

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PARMA

Dottorato di Ricerca in Ingegneria Geotecnica
Ciclo XXIV

Modellazione spazio-temporale dei fenomeni di *soil*
slip: dalla scala di pendio alla scala territoriale

Coordinatore:

Chiar.mo Prof. Alberto Mazzucato

Tutor:

Chiar.mo Prof. Lorella Montrasio

Co-Tutor:

Ing. Roberto Valentino

Dottorando: Ing. Gian Luca Losi

Indice

Capitolo 1

Introduzione generale

1.1. Introduzione.....	7
1.2. Modelli statistici per la definizione di soglie pluviometriche di criticità per frane.....	10
1.3. Modelli fisicamente basati per la previsione dell'innesco di frane	1919
1.4. Bibliografia.....	24

Capitolo 2

Un modello fisicamente basato per l'innesco dei *soil slip*

2.1. Introduzione	29
2.2. Descrizione del modello d'innesco	3131
2.3. Analisi delle temperature italiane per fasce climatiche e scelta del relativo grado di saturazione del terreno	36
2.4. Validazione del modello d'innesco a scala di pendio per alcuni casi di <i>soil slip</i> accaduti sul territorio italiano	40
2.5. Conclusioni.....	48
2.6. Bibliografia.....	49

Capitolo_3

Caratterizzazione geotecnica di laboratorio di terreni coinvolti in fenomeni di *soil slip* accaduti nell'Appennino Reggiano il 10 Aprile 2005

3.1. Introduzione	51
3.2. Inquadramento geologico e climatico dell'area di studio	53
3.3. Analisi morfologica dei pendii coinvolti in fenomeni di <i>soil slip</i> nell'Appennino Reggiano.....	56

3.4. Identificazione di alcuni siti campione.....	5959
3.4.1. Prelievo di campioni in sito.....	6161
3.5. Prove di caratterizzazione geotecnica del terreno	64
3.5.1. Relazioni tra le fasi.....	65
3.5.2. Analisi granulometrica	70
3.5.3. Limiti di <i>Atterberg</i>	73
3.6. Prove di caratterizzazione meccanica del terreno	7676
3.6.1. Prove triassiali consolidate isotropicamente e drenate.....	8282
3.6.2. Prove edometriche in progressione geometrica di carico...	9191
3.7. Applicazione del modello d’innescò per i 45 casi di <i>soil slip</i> ...	9696
3.8. Valutazione del contributo della pioggia antecedente all’istante d’innescò.....	107
3.8. Conclusioni.....	110
3.9. Bibliografia.....	111

Capitolo 4

Implementazione e validazione del modello d’innescò a scala comunale

4.1. Introduzione	113
4.2. L’area di studio.....	1166
4.3. Le caratteristiche delle frane	11919
4.4. Un altro modello per la previsione dell’innescò dei <i>soil slip</i> : <i>TRIGRS</i>	12323
4.4.1. Le peculiarità di <i>TRIGRS</i> e di <i>SLIP</i>	12525
4.5. Applicazione del modello <i>SLIP</i> a scala territoriale.....	12626
4.5.1. Applicazione del modello <i>TRIGRS</i> a scala territoriale.....	12929
4.6. Il modello <i>SLIP</i> per l’area di prova.....	13030
4.6.1. Il modello <i>TRIGRS</i> per l’area di prova.....	13333

4.7. Il modello <i>SLIP</i> per le aree di studio.....	13535
4.8. Conclusioni.....	13939
4.9. Bibliografia.....	14141

Capitolo 5

Implementazione e validazione del modello d'innescò a scala regionale

5.1. Introduzione	14747
5.2. Le frane superficiali accadute durante il 2005 nell'Appennino Emiliano	15050
5.3. Applicazione del modello <i>SLIP</i> e i dati di <i>input</i> a scala regionale....	15252
5.3.1. Applicazione del modello <i>TRIGRS</i>	15656
5.4. L'analisi <i>ROC</i> per la valutazione dell'affidabilità del modello ..	157
5.5. Risultati delle analisi di stabilità per l'area di prova.....	15959
5.5.1. Risultati delle analisi per gli eventi dell'11 Aprile e 3 Dicembre 2005 per l'area di studio	16262
5.6. Area di studio: analisi con <i>SLIP</i> per il periodo di un anno	16767
5.7. L'influenza dell'uso del territorio	16969
5.8. Conclusioni.....	17373
5.9. Bibliografia.....	17676

Capitolo 6

Implementazione e validazione del modello d'innescò a scala nazionale

6.1. Introduzione	18383
6.2. Scaletta Zanclea e Giampileri (Messina): evento del 1° ottobre 2009	18989
6.2.1. Il modello <i>SLIP</i> per l'evento del 1° ottobre 2009	19191
6.3. Casamicciola Terme (Napoli): evento del 10 novembre 2009	19393

6.3.1. Il modello <i>SLIP</i> per l'evento del 10 novembre 2009	19494
6.4. Evento del 24 dicembre 2009	19797
6.4.1. Il modello <i>SLIP</i> per l'evento del 24 dicembre 2009	19898
6.5. San Fratello (Messina) e Maierato (Vibo Valentia): evento del 14-15 febbraio 2010.....	200
6.5.1. Il modello <i>SLIP</i> per l'evento del 14-15 febbraio 2010...	202202
6.6. Evento del 4 aprile 2010.....	2055
6.6.1. Il modello <i>SLIP</i> per l'evento del 4 aprile 2010	206206
6.7. Monzuno (Bologna): evento del 15 maggio 2010.....	208208
6.7.1. Il modello <i>SLIP</i> per l'evento del 15 maggio 2010	209209
6.8. Uscio (Genova): evento dell'8 settembre 2010.....	212
6.8.1. Il modello <i>SLIP</i> per l'evento dell'8 settembre 2010	213213
6.9. Atrani (Salerno): evento del 9 settembre 2010.....	21515
6.9.1. Il modello <i>SLIP</i> per l'evento del 9 settembre 2010.....	2166
6.10. Liguria: evento del 4 ottobre 2010	21818
6.10.1. Il modello <i>SLIP</i> per l'evento del 4 ottobre 2010	21919
6.11. Pordenone: evento del 5 ottobre 2010.....	22121
6.11.1. Il modello <i>SLIP</i> per l'evento del 5 ottobre 2010.....	222
6.12. Villasimius: evento del 10 ottobre 2010	22525
6.12.1. Il modello <i>SLIP</i> per l'evento del 10 ottobre 2010.....	22626
6.13. Reggio Calabria: evento del 13 ottobre 2010.....	22828
6.13.1. Il modello <i>SLIP</i> per l'evento del 13 ottobre 2010.....	22929
6.14. Italia settentrionale: evento del 31 ottobre 2010	23232
6.14.1. Il modello <i>SLIP</i> per l'evento del 31 ottobre 2010.....	23333
6.15. L'Aquila: evento del 1° dicembre 2010	23535
6.15.1. Il modello <i>SLIP</i> per l'evento del 1° dicembre 2010.....	23636
6.16. Liguria, Trentino e Veneto: evento del 23 dicembre 2010	2388

6.16.1. Il modello <i>SLIP</i> per l'evento del 23 dicembre 2010	23939
6.17. Marche, Sicilia e Calabria: evento del 1° marzo 2011	24141
6.17.1. Il modello <i>SLIP</i> per l'evento del 1° marzo 2011	24242
6.18. Conclusioni.....	24444
6.19. Bibliografia.....	24646

Capitolo 7

Un modello empirico per la valutazione del grado di saturazione

7.1. Introduzione	24747
7.2. I dati sperimentali.....	25050
7.3. Il modello empirico	253
7.4. Risultati per alcuni siti campione	25757
7.5. Conclusioni.....	27070
7.6. Bibliografia.....	27171

Capitolo 8

Analisi numerica del processo di infiltrazione piovosa nella coltre di terreno superficiale sede di *soil slip*

8.1. Introduzione	27676
8.2. Il modello idrologico.....	27979
8.3. Modellazione agli elementi finiti	28383
8.4. Il modello a doppia porosità.....	28585
8.5. Applicazione del codice <i>FEMWATER</i> [®]	28989
8.6. Gli eventi piovosi analizzati.....	29191
8.7. I risultati della modellazione del processo di infiltrazione piovosa in pendii ideali.	29494
8.8. Conclusioni.....	300
8.9. Bibliografia.....	302

Capitolo 1

Introduzione generale

1.1. Introduzione

I *soil slip*, generalmente, si sviluppano in ambiente prealpino o in zone collinari, coinvolgendo per lo più limitate porzioni di terreno superficiale. Questi fenomeni sono stati ampiamente descritti in letteratura scientifica da diversi autori in relazione a differenti aree geografiche: California (Campbell, 1975; Ellen & Fleming, 1987; Wieczorek, 1987); Nuova Zelanda (Claessens et al., 2007; Schmidt et al., 2008); Portogallo (Zezere et al., 2008); Italia (Luino, 1997; Crosta & Dal Negro, 2003; Crosta et al., 2003; Crosta & Frattini, 2003; Guzzetti et al., 2004; Cascini et al., 2005; Giannecchini, 2006); Svizzera (Meusburger & Alewell, 2008); Austria (Moser & Hohensinn, 1983). Come notato dalla maggior parte degli autori sopra citati, questi fenomeni accadono principalmente dopo lunghi periodi piovosi o a seguito di un repentino scioglimento delle nevi. In altre parole, l'innesco di questi fenomeni è strettamente correlato alla saturazione del terreno superficiale. La relativa pericolosità è legata alla rapidità d'innesco, alla mancanza di indizi premonitori sul territorio in cui accadono ed all'elevata intensità di distribuzione dei singoli fenomeni. Quindi, in occasione di particolari condizioni meteorologiche, porzioni di terreno superficiale si staccano dagli strati più addensati sottostanti, o dal tetto del substrato roccioso sul quale soggiacciono e, muovendosi su una superficie in genere sub-planare, traslano verso valle evolvendo a volte in colata.

A fronte di una manifesta pericolosità, soprattutto per le infrastrutture, le coltivazioni e talvolta anche per le aree antropizzate, è singolare che a questa tipologia di frana non sia stata quasi mai associata una memoria storica. Rare sono le descrizioni, e tanto più le descrizioni cartografiche, di eventi alluvionali che hanno tenuto nella dovuta considerazione tali movimenti franosi, ma dall'esperienza degli eventi passati, è certo che l'innesco dei *soil slip* è strettamente correlato all'andamento degli eventi

meteorologici. Quindi, per prevederne l'accadimento, risulta imprescindibile la valutazione delle intensità di pioggia; nonché le caratteristiche geotecniche del terreno, la pendenza dei versanti e l'uso del suolo.

Per la previsione dell'innescò dei *soil slip* su scala territoriale si rende utile, quindi, un modello d'innescò fisicamente basato che permetta una correlazione diretta tra proprietà del terreno ed andamento delle piogge e che sia allo stesso tempo sufficientemente semplificato da poter essere implementato in un dispositivo di monitoraggio in tempo reale. Lo scopo è quello di sviluppare un sistema di previsione *real-time* che permetta di correlare direttamente l'andamento delle piogge con la probabilità d'innescò di uno scivolamento superficiale su un pendio. Per raggiungere tale scopo, è stato messo a punto un modello semplificato atto alla valutazione del fattore di sicurezza di pendii potenzialmente instabili, direttamente correlabile con l'andamento delle precipitazioni piovose.

Nell'ambito della presente tesi saranno mostrati i risultati di un'attività di ricerca finalizzata alla convalida del modello sviluppato e alla sua implementazione in una piattaforma integrata per la gestione ed il trattamento dei dati ambientali. In particolare, il modello è stato reso direttamente operativo in vista della previsione dei fenomeni a scala regionale e nazionale mediante la sua implementazione, attuata in via sperimentale, in uno strumento che permette la diretta correlazione tra parametri geotecniche del territorio ed andamento delle piogge. L'attività ha previsto l'ingegnerizzazione di un sistema che, prendendo in considerazione sia le piogge osservate sia quelle previste, in relazione al modello d'innescò proposto, è in grado di trattare dati ambientali sia storici sia in tempo reale. Tale sistema permette di confrontare in continuo le precipitazioni previste ed osservate sul territorio con il rischio di movimentazione in termini di fattore di sicurezza.

A margine di tale attività si sono sviluppate ulteriori tematiche, quali: un modello empirico per la determinazione del grado di saturazione del terreno superficiale (uno dei pochi parametri del modello d'innescò), una campagna d'indagine sull'Appennino Reggiano per la valutazione delle caratteristiche geotecniche e di resistenza dei terreni coinvolti in scivolamenti superficiali (innescatisi il 10 aprile 2005) mediante prove di

laboratorio ed un'analisi numerica del processo d'infiltrazione piovosa nella coltre di terreno superficiale sede di *soil slip*.

1.2. Modelli statistici per la definizione di soglie pluviometriche di criticità per frane

Nell'ambito della geomorfologia e geomorfologia applicata, da più di trent'anni si sono sviluppate ricerche e studi volti all'identificazione delle correlazioni esistenti tra le precipitazioni che colpiscono una determinata area e i movimenti gravitativi che si manifestano di conseguenza.

L'innesco di alcune tipologie di frane, tra cui i *soil slip*, risulta essere strettamente correlato con le precipitazioni abbattutesi sulla zona in un determinato periodo di tempo precedente l'evento parossistico.

I *soil slip* sono fenomeni che si innescano solitamente in seguito a precipitazioni brevi ed intense o di media intensità prolungate nel tempo: tali piogge hanno caratteristiche spiccatamente localizzate e, nei bacini alpini, la loro dinamica evolutiva è fortemente condizionata dall'orografia, dall'esposizione dei versanti, dalla quota, dal vento e dal gradiente termico. È stato più volte riscontrato che la distribuzione delle piogge assume caratteristiche marcatamente differenziate in bacini limitrofi (versanti destro e sinistro oppure zona di testata e fondovalle/conoide).

Gli studi che si sono prefissi l'obiettivo d'individuare la correlazione tra precipitazioni e movimenti di massa sono classificabili principalmente in due tipologie:

- studi basati sulla modellazione fisica del pendio esaminato, dell'infiltrazione e del deflusso lungo il pendio stesso (modello idrologico). Analisi di questo tipo sono in genere svolte su una porzione di versante limitata o, al massimo, a scala di bacino, spesso con l'ausilio di tecnologie *GIS*: necessitano infatti di numerosi parametri che sono soggetti ad elevata variabilità spaziale;
- studi volti all'individuazione di soglie pluviometriche per l'innesco di frane, valide a scala locale o regionale, determinate su indagini di tipo statistico in base ai dati relativi agli eventi pregressi nella zona in esame.

Per lo svolgimento di analisi di questo tipo è necessario disporre di un'ampia base di dati, relativi sia alle precipitazioni che alle frane nella

zona esaminata; occorre inoltre porre particolare attenzione alla validità spaziale delle soglie ricavate.

L'approccio empirico, basato sull'analisi di fenomeni di instabilità correlati alle precipitazioni, è stato utilizzato, ad esempio, negli studi di *Caine* (1980), *Govi et al.* (1980, 1985), *Cancelli & Nova* (1985), *Wieczorek* (1987), *Cannon & Ellen* (1985, 1988), *Crosta* (1990, 1994, 1998, 2001), *Guzzetti et al.* (1992), *Ceriani et al.* (1992, 1994), *Marchi et al.* (2002).

I numerosi studi, relativi a soglie di innesco, presenti in letteratura si differenziano soprattutto in base a:

- tipi di fenomeni di instabilità esaminati;
- parametri pluviometrici considerati (intensità della precipitazione, durata dell'evento, precipitazione media annua, precipitazione cumulata antecedente l'evento, ecc.);
- dimensione e localizzazione dell'area di studio.

Trattandosi di un approccio fondamentalmente statistico, l'affidabilità dei risultati è legata alla disponibilità di dati di base, sia pluviometrici che relativi ai fenomeni considerati. Inoltre l'innesco di movimenti gravitativi in generale, ed in particolare dei *soil slip*, dipende da numerosi parametri fisici, geologici, morfologici, oltre che climatici, pertanto la validità areale delle curve ottenute da ciascuno studio è determinata dalla distribuzione del campione analizzato.

Ogni operazione di regionalizzazione di soglie pluviometriche deve essere valutata attentamente, tenendo conto della variazione spaziale dei vari fattori che influiscono sull'innesco dei fenomeni considerati.

Facendo riferimento agli studi più noti, di seguito sono descritti sinteticamente gli approcci utilizzati nelle varie ricerche.

Caine (1980) propose una soglia pluviometrica per l'innesco di frane superficiali e *debris flow*, determinata utilizzando i dati relativi a circa settanta fenomeni avvenuti in diverse zone del mondo, caratterizzate da differenti condizioni geologiche, morfologiche e climatiche. Secondo l'Equazione 1, il verificarsi o meno di una colata, dipende essenzialmente dall'intensità media e dalla durata dell'evento pluviometrico che colpisce l'area. Tale relazione risulta applicabile per eventi di durata compresa tra i 10 minuti e i 10 giorni.

$$I = 14.82 \cdot D^{-0.39} \quad (1)$$

Uno studio di *Govi & Sorzana* (1980), fu condotto esaminando gli eventi pluviometrici che avevano colpito diversi bacini piemontesi provocando l'innesco di numerose frane superficiali: fu possibile osservare che l'innesco di fenomeni di colata (*mud flow* o *debris flow*) era legato ad un valore soglia, funzione della precipitazione media annua (*PMA*). All'interno di ogni area caratterizzata da simili condizioni climatiche, la precipitazione necessaria per innescare *soil slip* variava in un *range* ristretto, dipendente principalmente dall'intensità della precipitazione e dalla pioggia cumulata nel periodo precedente l'evento. Il manifestarsi di *soil slip* risultò fortemente influenzato dal tipo di suolo e dalla pendenza dei versanti, mentre risultava essere meno importante la litologia.

In uno studio successivo *Govi et al.* (1985), esaminarono nuovamente la relazione tra altezza di precipitazione e frane. In particolare, per quanto riguarda le frane superficiali di fluidificazione del suolo, furono esaminati 22 eventi meteorici, conteggiando la precipitazione cumulata relativa all'evento e la pioggia registrata in un periodo compreso tra i 30 ed i 60 giorni precedenti (espressa come % *PMA*). Fu osservato che:

- nello stadio iniziale (in cui si sviluppano da 3 a 15 frane ogni km²) le altezze critiche di precipitazione cumulata variano in un campo di valori piuttosto ampio, in funzione dell'intensità media oraria della precipitazione delle condizioni stagionali;
- superata la soglia critica iniziale, gli stadi successivi (intermedio, con concentrazione di frane tra 15 e 30 al km² e catastrofico, se le frane sono più di 30 ogni km²), vengono rapidamente raggiunti, durante le piogge intense, anche per incrementi relativamente modesti dei valori percentuali di *PMA*;
- elevate intensità orarie compensano insufficienti valori critici di pioggia cumulata e viceversa; l'intensità oraria delle precipitazioni influisce sull'intervallo di tempo entro il quale si verifica la maggior parte delle frane: durante eventi estivi ed autunnali (elevata intensità) i fenomeni di dissesto (fino a 100 ogni km²) iniziano e si esauriscono in genere in 2-4 ore. Nel corso di eventi primaverili o invernali (basse intensità orarie) l'intervallo varia tra 10 e 24 ore.

La relazione tra fase iniziale della franosità in terreni superficiali e parametri idrologici è indicata da due linee che definiscono i valori soglia di precipitazione al di sopra dei quali, in base alla stagione, si innescano le prime frane nell'area considerata. Le due linee soglia sono rispettivamente valide per eventi invernali-primaverili e per eventi estivi-autunnali ed indicano la relazione tra intensità oraria e precipitazione cumulata dell'evento (espressa in % della *PMA*).

La nota relazione determinata da *Wieczorek* (1987), che esaminò un'area di circa 10 km² nella zona delle *Santa Cruz Mountains (California)*, mette in relazione intensità media e durata degli eventi meteorici, definendo una soglia superata la quale è molto alta la probabilità che si verifichino *mud flow*. In questo caso furono esaminati 22 eventi meteorici, 10 dei quali provocarono l'innescamento di colate di detrito. Nei casi esaminati assume un importante ruolo anche la precipitazione antecedente l'evento innescante, registrata in un periodo compreso tra i 7 giorni ed i 2 mesi: in tutti i casi in cui si sono innescati *debris flow*, nel periodo precedente sono caduti almeno 28 mm di pioggia. La soglia individuata risulta più restrittiva rispetto a quella individuata da *Caine*.

Ceriani et al. (1992) verificarono la validità delle soglie determinate da *Govi et al.* (1985) nella zona delle Alpi Centrali colpita dall'alluvione del luglio 1987.

Sono stati raccolti i dati relativi agli eventi meteorici registrati presso le stazioni pluviometriche di Bormio e Lanzada ed i fenomeni d'instabilità verificatisi nel raggio di 5 km. Oltre ai *debris flow* in senso stretto, vennero presi in esame anche *debris torrent* (*mud flow* ricchi in materiale organico) e *soil slip*. I punti relativi ai vari eventi, rappresentati sul diagramma intensità-precipitazione cumulata, evidenziano l'impossibilità di applicare le soglie stagionali proposte da *Govi et al.* (1985) per l'area esaminata. Fu quindi proposta una diversa curva di instabilità, valida per fenomeni d'instabilità in generale. Tale soglia correla l'intensità media della precipitazione ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$), la durata (h) dell'evento e la precipitazione media annua *PMA* (%). La curva risulta avere differente espressione a seconda che l'intensità della precipitazione sia minore o maggiore di $2 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$, per cui si ha:

$$\blacktriangleright PMA \% = -3,65 \cdot \log I + 13,59 \text{ con } I > 2 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$$

➤ $PMA \% = -23,51 \cdot \log I + 27.56$ con $I < 2 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$

Sulla base degli stessi dati è stata ottenuta una curva per l'innescò dei "debris flow" rappresentata dall'Equazione 2:

$$I = D^{-0.46} \cdot 16.24 \quad (2)$$

Tale formulazione è simile a quella proposta da *Caine* (1980). Tale curva è stata affinata in seguito, tenendo conto dei dati relativi agli eventi meteorici che hanno colpito la zona nel corso dell'estate del 1992 e nell'autunno del 1993, ottenendo due differenti formulazioni (*Ceriani et al.*, 1994), a seconda che in ordinata sia considerata l'intensità ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$) o l'intensità normalizzata (%):

➤ $I = D^{-0.55} \cdot 20.0$

➤ $In\% = D^{-0.55} \cdot 2.01$

Bertolo & Bottino (2006) propongono un altro studio per la definizione di soglie di innescò, valide per quattro vallate dell'arco alpino occidentale (Valli Chisone-Germanasca, media-bassa Valle di Susa, Valle Stura di Lanzo, Valle Orco). L'analisi è svolta sulla base di eventi pluviometrici avvenuti dal 1950 al 2000, escludendo eventi molto localizzati (che hanno coinvolto solo bacini con $S < 2 \text{ km}^2$), allo scopo di ottenere soglie valide per un settore omogeneo non troppo ristretto, trascurando forti condizionamenti locali.

Per le misure di precipitazione, si è fatto riferimento ad una stazione pluviometrica rappresentativa per ogni valle, con una serie storica di dati sufficientemente completa, ma sono stati analizzati anche i dati relativi ad altri pluviometri presenti nelle valli in esame.

Nel lavoro sono stati presi in considerazione tutti i fenomeni direttamente connessi con precipitazioni intense: colate detritiche, colamenti superficiali, scivolamenti rotazionali, fenomeni di carattere torrentizio con elevato trasporto solido.

Per ogni vallata sono state individuate due tipi di soglie pluviometriche:

- d'innescò: che mettono in relazione la precipitazione massima giornaliera durante l'evento ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$) e la precipitazione totale durante l'evento (mm);

- in base alla stagionalità degli eventi: sono considerate la precipitazione massima giornaliera durante l'evento ($\text{mm}\cdot\text{d}^{-1}$) e la precipitazione durante l'evento sommata a quella dei 15 giorni precedenti (mm).

I valori di precipitazione richiesti per l'innesco di fenomeni differiscono da vallata a vallata, ma in ogni caso sono inferiori nel periodo primaverile rispetto a quello autunnale, con una differenza tra i due valori pari a circa il 5% della *PMA*.

Le soglie individuate per le diverse vallate sono caratterizzate da valori differenti (legati alle diverse condizioni geomorfologiche e climatiche e quindi alle diverse risposte nei confronti degli eventi meteorologici estremi). I valori di soglia tendono invece ad omogeneizzarsi considerando i valori come percentuali della *PMA*. Tuttavia, secondo gli autori, le indicazioni fornite dai modelli sono da ritenersi affidabili solo nel caso in cui questi siano elaborati e tarati in base a dati riferiti a zone omogenee ed arealmente non molto estese.

Tali osservazioni confermano quelle di *Bacchini & Zannoni (2003)*, a seguito dello studio svolto a scala di bacino, in un'area frequentemente soggetta a fenomeni di *debris flow*, localizzata nelle Dolomiti. L'area di studio è stata attrezzata con un sistema di monitoraggio, con l'intento di creare un sistema di allerta per la salvaguardia degli abitanti e delle infrastrutture della zona. L'analisi si basa sui dati registrati da tre pluviometri, localizzati all'interno o nei pressi dell'area di studio, nel corso di 5 eventi recenti.

Analizzando le precipitazioni (intensità media delle precipitazioni, durata e *PMA*) e le relazioni con l'innesco delle colate fangoso-detritiche torrentizie, è stato osservato che per il bacino in esame:

- le precipitazioni necessarie per l'innesco sono pari a 20-30 mm in 1-2 h, di breve durata ed intensità medio-alta;
- dal confronto con le soglie proposte da altri autori, risulta che le soglie normalizzate rispetto alla *PMA* risultano adatte per analisi regionali, ma non idonee per studi su aree più ampie;
- sono state ricavate soglie inferiori a quelle proposte da *Govi e Ceriani et al.*, poiché nella loro definizione influiscono in modo particolare le dimensioni del bacino, le condizioni climatiche,

l'estensione dell'area di studio considerata, le caratteristiche del meccanismo di innesco.

Gli autori osservano che per migliorare l'affidabilità delle soglie sono necessari dati relativi a molti eventi, derivanti da una fitta rete di strumenti, installati nelle zone soggette a *debris flow*. Per il momento le soglie possono avere funzione di allarme ad uso dei tecnici che gestiscono il sistema di monitoraggio ed allertamento ai fini della protezione civile, ma non valore previsionale, per il quale sarebbe necessario l'utilizzo di sofisticati modelli, basati sulla previsione delle precipitazioni.

Lo studio condotto da *Aleotti* (2004), relativo ad un'ampia area del territorio piemontese, interessato, in particolare nel corso degli ultimi 15 anni, da numerosi eventi meteorici particolarmente intensi. Sono stati analizzati i 5 principali eventi recenti, che hanno coinvolto aree differenti: in primo luogo è stata valutata la correlazione tra precipitazioni antecedenti l'evento (7, 10 e 15 giorni) e precipitazione critica: per gli eventi in esame, non risultano evidenti correlazioni tra le due grandezze. È stato ricavato il tempo di ritorno di ciascun evento considerato, ricavato dai dati misurati negli strumenti prescelti: nella maggior parte dei casi le precipitazioni risultano avere tempo di ritorno superiore ai 50 anni, ma per tutti gli eventi si ha tempo di ritorno di almeno 10 anni. Le curve di possibilità pluviometrica con diverso tempo di ritorno (10 o 50 anni), calcolate per le stazioni di riferimento, possono quindi essere considerate un primo approssimativo tipo di soglia pluviometrica, che segnalano rispettivamente eventi che provocano l'innesco di poche ($Tr = 10$ anni) o numerose frane ($Tr = 50$ anni).

Una soglia del tipo intensità-durata della precipitazione, più accurata delle precedenti, è ricavata in modo tale che il 90% dei punti del grafico (rappresentanti diversi inneschi di frane) siano inclusi nel semipiano rappresentante le condizioni di instabilità. Tale soglia, rappresentata dall'Equazione 3, risulta molto simile alla curva individuata da *Ceriani et al.* (1994) per le Alpi centrali e alla soglia proposta da *Caine* (1980).

$$I = 19 \cdot D^{-0.50} \quad (3)$$

Sulla base dei dati disponibili sono state ricavate anche le soglie di innesco considerando l'intensità normalizzata, sia rispetto alla *PMA* che rispetto alla *NCR*.

Aleotti presenta un esempio di applicazione delle soglie individuate in sistemi di allertamento, proponendone una sperimentazione allo scopo di calibrare ed affinare le soglie in vista di tale utilizzo.

Egli pone una particolare attenzione alla tipologia ed alla qualità dei dati utilizzati nell'identificazione delle soglie. Sottolinea l'importanza nella definizione dell'inizio dell'evento critico e dell'ora di innesco della frana e della scelta dello strumento di cui considerare le misure da associare a ciascun fenomeno di instabilità. Inoltre è fondamentale la compilazione di una banca dati, relativa a ciascun evento, contenente accurate informazioni riguardanti:

- identificazione dell'evento;
- data e durata dell'evento;
- area coinvolta dall'evento;
- identificazione degli strumenti di misura (pluviografi) da considerare per l'evento.

Inoltre per ciascuno strumento è necessario acquisire:

- coordinate geografiche;
- precipitazioni giornaliere antecedenti l'evento per un periodo di almeno 15 giorni;
- precipitazioni orarie relative all'intero evento;
- curve di possibilità pluviometrica per diversi tempi di ritorno (quindi serie storiche di dati sufficientemente lunghe).

Uno studio di *Giannecchini* (2006) riguarda un'area più ampia, compresa nella zona delle Alpi Apuane meridionali, coinvolta, tra il 1984 ed il 2000, da almeno 6 eventi alluvionali che hanno provocato l'innesco di numerosi fenomeni di instabilità. Si tratta in genere di frane rapide e superficiali (*soil slip-debris flow*), estremamente veloci, che interessano il materiale superficiale (1-2 m) su versanti con pendenza 35-40° e coinvolgono spesso la rete idrografica.

Sono analizzati 152 eventi meteorici importanti (di durata 1-2 h ed intensità elevata $20-30 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ oppure di durata 40-50 h ed intensità ridotta $2-4 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$) avvenuti tra il 1975 ed il 2002, considerando i dati registrati in una stazione baricentrica rispetto all'area in esame.

Per ogni evento sono considerate: la precipitazione d'evento (mm), la durata (h), l'intensità media ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$) ed è condotta un'analisi per individuare gli effetti al suolo, in base ai quali gli eventi sono classificati in 3 tipologie (A = eventi che hanno causato numerose frane superficiali, B = eventi che hanno causato alcune frane superficiali e C = eventi per i quali non si hanno informazioni riguardo a fenomeni di instabilità indotti).

Sono individuate le linee indicanti le soglie pluviometriche sul diagramma $I = f(D)$: due curve dividono il piano in 3 parti (eventi di tipo A , B e C), per eventi con $D \leq 12$ ore e con durata qualsiasi. Dal confronto con altre soglie, i valori individuati risultano particolarmente alti, come ci si poteva aspettare, considerando la PMA decisamente elevata della zona in esame. La validità delle soglie è comunque soggetta a verifica: a questo scopo sono state installate due stazioni di monitoraggio dotate di pluviografi. Inoltre ulteriori studi sono previsti per la definizione di un modello di infiltrazione e la valutazione del ruolo delle precipitazioni antecedenti l'evento, nell'innescò di frane superficiali.

1.3. Modelli fisicamente basati per la previsione dell'innescio di frane

La ricerca recente ha portato allo sviluppo di modelli che descrivono i fenomeni di collasso superficiale alla luce di equazioni che esprimono una condizione di equilibrio limite statico o quasi-statico, in modo da tenere conto dell'effetto della forza media indotta sul generico elemento di pendio dal processo di infiltrazione e di filtrazione che si realizza nell'ammasso (coerente o incoerente) (*Montgomery e Dietrich, 1994; Pack et al., 1998*). La descrizione dei processi di collasso superficiale richiede l'articolazione dello schema predittivo in due segmenti:

- un modello idrologico per la descrizione dei processi di filtrazione parallela al pendio, destinato a fissare l'andamento delle pressioni neutrali;
- un modello basato sulla teoria dell'equilibrio limite di un pendio infinitamente esteso per l'analisi di stabilità dei pendii in presenza di deflusso sottosuperficiale.

Il prodotto finale del modello generalmente consta nella restituzione di un indice di stabilità spazialmente distribuito. L'accuratezza dei risultati ottenuti in parte dipende dalla qualità e dal dettaglio dei dati topografici ma anche dalla calibrazione dei parametri di input derivata dai rilievi di campagna ed analisi di laboratorio.

Montgomery e Dietrich (1994) introducono un modello di stabilità di versante denominato *SHALSTAB* dove l'indice predittivo è rappresentato da valori di pioggia necessaria per attivare un processo di instabilità.

Pack et al. (1998) sviluppano un modello di stabilità basato sugli stessi assunti di *SHALSTAB* e denominato *SINMAP (Stability Index MAPping)* ma differente per alcuni aspetti soprattutto riconducibili alla procedura per il calcolo dell'area drenata ed alla restituzione di un indice predittivo non espresso come valori di pioggia critica ma come probabilità di accadimento entro un dato *range* di parametri di input.

Lo schema di calcolo *SHALSTAB* proposto da *Montgomery e Dietrich (1994)* è applicabile a tutti quei fenomeni riguardanti la traslazione dello strato superficiale del suolo, con spessore inferiore al metro e mezzo la cui dinamica è riconducibile alla convergenza del deflusso sottosuperficiale. La metodologia si articola in un modello di stabilità di

un pendio infinitamente esteso inteso come il bilanciamento della componente destabilizzante dovuta alla forza di gravità con la componente stabilizzante dovuta all'azione coesiva del terreno. Il pendio sia costituito da un terreno coerente di caratteristiche ρ_s (peso di volume del materiale in condizioni di saturazione), n (porosità), k (conducibilità idraulica laterale satura), C (coesione) e φ (angolo di attrito interno), e sia soggetto all'azione del peso proprio ed a quella di una corrente uniforme di profondità h che sollecita l'ammasso scorrendo sopra la superficie di contatto fra suolo e substrato. Tramite osservazioni elementari di equilibrio statico, non tenendo conto del parametro coesione, è possibile stabilire la seguente equazione di equilibrio limite:

$$\frac{h}{z} = \frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \frac{\tan \theta}{\tan \varphi}\right) \quad (4)$$

dove θ è l'angolo di inclinazione del pendio (-), ρ_s è la densità di suolo saturo ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), ρ_w è la densità dell'acqua ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$), z è lo spessore del suolo rispetto al piano di scorrimento (m), h è lo spessore di suolo saturo interessato da falda rispetto al piano di scorrimento (m), e φ è l'angolo di attrito interno del suolo (-).

Quando il valore di conducibilità idraulica satura k ($\text{m}\cdot\text{h}^{-1}$) possa assumersi costante lungo la verticale, la portata q_0 del moto di filtrazione parallelo al pendio può ottenersi nel modo seguente:

$$q_0 = k \cdot h \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta \quad (5)$$

Il valore di q_0 per ciascuna cella della maglia regolare utilizzata per discretizzare il versante può essere determinato, ipotizzando condizioni di moto permanente, imponendo il rispetto dell'equazione di continuità scritta nella maniera seguente:

$$i_e \cdot A = q_0 \cdot b \quad (6)$$

dove i_e rappresenta l'afflusso efficace alla falda ($\text{m}\cdot\text{h}^{-1}$), A è l'area drenata (m^2) dalla cella in esame e b è la larghezza della cella (m) nella direzione del moto di filtrazione. La sostituzione dell'Equazione 5 nell'Equazione 6 porta alla seguente espressione:

$$k \cdot h \cdot \cos \theta = \frac{i_e}{\sin \theta} \cdot \frac{A}{b} \quad (7)$$

la quale può essere riscritta introducendo la trasmissività $T = k \cdot z \cdot \cos \theta$ ($\text{m}^2 \cdot \text{h}^{-1}$):

$$\frac{h}{z} = \frac{i_e}{\sin \theta} \cdot \frac{A}{bT} \quad (8)$$

La formulazione finale adottata dal modello, sulla base dell'Equazione 8 e dell'Equazione 4, come combinazione della componente idrologica e geomeccanica, e con l'aggiunta del parametro coesione, può essere espressa come:

$$i_{e,cr} = T \cdot \sin \theta \cdot \frac{b}{A} \cdot \left[\frac{\rho_s}{\rho_w} \cdot \left(1 - \left(1 - \frac{C}{\sin \theta \cdot \cos \theta} \right) \cdot \frac{\tan \theta}{\tan \varphi} \right) \right] \quad (9)$$

dove C è espresso come il rapporto $C = \frac{C_r + C_z}{\rho_s \cdot g \cdot z}$, C_r è la coesione radicale ($\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$), C_s è la coesione del suolo ($\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$), g è l'accelerazione di gravità ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$), A è l'area contribuyente calcolata mediante lo schema di calcolo *Multiple Flow*, e $i_{e,cr}$, nell'ipotesi che l'afflusso meteorico non subisca perdite nella sua trasformazione in afflusso efficace alla falda, rappresenta la variabile predittiva del modello, chiamata pioggia critica, intesa come quantità di pioggia richiesta per attivare un processo di franamento superficiale.

Indice predittivo espresso in pioggia critica

Incondizionatamente stabile
Incondizionatamente instabile
0-50 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$
50-100 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$
100-200 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$
200-400 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$
>400 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$

Tabella 1. I valori più bassi indicano una maggiore propensione alla stabilità e i valori più alti alla stabilità.

In ragione dell'impostazione utilizzata, la dimensione temporale dei processi non viene colta esplicitamente dalla metodologia.

Il modello di stabilità *SINMAP* è basato sui medesimi assunti concettuali del modello di stabilità di un pendio infinitamente esteso adottato da *SHALSTAB*. Vi sono tuttavia alcune significative differenze:

- il metodo per la determinazione delle direzioni di deflusso fa riferimento all'algoritmo D_{∞} (Tarboton, 1997);
- la componente idrologica che favorisce l'instabilizzazione del terreno, definisce il concetto di saturazione relativa concepita secondo gli assunti di *TOPMODEL* (Beven and Kirkby, 1979).

La metodologia *SINMAP* (*Stability INDEX MAPping*) (Pack et al., 1998) si basa sul modello di stabilità del pendio indefinito, che consiste nel calcolo del bilanciamento tra la componente parallela al pendio della forza di gravità e le forze di coesione e di attrito che si oppongono al movimento delle masse di terreno, lungo un piano di taglio parallelo al pendio stesso. La pressione esercitata dall'acqua nella matrice porosa riduce la componente normale della forza di gravità che, tramite l'angolo di attrito interno del materiale, è correlata alla resistenza al taglio. La pressione nella matrice porosa è calcolata assumendo che lo stato di saturazione del terreno dipenda dal rapporto tra la trasmissività idraulica di una certa porzione di suolo e la sua *Specific Catchment Area*, ovvero la sua area di alimentazione. Il metodo prevede di poter effettuare una migliore calibrazione delle caratteristiche meccaniche del versante attingendo informazioni da più livelli informativi: in questo modo è possibile ottenere una regione di calibrazione più dettagliata, che includa nell'analisi della stabilità il contributo di vari fattori quali ad esempio lo spessore delle coperture pedo-regolitiche, il tipo di suolo, la vegetazione, etc. Il modello del pendio infinito è rappresentato dall'equazione:

$$SI = \frac{C_r + C_s + \cos^2 x \cdot [\rho \cdot g \cdot (D - D_w) + (\rho \cdot g - \rho_w \cdot g) \cdot D_w] \cdot \tan \psi}{D \cdot \rho \cdot g \cdot \sin x \cdot \cos x} \quad (10)$$

dove:

- C_r è la coesione delle radici [$\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$];
- C_s è la coesione del suolo [$\text{N} \cdot \text{m}^{-2}$];

- x è la pendenza del versante ($\tan^{-1}S$, dove $S = H/L * 100$);
- ρ è la densità del suolo umido [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$];
- ρ_w è la densità dell'acqua [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$];
- g è l'accelerazione di gravità [$\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$];
- D è lo spessore verticale del suolo [m];
- D_w è l'altezza verticale della falda idrica rispetto al substrato [m];
- ψ è l'angolo di attrito interno dei materiali [-].

Il SI esprime pertanto la probabilità che in una certa zona, detta regione, si possa verificare una frana: le zone in cui $SI > 1,5$ sono considerate stabili, mentre quelle prossime a 0 sono considerate estremamente instabili.

Il metodo necessita che alcuni parametri di calibrazione, quali l'angolo di attrito dei materiali, la coesione ed il rapporto tra la Trasmissività e il tasso di ricarica di pioggia (T / r), siano definiti all'interno di ciascuna regione.

In letteratura scientifica, tra i modelli fisicamente basati, rientra anche *TRIGRS* (*Baum et al., 2002*). Tale modello, pur adottando condizioni di totale saturazione per il pendio, contempla una differente modellazione del regime delle pressioni neutre rispetto a *SHALSTAB* e a *SINMAP*. Infatti, le principali caratteristiche di *TRIGRS* sono di considerare condizioni idrologiche transitorie e la superficie freatica parallela al pendio, consentendo la simulazione dei caratteri transitori dei processi di infiltrazione, utilizzando la linearizzazione dell'equazione di *Richards* proposta da *Iverson* (2000) e fornisce in *output* i valori dei fattori di sicurezza a differenti profondità. Una descrizione più dettagliata del modello è presentata nei Capitoli 4 e 5, poiché confrontato con il modello trattato nella presente tesi, *SLIP*.

1.4. Bibliografia

- Aleotti, P. (2004). A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology*, 73, 247–265.
- Bacchini, M., Zannoni, A. (2003). Relation between rainfall and triggering of debris-flow: case study of Cancia (Dolomites, Northeastern Italy). *Natural Hazards and Earth Sciences*, 3, 71-79.
- Baum, R., Savage, W., Godt, J. (2002). *TRIGRS- A fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis*. USGS Open-file Report 02-424.
- Bertolo, P., Bottino, G. (2006). Individuazione delle soglie pluviometriche di innesco di fenomeni franosi superficiali in funzione delle condizioni idrologiche locali – Analisi di alcune situazioni rappresentative nell’arco alpino occidentale. *GEAM*, 1-2, marzo-giugno 2006, 45-57.
- Beven, K.J., Kirkby, M.J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Science Bulletin*, 24, 43-69.
- Caine, N., (1980), The rainfall intensity duration control of shallow landslides and debris flow. *Geografiska Annaler*, 62 (1-2), 659-675.
- Campbell, R. (1975). Soil slips, debris flow and rainstorms in the Santa Monica Mountains and Vicinity, Southern California. *U.S. Geological Survey Professional Paper* 851.
- Cancelli, A., Nova, R. (1985). Landslide in soil debris cover triggered by rainstorm in Valtellina (Central Alps, Italy). *Proc. IVth Inter. Conf. and Field Workshop on Landslides*, Tokyo, 1985.
- Cannon, S.H., (1988). Regional rainfall-threshold conditions for abundant debrisflow activity. *In Ellen, S.D. and Wieczorek, G.F (Eds)*

“Landslides, Floods and Marine effects of the storm of 2-5 January 1982 in the San Francisco Bay Region, California”, USGS Professional Paper, 1434, 35-42.

Cannon, S.H., Ellen S.D., (1985). Rainfall condition for abundant debris avalanches, S. Francisco Bay Region – California. *California Geology*, 38 (12).

Cascini, L., Cuomo, S., Sorbino, G. (2005). Flow-like mass movements in pyroclastic soils: remarks on the modeling of triggering mechanisms. *Italian Geotechnical Journal* , 4, 11-31.

Ceriani, M., Lauzi, S., Padovan, N. (1994a). Rainfall thresholds triggering debrisflow in the alpine area of Lombardia Region, central Alps – Italy. *Proc. Man and Mountain, I Conv. Intern. per la Protezione e lo Sviluppo dell’ambiente montano*, Ponte di legno (BS), 123-139, 1994.

Ceriani, M., Lauzi, S., Padovan, N. (1994b), Rainfalls and debris flows in the Alpine area of Lombardia region – central Alps – Italy. *Mem. Soc. Geol. It.*, 48, 917-921.

Ceriani, M., Lauzi, S., Padovan, N. (1992). Rainfalls and landslides in the alpine area of Lombardia Region, Central Alps, Italy. *Proceedings Intrapraevent 1992*, Bern, 9-20.

Claessens, L., Schrool, J., Veldkamp, A. (2007). Modelling the location of shallow landslides and their effects on landscape dynamics in large watersheds: an application for Northern New Zealand. *Geomorphology* , 87, 16-27.

Crosta, G., Dal Negro, P. (2003). Observation and modelling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 3, 53-69.

- Crosta, G., Frattini, P. (2003). Distributed modeling of shallow landslides triggered by intense rainfall. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 3, 81-93.
- Crosta, G., Dal Negro, P., Frattini, P. (2003). Soil slips and debris flows on terraced slopes. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 3, 31-42.
- Crosta, G., Frattini, P. (2001). Rainfall Thresholds for triggering soil slip and debris flow. *Proc. of EGS 2nd Plinius Conference 2000, Mediterranean Storm*, Siena, 463-488.
- Crosta, G. (1998). Regionalisation of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation. *Environmental Geology* 35 (2-3), 131-145.
- Crosta, G. (1994). Rainfall thresholds applied to soil slips in alpine and prealpine areas. *In: Proceedings of 1st International Symposium on Protection and Development of the environment in Mountains Areas*, Ponte di Legno, 20- 24 June. Montana s.r.l., Milano, 143-153.
- Crosta, G. (1990). A study of slope movements caused by heavy rainfalls in Valtellina (Italy – July 1987). *In: Cancelli A (ed) ALPS 90, Proceedings of 6th International Conference and Field workshop on Landslides, Milan, Ricerca Scientifica ed Educazione Permanente, Suppl. 79b*, Milano, 247-258.
- Ellen, S., Fleming, R. (1987). Mobilization of debris flow from soil slips, San Francisco Bay Region, California. *In: Costa JE, Wieczorek GF (eds) Debris flow/avalanches: process, recognition, and mitigation. Reviews in Engineering Geology*, 7, 31-40.
- Giannecchini, R. (2006). Relationship between rainfall and shallow landslides in the southern Apuan Alps (Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 6, 357-364.

- Govi, M., Sorzana, P.F. (1980). Landslide susceptibility as a function of critical rainfall amount in Piedmont basin (Northwestern Italy). *Studia Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 14, 43-61, Krakow.
- Govi, M., Mortara, G., Sorzana, P.F. (1985). Eventi idrologici e frane. *Geologia applicata e idrogeologia*, Vol.XX, Parte II.
- Guzzetti, F., Cardinali, M., Reichenbach, P., Cipolla, F., Sebastiani, C., Galli, M. (2004). Landslides triggered by the 23 November 2000 rainfall event in the Imperia Province, Western Liguria, Italy. *Engineering Geology*, 73, 229-245.
- Guzzetti, F., Crosta, G., Marchetti, M., Reichenbach, P. (1992). Debris flow triggered by the July, 17-19, 1987 storm in the Valtellina area (northern Italy). In: *Intrepraevent 1992*, Bern, 2: 193-204.
- Iverson, R.M. 2000. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36(7): 1897–1910.
- Luino, F. (1997). The flood and landslide event of November 4-6, 1994 in Piedmont Region (Northwestern Italy): causes and related effects in Tanaro Valley. *Solid earth and Geodesy*, 24(2), 123-129.
- Marchi, L., Arattano, M. Deganutti, A.M. (2002). Ten years of debris-flow monitoring in the Moscardo Torrent (Italian Alps). *Geomorphology*, 46 (1-2), 1-17.
- Meusburger, K., Alewell, C. (2008). Impacts of anthropogenic and environmental factors on the occurrence of shallow landslides in an alpine catchment (Urseren Valley, Switzerland). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8, 509-520.
- Montgomery, D.R., Dietrich, W.E. (1994). A physically based model for the topographic control of shallow landsliding. *Water Resour Res* 30, 1153–1171.
- Moser, M., Hohensinn, F. (1983). Geotechnical aspects of soil slips in Alpine Regions. *Engineering Geology*, 19, 185-211.

- Pack, R. T., D. G. Tarboton and C. N. Goodwin, (1998). The SINMAP Approach to Terrain Stability Mapping. *8th Congress of the International Association of Engineering Geology*, Vancouver, British Columbia, Canada 21-25 September 1998.
- Schmidt, J., Turek, G., Clark, M., Uddstrom, M., Dymond, J. (2008). Probabilistic forecasting of shallow, rainfall-triggered landslides using real-time numerical weather predictions. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 8, 349-357.
- Tarboton D.G. (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope area in grid digital elevation models. *Water Resources Research*, 33(2), 309-319
- Wieczorek, G. (1987). Effect of rainfall intensity and duration on debris flow in central Santa Cruz Mountains, California. *Debris Flow/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation. Geol. Soc. Am., Rev. Eng. Geol.* 7, 93-104. Costa, J.E., Wieczorek, G.F.
- Zezere, J., Trigo, R., Fragoso, M., Oliveira, S., Garcia, R. (2008). Rainfall-triggered landslides in the Lisbon region over 2006 and relationships with North Atlantic Oscillation. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 8, 483-499.

Capitolo 2

Un modello fisicamente basato per l'innesco dei *soil slip*

2.1. Introduzione

I *soil slip*, generalmente, si sviluppano in ambiente prealpino o in zone collinari, coinvolgendo per lo più limitate porzioni di terreno superficiale. La relativa pericolosità è legata alla rapidità d'innesco, alla mancanza di indizi premonitori sul territorio in cui accadono ed all'elevata intensità di distribuzione dei singoli fenomeni. Quindi, in occasione di particolari condizioni meteorologiche, porzioni di terreno superficiale si staccano dagli strati più addensati sottostanti, o dal tetto del substrato roccioso sul quale soggiacciono e, muovendosi su una superficie in genere sub-planare, traslano verso valle evolvendo a volte in colata.

A fronte di una manifesta pericolosità, soprattutto per le infrastrutture, le coltivazioni e talvolta anche per le aree antropizzate, è singolare che a questa tipologia di frana non sia stata quasi mai associata una memoria storica. Rare sono le descrizioni, e tanto più le descrizioni cartografiche, di eventi alluvionali che hanno tenuto nella dovuta considerazione tali movimenti franosi, ma dall'esperienza degli eventi passati, è certo che l'innesco dei *soil slip* è strettamente correlato all'andamento degli eventi meteorologici. Quindi, per prevederne l'accadimento, risulta imprescindibile la valutazione delle intensità di pioggia; nonché le caratteristiche geotecniche del terreno, la pendenza dei versanti e l'uso del suolo.

Per la previsione dell'innesco dei *soil slip* si rende utile, quindi, un modello d'innesco fisicamente basato che permetta una correlazione diretta tra proprietà del terreno ed andamento delle piogge e che sia allo stesso tempo sufficientemente semplificato da poter essere implementato in un dispositivo di monitoraggio in tempo reale. Lo scopo è quello di sviluppare un sistema di previsione *real-time* che permetta di correlare direttamente l'andamento delle piogge con la probabilità d'innesco di uno scivolamento superficiale su un pendio. Per raggiungere tale scopo, è

stato messo a punto un modello semplificato atto alla valutazione del fattore di sicurezza di pendii potenzialmente instabili, direttamente correlabile con l'andamento delle precipitazioni piovose.

Nel seguito verranno mostrati i risultati di un'attività di ricerca che ha permesso di verificare la capacità del modello d'innescò di cogliere, dal punto di vista temporale, l'accadimento dei fenomeni franosi a scala di pendio, o per una classe di pendii, oltre la taratura di alcuni parametri di *input*.

2.2. Descrizione del modello d'innescò

Il modello d'innescò che è stato sviluppato da alcuni anni presso il Dipartimento di Ingegneria Civile dell'Università degli Studi di Parma si basa sul metodo dell'equilibrio limite applicato ad un pendio indefinito e, sulla base delle caratteristiche geometriche del pendio stesso, delle proprietà geotecniche e dei parametri di resistenza dei terreni coinvolti, permette di definire un fattore di sicurezza. Inoltre, tenendo conto del deflusso d'acqua sotterraneo, permette di correlare tale fattore di sicurezza con l'andamento pluviometrico stagionale, giornaliero o orario. Data la complessità del problema, nel modello proposto si considerano alcune ipotesi semplificative:

- il pendio viene considerato indefinito, dato il modesto spessore della coltre di terreno coinvolto rispetto alla sua estensione areale;
- la resistenza al taglio del terreno risente del contributo fornito dalla sua parziale saturazione e tale contributo viene espresso attraverso la coesione apparente;
- la filtrazione dell'acqua avviene prevalentemente in direzione parallela al pendio e il deflusso risente della macroporosità del terreno;
- il fattore di sicurezza del pendio viene valutato attraverso il metodo dell'equilibrio limite;
- la superficie di rottura viene considerata piana, parallela al pendio e localizzata al contatto tra coltre detritica alterata superficiale e substrato (che può essere a sua volta costituito da roccia o da terreno più compatto di minore permeabilità);
- il flusso sotterraneo dell'acqua viene globalmente rappresentato tramite un coefficiente di deflusso che tiene conto della permeabilità del terreno;
- la quantità di pioggia che non interferisce con la stabilità del terreno superficiale, legata fondamentalmente ai meccanismi di evapotraspirazione e di deflusso superficiale, viene valutata in misura pari al 30% dell'altezza di pioggia totale.

Il modello semplificato permette di determinare il fattore di sicurezza F_S di un pendio (Eq.1) come rapporto tra le forze stabilizzanti e

destabilizzanti. Le prime vengono valutate attraverso il criterio di resistenza di *Mohr-Coulomb*, mentre le seconde sono rappresentate dalla forza di filtrazione e dal peso del concio di terreno.

La condizione di instabilità per il pendio corrisponde a $F_s \leq 1$.

Nella formulazione di *Mohr-Coulomb* il termine relativo alla coesione (Eq.5) viene valutato come somma di due contributi: la coesione efficace e la coesione apparente. Quest'ultima è stata introdotta per tenere conto dell'incremento della resistenza al taglio del terreno dovuto alle condizioni di parziale saturazione in cui esso può trovarsi.

Il fattore di sicurezza, riferito al concio di terreno in Figura 1, risulta definito come segue:

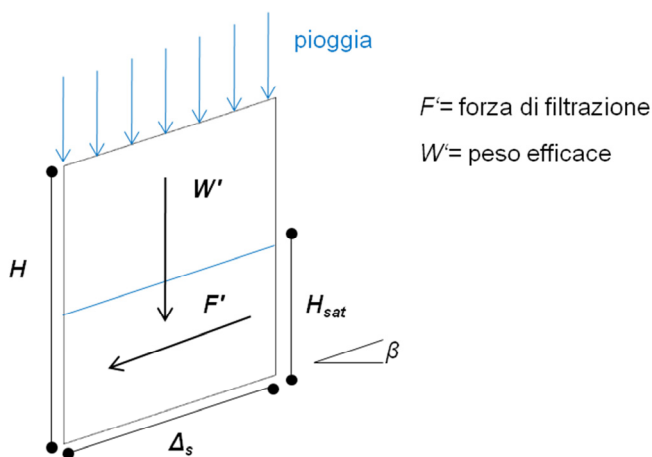


Figura 1. Schema del concio di terreno e relative forze in gioco.

$$F_s = \frac{\cot \beta \cdot \tan \Phi' \cdot [\Gamma + m \cdot (n - 1)] + C' \cdot \Omega}{\Gamma + m \cdot n_w} \quad (1)$$

dove:

$$\Gamma = G_s \cdot (1 - n) + n \cdot S_r \quad (2)$$

$$n_w = n \cdot (1 - S_r) \quad (3)$$

$$\Omega = \frac{2}{\sin 2\beta \cdot H \cdot \gamma_w} \quad (4)$$

$$C' = [c' + c_\psi] \cdot \Delta_s = [c' + A \cdot S_r \cdot (1 - S_r)^\lambda \cdot (1 - m)^a] \quad (5)$$

Le grandezze che compaiono nelle Equazioni 1-5 sono definite come segue:

- β è l'inclinazione del pendio potenzialmente instabile;
- Φ' è l'angolo di resistenza al taglio del terreno;
- γ_w è il peso per unità di volume dell'acqua;
- H è lo spessore dello strato potenzialmente instabile;
- m rappresenta la frazione satura di terreno rispetto all'intero spessore H ;
- n è la porosità del terreno;
- G_S è il peso specifico del terreno;
- S_r è il grado di saturazione del terreno;
- c' è la coesione efficace del terreno;
- c_ψ è la coesione apparente data dalla parziale saturazione del terreno.

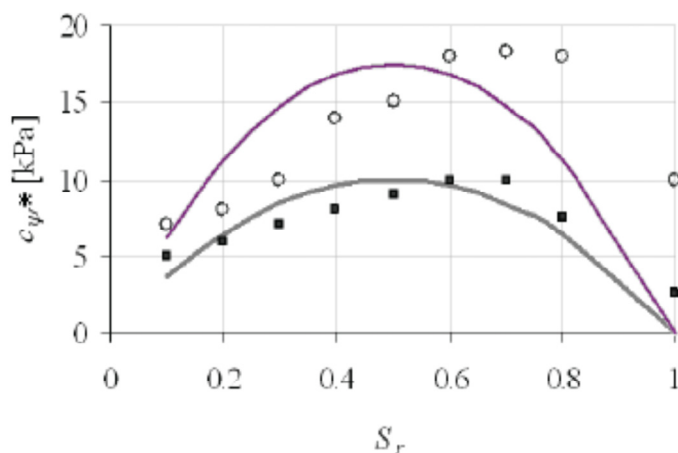


Figura 2. Coesione apparente in funzione del grado di saturazione del terreno (Montrasio e Valentino, 2008b).

La coesione apparente, considerata come resistenza aggiuntiva allo sforzo di taglio, può essere messa in relazione al grado di saturazione del terreno (Fig.2); alla completa saturazione del terreno corrisponde il valore minimo di coesione apparente, mentre il valore massimo dipende dalla tipologia di terreno. Sulla base di alcune prove sperimentali condotte da

Fredlund et al.(1996) per sabbie a grana fine e grana media, il picco di coesione apparente corrisponde ad un grado di saturazione del terreno di 0.7. Tali dati sperimentali possono essere ragionevolmente approssimati da una curva di equazione:

$$c_{\psi}^* = A \cdot S_r \cdot (1 - S_r)^\lambda \quad (6)$$

I valori dei parametri λ e A sono stati identificati da prove sperimentali (*Mari, 2000; Montrasio e Valentino, 2003 e 2007*) per i tipi più comuni di terreno del territorio italiano e sono mostrati in Tabella 1.

Tipologia di terreno	λ	A
Argilla normalconsolidata	0.4	100
Argilla debolmente sovraconsolidata	0.4	100
Argilla sovraconsolidata	0.4	100
Limo argilloso	0.4	80
Limo	0.4	80
Limo sabbioso	0.4	80
Sabbia sciolta	0.4	40
Sabbia	0.4	40
Sabbia densa	0.4	40

Tabella 1. I parametri λ e A per differenti tipi di suolo.

La diretta correlazione tra fattore di sicurezza F_s ed altezza di pioggia h è ottenuta mediante l'introduzione della grandezza $m = H_{sat} / H$, un parametro compreso fra 0 ed 1, che rappresenta il rapporto fra lo spessore di terreno saturo H_{sat} e lo spessore totale di terreno potenzialmente instabile H (*Fig.1*). Si ipotizza che la pioggia si infiltri nel terreno provocando un incremento di m , cioè portando ad una progressiva saturazione la parte di terreno a contatto con lo strato sottostante, meno permeabile. Nello stesso tempo, un continuo deflusso, l'evapotraspirazione e la presenza di vegetazione, provocano un decremento della quantità d'acqua nel concio di terreno.

Tale meccanismo è tradotto matematicamente tramite la definizione di m come funzione variabile nel tempo correlata all'altezza di pioggia che cade nell'intervallo di tempo t_{0i} . La variazione di m ad ogni intervallo temporale t_{0i} dipende, a sua volta, dalle piogge pregresse, di cui si tiene conto mediante una sommatoria calcolata sugli n intervalli di tempo

precedenti. L'espressione di m , funzione degli n intervalli temporali pregressi e dell'altezza di pioggia corrispondente ad ogni intervallo $h(t_{0i})$, risulta come segue:

$$m(t) = \sum_{i=0}^n e^{-K_T \cdot (t-t_{0i})} \cdot \frac{h(t_{0i})}{n \cdot H \cdot (1 - S_r)} \quad (7)$$

dove:

- K_T rappresenta la capacità di deflusso;
- t è l'istante di tempo considerato;
- t_{0i} è l'intervallo di tempo (ora o giorno) cui corrisponde la cumulata di pioggia $h(t_{0i})$;
- Δs è la lunghezza della porzione di terreno considerato.

2.3. Analisi delle temperature italiane per fasce climatiche e scelta del relativo grado di saturazione del terreno

Il grado di saturazione del terreno, come espresso nel Paragrafo 2.2., è uno dei parametri di *input* del modello d'innescò ed è espresso dalla frazione del volume dei vuoti V_V occupata dall'acqua V_W (Eq.8), perciò se un terreno è secco $S_r = 0$ e se un terreno è saturo $S_r = 1$ (Lancellotta, 2004). Quindi, la ridotta variabilità, lo indica come un parametro di maggiore affidabilità, dal punto di vista della modellazione fisica degli scivolamenti superficiali, rispetto alla suzione del terreno, nota per la marcata variabilità.

$$S_r = \frac{V_W}{V_V} \quad (8)$$

Il valore del grado di saturazione del terreno dipende da numerose variabili, quali: l'evapotraspirazione, il flusso sotterraneo e l'infiltrazione delle acque meteoriche, la presenza di vegetazione, etc.. Tuttavia, osservando l'andamento delle temperature e del grado di saturazione in Figura 3, per il sito di San Pietro Camofiume (Bologna) alla profondità di 0.10 m, si può affermare che le due grandezze hanno sostanzialmente un'evoluzione contrapposta; in quanto all'aumentare della temperatura, S_r diminuisce, e viceversa; indicandone uno stretto legame.

Perciò, per la scelta dei valori di grado di saturazione da utilizzare nel modello d'innescò, si sono analizzate le temperature dell'aria, rilevate per ogni capoluogo di Regione, o in mancanza di dati, per un'altra città della stessa Regione (Tab.2). Purtroppo, nel periodo di analisi (anni 2007 e 2008) per alcune Regioni non sono disponibili dati per nessuna città.

Suddividendo l'Italia, secondo la latitudine, in tre macro aree, si osserva, in Figura 4 che, per ogni fascia considerata, le temperature medie giornaliere hanno un andamento pressoché analogo. Inoltre, avendo svolto l'analisi per un periodo pluriennale, si nota che l'evoluzione annuale è circa la medesima e senza notevoli variazioni fino ai cambi di stagione. Inoltre, facendo la media complessiva delle temperature per le tre fasce climatiche (Fig.5), si può affermare che l'andamento è del tutto simile per l'intero territorio nazionale e, quindi, si può ipotizzare che

l'influenza della temperatura sul grado di saturazione sia analoga per le tre aree dapprima considerate.

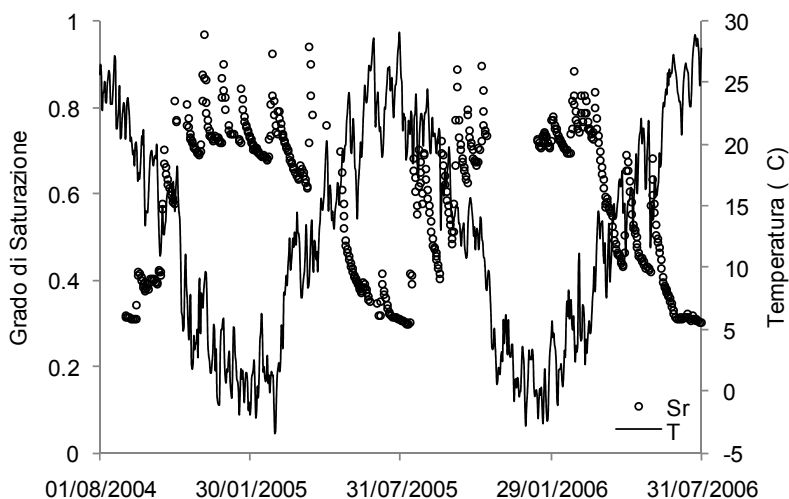


Figura 3. Andamento di temperatura e grado di saturazione (profondità 0.10 m) giornalieri (San Pietro Capofiume, Bologna).

Regione	Città	Latitudine	Longitudine	Altitudine [m s.l.m.]
Trentino Alto Adige	Trento	46°04'00"	11°07'00"	194
Lombardia	Milano	45°57'21"	9°11'25"	136
Friuli Venezia Giulia	Trieste	45°38'10"	13°48'15"	2
Piemonte	Torino	45°04'00"	7°42'00"	239
Emilia Romagna	Bologna	44°29'38"	11°20'34"	54
Liguria	Genova	44°24'40"	8°55'58"	19
Toscana	Firenze	43°46'17"	11°15'15"	50
Marche	Ancona	43°37'01"	13°31'00"	16
Umbria	Perugia	43°06'44"	12°23'20"	493
Abruzzo	L'Aquila	42°21'58"	13°23'40"	714
Lazio	Roma	41°53'35"	12°28'58"	20
Molise	Campobasso	41°34'00"	14°40'00"	701
Puglia	Foggia	41°28'00"	15°34'00"	76
Campania	Napoli	40°50'00"	14°15'00"	17
Basilicata	Potenza	40°38'00"	15°48'00"	819
Sardegna	Cagliari	39°13'00"	9°07'00"	23
Calabria	Catanzaro	38°54'36"	16°35'15"	320

Tabella 2. Latitudine, longitudine e altitudine delle città in cui sono state rilevate le temperature medie dell'aria nel 2007 e 2008

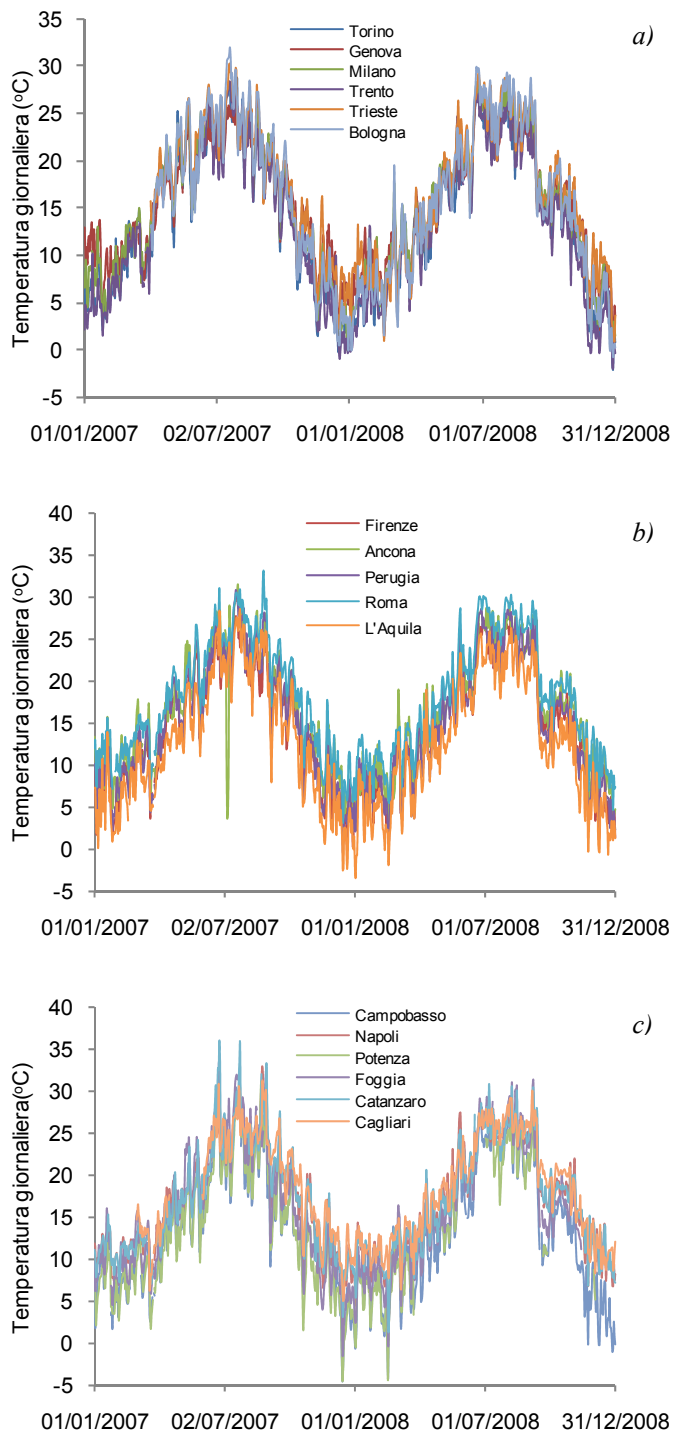


Figura 4. Andamento delle temperature medie giornaliere. a) Nord Italia. b) Centro Italia. c) Sud Italia.

Dalle considerazioni suddette, perciò, si possono ipotizzare dei valori di grado di saturazione minimi uguali per tutta Italia e della medesima entità nell'arco di una stagione. I valori assunti per lo strato più superficiale di terreno, fino a 1.2 m, sono di:

- 0.6 in estate (luglio ed agosto);
- 0.75 in autunno e primavera (da aprile a giugno e da settembre a novembre);
- 0.9 in inverno (da dicembre a marzo).

A tale valore di grado di saturazione viene sommato quello dovuto all'infiltrazione piovosa, al fine di determinarne un valore conclusivo per l'impiego nella modellazione degli scivolamenti superficiali.

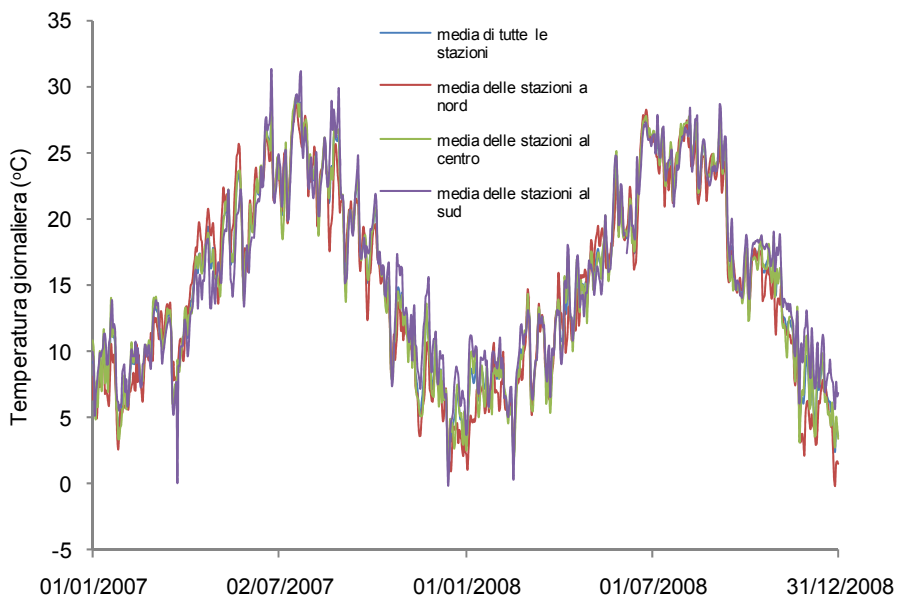


Figura 5. Andamento delle temperature medie giornaliere per le tre fasce climatiche del territorio italiano.

2.4. Validazione del modello d'innescò a scala di pendio per alcuni casi di *soil slip* accaduti sul territorio italiano

La validità del modello d'innescò è stata verificata, oltre che sulla base dei risultati di una sperimentazione di laboratorio su un modello fisico in scala ridotta, anche tramite la sua applicazione ad alcuni eventi storici: Langhe Piemontesi, 1994 (*Montrasio, 2000*) (*Fig.6*); Alta Versilia, 1996 (*Montrasio et al., 2009*) (*Fig.7*); Val Chiarsò, 1996 (*Fig.8*); Valtellina, 1997; Sarno, 1998 (*Montrasio e Valentino, 2007*) (*Fig.9*); Calabria Ionica, 2000 (*Fig.10*); Ceriana, 2000 (*Montrasio et al., 2009*) (*Fig.11*); Oltrepo Pavese, 2002 (*Fig.12*); Orvieto, 2004 (*Fig.13*); Appennino Modenese, 2005 (*Montrasio et al., 2009*).



Figura 6. *Soil slip* accaduti sulle Langhe Piemontesi il 05/11/1994.
(*Montrasio e Valentino, 2008b*).

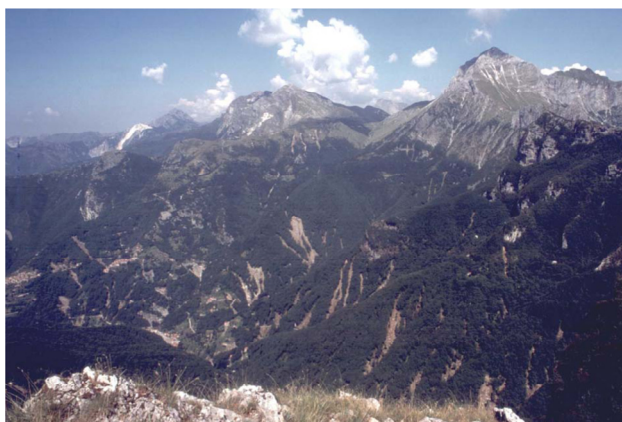


Figura 7. *Soil slip* accaduti in Alta Versilia il 19/06/1996.
(*D'Amato Avanzi et al., 2004*).



Figura 8. Una colata accaduta a Val Chiarsò il 21/06/1996.
(Paronuzzi *et al.*, 1998).



Figura 9. *Soil slip* accaduti a Sarno il 05/05/1998.



Figura 10. Uno dei *soil slip* accaduti in Calabria il 10/09/2000.
(Gullà *et al.*, 2008).



Figura 11. Uno dei *soil slip* accaduti a Ceriana il 23/11/2000.
(Guzzetti *et al.*, 2004).



Figura 12. Uno dei *soil slip* accaduti nell'Oltrepo Pavese il 26/11/2000.
(Meisina e Scarabelli, 2007).



Figura 13. Uno dei *soil slip* accaduti Orvieto il 05/12/2004.
(Cardinali *et al.*, 2006).

I parametri geometrici (β e H) e geotecnici (n , G_s , Φ' e c') del modello d'innescò sono stati determinati in base ad alcune indicazioni fornite da diversi autori in recenti pubblicazioni (Montrasio, 2000; D'Amato Avanzi et al., 2004; Paronuzzi et al., 2001; Crosta e Frattini, 2003; Montrasio e Valentino, 2007; Gullà et al., 2008; Guzzetti et al., 2004; Meisina e Scarabelli, 2007; Cardinali et al. 2006; Montrasio et al., 2009). Nel caso si siano innescati diversi *soil slip*, per un singolo evento, i dati utilizzati sono stati mediati; in modo tale da rappresentare una classe di pendii.

Località	β [°]	H [m]	n	G_s	Φ' [°]	c' [kPa]	A	λ	α	K_T [d']
Langhe Piemontesi	45	1.0	0.45	2.70	27	5	100	0.4	3.4	0.259
Alta Versilia	33	1.6	0.48	2.70	27	10	100	0.4	3.4	0.432
Val Chiarsò	40	1.8	0.44	2.72	27	10	100	0.4	3.4	0.259
Valtellina	42	1.0	0.48	2.80	24	4	100	0.4	3.4	0.086
Sarno	38	2.0	0.67	2.40	30	0	40	0.4	3.4	0.086
Calabria Ionica	30	1.5	0.46	2.70	39	0	40	0.4	3.4	0.432
Ceriana	30	2.0	0.48	2.50	33	0	80	0.4	3.4	0.086
Oltrepo Pavese	19	1.5	0.48	2.95	28	1	100	0.4	3.4	0.035
App. Modenese	30	2.0	0.48	2.70	33	0	80	0.4	3.4	0.086
Orvieto	30	2.0	0.48	2.50	24	2	100	0.4	3.4	0.259

Tabella 3. I dati di input utilizzati per la modellazione di alcuni eventi di *soil slip* accaduti recentemente sul territorio italiano.

I dati pluviometrici utilizzati per la modellazione sono rilevati dalla stazione pluviometrica attiva più vicina all'area coinvolta, o determinati dalla media dei valori registrati da più pluviometri ricadenti nella zona d'interesse, nel caso in cui si siano innescati più *soil slip*. Il grado di saturazione è stato considerato variabile stagionalmente, in accordo a quanto riportato al Paragrafo 2.3.. I parametri A e λ sono stati determinati in base alla tipologia di terreno, K_T è stato tarato attraverso *back analysis*, α è un parametro numerico.

Nelle Figure 14-17 sono riportati i risultati del fattore di sicurezza (in verde) in funzione delle precipitazioni giornaliere (in blu), dalle quali si può osservare come il modello d'innescò, per ogni caso analizzato, sia in grado di cogliere la situazione di instabilità ($F_s \leq 1$) in corrispondenza della data attesa, sia la condizione di stabilità ($F_s > 1$) nel restante periodo.

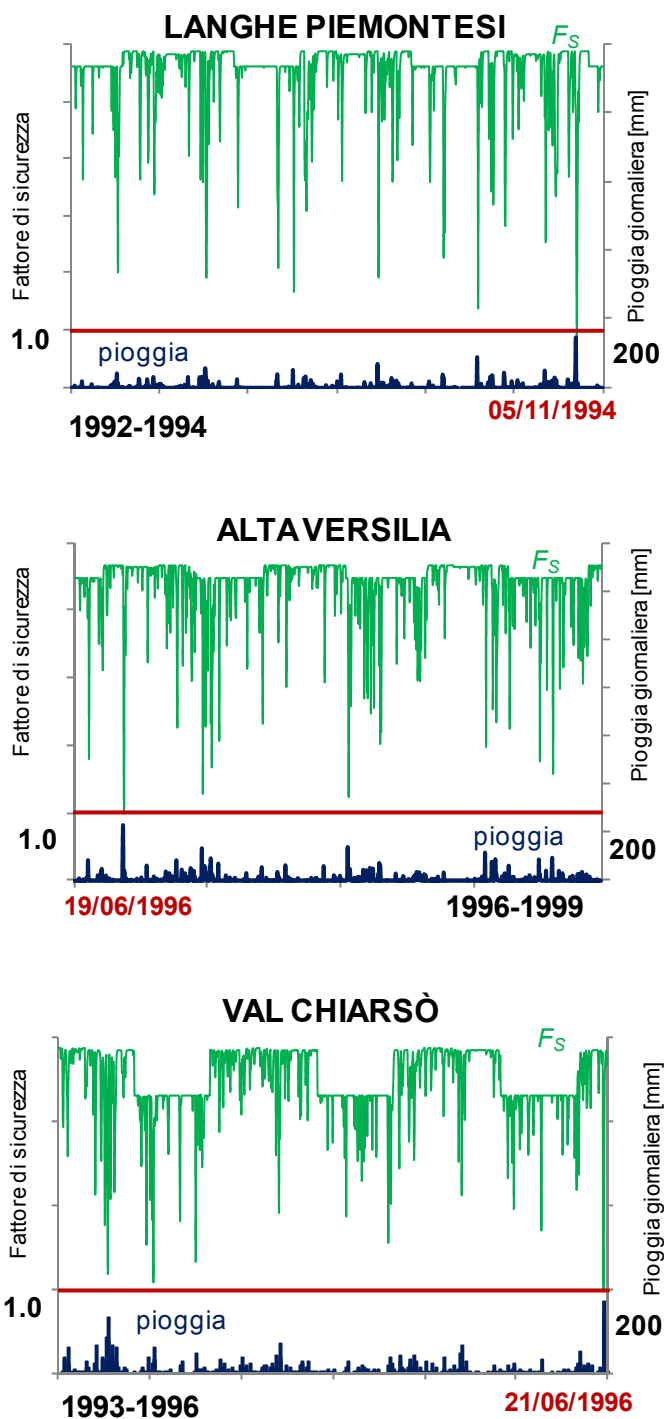


Figura14. Applicazione del modello d'innesco ad alcuni casi storici.

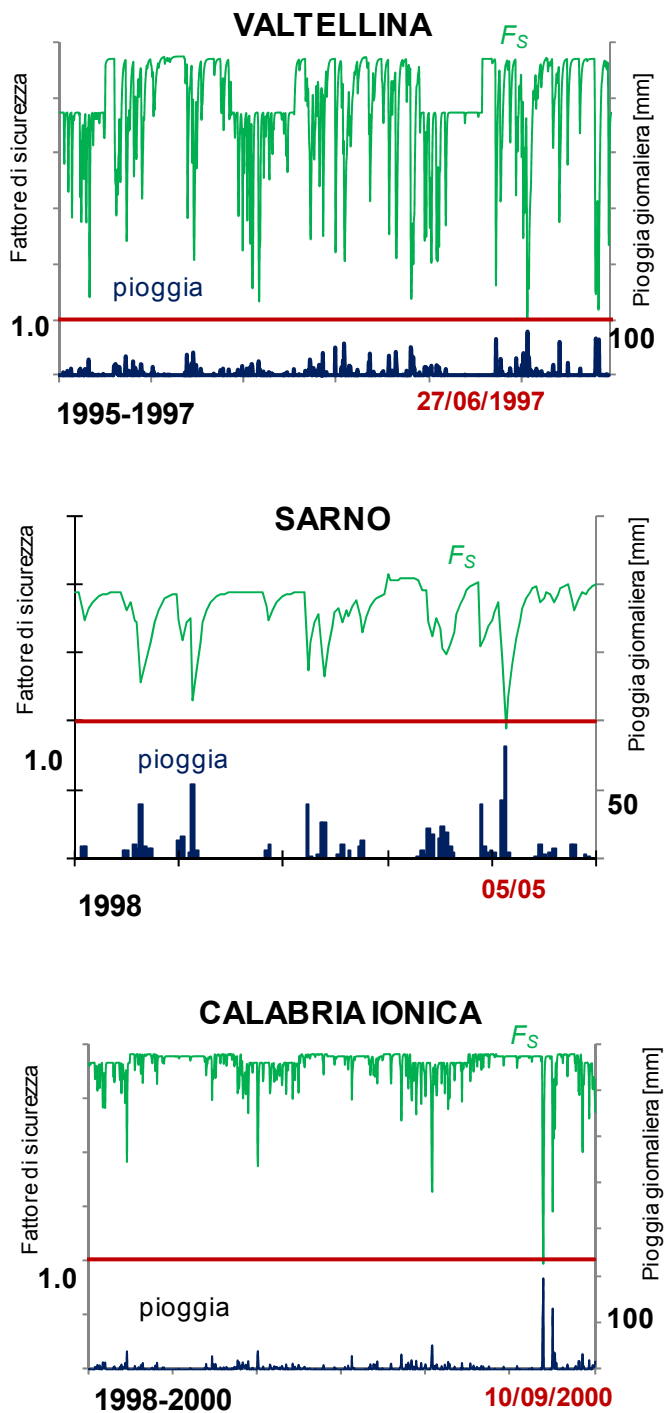


Figura15. Applicazione del modello d'innesco ad alcuni casi storici.

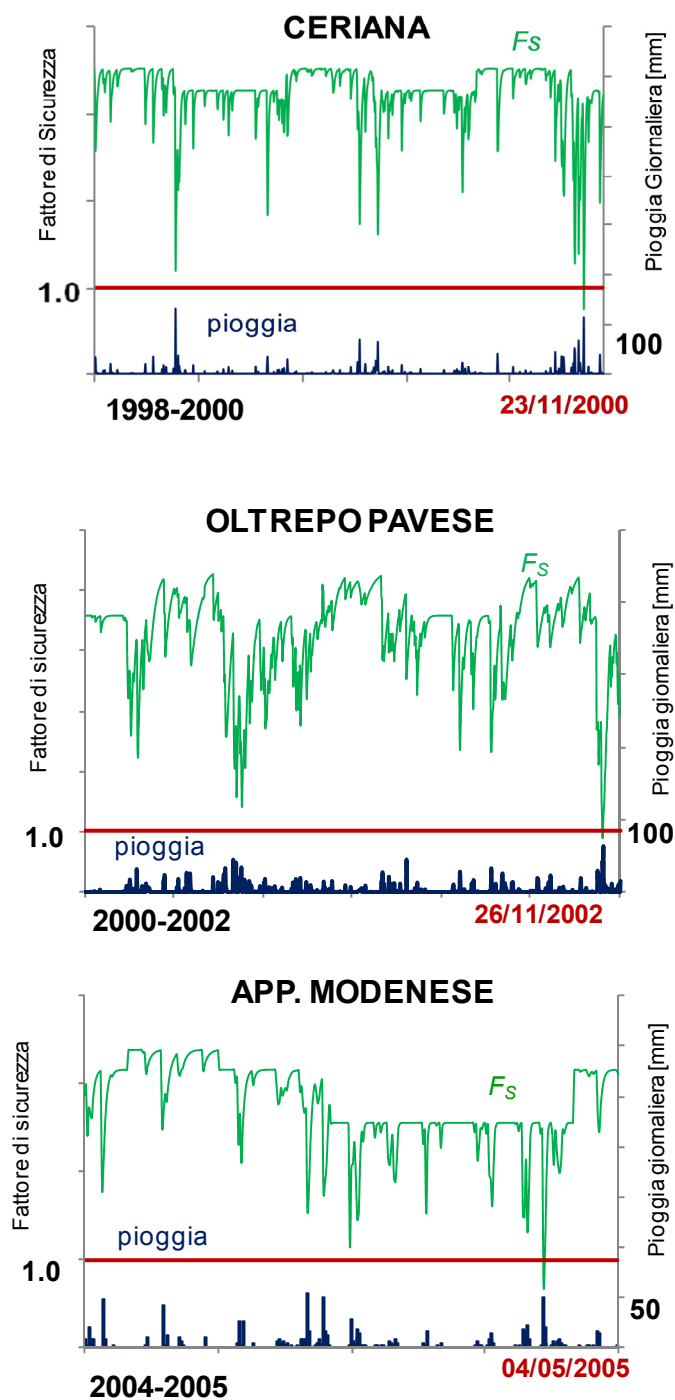


Figura16. Applicazione del modello d'innesco ad alcuni casi storici.

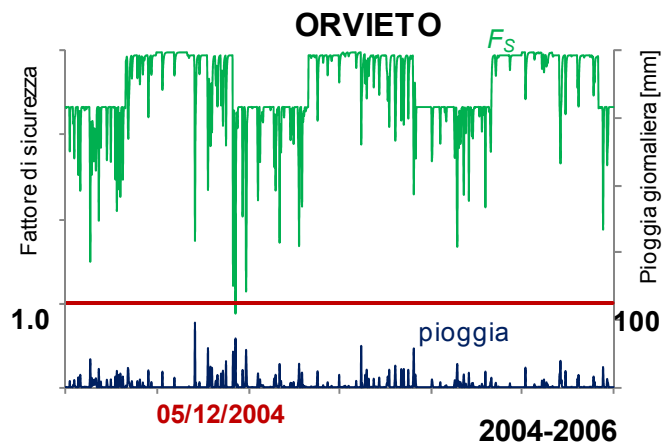


Figura17. Applicazione del modello d'innescò ad alcuni casi storici.

2.5. Conclusioni

In questo Capitolo sono stati analizzati alcuni casi di *soil slip* accaduti recentemente in Italia. Il meccanismo d'innescò è stato modellato mediante l'applicazione di un modello fisicamente basato, che permette la diretta correlazione tra il fattore di sicurezza di un pendio e l'altezza di pioggia per mezzo del metodo dell'equilibrio limite applicato ad un pendio indefinito.

La descrizione del modello proposto tiene conto, sia delle caratteristiche meccaniche del terreno, sia dell'andamento stagionale delle precipitazioni.

Per tutti i casi analizzati, è stato mostrato come il modello evidenzia la condizione di instabilità ($F_s \leq 1$) nella data attesa e la condizione di stabilità per il rimanente periodo (almeno 12 mesi).

È utile notare che i parametri geotecnici utilizzati nella modellazione sono stati determinati come media di quelli riportati in letteratura in base alla tipologia dei terreni coinvolti e non valutati sperimentalmente. Tale aspetto, a scala locale, può costituire un limite del metodo proposto, ma da un altro punto di vista, una procedura di stima analoga è l'unica strada percorribile per l'applicazione del modello a scala territoriale.

2.6. Bibliografia

- Cardinali, M., Galli, M., Guzzetti, F., Ardizzone, F., Reichenbach, P., Bartoccini, P. (2006). Rainfall induced landslides in December 2004 in south-western Umbria, central Italy: types, extent, damage and risk assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, 237-260.
- Crosta, G., Frattini, P. (2003). Distributed modeling of shallow landslides triggered by intense rainfall. *Natural Hazards and System Scineces*, 3, 81-93.
- D'Amato Avanzi, G., Giannecchini, R., Puccinelli, A. (2004). The influence of the geological and geomorphological settings on shallow landslides. An example in a temperate climate environment: the June 19, 1996 event in northwestern Tuscany (Italy). *Engineering Geology*, 73, 215-228.
- Fredlund, D., Xing, A., Fredlund, M., Barbour, S. (1996). The relationship of the unsaturated soil shear strength to the soil–water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*, 33(3), 440-448.
- Gullà, G., Antronico, L., Iaquinta, P., Terranova, O. (2008). Susceptibility and triggering scenarios at a regional scale for shallow landslides. *Geomorphology*, 99, 39-58.
- Guzzetti, F., Cardinali, M., Reichenbach, P., Cipolla, F., Sebastiani, C., Galli, M., Salvati P. (2004). Landslides triggered by the 23 November 2000 rainfall event in the Imperia Province, Western Liguria, Italy. *Engineering Geology*, 73, 229-245.
- Lancellotta, R. (2004). *Geotecnica*. Bologna: Zanichelli.
- Mari, M. (2000). Un metodo per la valutazione del grado di stabilità di pendii a rischio di scivolamenti superficiali. Tesi di Laurea, Facoltà di Ingegneria, Università degli Studi di Parma.

- Meisina, C., Scarabelli, S. (2007). A comparative analysis of terrain stability models for predicting shallow landslides in colluvial soils. *Geomorphology* , 207-223.
- Montrasio, L. (2000). Stability analysis of soil slip. *International Conference Risk 2000*. Wit, Soutamphthon: Brebbia CA.
- Montrasio, L., Valentino, R. (2008b). A model for triggering mechanisms of shallow landslides. *Natural Hazard Earth System Science*, 8, 1149-1159.
- Montrasio, L., Valentino, R. (2007). Experimental analysis and modelling of shallow landslides. *Landslides* , 4, 291-296.
- Montrasio, L., & Valentino, R. (2003). Experimental analysis on factors triggering soil slip. *International Conference on fast slope movements prediction and prevention for risk mitigation* (p. 371-378). Bologna: Patron.
- Montrasio, L., Valentino, R., Losi, G. L. (2009). Rainfall-induced shallow landslides: a model for the triggering mechanism of some case studies in northern Italy. *Landslides* , 6(3), 241-251.
- Paronuzzi, P., Coccolo, A., Garlatti, G. (1998). Eventi meteorici critici e debris flows nei bacini montani del Friuli. *L'Acqua, Associazione Idrotecnica Italiana* , 6, 39-50.
- Paronuzzi, P., Del Fabbro, M., Maddaleni, P., Meriggi, R., Martina, M. (2001). Frane superficiali su versanti alpini terrazzati della Val Chiarsò (Alpi Carniche – Friuli). *GEAM* .

Capitolo 3

Caratterizzazione geotecnica di laboratorio di terreni coinvolti in fenomeni di *soil slip* accaduti nell'Appennino Reggiano il 10 aprile 2005

3.1. Introduzione

Nel medio-basso Appennino Reggiano, ogni anno accadono numerose frane di piccole, medie dimensioni, noti come *soil slip* o scivolamenti superficiali, che coinvolgono le coperture limo sabbiose o limo argillose tipiche di quest'area.

Questi fenomeni accadono principalmente a seguito di piogge di notevole intensità o di media intensità prolungate nel tempo, oppure, in primavera, a seguito del rapido scioglimento del manto nevoso. Queste considerazioni, indicano che l'innescò di tali movimenti franosi è strettamente correlato alla saturazione della porzione di terreno superficiale. Inoltre, nell'area in esame, i *soil slip* accadono prevalentemente su pendii dedicati alle coltivazioni agricole, che spesso vengono arati, cancellando in tal modo i drenaggi superficiali e favorendo l'accumulo d'acqua.

In molti casi, questi fenomeni interessano i pendii prossimi alle strade comunali e provinciali, causandone, talvolta, l'ostruzione, o nel peggiore dei casi, la distruzione.

Un'ulteriore particolarità dei *soil slip* è che spesso risultano movimenti franosi di nuova formazione e le tracce che lasciano, entro pochi anni, o persino alcuni mesi, spariscono, seguendo il naturale corso dei processi erosivi o per l'intervento umano.

Nella maggior parte dei casi, questi tipi di frane non causano danni tali da destare il pubblico interesse, ma spesso mettono a rischio aree coltivate, vigneti, case private, strade statali, provinciali o municipali, determinando comunque ingenti perdite economiche.



Figura 1. Uno dei *soil slip* accaduti nell'Appennino Reggiano il 10 aprile 2005.

3.2. Inquadramento geologico e climatico dell'area di studio

L'area in esame è caratterizzata da un'altezza di pioggia annuale, compresa tra i 1000 mm delle aree montane e gli 800 mm della fascia pedemontana. L'andamento pluviometrico annuale presenta due massimi, uno in autunno (novembre) e l'altro in primavera (aprile-maggio), intervallati da due minimi, uno più accentuato in estate (luglio) e l'altro in inverno (gennaio). Queste osservazioni risultano evidenti dall'analisi delle piogge medie giornaliere per il periodo 1942-2008 rilevate dalla stazione termo-pluviometrica di Baiso (*Fig.2*), che è stata considerata rappresentativa dell'area di studio. Dalla stessa stazione di Baiso sono state rilevate le temperature medie giornaliere, il cui andamento è riportato in Figura 3, il quale presenta un massimo in luglio e un minimo in gennaio.

L'area analizzata, secondo la classificazione di Köppen, ricade nell'area climatica di tipo sub-continentale (*Rossetti, 1988*).

Le condizioni meteorologiche che innescarono, nell'aprile 2005, gli scivolamenti superficiali, furono significativamente differenti dagli anni precedenti. Infatti, analizzando i dati rilevati dalla stazione di Baiso, il mese di aprile del 2005 fu caratterizzato da piogge eccezionali con un totale mensile di 141.2 mm, di cui 99.8 mm in sole 60 ore e 55.8 mm il 10 aprile; mentre la precipitazione del mese precedente (marzo) è stata di soli 50.4 mm. (*Fig.4*).

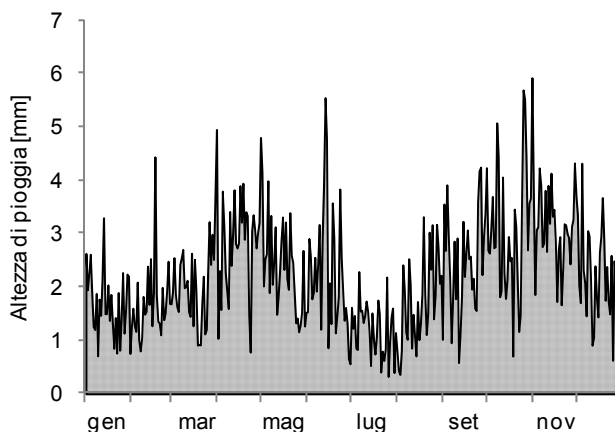


Figura 2. Altezza di pioggia media giornaliera per il periodo 1942-2008 (stazione termo-pluviometrica di Baiso).

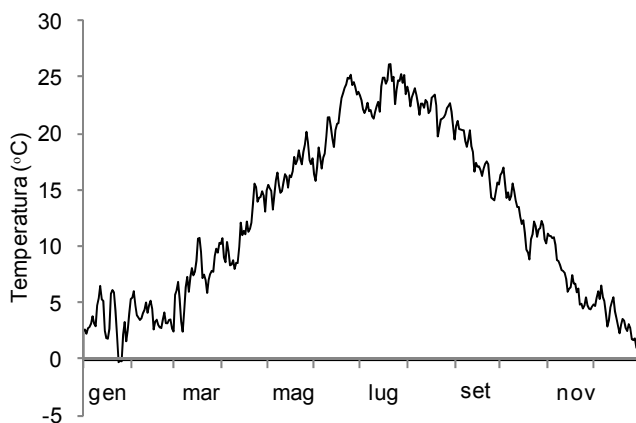


Figura 3. Temperatura media giornaliera per il periodo 2003-2008 (stazione termo-pluviometrica di Baiso).

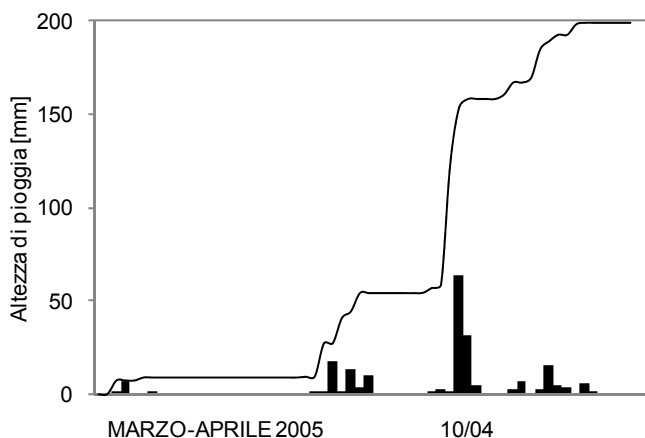


Figura 4. Pioggia giornaliera rilevata dalla stazione termo-pluviometrica di Baiso e relativa cumulata per il periodo marzo-aprile 2005.

Per quanto riguarda la geologia dell'Appennino Emiliano può essere suddivisa in due fasce, orientate da sud-ovest a nord-est, che prendono il nome di alto e medio-basso Appennino.

Il medio-basso Appennino è caratterizzato da una struttura a falde sovrapposte depositatesi dal Miocene inferiore al Plio-Pleistocene, mentre più in superficie affiorano le unità Liguri ed Epiliguri.

Le unità Liguri sono meno deformate rispetto alle unità Epiliguri, hanno una struttura molto complessa, dovuta in gran parte a eventi tettonici di età eocenica-oligocenica, precedenti alla loro messa in posto finale. Le

Liguri possono essere suddivise a loro volta in cinque unità tettoniche: due sono costituite da terreni appartenenti al Supergruppo del Sambro (Gruppo del Leo e successione di Monte Venere-Monghidoro-Rossenna), due a quello del Baganza (Gruppo dell'Arso e Successione Cassio-Viano) e infine l'Unità di Coscogno (Melange di Coscogno) costituita da innumerevoli scaglie tettoniche anche di piccolissime dimensioni, appartenenti a diverse Successioni Liguri.

I terreni della successione Epiligure oligo-miocenica si presentano per lo più poco deformati; sono di norma piegati in bande sinclinali (sinclinali di Vetto-Carpineti e di Viano) oppure sono suborizzontali e/o monoclinali, con immersioni di pochi gradi. Queste strutture sono interessate da una tettonica disgiuntiva con faglie dirette o subverticali, diversamente orientate, con modesto rigetto. Anche i depositi plio-pleistocenici, affioranti nelle colline a margine della pianura, si presentano poco deformati; normalmente costituiscono delle monoclinali immergenti verso nord, tagliate da modeste faglie dirette e/o verticali; negli affioramenti più settentrionali gli strati tendono a verticalizzarsi, dando luogo a una fessura (detta anche Lineamento Frontale Pedeappenninico), collegabile al sistema delle pieghe emiliane che hanno il massimo sviluppo nel sottosuolo della pianura (Castronuovo, 2005).

In particolare, nella zona di studio, gran parte delle aree che sono state soggette a fenomeni di *soil slip*, sono caratterizzate da coperture detritiche quaternarie.

3.3. Analisi morfologica dei pendii coinvolti in fenomeni di soil slip nell'Appennino Reggiano

I *soil slip*, come menzionato precedentemente, possono innescarsi a causa della parziale o completa saturazione del terreno superficiale. Tale fenomeno può essere facilitato sia dalla morfologia, sia dall'orientamento dei pendii.

Dalla letteratura in merito, è noto che durante il periodo primaverile, quando l'esposizione al sole è maggiore, l'orientamento dei pendii influenza lo scioglimento delle nevi e quindi il livello di umidità nel suolo superficiale (Moser e Hohensinn, 1983).

I pendii orientati a nord sono generalmente meno esposti al sole e, quindi, meno riscaldati che quelli a sud. Questo può indurre un accumulo d'acqua nei vuoti interstiziali del terreno per un lungo periodo, causando un valore del grado di saturazione costantemente elevato per la maggior parte dell'anno. Tuttavia, secondo altri autori, l'insnesco di frane nei pendii esposti a nord accade meno frequentemente per la presenza di una maggiore densità di radici (Morton et al., 2003).

La morfologia dei pendii influenza, a sua volta, l'umidità del suolo. Infatti, i terreni di forma concava possono facilitare l'infiltrazione dell'acqua meteorica negli strati superficiali di terreno e con la loro conformazione ostacolare il deflusso superficiale (Talebi et al., 2007).

Dalla localizzazione dei 45 eventi di *soil slip* accaduti nell'Appennino Reggiano, è stato possibile determinare l'orientamento di ogni pendio e la rispettiva morfologia. In particolare, sono stati considerati nove tipi di versanti (Tab.1 e Fig.5), in modo tale da tenere in considerazione concavità e convessità, convergenza e divergenza della superficie topografica.

Dalla Figura 6 si può osservare che oltre il 65% dei pendii analizzati è orientato verso Nord (Nord, Nord-Est, Nord-Ovest), mentre dalla Figura 7 si può concludere che quasi il 70% dei pendii ha forma concava (tipi di versanti 1, 2 e 3). Quest'analisi suggerisce che la conoscenza di queste caratteristiche dei pendii è essenziale per la determinazione della suscettibilità di un pendio ai movimenti franosi superficiali indotti da pioggia e nel modello proposto viene tenuta in considerazione mediante il coefficiente di deflusso K_T , descritto al Paragrafo 2.2..

N° del versante	Curvatura del profilo	Forma del pendio
1	concavo	convergente
2	concavo	parallelo
3	concavo	divergente
4	planare	convergente
5	planare	parallelo
6	planare	divergente
7	convesso	convergente
8	convesso	parallelo
9	convesso	divergente

Tabella 1. Tipologie di versante per curvatura e forma (Talebi et al. 2007).

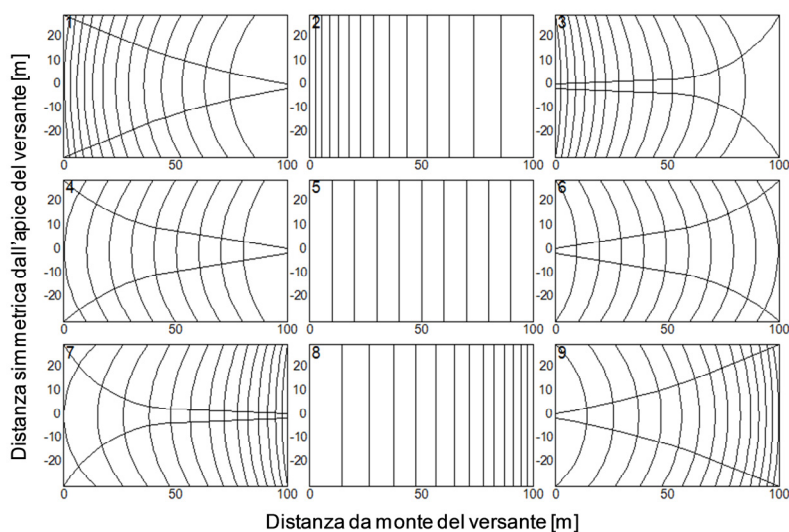


Figura 5. Tipologie di versante per curvatura e forma (Talebi et al. 2007).

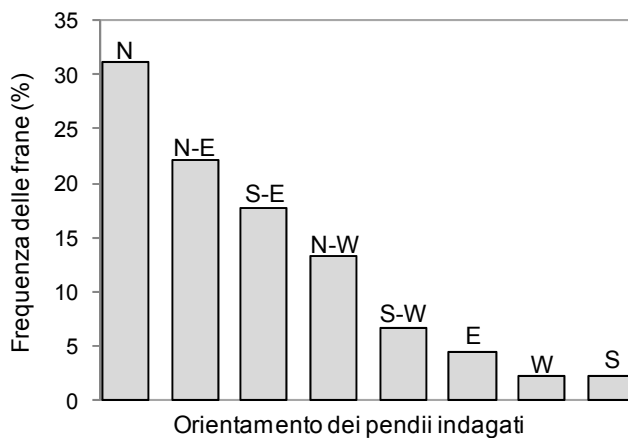


Figura 6. Frequenza dell'orientamento dei pendii soggetti a soil slip.

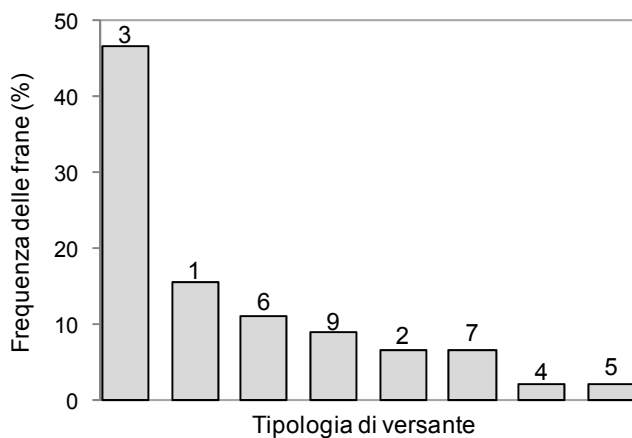


Figura 7. Frequenza di morfologia e curvatura dei pendii soggetti a soil slip.

3.4. Identificazione di alcuni siti campione

Al fine di una maggiore conoscenza, dal punto di vista geotecnico, dei terreni coinvolti in fenomeni di *soil slip*, è stata intrapresa una campagna d'indagine volta alla caratterizzazione di laboratorio dei terreni coinvolti in scivolamenti superficiali accaduti nell'Appennino Reggiano il 10 aprile 2005. L'obiettivo, di tale studio, è stato la determinazione dei parametri meccanici (c' e Φ') e geotecnici (w , γ_d , e , n e S_r) del terreno. In tal modo è stato possibile approfondire la valutazione di alcuni parametri di *input* del modello d'innescò descritto al Paragrafo 2.2., che in precedenza erano stati soltanto stimati tramite le informazioni contenute nella Carta delle Coperture dell'Emilia Romagna (scala 1:10,000) e per i siti non ancora campionati è tuttora così.

La localizzazione dei movimenti franosi è avvenuta tramite la conoscenza delle coordinate delle nicchie di distacco nel sistema di riferimento *ED50 UTM 32N*RE* (Banca dati dell'Università di Modena e Reggio Emilia). Il campionamento è stato, comunque, influenzato da alcune difficoltà:

- scarsa evidenza di alcuni movimenti franosi;
- folta vegetazione che in alcuni casi ha impedito il prelievo dei campioni;
- inaccessibilità ad alcuni siti per la mancanza di vie di comunicazione;
- incertezza sulla data dell'accadimento degli eventi franosi.

Nonostante queste problematiche, sono stati identificati 10 siti:

Località	Comune	Data campionamento
a)Brugna	Casina (RE)	17/11/2008
b)Villa di Sotto	Vezzano sul Crostolo (RE)	04/12/2008
c)Paderna Chiesa	Vezzano sul Crostolo (RE)	16/02/2009
d)Monchio	Vezzano sul Crostolo (RE)	04/05/2009
e)Villa di Sopra	Vezzano sul Crostolo (RE)	19/05/2009
f)Tabiano	Viano (RE)	12/04/2010
g)Regnano	Viano (RE)	09/06/2010
h)Geminella	Casina (RE)	28/06/2010
i)Mamorra	Viano (RE)	12/07/2010
j)Pollecchia	Casina (RE)	04/10/2010

Tabella 2. I siti scelti per la caratterizzazione geotecnica di laboratorio.



Figura 8. I siti scelti per la caratterizzazione geotecnica di laboratorio. a)Brugna, b)Villa di Sotto, c)Paderna Chiesa, d)Monchio, e)Villa di Sopra, f)Tabiano, g)Regnano, h)Geminella, i)Mamorra, j)Pollecchia.

3.4.1. Prelievo di campioni in sito

Per la caratterizzazione geotecnica di laboratorio dei terreni, coinvolti negli scivolamenti superficiali del 10 aprile 2005 nell'Appennino Reggiano, sono stati prelevati, per ogni fenomeno franoso, almeno tre campioni per ogni profondità di 0.30 m, 0.60 m e 1.00 m (Fig.9), nonché una buona quantità (circa 2 kg) di materiale sciolto al fine di valutare la granulometria e i limiti di *Atterberg* del terreno in esame. Quindi, una terna di campioni, è stata utilizzata per l'esecuzione di prove triassiali consolidate isotropicamente e drenate *CID*, per la definizione dei parametri meccanici del terreno c' e Φ' ; l'altra, per la valutazione del contenuto d'acqua naturale $w(\%)$ su provini di volume noto, da cui è stato possibile determinare indirettamente il peso per unità di volume del terreno secco γ_d , l'indice dei vuoti del terreno e , la porosità del terreno n e il grado di saturazione del terreno S_r . L'ultima terna, è stata tenuta di scorta nel caso in cui una delle prove non avesse dato esito positivo. In tal modo è stato possibile definire con buona approssimazione la coltre detritica interessata da *soil slip*.



Figura 9. Profondità di prelievo dei campioni. a) Alla profondità di 0.30 m. b) Alla profondità di 0.60 m. c) Alla profondità di 1.00 m.

Il campionamento è stato eseguito per mezzo di un campionatore superficiale (Fig.10c), che ha permesso di prelevare i campioni di terreno indisturbatamente. In generale, qualsiasi tecnica si utilizza, per il prelievo dei campioni in sito, comporta, inevitabilmente, un'alterazione delle condizioni del campione, perciò, in geotecnica, viene definito campione

indisturbato quello da cui si possono trarre le seguenti informazioni: natura del terreno, composizione granulometrica, contenuto d'acqua naturale, peso per unità di volume e caratteristiche meccaniche (Viggiani, 1999).



Figura 10. Fasi del prelievo in sito. a) Individuazione della nicchia di distacco. b) Posizionamento della fustella fino alla profondità d'interesse. c) Infissione della fustella per mezzo del campionatore. d) Fustella completamente riempita di terreno e pronta per l'estrazione.

Il prelievo in sito dei campioni è stato eseguito scavando dapprima, con pala o badile nella nicchia di distacco della frana, in modo tale da creare un piano d'appoggio circa orizzontale alla profondità d'interesse dal piano campagna, successivamente ogni fustella è stata appoggiata su tale piano e agganciata, tramite tecnologia dedicata, al campionatore superficiale. Quest'ultimo, provvisto di maglio scorrevole, ha permesso l'infissione di ogni fustella nel terreno per battitura. Successivamente, si è sganciato il campionatore dalla fustella e si è proceduto all'escavazione della porzione di terreno interessata dal campionamento, in modo tale da

arrecaire meno disturbo possibile al campione. Infine, ogni campione, così come è stato prelevato è stato sigillato e portato in laboratorio.

3.5. Prove di caratterizzazione geotecnica del terreno

Il terreno è un sistema multifase, costituito da particelle di terreno (scheletro solido) e da vuoti intergranulari che possono essere riempiti d'acqua o d'aria (Fig. 11).

La prevalenza di una fase sulle altre o l'interazione fra esse fa variare notevolmente le caratteristiche meccaniche del terreno. Per questo, risulta estremamente importante approfondirne lo studio, determinando gli indici di stato del terreno; quali il contenuto d'acqua naturale del terreno $w(\%)$, il peso per unità di volume del terreno secco γ_d , l'indice dei vuoti del terreno e , la porosità del terreno n e il grado di saturazione del terreno S_r .

La conoscenza delle grandezze appena citate, fornisce una prima indicazione sulla tipologia di terreno in esame. Tuttavia, oltre agli indici di stato, per la classificazione del terreno, è importante la conoscenza delle dimensioni caratteristiche delle particelle che lo costituiscono, mediante l'esecuzione dell'analisi granulometrica.

Nei terreni a grana fine (diametro delle particelle inferiore a 0.075mm), tale operazione non risulta sufficiente, in quanto le proprietà del terreno dipendono, oltre che dalle dimensioni delle particelle, anche dalla loro attività dinamica ed elettrica, che conferiscono al materiale argilloso una certa plasticità. Questa proprietà viene valutata mediante la determinazione dei limiti di *Atterberg*, da cui, nella carta di plasticità, si può determinare la tipologia di materiale fine (limo o argilla ad alta o media plasticità).

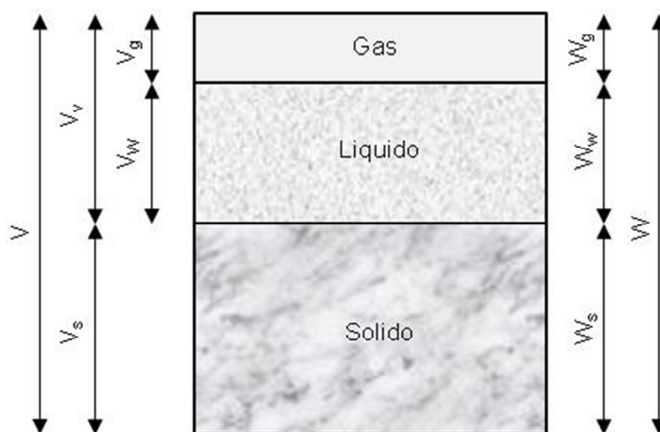


Figura 11. Schematizzazione del mezzo terreno in frazione solida, liquida e gassosa

3.5.1. Relazioni tra le fasi

Ogni campione prelevato alla profondità di 0.30 m, 0.60 m o 1.00 m è stato sottoposto a prove di laboratorio, che verranno descritte brevemente in questo Paragrafo; le quali hanno permesso di ricavare i profili geotecnici per diverse grandezze: contenuto d'acqua w , peso per unità di volume del terreno secco γ_d , indice dei vuoti e , porosità n e grado di saturazione S_r , indicativi delle caratteristiche dello strato superficiale di terreno coinvolto nei movimenti franosi. Quello che è stato evidenziato nelle Figure 12 e 13, è la variabilità degli indici analizzati in base alla profondità e per i diversi campionamenti. Osservando i risultati ottenuti non si riscontra un'analogia tra gli andamenti delle grandezze indagate al variare della profondità, ma si nota che la variabilità di tali indici per i diversi campionamenti è compresa in una fascia di valori che è riassunta in Tabella 6 e messa in evidenza nelle Figure 12 e 13 dalle linee rosse tratteggiate.

Contenuto d'acqua naturale $w(\%)$

Il contenuto d'acqua naturale o umidità del terreno è definito dal rapporto tra il peso dell'acqua contenuta nei pori W_w e il peso delle particelle solide, solitamente viene espresso in percentuale.

$$w = \frac{W_w}{W_s} \cdot 100(\%) \quad (1)$$

Per la determinazione di tale indice si pone un campione di terreno di peso W in forno, nel quale viene mantenuta una temperatura fra 105 °C e 110 °C. La prova si considera terminata quando il campione raggiunge una massa costante (scarto tra due pesate successive < 1 ‰), ciò indica che la quota parte d'acqua è stata eliminata.

Denominando W_s il peso del campione allo stato secco, il contenuto d'acqua si può anche esprimere come:

$$w = \frac{W - W_s}{W_s} \cdot 100(\%) \quad (2)$$

Il valore del contenuto d'acqua può essere considerato un indice indiretto della storia del campione e dà una buona indicazione della resistenza al taglio del materiale. Infatti, per un aumento del contenuto d'acqua corrisponde una riduzione della resistenza al taglio e un incremento della compressibilità e viceversa.

Peso per unità di volume del terreno secco γ_d

Per la determinazione del peso per unità di volume del terreno secco è necessario costituire un campione di terreno indisturbato di volume noto V e sottoporlo, in forno, ad una temperatura di 105 °C fino al raggiungimento del peso costante W_s .

$$\gamma_d = \frac{W_s}{V} \quad (3)$$

Indice dei vuoti e e porosità n del terreno

L'indice dei vuoti del terreno si esprime attraverso il rapporto fra il volume dei vuoti V_v ed il volume delle particelle solide V_s e risulta un indice adimensionale:

$$e = \frac{V_v}{V_s} \quad (4)$$

La porosità del terreno è data dal rapporto fra il volume dei vuoti (V_v) e il volume totale (V), tale grandezza può essere correlata all'indice dei vuoti in base all'Equazione 6.

$$n = \frac{V_v}{V} \quad (5)$$

$$n = \frac{e}{1+e} \quad (6)$$

Grado di saturazione del terreno S_r

Il grado di saturazione del terreno esprime la percentuale d'acqua contenuta nei vuoti del terreno, quindi è espresso come rapporto fra il volume occupato dall'acqua V_w e quello dei vuoti V_v :

$$S_r = \frac{V_w}{V_v} \cdot 100(\%) \quad (7)$$

il grado di saturazione del terreno può essere espresso tramite anche l'Equazione 8:

$$S_r = \frac{w \cdot G_s}{e} \quad (8)$$

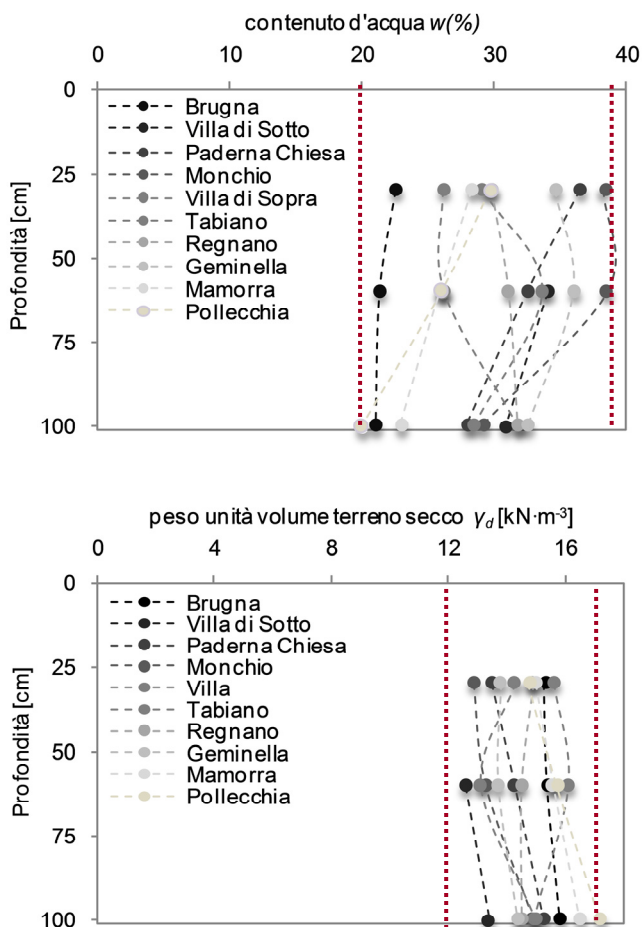


Figura 12. Profili geotecnici per il terreno coinvolto in soil slip.

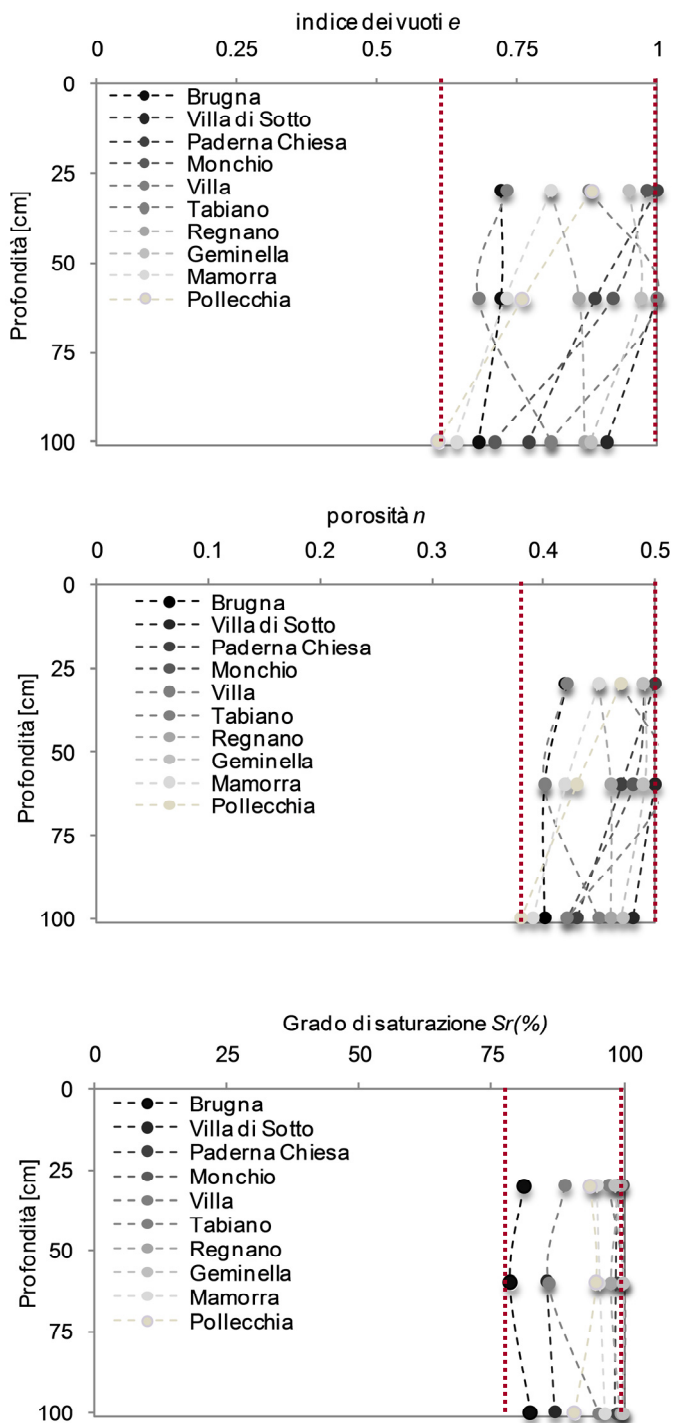


Figura 13. Profili geotecnici per il terreno coinvolto in soil slip.

w (%)	γ_d ($\text{kN}\cdot\text{m}^{-3}$)	e (-)	n (-)	S_r (%)
20÷40	12÷17	0.65÷1.00	0.38÷0.50	78÷100

Tabella 3. Variabilità delle grandezze geotecniche indagate.

3.5.2. Analisi granulometrica

L'analisi granulometrica è una prova di laboratorio che si rende necessaria al fine dell'individuazione delle dimensioni delle particelle costituenti un campione di terreno. Tale parametro può essere utilizzato perché significativo e di facile determinazione, oltre ad essere indipendente dalle condizioni ambientali e di sollecitazione. In tal modo è possibile suddividere il campione di terra in classi, nell'ambito delle quali si riscontra un comportamento simile, questo, dal punto di vista ingegneristico, significa riscontrare un comportamento meccanico analogo.

La dimensione e la forma delle particelle, unitamente alla loro distribuzione, definiscono la tessitura dei terreni, sulla cui scorta questi ultimi sono suddivisi in terreni a grana grossa e terreni a grana fine. L'elemento di separazione è costituito dalla dimensione visibile ad occhio nudo e fissata in corrispondenza di 0.075 mm. Nei terreni a grana grossa, ghiaie e sabbie, la distribuzione granulometrica è fondamentale; mentre per i terreni a grana fine, limi e argille, risulta ininfluenza e assumono rilevanza la composizione mineralogica, il contenuto d'acqua, il grado di saturazione e la struttura (*Lancellotta, 2004*).

La distribuzione granulometrica è solitamente rappresentata in funzione del logaritmo del diametro medio dei grani, questo si rende necessario poiché la dimensione delle particelle è un parametro variabile di alcuni ordini di grandezza (da più di 100 mm a meno di 0.001 mm).

Per ottenere le varie frazioni granulometriche si adoperano setacci standardizzati *ASTM* (*Fig.14a*), misurando la frazione trattenuta da ciascun setaccio. I risultati sono riportati in un diagramma di frequenza cumulativa, che ha sull'asse delle ascisse il diametro equivalente delle particelle (corrispondente alla maglia dei setacci) e sull'asse delle ordinate la percentuale (in peso) delle particelle con diametro inferiore.

La setacciatura è praticabile solamente per terreni trattenuti al setaccio *ASTM 200*, con apertura di 0.075 mm. Per i materiali più fini si ricorre all'analisi per sedimentazione (*Fig.14b*), basata sulla legge di *Stokes*, che lega la velocità di sedimentazione v di un insieme di sfere in un fluido viscoso al diametro d e alla densità delle sfere in sospensione (le particelle di terreno sono assimilabili a delle sfere).

$$d = \sqrt{\frac{18 \cdot \eta \cdot v}{(\rho_s - \rho_w) \cdot g}} \quad (9)$$

dove:

- η è la viscosità dinamica del fluido (pari a $10^{-3} \text{ N}\cdot\text{s}\cdot\text{m}^{-2}$ per l'acqua a 20°C);
- g è l'accelerazione di gravità;
- ρ_s è il peso specifico delle particelle solide;
- ρ_w è il peso specifico dell'acqua.

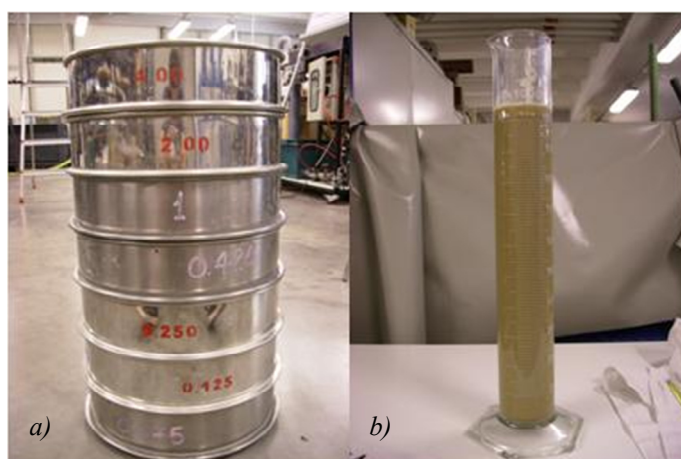


Figura 14. Strumenti per l'analisi granulometrica. a) Setacci ASTM. b) colonna per sedimentazione.

I risultati delle analisi granulometriche svolte, sono messi a confronto in Figura 15, per otto dei dieci terreni indagati, purtroppo per i siti di Monchio e Villa di Sopra le prove di laboratorio non hanno dato esito positivo. In questo caso l'analogia tra i terreni indagati è evidente, infatti tutti quanti mostrano un'elevata componente limo-argillosa, superando il 90 % del totale.

(%)	a)	b)	c)	f)	g)	h)	i)	j)
ghiaia	0.0	0.0	0.0	0.3	1.7	0.0	2.0	0.1
sabbia	0.7	1.1	7.9	3.3	2.3	1.0	5.0	1.8
limo	78.1	65.7	63.3	62.9	56.5	81.0	55.7	59.8
argilla	21.2	33.2	28.8	33.5	39.5	18.0	37.3	38.3

Tabella 4. Percentuali delle frazioni costituenti i campioni analizzati.

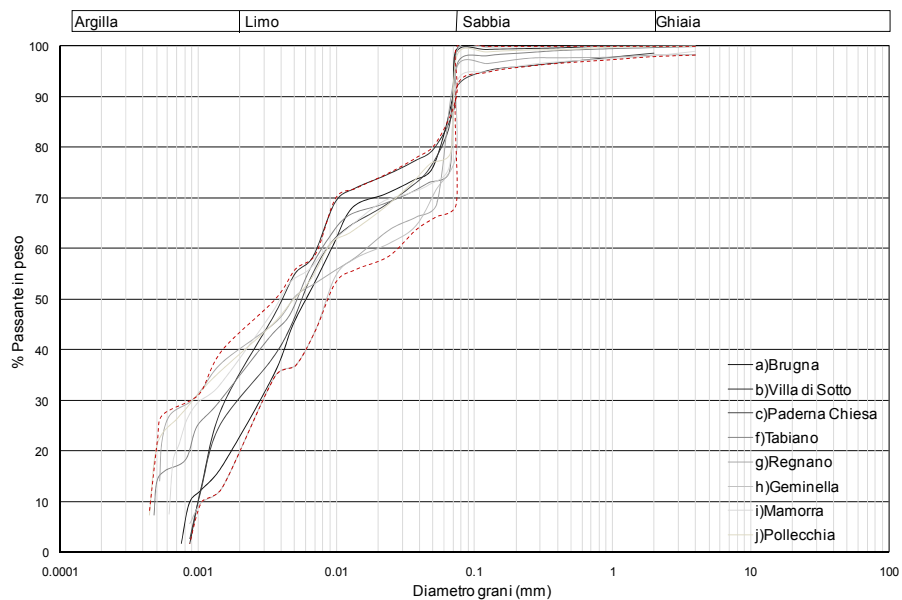


Figura 15. Curve granulometriche per i terreni dei siti campione.

3.5.3. Limiti di Atterberg

Il comportamento delle sabbie e delle ghiaie, come ricordato al Paragrafo 3.5.2., è influenzato notevolmente dalle dimensioni e dalla forma delle particelle che lo costituiscono; mentre quello dei terreni a grana fine dipende dalla composizione mineralogica, dal contenuto d'acqua e dalla struttura. Perciò, per argille e limi, i parametri da considerare sono completamente diversi. Infatti, i materiali argillosi acquistano differenti caratteristiche di plasticità al variare del contenuto d'acqua. Quindi, un campione d'argilla può presentarsi in uno stato liquido, plastico, semisolido e solido (*Fig.16*).

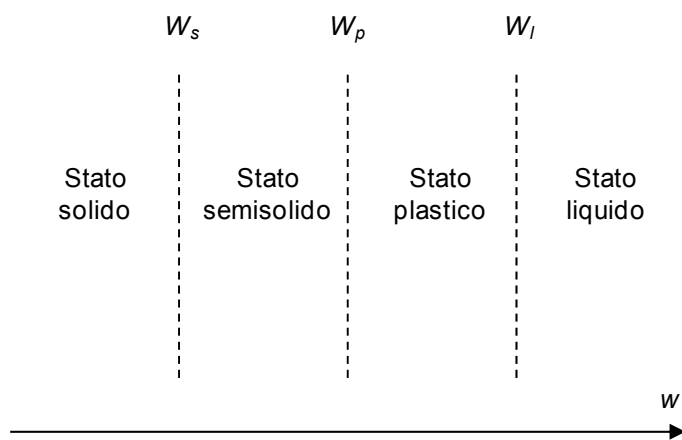


Figura 16. Stati di consistenza di un'argilla (*Lancellotta, 2004*).

I limiti estremi del contenuto d'acqua, che definiscono il campo di comportamento plastico di un materiale fine, sono definiti limite liquido W_L e limite plastico W_P e sono indicati in letteratura come limiti di *Atterberg*, dal nome dello studioso che nel 1900 li introdusse, ma il loro potenziale nella meccanica delle terre venne esplicitato soltanto nel 1926 da *Terzaghi*.

Per la determinazione del limite liquido si utilizza il cucchiaio di *Casagrande*. Per questa prova si impiega un campione di terra passante al setaccio 40 *ASTM* (apertura delle maglie 0.425 mm), che viene mescolato con acqua distillata fino ad ottenere una pastella omogenea. Una porzione della pastella viene posizionata nel cucchiaio e, tramite un apposito utensile, viene realizzato un solco. A tal punto viene azionato il cucchiaio

e si contano il numero di colpi necessari per far richiudere il solco per un tratto di circa 10 mm di lunghezza. Tale operazione viene ripetuta più volte in modo tale da accertarsi della bontà del risultato ottenuto. Su parte del materiale viene valutato il contenuto d'acqua. Le operazioni descritte vengono ripetute per diversi contenuti d'acqua, in modo tale da avere quattro, cinque coppie di valori, numero di colpi-contenuto d'acqua. Tali valori sono riportati in un grafico, in cui sull'asse delle ascisse si esprime il numero di colpi e sull'asse delle ordinate il contenuto d'acqua valutato in percentuale. I punti sperimentali vengono interpolati da una retta che permette di definire il limite liquido, che convenzionalmente corrisponde a 25 colpi (Fig. 17).

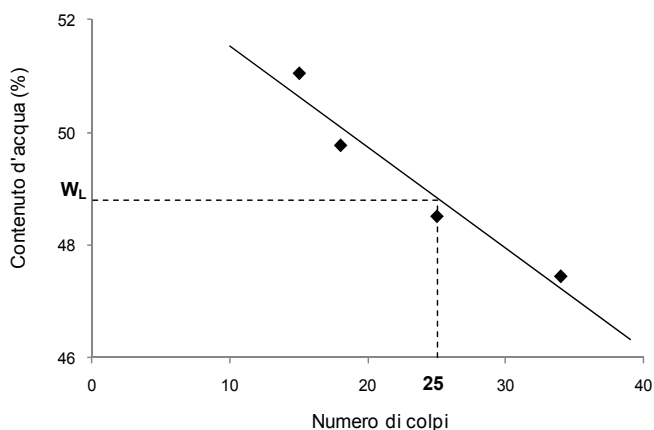


Figura 17. Determinazione del limite liquido (dati sperimentali).

Il limite plastico viene valutato mediante la realizzazione di bastoncini di terreno dal diametro di 3.2 mm, i quali vengono plasmati su di una lastra di vetro. Si considera il raggiungimento del limite plastico in corrispondenza della fessurazione del materiale, non dovuta alla lavorazione. Una volta preparato 15 g di materiale, ne viene valutato il contenuto d'acqua, la prova viene ripetuta per tre volte e si assume come limite plastico la media delle misurazioni.

L'intervallo all'interno del quale il materiale ha un comportamento plastico viene definito dall'indice di plasticità PI .

$$PI = W_L - W_P \quad (10)$$

Una volta determinati il limite liquido, il limite plastico e l'indice di plasticità, i terreni a grana fine possono essere classificati utilizzando la carta di plasticità di *Casagrande* adattata al sistema unificato (*Unified Soil Classification System*). La carta è suddivisa in quattro regioni dalla retta A (Eq.11) e da una retta verticale in corrispondenza di $W_L = 50$ (Fig.18).

$$PI = 0.73 \cdot (W_L - 20) \quad (11)$$

In Figura 18 sono riportati i risultati dei limiti di *Atterberg* che confermano l'indicazione fornita dall'analisi granulometrica: i terreni analizzati sono per lo più limo-argillosi. Infatti, per mezzo della carta di plasticità, si può constatare che la tipologia di terreno indagata è nel 70% dei casi di tipo *MH-OH*, la quale individua limi ad alta compressibilità.

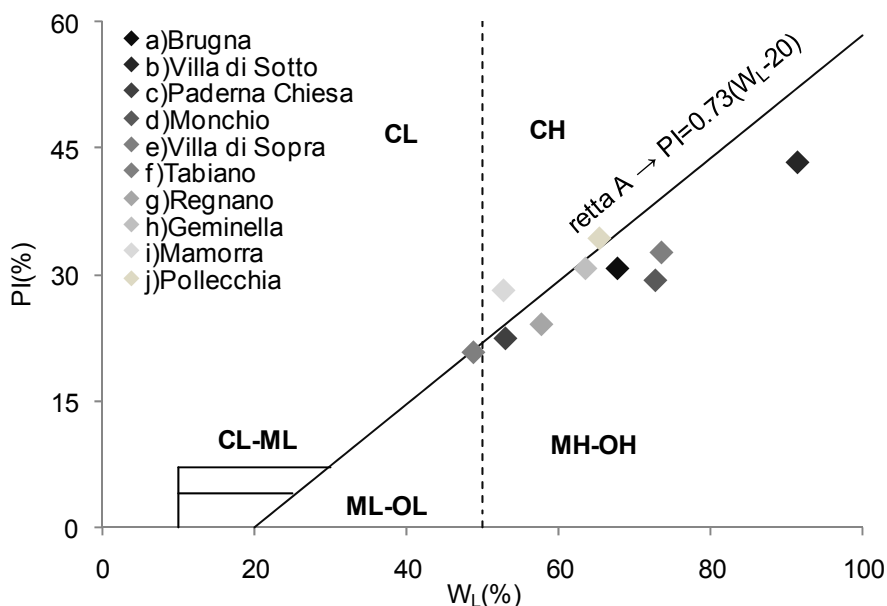


Figura 18. Carta di plasticità di Casagrande adattata al sistema unificato (USCS)

(%)	a)	b)	c)	d)	e)	f)	g)	h)	i)	j)
PI	30.8	43.4	22.3	29.4	32.6	20.7	24.0	30.6	28.1	34.3
W_L	67.6	91.2	53.1	72.6	73.5	48.8	57.7	63.6	52.7	65.3

Tabella 5. Valori di limite liquido e di indice di plasticità per i terreni dei siti campione.

3.6. Prove di caratterizzazione meccanica del terreno

L'apparecchio triassiale è una delle strumentazioni utilizzate più frequentemente per definire il comportamento meccanico del terreno. Il campione di terreno utilizzato è cilindrico, avente rapporto altezza diametro pari a 2, solitamente l'altezza è di 10 cm ed il diametro di 5 cm. Esso è isolato dall'acqua contenuta nella cella per mezzo di una guaina impermeabile. L'acqua nella cella è utilizzata per fornire la pressione di confinamento al campione σ_r . Le estremità del campione sono in contatto con due pietre porose che permettono il drenaggio dell'acqua nel corso di prove drenate e di misurare le variazioni di volume del provino. Il carico assiale viene impartito al provino tramite un'asta e una piastra a contatto con la pietra porosa (Fig.19).

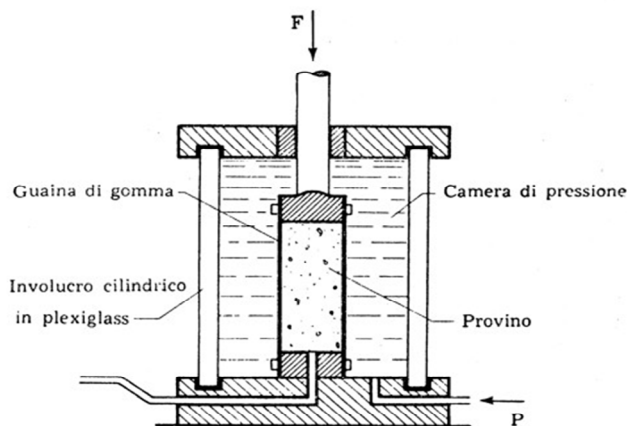


Figura 19. Schema dell'apparecchio triassiale.

La prova si sviluppa in tre fasi: saturazione, consolidazione e rottura. In base alla tipologia delle ultime due fasi si identificano tre differenti tipologie di prova:

- prova triassiale consolidata isotropicamente e drenata (*CID*);
- prova triassiale consolidata isotropicamente e non drenata (*CIU*);
- prova triassiale non consolidata non drenata (*UU*).

Nella fase di saturazione si impartiscono delle tensioni crescenti al fine del riempimento dei vuoti, tale condizione può essere controllata per

mezzo del parametro B di *Skempton*, per materiali fini solitamente un valore di 0.9 è sufficiente per considerare la completa saturazione.

Nella fase di consolidazione si applica uno stato tensionale isotropo al provino in modo da riportarlo alle tensioni a cui era sottoposto in sito.

Nella fase di rottura viene applicato un carico assiale al provino, questa fase può essere eseguita, sia a drenaggio aperto, sia chiuso. Nel primo caso la velocità di applicazione del carico deve essere sufficientemente lenta per assicurare che non si sviluppino pressioni interstiziali, nel secondo viene misurata la variazione di pressione interstiziale dell'acqua.

Nel caso di prove *CID* e *CIU* i parametri meccanici del terreno che vengono definiti sono l'angolo di resistenza al taglio Φ' e la coesione efficace c' , mentre per le prove *UU* viene determinata la coesione non drenata C_u . In particolare, nelle prove non consolidate non drenate la resistenza al taglio è misurata in termini di sforzi totali. Il provino di terreno non è sottoposto né alla fase di saturazione né a quella di consolidazione, ma solo a quella di rottura, durante la quale subisce esclusivamente una variazione di pressione. Quindi, poiché il provino mantiene inalterata la struttura originale e il contenuto d'acqua, si ottiene un valore di resistenza che dipende solo dal livello delle tensioni geostatiche preesistenti in sito. Perciò, analizzando tre provini provenienti dalla medesima profondità, lo sforzo deviatorico a rottura risulta lo stesso, indipendentemente dalla pressione in cella applicata e quindi l'involuppo di rottura, in termini di tensioni totali, risulta orizzontale e individua il valore di resistenza al taglio non drenata.

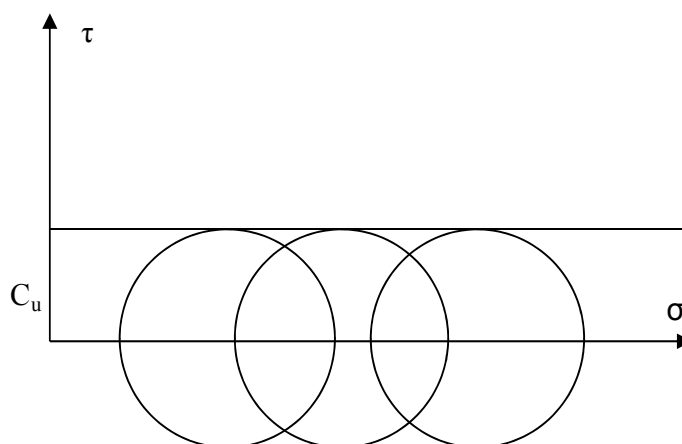


Figura 20. Involuppo di rottura in termini di tensioni totali.

Le prove edometriche, invece, sono le più diffuse per stabilire i parametri di compressibilità e quantificare la storia tensionale di un deposito in termini di *OCR (Over Consolidation Ratio)*.

Il campione cilindrico di terra è confinato lateralmente da un anello rigido che impedisce gli spostamenti laterali, quindi l'unica componente di deformazione è quella verticale. Le pietre porose poste a contatto con il provino consentono il drenaggio dell'acqua durante l'esecuzione della prova, che come la deformazione avviene soltanto verticalmente.

Il rapporto tra le dimensioni (diametro e altezza) del provino utilizzato, per ridurre gli effetti di attrito laterale, deve essere compreso tra 2.5 e 6.

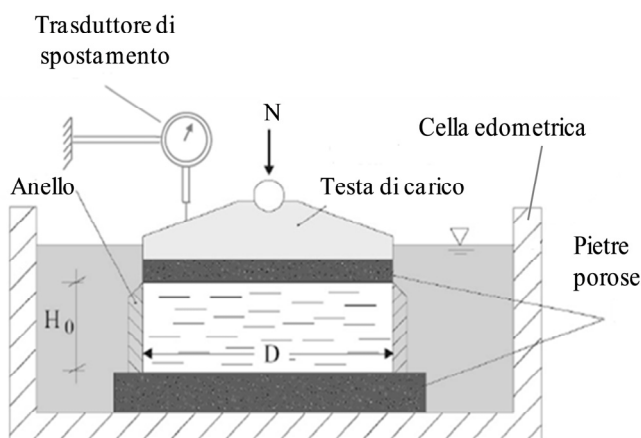


Figura 21. Schema dell'apparecchio edometrico

La procedura convenzionale prevede gradini di carico in progressione geometrica, ossia ogni incremento di carico è pari al carico raggiunto nella fase precedente, quindi $\Delta N/N = 1$.

Solitamente, la prova edometrica, viene eseguita per materiali fini, quali limi e argille; perciò il carico deve essere mantenuto costante per un periodo di tempo sufficiente a consentire l'allontanamento dell'acqua interstiziale, alla quale corrisponde un assestamento del provino. Convenzionalmente ogni gradino di carico è mantenuto per 24 ore e i cedimenti del provino sono rilevati per intervalli di tempo *standard*: 6''; 10'', 15'', 30'', 1', 2', 4', 8', 15', 30', 1^h, 2^h, 4^h, 8^h, 24^h. Nel caso in cui, durante il primo *step* della fase di carico, si sviluppasse un rigonfiamento, anziché un cedimento, è necessario applicare immediatamente il carico successivo e quindi passare allo *step* seguente.

I cedimenti rilevati, per ogni gradino di carico, sono riportati in un piano semilogaritmico, in cui in ordinata sono indicati i cedimenti (espressi in millimetri) e in ascissa i tempi (espressi in minuti).

Dal grafico riportato, a titolo di esempio, in Figura 22 si può osservare che il punto D rappresenta il cedimento dovuto, sia alla dissipazione delle sovrappressioni interstiziali (consolidazione primaria), sia a fenomeni viscosi (consolidazione secondaria), perciò si assume che la consolidazione primaria sia rappresentata dal punto B (corrispondente al tempo per il quale si ottiene il 100% di consolidazione primaria, t_{100}), ottenuto come intersezione di due rette: la prima condotta per il punto di flesso F e la seconda coincidente con la parte finale delle curva sperimentale. Quindi, dimezzando il cedimento individuato dal punto B, si determina il 50% del cedimento totale ed il tempo corrispondente, denominato t_{50} , utilizzato per la determinazione del coefficiente di consolidazione c_v .

$$c_v = 0.197 \cdot \frac{H^2}{t_{50}} \quad (12)$$

H indica il percorso di drenaggio, nel caso della prova edometrica è consentito nelle due direzioni, perciò si assume che il percorso più lungo che può compiere una particella d'acqua sia pari ad $H/2$.

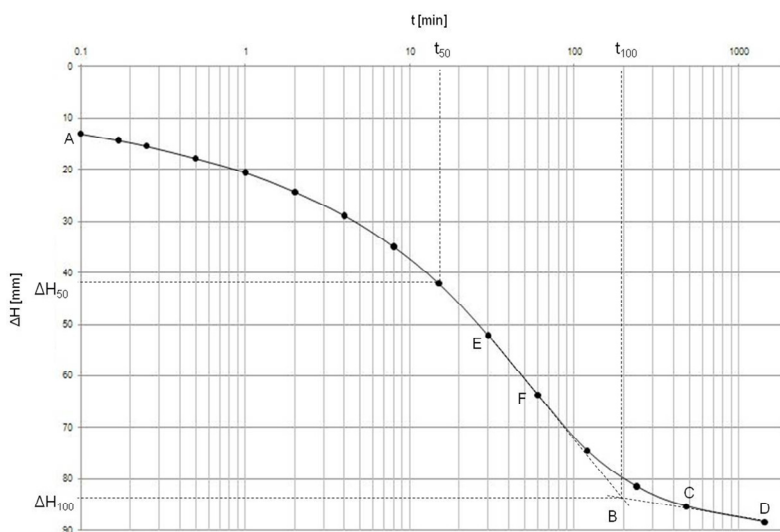


Figura 22. Esempio di curva di consolidazione (dati sperimentali).

I risultati della prova edometrica, come mostrato in Figura 23, vengono riportati in un diagramma, in cui in ordinata è indicato il valore dell'indice dei vuoti e in ascissa il logaritmo della tensione verticale efficace applicata al provino. Da tale rappresentazione sono distinguibili tre diversi comportamenti meccanici del campione: nel primo tratto, definito di ricompressione (caratterizzato dal coefficiente di ricompressione C_r), la compressibilità è modesta e si assume che il comportamento del terreno sia di tipo elastico; nel secondo tratto, detto di compressione (caratterizzato dal coefficiente di compressione C_c), le deformazioni sono di natura sia reversibile, sia irreversibile; queste ultime costituiscono l'aliquota maggiore, come è evidente scaricando il campione (tratto di scarico caratterizzato dal coefficiente di scarico C_s). Gli indici di compressibilità sono definiti dal rapporto fra la variazione dell'indice dei vuoti e la variazione del logaritmo delle tensioni efficaci che competono a ciascun tratto (Eq.13).

$$C_{c,r,s} = \frac{\Delta e}{\Delta \log(\sigma'_v)} \quad (13)$$

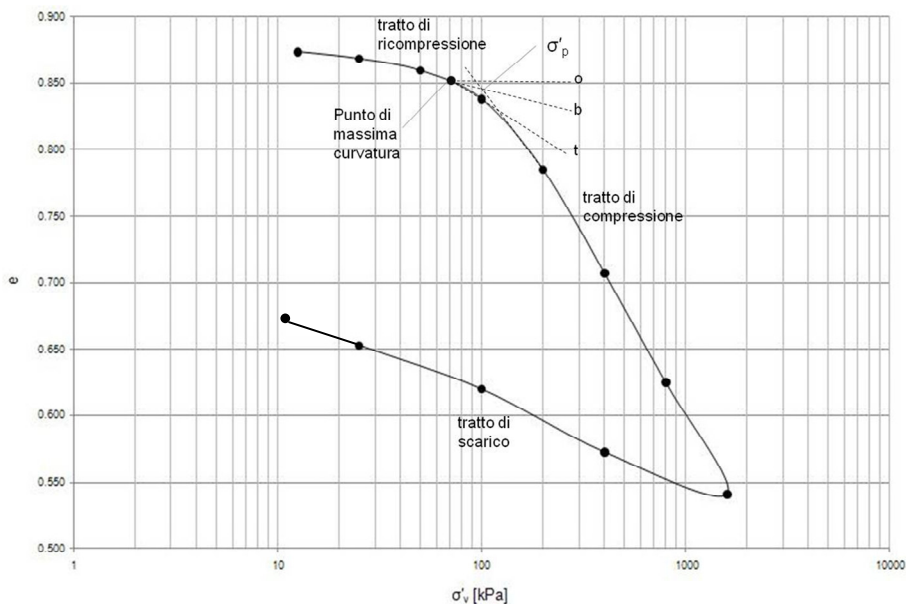


Figura 23. Procedura di Casagrande per la determinazione della tensione di preconsolidazione.

La prova edometrica, grazie alla procedura di *Casagrande* del 1936, permette la determinazione della tensione di preconsolidazione, cioè la tensione massima che il campione ha subito durante tutta la sua storia. Tale metodo, può essere riassunto in tre punti:

- si determina il punto di massima curvatura della curva $e-\log(\sigma'_v)$;
- si tracciano la tangente alla curva in tale punto (retta t), l'orizzontale (retta o) e la bisettrice dell'angolo formato dalle due rette (retta b);
- l'intersezione della bisettrice con la retta ottenuta prolungando il tratto di compressione individua la tensione di preconsolidazione.

Il rapporto tra la tensione di preconsolidazione e la tensione efficace σ'_{v0} per la medesima profondità definisce il grado di sovraconsolidazione OCR .

$$OCR = \frac{\sigma'_p}{\sigma'_{v0}} \quad (14)$$

In base al valore di OCR si distinguono due tipologie differenti di terreno:

- $OCR = 1$ terreno normalconsolidato;
- $OCR > 1$ terreno sovraconsolidato.

3.6.1. Prove triassiali consolidate isotropicamente e drenate

Nella campagna di prove intrapresa, è stato scelto di effettuare prove triassiali consolidate isotropicamente e drenate, in tal caso la resistenza al taglio può essere espressa in termini di tensioni efficaci. Sono stati analizzati tre provini, sottoponendoli alle tre fasi di prova descritte al Paragrafo 3.6.. La fase di consolidazione è stata condotta per diverse pressioni di confinamento, cercando di riprodurre le tensioni geostatiche a cui era sottoposto il terreno in sito. Per i terreni in oggetto, data la loro superficialità, si sono considerate le pressioni di 50 kPa, 100 kPa e 150 kPa, tuttavia per le prime sperimentazioni sono state utilizzate le pressioni *standard* di 100 kPa, 200 kPa e 300 kPa.

In particolare, in fase di consolidazione, i provini sono sottoposti ad una pressione idraulica isotropa. Successivamente, viene incrementata la pressione assiale mediante una pressa a velocità di deformazione costante, mantenendo inalterata la pressione radiale, si applica uno sforzo deviatorico, fino al raggiungimento della rottura del provino; tale valore aumenta all'aumentare delle pressioni di confinamento.

La fase di rottura è stata condotta a drenaggio aperto e a velocità sufficientemente bassa in modo da non originare variazioni di pressione interstiziale all'interno dei provini, in questo modo tensioni totali ed efficaci coincidono. Inoltre, per questo tipo di prova, è possibile misurare la variazione di volume del provino.

Una volta che il provino ha raggiunto una deformazione assiale pressoché costante (solitamente corrispondente al 15% dell'altezza del provino) si considera che il terreno abbia raggiunto la rottura. Il relativo stato tensionale è rappresentabile mediante i cerchi di *Mohr*; i quali permettono l'identificazione dell'involuppo di rottura, che può essere approssimato ad una retta tangente, definita da due parametri: l'intercetta (coesione efficace) e il coefficiente angolare della retta (angolo di resistenza al taglio); perciò la retta risultante ha la seguente espressione:

$$\tau = c' + \sigma' \cdot \tan \Phi' \quad (15)$$

Nel caso di terreno normalconsolidato la coesione efficace è nulla, mentre risulta maggiore di zero nel caso di terreno sovraconsolidato.

Infatti, il comportamento dei terreni sottoposti alla prova triassiale risulta differente a seconda del loro grado di sovraconsolidazione. Quindi, nei terreni normalconsolidati ($OCR=1$) il carico cresce al crescere della deformazione assiale e non sempre viene raggiunto un massimo (Fig.24a). Questi terreni sono caratterizzati da una progressiva diminuzione di volume (Fig.24b); in questo caso il provino sottoposto alla prova si spancia (deformata a "botte") (Fig.25a), senza che si evidenzii una netta superficie di rottura.

Nel caso dei terreni sovraconsolidati si osserva una leggera diminuzione di volume, ma superato un certo livello di deformazione assiale si verifica un'inversione di tendenza, con un conseguente aumento del volume del provino (Fig.24b). In questi terreni si riscontrerà una rottura netta con una relativa superficie di taglio ben definita (Fig.25b).

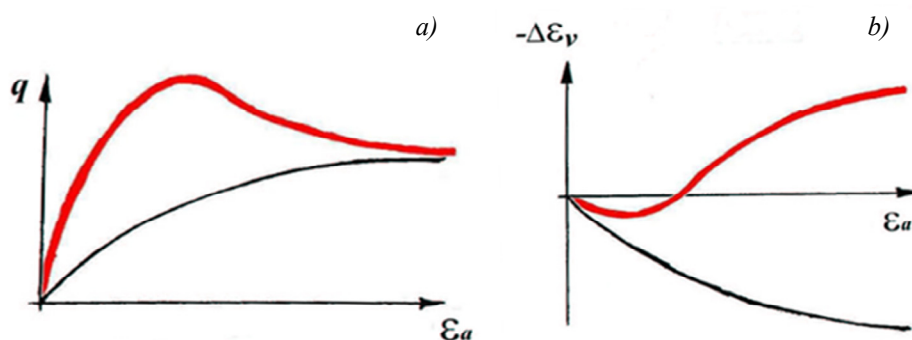


Figura 24. a) Andamento del percorso tensionale per un terreno sottoposto a prova triassiale CID nel caso di terreno normalconsolidato (linea nera) e sovraconsolidato (linea rossa). b) Relativo andamento del percorso deformativo.

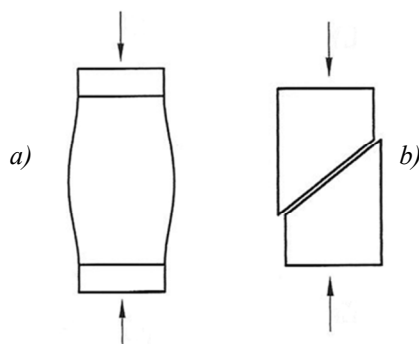


Figura 25. a) Rottura a "botte" per terreni normalconsolidati. b) Formazione di una banda di taglio per terreni sovraconsolidati.

Le grandezze introdotte in Figura 24 sono definite come: deformazione volumetrica ε_v , la quale è espressa dalla seguente espressione:

$$\varepsilon_v = \frac{\Delta V}{V} \quad (16)$$

dove :

- ΔV è la variazione di volume del campione tra due letture successive;
- V è il volume calcolato all'inizio della deformazione.

deformazione assiale ε_a , la quale è uguale a:

$$\varepsilon_a = \frac{\Delta H}{H} \quad (17)$$

dove :

- ΔH è la variazione di altezza del campione tra due letture successive
- H è l'altezza iniziale del campione

sforzo deviatorico q , che in generale è uguale a:

$$q = \sqrt{\frac{(\sigma'_1 - \sigma'_3)^2 + (\sigma'_1 - \sigma'_2)^2 + (\sigma'_2 - \sigma'_3)^2}{2}} \quad (18)$$

dato che nella prova triassiale il carico è assialsimmetrico si ha che $\sigma'_2 = \sigma'_3 = \sigma'_r$ e $\sigma'_1 = \sigma'_a$, quindi:

$$q = \sigma'_a - \sigma'_r \quad (19)$$

dove σ'_a è la tensione assiale e σ'_r è la tensione radiale.

I risultati delle prove triassiali sono mostrati nelle Figure 26-35, mettendo in relazione lo sforzo deviatorico con la deformazione assiale, la deformazione volumetrica con la deformazione assiale, lo sforzo

deviatorico con la pressione isotropa e rappresentando gli stati tensionali a rottura.

Il primo raffronto indica la resistenza di un campione al crescere della pressione di confinamento. Per tutti i campioni analizzati si riscontra un comportamento del tutto simile, con l'aumento del carico di rottura al crescere della pressione di confinamento.

Il secondo, indica la variazione di volume del provino all'aumentare della deformazione imposta. In questo caso, si osserva che la deformazione volumetrica a rottura di tutti i campioni studiati non supera mai il 4% del volume totale.

Il terzo, indica il percorso di carico a cui è stato sottoposto il campione di terra mediante gli *stress path*.

L'ultimo permette di tracciare i cerchi di *Mohr* (per comodità sono rappresentati dei semicerchi) rappresentativi dello stato tensionale a rottura dei campioni studiati da cui è possibile individuare una retta tangente indicativa dello stato limite a rottura del terreno analizzato (Criterio di resistenza di *Mohr-Coulomb*).

Osservando i cerchi di *Mohr* a rottura per molti dei casi analizzati (Tabiano, Regnano, Geminella, Mamorra e Pollecchia) si può affermare che, imponendo l'involuppo di rottura passante per l'origine del piano cartesiano (coesione efficace nulla, quindi terreno normalconsolidato), lo stato tensionale rappresentato dal primo cerchio di *Mohr* è necessariamente tagliato (per i siti di Geminella e Pollecchia è già stato introdotta una coesione efficace diversa da zero), perciò è possibile sviluppare due diverse ipotesi: la prima che, come affermato da alcuni autori (*Bishop, 1966; Md Noor e Anderson, 2006 e Md Noor et al., 2009*), l'involuppo di rottura per bassi valori di stato tensionale sia curvilineo e non rettilineo come sostenuto nei modelli classici di analisi di stabilità dei pendii (*Terzaghi, 1936 e Fredlund et al., 1978*); oppure, si può pensare che il terreno dei siti studiati possa essere sovraconsolidato e quindi possedere una coesione efficace diversa da zero.

Per questo motivo, per i siti di Geminella e Pollecchia si è deciso di eseguire anche la prova edometrica, al fine di valutare l'eventuale grado di sovraconsolidazione del terreno.

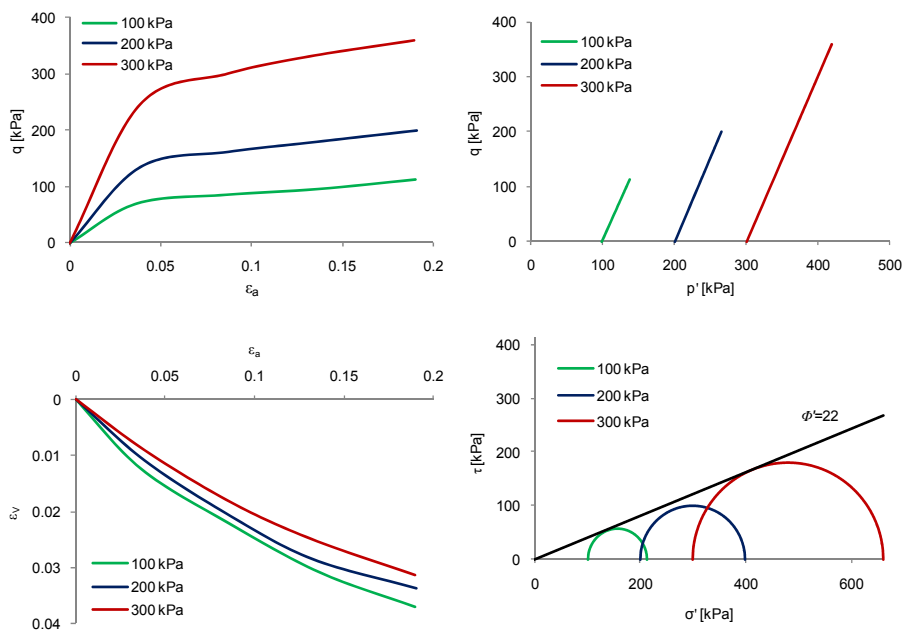


Figura 26. Brugna.

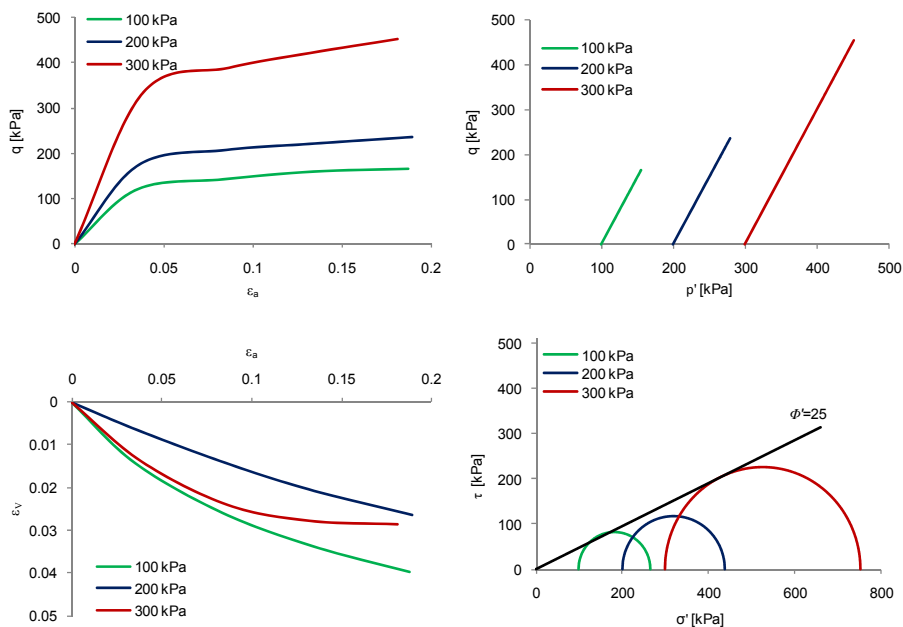


Figura 27. Villa di Sotto.

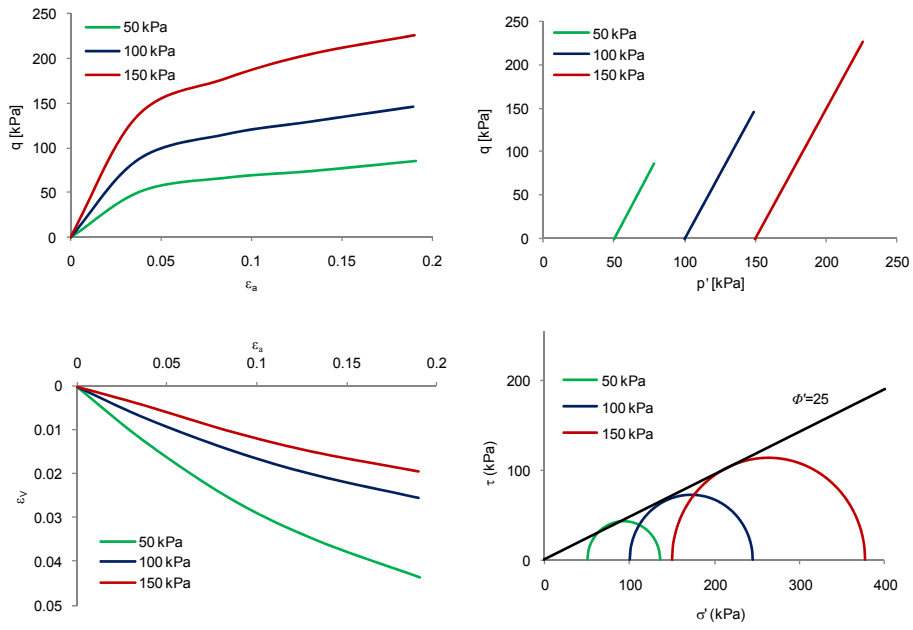


Figura 28. Paderna Chiesa.

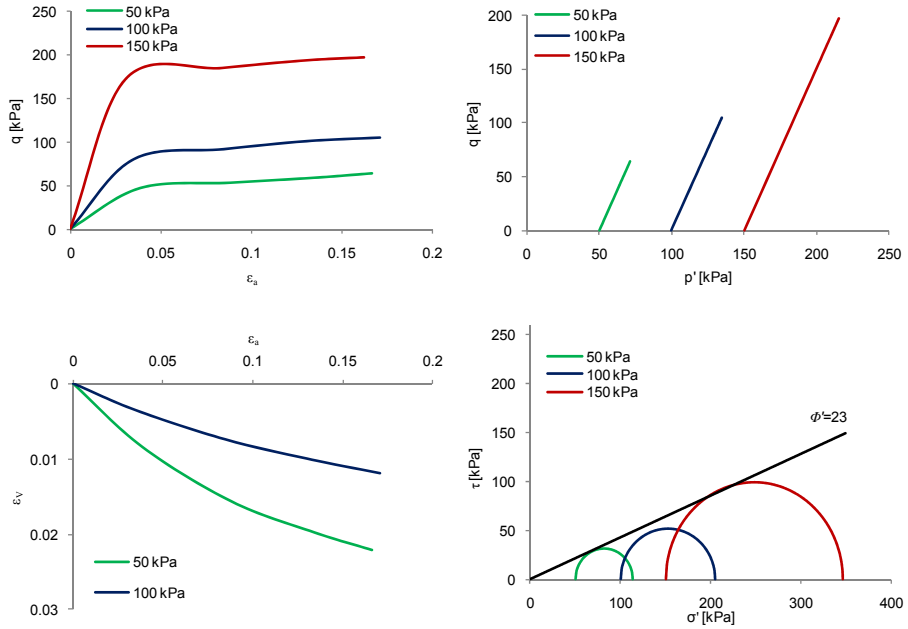


Figura 29. Monchio.

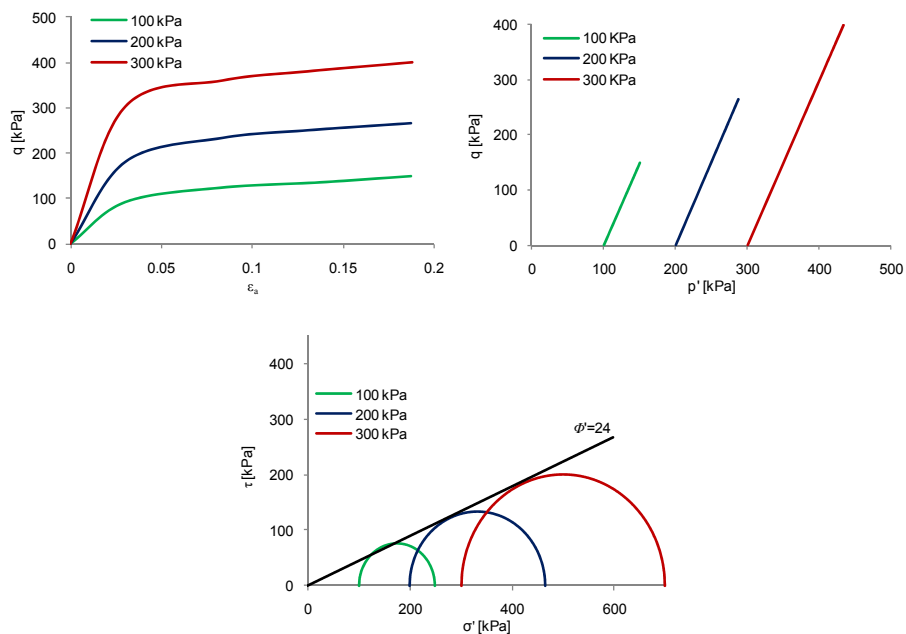


Figura 30. Villa di Sopra.

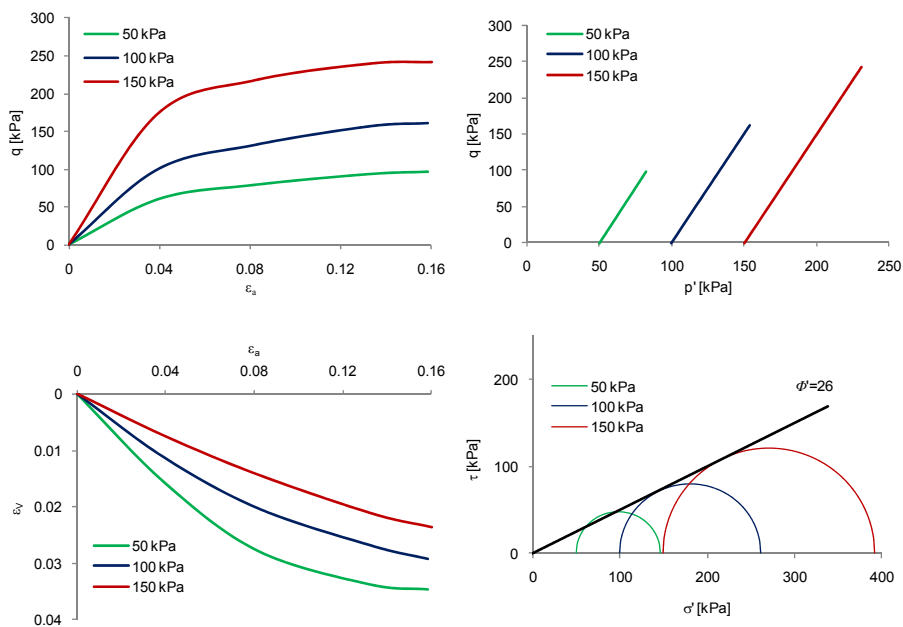


Figura 31. Tabiano.

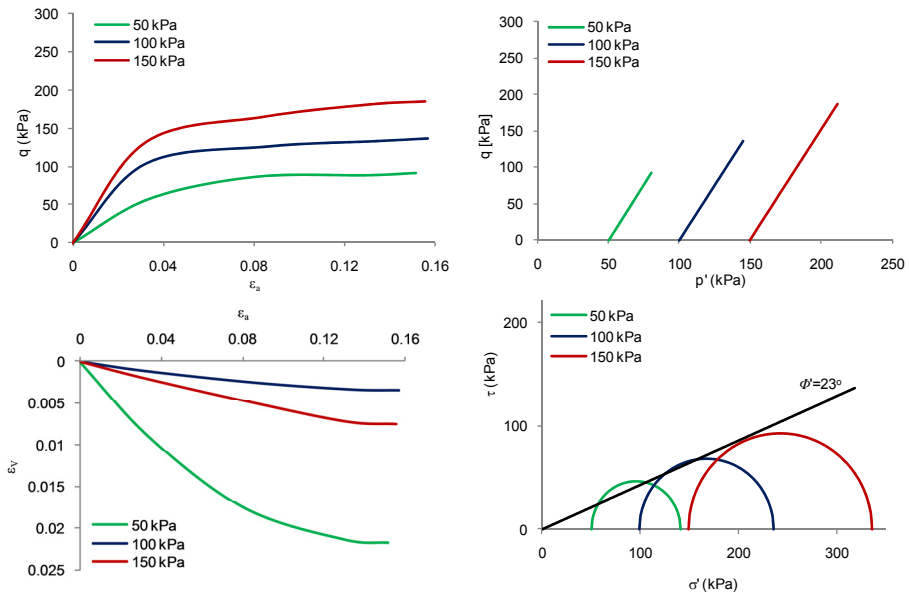


Figura 32. Regnano.

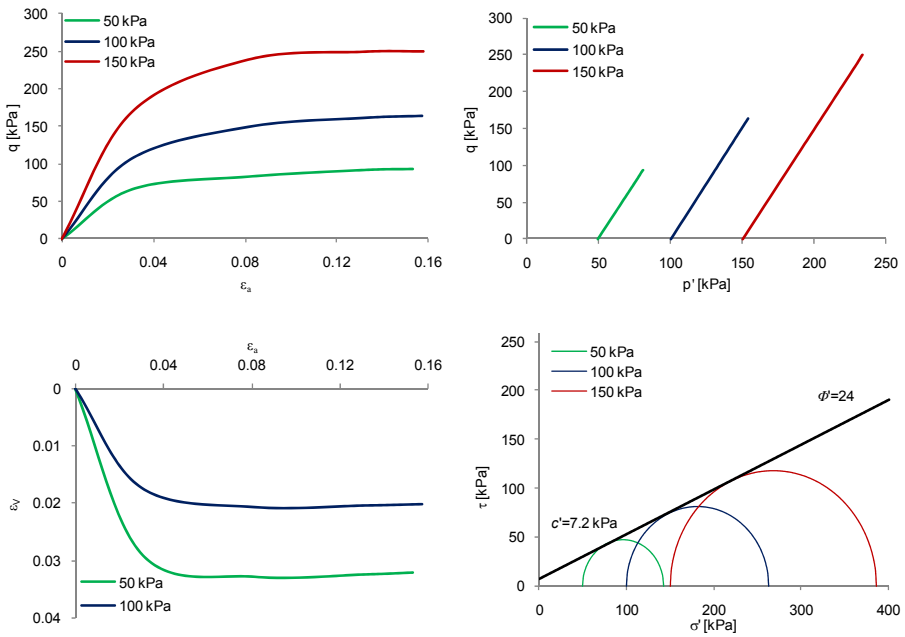


Figura 33. Geminella.

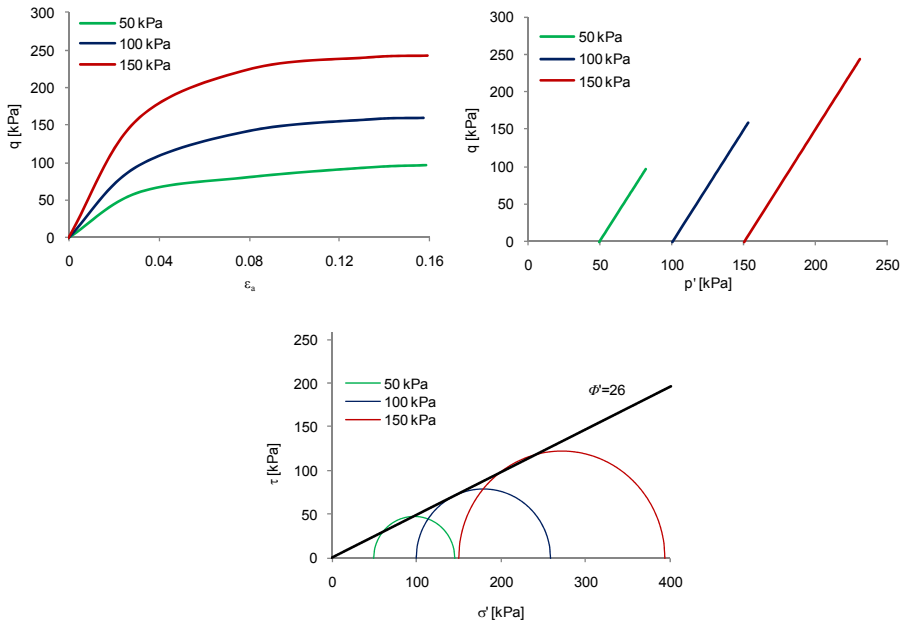


Figura 34. Mamorra.

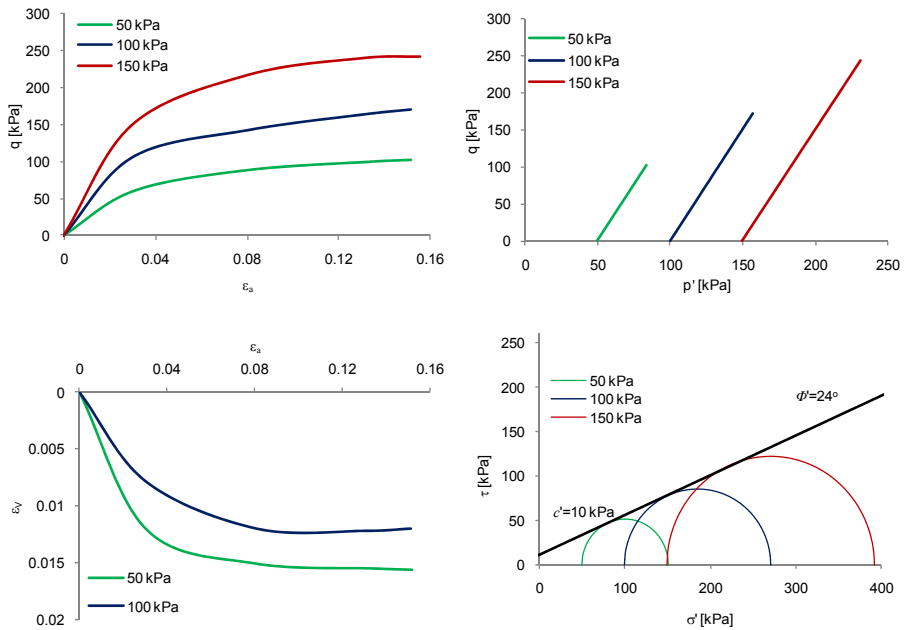


Figura 35. Pollecchia.

3.6.2. Prove edometriche in progressione geometrica di carico

Le prove edometriche, per i siti di Geminella e Pollecchia sono state realizzate su due campioni, prelevati nel primo caso alla profondità di 60 cm e 90cm dal piano campagna e nel secondo a 30 cm e 90 cm, inoltre, in quest'ultimo caso è stato fatto un confronto con i risultati ottenuti da altri due campioni prelevati alla medesima profondità.

Le dimensioni dei campioni utilizzati sono pari a 50 mm di diametro e 20 mm di altezza, in modo che il rapporto tra le due grandezze sia maggiore di due e minore di sei.

Convenzionalmente è stata adottata una procedura di carico in progressione geometrica, ossia ogni incremento di massa è pari alla massa raggiunta nella fase precedente, quindi $\Delta N/N = 1$. La serie di carico e scarico utilizzata è mostrata in Tabella 6.

ΔN [kg]	N [kg]	σ'_v [kPa]
0.25	0.25	12.5
0.25	0.5	25
0.5	1.0	50
1.0	2.0	100
2.0	4.0	200
4.0	8.0	400
8.0	16.0	800
16.0	32.0	1600
-24.0	8.0	400
-6.0	2.0	100
-1.5	0.5	25
-0.25	0.25	12.5

Tabella 6. Serie di carico e scarico utilizzata per la prova edometrica.

Per ognuna delle prove edometriche realizzate è stato possibile tracciare la curva di compressibilità relativa (Fig.36, 37, 39 e 40), attraverso le quali si è potuto determinare, mediante il metodo grafico di *Casagrande*, la pressione di preconsolidazione σ'_p e i coefficienti di compressibilità dei tratti di ricarico C_r , carico C_c e scarico C_s .

Il confronto tra la tensione di preconsolidazione σ'_p e la tensione efficace in sito σ'_{vo} (tensione litostatica o geostatica), ha permesso di definire il grado di sovraconsolidazione *OCR*. Per tutte le prove eseguite si

evidenzia un grado di sovraconsolidazione maggiore di uno e quindi l'indicazione di un terreno sovraconsolidato.

Per questo motivo il terreno analizzato potrebbe possedere una certa coesione efficace, confermando l'ipotesi fatta analizzando i risultati delle prove triassiali mostrati al Paragrafo 3.6.1..

Perciò, è possibile supporre, che anche per gli altri casi, in cui si è riscontrata l'intersezione tra la retta rappresentativa dell'involuppo a rottura e il primo cerchio di *Mohr*, il terreno sia sovraconsolidato e quindi possieda una coesione efficace diversa da zero.

Nelle Figure 38 e 41 è mostrata l'analisi di stato critico per i due siti analizzati, la quale conferma l'ipotesi di terreni sovraconsolidati. Infatti, i punti rappresentativi degli stati tensionali in sito sono ben lontani dalla linea di normal-consolidazione *NCL*, addirittura in tre casi su quattro si posizionano oltre la linea di stato critico, indicando terreni fortemente sovraconsolidati.

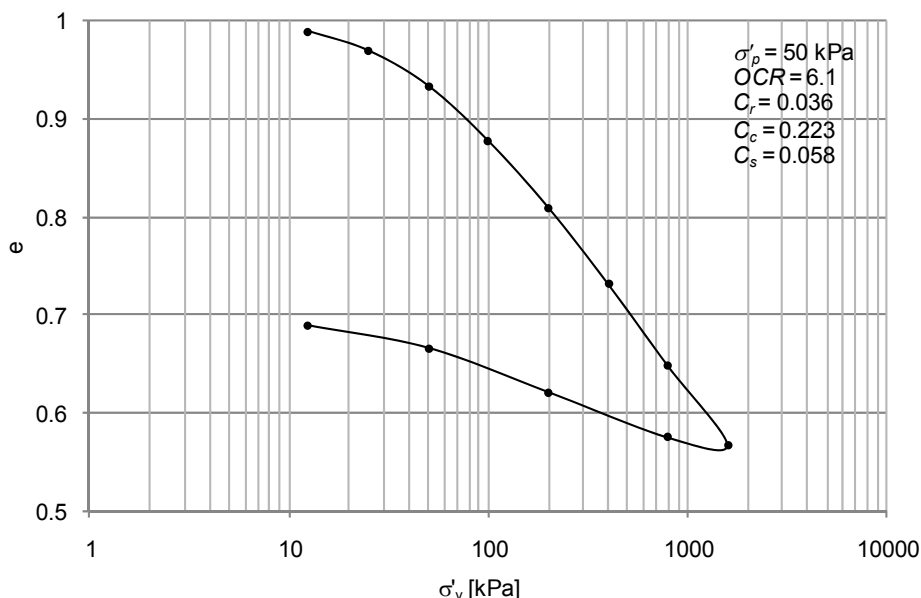


Figura 36. Curva di compressibilità edometrica per il sito di Geminella alla profondità di 60 cm.

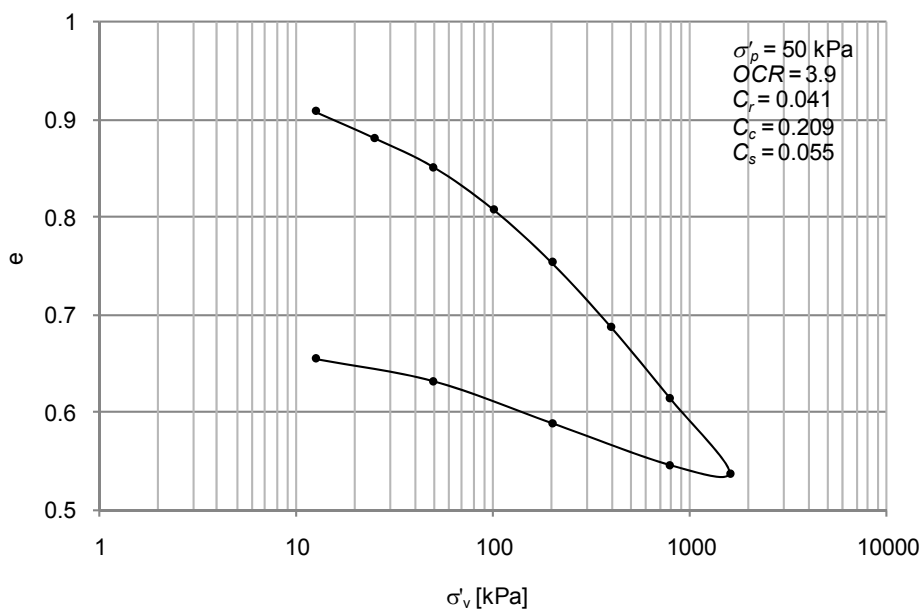


Figura 37. Curva di compressibilità edometrica per il sito di Geminella alla profondità di 90 cm.

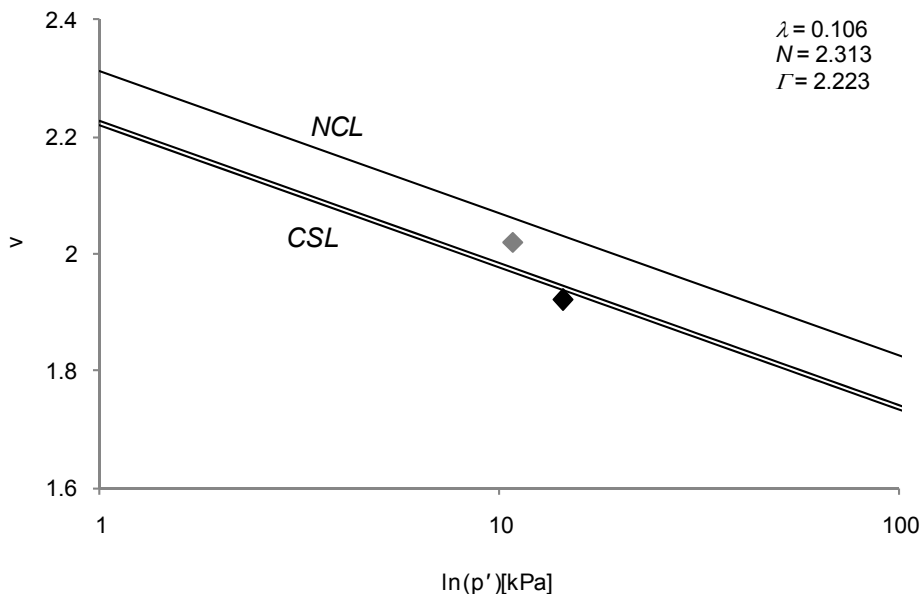


Figura 38. Analisi di stato critico per il sito di Geminella.

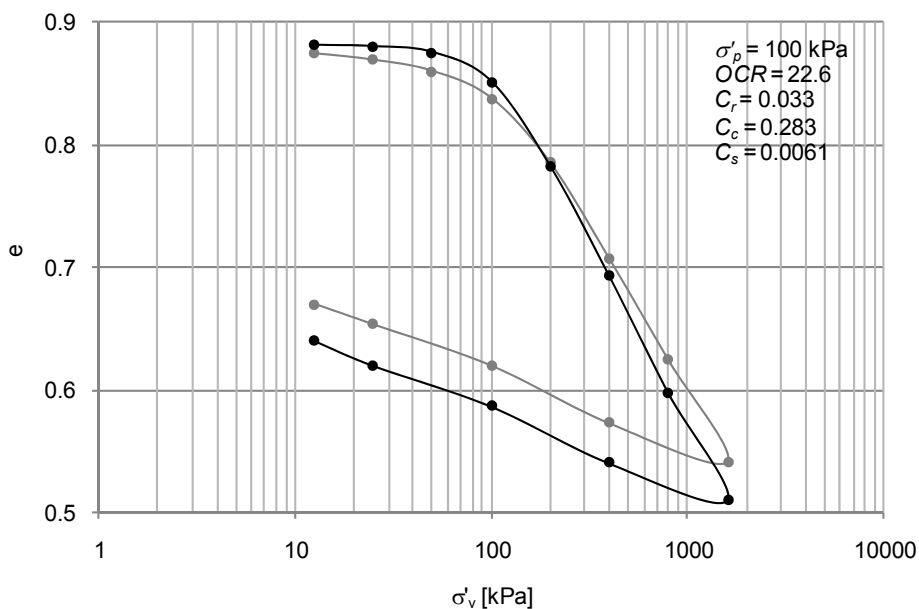


Figura 39. Curva di compressibilità edometrica per il sito di Pollecchia alla profondità di 30 cm.

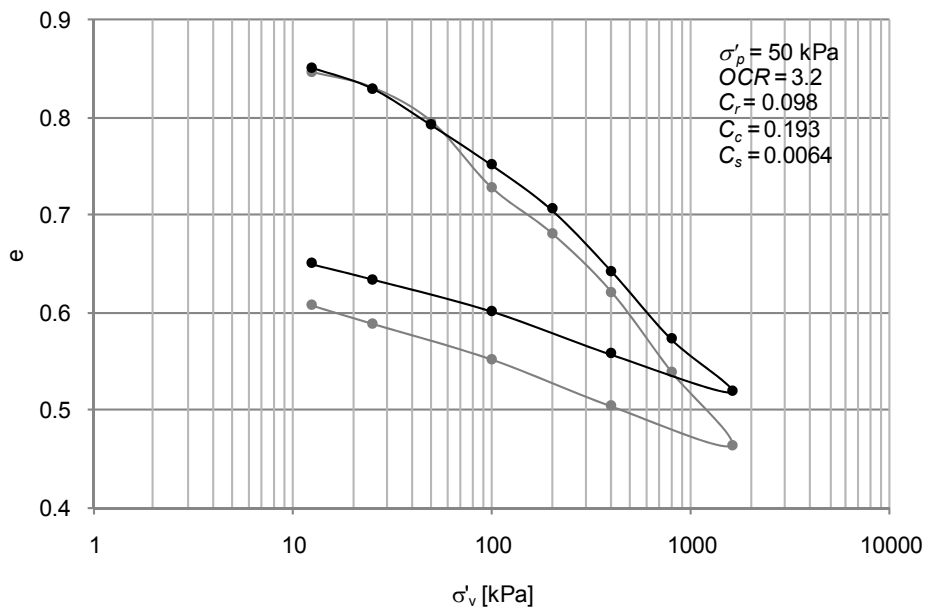


Figura 40. Curva di compressibilità edometrica per il sito di Pollecchia alla profondità di 90 cm.

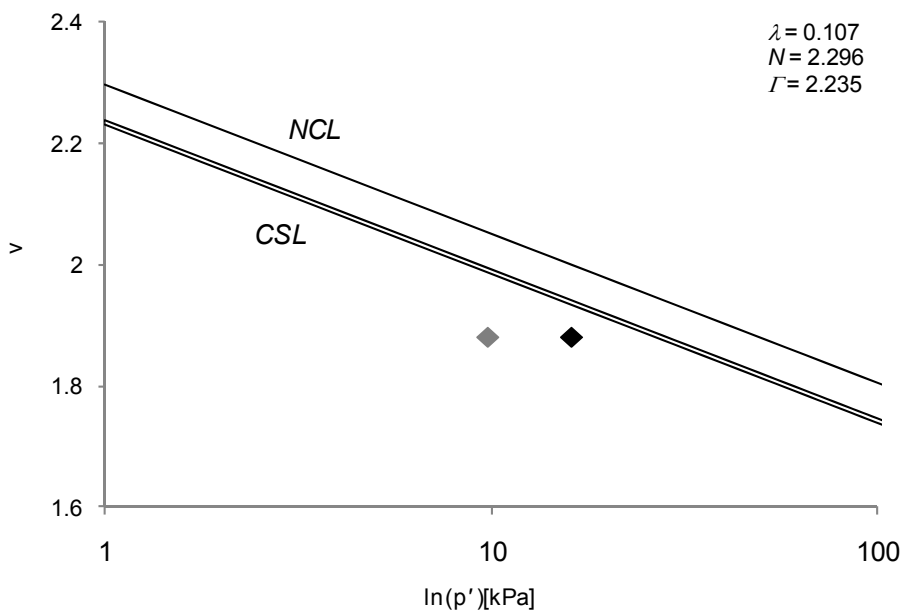


Figura 41. Analisi di stato critico per il sito di Pollecchia.

3.7. Applicazione del modello d'innesco per i 45 casi di soil slip

Il 10 aprile 2005, a seguito delle intense e prolungate piogge, si sono innescati numerosi scivolamenti superficiali nell'Appennino Reggiano che hanno provocato danni alle coltivazioni e il blocco di alcune strade. I movimenti franosi accaduti sono stati localizzati per mezzo di un confronto tra le indagini svolte sul campo a seguito dell'aprile del 2005 e un rilievo foto interpretativo effettuato l'anno precedente (Castronuovo, 2005).

I 45 *soil slip* censiti sono dislocati nei Comuni di Baiso, Carpineti, Casina, Castellarano, Vezzano sul Crostolo e Viano. L'area è delimitata ad est dal fiume Secchia, a sud dal passaggio dal medio all'alto Appennino Reggiano, a ovest dal Torrente Enza e a nord dal passaggio dal medio Appennino alla pianura Padana.

L'altitudine dell'area è compresa tra i 130 m s.l.m., nel Comune di Castellarano, e i 936 m s.l.m. del Monte Valestra, nel Comune di Carpineti. La Figura 42 mostra sulla sinistra l'area di studio e sulla destra la localizzazione degli eventi di *soil slip* accaduti.

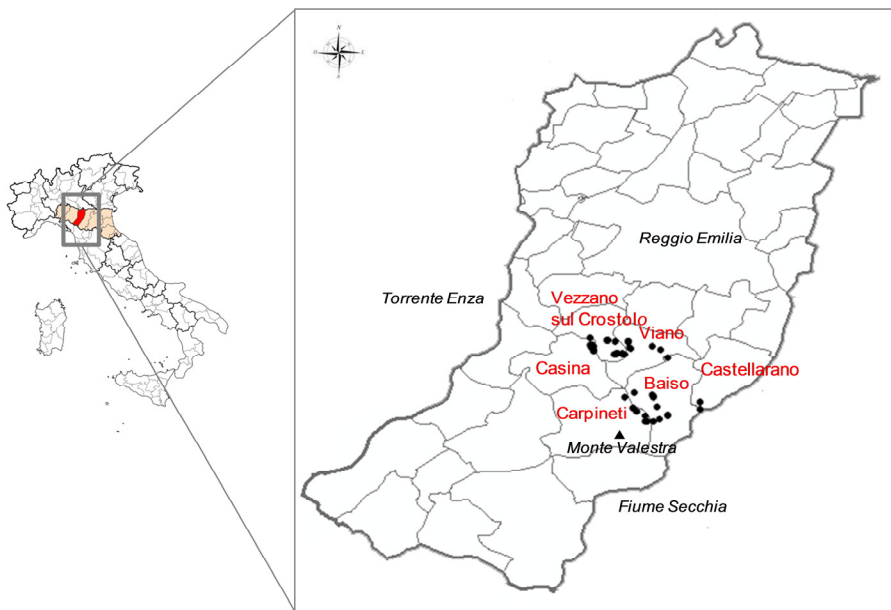


Figura 42. Localizzazione dei 45 casi di *soil slip* accaduti nell'Appennino Reggiano.

Quindi, il modello d'innesco descritto al Paragrafo 2.2. è stato applicato per tutti i 45 casi di *soil slip*. I dati di *input* del modello d'innesco sono

stati stimati mediante appropriate carte del territorio in esame o valutati dalle prove di laboratorio sui terreni di alcuni siti campione. In particolare, l'angolo d'inclinazione β di ogni pendio è stato valutato sulla base del DEM (*Digital Elevation Model*) della Regione Emilia Romagna, mentre, lo spessore della coltre H , dalle informazioni tratte dalle analisi in sito o stimato in base alle indicazioni contenute nella Carta dello spessore delle coperture dell'Emilia Romagna (scala 1:10,000).

I parametri geotecnici e di resistenza del terreno necessari per la modellazione, quali porosità n , peso specifico G_s , coesione efficace c' e angolo di resistenza al taglio Φ' sono stati valutati dalle prove svolte in laboratorio per i siti campione o stimati sulla base delle indicazioni contenute nella Carta dei Suoli della Regione Emilia Romagna (scala 1:10,000); mentre i parametri intrinseci del modello A , λ e α sono stati assegnati in accordo a quanto riportato nel Paragrafo 2.2., in base alla tipologia di terreno coinvolto.

Nel modello di deflusso, esplicitato dall'Equazione 7, il coefficiente K_T assume il significato di permeabilità globale del terreno, il suo valore è stato determinato attraverso una procedura di *back analysis*. La variabilità di tale parametro è di un ordine di grandezza (10^{-7} s^{-1} e 10^{-6} s^{-1}), in tal modo si tiene in debita considerazione la morfologia del versante analizzato, infatti, in Figura 49, si può osservare come tale coefficiente assuma valori inferiori per pendii concavi, la cui conformazione ostruisce il deflusso, viceversa assume valori maggiori per pendii convessi, la cui conformazione favorisce il deflusso. I valori utilizzati sono comparabili con i valori tipici di permeabilità determinati da analisi in sito e utilizzati da altri autori, per terreni e condizioni simili (Moser e Hohensinn, 1983; Crosta, 1998; Shakya e Chander, 1998; Crosta e Dal Negro, 2003; Crosta et al., 2003; Mantovi et al., 2006; Zhan et al., 2007).

Nei casi esaminati è stato scelto di considerare un grado di saturazione variabile stagionalmente in accordo a quanto riportato al Paragrafo 2.3.. I valori considerati di grado di saturazione corrispondono a misure di campo di S_r riportate da Meisina e Scarabelli (2007) e a valori medi di suzione di 8-10 kPa come riportato da Crosta (1998), relativi agli stessi tipi di suolo e per le medesime profondità.

Per ogni caso di studio, i dati pluviometrici inseriti nella modellazione sono relativi al pluviometro attivo più vicino al luogo dell'innescio del

fenomeno franoso. La pioggia giornaliera è stata acquisita da un archivio storico, prendendo in considerazione un periodo di tempo di circa 36 mesi attorno alla data d'innescò di ogni *soil slip* analizzato. In questo modo è stata verificata la capacità del modello di cogliere l'instabilità ($F_s \leq 1$) nella data attesa e la condizione di stabilità per il restante periodo di tempo.

Deve essere sottolineato che ai fini della modellazione viene considerato che il 30% della pioggia si allontani per deflusso superficiale, perciò soltanto il 70% contribuisce alla saturazione dello strato superficiale e quindi alla valutazione del fattore di sicurezza.

I risultati della modellazione sono mostrati nelle Figure 43-48, visualizzando l'andamento del fattore di sicurezza (in verde) in funzione delle precipitazioni giornaliere (in blu). Le analisi sono state condotte per tre anni intorno alla data d'innescò dei *soil slip* (10 aprile 2005) e l'inizio delle elaborazioni coincide con l'attivazione delle stazioni pluviometriche considerate. I dati di *input* sono mostrati in Tabella 7, in cui è evidente come alcuni dei parametri utilizzati rimangono costanti per tutti i casi analizzati, mentre altri, quali l'inclinazione dei versanti ($7^\circ \div 30^\circ$), mostrano variazioni sostanziali.

Analizzando i risultati ottenuti si osserva come il modello d'innescò sia capace di cogliere l'instabilità nella data attesa, indicando un $F_s \leq 1$ nella maggior parte dei casi, o comunque un avvicinamento al valore limite e, non trascurabile, una condizione di stabilità per il restante periodo di analisi.

Infine, dalle analisi condotte sui 45 casi di studio, è stato possibile determinare il valore dello spessore saturo (H_{sat}), individuato dal modello d'innescò, al momento del collasso. In questo contesto è utile analizzare il comportamento del modello attraverso l'osservazione del parametro $m = H_{sat} / H$, ricordando che quando tale valore è uguale ad 1 lo strato potenzialmente instabile è completamente saturo. In Figura 50 sono riassunti i risultati ottenuti per i 45 casi analizzati, da cui è possibile osservare che solamente nel 18% dei casi è necessaria la completa saturazione dello strato potenzialmente instabile, perché il modello sia capace di prevedere l'innescò. Questi risultati sono favorevolmente comparabili con quelli di *Crosta e Frattini* (2003).

Località	β [°]	H [m]	n	G_s	Φ' [°]	c' [kPa]	A	λ	α	K_T [d ⁻¹]
Ca' Niceti	18	2.0	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.022
Ca' d'Ovio	22	2.0	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.065
Casino	13	1.5	0.48	2.70	33	0	80	0.4	3.4	0.039
Casino	11	1.5	0.48	2.70	33	0	80	0.4	3.4	0.056
La Serra di Sopra	11	1.5	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.022
La Piola	12	1.5	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.082
Malpasso	24	2.0	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.052
Malpasso	18	2.0	0.48	2.70	33	0	80	0.4	3.4	0.018
Casette	20	2.0	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.039
Casette	25	2.0	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.039
Villa	9	2.0	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.056
Caneto	21	2.0	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.039
Caneto	23	2.0	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.039
Sorzana	10	1.5	0.48	2.70	33	0	80	0.4	3.4	0.029
Melgaro	18	1.5	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.035
Melgaro	19	1.5	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.082
Melgaro	27	1.5	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.086
Pissarotto	18	2.0	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.032
C. Polecchio	22	1.5	0.60	2.70	15	6	100	0.4	3.4	0.056
Paderna Chiesa	11	1.5	0.47	2.70	25	0	80	0.4	3.4	0.022
Brugna	8	1.5	0.41	2.65	22	0	80	0.4	3.4	0.056
Brugna	7	1.5	0.60	2.70	15	3	100	0.4	3.4	0.030
Geminella	25	1.5	0.50	2.77	24	7	100	0.4	3.4	0.030
Pollecchia	30	2.0	0.42	2.78	24	10	100	0.4	3.4	0.030
Bettola	18	1.5	0.48	2.70	33	0	80	0.4	3.4	0.030
Bettola	26	1.5	0.48	2.70	33	0	80	0.4	3.4	0.039
San Pietro	13	1.5	0.60	2.70	15	3	100	0.4	3.4	0.030
Villa di Sopra	18	1.5	0.42	2.70	23	0	40	0.4	3.4	0.039
Villa di Sotto	12	1.5	0.48	2.70	33	0	80	0.4	3.4	0.016
Villa di Sotto	13	1.5	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.039
Villa di Sotto	19	1.5	0.48	2.70	25	0	80	0.4	3.4	0.039
Riolo	23	1.5	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.039
Riolo	23	1.5	0.60	2.70	15	3	100	0.4	3.4	0.086
Riolo	20	1.5	0.60	2.70	15	3	100	0.4	3.4	0.039
Cesanello	24	1.5	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.039
Monchio	18	1.5	0.48	2.70	33	0	80	0.4	3.4	0.029
Regnano	17	2.0	0.46	2.70	23	0	80	0.4	3.4	0.065
Regnano	18	2.0	0.48	2.70	33	0	80	0.4	3.4	0.065
Regnano	19	2.0	0.48	2.70	33	0	80	0.4	3.4	0.065
Fondiano	22	2.0	0.48	2.70	33	0	80	0.4	3.4	0.020
Fondiano	15	2.0	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.031
Tabiano	17	2.0	0.46	2.87	26	0	40	0.4	3.4	0.030
Mamorra	14	2.0	0.42	2.70	26	0	80	0.4	3.4	0.031
Cadonega	21	1.5	0.40	2.70	32	0	40	0.4	3.4	0.039
Monchio	14	1.5	0.49	2.70	23	0	80	0.4	3.4	0.027

Tabella 7. I dati di *input* utilizzati per la modellazione dei 45 casi di *soil slip* accaduti nell'Appennino Reggiano.

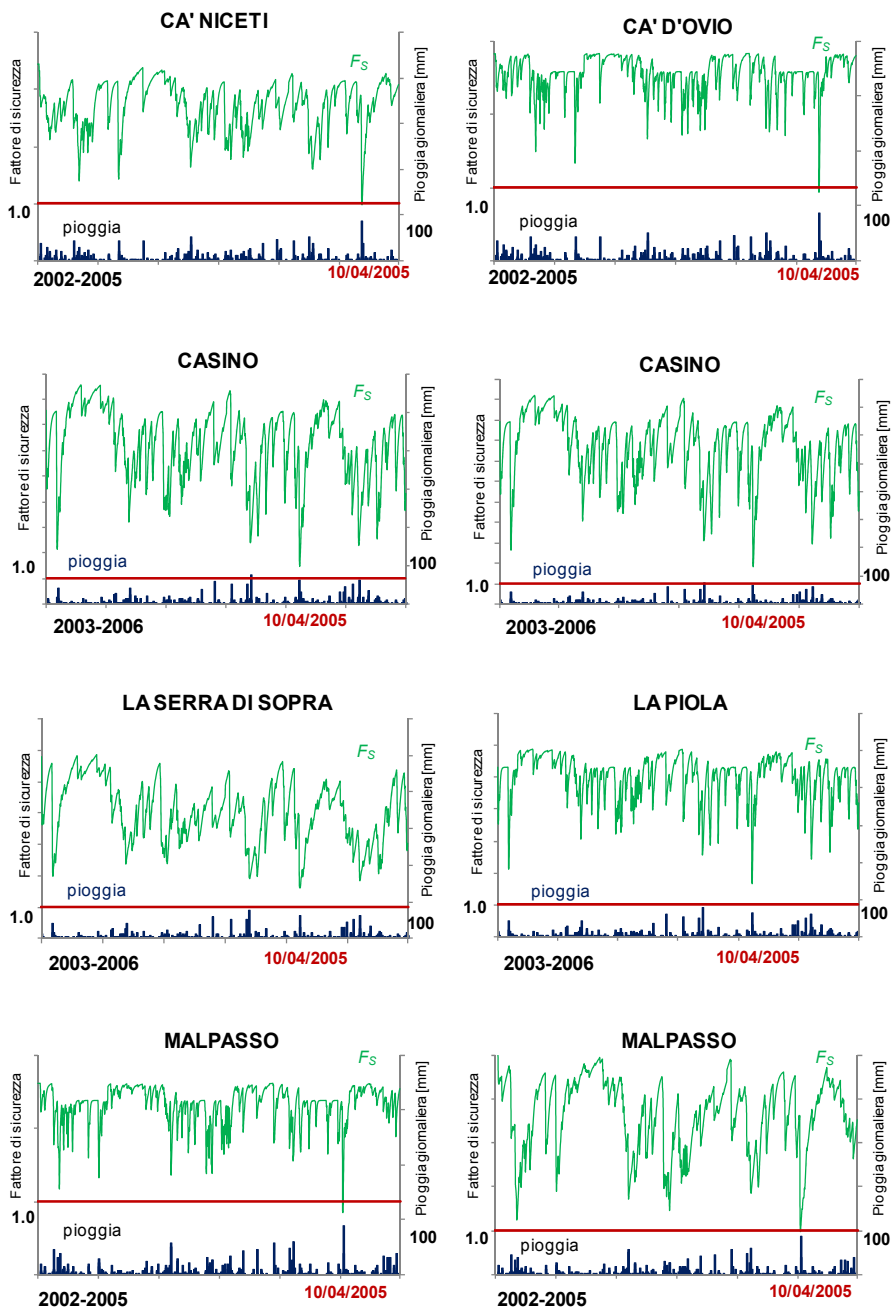


Figura 43. Fattore di sicurezza nel tempo.

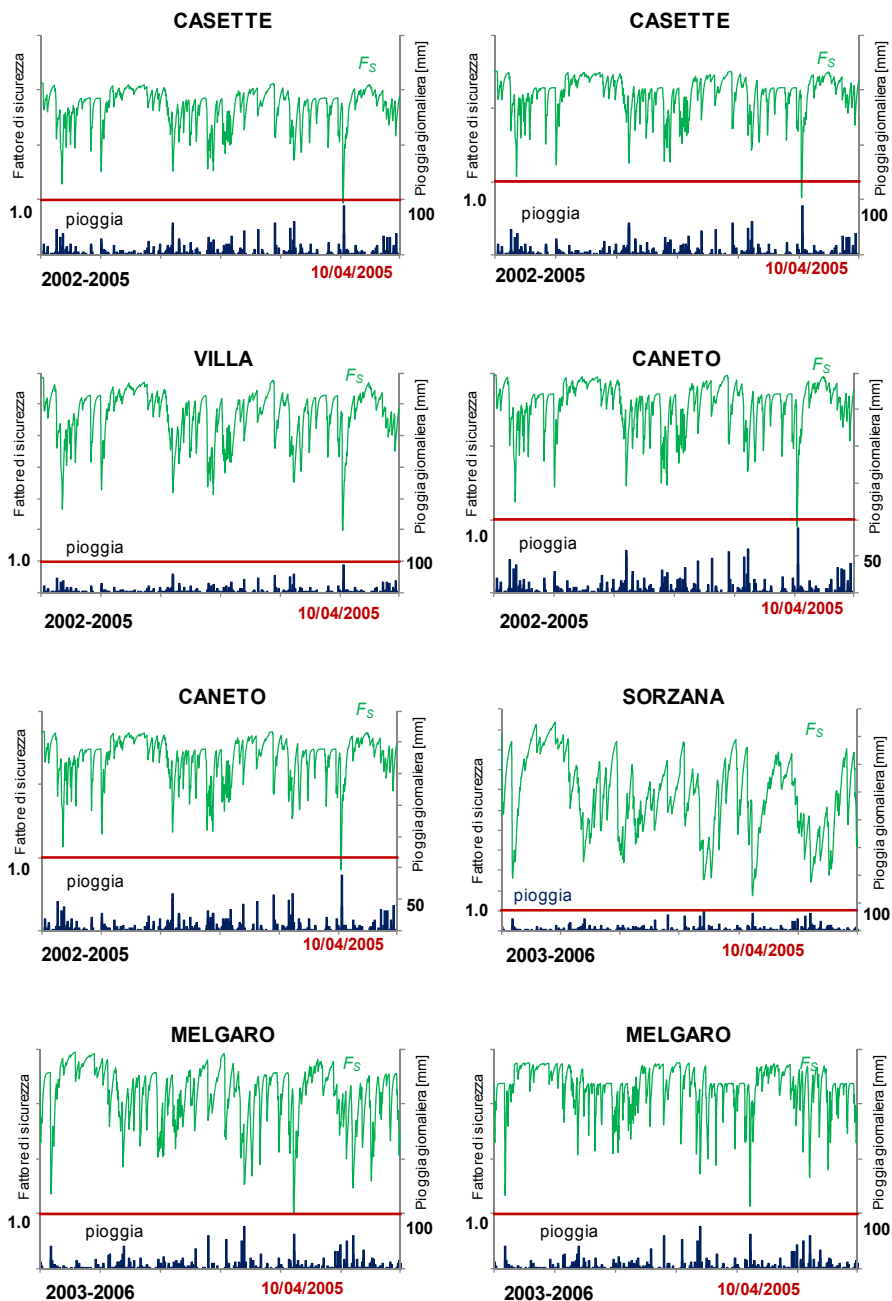


Figura 44. Fattore di sicurezza nel tempo.

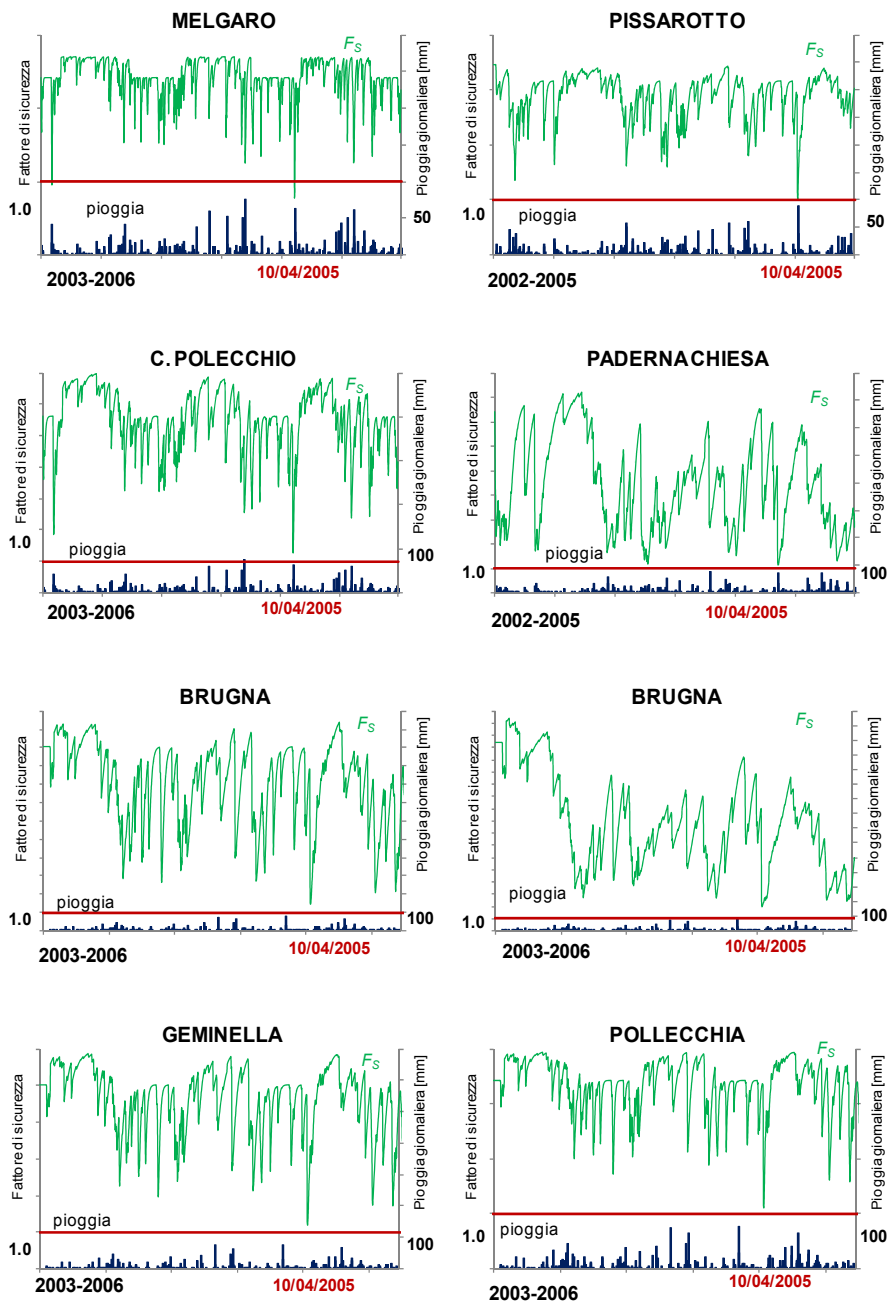


Figura 45. Fattore di sicurezza nel tempo.

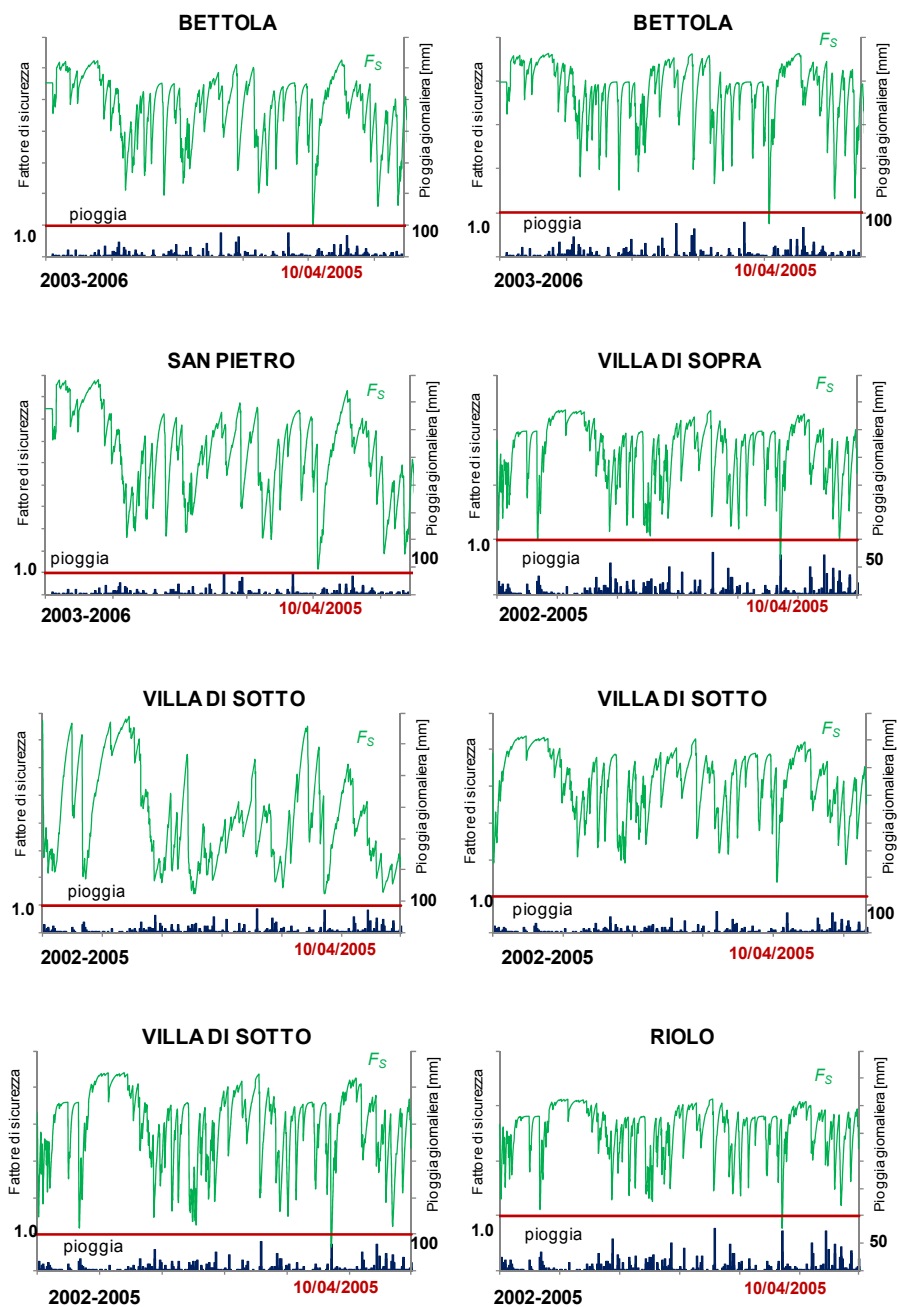


Figura 46. Fattore di sicurezza nel tempo.

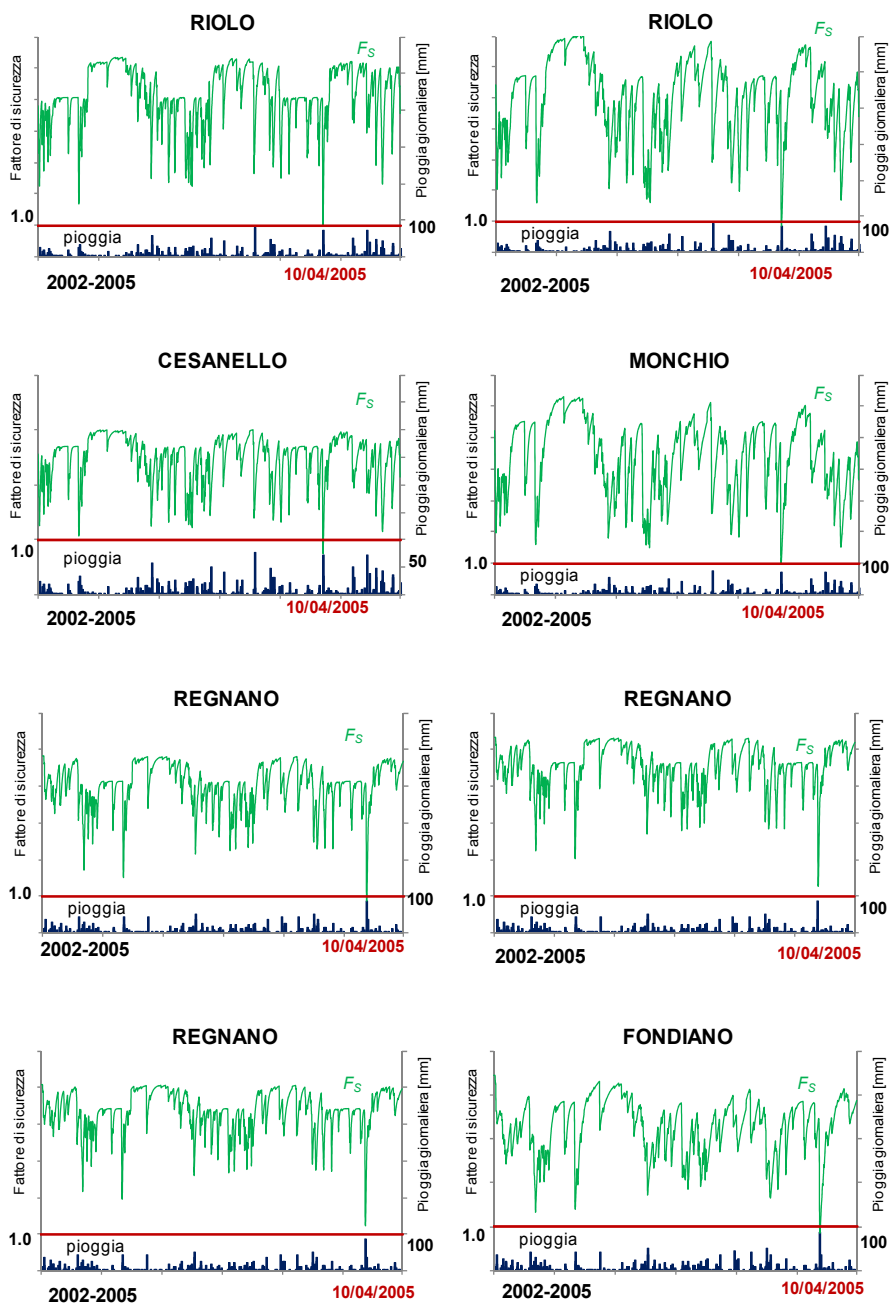


Figura 47. Fattore di sicurezza nel tempo.

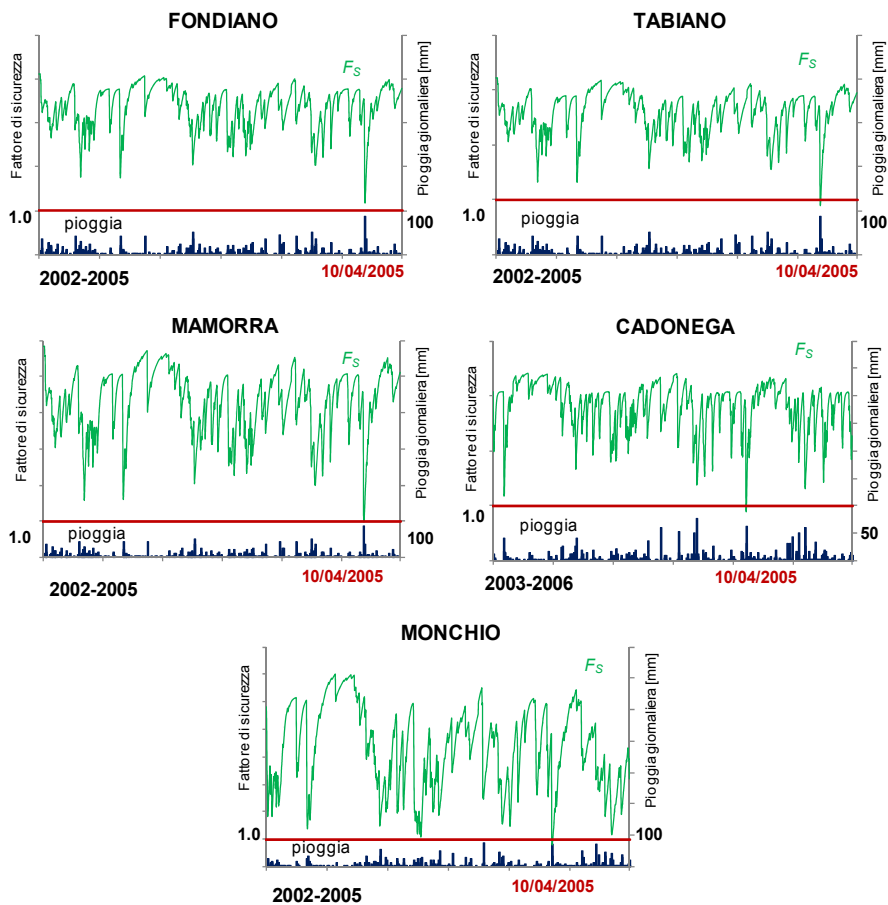


Figura 48. Fattore di sicurezza nel tempo.

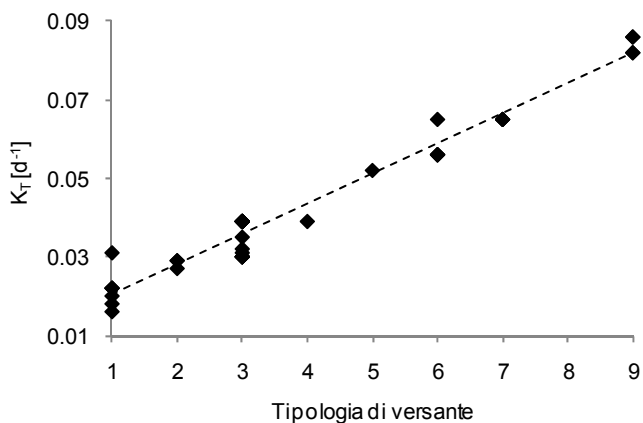


Figura 49. Il valore di K_7 utilizzato per ogni sito in funzione della tipologia di versante.

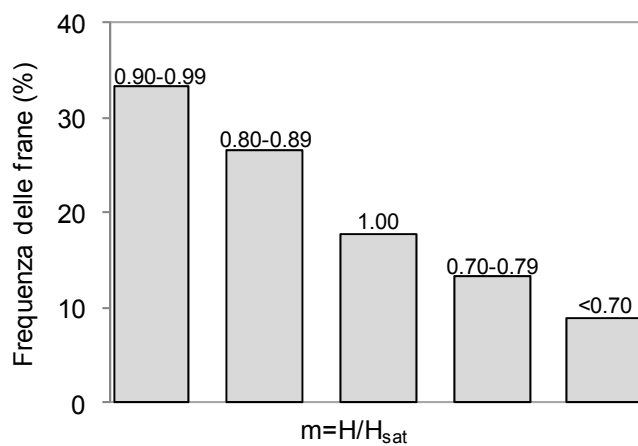


Figura 50. Il valore di m al momento del collasso per i 45 casi di *soil slip* analizzati.

3.8. Valutazione del contributo della pioggia antecedente all'istante d'innescio

Nel Paragrafo 2.2. è stato brevemente descritto un modello per l'individuazione, spaziale e temporale, dell'innescio dei *soil slip*. Una delle variabili di maggiore importanza, ai fini della modellazione, è la valutazione della porzione satura di terreno; la quale, nel caso di parziale saturazione, determina un contributo suppletivo alla resistenza del terreno, dovuto alla cosiddetta coesione apparente; quest'ultima aumenterà al diminuire della frazione satura e viceversa, annullandosi nel caso di terreno completamente saturo.

La frazione satura di terreno è valutata, nel modello in oggetto, mediante l'introduzione di una grandezza m , la cui espressione matematica (Eq.7 nel Capitolo 2) permette di relazionare direttamente il fattore di sicurezza all'altezza di pioggia; inoltre, consente di valutare gli effetti degli eventi pluviometrici precedenti all'istante considerato nella valutazione del fattore di sicurezza. Infatti, i movimenti franosi in esame, risentono, a volte in maniera determinante al fine dell'innescio, delle piogge antecedenti. Quindi, nel presente Paragrafo, è stata fatta un'analisi sulla variazione di m nel tempo, considerando i contributi dei 90 giorni precedenti al giorno dell'innescio dei 45 casi di *soil slip* accaduti nell'Appennino Reggiano (10 aprile 2005). In tal modo, è stato possibile valutare dopo quanto tempo il modello d'innescio non risente dell'accadimento di un evento piovoso al fine della determinazione di m .

Nelle Figure 51 e 52, è riportato l'andamento di m per i 90 giorni precedenti all'istante d'innescio, partendo dal 10 aprile 2005 e andando a ritroso, suddividendo le analisi in base ai pluviometri utilizzati. In tal modo è possibile osservare che già dopo 30 giorni il valore di m ha raggiunto il suo massimo; perciò al fine della valutazione del fattore di sicurezza, soprattutto nel caso dell'utilizzo del modello d'innescio su larga scala, per l'abbattimento dell'onere computazionale, è possibile considerare solamente gli eventi pluviometrici dei trenta giorni precedenti all'istante in cui viene valutato il fattore di sicurezza.

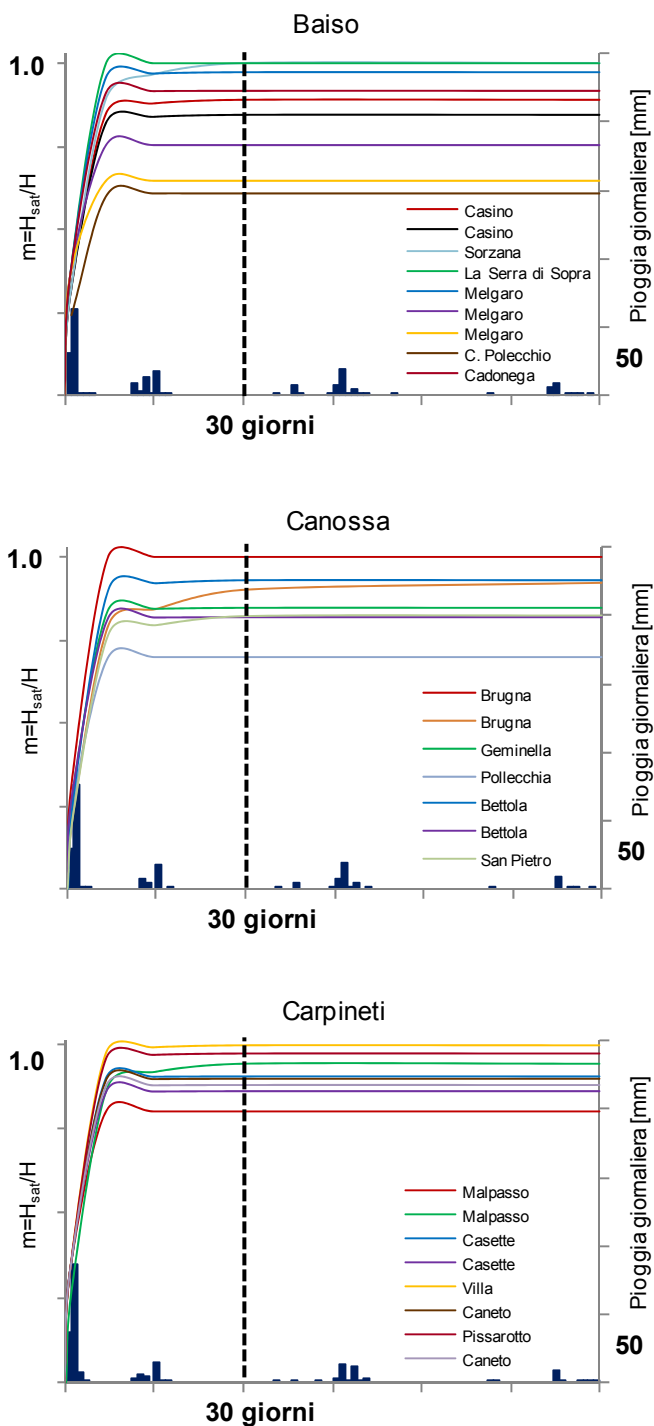


Figura 51. Andamento di m per i 90 giorni precedenti al 10 aprile 2005 in funzione delle precipitazioni giornaliere.

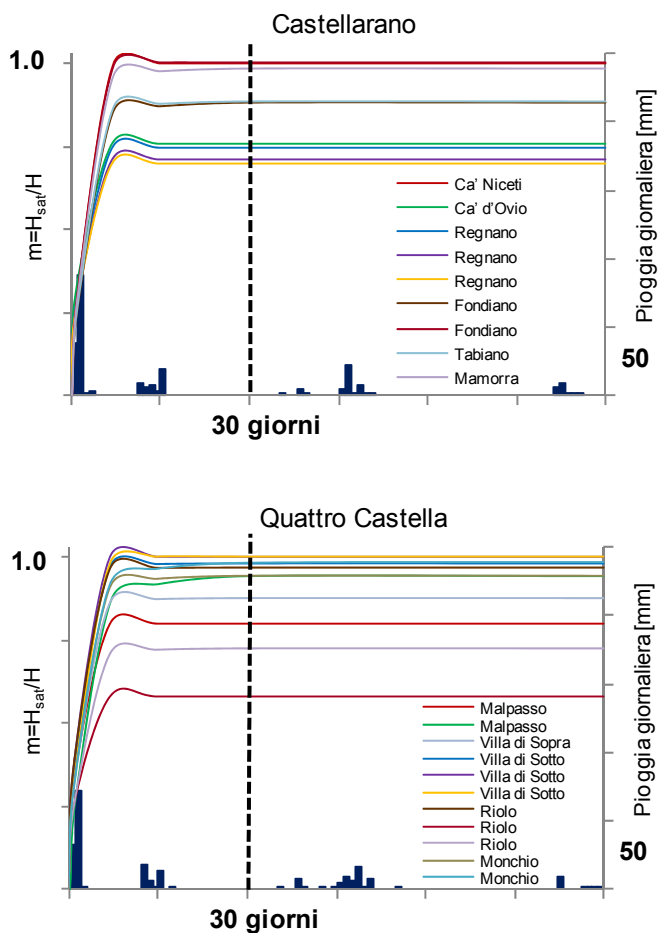


Figura 52. Andamento di m per i 90 giorni precedenti al 10 aprile 2005 in funzione delle precipitazioni giornaliere.

3.8. Conclusioni

In questo Capitolo sono stati analizzati i fenomeni di *soil slip* accaduti il 10 aprile 2005 nell'Appennino Reggiano, a seguito di un evento piovoso di particolare intensità.

Un rilievo foto interpretativo ha permesso di localizzare 45 siti in cui sono accaduti i *soil slip*. È stata descritta l'area di studio da un punto di vista geologico e climatico, la morfologia del territorio e l'andamento pluviometrico per i mesi di marzo e aprile 2005, nonché l'importanza della valutazione mediante prove di laboratorio dei parametri di *input* del modello proposto e le caratteristiche geometriche di ogni pendio coinvolto.

Per ogni sito è stato applicato il modello d'innesco proposto, che è basato sul metodo dell'equilibrio limite e sull'ipotesi di pendio indefinito. È stato mostrato come il modello tiene conto delle condizioni di parziale saturazione e fornisce un fattore di sicurezza in funzione dell'andamento delle precipitazioni. La scelta dei parametri di *input* è spiegata in dettaglio. È stato evidenziato, in particolare, come l'unico parametro di *input* determinato attraverso una procedura di *back analysis* sia il coefficiente di deflusso del terreno, i cui valori sono comparabili con tipici valori di permeabilità ottenuti da misure in sito svolte da altri autori, per terreni e condizioni simili.

Il periodo di analisi, per ogni caso studiato, è di tre anni. Dalle analisi dei risultati ottenuti è possibile osservare come il modello individui, sia la condizione di instabilità ($F_s \leq 1$) nella data attesa, sia la condizione di stabilità per il restante periodo.

3.9. Bibliografia

- Bishop, A. (1966). The strength of soils as engineering materials. *Geotechnique* , 16(2), 91-128.
- Castronuovo, A. (2005). Predisposizione al dissesto per frane superficiali del medio e basso appennino della provincia di Reggio Emilia. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia.
- Crosta, G. (1998). Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation. *Environmental Geology* , 35 (2-3), 131-145.
- Crosta, G., Dal Negro, P. (2003). Observation and modelling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 3, 53-69.
- Crosta, G., Frattini, P. (2003). Distributed modeling of shallow landslides triggered by intense rainfall. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 3, 81-93.
- Crosta, G., Dal Negro, P., Frattini, P. (2003). Soil slips and debris flows on terraced slopes. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 3, 31-42.
- Fredlund, D., Morgenstern, N., Widger, R. (1978). The shear strength of unsaturated soils. *Canadian Geotechnical Journal* , 15, 313-321.
- Lancellotta, R. (2004). *Geotecnica*. Bologna: Zanichelli.
- Mantovi, P., Fumagalli, L., Beretta, G., Guermandi, M. (2006). Nitrate leaching through the unsaturated zone following pig slurry applications. *Journal of Hydrology* , 316, 195-212.
- Md.Noor, M., Anderson, W. (2006). A comprehensive shear strength model for saturated and unsaturated soils. *International Conference on Unsaturated Soils* (p. 1992-2003). Carefree, Arizona, USA: ASCE Geotechnical Publication No. 147.

- Md.Noor, M., Hafez, M. (2009). Modeling of shallow slope failure using curved surface envelope extended Mohr-Coulomb model. *4th Asia Pacific Conference on Unsaturated Soils*. Newcastle, Australia: CRC Press Inc.
- Meisina, C., Scarabelli, S. (2007). A comparative analysis of terrain stability models for predicting shallow landslides in colluvial soils. *Geomorphology* , 87, 207-223.
- Morton, D., Alvarez, R., Campbell, R. (2003). *Preliminary soil slip susceptibility maps, southwestern California*. California Geological Survey, Open-File Report OF 03-17.
- Moser, M., Hohensinn, F. (1983). Geotechnical aspects of soil slips in Alpine Regions. *Engineering Geology* , 19, 185-211.
- Rossetti, R. (1988). Condizioni termo-pluviometriche del versante padano della fascia appenninica tra la valle del torrente Scrivia e quella del torrente Reno. *Il paesaggio fisico dell'alto Appennino emiliano*, 19-24.
- Shakya, N., Chander, S. (1998). Modelling of hillslope runoff processes. *Environmental Geology* , 35 (2-3), 115-123.
- Talebi, A., Uijlenhoet, R., Troch, P. (2007). Soil moisture storage and hillslope stability. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 7, 523-534.
- Terzaghi, K. (1936). The shearing resistance of saturated soils and the angle between the planes of shear. *1st ICSMFE*, (p. 54-56).
- Viggiani, C. (1999). *Fondazioni*. Benevento: Hevelius.
- Zhan, T., Ng, C., Fredlund, D. (2007). Field study of rainfall infiltration into a grassed unsaturated expansive soil slope. *Canadian Geotechnical Journal* , 44, 392-408.

Capitolo 4

Implementazione e validazione del modello d'innesco a scala comunale

4.1. Introduzione

I *soil slip*, sono un tipo di frana che solitamente si innesca a seguito di piogge intense di breve durata o di media intensità prolungate nel tempo, accadono principalmente su versanti naturali caratterizzati da un substrato roccioso o da uno strato di minore permeabilità sovrastato da uno spessore di terreno più permeabile.

I *soil slip* sono ampiamente descritti in letteratura scientifica, facendo riferimento ad eventi storici accaduti in tutto il mondo (*Kesseli, 1943; Campbell, 1974, 1975; Ellen and Fleming, 1987; Sassa, 1998; Crosta et al., 2003; Schmidt et al., 2008; Zezere et al., 2008*). Nonostante il coinvolgimento di piccole porzioni di territorio, nel passato hanno spesso causato gravi danni ed alcune vittime.

Per la progettazione urbana a scala regionale, sono state redatte mappe del rischio nei confronti di questo tipo di frana. Tali mappe, solitamente indicano la possibile localizzazione dell'innesco della frana, trascurando, in molti casi, le caratteristiche fisiche del territorio e l'istante di attivazione (*Terlien, 1998*). Tuttavia, la localizzazione e la dimensione delle frane superficiali, dipende, sia da variabili spaziali, le proprietà del suolo, lo spessore di terreno potenzialmente instabile e la topografia, sia da variabili temporali, le precipitazioni e le condizioni idrauliche del terreno. Perciò, risulta evidente che queste mappe hanno un'utilità limitata e non possono essere utilizzate come strumento dinamico (variabile nel tempo) nell'amministrazione del territorio e nella gestione del rischio in tempo reale. Infatti, al fine di prendere una decisione sull'evacuazione di alcune aree o sulla chiusura di talune strade, è necessaria una mappa dinamica, dato che il meccanismo di innesco delle

frane indotte da pioggia è strettamente correlato alle precipitazioni (Terlien, 1998).

L'utilizzo di un sistema di allertamento funzionante in tempo reale per la valutazione del rischio da frana ha suscitato particolare attenzione della comunità scientifica, infatti sono state sviluppate analisi di stabilità accoppiate con modelli idrologici che permettono di stimare dove e quando una frana indotta da pioggia può accadere (Baum e Godt, 2010; Liao et al., 2010).

Per lo sviluppo di un sistema di allertamento per le frane indotte da pioggia, in alcuni casi sono state stabilite soglie pluviometriche, tenendo conto esclusivamente delle condizioni idrologiche (Wilson e Wieczorek, 1995; Crosta, 1998; Borga et al., 2002; Crosta e Frattini, 2003; Tiranti e Rabuffetti, 2010).

Altri autori hanno applicato correlazioni statistiche, basate sulla conoscenza della morfologia, delle proprietà del terreno e delle precipitazioni che hanno innescato i *soil slip* nel passato (Carrara et al., 1991; Bai et al., 2009; Cervi et al., 2010).

Ulteriori autori hanno applicato modelli fisicamente basati sull'analisi di stabilità dei pendii accoppiata con la modellazione idrologica (Montgomery e Dietrich, 1994; Terlien, 1998; Iverson, 2000; Baum et al., 2008; Lu e Godt, 2008). La formulazione di questi modelli, assieme alla disponibilità di numerose informazioni disponibili in ambiente GIS, ha portato allo sviluppo di metodi che apparentemente sembrano adatti per la determinazione spaziale e temporale dei *soil slip*, in risposta delle piogge, a scala regionale (Borga et al., 1998; Burton e Bathurst, 1998; Iiritano et al., 1998; Iovine et al., 2003; Aleotti, 2004; Salciarini et al., 2006; Qiu et al., 2007; Godt et al., 2008; Schmidt et al., 2008; Simoni et al., 2008; Apip et al., 2010).

Questi metodi sono caratterizzati da differenti livelli di complessità e generalmente richiedono dati di *input* molto dettagliati. Perciò, un'elevata qualità sulla stima spaziale e temporale dei *soil slip* è fortemente subordinata al livello di risoluzione dei differenti parametri di *input*.

Recentemente, questi modelli sono stati utilizzati per determinare la suscettibilità dei *soil slip* per ampie aree, solo in pochi casi sono stati impiegati come strumento predittivo e raramente come prototipo di sistema di allertamento.

Il modello *SLIP* (*Shallow Landslides Instability Prediction*), descritto al Paragrafo 2.2., è stato applicato per molti casi storici, sia a scala locale, sia regionale (*Montrasio e Valentino, 2007; Montrasio e Valentino, 2008b; Montrasio et al., 2009; Liao et al., 2010*).

Nel presente Capitolo, sarà mostrata la procedura di *back analysis* che si riferisce ad alcuni recenti casi di *soil slip* accaduti nell'Oltrepo Pavese. L'area di studio è descritta, sia da un punto di vista delle condizioni atmosferiche, sia geologiche. Inoltre, saranno discussi in dettaglio i dati di *input* introdotti in ambiente *GIS*. Più precisamente, questi dati riguardano le caratteristiche geometriche dei versanti e le proprietà geotecniche dei terreni, la capacità di drenaggio dei versanti e le caratteristiche di infiltrazione della pioggia.

Le analisi di stabilità sono state condotte per due anni ed è stato scelto di confrontare i risultati ottenuti con altri modelli analoghi, in questo caso è stato scelto un modello di riferimento, *TRIGRS* (*Baum et al., 2008*). La capacità predittiva dei due modelli è stata valutata utilizzando un metodo quantitativo (*ROC plot*).

4.2. L'area di studio

L'area dell'Oltrepo Pavese si estende per circa 1100 km² (Fig.1). La parte meridionale coincide con il settore nord ovest dell'Appennino. L'altitudine dell'area varia tra i 200 m e i 1725 m s.l.m. ed è caratterizzata da una complessa struttura geologica.

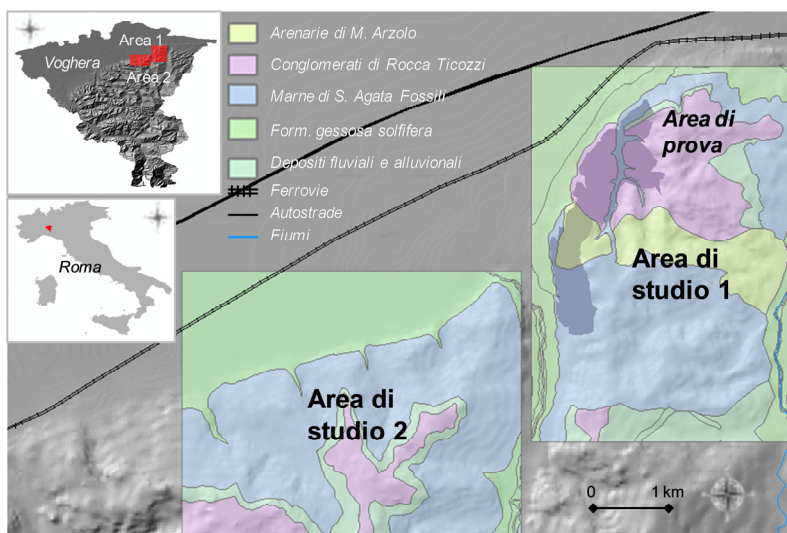


Figura 1. Localizzazione delle aree di studio.

La geologia è governata da formazioni sedimentarie, con una componente argillosa dominante (Braga et al., 1985). Le argille scistose (argille varicolori, complessi caotici) affiorano per tutta l'area dell'Oltrepo Pavese, mentre i flysch calcarei, soprattutto nella parte orientale, si alternano con marne, marne calcaree e scisti. I depositi argillosi e/o limosi, formati dall'azione degli agenti atmosferici e dal trasporto verso il basso dovuto alla pendenza dei versanti, ricoprono il substrato. L'Oltrepo Pavese è caratterizzato da un'elevata densità di frane e storicamente ha subito numerosi danni a causa del loro innesco.

Il regime climatico nell'area è principalmente di tipo Mediterraneo-Appenninico, caratterizzato da estati secche e inverni freddi, con un picco di pioggia principale in autunno e secondario in primavera. La temperatura media annua è di 12 °C. Le precipitazioni medie annue sono di 700 mm nelle aree pianeggianti e di 998 mm in collina, con un incremento della piovosità da ovest verso est.

Il 27 e il 28 aprile 2009, il settore nord-est dell'Oltrepo Pavese è stato investito da un evento piovoso particolarmente intenso. In quei giorni, la stazione pluviometrica di Cigognola ha registrato 150 mm di pioggia in 48 ore, pari al 20% della media annua, con un'intensità massima di 22 m·h⁻¹ alle 21:00 del 27 aprile. L'evento dell'aprile 2009 è accaduto dopo un inverno particolarmente rigido, caratterizzato da pesanti nevicate. I dati di pioggia (Fig.2) mostrano distintamente un picco alle 21:00 del 27 aprile, dopo il quale si sono innescate diverse frane superficiali, causando una vittima e il danneggiamento o il blocco di strade in diversi punti della rete.

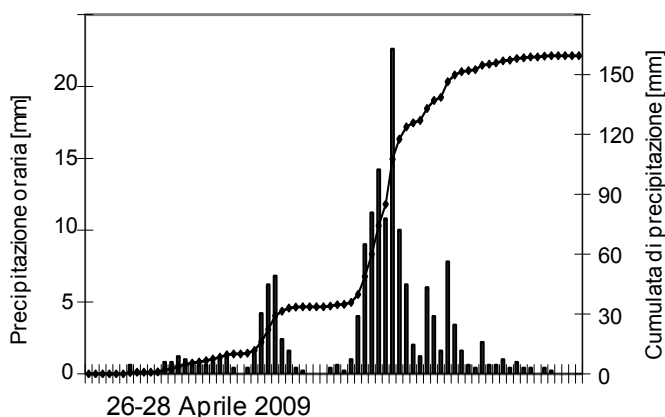


Figura 2. Pioggia oraria e cumulata misurata nel periodo 26-28 Aprile 2009 dal pluviometro di Cicognola.

Nell'area dell'Oltrepo Pavese, è stata selezionata un'area di prova nel settore nord-est, di estensione pari a 2.4 km² e un'altitudine variabile tra 90 m e 250 m s.l.m., poichè la concentrazione di frane accadute nell'Aprile 2009 è stata decisamente elevata. Dopo di che sono state studiate due aree, la prima, in parte sovrapposta all'area di prova, ma di dimensioni maggiori (area di studio 1), la seconda limitrofa (area di studio 2). La prima ha un'area di 17.5 km² e la seconda di 15.8 km².

I versanti analizzati sono caratterizzati da una pendenza medio alta, infatti il 40% dell'area presenta pendii con inclinazione superiore a 15°. Nella valle del fiume Frate e nella parte meridionale dell'area, i versanti sono composti principalmente da marne (Marne di S. Agata Fossili), mentre nei crinali che dividono i bacini sono composti da sabbia e conglomerati

poco cementati (Conglomerati di Rocca Ticozzi e Arenarie di M. Arzolo). I depositi colluviali, derivanti dalla disgregazione delle rocce, hanno uno spessore variabile tra 0.5 m e 2 m in fondo alla valle.

4.3. Le caratteristiche delle frane

Un rilievo foto-interpretativo (immagini con risoluzione di 15 cm), accoppiato con analisi in sito, ha permesso di constatare che l'evento piovoso del 28 aprile del 2009 ha innescato circa 1,600 frane nel nord-est dell'Oltrepò Pavese, di cui almeno 115 nel Comune di Broni.

Le indagini sul campo hanno permesso di identificare i versanti coinvolti e studiare gli elementi caratteristici del corpo di frana. La descrizione della tipologia di movimento franoso è stata condotta secondo la classificazione di *Campus et al.* (1988) e *Cruden e Varnes* (1996). Tali autori identificano cinque tipologie di frana che possono essere classificate come:

- scivolamento traslativo incipiente: presentano fratture nel terreno, ma la massa mobilitata si muove moderatamente con conseguenti piccole deformazioni (*Fig.3a*);
- scivolamento traslativo (*Fig.3b*);
- scivolamento rotazionale: generalmente si sviluppa in corrispondenza di strade interrotte (*Fig.3c*);
- frane complesse: la frana inizia con un insieme di rotture roto-traslative e poi evolve in una colata di terra, si possono estendere per distanze considerevoli (fino a 250 m) (*Fig.3d*);
- *soil slip* distruttivo: dovuto all'incremento della pressione dell'acqua.

In particolare, nell'area di Broni hanno avuto luogo soprattutto scivolamenti rotazionali e frane complesse. Il totale della superficie coinvolta nei movimenti franosi è circa di 0.09 km², che corrisponde al 4% totale dell'area.

Le frane sono orientate prevalentemente nelle direzioni sud-ovest e nord-est e l'inclinazione dei versanti è compresa tra 16° e 37°.

La maggior parte delle frane è concentrata in aree dove la pendenza del versante si evolve da lieve a ripida o viceversa.

Le attività umane hanno modificato la topografia del territorio, contribuendo all'innescò degli scivolamenti superficiali, aumentandone la pendenza di alcuni versanti o modificandone la morfologia.

Le azioni antropiche, inoltre, hanno modificato la geometria o le caratteristiche dei canali di drenaggio naturali, cambiando la capacità d'infiltrazione o il coefficiente di drenaggio di alcune parti dei versanti. Il risultato finale è una concentrazione anomala di acqua in specifiche aree. Nel 2009 quasi il 22% del territorio di Broni era adibito a vigneto, mentre il 45% era destinato a boschi. Metà delle frane accadute tra il 27 e il 28 Aprile 2009 è concentrato nelle aree boschive, un quarto nei vigneti. Va ricordato che i boschi nell'area in esame sono costituiti da alberi e arbusti sviluppatisi a seguito dell'abbandono dei vigneti e perciò hanno meno di venti anni di vita. Quindi, le radici, nei terreni coinvolti in scivolamenti superficiali, in genere si estendono solo per poche decine di centimetri. Inoltre, nei vigneti abbandonati, i vecchi schemi di coltivazione, sono orientati lungo la retta di massima pendenza che permette la concentrazione d'acqua. Questo spiega l'innesco della maggioranza delle frane nell'area boschiva.



Figura 3. Tipologia di frane nell'area di Broni. a) scivolamento traslazionale incipiente. b) scivolamento traslativo. c) scivolamento rotazionale. d) frana complessa.

La caratterizzazione geotecnica dei terreni presenti nell'area di studio sono basate sulle tipiche analisi sui terreni secondo gli *standard ASTM*. I *test* includono:

- stima dei parametri fisici dei materiali (granulometria, densità secca e apparente e i limiti di *Atterberg*);
- prove di taglio diretto, condotte con sforzi variabili tra 100 e 300 kPa, le quali hanno permesso di determinare i parametri di resistenza al taglio in termini di tensioni efficaci.

I terreni coinvolti negli scivolamenti superficiali sono rappresentati da depositi colluviali derivati dallo sgretolamento del materiale roccioso dovuto agli agenti atmosferici. Le caratteristiche geotecniche per ogni formazione litostratigrafica sono riassunte in Tabella 1.

Formazione litostratigrafica	Argilla (%)	Limo (%)	Sabbia (%)	W_L (%)	PI (%)	γ_d [$\text{kN}\cdot\text{m}^{-3}$]	n (-)	c' [kPa]	Φ' (°)
Arenarie di Monte Arzolo	23-37	49-71	4-22	40-48	15-28	15-16.3	0.40-0.44	0-7	23-30
Conglomerati di Rocca Ticozzi	12-27	20-59	16-50	30-43	8-18	15.2-16.3	0.44-0.47	2	32
Marne di S. Agata Fossili	24-35	44-61	8-14	39-48	20-29	15.3-15.8	0.39-0.42	7-10	24-27
Formazione gessosa solfifera	33-39	47-52	4-16	45-47	24-27	-	-	4-7	25-27

Tabella 1. Caratteristiche geotecniche dei depositi colluviali.

Sulla base della distribuzione granulometrica, è stata eseguita la seguente classificazione per i depositi colluviali originati dalle seguenti formazioni litostratigrafiche:

- marne di S. Agata Fossili possono essere considerati limo argillosi (la quantità di argilla è inferiore al 35%);
- arenarie di Monte Arzolo e Conglomerati di Rocca Ticozzi come limo sabbiosi argillosi (la frazione sabbiosa è maggiore del 15%) (*Fig.4*).

Secondo la classificazione *USCS*, la maggioranza dei campioni analizzati sono terreni a bassa plasticità.

La conducibilità idraulica del terreno saturo è stata determinata attraverso prove in sito (*test* a carico variabile) per i terreni originati dalle marne di S. Agata Fossili, mentre per gli altri sono stati determinati da analisi pedologiche. In generale i depositi colluviali possiedono una permeabilità medio alta, ma per i conglomerati di Rocca Ticozzi e le arenarie di Monte Arzolo risulta perfino superiore.

La densità secca dei terreni colluviali, varia tra 15.0 e $16.3 \text{ kN}\cdot\text{m}^{-3}$. La variabilità della porosità è compresa tra 0.38 e 0.43 . I parametri di resistenza al taglio, che sono stati determinati attraverso prove di taglio diretto su 15 campioni, mostrano angoli d'attrito variabili tra 23° ÷ 32° (i valori più alti corrispondono alle arenarie di Monte Arzolo e ai conglomerati di Rocca Ticozzi). La coesione efficace varia tra 0 e 10 kPa . Inoltre, è stato stimato lo spessore dello strato di terreno interessato ed è stata esaminata la tipologia di uso del suolo in cui si sono innescate le frane.

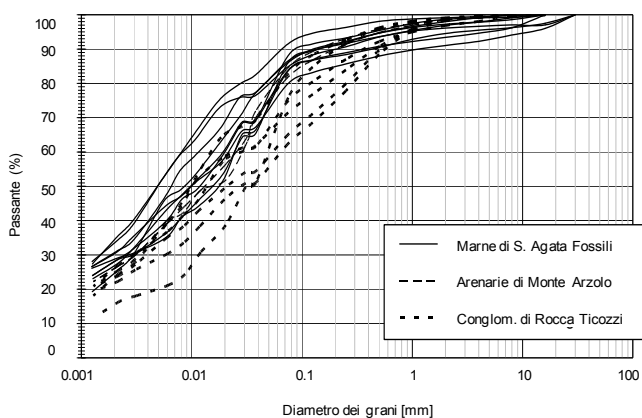


Figura 4. Curve granulometriche dei terreni dell'area in esame.

È stato verificato che il tipo di substrato roccioso influenza la tipologia di movimento franoso: le marne di S. Agata Fossili sono caratterizzate da un gran numero di scivolamenti rotazionali, a differenza delle arenarie di Monte Arzolo e dei conglomerati di Rocca Ticozzi, dove la maggioranza delle frane è caratterizzata da fenomeni complessi.

La maggior parte delle superfici di scivolamento sono localizzate a contatto tra la copertura colluviale e il substrato roccioso e solo in alcuni casi è coinvolto anche quest'ultimo.

4.4. Un altro modello per la previsione dell'innescò dei *soil slip*: **TRIGRS**

Il modello *Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability Model (TRIGRS)* è stato programmato in *Fortran* per la modellazione spazio-temporale delle frane superficiali indotte da pioggia (*Baum et al., 2008*).

In questo Paragrafo ne è riportata solamente una breve descrizione, poiché molti autori lo hanno esposto nel dettaglio e utilizzato negli ultimi anni (*Baum et al., 2008; Salciarini et al., 2008; Kim et al., 2010*). Il modello è basato sul metodo proposto da *Iverson (2000)*, in cui vengono tenuti in considerazione: la complessa storia delle precipitazioni, un substrato impermeabile ad una profondità finita e un semplice schema di deflusso superficiale. Il programma computa le variazioni di pressione neutra, e i relativi cambiamenti del fattore di sicurezza, dovuti all'infiltrazione piovosa. La modellazione dell'infiltrazione piovosa, risulta dalle precipitazioni che hanno una durata variabile da qualche ora a pochi giorni, utilizza soluzioni analitiche di equazioni differenziali che rappresentano il flusso verticale in una dimensione e materiali omogenei per condizioni sature o insature.

L'utilizzo di serie incrementali permette al programma di rappresentare le variazioni dei dati di pioggia, e una semplice modellazione del deflusso superficiale permette di escludere l'acqua in eccesso.

Il programma *TRIGRS* utilizza un modello di pendio indefinito per la valutazione del fattore di sicurezza in ogni cella. Il fattore di sicurezza, F_s , è calcolato per pressioni transitorie a diverse profondità Z nel modo seguente:

$$F_s = \frac{\tan \Phi'}{\tan \beta} + \frac{c' - \psi(Z, t) \cdot \gamma_w \cdot \tan \Phi'}{\gamma_s \cdot Z \cdot \sin \beta \cdot \cos \beta} \quad (1)$$

dove c' è la coesione efficace, Φ' è l'angolo di resistenza al taglio, ψ è la pressione dell'acqua alla profondità Z al tempo t , β è l'inclinazione del versante, γ_w è il peso per unità di volume dell'acqua e γ_s è il peso per unità di volume del terreno.

La profondità Z dove F_s scende al di sotto dell'unità viene identificata come la quota di scivolamento della frana. Il suo valore dipende dalle

proprietà del terreno, dal tempo e dalla variazione di pressione neutra, che, a sua volta, dipende dalla storia delle precipitazioni.

L'eterogeneità orizzontale è tenuta in considerazione mediante le proprietà dei materiali e altri dati di *input* sono variabili da cella a cella.

4.4.1. Le peculiarità di *TRIGRS* e di *SLIP*

La principale differenza tra *TRIGRS* e *SLIP* è l'assunzione di modelli idrologici diversi. Il modello di infiltrazione adottato in *TRIGRS* è basato sulla soluzione analitica, come descritto da *Iverson* (2000), delle equazioni di *Richards* (*Baum et al., 2002*), che descrivono un flusso, nella direzione verticale, per una superficie inclinata, secondo la legge di *D'Arcy* in risposta all'infiltrazione piovosa. In questo modo, *TRIGRS* valuta le variazioni di pressione neutra lungo la verticale. Così la superficie di scivolamento può essere prevista in corrispondenza della falda, generalmente per terreni argillosi, o vicino al piano campagna, per terreni sabbiosi (*Iverson, 2000*).

Al contrario, *SLIP* non svolge l'analisi del transitorio, assumendo la formazione, in conseguenza di eventi piovosi, di uno strato saturo al di sopra della superficie di rottura. Inoltre, nelle analisi di stabilità, *TRIGRS* non prende in considerazione la forza di filtrazione parallela al pendio, trascurando il tal modo una forza destabilizzante (*Zhan et al., 2007*), di cui viene tenuto conto nel modello *SLIP*.

4.5. Applicazione del modello *SLIP* a scala territoriale

Il modello *SLIP* è stato implementato in una piattaforma che permette di processare le informazioni territoriali richieste a scala regionale. In particolare, le aree di prova e di studio (*Fig.1*) sono state suddivise in celle di lato 10 m, dove ogni cella è stata modellata indipendentemente in funzione delle caratteristiche del terreno. L'inclinazione del versante β è stata valutata per ogni cella dal *Digital Terrain Model (DTM)* con una risoluzione di 10 m (*Fig.1*), invece i dati geotecnici sono stati assegnati per ogni cella partendo dalla mappa litostratigrafica (*Fig.1*).

In particolare, sono state identificate quattro differenti classi di terreno superficiale nell'area di prova e cinque nelle aree di studio. I parametri geotecnici delle coperture potenzialmente instabili sono stati assegnati in funzione del tipo di terreno e sulla base dei risultati delle prove di laboratorio descritti al Paragrafo 4.3.. I parametri di *input* assegnati per ogni classi sono riportati in Tabella 2.

Formazione litostratigrafica	H [m]	Φ' (°)	c' [kPa]	λ	A	n	G_s	K_T (d ⁻¹)	α
Arenarie di Monte Arzolo	0.8	26	0	0.4	80	0.42	2.75	0.604	3.4
Conglomerati di Rocca Ticozzi	1.1	32	0	0.4	80	0.45	2.90	0.777	3.4
Marne di S. Agata Fossili	0.8	25	0	0.4	80	0.40	2.64	0.432	3.4
Formazione gessosa solfifera	1.2	26	0	0.4	80	0.48	2.70	0.864	3.4
Depositi fluviali e alluvionali	1.2	32	0	0.4	80	0.40	2.70	0.0864	3.4

Tabella 2. I parametri di input per il modello *SLIP*.

Tutti i dati di *input* sono stati acquisiti da una banca dati in ambiente *GIS*. Per ogni parametro utilizzato è stata generata una mappa con la stessa risoluzione spaziale (10x10 m). in particolare, i valori di angolo di resistenza al taglio Φ' , di porosità del terreno n e di peso specifico G_s sono stati scelti come media dei valori dei parametri ottenuti dalle prove di laboratorio (*Tab.1*). Per quanto riguarda la formazione gessosa solfifera, solamente l'angolo di resistenza al taglio è stato scelto in base ai risultati ottenuti in laboratorio, mentre la porosità e il peso specifico sono stati

assunti secondo le indicazioni di letteratura (Lancellotta, 2004). Per i depositi fluviali e alluvionali tutti i parametri sono stati determinati da valori bibliografici. I valori di coesione efficace c' riportati in Tabella 1 sono stati determinati da prove di taglio diretto. Data l'estrema importanza di questo parametro di resistenza nelle analisi di stabilità degli scivolamenti superficiali, è necessario approfondire alcuni aspetti.

- È noto da letteratura (Nova, 2002; Lancellotta, 2004) che i parametri di resistenza al taglio derivati da prove di taglio diretto su campioni di terreno sono affidabili solamente per quanto riguarda le condizioni residue. Per quanto riguarda la coesione efficace, che dipende dal grado di sovraconsolidazione, risulta spesso sovrastimata, soprattutto per terreni superficiali. Inoltre, i risultati sperimentali rivelano che il valore di coesione efficace decresce all'aumentare della distanza dal piano campagna fino ad una profondità di 1.5-2.0 m, in corrispondenza della posizione della superficie di scivolamento. Per questo motivo è stato assunto il più basso valore di coesione efficace.
- L'apparente sovraconsolidazione di terreni residuali per bassi valori tensionali è stata osservata da alcuni autori (Vaughan, 1988). È possibile supporre una minima coesione efficace, nell'ordine di 2-10 kPa, principalmente dovuta a effetti di legame. Vaughan (1988) ha evidenziato alcune possibili cause dello sviluppo dell'effetto di legame come cementazione di carbonati o idrossidi, riprecipitazione di agenti cementanti, come silicati e alterazione chimica di minerali. Questo effetto di legame si perde molto rapidamente durante precipitazioni prolungate e per questa ragione tale contributo può essere espresso meglio attraverso la coesione apparente che non in termini di proprietà intrinseca del materiale.

Alla luce di quanto detto, è stato assunto un valore di coesione nulla per tutte le analisi di stabilità condotte con il modello *SLIP*.

Come illustrato al Paragrafo 2.2., il parametro K_T è stato determinato in relazione alla permeabilità di ogni terreno, sulla base di precedenti studi (Meisina e Scarabelli, 2007). In Tabella 2 sono riportati valori differenti di K_T che sono stati scelti per ogni classe di suolo.

Altri parametri del modello, come A e λ , il cui significato è stato spiegato al Paragrafo 2.2., sono stati considerati costanti per ogni classe di suolo (Tab.2), poiché la formazione dei terreni superficiali è prevalentemente limo argillosa. Sulla base dei risultati sperimentali (Fredlund et al., 1996; Lu et al., 2007; Montrasio e Valentino, 2008b; Marchini 2011), per un terreno limoso, si sono assunti i seguenti valori: $\lambda = 0.4$ e $A = 80$.

Il parametro α del modello è stato considerato pari a 3.4 ovunque, sulla base di misure sperimentali.

Nell'area analizzata, la profondità dello spessore potenzialmente instabile è stata valutata sulla base di indagini sul campo e, per ogni classe litostratigrafica, è stato assunto un valore medio.

Il valore del grado di saturazione è stato assunto in accordo a quanto riportato al Paragrafo 2.3..

I dati di *input*, che si riferiscono alle caratteristiche del terreno (Φ' , c' , α , λ , A , K_T , G_s , n) e alla geometria del versante (β , H) sono stati utilizzati nella modellazione sottoforma di *raster*, in modo tale che ad ogni cella venisse assegnato un valore in accordo alle formazioni litologiche. I dati di pioggia sono rilevati dai pluviometri ricadenti nell'area di calcolo, in tal modo ad ogni cella è assegnato un dato di pioggia in un dato istante. In particolare, le mappe di precipitazione prodotte a scala regionale sono adatte per un'analisi tempo variante. Il metodo di interpolazione per la definizione dello schema di precipitazione è basato sul metodo dell'inverso del quadrato della distanza, applicato ad ogni punto rispetto alla posizione del pluviometro.

Data l'estensione e la posizione dell'area di studio, sono stati considerati 11 pluviometri localizzati nel territorio dell'Oltrepo Pavese.

Il modello può produrre i risultati del fattore di sicurezza per due volte al giorno sulla base delle condizioni meteorologiche dei 30 giorni precedenti all'istante di calcolo.

4.5.1. Applicazione del modello *TRIGRS* a scala territoriale

Per l'applicazione di *TRIGRS*, a scala territoriale, è stata valutata l'inclinazione dei pendii β per ogni cella da *DTM* (*Digital Terrain Model*).

I dati geotecnici sono stati assegnati ad ogni cella partendo dalla mappa litologica delle aree (*Fig. 1*) e sono stati riportati in Tabella 2. Deve essere sottolineato che tale scelta è la medesima fatta per il modello *SLIP*.

Per quanto riguarda le condizioni iniziali, la posizione della falda è stata considerata corrispondente al piano campagna, sulla base delle indagini di campo che sono state condotte dopo l'evento dell'Aprile 2009. Lo spessore del terreno, allo stesso modo, è stato determinato dai dati raccolti dopo l'evento dell'Aprile del 2009. In particolare, è stato adottato l'approccio proposto da *Saulnier et al.* (1997), che correla lo spessore del terreno con l'inclinazione dei versanti.

L'intensità di pioggia oraria rilevata dal pluviometro di Cigognola durante l'evento dell'Aprile 2009 è stata assunta come rappresentativa delle aree studiate.

4.6. Il modello *SLIP* per l'area di prova

I risultati del modello d'innesco possono essere rappresentati mediante una mappa, che fornisce il fattore di sicurezza per ogni cella elementare. La gradazione di colori utilizzata nelle mappe permette di identificare i livelli di criticità. L'analisi di stabilità è stata svolta per il periodo intercorso tra il 1° Maggio 2008 e il 30 Aprile 2010. I risultati dell'analisi tempo variante possono essere riassunti in Figura 7, in cui è mostrata la frazione di aree instabili ($F_s \leq 1$), in relazione all'altezza di pioggia giornaliera, per l'area di prova. La pioggia giornaliera è stata calcolata come media dei dati rilevati dagli 11 pluviometri presenti nell'area di interesse.

Dalla Figura 7 si può notare che per il periodo di due anni di analisi le aree instabili raggiungono per due volte una percentuale tra il 16 e il 25% dell'area di prova, per una volta il 50% (data in cui si sono innescati nuovi *soil slip* nell'area) e solamente per l'evento del 28 Aprile 2009 si avvicinano al 70%. In particolare, per quest'ultimo evento è possibile comparare i risultati del modello con i *soil slip* accaduti (Fig.5c), oltre che osservare l'evoluzione dell'analisi di stabilità in risposta delle precipitazioni dai due giorni precedenti l'evento. L'indicazione fornita dall'analisi temporale rivela degli aspetti della modellazione particolarmente positivi, poiché eventi piovosi intensi, preceduti da periodi non piovosi, non provocano necessariamente le condizioni di instabilità, indicando che la topografia e le proprietà fisiche del suolo non possono essere trascurate, viceversa eventi piovosi di media intensità prolungati nel tempo comportano talvolta l'innesco dei movimenti franosi, ciò è tenuto in debita considerazione nella modellazione idrologica, valutando le piogge dei trenta giorni precedenti rispetto all'istante di calcolo. Per la valutazione, dal punto di vista spaziale, dei risultati della modellazione, è stata condotta l'analisi *ROC* (Bagueria, 2006), la quale prevede il calcolo della sensibilità, definita come rapporto tra veri positivi e la somma dei veri positivi con i falsi negativi, e la specificità, definita come rapporto tra i veri negativi e la somma dei veri negativi con i falsi positivi. Infatti, una cella può essere valutata instabile, quindi se sovrapposta ad una frana censita dà luogo ad un vero positivo, altrimenti ad un falso positivo. Viceversa, può essere valutata stabile, se

sovrapposta ad una frana censita dà luogo ad un falso negativo, altrimenti ad un vero negativo. Per tracciare la curva *ROC* sono stati calcolati diversi punti facendo variare il valore limite del fattore di sicurezza. L'area sottesa dalla curva *ROC* fornisce l'indicazione dell'abilità del modello a discriminare correttamente tra le osservazioni positive e negative dell'area campione. La Figura 6 mostra che l'accuratezza globale del modello è pari a 0.704.

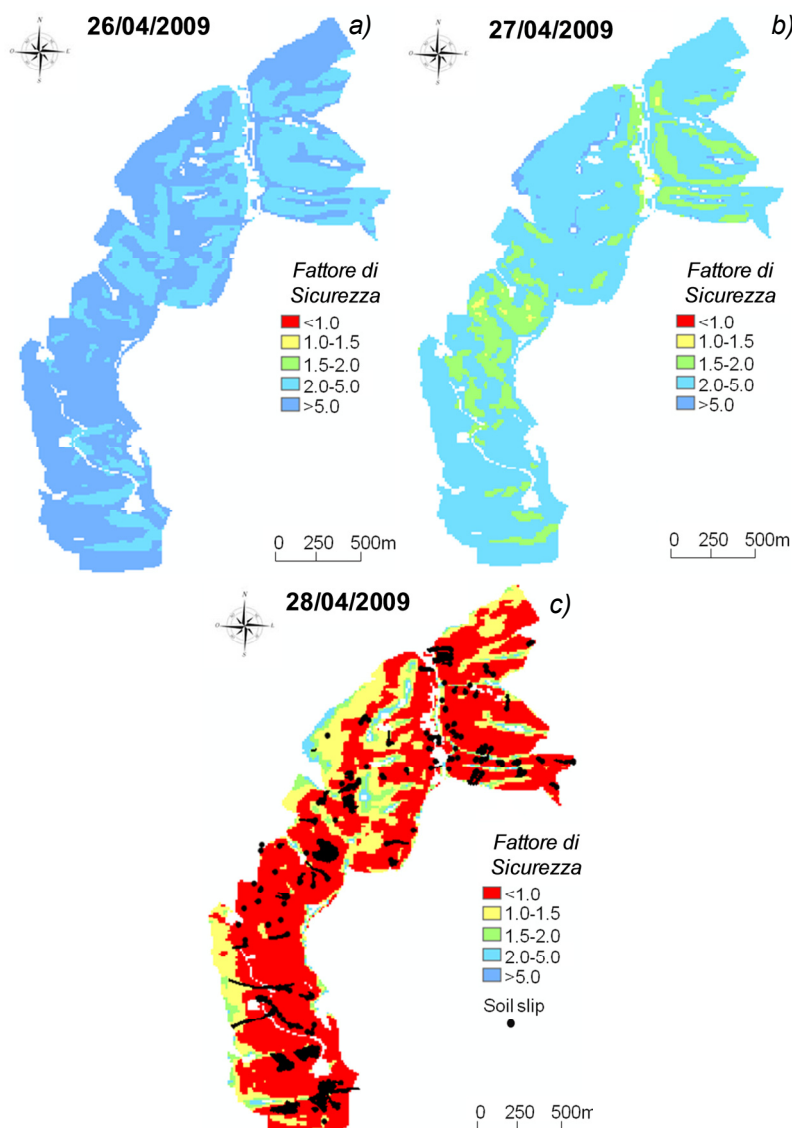


Figura 5. Mappe tempo varianti del fattore di sicurezza per l'evento del 27-28 Aprile 2009.

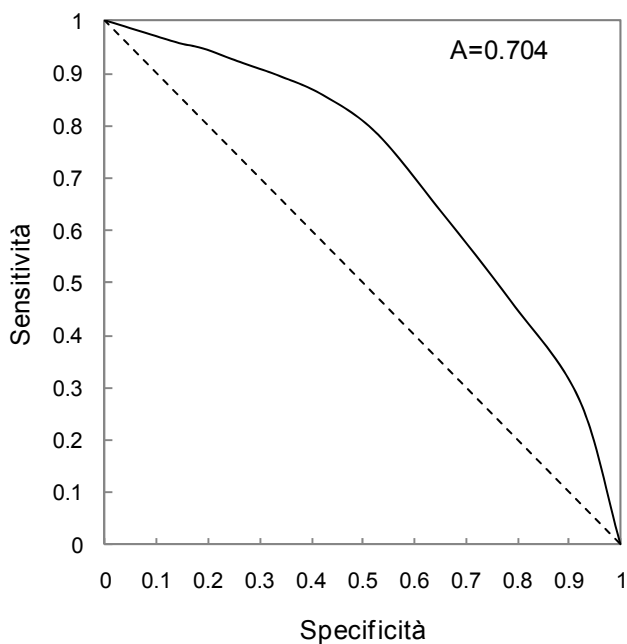


Figura 6. Analisi ROC per l'aera di prova.

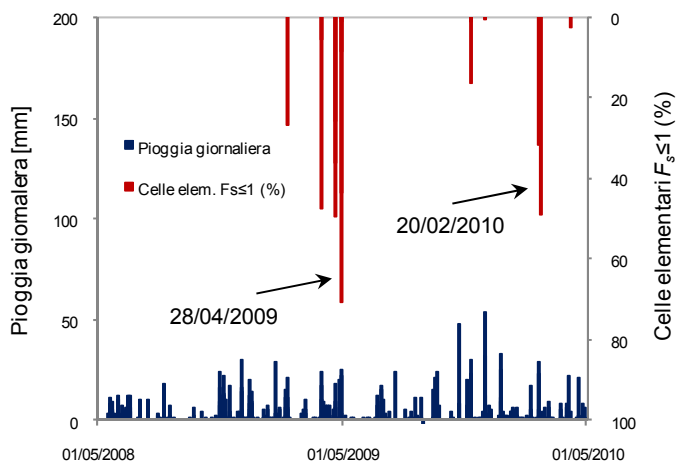


Figura 7. Frazione di celle instabili ($F_s \leq 1$) per due anni di analisi.

4.6.1. Il modello *TRIGRS* per l'area di prova

La Figura 8 mostra i risultati dell'analisi di stabilità condotta con *TRIGRS* per l'evento accaduto il 28 Aprile 2009. Per la quantificazione della discrepanza spaziale tra le frane censite e i risultati della modellazione ottenuti, sia per *SLIP*, sia per *TRIGRS*, è stata condotta l'analisi *ROC* (*Receiver Operating Characteristich*) (*Bagueria, 2006*).

La curva che ne risulta indica l'abilità del modello di discriminare correttamente tra le osservazioni positive e negative nel campione in esame.

Un alto valore di sensibilità indica un gran numero di predizioni corrette, mentre un'elevata specificità indica un basso numero di falsi positivi. L'area sottesa dalla curva può indicare un'accuratezza globale della modellazione. Questa variabile statistica può variare da 0.5 (predizione *random*, rappresentata dalla linea diagonale) a 1 (perfetta predizione) e può essere utilizzata per il confronto di differenti modelli (*Cervi et al., 2010*).

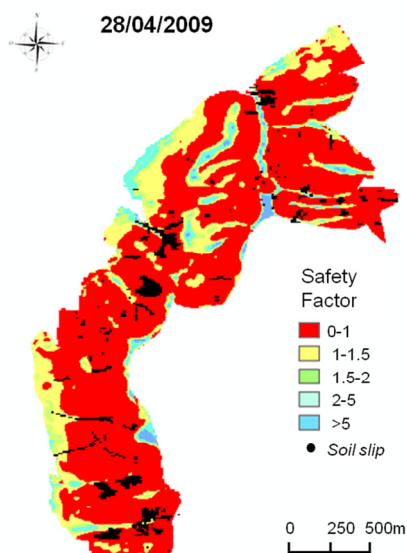


Figura 8. Mappa del fattore di sicurezza per l'evento del 28 Aprile 2009.

La Figura 9 mostra la curva *ROC* per i modelli considerati. L'accuratezza globale assume il valore di 0.704 per *SLIP* e di 0.684 per *TRIGRS*. Questi valori indicano che dal punto di vista spaziale i risultati , delle

modellazioni confrontate non presentano differenze sostanziali, anche se risultano piuttosto conservativi. Tuttavia, deve essere sottolineato che il modello *SLIP* permette un'analisi di stabilità tempo variante a scala territoriale, con un onere computazionale che permette il suo utilizzo come strumento per le analisi in tempo reale, mentre *TRIGRS* richiede un onere computazionale decisamente superiore.

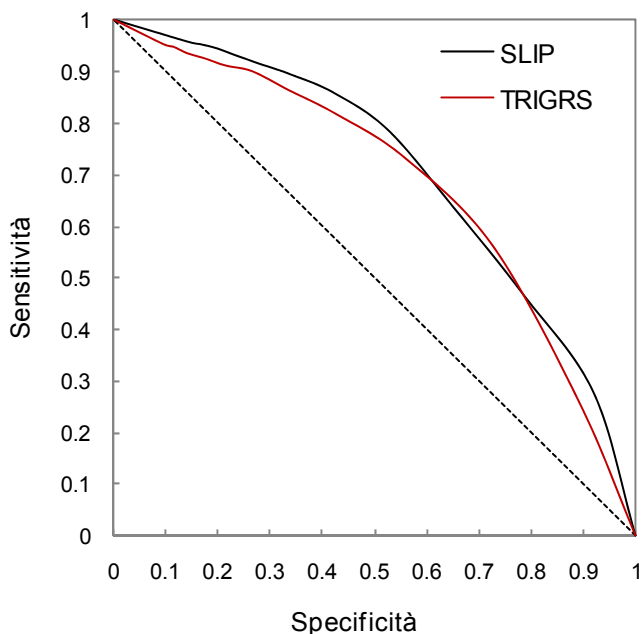


Figura 9. Analisi ROC per l'aera di prova.

4.7. Il modello *SLIP* per le aree di studio

Dopo lo svolgimento della simulazione per l'area di prova, l'analisi di stabilità è stata condotta per due aree limitrofe di dimensioni maggiori. Le Figure 10 e 13 mostrano l'evoluzione delle mappe del fattore di sicurezza risultanti, per l'evento del 28 Aprile 2009, in risposta alle precipitazioni. Con l'intensificarsi dell'evento piovoso il valore del fattore di sicurezza si avvicina progressivamente alla soglia limite ($F_s \leq 1$), che indica la condizione di instabilità. Le Figure 10c e 13c, in particolare, mostrano il confronto tra le frane censite e il risultato della modellazione. La capacità di predizione di *SLIP*, da un punto di vista spaziale, è stata valutata mediante analisi *ROC*, che indica un'accuratezza globale pari a 0.800 (Fig.11) e 0.735 (Fig.14). Le Figure 12 e 15 mostrano l'analisi temporale per le due aree, indicando le medesime considerazioni fatte al Paragrafo 4.6..

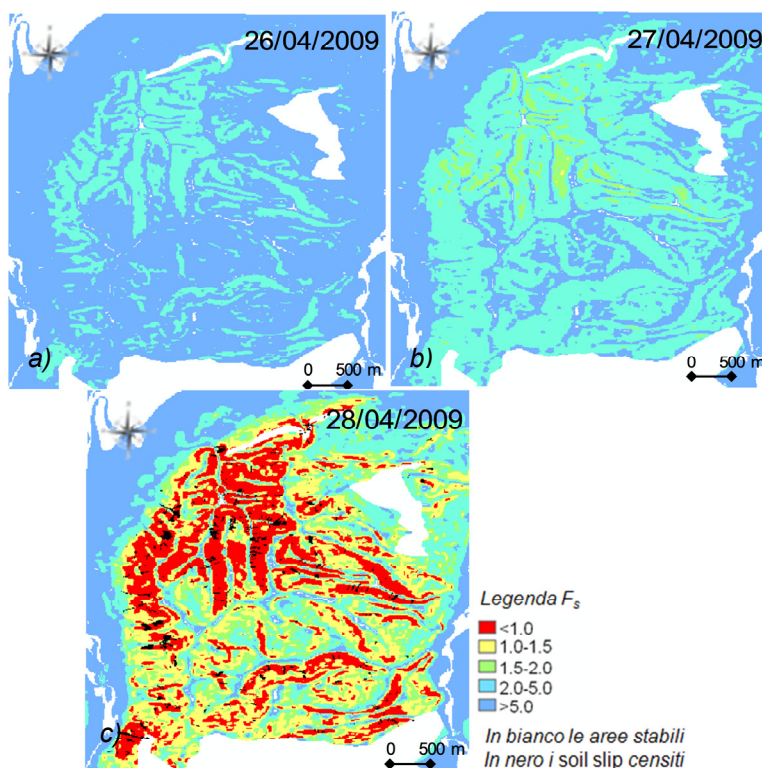


Figura 10. Mappe tempo varianti di F_s per l'evento del 27-28 Aprile 2009 (area di studio 1).

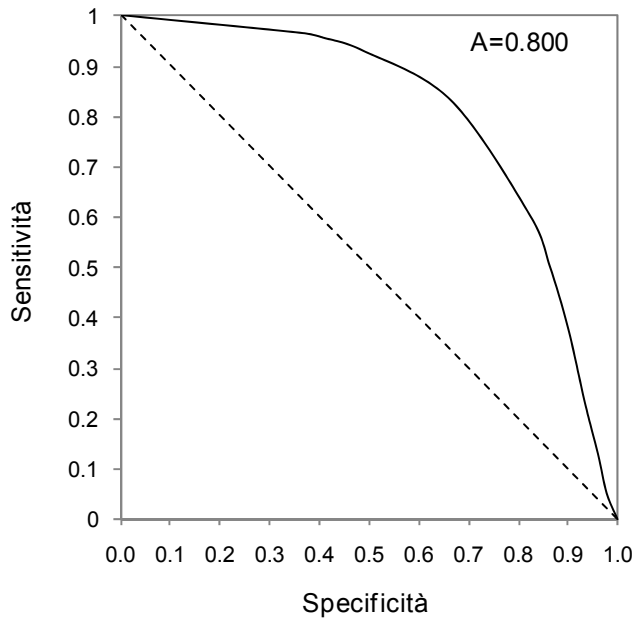


Figura 11. Analisi ROC per l'area di studio 1.

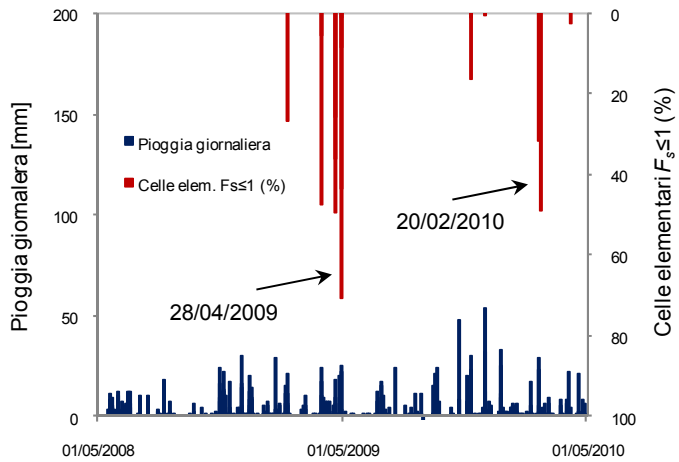


Figura 12. Frazione di celle ($F_s \leq 1$) per due anni di analisi.

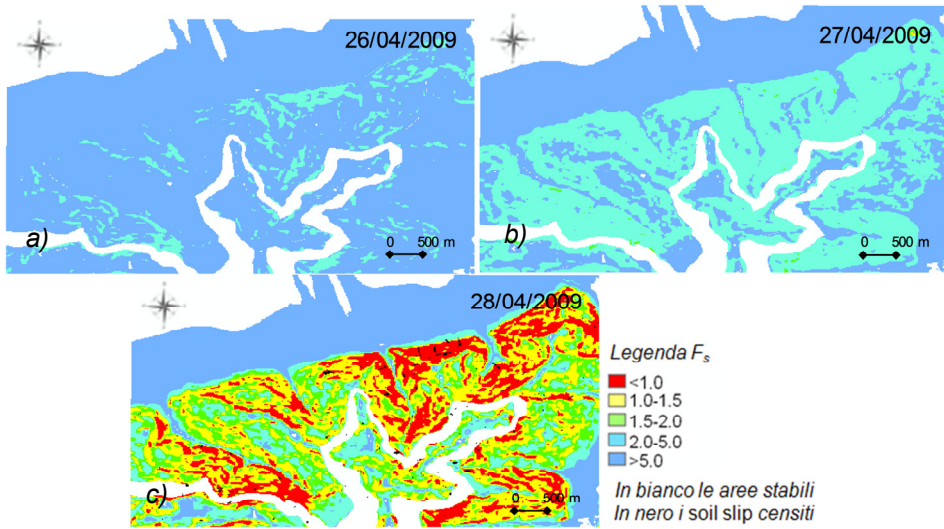


Figura 13. Mappe tempo varianti di F_s per l'evento del 27-28 Aprile 2009 (area di studio 2).

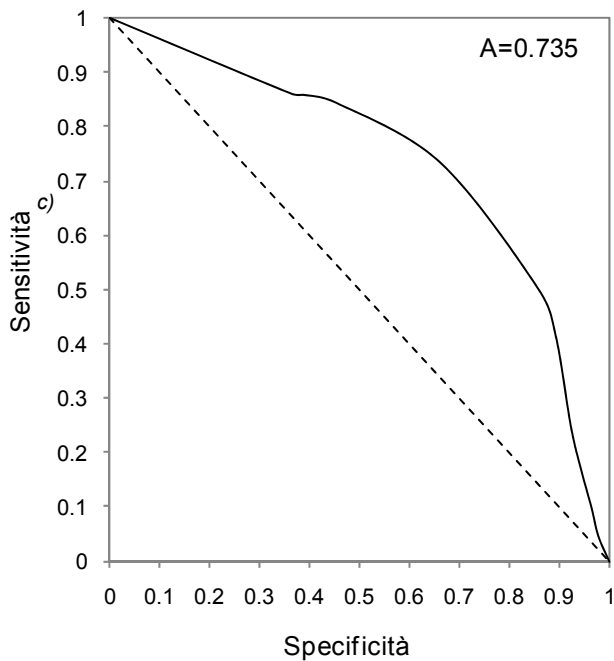


Figura 14. Analisi ROC per l'area di studio 2.

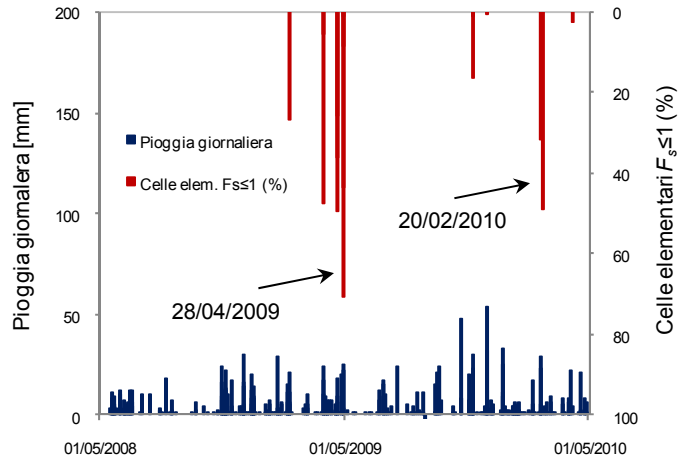


Figura 15. Frazione di celle ($F_s \leq 1$) per due anni di analisi.

4.8. Conclusioni

Nel presente Capitolo sono stati studiati alcuni recenti casi di *soil slip* accaduti nell'area dell'Oltrepo Pavese nell'Aprile 2009, mediante un'analisi di stabilità a scala territoriale per un periodo di due anni. Le analisi sono state possibili grazie all'implementazione di un modello di stabilità fisicamente basato in una piattaforma per il trattamento dei dati territoriali. I risultati delle modellazioni sono stati analizzati sia da un punto di vista spaziale, tramite analisi *ROC*, sia da un punto di vista temporale, valutando la percentuale di aree instabili per il periodo di analisi. L'analisi spaziale indica che l'accuratezza globale della modellazione risulta pari a 0.704, per l'area di prova, 0.800 e 0.735, per le aree di studio. L'analisi spaziale indica che l'accuratezza globale della modellazione risulta pari a 0.704, per l'area di prova, 0.800 e 0.735, per le aree di studio. L'analisi temporale, invece, mostra che eventi di pioggia intensa, che accadono successivamente a periodi non piovosi, non necessariamente provocano le condizioni di instabilità. Soprattutto, l'analisi dei risultati, mostra la capacità del modello di individuare, per un'ampia area, il corretto accadimento dei *soil slip*.

Inoltre, per ottenere un confronto quantitativo tra *SLIP* e un altro modello deterministico, è stato scelto un modello di riferimento, *TRIGRS* (*Baum et al., 2008*). L'analisi di stabilità con *TRIGRS* è stata svolta per l'evento più considerevole del 28 Aprile 2009.

Da tale confronto si evidenziano alcune differenze tra i modelli:

- *TRIGRS* richiede la conoscenza delle condizioni iniziali della falda (*Godt et al., 2008*), dato spesso non disponibile nelle informazioni di partenza, *SLIP* non tiene conto di tale condizione al contorno, ma lo spessore saturo viene calcolato dal modello per ogni *step* temporale in funzione delle precipitazioni;
- mentre *TRIGRS* permette di considerare gli effetti transitori della pressione neutra dovuti all'infiltrazione piovosa, *SLIP* richiede il grado di saturazione come condizione iniziale del terreno e grazie alla modellazione idrologica permette di considerare gli eventi piovosi dei 30 giorni precedenti all'istante di calcolo;
- *TRIGRS* permette una descrizione più accurata delle condizioni idrologiche del pendio, ma ciò implica una difficoltà oggettiva all'utilizzo del modello a scala di bacino poiché devono essere introdotti numerosi parametri.

- *SLIP*, grazie alla modellazione semplificata, permette un'analisi di stabilità tempo variante a scala territoriale, dato il basso onere computazionale, ciò non è possibile con *TRIGRS*.

Per raggiungere migliori risultati dal punto di vista spaziale è necessario un'accuratezza superiore delle informazioni di partenza, sia nella valutazione dei parametri geotecnici, sia nella geometria del pendio. Sebbene un miglioramento dell'accuratezza è necessaria, i risultati delle analisi mostrano come *SLIP* possa essere utilizzato come strumento in tempo reale per la mappatura delle aree suscettibili alle frane indotte da pioggia.

4.9. Bibliografia

- Aleotti, P. (2004). A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology* , 73, 247-265.
- Apip, Takara, K., Yamashiki, Y., Sassa, K., Ibrahim, A., Fukuoka, H. (2010). A distributed hydrological-geotechnical model using satellite-derived rainfall estimates for shallow landslide prediction system at a catchment scale. *Landslides* , 7(3), 237-258.
- Bagueria, S. (2006). Validation and evaluation of predictive models in hazard assessment and risk management. *Natural Hazards* , 37, 315-329.
- Bai, S., Wang, J., Lu, G., Zhou, P., Hou, S., Xu, S. (2009). GIS-based and data-driven bivariate landslide-susceptibility mapping in the three gorges area. *Pedosphere* , 19(1), 14-20.
- Baum, R., Godt, J. (2010). Early warning of rainfall-induced shallow landslides and debris flows in the USA. *Landslids* , 7, 259-272.
- Baum, R., Savage, W., Godt, J. (2008-1159). *TRIGRS - A FORTRAN program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope stability analysis, version 2.0*. U.S. Geological Survey Open-File Report.
- Baum, R., Savage, W., & Godt, J. (2002). *TRIGRS- A fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis*. USGS Open-file Report 02-424.
- Borga, M., Dalla Fontana, G., Cazorzi, F. (2002). Analysis of topographic and climatic control on rainfall-triggered shallow landsliding using a quasi-dynamic wetness index. *Journal of Hydrology* , 268, 56-71.
- Borga, M., Dalla Fontana, G., Da Ros, D., Marchi, L. (1998). Shallow landslides hazard assessment using a physically based model and digital elevation data. *Environmental Geology* , 35 (2-3), 81-88.

- Braga, G., Brasschi, G., Calculli, S., Caucia, F., Cerro, A., Colleselli, F., et al. (1985). I fenomeni franosi nell'Oltrepo Pavese: tipologia e cause. *Geologia Applicata e Idrogeologia* , 20, 621–666.
- Burton, A., Bathurst, J. (1998). Physically based modeling of shallow landslide sediment yield at a catchment scale . *Environmental Geology* , 35 (2-3), 89-99.
- Campbell, R. (1974). Debris flows originating from soil slips during rainstorms in Southern California. *Q J Eng Geol* , 7, 339–349.
- Campbell, R. (1975). Soil slips, debris flow and rainstorms in the Santa Monica Mountains and Vicinity, Southern California. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 851 .
- Campus, S., Forlati, F., Susella, G., Tamberlani, F. (1998). Frane per mobilitazione delle coperture detritiche. In *Eventi alluvionali in Piemonte* (p. 266–287). Torino: Regione Piemonte.
- Carrara, A., Cardinali, M., Detti, R., Guzzetti, F., Pasqui, V., Reichenbach, P. (1991). GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surf Proc Land* , 16(5), 427–445.
- Cervi, F., Berti, M., Borgatti, L., Ronchetti, F., Manenti, F., Corsini, A. (2010). Comparing predictive capability of statistical and deterministic methods for landslides susceptibility mapping: a case study in the northern Apennines (Reggio Emilia Province, Italy). *Landslides* , 7(4), 433-444.
- Crosta, G. (1998). Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation. *Environmental Geology* , 35 (2-3), 131-145.
- Crosta, G., Frattini, P. (2003). Distributed modeling of shallow landslides triggered by intense rainfall. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 3, 81-93.

- Crosta, G., Dal Negro, P., Frattini, P. (2003). Soil slips and debris flows on terraced slopes. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 3, 31-42.
- Cruden, D., Varnes, D. (1996). Landslide types and processes. In N. R.-s. Transportation Research Board, *Landslides: investigation and mitigation* (p. 36–75). Washington DC: National Academy Press.
- Ellen, S., Fleming, R. (1987). Mobilization of debris flow from soil slips, San Francisco Bay Region, California. 7, 31-40.
- Fredlund, D., Xing, A., Fredlund, M., Barbour, S. (1996). The relationship of the unsaturated soil shear strength to the soil–water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal* , 33(3), 440-448.
- Godt, J., Baum, R., Savage, W., Salciarini, D., Schulz, W., Harp, E. (2008). Transient deterministic shallow landslide modeling: requirements for susceptibility and hazard assessments in a GIS framework. *Engineering Geology* , 102, 214-226.
- Iovine, G., Di Gregorio, S., Lupiano, V. (2003). Debris-flow susceptibility assessment through cellular automate modeling: an example from 15-16 December 1999 disaster at Cervinara and San Martino Valle Caudina (Campania, Southern Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 3, 457-468.
- Iritano, G., Versace, P., Sirangelo, B. (1998). Real-time estimation of hazard for landslides triggered by rainfall. *Environmental Geology* , 35(2-3), 175-183.
- Iverson, R. M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research* , 36(7), 1897-1910.
- Kesseli, J. (1943). Disintegrating soil slips of the Coast Ranges of Central California. *J Geol* , 51(5), 342–352.

- Kim D, I. S. (2010). Predicting the rainfall-triggered landslides in a forested mountain region using TRIGRS model. *Journal of Mountain Science* , 7, 83-91.
- Lancellotta, R. (2004). *Geotecnica*. Bologna: Zanichelli.
- Liao, Z., Hong, Y., Wang, J., Fukuoka, H., Sassa, K., Karnawati, D. (2010). Prototyping an experimental early warning system for rainfall-induced landslides in Indonesia using satellite remote sensing and geospatial datasets. *Landslides* , 7(3), 317-324.
- Lu, N., Godt, J. (2008). Infinite-slope stability under steady unsaturated seepage conditions. *Water Resources Research* , 44.
- Lu, N., Wu, B., Tan, C. (2007). Tensile strength characteristics of unsaturated sands. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* , 133(2), 144-154.
- Marchini, P. (2011). *Behavior of sandy and clayey soils in unsaturated conditions*. Università di Parma: Tesi di laurea.
- Meisina, C., Scarabelli, S. (2007). A comparative analysis of terrain stability models for predicting shallow landslides in colluvial soils. *Geomorphology* , 207-223.
- Montgomery, D., Dietrich, W. (1994). A physically based model for the topographic control of shallow landsliding. *Water Resources Research* , 30, 1153-1171.
- Montrasio, L., Valentino, R. (2008b). A model for triggering mechanisms of shallow landslides. *Natural Hazard Earth System Science* , 8, 1149-1159.
- Montrasio, L., Valentino, R. (2007). Experimental analysis and modelling of shallow landslides. *Landslides* , 4, 291-296.
- Montrasio, L., Valentino, R., Losi, G. L. (2009). Rainfall-induced shallow landslides: a model for the triggering mechanism of some case studies in northern Italy. *Landslides* , 6(3), 241-251.

- Nova, R. (2002). *Fondamenti di meccanica delle terre*. McGraw-Hill.
- Qiu, C., Esaki, T., Xie, M., Mitani, Y., Wang, C. (2007). Spatio-temporal estimation of shallow landslide hazard triggered by rainfall using a three-dimensional model. *Environmental Geology* , 52, 1569-1579.
- Salciarini, D., Godt, J. W., Savage, W. Z., Conversini, P., Baum, R. L., Micheal, J. A. (2006). Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslides in the eastern Umbria region of central Italy. *Landslides* , 3(3), 181–194.
- Salciarini, D., Godt, J., Savage, W., Baum, R., Conversini, P. (2008). Modeling landslide recurrence in Seattle, Washington, USA. *Engineering Geology* , 102, 227-237.
- Sassa, K. (1998). Recent urban landslide disasters in Japan and their mechanisms. *2nd International Conference on Environmental Management, 1*, p. 47–58.
- Saulnier, G., Beven, K., Obed, C. (1997). Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. *Journal of Hydrology* , 202, 158-172.
- Schmidt, J., Turek, G., Clark, M., Uddstrom, M., Dymond, J. (2008). Probabilistic forecasting of shallow, rainfall-triggered landslides using real-time numerical weather predictions. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 8, 349-357.
- Simoni, S., Zanotti, F., Bertoldi, G., Rigon, R. (2008). Modelling the probability of occurrence of shallow landslides and channelized debris flows using GEOtop-FS. *Hydrological Processes* , 22(4).
- Terlien, M. (1998). The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Environmental Geology* , 35(2-3), 124-130.

- Tiranti, D., Rabuffetti, D. (2010). Estimation of rainfall thresholds triggering shallow landslides for van operational warning system implementation. *Landslides* , 7(4), 471-481.
- Vaughan, P. (1988). Characterising the Mechanical Properties of In Situ residual Soil. *2nd Int. Conf. Geomechanics in Tropical Soils*, 2., 469-487. Singapore.
- Wilson, R., Wieczorek, G. (1995). Rainfall thresholds for the initiation of debris flows at La Honda, California. *Environmental and Engineering Geoscience* , I(1), 11-27.
- Zezeze, J., Trigo, R., Fragoso, M., Oliveira, S., Garcia, R. (2008). Rainfall-triggered landslides in the Lisbon region over 2006 and relationships with North Atlantic Oscillation. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 8, 483-499.
- Zhan, T., Ng, C., Fredlund, D. (2007). Field study of rainfall infiltration into a grassed unsaturated expansive soil slope. *Canadian Geotechnical Journal* , 44, 392-408.

Capitolo 5

Implementazione e validazione del modello d'innesco a scala regionale

5.1. Introduzione

Le frane indotte da pioggia, anche chiamate *soil slip* (*Cruden and Varnes 1996*), solitamente si innescano a seguito di piogge intense di breve durata o, in alternativa, di media intensità prolungate nel tempo. Questi fenomeni sono stati ampiamente descritti da molti autori, facendo riferimento a eventi storici accaduti prevalentemente in regioni dal clima temperato (*Kesseli, 1943; Campbell, 1974, 1975; Moser e Hohensinn, 1983; Ellen e Fleming, 1987; Sassa, 1998; Crosta et al., 2003; Schmidt et al., 2008; Zezere et al., 2008*). I *soil slip* generalmente coinvolgono piccole porzioni di terreno superficiale e sono caratterizzati da un'elevata distribuzione su ampie aree.

Al momento, nella progettazione regionale e urbana, le mappe di suscettibilità e del rischio sono frequentemente utilizzate nei confronti di questo particolare tipo di frana. Tali mappe abitualmente indicano la possibile localizzazione delle frane, sulla base di dati riguardanti eventi accaduti in passato (*Santacana et al., 2003*). Molti autori hanno applicato correlazioni statistiche, che sono basate sulla conoscenza di eventi precedenti e tengono conto, oltre delle precipitazioni, di altre importanti variabili che possono influenzare l'innesco delle frane, come la geologia, la geometria, la posizione della falda e le caratteristiche geotecniche (*Carrara et al., 1991; Bai et al., 2009; Cervi et al., 2010*).

D'altra parte, sistemi di allertamento in tempo reale, che ultimamente hanno attirato l'interesse della comunità scientifica, stanno iniziando ad essere utilizzati come strumento nell'amministrazione del territorio, soprattutto da quando permettono il monitoraggio "dinamico", cioè tempo variante, su scala territoriale. È evidente che questi sistemi innovativi richiedono l'accoppiamento tra modelli idrologici e di stabilità dei pendii.

La maggior parte dei sistemi di allertamento, che sono stati utilizzati, per periodi di tempo prolungati, come prototipi, sono basati su soglie pluviometriche, oltre le quali la probabilità d'innesco è elevata (*Wilson e Wieczorek, 1995; Crosta, 1998; Borga et al., 2002; Crosta e Frattini, 2003; Aleotti, 2004; Guzzetti et al., 2007; Guzzetti et al., 2008; Tiranti e Rabuffetti, 2010; Capparelli e Versace, 2010; Capparelli e Tiranti, 2010*). L'innesco delle frane superficiali avviene a causa dell'infiltrazione piovosa, perciò per molti autori è ragionevole valutare questa tipologia di instabilità di versante utilizzando modelli fisicamente basati adatti alla simulazione del transiente idrologico e dei processi geotecnici coinvolti (*Montgomery e Dietrich, 1994; Wu ed Sidle, 1995; Terlien, 1998; Iverson, 2000; Qiu et al, 2006; Baum et al., 2008; Lu e Godt, 2008; Baum e Godt, 2010*). La formulazione di questi modelli, assieme con notevoli disponibilità di dati in ambiente GIS, ha portato allo sviluppo di metodi che sembrano adatti alla determinazione sia temporale sia spaziale dei *soil slip*, in risposta delle precipitazioni, a scala territoriale (*Borga et al., 1998; Burton e Bathurst, 1998; Iiritano et al., 1998; Iovine et al., 2003; Aleotti, 2004; Salciarini et al., 2006; Salciarini et al., 2008; Godt et al., 2008a, 2008b; Schmidt et al., 2008; Simoni et al., 2008; Apip et al., 2010; Vieira et al., 2010; Liao et al., 2010a; Liao et al., 2010b*). Questi metodi sono caratterizzati da differenti livelli di complessità e la loro qualità è strettamente correlata alla risoluzione dei dati di *input*.

Il modello *SLIP* (*Shallow Landslides Instability Prediction*), le cui applicazioni a livello territoriale saranno mostrate in questo Capitolo, ricade in questo contesto (*Montrasio, 2000*). Questo modello permette di tenere in considerazione dinamicamente la correlazione tra la condizione di stabilità di un pendio, le caratteristiche del terreno e l'altezza di pioggia, includendo anche le piogge pregresse. Come mostrato al Paragrafo 2.4., *SLIP* è già stato applicato a molti casi storici su scala locale (*Montrasio e Valentino, 2007; Montrasio e Valentino, 2008; Montrasio et al., 2009*), dopo di che è stato implementato in una piattaforma capace di trattare i dati in ambiente GIS, infine è stato applicato a scala territoriale, per differenti aree (*Valentino et al. 2011*).

Il presente capitolo mostra principalmente la validazione del modello, facendo riferimento a casi storici accaduti nel 2005 nell'Appennino Emiliano centrale (*Fig. I*).



Figura 1. Uno dei *soil slip* accaduti nell'Appennino Reggiano il 10 aprile 2005.

L'area di studio è stata descritta da un punto di vista geologico e climatico nel Paragrafo 3.3., particolare attenzione è rivolta alla scelta dei parametri di input del modello d'innesco, che sono stati introdotti mediante *GIS*: questi includono le caratteristiche geometriche dei versanti, le proprietà geotecniche dei terreni coinvolti, la capacità di drenaggio dei pendii, il meccanismo di infiltrazione piovosa e le piogge tempo varianti. I risultati delle analisi di stabilità dei versanti sono state condotte per un anno. Infine, per ottenere un confronto quantitativo tra il modello proposto e un altro modello deterministico, è stato scelto un modello di riferimento, in questo caso *TRIGRS*, (*Baum et al., 2008*). Le analisi di stabilità sono state condotte utilizzando questi due differenti modelli (*SLIP* e *TRIGRS*) soltanto per l'evento franoso più importante accaduto nel periodo di analisi. Le principali prerogative che distinguono i due modelli sono evidenziate, così come la loro capacità di predizione è stata valutata mediante un metodo quantitativo (*ROC plot*).

5.2. Le frane superficiali accadute durante il 2005 nell'Appennino Emiliano

La localizzazione delle frane superficiali che si sono innescate il 10-11 Aprile 2005 è stata ottenuta dallo studio di fotografie aeree; le quali sono state scattate durante la primavera del 2004 dal Servizio Tecnico di Bacino di Secchia e Panaro (Reggio Emilia), in scala 1:12000. Successivamente, è stato redatto un inventario dei fenomeni accaduti dopo lo scioglimento delle nevi nell'Aprile 2004, poi integrato con indagini svolte in sito nell'Aprile 2005 (Cervi et al., 2010). Mediante il confronto tra le fotografie aeree del 2004 e le indagini in sito del 2005, è stato possibile mappare 70 frane causate dall'unico evento piovoso dell'Aprile 2005 (Castronuovo, 2005; Cervi et al., 2010). Soltanto 45 sono state classificate come *soil slip* e considerate in questo studio. Data la limitata estensione (da qualche decina a poche centinaia di metri quadrati) e la scala utilizzata (1:25000), le frane sono state mappate come punti in Figura 2.

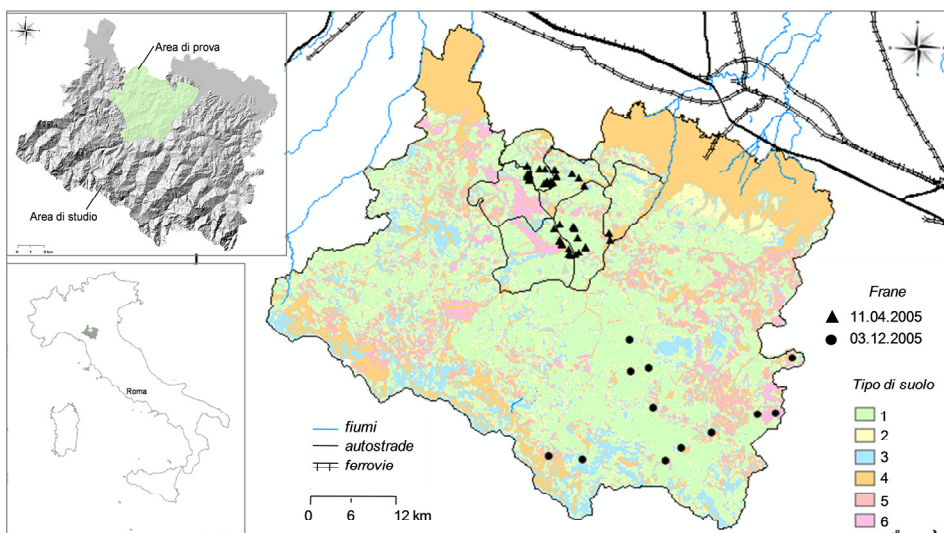


Figura 2. Area di prova e di studio con l'indicazione dei tipi di suolo. Localizzazione delle frane accadute l'11 Aprile e il 3 Dicembre 2005.

Durante il Dicembre 2005, un altro evento piovoso ha innescato un certo numero di *soil slip* nella parte sud-est dell'area di studio, distante diversi chilometri dalle frane accadute nell'Aprile 2005 (Fig.2).

Le analisi di stabilità, per l'evento dell'Aprile 2005, sono state condotte dapprima su un'area di circa 370 km², in cui si sono innescate le 45 frane. Quest'ultima è stata nominata "area di prova" ed è stata utilizzata per la taratura dei parametri del modello d'innescò. Successivamente le analisi sono state estese all'intera area di studio (circa 1200 km²) ed è stato analizzato anche l'evento del Dicembre 2005, per la verifica della capacità di predizione del modello, lasciando inalterati i dati di *input*.

Per entrambi gli eventi, la maggior parte dei fenomeni ha coinvolto depositi quaternari limo argillosi o limosi con spessori variabili tra 1.0 m e 1.5 m, le pendenze dei versanti interessati sono comprese tra 10° e 30° e prevalentemente dedicati ad uso agricolo.

Le indagini in sito hanno rivelato che la superficie di rottura è localizzata ad una profondità di 1.0 m, 1.5 m dal piano campagna, in corrispondenza di un cambiamento di permeabilità, per esempio dove lo strato di base, che potrebbe essere una zona di transizione o un substrato roccioso impermeabile, è meno permeabile di quello superiore. Infatti, i depositi colluviali sono caratterizzati da una permeabilità elevata, dovuta alla presenza di fessure, buchi e fratture. Le caratteristiche geotecniche dei depositi colluviali coinvolti nei *soil slip* sono state ampiamente descritte nel Capitolo 3. I terreni colluviali sono stati catalogati in 10 siti differenti dispersi sull'area di prova e sono stati classificati come limo argillosi. I terreni studiati appaiono alquanto differenti da altri tipi che sono stati coinvolti in scivolamenti superficiali in altri siti italiani (*Crosta et al., 2003; Cardinali et al., 2006*)

5.3. Applicazione del modello *SLIP* e i dati di *input* a scala regionale

Il modello *SLIP* è stato implementato in *Matlab*[®] e i dati di input sono introdotti mediante *GIS* per le aree di studio. La Figura 3 schematizza la metodologia concettuale con la quale le analisi di stabilità sono condotte a scala regionale mediante il modello *SLIP*.



Figura 3. Diagramma di flusso rappresentativo della metodologia concettuale con la quale sono condotte le analisi di stabilità con il modello *SLIP* a scala regionale.

Il territorio è suddiviso in celle quadrate di lato 20 m, dove ogni cella elementare è modellata indipendentemente considerando le caratteristiche del terreno presenti. L'angolo di inclinazione dei versanti è calcolato mediante *Digital Elevation Model (DEM)* con accuratezza di 20 m. Per la definizione delle caratteristiche geotecniche dei terreni superficiali, sono stati utilizzati due livelli informativi complementari. Il primo livello è rappresentato dalla carta regionale delle coperture, il secondo dalla carta litologica regionale, che è stata utilizzata laddove sono presenti affioramenti in roccia, o dove mancano informazioni sulle coperture presenti. Entrambe le carte sono in scala 1:10000. Per quanto concerne la tipologia dei suoli e la stima dei parametri geotecnici è stata utilizzata una metodologia euristica, simile a quella descritta da *Cervi et al. (2010)*. Sia nell'area di prova, sia nell'area di studio sono state definite sei tipologie

di terreno, considerando i dati litologici relativi al substrato roccioso e i dati delle coperture, in tal modo è stata considerata la resistenza della roccia agli agenti atmosferici e la distribuzione granulometrica del terreno risultante. I valori dei dati geotecnici per ogni tipologia di suolo, che sono riportati in Tabella 1, sono stati assegnati sulla base di misure in sito nell'area di studio e di un gran numero di prove di laboratorio su campioni rappresentativi prelevati nell'area di prova. In particolare, la tipologia di suolo numero 6 (rocce e gessi), che si estende per 2.9% dell'area di studio è stata trascurata nelle analisi di stabilità perché considerata stabile a priori. Altri parametri del modello, come A e λ , sono stati considerati costanti per ogni tipologia di suolo (Tab.2), sulla base delle classi di suolo riportate in *Montrasio e Valentino* (2008). Il parametro del modello α è stato considerato pari a 3.4 ovunque, sulla base di misure sperimentali, anche il coefficiente β^* è stato considerato costante e pari a 0.3 ovunque.

ID	Tipo di suolo	%	Φ' (°)	c' [kPa]	n	G_s
1	Limo argilloso	60	25	0-5	0.46	2.7
2	Argilla	3.8	15-30	10	0.35-0.55	2.7
3	Sabbia	7.8	30-35	0	0.30-0.40	2.7
4	Depositi	13.1	30-35	0-5	0.40-0.50	2.7
5	Argillite	12.4	15-30	5-20	0.35-0.55	2.7
6	Rocce, gessi	2.9	Esclusi dalle analisi			

Tabella 1. I parametri geotecnici per le tipologie di suolo nell'area di studio.

Vale la pena notare che i parametri geotecnici, come Φ' , c' e n , possono assumere valori variabili in un dato intervallo (Tab.1). Differenti valori di questi parametri sono stati adottati per svolgere un'analisi di sensitività sull'effetto dei risultati predittivi del modello *SLIP*, esclusivamente per l'evento dell'Aprile 2005 e sull'area di prova. Dopo la procedura di calibrazione sull'area di prova, un *set* di parametri è stato scelto per svolgere le analisi di stabilità su di un'ampia area per un periodo di tempo di un anno. La Tabella 2 mostra, per ogni parametro, i valori utilizzati per le simulazioni. Tutti i dati di *input* sono stati acquisiti da una banca dati in ambiente *GIS*. Per ogni parametro del modello è stata generata una mappa con la stessa risoluzione spaziale. I dati di *input* sono stati inseriti

sottoforma di *raster* e si riferiscono sia alle caratteristiche dei terreni, sia alla geometria del pendio.

In particolare, per questa applicazione è stato scelto un valore di H pari a 1.2 m ovunque, poiché è il valore medio dello spessore di terreno instabile determinato da misure in sito.

ID	Tipo di suolo	H [m]	Φ' (°)	c' [kPa]	λ	A	n	G_S	K_T (d ⁻¹)	α
1	Limo argilloso	1.2	25	0	0.4	80	0.46	2.7	0.432	3.4
2	Argilla	1.2	20	10	0.4	100	0.50	2.7	0.086	3.4
3	Sabbia	1.2	35	0	0.4	40	0.40	2.7	0.864	3.4
4	Depositi	1.2	30	5	0.4	40	0.45	2.7	0.604	3.4
5	Argillite	1.2	20	20	0.4	100	0.35	2.7	0.259	3.4
6	Rocce, gessi									

Tabella 3. I parametri di input per il modello SLIP.

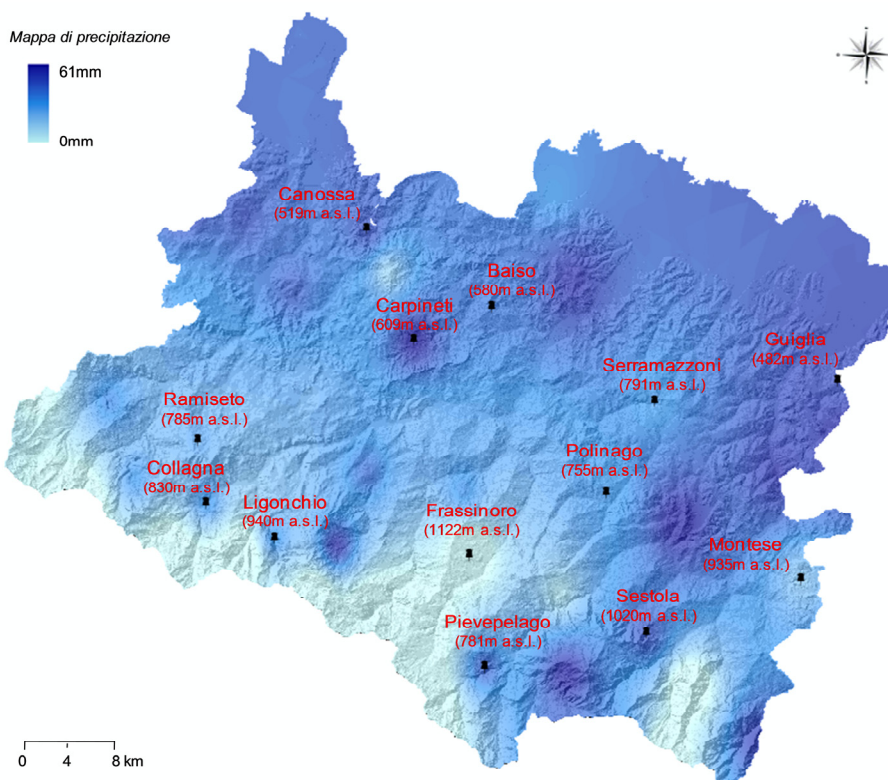


Figura 4. Distribuzione delle stazioni pluviometriche ed esempio di mappa di precipitazione ottenuta dopo l'applicazione del metodo di interpolazione per l'area di studio l'11 Aprile 2005.

Il grado di saturazione è stato valutato in accordo a quanto riportato al Paragrafo 2.3.. Vale la pena notare che si assume S_r costante durante una stagione poiché è considerato solo come un parametro di stato iniziale del terreno. L'aumento di S_r come conseguenza della pioggia giornaliera, è tenuto in considerazione implicitamente nel modello mediante il parametro m , che è strettamente correlato all'altezza di pioggia.

Il modello è strettamente correlato alle mappe di precipitazione ottenute dai dati rilevati dalle stazioni pluviometriche (*Fig.4*). I dati di pioggia sono associati ad ogni cella. Il metodo di interpolazione utilizzato per la definizione dello schema di precipitazione è basato sul metodo dell'inverso del quadrato della distanza, applicato ad ogni punto rispetto alla posizione dei pluviometri, trascurando l'altitudine. Data l'estensione e la posizione dell'area di studio sono stati considerati i dati di pioggia di 13 pluviometri. La localizzazione e l'altitudine delle stazioni pluviometriche è evidenziata in Figura 4, che mostra un esempio della distribuzione della precipitazione ottenuta con il metodo di interpolazione.

L'*output* del modello è fornito in termini di fattore di sicurezza per ogni cella e ad un dato tempo.

5.3.1. Applicazione del modello *TRIGRS*

Le analisi con il modello *TRIGRS* sono state eseguite per l'evento dell'Aprile 2005 e solamente per l'area di prova (370 km²). Il valore d'inclinazione dei versanti (β) è stato valutato per ogni cella dal *DEM* a disposizione con risoluzione 20 m. I dati geotecnici, valutati come precedentemente descritto per il modello *SLIP*, sono stati assegnati per ogni cella sulla base delle sei unità definite, le quali sono riassunte in Tabella 3. Per quanto concerne la diffusività idraulica, parametro caratteristico del modello *TRIGRS*, è stata valutata secondo il metodo riportato da *Bras* (1990), considerando i valori medi di porosità e permeabilità di un limo argilloso e assumendo un valore pari a $10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ovunque. È stato assunto, inoltre, un valore costante di spessore di terreno potenzialmente instabile pari a 1.2 m ed è stato ipotizzato che la profondità della falda corrisponda inizialmente a quest'ultima misura. Infine, è stata assunta, come condizione al contorno sulla superficie del versante, l'intensità di pioggia media oraria registrata per 72 ore, durante l'evento dell'Aprile 2005, dalle cinque stazioni pluviometriche presenti nell'area di prova (*Fig.4*).

5.4. L'analisi *ROC* per la valutazione dell'affidabilità del modello

Per quantificare la discrepanza spaziale tra le frane effettivamente accadute e i risultati delle modellazioni, è stata eseguita un'ulteriore analisi per le predizioni ottenute, sia da *SLIP* sia da *TRIGRS*, per l'evento dell'Aprile 2005. L'affidabilità del modello è stata valutata mediante l'analisi *ROC* (*Receiver Operating Characteristic*) (*Bagueria, 2006*). Poiché le frane sono state mappate come punti (*Fig.2*), per comparare la sovrapposizione tra le aree franate e i risultati delle simulazioni, ogni frana è stata considerata pari a quattro celle elementari, ossia di dimensioni 40 m x 40 m.

Nella classificazione di una mappa del fattore di sicurezza esistono le seguenti possibilità:

- una cella è valutata instabile e ricade all'interno di un'area in frana, allora è conteggiata come vero positivo (*tp*);
- una cella è valutata instabile e ricade al di fuori delle aree instabili, allora è conteggiata come falso positivo (*fp*);
- una cella è valutata stabile e ricade all'interno di un'area instabile, allora è conteggiata come falso negativo (*fn*);
- una cella è valutata stabile e ricade al di fuori delle aree instabile, allora è conteggiata come vero negativo (*tn*).

Quindi, per lo svolgimento dell'analisi *ROC* sono state calcolate due quantità: la sensibilità, definita come rapporto tra i veri positivi e la somma dei veri positivi e falsi negativi, e la specificità, definita come rapporto tra i veri negativi e la somma dei veri negativi e i falsi positivi.

In questo modo sono stati definiti diversi punti della curva *ROC*, assumendo altrettanti valori limite di fattore di sicurezza. Nel grafico *ROC*, la sensibilità del modello è mostrata come funzione della specificità. La curva *ROC* corrispondente indica l'abilità del modello nel discriminare correttamente le osservazioni spaziali positive e negative. Un valore elevato di sensibilità indica un gran numero di predizioni corrette, invece un valore elevato di specificità indica un numero ridotto di falsi positivi.

Considerando solamente le condizioni di stabilità e instabilità, l'unico punto rappresentativo della curva *ROC* è quello corrispondente ad $F_s = 1$.

Nelle analisi *ROC*, spiegate in dettaglio nel seguito, è stato deciso di valutare il valore di sensibilità e specificità anche per valori di *F_s* maggiori di 1, in modo tale da calcolare le aree instabili durante un evento piovoso. Ogni punto della curva *ROC* è stato ottenuto considerando diversi valori di *F_s*, fino a raggiungere il 100% di sensibilità. In questo modo, l'area sottesa dalla curva *ROC* può essere interpretata come un'accuratezza globale della modellazione. Tale valore può variare da un minimo di 0.5 (predizione casuale, rappresentata dalla diagonale del grafico) a 1 (predizione perfetta) e può essere utilizzata per confrontare i due modelli (*Cervi et al., 2010*) e per un'analisi parametrica, accoppiata con opportune considerazioni circa la variazione di *F_s*.

5.5. Risultati delle analisi di stabilità per l'area di prova

L'analisi di stabilità, per la calibrazione preliminare dei dati di *input*, mediante il modello *SLIP* è stata eseguita sull'area di prova, per l'evento del 10-11 Aprile 2005,

La Figura 5 mostra la mappa del fattore di sicurezza risultante dall'analisi con il modello *SLIP* su quest'area e la localizzazione dei siti dove i *soil slip* sono effettivamente accaduti: i triangoli neri corrispondono, infatti, alle nicchie di distacco delle frane. La corrispondenza tra le aree rosse, dove il modello prevede una condizione d'instabilità ($F_s \leq 1$) e la localizzazione degli eventi reali può essere considerata soddisfacente da un punto di vista qualitativo, anche se è evidente che le aree instabili sono sovrastimate dalla modellazione. Ciò può essere dovuto all'imprecisione dei parametri geotecnici di *input* e all'incertezza sulla morfologia del versante e dello spessore di terreno mobilitatosi.

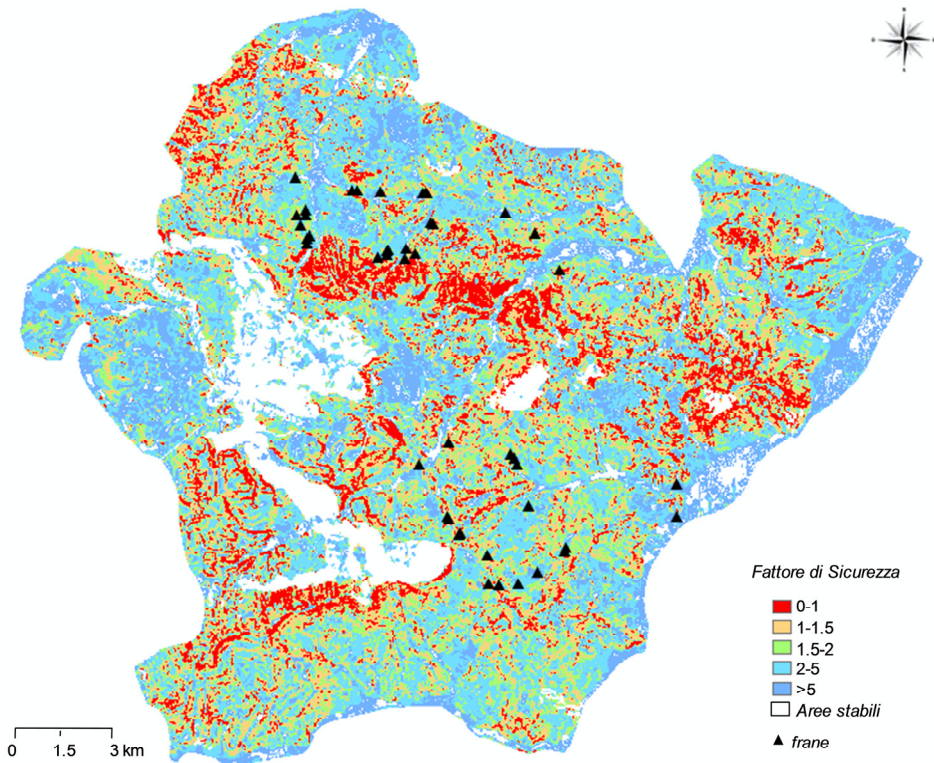


Figura 5. Analisi di stabilità con il modello *SLIP* per l'area di prova: mappa di F_s e localizzazione dei *soil slip* accaduti l'11 Aprile 2005.

La Figura 6 mostra il risultato della modellazione con il modello *TRIGRS* sulla stessa area e per lo stesso evento. È abbastanza evidente che, partendo dallo stesso set di parametri di *input*, *TRIGRS* prevede un minor numero di aree instabili rispetto a *SLIP*.

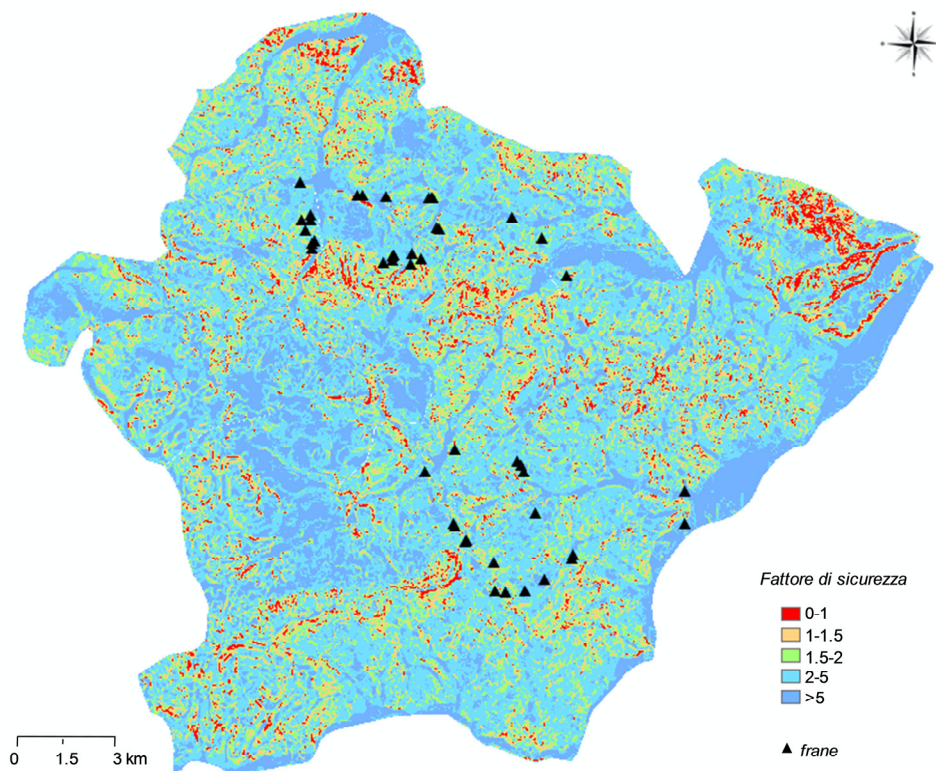


Figura 6. Analisi di stabilità con il modello *TRIGRS* per l'area di prova: mappa di F_s e localizzazione dei *soil slip* accaduti l'11 Aprile 2005.

In Figura 7, le curve *ROC* dei due modelli sono messe in relazione direttamente. Considerando, come più rappresentativo, il punto corrispondente a $F_s = 1$, *SLIP* presenta una sensibilità di 0.22 (22% di predizioni corrette) e una specificità di 0.9, invece la sensibilità di *TRIGRS* è più bassa (solamente il 2% di predizioni corrette), mentre la specificità è più alta. La sensibilità aumenta e la specificità diminuisce, per entrambi i modelli, considerando valori più elevati di fattore di sicurezza, anche se *SLIP* si comporta meglio di *TRIGRS*. Inoltre, *SLIP* raggiunge il totale delle previsioni corrette per $F_s = 2.8$, mentre *TRIGRS* raggiunge il più alto valore di sensibilità per $F_s = 5$. Ovviamente, più è

basso il valore di F_s per cui viene raggiunta la sensibilità più elevata e migliore è la modellazione. L'accuratezza globale (area sottesa dalla curva ROC) risulta di 0.754, per *SLIP*, e di 0.686, per *TRIGRS*. Quindi, i due modelli mostrano risultati del tutto simili in termini di capacità predittiva. In particolare, il risultato di *SLIP* rivela una discreta accuratezza nella previsione delle frane superficiali ed è leggermente più elevata di quello ottenuto da *TRIGRS*.

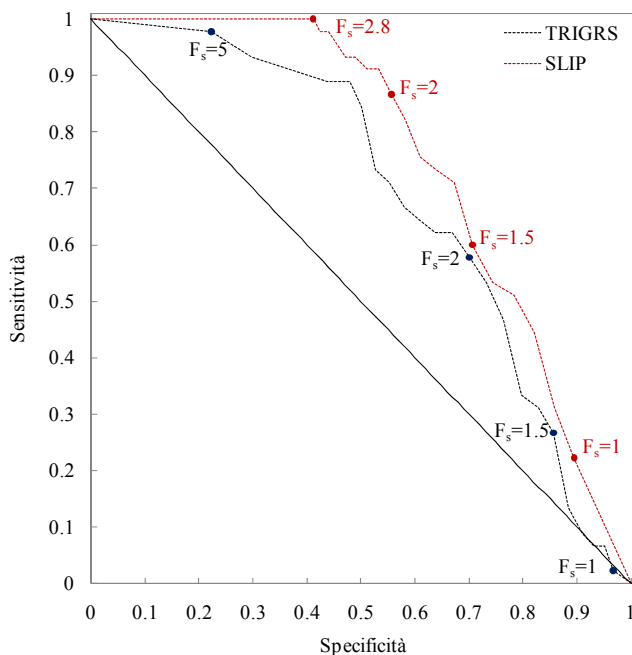


Figura 7. Curva ROC per le analisi di *SLIP* e *TRIGRS* relative all'area di prova per l'evento dell'11 Aprile 2005.

5.5.1. Risultati delle analisi per gli eventi dell'11 Aprile e 3 Dicembre 2005 per l'area di studio

Successivamente allo svolgimento della procedura di calibrazione sull'area di prova, le analisi di *SLIP* sono state estese ad un'area più ampia (*Fig.2*), denominata area di studio. Le Figure 8-10 mostrano le mappe risultanti dalle analisi di stabilità in quest'area. Le tre mappe corrispondono, rispettivamente, alle date del 9, 10 e 11 Aprile 2005, in tal modo si è voluto sottolineare l'evoluzione della condizione di stabilità prima e durante l'evento piovoso. Le aree caratterizzate da un $Fs \leq 1$ diventano progressivamente più ampie con l'intensificarsi dell'evento piovoso. La Figura 10, in particolare, mostra il confronto tra i risultati dell'analisi di stabilità e la localizzazione dei siti dove i *soil slip* sono effettivamente accaduti, che sono identificati mediante i triangoli neri. La corrispondenza tra le aree rosse, dove il modello *SLIP* prevede la condizione di instabilità ($Fs \leq 1$), e la localizzazione degli eventi reali può essere considerata soddisfacente da un punto di vista qualitativo, anche se le aree instabili risultano sovrastimate. Tuttavia, la capacità predittiva di *SLIP*, che è stata valutata mediante analisi *ROC*, può essere considerata abbastanza buona, con un'accuratezza globale di 0.795 (*Fig.11*) e con una variazione di fattore di sicurezza tra 1 e 2.8. In particolare, considerando il punto più rappresentativo, corrispondente a $Fs = 1$, *SLIP* presenta una specificità di 0.91 e una sensibilità di 0.22.

Le Figure 12-14 mostrano i risultati di un'analisi del tutto simile per un evento accaduto il 3 dicembre 2005. In particolare, le figure 12-14, mostrano le mappe di fattore di sicurezza, riferendosi a due giorni precedenti, al giorno precedente e allo stesso giorno in cui si sono innescati i *soil slip*. La Figura 14 mostra la corrispondenza tra le aree instabili predette (in rosso) e la localizzazione degli eventi reali (punti neri). È abbastanza chiaro che, anche in questo caso, le aree instabili sono sovrastimate dalla modellazione e la corrispondenza spaziale non è del tutto soddisfacente. Comunque, l'accuratezza globale della modellazione, valutata mediante analisi *ROC*, risulta pari a 0.750 (*Fig.15*), con una variazione di Fs tra 1 e 5.7. Considerando il punto più rappresentativo della curva, corrispondente a $Fs = 1$, *SLIP* presenta risultati migliori rispetto al caso precedente: specificità pari a 0.97 e sensibilità pari a 0.22

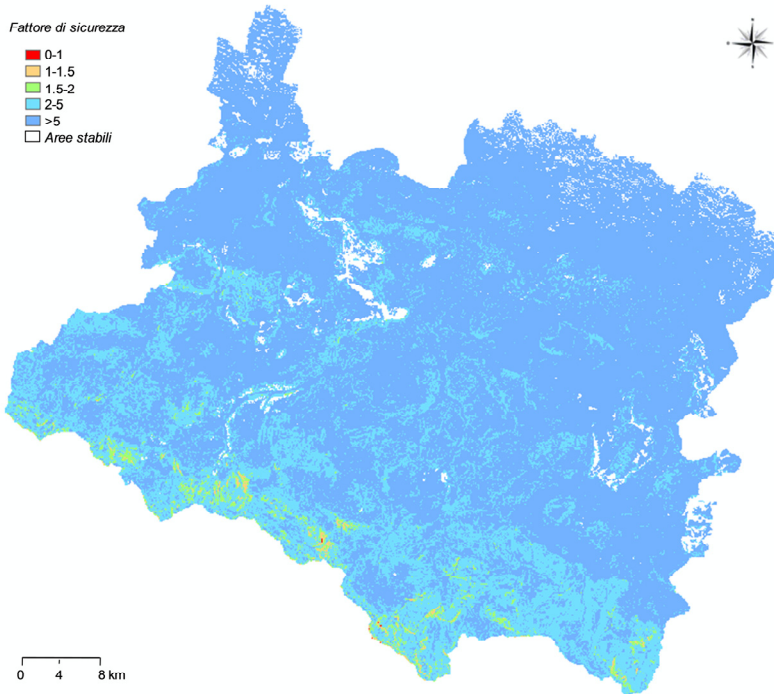


Figura 8. Mappa di Fs, ottenuta con *SLIP*, per il 9 Aprile 2005.

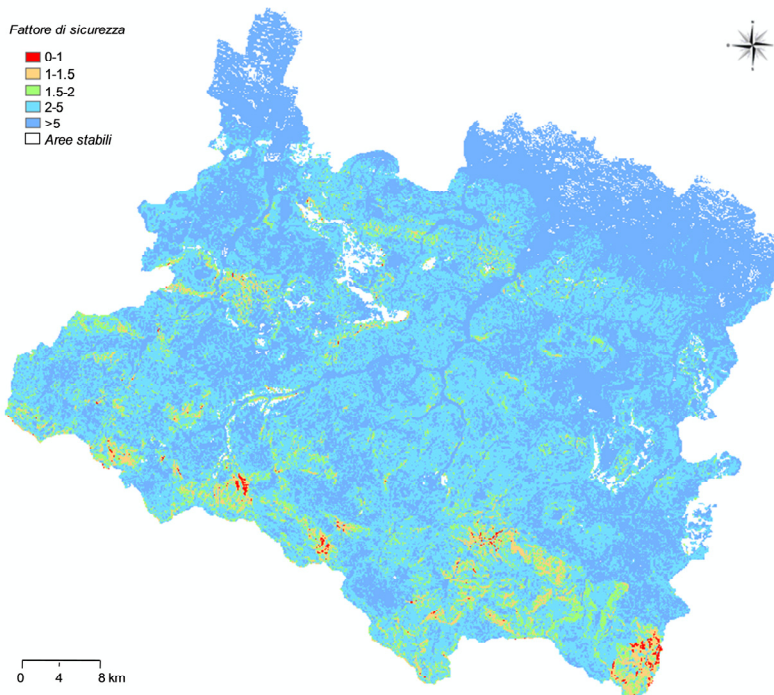


Figura 9. Mappa di Fs, ottenuta con *SLIP*, per il 10 Aprile 2005.

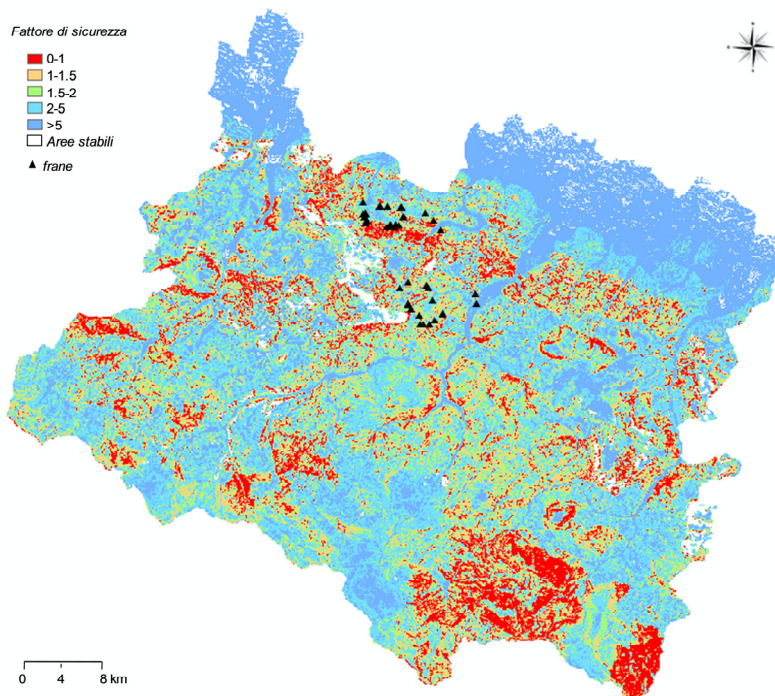


Figura 10. Mappa di F_s , ottenuta con *SLIP*, per il 10 Aprile 2005.

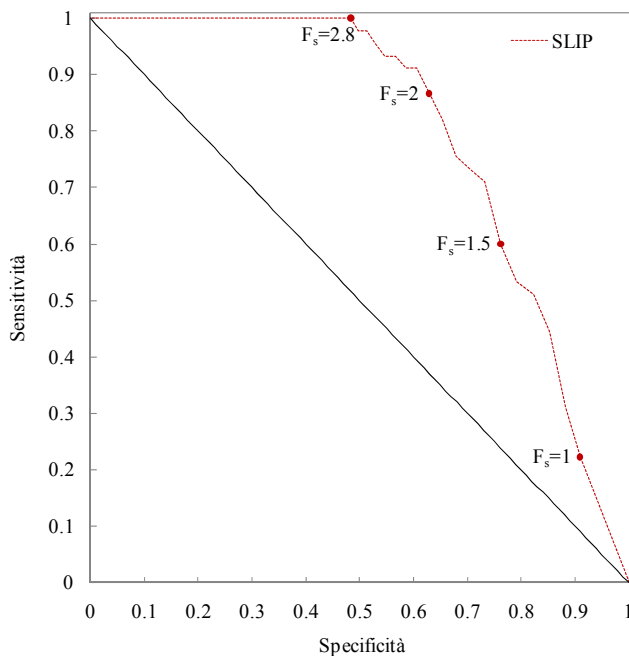


Figura 11. Curva *ROC* rappresentante la capacità predittiva di *SLIP* per l'area di studio l'11 Aprile 2005.

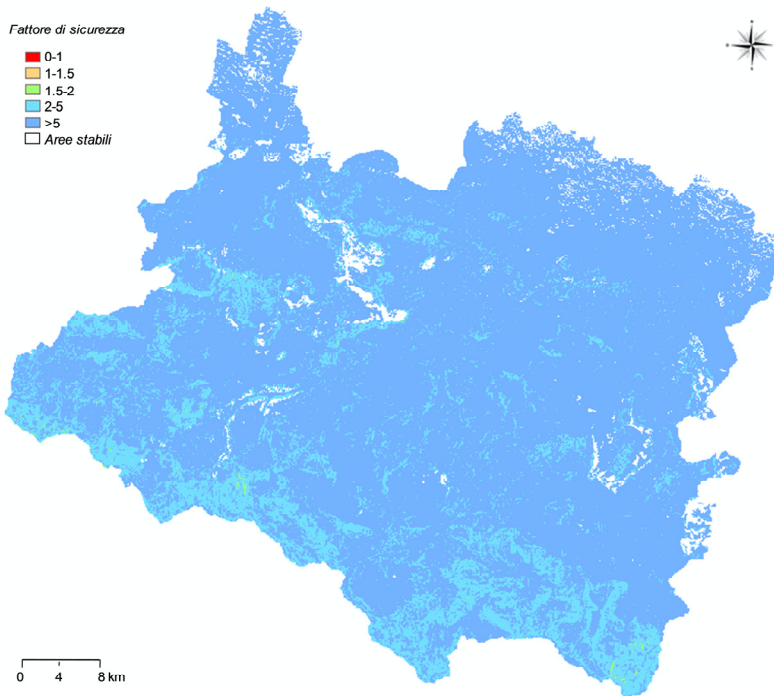


Figura 12. Mappa di Fs, ottenuta con *SLIP*, per il 1° Dicembre 2005.

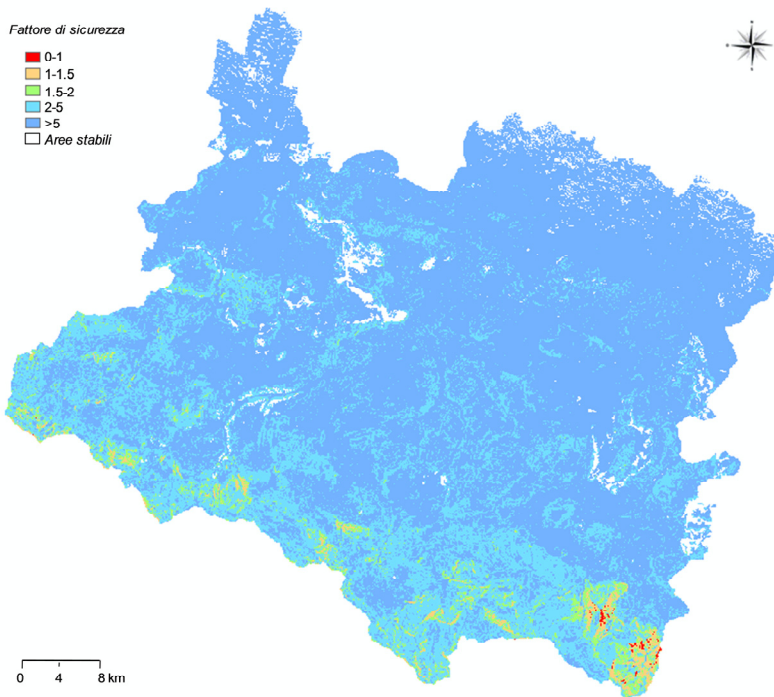


Figura 13. Mappa di Fs, ottenuta con *SLIP*, per il 2 Dicembre 2005.

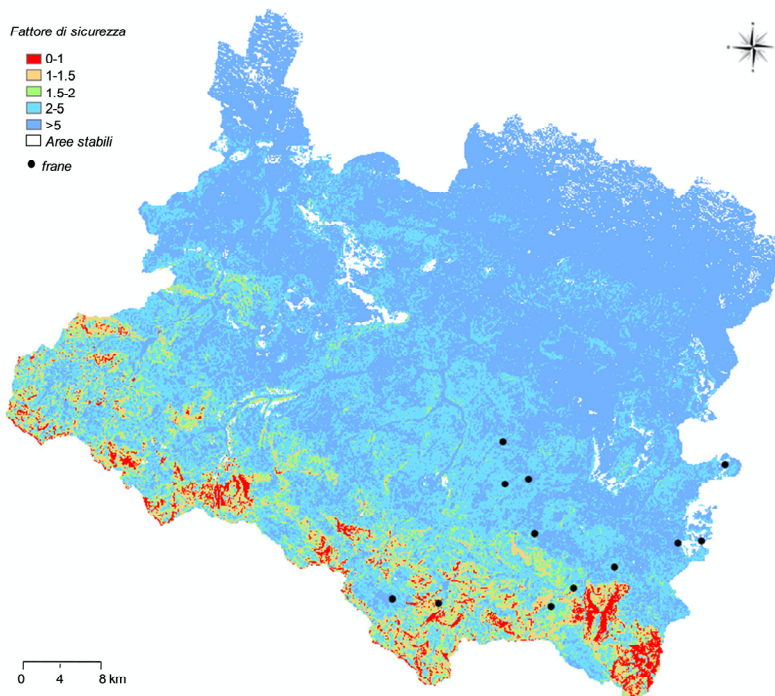


Figura 14. Mappa di F_s , ottenuta con *SLIP*, per il 3 Dicembre 2005.

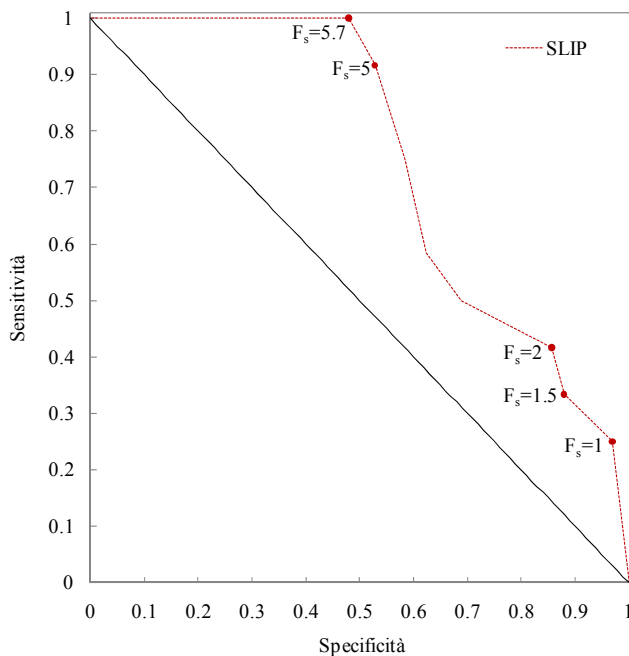


Figura 15. Curva *ROC* rappresentante la capacità predittiva di *SLIP* per l'area di studio il 3 Dicembre 2005.

5.6. Area di studio: analisi con *SLIP* per il periodo di un anno

Utilizzando i dati di pioggia giornalieri registrati dai tredici pluviometri presenti nell'area di studio (Fig.4) dal 1° gennaio 2005 al 30 giugno 2005, è stata eseguita l'analisi di stabilità con il modello *SLIP* per i sei mesi di tempo sull'intera area.

Il principale obiettivo di questa analisi preliminare è stato quello di calibrare i parametri di *input*, sulla base delle frane censite dopo l'evento dell'11 Aprile 2005. I risultati dell'analisi tempo variante sono riassunti in Figura 16a, che mostra la percentuale di celle caratterizzate da $Fs \leq 1$ (condizione di instabilità) rispetto all'altezza di pioggia, per un periodo di sei mesi. Vale la pena notare che le aree instabili, in corrispondenza dell'evento di riferimento dell'11 Aprile 2005, sono quasi il 14% dell'intera area di studio.

Grazie alla procedura di calibrazione, il modello *SLIP* permette di ottenere una percentuale trascurabile, se non nulla, di aree instabili per tutto il periodo considerato, eccetto per la data attesa, in corrispondenza della quale, come precedentemente osservato, la capacità predittiva, da un punto di vista spaziale, può essere considerata abbastanza buona.

I valori dei parametri di *input* utilizzati per l'analisi di calibrazione sono poi stati lasciati inalterati per il successivo periodo di sei mesi di analisi. La seconda analisi tempo variante è stata eseguita dal 1° Luglio 2005 al 31 Dicembre 2005, e i risultati ottenuti sono riassunti in Figura 16b. In corrispondenza di questo periodo, si sono innescate una dozzina di frane superficiali il 3 Dicembre 2005 nella parte sud-est dell'area di studio. Dal diagramma della Figura 16b, si può notare come le aree instabili in corrispondenza di tale data siano circa il 3%. Come precedentemente spiegato, l'analisi *ROC* per questo evento mostra che la capacità predittiva di *SLIP* può essere considerata piuttosto discreta. D'altra parte, l'analisi tempo variante (Fig.16b) mostra come altri eventi piovosi (in Settembre ed in Novembre) di uguale intensità o superiore a quello del Dicembre 2005 non sono associati a condizioni di instabilità estese.

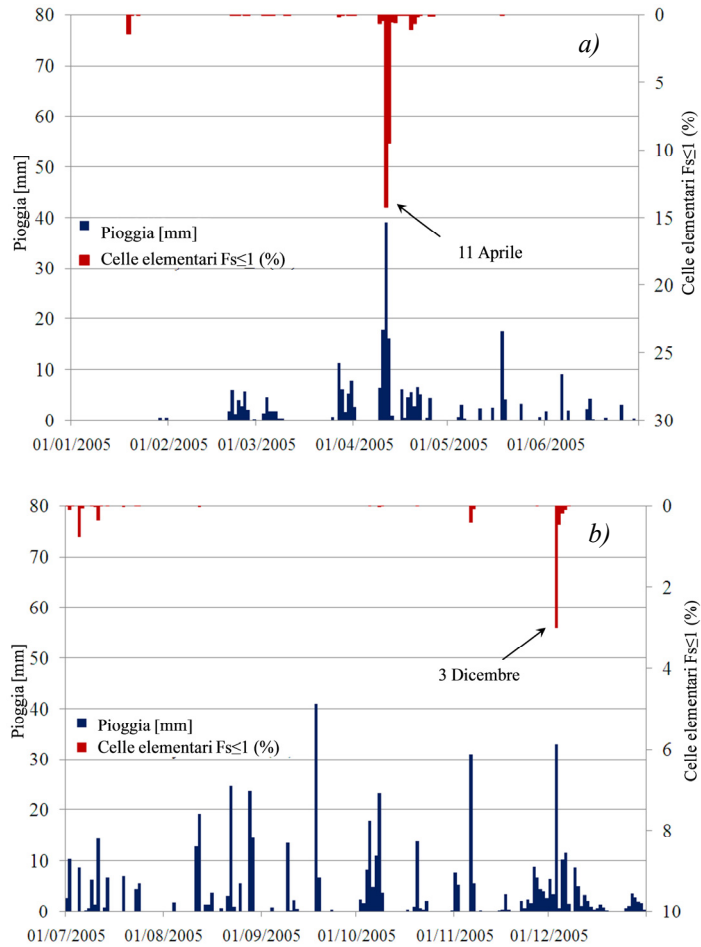


Figura 16. Analisi con *SLIP* per l'area di studio: percentuale di celle caratterizzate da $F_s \leq 1$ (condizione di instabilità) rispetto all'altezza di pioggia media. a) periodo di calibrazione, dal 1° Gennaio 2005 al 30 Giugno 2005. b) periodo di previsione, dal 1° Luglio 2005 al 31 Dicembre 2005.

5.7. L'influenza dell'uso del territorio

Per il miglioramento della capacità predittiva del modello *SLIP*, è stata eseguita un'ulteriore analisi, tenendo in debita considerazione le informazioni dell'uso sul territorio per alcune aree che possono essere considerate incondizionatamente stabili.

Il modello *SLIP* è stato applicato per l'intera area di studio, in corrispondenza degli eventi dell'11 Aprile e del 3 Dicembre 2005 (Fig.18 e 19).

Considerando la *CORINE LAND COVER* di livello 3, scala 1:100000 (Fig. 17 e Tab. 4), le seguenti aree sono state trascurate per l'analisi di stabilità dei pendii: tessuto urbano continuo, aree commerciali e industriali, aree verdi urbane, risaie, spiagge, rocce affioranti e corpi idrici. In particolare, le aree urbane a tessuto continuo sono state trascurate poiché indagini in sito hanno rivelato che i *soil slip* non si innescano in queste zone. Inoltre, le aree urbane a tessuto continuo possono essere considerate piuttosto impermeabili all'acqua piovana. In questo modo alcune aree, che appaiono colorate in bianco nelle Figure 18 e 19, sono state considerate incondizionatamente stabili.

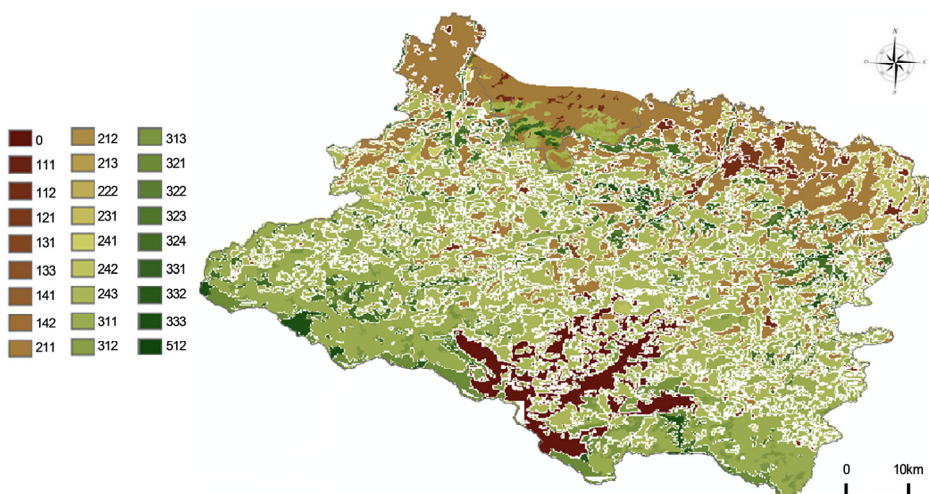


Figura 17. *CORINE LAND COVER* di livello 3 per l'area di studio (scala 1:100000)

La capacità di predizione del modello *SLIP* accoppiata con le informazioni della *CORINE LAND COVER* è stata valutata attraverso l'analisi *ROC* e i risultati migliorano rispetto alle analisi precedenti.

Infatti, l'accuratezza globale diventa rispettivamente di 0.811 e 0.771, per i due eventi dell'11 Aprile e 3 Dicembre 2005 (Fig. 20 e 21), con un piccolo incremento di specificità in corrispondenza di $F_s = 1$.

Livello 1	Livello 2	Livello 3
0.Non definito		
1.Territori modellati artificialmente	1.Zone urbanizzate	1.Tessuto urbano continuo
		2.Tessuto urbano discontinuo
	2.Zone industriali, commerciali e reti comunicazione	1.Aree industriali o commerciali
	3.Zone estrattive, discariche e cantieri	1.Aree estrattive
		3.Cantieri
	4.Zone verdi artificiali non agricole	1.Aree verdi urbane
2.Territori agricoli	1.Seminativi	2.Aree sportive e ricreative
		1.Seminativi in aree non irrigue
		2.Seminativi in aree irrigue
		3.Risaie
	2.Colture permanenti	2.Frutteti e frutti minori
	3.Prati stabili	1.Prati stabili
	4.Zone agricole eterogenee	1.Colture annuali associate a colture permanenti
		2.Sistemi colturali e particellari complessi
		3.Aree prevalentemente occupate da colture agrarie con presenza di spazi naturali
3.Territori boscati e ambienti seminaturali	1. Zone boscate	1.Boschi di latifoglie
		2.Boschi di conifere
		3.Non definito
	2.Zone caratterizzate da vegetazione arbustiva e/o erbacea	1.Aree a pascolo naturale e praterie d'alta quota
		2.Brughiere e cespuglieti
		3.Aree a vegetazione sclerofilla
		4.Aree a vegetazione boschiva e arbustiva in evoluzione
	3.Zone aperte con vegetazione rada o assente	1.Spiagge, dune , sabbie (più larghe di 100 m)
		2.Rocce nude, falesie, rupi affioramenti
		3.Aree con vegetazione rada
5.Corpi idrici	1.Acque continentali	2.Bacini d'acqua

Tabella 4. Legenda CORINE LAND COVER di livello 3.

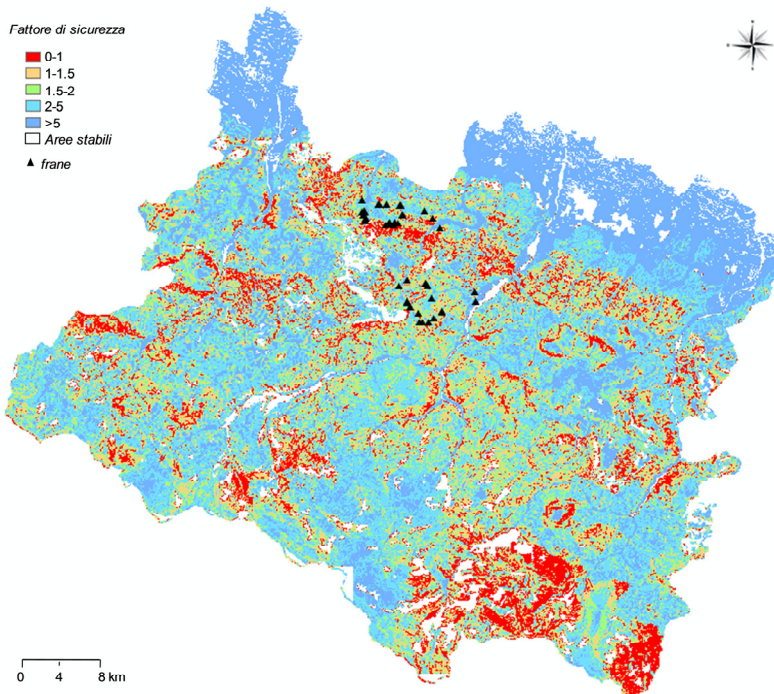


Figura 18. Influenza dell'uso del suolo sulla mappa di F_s dell'11 Aprile 2005.

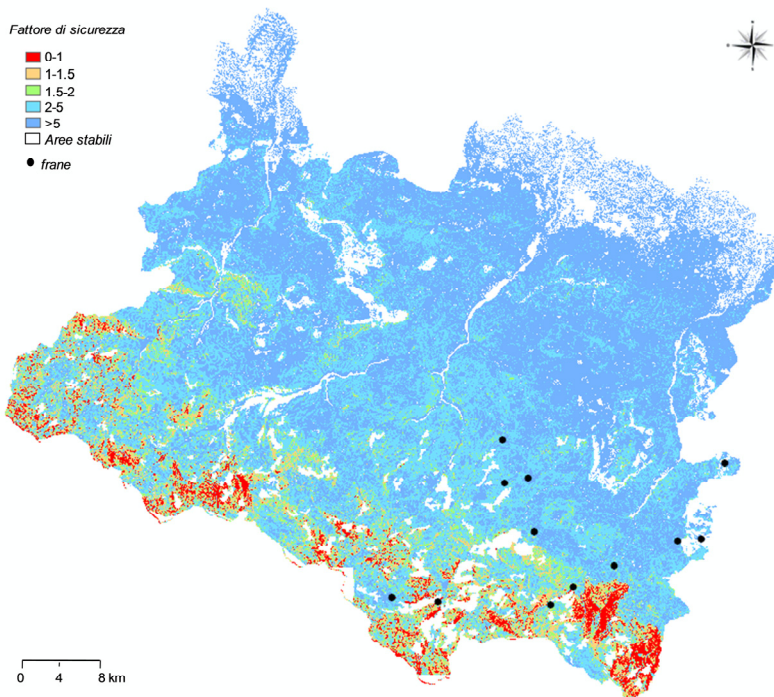


Figura 19. Influenza dell'uso del suolo sulla mappa di F_s del 3 Dicembre 2005.

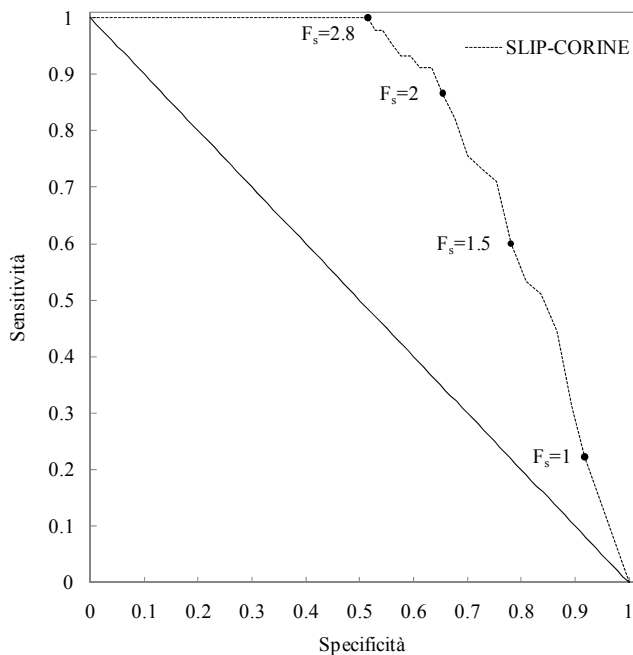


Figura 20. Curva ROC per l'analisi dell'11 Aprile 2005 con l'aggiunta delle informazioni della CORINE LAND COVER

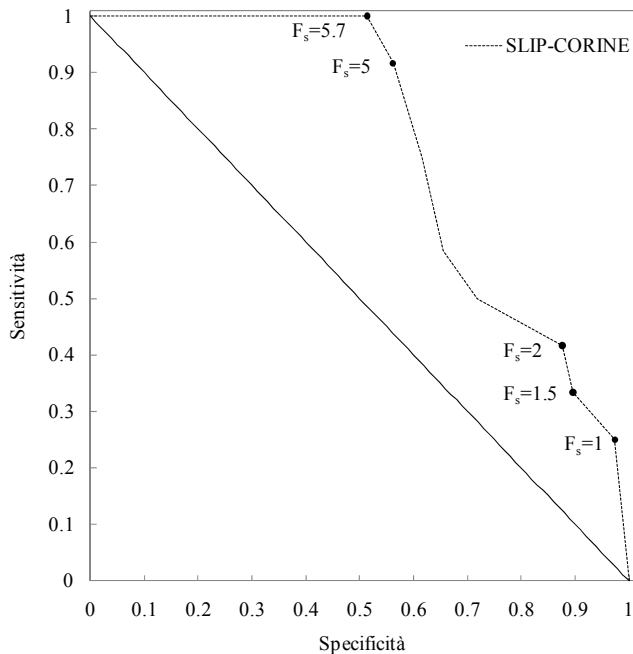


Figura 21. Curva ROC per l'analisi del 3 Dicembre 2005 con l'aggiunta delle informazioni della CORINE LAND COVER

5.8. Conclusioni

Anche se i modelli fisicamente basati presentano alcune criticità per quanto riguarda l'abilità predittiva su scala regionale, alcuni vantaggi possono essere evidenziati.

I risultati ottenuti mediante le analisi con *SLIP* e *TRIGRS* presentano due tipologie di problemi: il primo è principalmente connesso alla complessità intrinseca del meccanismo d'innesco delle frane superficiali, il secondo riguarda le diverse semplificazioni, che vengono assunte nei metodi fisicamente basati dei fenomeni.

Le frane superficiali presentano caratteristiche differenti rispetto alla posizione geografica, alle condizioni climatiche e geologiche. Vale la pena notare, per esempio, che le piogge giornaliere, che causano molte frane superficiali nell'area di studio, sono molto meno intense rispetto a quelle che innescano le frane nei tropici (*Jotisankasa e Tapparnich., 2008, Jotisankasa et al., 2010*); ma sembra che il meccanismo d'innesco dei *soil slip*, nell'area di studio, sia più sensibile alla cumulata di precipitazione precedente. Come affermato da Larsen e Simon (1993), le differenze geomorfologiche e climatiche tra un clima temperato e tropicale possono essere irrilevanti quando i versanti sono sottoposti ad intense e prolungate precipitazioni. Inoltre, le caratteristiche climatiche dell'Appennino Emiliano favoriscono, per i terreni superficiali, la persistenza di condizioni prossime alla saturazione per lunghi periodi di tempo (*Valentino et al., 2011*). Infatti, le piogge che si sono verificate il 10 Aprile e il 3 Dicembre 2005 interessarono terreni superficiali già prossimi alla saturazione, principalmente a causa delle piogge precedenti ed in parte per lo scioglimento delle nevi.

Queste considerazioni suggeriscono l'utilizzo di modelli che tengono in considerazione le condizioni esistenti dell'umidità del suolo e le piogge precedenti. Tuttavia la presenza di una complessa stratigrafia indica, nella scelta di formazioni geologiche uniformi nelle simulazioni, una limitazione rilevante nelle analisi di stabilità. È noto che trascurare le caratteristiche geologiche limita l'abilità di predizione dei modelli fisicamente basati. I risultati ottenuti soffrono anche la variazione limitata dei parametri del terreno. Infatti, le proprietà fisiche e meccaniche degli stessi terreni posti in differenti luoghi possono variare, in questo modo

l'assegnazione degli stessi parametri geotecnici per ampie aree può ridurre l'accuratezza della modellazione.

Le analisi riportate nel presente Capitolo mostrano la sovrastima delle aree instabili, ciò può essere dovuto all'inadeguatezza della risoluzione del *DEM*, assieme all'assunzione di uno spessore di terreno potenzialmente instabile costante. Una risoluzione spaziale più elevata del *DEM* e una stima dettagliata dello spessore di terreno potenzialmente instabile potrebbero essere utilizzate per definire caratteristiche topografiche del pendio migliori. Inoltre, le simulazioni presentate permettono di sottolineare alcune principali differenze tra *SLIP* e *TRIGRS*.

- Mentre *TRIGRS* permette di tenere in considerazione il transiente idraulico effettivo dell'infiltrazione piovosa sulla pressione neutra nella zona di terreno satura tra il piano campagna e la falda, *SLIP* richiede, come condizione di stato iniziale, il grado di saturazione (S_r), l'Equazione 7 nel Capitolo 2 permette di tenere in considerazione le condizioni di umidità del suolo precedenti, sulla base delle piogge dei 30 giorni precedenti;
- *TRIGRS* richiede la conoscenza della posizione iniziale della falda (Godt et al., 2008). Nel caso in cui tale informazione non sia disponibile è necessario svolgere un'analisi parametrica, che considera differenti condizioni iniziali. *SLIP* non tiene conto di questa tipologia di condizione al contorno, ma lo spessore della saturo ($H_{sat} = mH$) è calcolato dal modello, per ogni istante di tempo, come funzione della pioggia giornaliera;
- *TRIGRS* permette una descrizione idrologica più accurata del pendio, ma è di difficile applicazione a scala regionale o su ampie aree, poiché devono essere introdotti numerosi parametri. Il modello risulta molto sensibile alle condizioni iniziali, in particolare alla profondità della falda e alla componente costante del flusso (Salciarini et al., 2006);
- grazie alla formulazione semplificata, *SLIP* permette un'analisi dinamica (tempo variante) dell'analisi di stabilità su larga scala con un limitato onere computazione, mentre *TRIGRS* richiede un

tempo computazionale maggiore per un singolo evento piovoso di alcuni giorni.

Queste fondamentali differenze indicano *SLIP* come un potenziale strumento per la gestione del territorio in tempo reale. Anche se è necessario un miglioramento della modellazione, la *ROC analysis* ha mostrato che la capacità predittiva dei due modelli deterministici, che risulta molto simile per gli stessi parametri di input, è abbastanza buona. In particolare, il risultato ottenuto da *SLIP* è leggermente più alto di quello ottenuto da *TRIGRS*. Considerando il punto più rappresentativo della curva *ROC*, corrispondente ad $F_s = 1$, *SLIP* evidenzia una specificità più alta ed una sensibilità più bassa rispetto a *TRIGRS*.

Sulla base delle analisi di *SLIP* condotte per un periodo di tempo di un anno (*Fig.16*), si può concludere che l'applicazione di *SLIP* su scala regionale predica con maggiore accuratezza l'accadimento dei *soil slip* nel tempo che non nello spazio. Si può affermare, infatti, che per il periodo di un anno, solamente i due eventi corrispondenti alle date attese appaiono realmente significativi. Soltanto in corrispondenza di altre poche date il modello fornisce una condizione di instabilità, ma in percentuale trascurabile rispetto all'area analizzata. Inoltre, è possibile sottolineare che l'analisi tempo variante delle aree instabili rivela più aspetti positivi che negativi della modellazione. Infatti, può essere osservato che, in corrispondenza di alcuni eventi piovosi intensi, per esempio, quelli accaduti durante l'estate e l'autunno del 2005, il modello non predice alcuna instabilità. Questo scenario può essere considerato sostanzialmente corretto, poiché il Servizio Geologico della Regione Emilia Romagna, che fornisce ogni tipo di informazione sui fenomeni di instabilità accaduti su quest'area, conferma che l'inventario delle frane accadute nel 2005 in nostro possesso sia abbastanza completo e sufficiente affidabile in termini di tempo, mentre non risulta completo nella localizzazione delle frane.

In questo caso, è possibile concludere che il modello funziona bene, grazie alla capacità di tenere conto delle condizioni di umidità del suolo esistenti assieme alle piogge precedenti.

5.9. Bibliografia

- Aleotti, P. (2004). A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology* , 73, 247-265.
- Apip, Takara, K., Yamashiki, Y., Sassa, K., Ibrahim, A., Fukuoka, H. (2010). A distributed hydrological-geotechnical model using satellite-derived rainfall estimates for shallow landslide prediction system at a catchment scale. *Landslides* , 7(3), 237-258.
- Bagueria, S. (2006). Validation and evaluation of predictive models in hazard assessment and risk management. *Natural Hazards* , 37, 315-329.
- Bai, S., Wang, J., Lu, G., Zhou, P., Hou, S., Xu, S. (2009). GIS-based and data-driven bivariate landslide-susceptibility mapping in the three gorges area. *Pedosphere* , 19(1), 14-20.
- Baum, R., Godt, J. (2010). Early warning of rainfall-induced shallow landslides and debris flows in the USA. *Landslids* , 7, 259-272.
- Baum, R., Savage, W., Godt, J. (2008-1159). *TRIGRS - A FORTRAN program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope stability analysis, version 2.0*. U.S. Geological Survey Open-File Report.
- Borga, M., Dalla Fontana, G., Cazorzi, F. (2002). Analysis of topographic and climatic control on rainfall-triggered shallow landsliding using a quasi-dynamic wetness index. *Journal of Hydrology* , 268, 56-71.
- Borga, M., Dalla Fontana, G., Da Ros, D., Marchi, L. (1998). Shallow landslides hazard assessment using a physically based model and digital elevation data. *Environmental Geology* , 35 (2-3), 81-88.
- Bras, R. (1990). *Hydrology: an Introduction to Hydrologic Science*. New York, USA: Addison-Wesley Publishing Company.

- Burton, A., & Bathurst, J. (1998). Physically based modeling of shallow landslide sediment yield at a catchment scale . *Environmental Geology* , 35 (2-3), 89-99.
- Campbell, R. (1974). Debris flows originating from soil slips during rainstorms in Southern California. *Q J Eng Geol* , 7, 339–349.
- Campbell, R. (1975). Soil slips, debris flow and rainstorms in the Santa Monica Mountains and Vicinity, Southern California. *U.S. Geological Survey Professional Paper 851* .
- Capparelli, G., Tiranti, D. (2010). Application of the MoniFLaIR early warning system for rainfall induced landslides in Piedmont region (Italy). *Landslides* .
- Capparelli, G., Versace, P. (2010). FLAIR and SUSHI: two mathematical model for early warning of landslides induced by rainfall. *Landslides* .
- Cardinali, M., Galli, M., Guzzetti, F., Ardizzone, F., Reichenbach, P., Bartoccini, P. (2006). Rainfall induced landslides in December 2004 in south-western Umbria, central Italy: types, extent, damage and risk assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 6, 237-260.
- Carrara, A., Cardinali, M., Detti, R., Guzzetti, F., Pasqui, V., Reichenbach, P. (1991). GIS techniques and statistical models in evaluating landslide hazard. *Earth Surf Proc Land* , 16(5), 427–445.
- Castronuovo, A. (2005). Predisposizione al dissesto per frane superficiali del medio e basso appennino della provincia di Reggio Emilia. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia.
- Cervi, F., Berti, M., Borgatti, L., Ronchetti, F., Manenti, F., Corsini, A. (2010). Comparing predictive capability of statistical and deterministic methods for landslides susceptibility mapping: a case

- study in the northern Apennines (Reggio Emilia Province, Italy). *Landslides* , 7(4), 433-444.
- Crosta, G. (1998). Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation. *Environmental Geology* , 35 (2-3), 131-145.
- Crosta, G., Frattini, P. (2003). Distributed modeling of shallow landslides triggered by intense rainfall. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 3, 81-93.
- Crosta, G., Dal Negro, P., Frattini, P. (2003). Soil slips and debris flows on terraced slopes. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 3, 31-42.
- Cruden, D., Varnes, D. (1996). Landslide types and processes. In N. R.-s. Transportation Research Board, *Landslides: investigation and mitigation* (p. 36–75). Washington DC: National Academy Press.
- Ellen, S., Fleming, R. (1987). Mobilization of debris flow from soil slips, San Francisco Bay Region, California. 7, 31-40.
- Godt, J., Baum, R., Savage, W., Salciarini, D., Schulz, W., Harp, E. (2008). Transient deterministic shallow landslide modeling: requirements for susceptibility and hazard assessments in a GIS framework. *Engineering Geology* , 102, 214-226.
- Godt, J., Schulz, W., Baum, R., Savage, W. (2008b). Modeling rainfall condition for shallow landsliding in Seattle, Washington. *Reviews in Engineering Geology* , 20, 137-152.
- Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, C. (2007). Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorology and Atmospheric Physics* , 98, 239-267.
- Iovine, G., Di Gregorio, S., Lupiano, V. (2003). Debris-flow susceptibility assessment through cellular automate modeling: an example from 15-16 December 1999 disaster at Cervinara and San

- Martino Valle Caudina (Campania, Southern Italy). *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 3, 457-468.
- Iritano, G., Versace, P., Sirangelo, B. (1998). Real-time estimation of hazard for landslides triggered by rainfall. *Environmental Geology* , 35 (2-3), 175-183.
- Iverson, R. M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research* , 36(7), 1897-1910.
- Jotisankasa, A., Tapparnich, J. (2010). Shear and soil-water retention behavior of a variably saturated residual soil and its implication on slope stability. *Unsaturated Soils* (p. 1249-1254). Barcellona, Spain: Alonso, E. and Gens, A.
- Jotisankasa, A., Kulsuwan, B., Toll, D., Rahardjo, H. (2008). Studies on rainfall-induced landslide in Thailand and Singapore. *Unsaturated Soils* (p. 901-907). Durham, UK: Toll, D. G., Augarde, C. E., Gallipoli, D., and Wheeler, S. J.,.
- Kesseli, J. (1943). Disintegrating soil slips of the Coast Ranges of Central California. *J Geol* , 51(5), 342–352.
- Larsen, M., Simon, A. (1993). A rainfall intensity-duration threshold for landslides in a humid-tropical environment. *Geogr. Ann. A.* , 75, 13-23.
- Liao, Z., Hong, Y., Kirschbaum, D., Adler, R., Gourley, J., Wooten, R. (2010). Evaluation of TRIGRS (transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis)'s predictive skill for hurricane-triggered landslides: a case study in Macon County, North Carolina. *Natural Hazards* .
- Liao, Z., Hong, Y., Wang, J., Fukuoka, H., Sassa, K., Karnawati, D.. (2010). Prototyping an experimental early warning system for rainfall-induced landslides in Indonesia using satellite remote sensing and geospatial datasets. *Landslides* , 7(3), 317-324.

- Lu, N., Godt, J. (2008). Infinite-slope stability under steady unsaturated seepage conditions. *Water Resources Research* , 44.
- Montgomery, D., Dietrich, W. (1994). A physically based model for the topographic control of shallow landsliding. *Water Resources Research* , 30, 1153-1171.
- Montrasio, L. (2000). Stability analysis of soil slip. *International Conference Risk 2000*. Wit, Soutamphthon: Brebbia CA.
- Montrasio, L., Valentino, R. (2008b). A model for triggering mechanisms of shallow landslides. *Natural Hazard Earth System Science* , 8, 1149-1159.
- Montrasio, L., Valentino, R. (2007). Experimental analysis and modelling of shallow landslides. *Landslides* , 4, 291-296.
- Montrasio, L., Valentino, R., Losi, G. L. (2009). Rainfall-induced shallow landslides: a model for the triggering mechanism of some case studies in northern Italy. *Landslides* , 6(3), 241-251.
- Moser, M., Hohensinn, F. (1983). Geotechnical aspects of soil slips in Alpine Regions. *Engineering Geology* , 19, 185-211.
- Qiu, C., Esaki, T., Xie, M., Mitani, Y., Wang, C. (2007). Spatio-temporal estimation of shallow landslide hazard triggered by rainfall using a three-dimensional model. *Environmental Geology* , 52, 1569-1579.
- Salciarini, D., Godt, J. W., Savage, W. Z., Conversini, P., Baum, R. L., Micheal, J. A. (2006). Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslides in the eastern Umbria region of central Italy. *Landslides* , 3(3), 181-194.
- Salciarini, D., Godt, J., Savage, W., Baum, R., Conversini, P. (2008). Modeling landslide recurrence in Seattle, Washington, USA. *Engineering Geology* , 102, 227-237.

- Santacana, N., Baeza, B., Corominas, J., De Paz, A., Marturia, J. (2003). A GIS-based Multivariate statistical analysis for shallow landslide susceptibility mapping in La Pobla de Lillet area (Eastern Pyrenees, Spain). *Natural Hazards* , 30, 281-295.
- Sassa, K. (1998). Recent urban landslide disasters in Japan and their mechanisms. *2nd International Conference on Environmental Management*, 1, p. 47–58.
- Schmidt, J., Turek, G., Clark, M., Uddstrom, M., Dymond, J. (2008). Probabilistic forecasting of shallow, rainfall-triggered landslides using real-time numerical weather predictions. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 8, 349-357.
- Simoni, S., Zanotti, F., Bertoldi, G., Rigon, R. (2008). Modelling the probability of occurrence of shallow landslides and channelized debris flows using GEOtop-FS. *Hydrological Processes* , 22(4).
- Terlien, M. (1998). The determination of statistical and deterministic hydrological landslide-triggering thresholds. *Environmental Geology* , 35(2-3), 124-130.
- Tiranti, D., Rabuffetti, D. (2010). Estimation of rainfall thresholds triggering shallow landslides for van operational warning system implementation. *Landslides* , 7(4), 471-481.
- Valentino, R., Meisina, C., Montrasio, L., Losi, G.L., Zizioli, D. (2011). Spatiotemporal modeling of some case histories of shallow landslides in the area of Oltrepo Pavese. *Landslides* .
- Valentino, R., Montrasio, L., Losi, G.L., Bittelli, M. (2011). An empirical model for the evaluation of the degree of saturation of shallow soils in relation to rainfalls. *Canadian Geotechnical Journal* , 48, 795-809.
- Vieira, B., Fernandes, N., & Filho, O. (2010). Shallow landslide prediction in the Serra do Mar, Sao Paulo, Brasil. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 10, 1829-1837.

- Wilson, R., Wieczorek, G. (1995). Rainfall thresholds for the initiation of debris flows at La Honda, California. *Environmental and Engineering Geoscience* , I(1), 11-27.
- Wu, W., Sidle, R. (1995). A distributed slope stability model for steep forested hillslopes. *Water Resouces Research* , 31(8), 2097-2110.
- Zezeze, J., Trigo, R., Fragoso, M., Oliveira, S., Garcia, R. (2008). Rainfall-triggered landslides in the Lisbon region over 2006 and relationships with North Atlantic Oscillation. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 8, 483-499.

Capitolo 6

Implementazione e validazione del modello d'innesco a scala nazionale

6.1. Introduzione

Negli ultimi anni in Italia sono accaduti numerosi disastri ambientali che hanno sensibilizzato l'opinione pubblica e le agenzie per la gestione delle emergenze, come il Dipartimento della Protezione Civile Nazione (*DPC*), per rendere più efficaci la preparazione all'emergenza e la tempestività delle allerta per le popolazioni che vivono in quelle aree a maggior rischio. Più recentemente, il modello *SLIP* è stato adottato dal *DPC* come prototipo per il sistema di allertamento per le frane indotte da pioggia in Italia, utilizzando una banca dati geospaziale e le precipitazioni, come parte del sistema di monitoraggio chiamato *DEWETRA*.

Per condurre il processo di validazione del modello sono stati considerati la maggior parte dei *soil slip* accaduti in Italia tra l'Ottobre 2009 e il Marzo 2011. Tra gli altri eventi, sono stati scelti 17 casi di analisi. Gli eventi analizzati che sono riassunti in Tabella 1, sono stati selezionati in base alla possibilità di determinare la data esatta dell'innesco della frana. La localizzazione dei differenti siti è dispersa su tutto il territorio italiano (*Fig.1*) e l'innesco corrisponde generalmente con piogge particolarmente intense.

Tutte le frane superficiali analizzate sono accadute su aree collinari e, in molti casi, i terreni coinvolti sono rappresentati da depositi colluviali derivanti dalla disgregazione del substrato roccioso. La maggior parte degli scivolamenti sono superficiali (spessore compreso tra 0.5 m e 2 m) con una superficie di rottura localizzata lungo la superficie di contatto tra la copertura e il substrato roccioso. Le proprietà geotecniche dei terreni superficiali possono essere considerate mediamente come valori caratteristici del limo-sabbioso o del limo-argilloso.

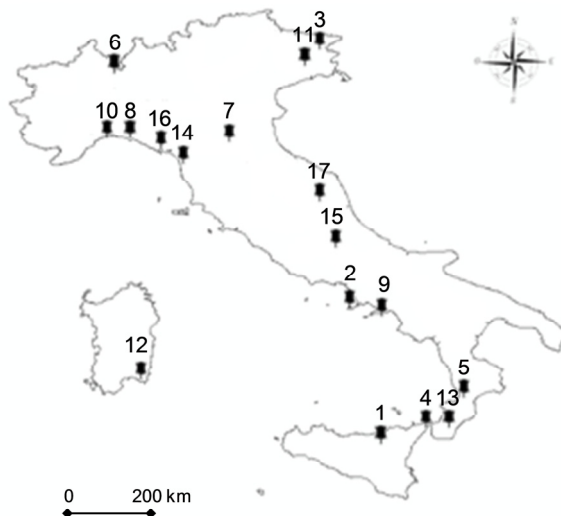


Figura 1. Localizzazione degli eventi analizzati.

ID	Sito	Provincia	Data	Conseguenze
1)	Giampileri	Messina	01/10/2009	37 vittime
2)	Casamicciola Terme-Ischia	Napoli	10/11/2009	1 vittima
3)	Tarcento	Udine	24/12/2009	Strade bloccate
4)	San Fratello	Messina	14/02/2010	Strade bloccate
5)	Maierato	Vibo Valentia	15/02/2010	Strade bloccate
6)	Germignaga	Varese	04/04/2010	Strade bloccate
7)	Monzuno	Bologna	15/05/2010	Edificio danneggiato
8)	Uscio	Genova	08/09/2010	Strade bloccate
9)	Atrani	Salerno	09/09/2010	1 vittima
10)	Genova	Genova	04/10/2010	Autostrada bloccata
11)	Pordenone	Pordenone	05/10/2010	Strade bloccate
12)	Villasimius	Cagliari	10/10/2010	Strade bloccate
13)	Scilla	Reggio Calabria	13/10/2010	Autostrada bloccata
14)	Nord Italia	Massa Carrara Pordenone	31/10/2010	3 vittime
15)	Avezzano	L'Aquila	01/12/2010	Ferrovia bloccata
16)	Tellaro	La Spezia	23/12/2010	Città isolata
17)	Calabria Sicilia	Ascoli Piceno Reggio Calabria Messina	01/03/2011	Strade bloccate

Tebella 1. Casi storici da ottobre 2009 a marzo 2011.

La pendenza dei versanti sembra essere il fattore preponderante per la stabilità dei pendii, anche se il *DEM (Digital Elevation Model)* disponibile con risoluzione di 20 m non permette di considerare condizioni topografiche specifiche.

I valori dei parametri scelti per la modellazione sono riassunti in Tabella 2. Dato che le proprietà geotecniche del terreno sono di difficile valutazione, sono state utilizzate le informazioni derivanti dalla letteratura e da dati misurati localmente. Inoltre, è stato assunto che il valore di coesione dovuto alla presenza delle radici e la coesione efficace siano nulle. Quindi, data l'estensione dell'area geografica nonché la limitata risoluzione dei dati a disposizione, è stato necessario fare diverse assunzioni:

- non sono state incluse informazioni geologiche particolareggiate per la mancanza di informazioni di dettaglio sull'ampia area di studio. Comunque, queste informazioni possono essere incluse nel modello nel caso i dati fossero disponibili;
- lo strato di terreno coinvolto generalmente in questa tipologia di movimenti franosi è caratterizzato da un certo grado di eterogeneità, ma in questo caso è stato considerato che le proprietà del terreno siano omogenee;
- il deflusso superficiale e l'effetto dell'evapo-traspirazione sono considerati globalmente nel bilancio idrico come il 30% dell'altezza di pioggia. Quindi, si assume che soltanto il 70% della pioggia si infiltri nel terreno;
- tutte le assunzioni sono state fatte per rendere il modello applicabile più facilmente su grandi aree e capace di essere impiegato in base ai dati disponibili.

β (°)	H [m]	Φ' (°)	c' [kPa]	n (-)	G_s (-)	A (-)	λ (-)	α (-)	K_T [d ⁻¹]
DEM	1.2	30÷45	0	0.48	2.7	80	0.4	3.4	0.086

Tabella 2. Parametri di *input* del modello *SLIP*.

Il modello *SLIP* è stato implementato in ambiente *GIS* per essere testato sull'intero territorio italiano. Il territorio è stato suddiviso in celle 20mx20m, dove ogni cella è modellata indipendentemente. La pendenza

dei versanti è calcolata sulla base del *DEM* a disposizione, mentre le proprietà geotecniche dei terreni sono state elaborate partendo dalla Carta Litologica (1:500,000). In particolare, per le caratteristiche geotecniche dei terreni superficiali, in mancanza di altri dati disponibili, è stato scelto un unico *set* di parametri. Questi ultimi sono stati stimati sulla base di prove di laboratorio (dove disponibile) e da dati di letteratura. Il grado di saturazione (S_r) è influenzato dalle condizioni climatiche e dalle stagioni. Misure sperimentali mostrano che nelle aree di studio, per le profondità del terreno interessato, S_r generalmente varia tra un minimo di 0.6 in estate e un massimo di 0.9 in inverno (Meisina e Scarabelli, 2007; Montrasio et al., 2010; Valentino et al., 2011). Per questa ragione, i valori di S_r sono stati considerati costanti durante ogni stagione e uguali per l'area analizzata. La Tabella 3 riassume i valori di S_r che sono stati assunti per la modellazione per ogni stagione. Tutti i dati di input sono stati acquisiti da una banca dati in ambiente *GIS*. Per ogni parametro utilizzato nel modello è stata generata una mappa con la stessa risoluzione spaziale (20 m x 20 m).

Stagione	Periodo	S_r
Estate	Luglio-Agosto	0.60
Autunno	Settembre-Ottobre-Novembre	0.75
Inverno e inizio primavera	Dicembre-Gennaio-Febbraio-Marzo-Aprile	0.90
Primavera inoltrata	Maggio-Giugno	0.75

Tabella 3. Dati di input per il grado di saturazione (S_r).

I dati di input sono stati inseriti in forma di *raster* sia per quanto riguarda le caratteristiche del terreno (ϕ' , c' , α , λ , A , k_T , G_s , n) sia per quanto concerne la geometria del pendio (β , H). In particolare per queste applicazioni H è stato considerato pari a 1.2 m ovunque.

Inoltre è stata presa in considerazione una mappa dell'uso del suolo (*CORINE LAND COVER* di livello 3 – Scala 1:100,000) in modo tale da escludere alcune aree dall'analisi di stabilità, poiché la probabilità che accada un *soil slip* in quelle zone è praticamente nulla:

- tessuto urbano continuo;
- aree industriali o commerciali;
- aree portuali;

- aeroporti;
- discariche;
- aree verdi urbane;
- aree sportive e ricreative;
- boschi di latifoglie;
- boschi di conifere;
- spiagge;
- rocce nude;
- ghiacciai e nevi perenni;
- paludi;
- torbiere;
- paludi salmastrate;
- saline;
- zone intertidali;
- corsi d'acqua;
- bacini d'acqua;
- lagune;
- estuari;
- mari e oceani.

Il modello è strettamente correlato alle mappe di precipitazione, ottenute in tempo reale dalle stazioni pluviometriche. Il metodo di interpolazione utilizzato per definire gli schemi di precipitazione è l'inverso del quadrato della distanza, applicato ad ogni punto in rispetto alla posizione del pluviometro.

Al momento il modello produce due mappe del fattore di sicurezza al giorno sulla base delle condizioni meteoriche dei 30 giorni precedenti. Lo *step* di calcolo è di 12 ore, che può essere modificato e ridotto, nel caso di situazioni a rischio. L'*output* del modello può essere rappresentato sia in termini di mappe di fattore di sicurezza per ogni cella elementare di lato 20 m, sia in termini di mappe di indice di instabilità. Tale valore, viene calcolato per ottenere un indice di accadimento dei *soil slip* su di un'ampia area: i risultati ottenuti sulle celle elementari sono stati aggregati considerando un'area di un centesimo di grado di latitudine e un centesimo di grado di longitudine (circa 1 km²).

L'indice di instabilità è stato definito come rapporto tra celle elementari instabili ($F_s \leq 1$) e il numero massimo di celle potenzialmente instabili nell'area di riferimento. Le differenti classi di indice di instabilità sono state definite e ad ognuna è stata assegnata una differente colorazione, in base al livello di criticità.

6.2. Scaletta Zanclea e Giampilieri (Messina): evento del 1° ottobre 2009

L'alluvione di Messina del 2009 è stata una calamità naturale verificatasi in un'area limitata della Sicilia nord-orientale causata da un violento nubifragio, iniziato nella serata del 1° ottobre 2009 e durato tutta la notte fino al mattino del giorno successivo. Il nubifragio ha provocato lo straripamento dei corsi d'acqua e diversi eventi franosi, a cui è seguito lo scivolamento a valle di colate di fango e detriti. Tali eventi calamitosi hanno causato 37 vittime.

L'evento ha colpito una zona immediatamente a sud della città di Messina, lungo la costa ionica, che, malgrado la difficile orografia dei terreni, risulta fortemente antropizzata. I centri più colpiti sono stati Scaletta Marina, nel Comune di Scaletta Zanclea e diverse località del Comune di Messina: Giampilieri Superiore (*Fig.2*), Giampilieri Marina, Altolia, Molino, Santo Stefano di Briga, Briga Superiore e Pezzolo. Si sono avuti anche ingenti danni nella frazione di Guidomandri Superiore e nelle altre località del Comune di Scaletta Zanclea e nel Comune di Itala.



Figura 2. Una delle tante colline franate a Giampilieri Superiore.

In seguito all'evento franoso, che ha investito anche la Strada statale 114 Orientale Sicula, l'autostrada A18 e la ferrovia Messina-Catania, numerosi paesi e frazioni sono rimasti totalmente isolati. Per qualche giorno si sono potuti utilizzare solo i collegamenti marittimi, il che ha ostacolato pesantemente il raggiungimento delle località colpite: la

frazione di Altolia, ad esempio, è stata raggiunta dai soccorritori solo due giorni dopo l'alluvione.

6.2.1. Il modello *SLIP* per l'evento del 1° ottobre 2009

L'Istituto di Geofisica di Messina (altitudine: 57 m s.l.m.; longitudine: 15.553°; latitudine: 38.202°) è risultata la stazione pluviometrica attiva più vicina agli eventi franosi accaduti il 1° ottobre 2009; in sole 6 ore (dalle ore 18:00 alle ore 00:00) sono stati registrati circa 70 mm di pioggia. In Figura 3, si può notare che anche altre aree della Regione Sicilia, e non solo, sono state colpite da fenomeni piovosi di analoga intensità, che però, in base ai dati in possesso, non hanno dato luogo ad alcun innesco di movimenti franosi.

I risultati dell'applicazione del modello d'innesco *SLIP* sono visualizzati mediante mappe del fattore di sicurezza (*Fig.4*) e dell'indice di instabilità relativo (*Fig.5*) della zona d'interesse.

In Figura 4 si può osservare il crollo del fattore di sicurezza al di sotto della soglia limite ($F_s \leq 1$), evidenziato dalle aree di colore rosso, laddove si sono effettivamente innescati i movimenti franosi: evidentemente il modello d'innesco sovrastima le aree instabili. Inoltre, in Figura 5, si può rilevare l'indicazione di un'elevata pericolosità, evidenziata dalle aree di colore viola, fornita dall'indice di instabilità relativo; ciò sta ad indicare una notevole quantità di aree instabili e quindi un'elevata probabilità d'innesco delle frane.

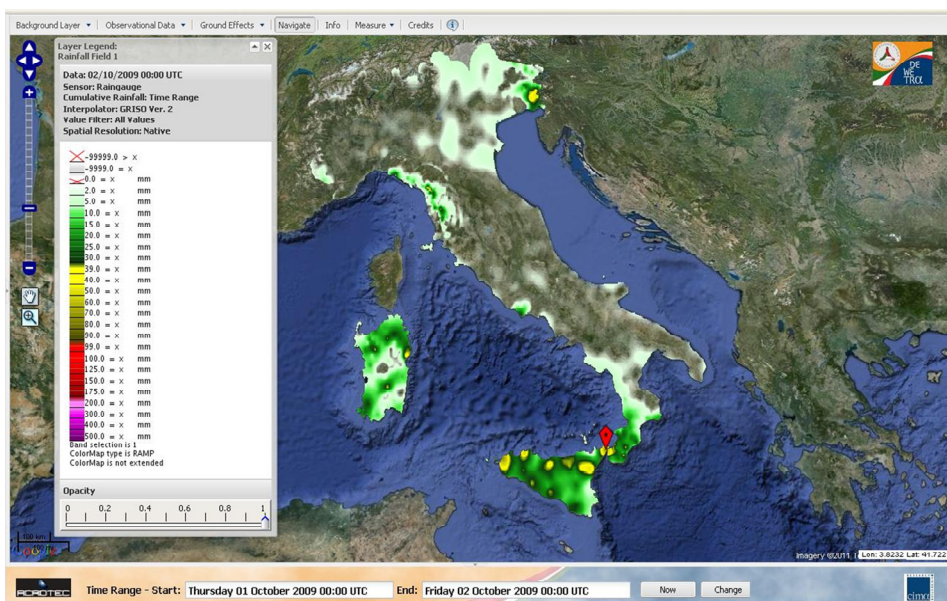


Figura 3. Mappa di pioggia per l'evento del 1° ottobre 2009.

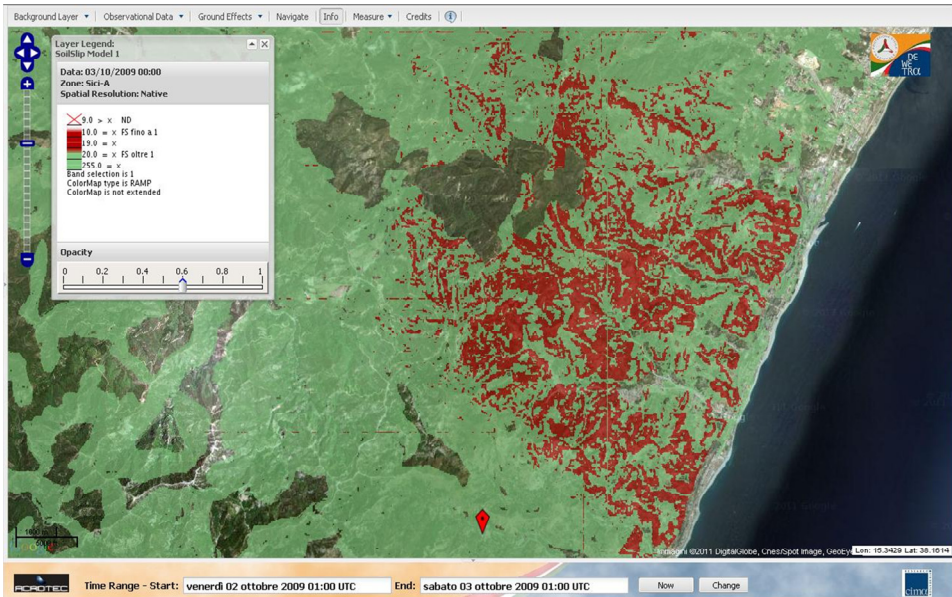


Figura 4. Mappa del fattore di sicurezza per l'evento del 1° ottobre 2009 a Scaletta Zanclea.

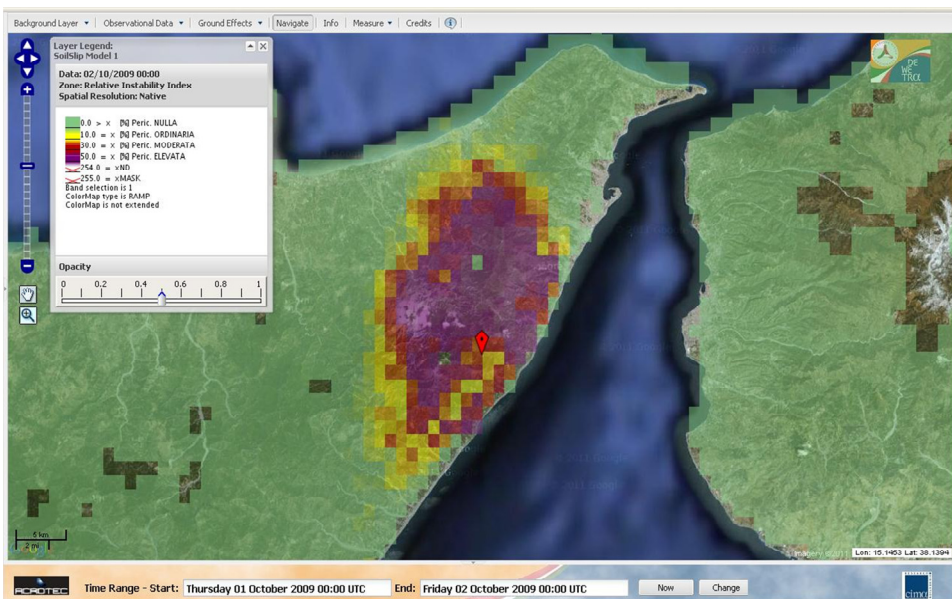


Figura 5. Mappa dell'indice di instabilità relativo per l'evento del 1° ottobre 2009 a Scaletta Zanclea.

6.3. Casamicciola Terme (Napoli): evento del 10 novembre 2009

Il nubifragio, che ha colpito Casamicciola Terme, uno dei sei Comuni dell'isola di Ischia, si è scatenato poco dopo le ore 08:00 del 10 novembre 2009, causando alcune frane che si sono staccate dal monte Epomeo (*Fig.6*) e provocando il trascinamento sulla strada e in mare di fango e massi. Il tragico evento ha causato un morto e 30 feriti. Inoltre, alcune zone dell'isola, sono rimaste completamente isolate ed è stato possibile raggiungerle unicamente via mare o via aria.



Figura 6. La frana che ha avuto luogo a Casamicciola Terme (Napoli).

6.3.1. Il modello *SLIP* per l'evento del 10 novembre 2009

L'isola di Ischia è dotata di quattro stazioni pluviometriche:

- Monte Epomeo (alt.: 390 m s.l.m.; long.: 13.899°; lat.: 40.722°),
- Piano Liguori (alt.: 320 m s.l.m.; long.: 13.950°; lat.: 40.711°),
- Forio (alt.: 340 m s.l.m.; long.: 13.879°; lat.: 40.732°)
- Ischia (alt.: 35 m s.l.m.; long.: 13.947°; lat.: 40.740°).

Tutte le stazioni pluviometriche hanno registrato un evento piovoso il 10 novembre del 2009, ma in particolare le ultime due hanno rilevato oltre 100 mm di pioggia nell'arco di dieci ore (dalle ore 01:00 alle ore 11:00) indicando una concentrazione dell'evento piovoso nella parte settentrionale dell'isola.

In Figura 7 si può notare che, nella data in esame, nessun'altra zona del territorio nazionale è stata colpita da un evento piovoso di analoga intensità, infatti non si sono registrate altre segnalazioni d'innesco di frane.

I risultati dell'applicazione del modello d'innesco *SLIP* sono visualizzati mediante mappe del fattore di sicurezza (*Fig.8*) e dell'indice di instabilità relativo (*Fig.9*) della zona d'interesse.

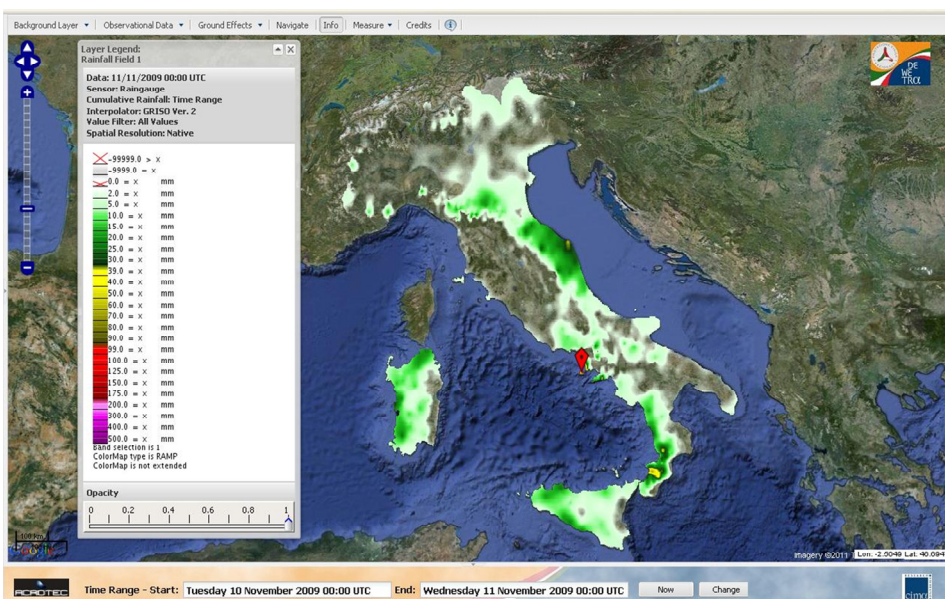


Figura 7. Mappa di pioggia per l'evento del 10 novembre 2009.

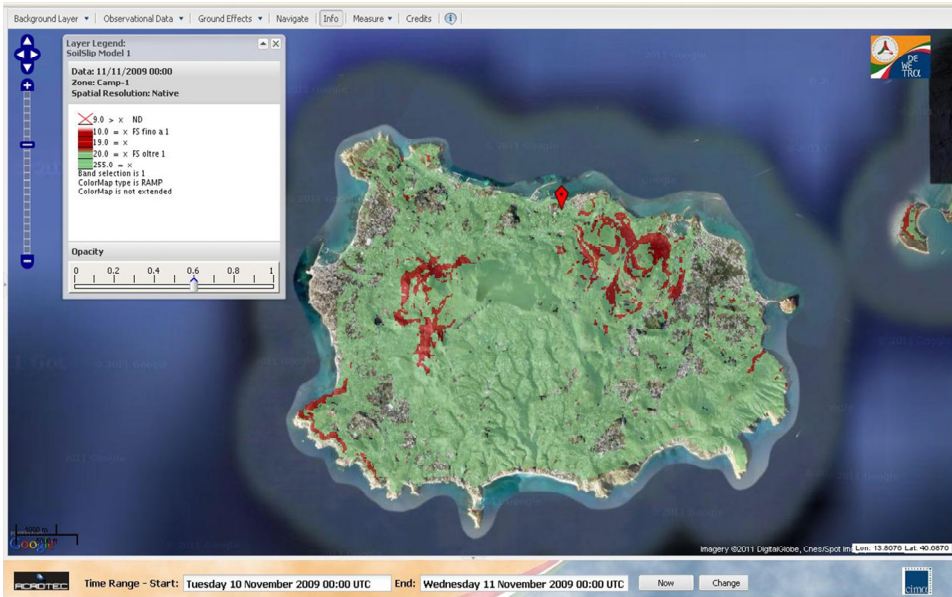


Figura 8. Mappa del fattore di sicurezza per l'evento del 10 novembre 2009 a Casamicciola Terme.

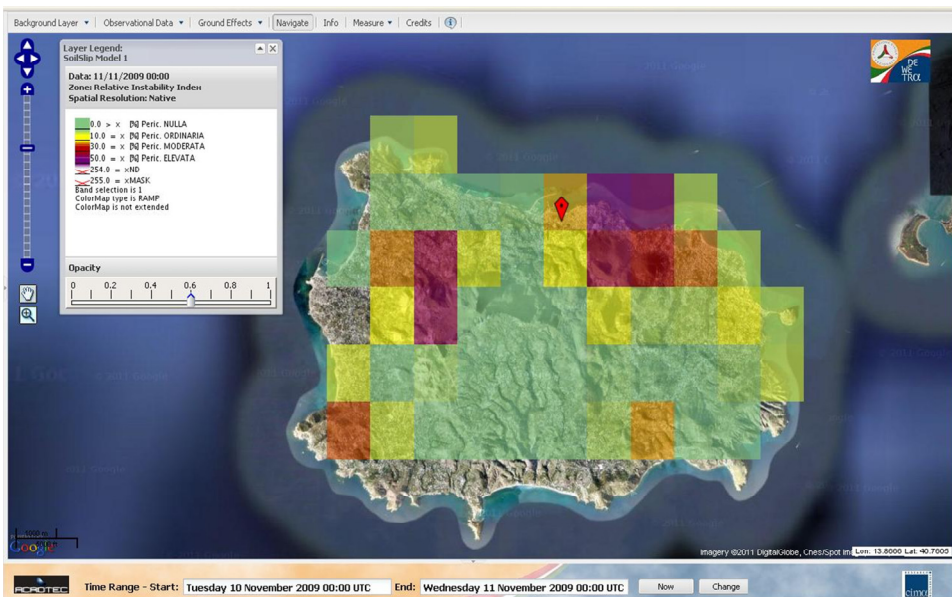


Figura 9. Mappa dell'indice di instabilità relativo per l'evento del 10 novembre 2009 a Casamicciola Terme.

In Figura 8 si può osservare il crollo del fattore di sicurezza al di sotto della soglia limite ($F_s \leq 1$), evidenziato dalle aree di colore rosso, laddove si sono effettivamente innescati i movimenti franosi, ma anche in aree

limitrofe, per le quali non si ha notizia di movimenti franosi. Inoltre, in Figura 9, si può rilevare che il modello d'innescò indica, per mezzo dell'indice di instabilità relativo, almeno un grado di pericolosità ordinario per buona parte dell'isola, ma in particolare, per il Comune di Casamicciola Terme il livello di pericolosità risulta elevato.

6.4. Evento del 24 dicembre 2009

L'alluvione che ha colpito il centro e nord Italia, in particolare Toscana, Liguria, Lombardia e Friuli Venezia Giulia il 24 dicembre 2009, ha causato ingenti danni per effetto dello straripamento di numerosi corsi d'acqua e l'innescò di movimenti franosi su molti versanti. A titolo di esempio si riporta in Figura 10 quanto è accaduto a Tarcento, Comune della Provincia di Udine.



Figura 10. La frana che ha avuto luogo a Tarcento (Udine).

6.4.1. Il modello *SLIP* per l'evento del 24 dicembre 2009

In Figura 11 è riportata la mappa di pioggia per l'evento piovoso del 24 dicembre 2009: dall'osservazione della mappa si può notare che gran parte del centro e nord Italia è stato investito da abbondanti precipitazioni, con un'altezza di pioggia di oltre 200 mm in 24 ore.

In Toscana, le stazioni pluviometriche di Orto di Donna, in Provincia di Lucca, e di Pian di Novello, in Provincia di Pistoia, hanno registrato rispettivamente, nella data in esame, 260.2 mm e 216.8 mm di pioggia. In Liguria, le stazioni pluviometriche, di Barbanelata e Cabanne, in Provincia di Genova, hanno entrambe registrato oltre 250 mm di pioggia. Infine, in Provincia di Udine, ben sei stazioni pluviometriche hanno rilevato oltre 200 mm di pioggia, così come quella di Clauzetto, in Provincia di Pordenone.

Data l'eccezionalità dell'evento e le numerose aree coinvolte non possono essere riportati i risultati del fattore di sicurezza, i quali possono essere comunque sintetizzati indicativamente, in Figura 12, dall'andamento dell'indice di instabilità relativo, che indica per numerose aree un grado di pericolosità elevato. Evidentemente il risultato prodotto dal modello d'innesco sovrastima le aree con un certo grado di pericolosità.

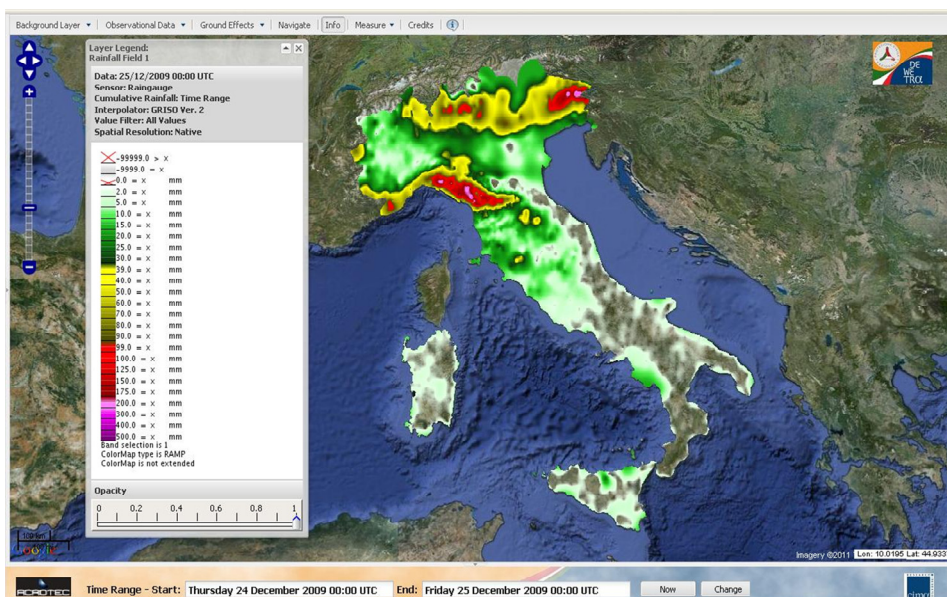


Figura 11. Mappa di pioggia per l'evento del 25 dicembre 2009.

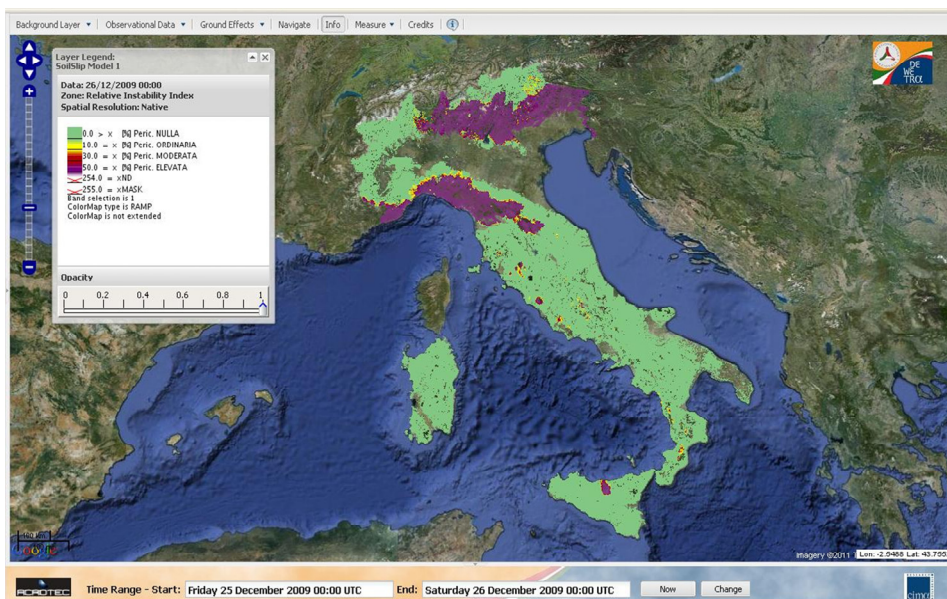


Figura 12. Mappa dell'indice di instabilità relativo per l'evento del 25 dicembre 2009.

6.5. San Fratello (Messina) e Maierato (Vibo Valentia): evento del 14-15 febbraio 2010.

Il 14 febbraio 2010, il territorio di San Fratello (*Fig.13*), a seguito di un nubifragio durato 48 ore, è stato devastato da una frana verificatasi tra il quartiere denominato "Stazzone" e la contrada "Riana", posti sul versante nord-est del paese. Le conseguenze di tale evento hanno costretto buona parte degli abitanti di San Fratello ad abbandonare le proprie abitazioni. Situazione analoga, o forse peggiore, in Calabria, dove si sono innescate centinaia di frane, famiglie evacuate e gravi disagi alla circolazione stradale.



Figura 13. Una delle frane accadute a San Fratello (Messina).



Figura 14. La voragine che si è aperta a Maierato (Vibo Valentia)

Una frana ha interrotto la statale 552 nei pressi di Pizzo Calabro. Un'altra si è verificata a Maierato (*Fig. 14*), nel Vibonese; è stata emergenza idrica anche a Catanzaro a causa di una frana che ha provocato l'interruzione dell'acquedotto.

6.5.1. Il modello *SLIP* per l'evento del 14-15 febbraio 2010

In Figura 15 è riportata la mappa di pioggia per l'evento del 14-15 febbraio 2010, in cui si osserva un evento piovoso di carattere non particolarmente intenso, ma pressoché omogeneo sulle Regioni Sicilia e Calabria. Infatti, il pluviometro di San Fratello, nella Provincia di Messina, nella data in esame, ha rilevato solamente 27.9 mm di pioggia. Questa è sicuramente la ragione per cui il modello d'innescò utilizzato non rileva alcuna area instabile mediante il fattore di sicurezza e chiaramente nemmeno per mezzo dell'indice di instabilità relativo. Per questo motivo i risultati della modellazione non risultano significativi e non vengono riportati.

Per l'evento di Maierato si è riscontrata una situazione del tutto analoga, infatti la stazione pluviometrica attiva più vicina all'evento è risultata essere Vibo Marina, la quale dista circa sei chilometri, e nella data in esame, ha rilevato solamente 33 mm di pioggia; per tale ragione il fattore di sicurezza crolla al di sotto della soglia limite ($F_s \leq 1$) solamente in aree limitrofe a quella d'interesse (Fig.16), allo stesso modo anche l'indice d'instabilità relativo (Fig.17)

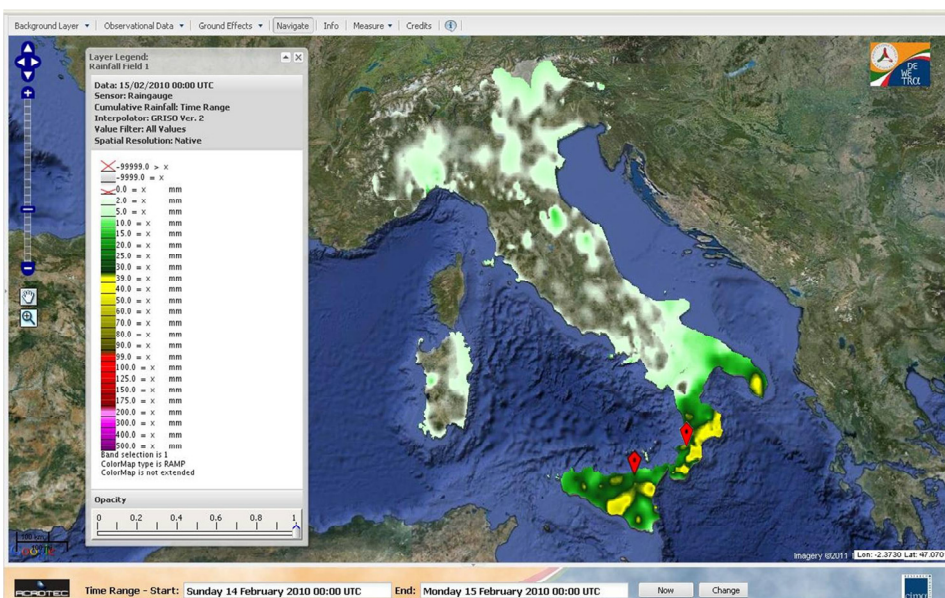


Figura 15. Mappa di pioggia per l'evento del 14-15 febbraio 2010 a San Fratello e Maierato.

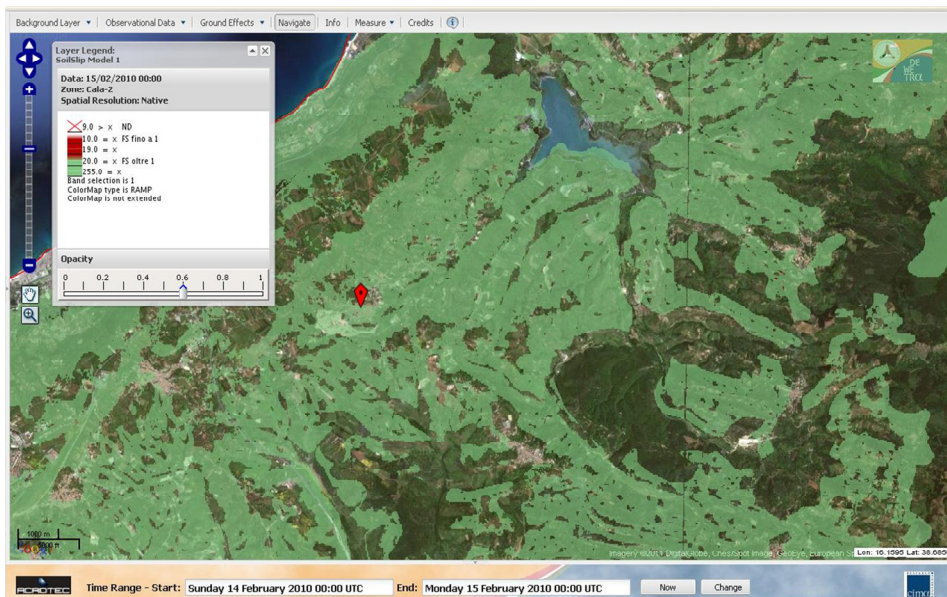


Figura 16. Mappa del fattore di sicurezza per l'evento del 14-15 febbraio 2010 a Maierato.

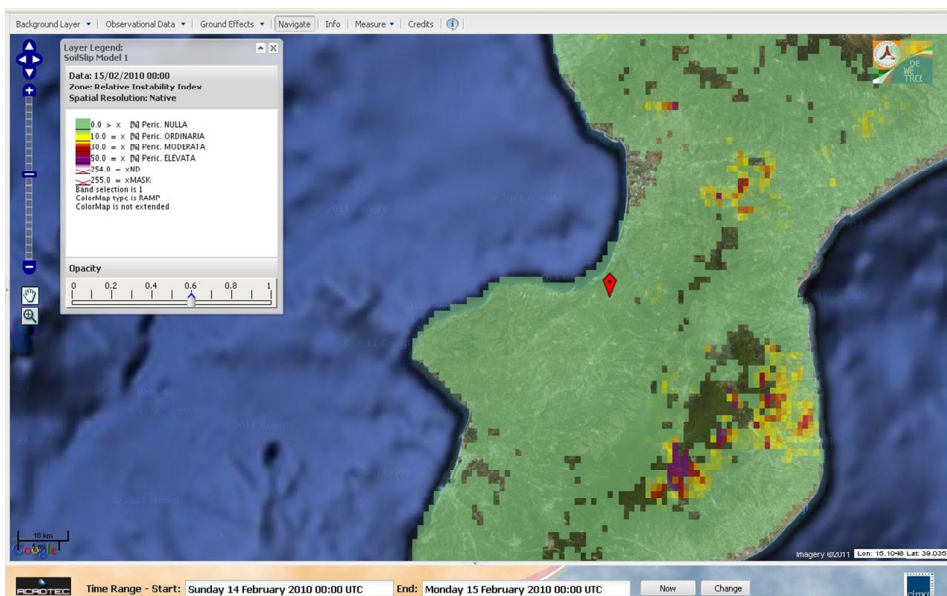


Figura 17. Mappa dell'indice di instabilità relativo per l'evento del 14-15 febbraio 2010 a Maierato.

Come ricordato al paragrafo 6.5., tra il 14 e il 15 febbraio 2010, si sono innescate numerose frane anche nella Provincia di Catanzaro ed in Figura 17, mediante l'indice d'instabilità relativo, si può osservare come il

modello d'innescò individui alcune aree con elevato livello di pericolosità, laddove si ha notizia dell'innescò di questi movimenti franosi.

6.6. Evento del 4 aprile 2010

Il 4 aprile 2010, nei pressi di Varese, si è abbattuto un violento nubifragio che a Germignaga ha innescato una frana facendo precipitare oltre 500 metri cubi di rocce e terra (*Fig.18*). Per questo motivo è stata evacuata una casa con tre famiglie e bloccata, a scopo precauzionale la statale 394.



Figura 18. La frana che ha avuto luogo a Germignaga (Varese).

6.6.1. Il modello *SLIP* per l'evento del 4 aprile 2010

In Figura 19 si riporta la mappa di pioggia per l'evento del 4 aprile 2010, in cui si possono osservare eventi piovosi di discreta intensità in diverse regioni del centro e nord Italia. In particolare, la stazione pluviometrica di Varese (altitudine: 404 m s.l.m.; longitudine: 8.824°; latitudine: 45.833°) ha registrato oltre 60 mm di pioggia, che hanno innescato una frana di cui si mostra un'immagine in Figura 18.

Il modello d'innesco adottato individua la localizzazione della frana citata mediante il crollo del fattore di sicurezza al di sotto della soglia limite ($F_s \leq 1$) (Fig.20); analogamente, in Figura 21, l'indice di instabilità relativo mostra un elevato livello di pericolosità.

A causa delle abbondanti piogge, il modello d'innesco *SLIP* indica altre aree con un grado di pericolosità elevato (in Toscana, Liguria ed Emilia Romagna) dove tuttavia non si ha notizia d'innesco di frane.

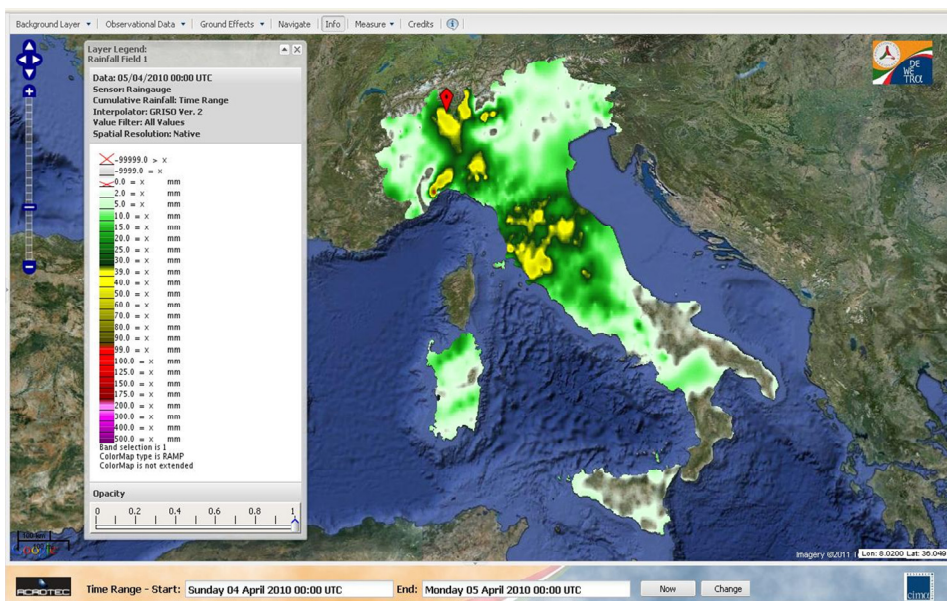


Figura 19. Mappa di pioggia per l'evento del 4 aprile 2010.

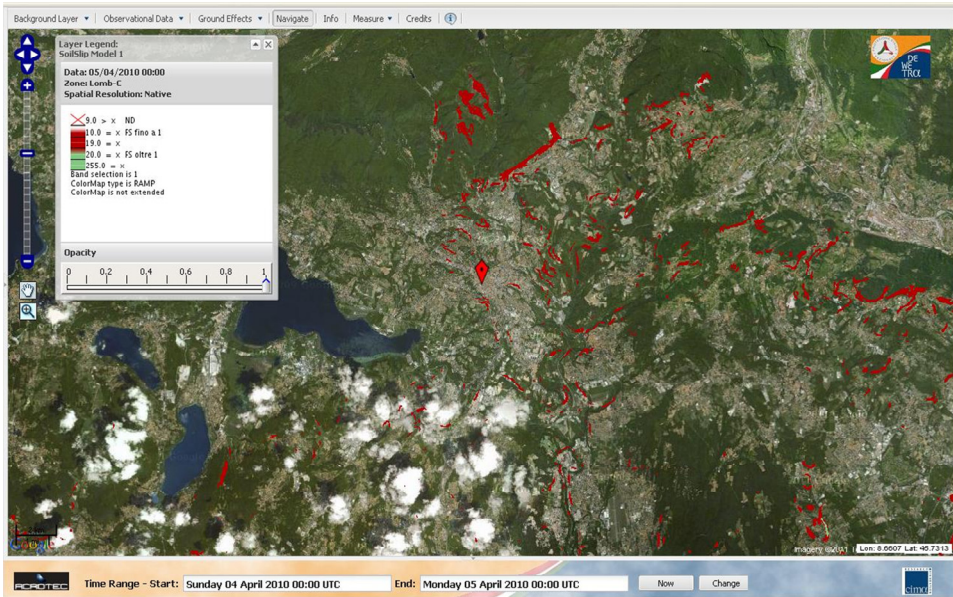


Figura 20. Mappa del fattore di sicurezza per l'evento del 4 aprile 2010 a Germignaga.

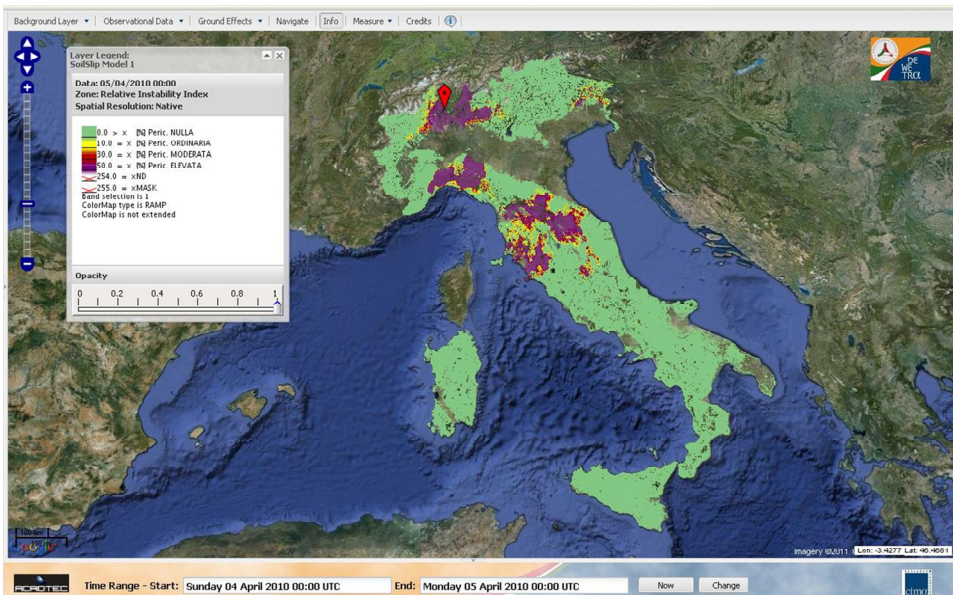


Figura 21. Mappa dell'indice di instabilità relativo per l'evento del 4 aprile 2010.

6.7. Monzuno (Bologna): evento del 15 maggio 2010

A seguito delle intense precipitazioni che per due giorni hanno colpito l'Emilia Romagna, una frana (*Fig.22*) ha investito nella tarda serata del 15 maggio 2010 una zona di Vado, frazione di Monzuno sull'Appennino bolognese, e ventitré famiglie, per un totale di 60 persone, sono state evacuate. La frana ha gravemente danneggiato una palazzina con quattro appartamenti.



Figura 22. La frana che ha avuto luogo a Monzuno (Bologna).

6.7.1. Il modello *SLIP* per l'evento del 15 maggio 2010

La stazione pluviometrica attiva più vicina all'evento franoso accaduto a Monzuno il 15 Maggio 2010 è risultata essere quella di Madonna dei Fornelli (altitudine: 900 m s.l.m.; longitudine: 11.257°; latitudine: 44.229°) che dista quasi dieci chilometri dal sito d'interesse. Il pluviometro della stazione ha registrato, nella data in esame, 57.2 mm di pioggia con un'intensità oraria massima di soli 7 mm·h⁻¹. In Figura 23 si può osservare come nella data in esame l'intera Regione Emilia Romagna sia stata soggetta ad un evento piovoso di discreta intensità.

Utilizzando i livelli informativi a scala nazionale per la definizione dei parametri geotecnici (Carta Litotecnica in scala 1:500,000), le indicazioni fornite dal modello *SLIP* sia mediante il fattore di sicurezza sia attraverso l'indice di instabilità relativo, non permettono di cogliere la localizzazione del movimento franoso accaduto e perciò, non risultando significative, non vengono riportate.

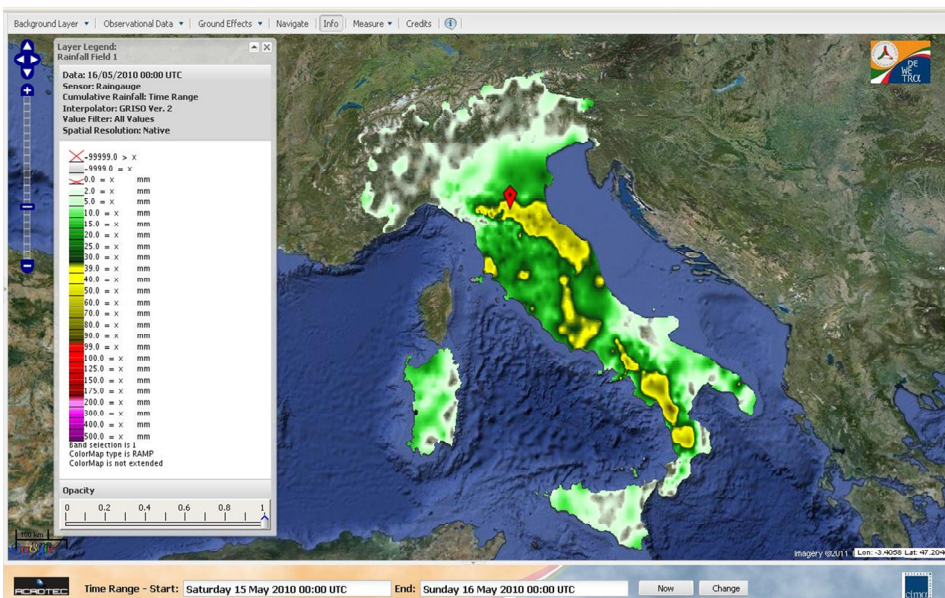


Figura 23. Mappa di pioggia per l'evento del 15 maggio 2010.

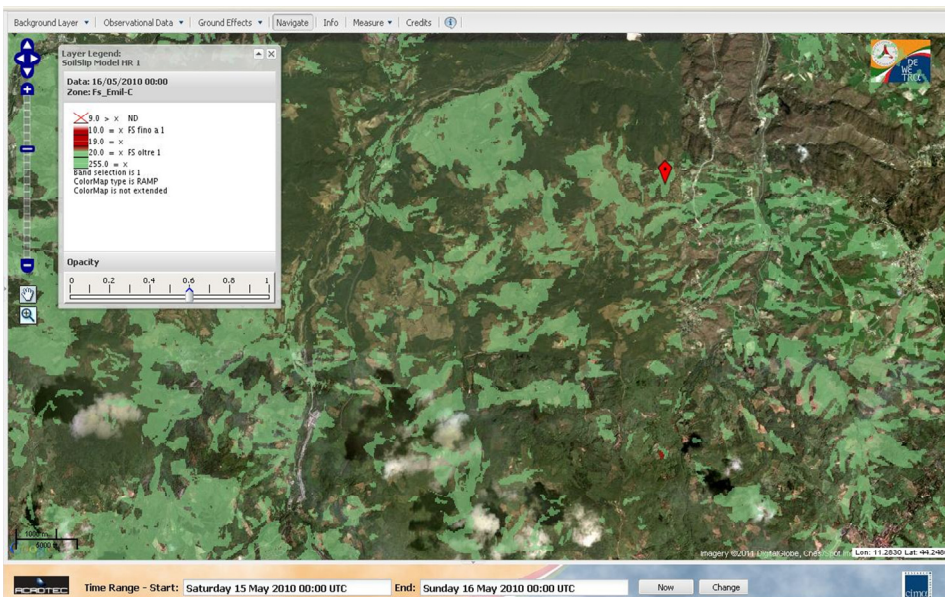


Figura 24. Mappa del fattore di sicurezza per l'evento del 15 maggio 2010 a Monzuno.

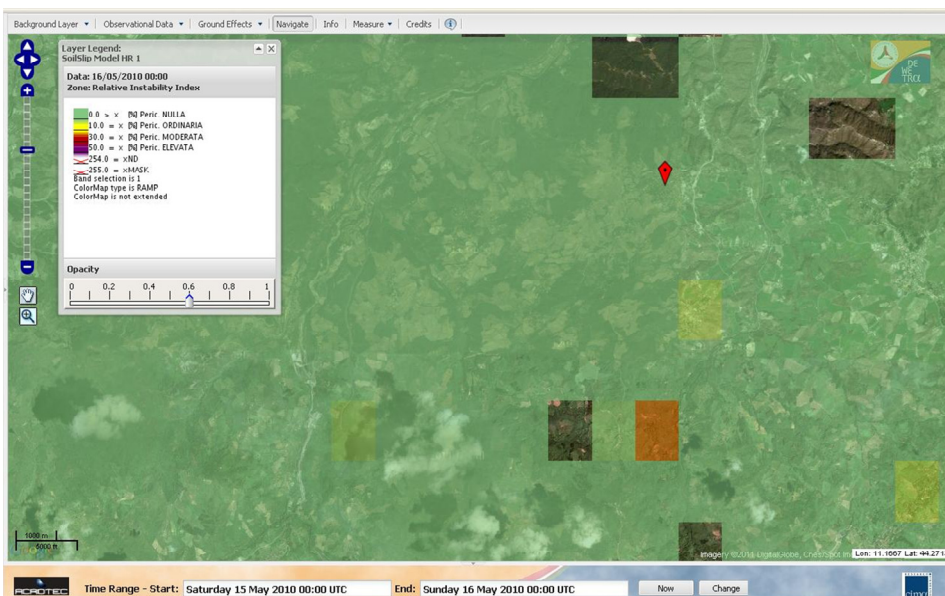


Figura 25. Mappa dell'indice di instabilità relativo per l'evento del 15 maggio 2010 a Monzuno.

La modellazione, tuttavia, migliora decisamente utilizzando livelli cartografici di partenza di maggiore dettaglio (Carta Litotecnica e Carta delle Coperture dell'Emilia Romagna in scala 1:10,000); infatti il modello

SLIP, per mezzo del fattore di sicurezza, individua alcune aree instabili nelle immediate vicinanze della localizzazione della frana (*Fig.24*) e allo stesso modo l'indice di instabilità relativo mostra un livello di pericolosità ordinario o leggermente superiore (*Fig.25*).

6.8. Uscio (Genova): evento dell'8 settembre 2010

Le forti piogge della notte del 7 settembre 2010 hanno colpito soprattutto la zona piú vicina a Genova. Fra le 5 e le 6 del mattino successivo, una frana è accaduta a Terrile, frazione di Uscio, alle spalle della cittadina di Recco: il fango, sceso su un fronte di una cinquantina di metri, ha bloccato non solo la strada, ma anche il sentiero, isolando completamente le circa 350 persone che abitano nella zona.



Figura 26. La frana che ha avuto luogo a Uscio (Genova).

6.8.1. Il modello SLIP per l'evento dell'8 settembre 2010

La stazione pluviometrica attiva più vicina all'evento è risultata essere quella di Bargagli (altitudine 702 m s.l.m.; longitudine 9.108°; latitudine 44.437°), la quale ha misurato, in sole tre ore, oltre 190 mm di pioggia. In Figura 27, si può osservare la concentrazione e la particolare intensità dell'evento piovoso nel levante Ligure.

I risultati della modellazione sono mostrati tramite il fattore di sicurezza (Fig.28) e l'indice di instabilità relativo (Fig.29). Il primo, mostra il crollo del fattore di sicurezza al di sotto della soglia limite ($F_s \leq 1$), il secondo, un elevato livello di pericolosità, esclusivamente nei pressi della zona coinvolta dal movimento franoso.

Al momento, non si riesce ad identificare una spiegazione plausibile per il risultato ottenuto, poiché l'evento piovoso analizzato è particolarmente intenso e il modello d'innesco individua numerose aree instabili nei versanti limitrofi, dove l'unica variabile che sembra giocare un ruolo determinante è l'inclinazione dei pendii in esame.

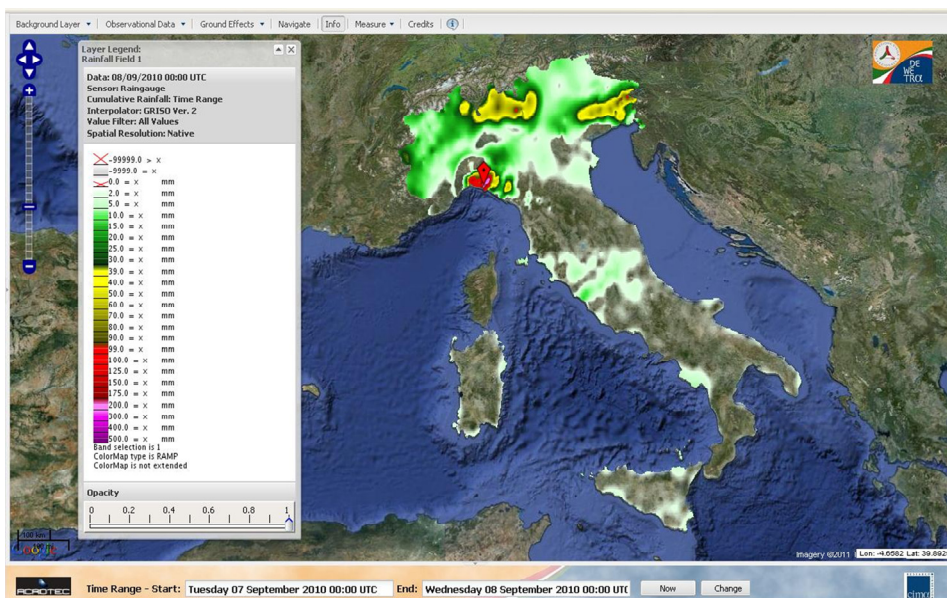


Figura 27. Mappa di pioggia per l'evento dell'8 settembre 2010.

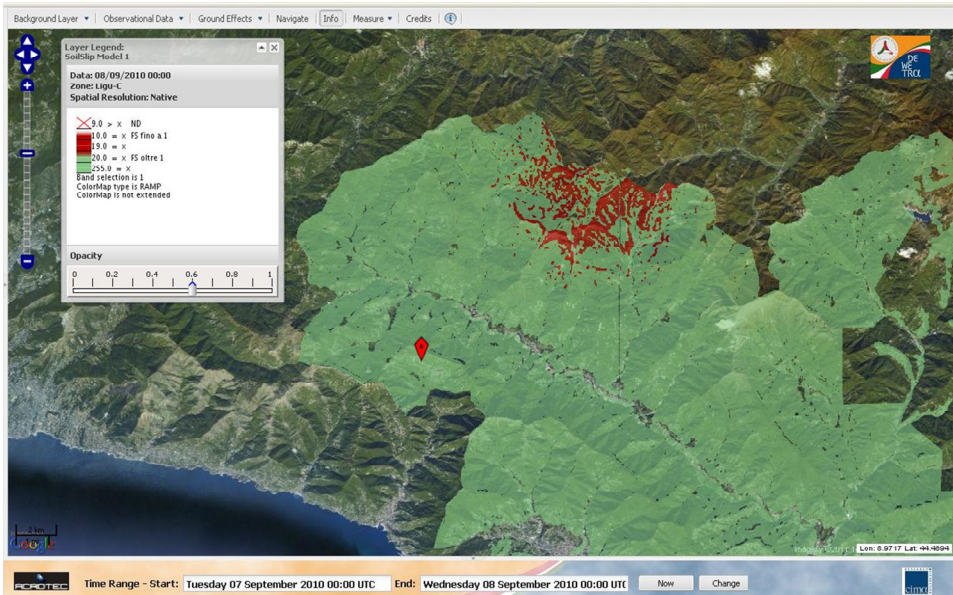


Figura 28. Mappa del fattore di sicurezza per l'evento dell'8 settembre 2010 a Uscio.

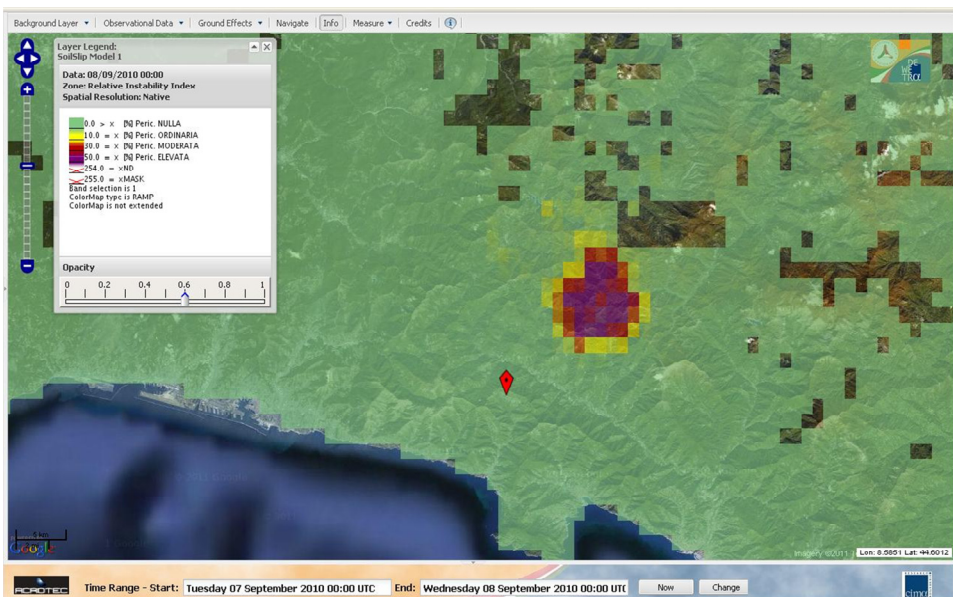


Figura 29. Mappa dell'indice di instabilità relativo per l'evento dell'8 settembre 2010 a Uscio.

6.9. Atrani (Salerno): evento del 9 settembre 2010

Il 9 settembre 2010, per le abbondanti precipitazioni temporalesche che hanno interessato gran parte della Costiera Amalfitana, è straripato il torrente Dragone, che ha invaso con acqua e fango le strade del corso principale e del centro storico di Atrani trascinandò verso il mare auto, moto e detriti, distruggendo gran parte delle attività commerciali presenti lungo il corso e in piazzetta ed aprendo una voragine all'altezza di Traversa dei Dogi e provocando un morto. Inoltre, frane e smottamenti si registrano in tutti i Comuni della costa; infatti a Tramonti uno smottamento si è verificato su una strada interna causando il blocco totale del traffico, tre autobus turistici sono rimasti bloccati. A Scala eventi franosi si sono verificati nella frazione di Santa Caterina.



Figura 30. La spiaggia di Atrani dopo l'alluvione del 9 settembre.

6.9.1. Il modello *SLIP* per l'evento del 9 settembre 2010

La stazione pluviometrica attiva più vicina all'evento è risulta essere quella di Ravello (altitudine: 398 m s.l.m.; latitudine: 40.652°; longitudine: 14.607°), la cui strumentazione ha rilevato in sole 4 ore (dalle ore 14:00 alle ore 18:00 del 9 settembre 2010) oltre 100 mm di pioggia.

In Figura 31, è evidente l'intensità della pioggia, evidenziata dal colore rosso, e la concentrazione dell'evento piovoso sulla costa Amalfitana.

In questo caso si può affermare che il modello d'innesco adottato individua con ottima approssimazione la localizzazione degli eventi franosi, sia mediante il fattore di sicurezza sia attraverso l'indice di instabilità relativo, il quale determina un livello di pericolosità ordinario o di poco superiore.

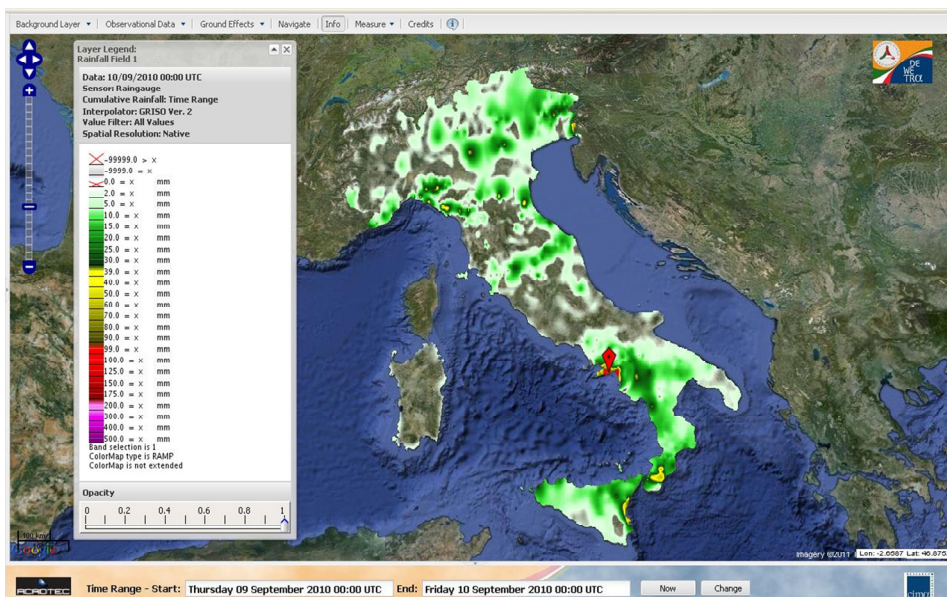


Figura 31. Mappa di pioggia per l'evento del 9 settembre 2010.

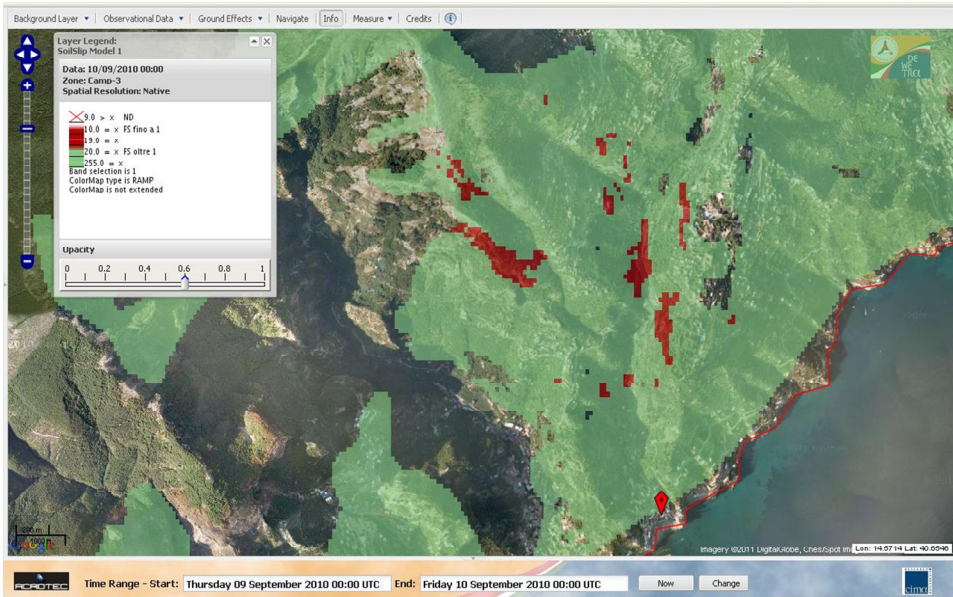


Figura 32. Mappa del fattore di sicurezza per l'evento del 9 settembre 2010 a Atrani.

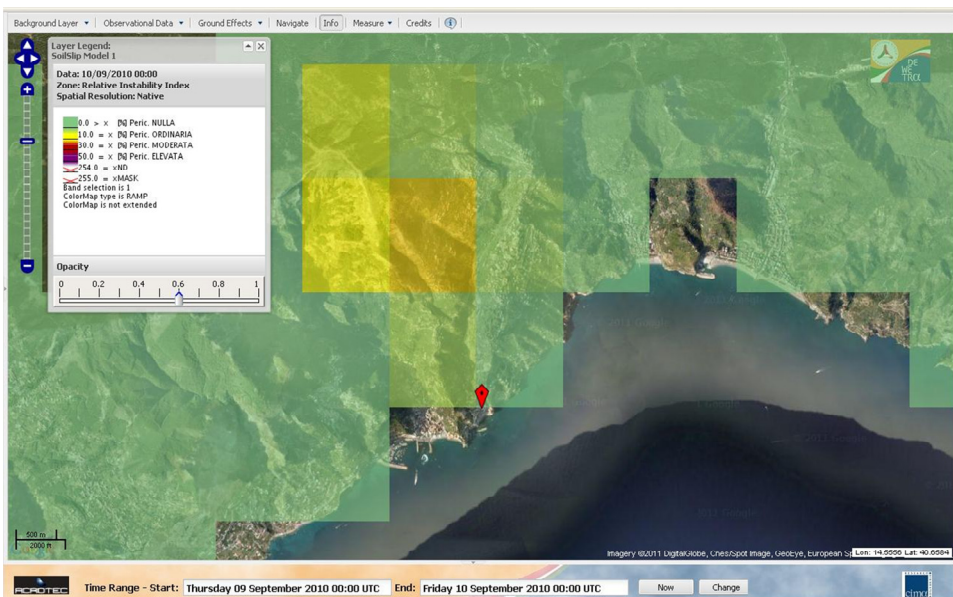


Figura 33. Mappa dell'indice di instabilità relativo per l'evento del 9 settembre 2010 a Atrani

6.10. Liguria: evento del 4 ottobre 2010

Il 4 ottobre 2010 si è abbattuto su buona parte della Liguria un violento nubifragio che ha causato smottamenti su diversi versanti: dalle alture di Sampierdarena (Fossato, Campasso), ad alcuni tratti dell'autostrada ligure e per finire sulla rete ferroviaria; per questa ragione è stata chiusa la Genova-Ovada ed il traffico è stato dirottato sulla linea per Alessandria, con inevitabili ritardi e disagi.



Figura 34. Una delle frane accadute in Liguria a seguito del nubifragio del 4 ottobre 2010.

6.10.1. Il modello *SLIP* per l'evento del 4 ottobre 2010

Il 4 ottobre 2010 quasi tutte le stazioni pluviometriche delle Province di Genova e Savona hanno registrato oltre 200 mm di pioggia giornalieri; in particolare, la stazione pluviometrica di Monte Gazzo, in Provincia di Genova, ha rilevato in sole sei ore (dalle ore 07:00 alle ore 13:00) quasi 400 mm di pioggia, indicando l'eccezionalità dell'evento studiato. Per questa ragione, i risultati del modello d'innesco, mediante il calcolo del fattore di sicurezza (*Fig.36*) e dell'indice di instabilità relativo (*Fig.37*), indicano per mezzo del primo ampie aree instabili e, riguardo al secondo, un elevato livello di pericolosità in numerose zone. Evidentemente, il risultato della modellazione sovrastima le aree instabili rispetto a quelle in cui le frane sono realmente accadute. Inoltre, per la stessa data, il modello *SLIP* indica ulteriori aree ad alto livello di pericolosità nelle Province di Verbano, Vercelli e Biella (*Fig.37*); infatti anche in Piemonte si è abbattuto un violento nubifragio e la stazione pluviometrica di Sambughetto, in Provincia di Verbano ha rilevato oltre 200 mm di pioggia. Tuttavia, alle Autorità preposte non è pervenuta alcuna segnalazione di innesco di movimenti franosi che abbiano interessato la popolazione.

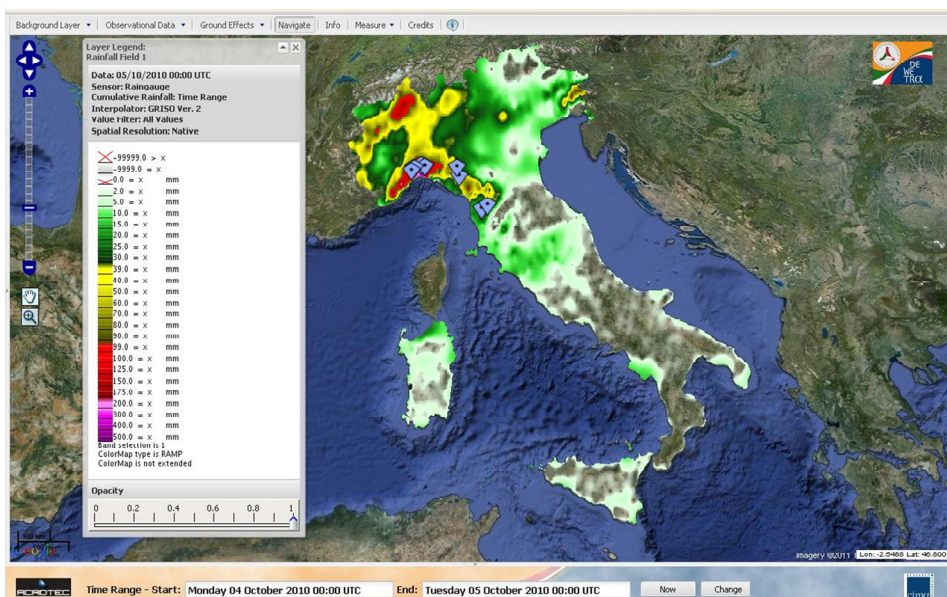


Figura 35. Mappa di pioggia per l'evento del 4 ottobre 2010.

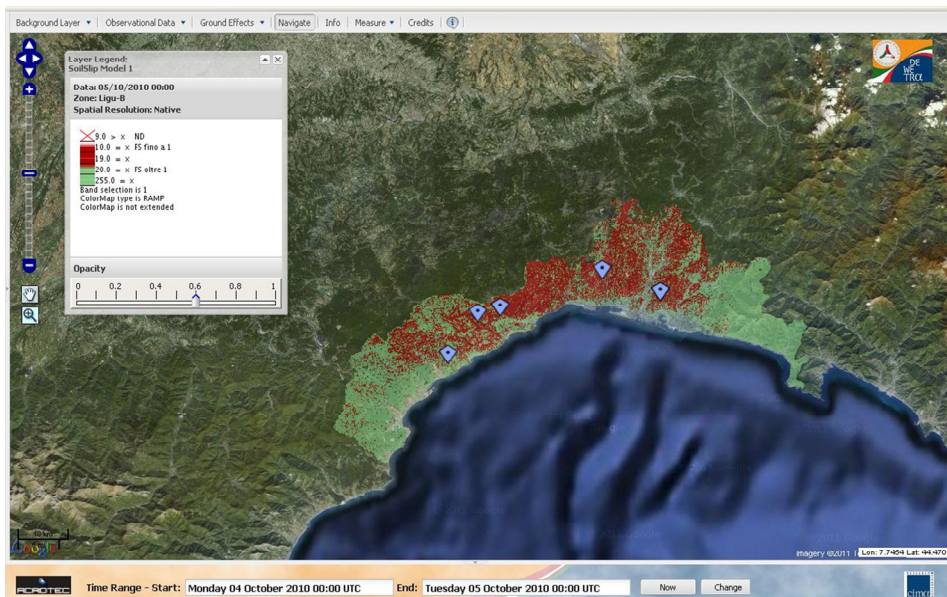


Figura 36. Mappa del fattore di sicurezza per l'evento del 4 ottobre 2010 in Liguria.

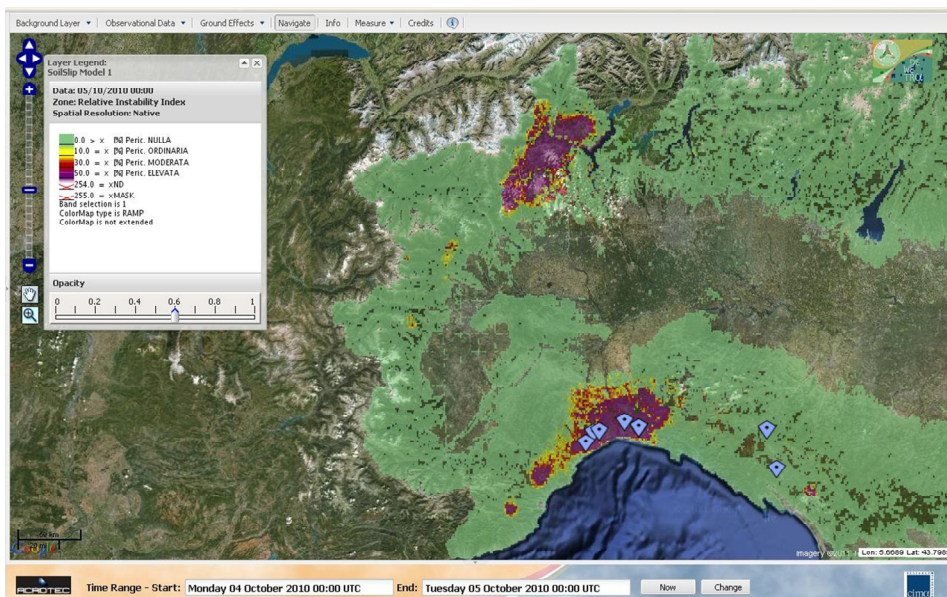


Figura 37. Mappa dell'indice di instabilità relativo per l'evento del 4 ottobre 2010.

6.11. Pordenone: evento del 5 ottobre 2010

La perturbazione che ha messo in ginocchio Genova e ha causato tre vittime a Prato, anche in provincia di Pordenone ha provocato danni, disagi e feriti. Diversi i piccoli movimenti franosi e gli smottamenti, in particolare nella Valcolvera e in Valtramontina. Problemi anche a Vito d'Asio, con allagamenti di scantinati e piú di qualche smottamento in arterie secondarie.

6.11.1. Il modello *SLIP* per l'evento del 5 ottobre 2010

La stazione pluviometrica di Piancavallo (altitudine: 1280 m s.l.m.; latitudine: 46.108°; longitudine: 12.532°), in Provincia di Pordenone, nella data in esame ha rilevato oltre 200 mm di pioggia in sole nove ore (dalle ore 00:00 alle ore 09:00), indicando una precipitazione particolarmente intensa che ha provocato, oltre a movimenti franosi, anche allagamenti.

I risultati dell'applicazione del modello d'innescò *SLIP* sono visualizzati mediante mappe del fattore di sicurezza (*Fig.39*) e dell'indice di instabilità relativo (*Fig.40*) della zona d'interesse. In Figura 39 si può osservare il crollo del fattore di sicurezza al di sotto della soglia limite ($F_s \leq 1$), evidenziato dalle aree di colore rosso, in corrispondenza delle aree in cui si sono effettivamente innescati i movimenti franosi: evidentemente, anche in questo caso, il modello d'innescò sovrastima le aree instabili, ma, data la vicinanza con gli eventi realmente accaduti, si può ipotizzare l'innescò di altri movimenti franosi che non hanno interferito con le infrastrutture e la popolazione.

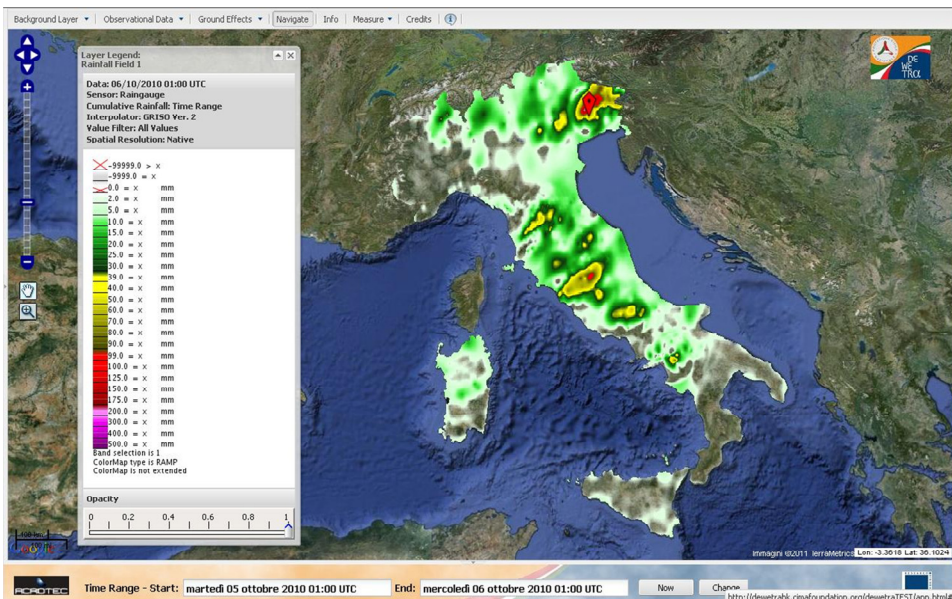


Figura 38. Mappa di pioggia per l'evento del 5 ottobre 2010.

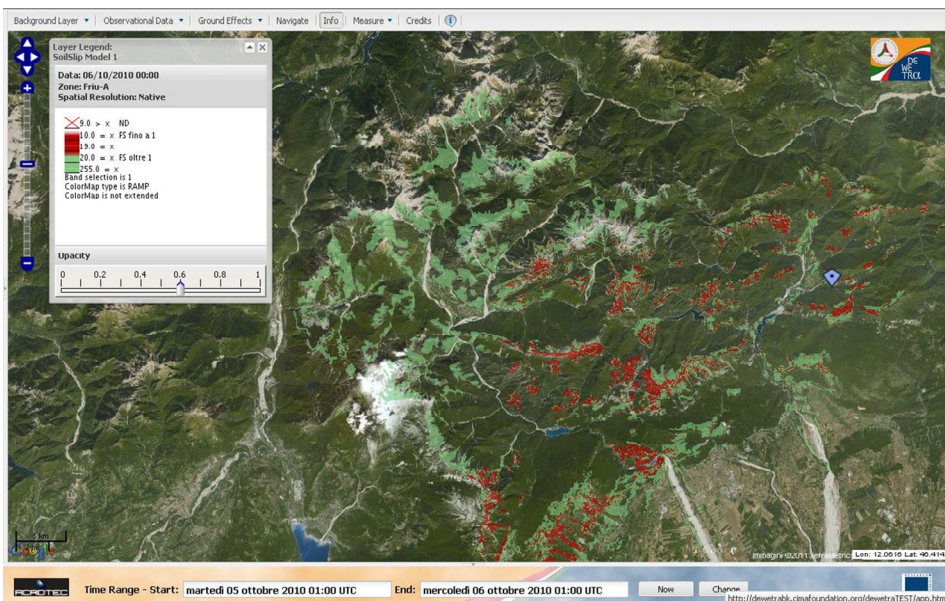


Figura 39. Mappa del fattore di sicurezza per l'evento del 5 ottobre 2010 a Pordenone.

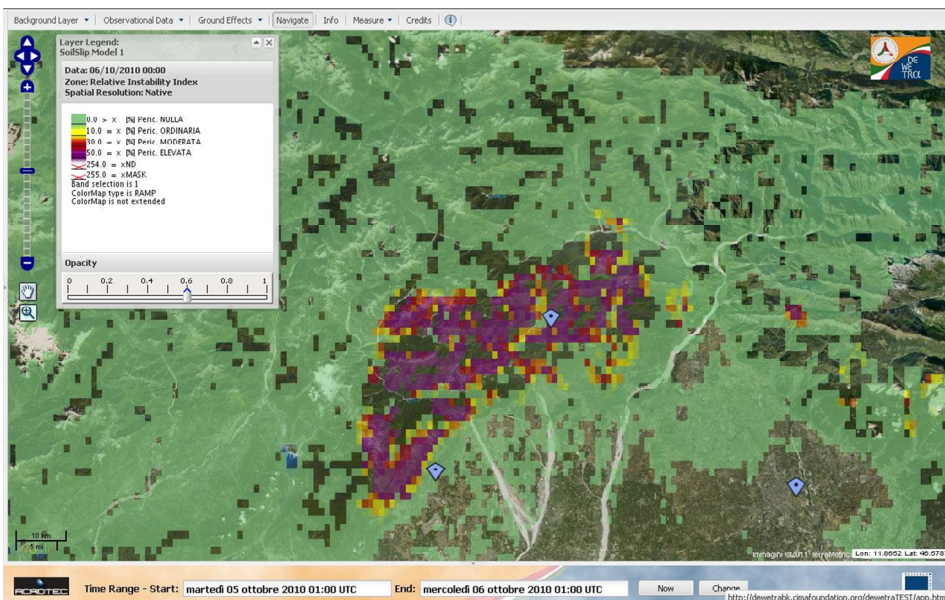


Figura 40. Mappa dell'indice di instabilità relativo per l'evento del 5 ottobre 2010 a Pordenone.

Inoltre, in Figura 40, si può rilevare l'indicazione di un'elevata pericolosità, evidenziata dalle aree di colore viola, fornita dall'indice di

instabilità relativo; ciò sta ad indicare una notevole quantità di aree instabili e quindi un'elevata probabilità d'innescò delle frane.

6.12. Villasimius: evento del 10 ottobre 2010

Il 10 ottobre 2010 si è abbattuto sulla costa orientale della Sardegna un violento nubifragio che ha innescato una frana che per ore ha provocato la chiusura al traffico della strada provinciale 17 che collega Villasimius con Quartu Sant'Elena. Situazione analoga anche nei pressi di Cala Regina.



Figura 41. Le condizioni del manto stradale a Villasimius a seguito del nubifragio del 10 ottobre 2010.

6.12.1. Il modello *SLIP* per l'evento del 10 ottobre 2010

La stazione pluviometrica attiva più vicina all'evento franoso è risultata essere quella di Minni Minni (altitudine: 730 m s.l.m.; longitudine 9.487°; latitudine: 39.207°), in Provincia di Cagliari, la cui strumentazione ha rilevato oltre 100 mm di pioggia in sole quattro ore (dalle ore 09:00 alle ore 13:00), indicando un evento piovoso di notevole intensità, ma tutta la costa orientale della Sardegna è stata investita da abbondanti piogge.

I risultati dell'applicazione del modello d'innesco *SLIP* sono visualizzati mediante mappe del fattore di sicurezza (*Fig.43*) e dell'indice di instabilità relativo (*Fig.44*) della zona d'interesse. In Figura 43, si può osservare il crollo del fattore di sicurezza al di sotto della soglia limite ($F_s \leq 1$), evidenziato dalle aree di colore rosso, laddove si sono effettivamente innescati i movimenti franosi. Inoltre, in Figura 44, si può rilevare l'indicazione di una pericolosità ordinaria, evidenziata dalle aree di colore giallo, fornita dall'indice di instabilità relativo; tale risultato è correlato al fatto che le aree instabili individuate dal modello sono in numero contenuto.

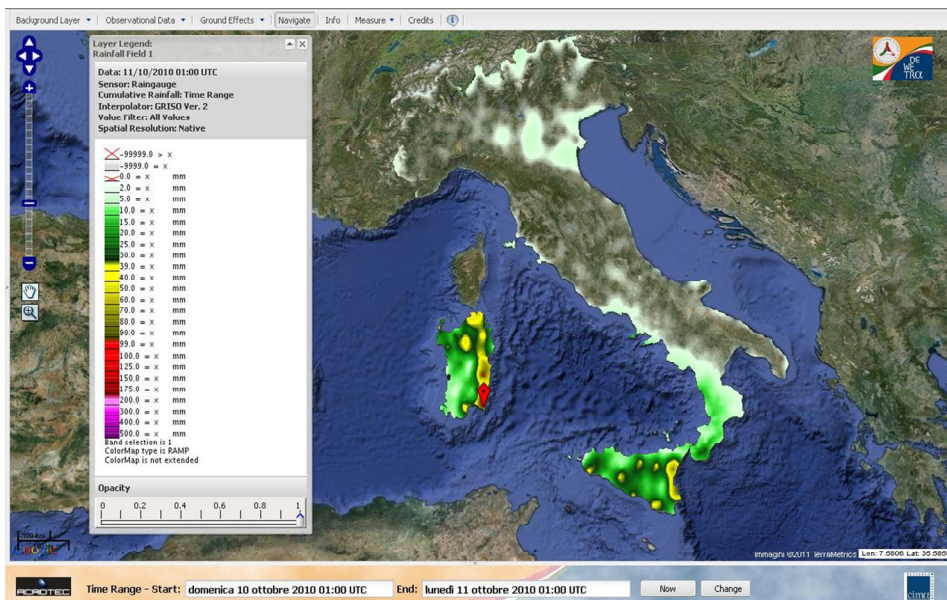


Figura 42. Mappa di pioggia per l'evento del 10 ottobre 2010.

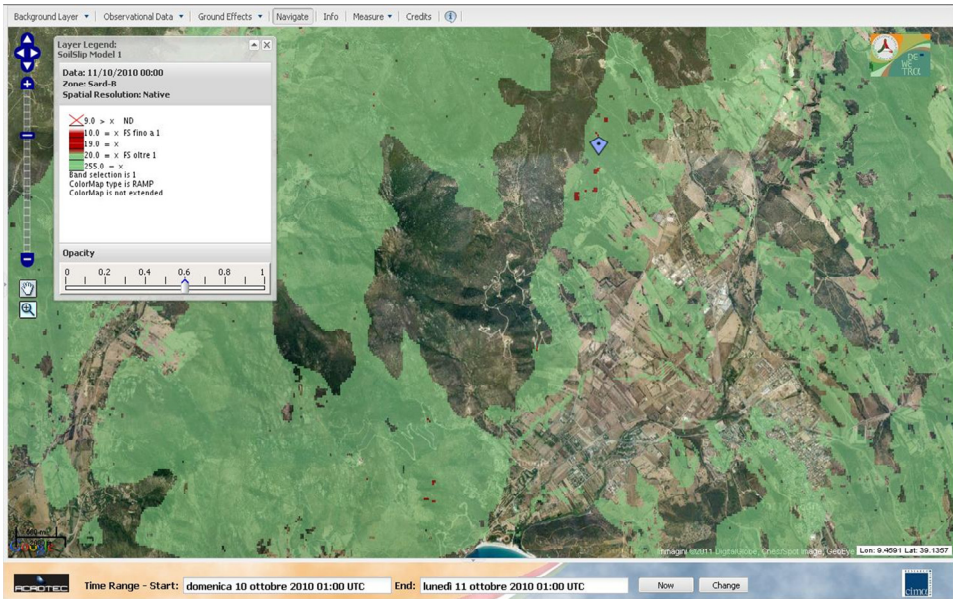


Figura 43. Mappa del fattore di sicurezza per l'evento del 10 ottobre 2010 a Villasimius.

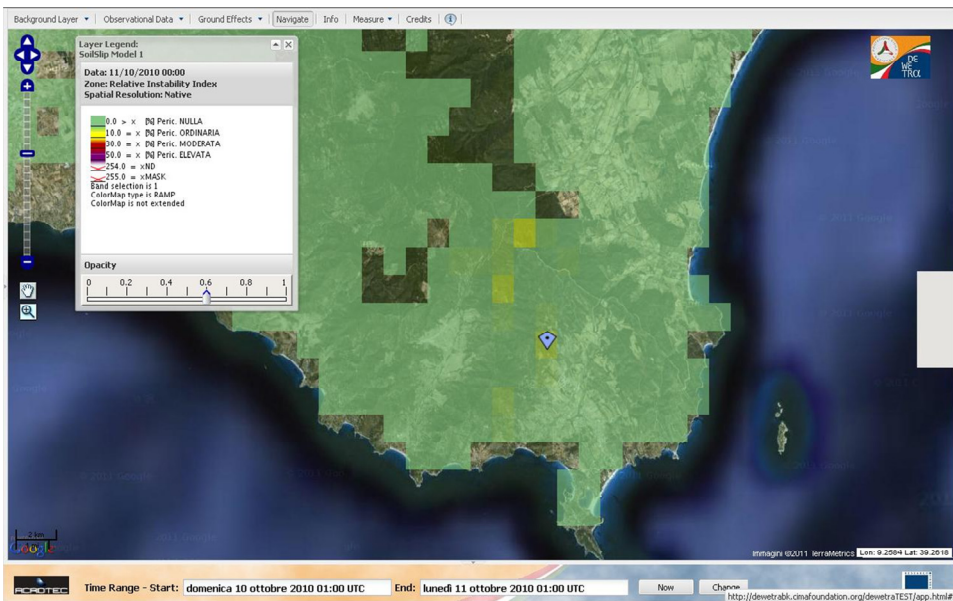


Figura 44. Mappa dell'Indice di instabilità relativo per l'evento del 10 ottobre 2010 a Villasimius.

6.13. Reggio Calabria: evento del 13 ottobre 2010

Il 13 ottobre 2010 un altro evento piovoso di notevole intensità ha innescato una frana che ha provocato la chiusura del tratto della statale 18 tra Favazzina e Scilla. Ma disagi si sono registrati anche sulla A3, nel tratto tra Bagnara e Scilla. Il manto stradale è stato coperto dal fango. Precipitazioni intense e grandine si sono abbattute su tutto il tratto calabrese dell'A3, sempre tra Bagnara e Reggio, dove si sono riversate grandi quantità di detriti.



Figura 45. La frana che ha avuto luogo sulla Strada Statale 18 a seguito del nubifragio del 13 ottobre 2010 in Provincia di Reggio Calabria.

6.13.1. Il modello *SLIP* per l'evento del 13 ottobre 2010

Il Comune di Scilla è dotato di quattro stazioni pluviometriche che il giorno 13 ottobre 2010 hanno registrato rispettivamente le seguenti precipitazioni:

- ◆ Scilla – Villaggio del Pino: 84.2 mm;
- ◆ Scilla Piano delle Aquile: 80.2 mm;
- ◆ Scilla –Tagli: 70.6 mm;
- ◆ Scilla-Solano: 91.0 mm;

I dati di tali stazioni indicano un evento piovoso di intensità ragguardevole ed esteso a tutta la Provincia di Reggio Calabria.

I risultati dell'applicazione del modello d'innesco *SLIP* sono visualizzati mediante mappe del fattore di sicurezza (*Fig.47*) e dell'indice di instabilità relativo (*Fig.48*) della zona d'interesse. In Figura 47 si può osservare il crollo del fattore di sicurezza al di sotto della soglia limite ($F_s \leq 1$), evidenziato dalle aree di colore rosso, esclusivamente laddove si sono effettivamente innescati i movimenti franosi.

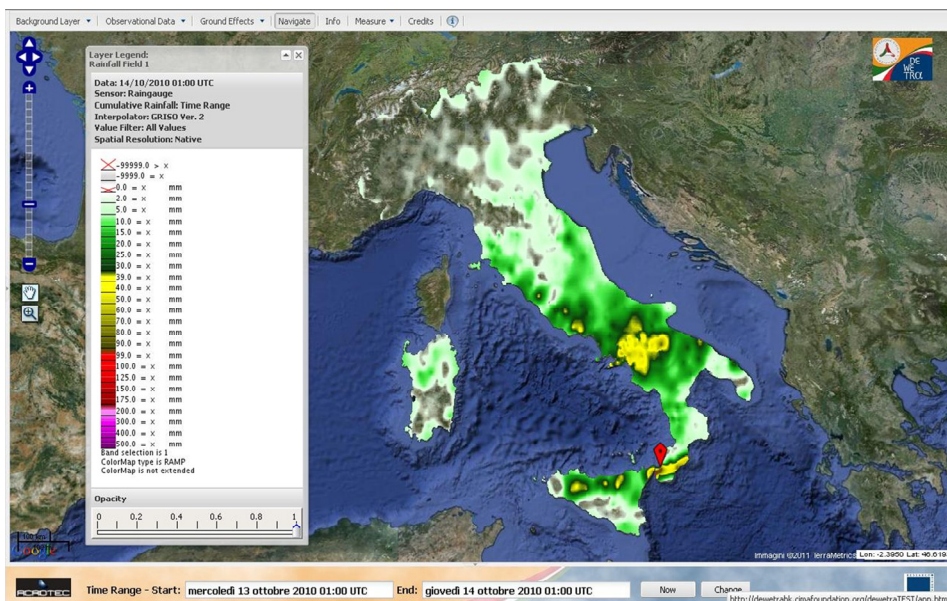


Figura 46. Mappa di pioggia per l'evento del 13 ottobre 2010.

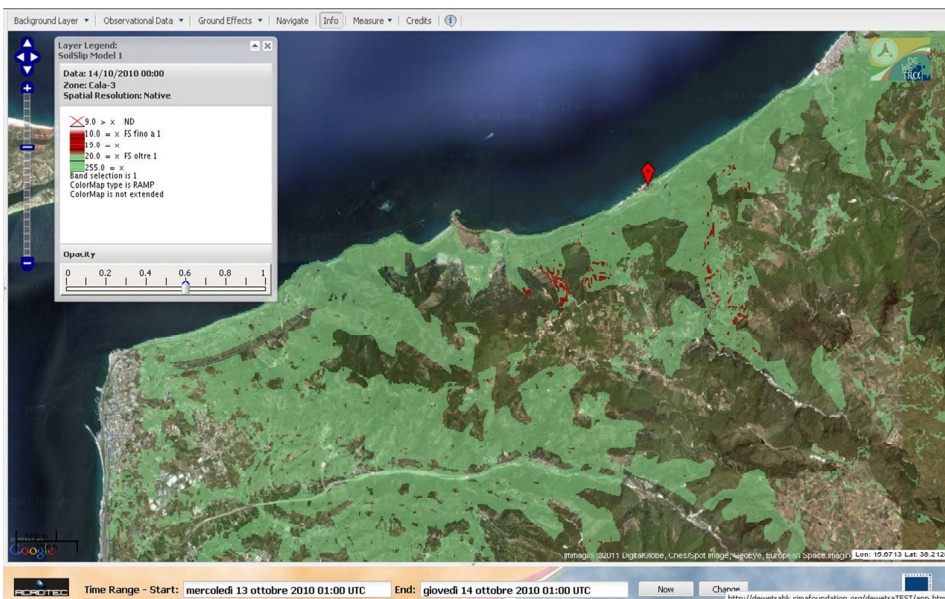


Figura 47. Mappa del fattore di sicurezza per l'evento del 13 ottobre 2010 a Reggio Calabria.

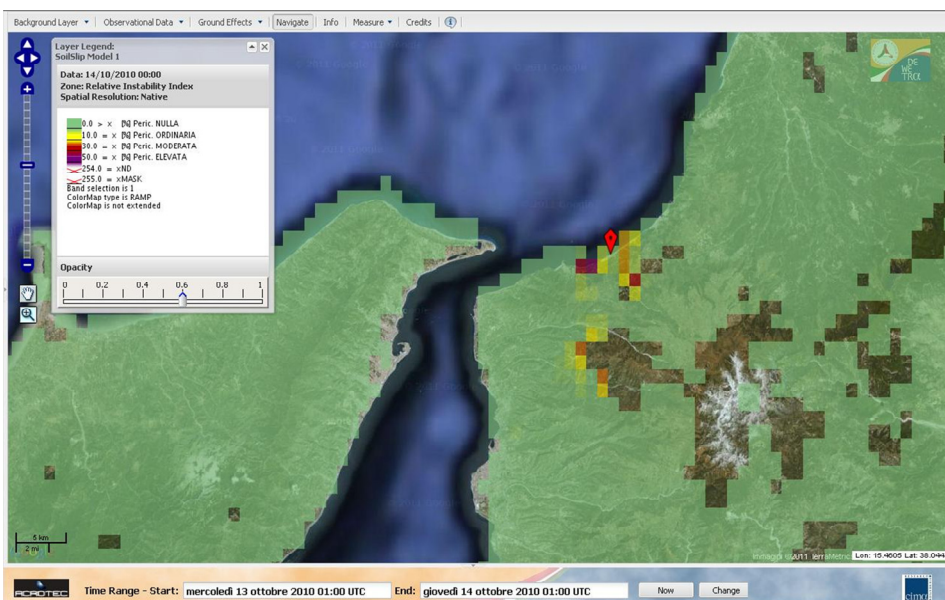


Figura 48. Mappa dell'Indice di instabilità relativo per l'evento del 13 ottobre 2010 a Reggio Calabria

Inoltre, in Figura 48, si può rilevare l'indicazione di una pericolosità elevata, evidenziata dalle aree di colore viola, fornita dall'indice di

instabilità relativo; tale risultato è correlato al fatto che le aree instabili individuate dal modello risultano numerose.

6.14. Italia settentrionale: evento del 31 ottobre 2010

Il 31 ottobre 2010 si è abbattuta sull'Italia settentrionale una vera e propria alluvione che ha causato frane e smottamenti, città allagate, fiumi esondati, migliaia di cittadini sfollati, un treno deragliato e, purtroppo, anche tre morti, dopo che una frana si è innescata e ha travolto un'abitazione a Lavacchio, sul monte Brugiana, in Provincia di Massa Carrara. Allagamenti e smottamenti si sono registrati anche in Lombardia. Uno smottamento sulla linea ferroviaria Genova-Ventimiglia all'altezza di Bordighera ha invece rischiato di provocare l'ennesima tragedia: il treno è deragliato e della ventina di passeggeri che erano a bordo soltanto tre, oltre ai due macchinisti, sono rimasti feriti in modo lieve.



Figura 49. La frana che ha avuto luogo a Massa Carrara a seguito del nubifragio del 31 ottobre 2010.

6.14.1. Il modello SLIP per l'evento del 31 ottobre 2010

In Figura 50 si può osservare la portata dell'evento piovoso che ha colpito l'Italia settentrionale il 31 ottobre 2010, sia per quanto riguarda l'intensità della precipitazione, sia per quanto concerne l'estensione areale della stessa. Difatti, quasi nessun pluviometro del nord Italia, nella data in esame, ha rilevato un'altezza di pioggia inferiore ai 100 mm.

In base ai dati raccolti, la particolare intensità dell'evento piovoso ha provocato 69 frane, disperse per tutta l'Italia settentrionale.

Data l'eccellenza dell'evento, il modello *SLIP* indica numerose aree con un grado di pericolosità elevato, mediante l'indice di instabilità relativo (in questo caso non viene riportato il fattore di sicurezza data l'estensione del fenomeno), individuando con buona approssimazione la localizzazione dell'innesco dei movimenti franosi. È da rilevare che nelle Province di Verbano e Vercelli non si ha notizia di movimenti franosi, sebbene il modello rilevi un grado di pericolosità elevato (*Fig.51*).

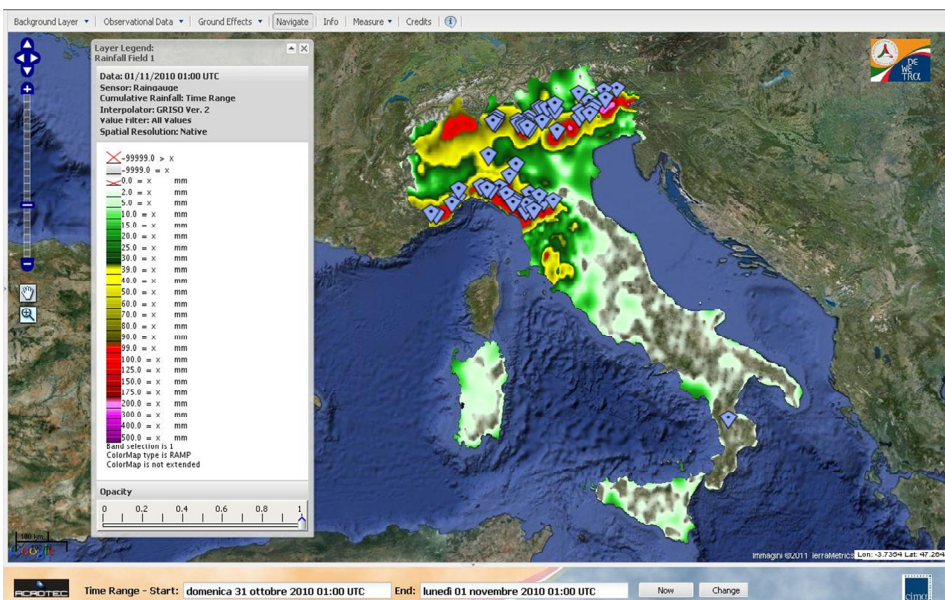


Figura 50. Mappa di pioggia per l'evento del 31 ottobre 2010.

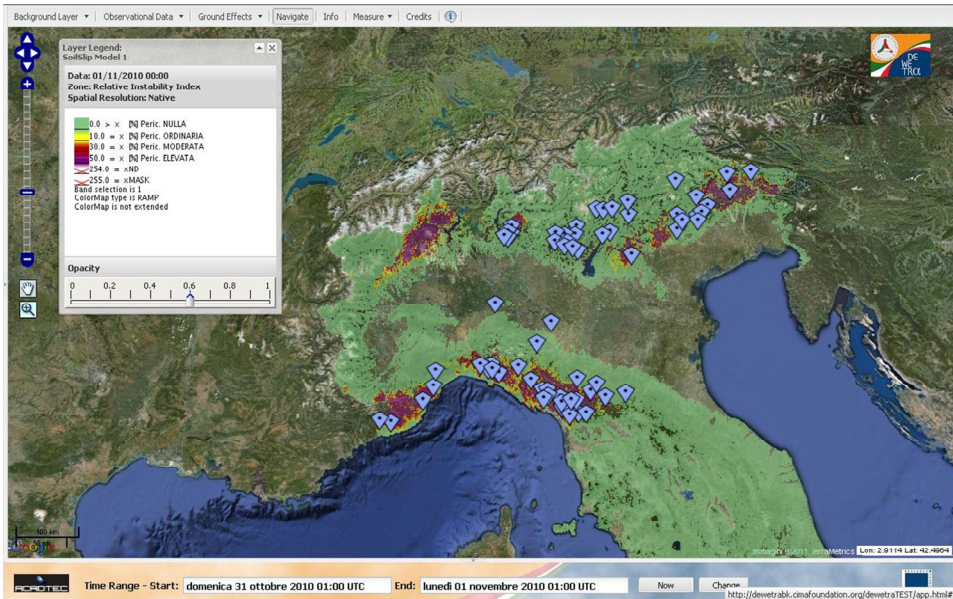


Figura 51. Mappa dell'Indice di instabilità relativo per l'evento del 31 ottobre 2010.

6.15. L'Aquila: evento del 1° dicembre 2010

Frazioni isolate, strade chiuse, case sgomberate, campi allagati, appartamenti e negozi sott'acqua, frane sui binari: è stata una giornata particolarmente tragica quella del 1° dicembre 2010 nel territorio della Marsica e in buona parte della Valle Peligna. Le prime avvisaglie si erano avute già nella notte precedente, quando a Civitella una frana aveva costretto una famiglia a lasciare casa. E nel frattempo il Liri usciva dagli argini a Canistro. A causa delle abbondanti piogge un terreno è franato sui binari in prossimità di Morrea, frazione di San Vincenzo Valle Roveto. I macchinisti del treno regionale della tratta Cassino-Avezzano hanno bloccato in tempo il convoglio evitando il peggio e sgomberato il binario per raggiungere la fermata di Morrea.



Figura 52. La frana che ha avuto luogo a Cappadocia nei pressi dell'Aquila il 1° dicembre 2010.

6.15.1. Il modello *SLIP* per l'evento del 1° dicembre 2010

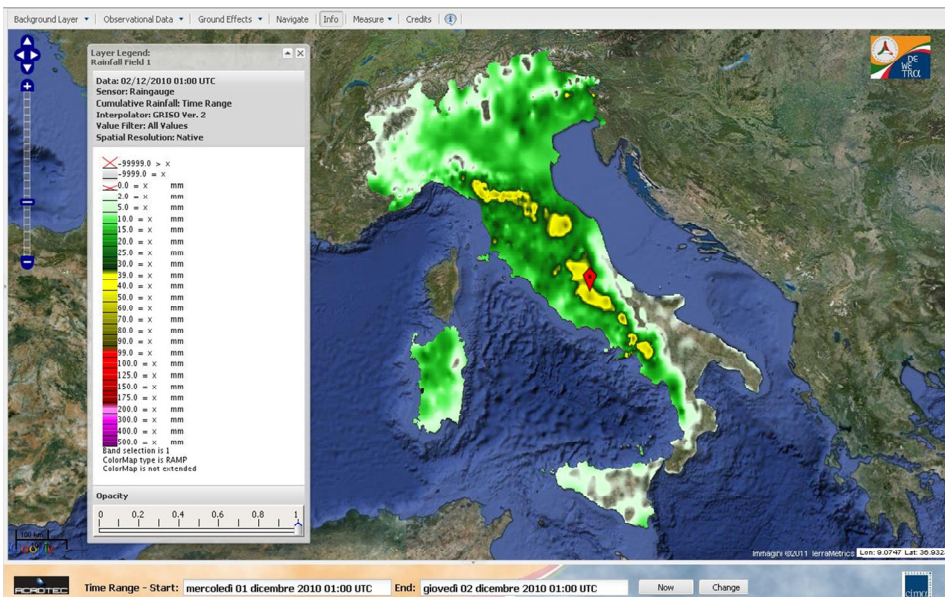


Figura 53. Mappa di pioggia per l'evento del 1° dicembre 2010.

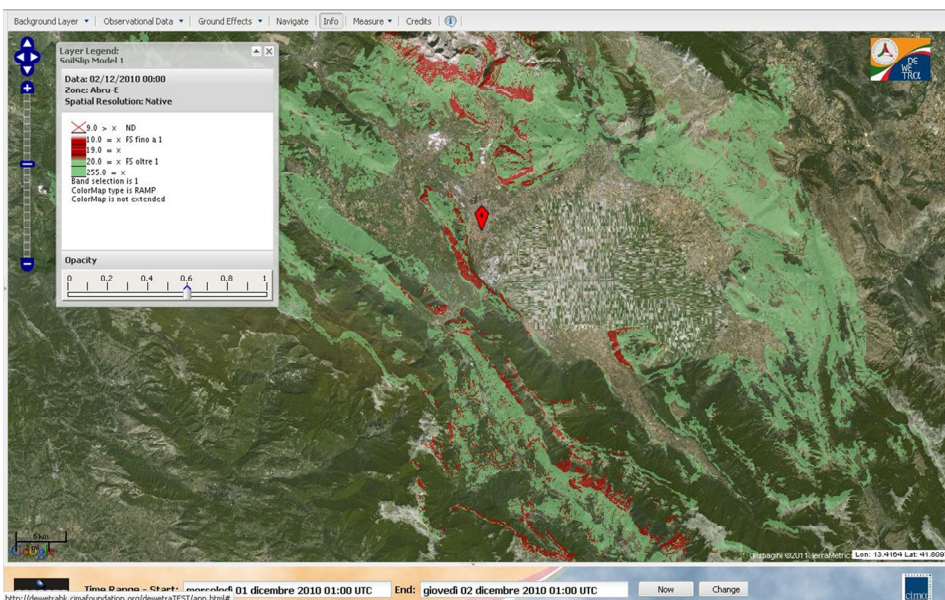


Figura 54. Mappa del fattore di sicurezza per l'evento del 1° dicembre 2010 a L'Aquila.

Il modello d'innesco *SLIP* individua la localizzazione dei movimenti franosi realmente accaduti il 1° dicembre 2010 nei pressi dell'Aquila, sia

mediante il fattore di sicurezza (Fig.54), sia per mezzo dell'indice di instabilità relativo (Fig.55).

In Figura 53 si nota come l'evento piovoso del 1° dicembre 2010 sia di intensità pressoché analoga su molte aree del centro Italia (tra i 50 mm e gli 80 mm di altezza di pioggia nelle 24 ore), ma il modello *SLIP* indica aree instabili esclusivamente nei pressi delle zone in cui effettivamente hanno avuto innesco le frane. Ciò sta ad indicare l'importanza della topografia del territorio e delle proprietà geotecniche del terreno, variabili che non possono essere trascurate per una modellazione accurata delle frane superficiali.

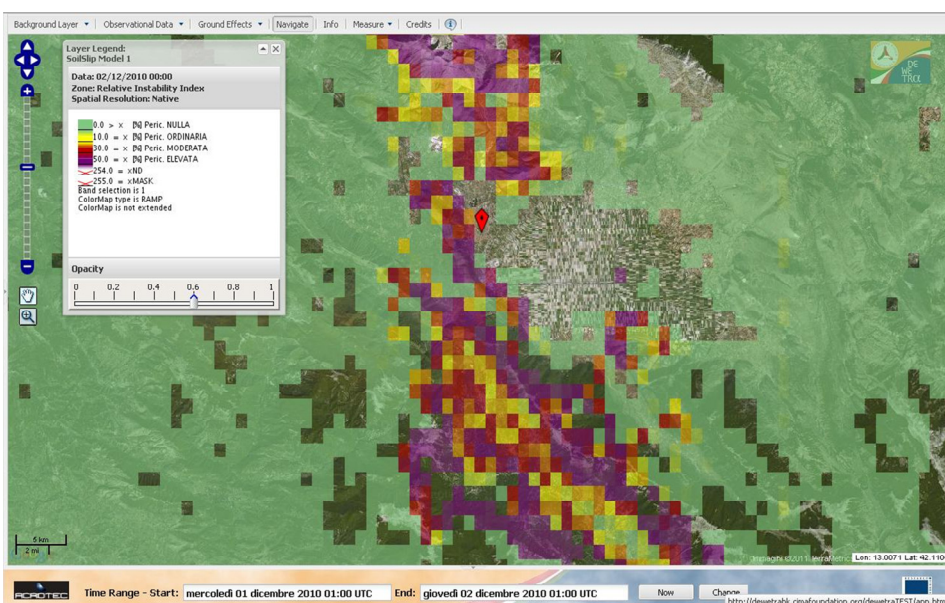


Figura 55. Mappa dell'Indice di instabilità relativo per l'evento del 1° dicembre 2010 a L'Aquila.

6.16. Liguria, Trentino e Veneto: evento del 23 dicembre 2010

Il 23 dicembre 2010 è stata rivissuta una situazione analoga a quella del 31 ottobre dello stesso anno, infatti frane e smottamenti si sono verificati su diversi pendii nel nord Italia; per esempio a Tellaro, la frazione delle Cinque Terre, è stata isolata per tre giorni a causa di una frana e i rifornimenti sono arrivati via mare (Fig.56). Frane e smottamenti si sono verificati anche a San Giorgio Ingannapoltron, frazione del Comune di Sant'Ambrogio di Valpolicella, strade interrotte in paese così come quella verso Mazzurega, frazione nel Comune di Fumane, ora raggiungibile da Monte oppure da Fumane. A Cirvoi di Belluno una famiglia è rimasta isolata per alcune ore: in via Col de Gou è scesa una frana di 18 metri cubi che ha bloccato la strada di accesso alla casa e le ruspe dei Vigili del Fuoco. Nel Trevigiano cinque le frane che hanno ostruito la viabilità nel solo Comune di Cison di Valmarino. Isolate le cinquanta famiglie di residenti nella frazione di Rolle. La provinciale 152, che porta all'abitato, è stata chiusa al traffico.



Figura 56. La frana che ha avuto luogo a Tellaro, Provincia di La Spezia, il 23 dicembre 2010 [27]

6.16.1. Il modello SLIP per l'evento del 23 dicembre 2010

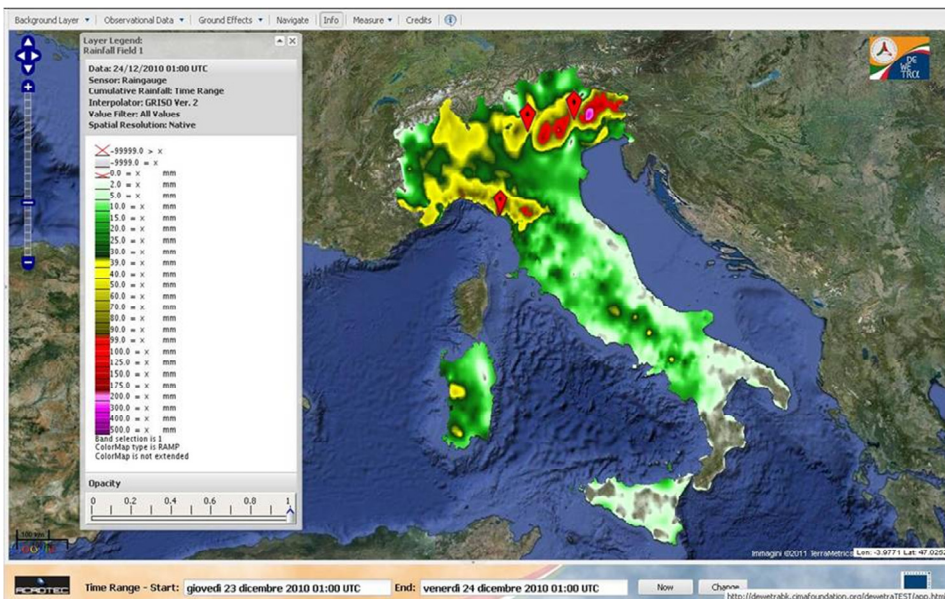


Figura 57. Mappa di pioggia per l'evento del 23 dicembre 2010.

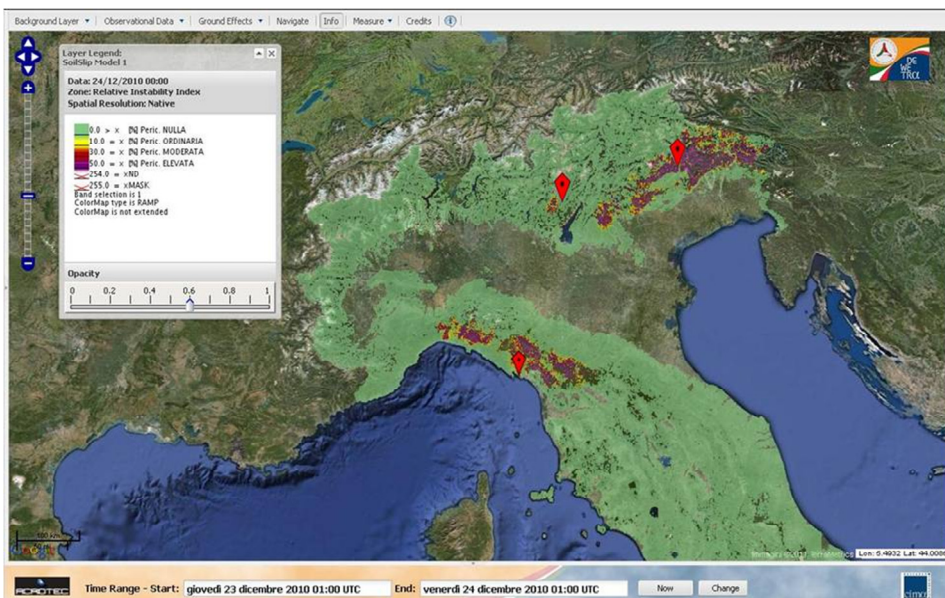


Figura 58. Mappa dell'Indice di instabilità relativo per l'evento del 23 dicembre 2010.

La particolare intensità dell'evento piovoso che si è abbattuto sul nord Italia, in Veneto e in Friuli Venezia Giulia si sono registrati oltre 200 mm

di altezza di pioggia nella data in esame (*Fig. 57*), ha fatto sì che si innescassero numerosi movimenti franosi.

Le aree interessate da tali fenomeni sono ben individuate dal modello *SLIP* sia per mezzo del fattore di sicurezza (il cui risultato non è stato riportato data l'estensione del fenomeno), sia mediante l'indice di instabilità relativo (*Fig.58*). In quest'ultimo caso si evidenzia una sovrastima delle aree con elevato livello di pericolosità.

6.17. Marche, Sicilia e Calabria: evento del 1° marzo 2011

Il 1° marzo 2011 si sono innescate alcune frane e smottamenti a Reggio Calabria che hanno interessato le zone di Pellaro, Gallina, Boschicello, con alcune famiglie isolate a Sambatello. Problemi alla viabilità sia sull'autostrada Salerno-Reggio Calabria che sulle statali. Disagi anche per il traffico ferroviario tra Villa San Giovanni e Bagnara, tra Zambrone e Parghelia e tra Lamezia e Catanzaro, nella zona di Marcellinara.

In Sicilia, nel messinese, la frazione di Giampileri superiore, nel Comune di Scaletta Zanclea, già colpiti dall'alluvione del primo ottobre 2009, si sono verificate frane e colate di fango.

Anche nelle Marche la situazione è stata critica. Frane e smottamenti si registrano a Montefortino, Amandola (con la chiusura della provinciale 230), Montelparo, Montegranaro, Santa Vittoria in Matenano. In provincia di Ancona, piccoli smottamenti sono stati segnalati in Vallesina e lungo l'Arcevese, mentre a Falconara è ingrossato il torrente che corre vicino all'aeroporto "Sanzio", monitorato costantemente. Chiusa a causa di movimenti franosi la statale 66 a Servigliano. Smottamenti anche lungo le provinciali 237 di Comunanza, 239 Faleriense, 442 Matenana.



Figura 59. La frana che ha avuto luogo a Tropea, Provincia di Vibo Valentia, il 1° marzo 2011.

6.17.1. Il modello *SLIP* per l'evento del 1° marzo 2011

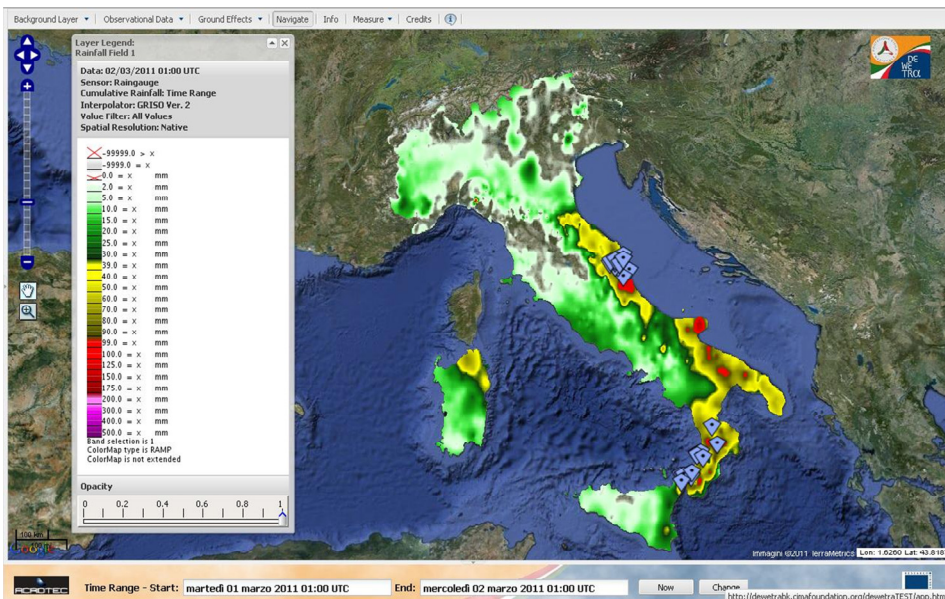


Figura 60. Mappa di pioggia per l'evento del 1° marzo 2011.

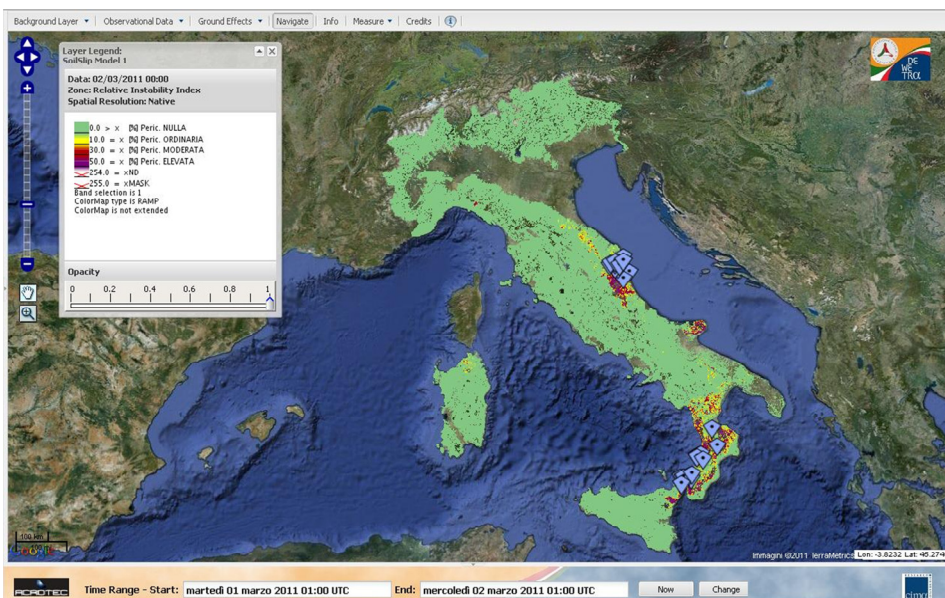


Figura 61. Mappa dell'Indice di instabilità relativo per l'evento del 1° marzo 2011.

Il modello *SLIP* individua la localizzazione dei movimenti franosi, accaduti nelle Marche, in Sicilia e in Calabria, mediante il fattore di sicurezza (non riportato per l'estensione del fenomeno) e dell'indice di

instabilità relativo (*Fig.61*). Il modello *SLIP* indica alcune aree con elevato livello di pericolosità anche nella Puglia settentrionale, dove non è pervenuta alcuna segnalazione, sebbene si sia verificato un evento piovoso di particolare intensità, come si osserva in Figura 60.

6.18. Conclusioni

In questo Capitolo è stato mostrato uno studio che ha permesso di definire le capacità predittive del modello *SLIP*, implementato nel sistema *DEWETRA* su scala nazionale, per specifici eventi. Data la mancanza di possibilità di valutare l'abilità di predizione del modello da un punto di vista quantitativo si può affermare che qualitativamente il modello dimostra una buona abilità predittiva se comparato con le frane censite.

I dati di *input* del modello *SLIP* descrivono i fattori più importanti che influenzano l'innesco delle frane e servono per semplificare la modellazione e diminuire l'onere computazionale.

La sovrastima delle predizioni è piuttosto evidente, ciò può essere dovuto al numero di assunzioni fatte e alle limitazioni che comportano nei modelli fisicamente basati. Infatti, deve essere considerato che sono state necessarie numerose semplificazioni per impiegare il modello proposto su larga scala. Questo può limitare l'accuratezza della modellazione e dovrebbe essere migliorato per le applicazioni future. Per esempio, inizialmente è stato assunto che le strutture geologiche dei pendii siano omogenee, portando a possibili risultati errati della modellazione. Trascurare le caratteristiche geologiche nelle simulazioni può influenzare fortemente l'abilità previsionale dei modelli fisici. Nelle applicazioni successive, sarebbe necessario possedere informazioni geologiche di dettaglio superiore, soprattutto per le aree a rischio di frana, per migliorare la stima del rischio.

Inoltre, gli effetti negativi che incidono sfavorevolmente sull'accuratezza della modellazione possono essere attribuiti alla valutazione dei parametri del terreno in maniera omogenea. Una stessa tipologia di terreno posta in luoghi differenti può variare considerevolmente le proprietà fisiche e meccaniche, così come la vegetazione presente o la capacità di infiltrazione del terreno.

In questo studio, il terreno è stato considerato omogeneo, considerando lo stesso *set* di dati di *input* del terreno ovunque, sia quelli fisici sia quelli meccanici. Questa procedura ovviamente non tiene in considerazione le variazioni spaziali. Uno studio della distribuzione spaziale delle proprietà del terreno dovrebbe permettere di superare tale problematica. Un miglioramento della risoluzione spazio-temporale delle piogge, del *DEM*

e delle proprietà del terreno è attesa e necessaria soprattutto per quelle aree a rischio di frana. Prove di laboratorio e in sito dovrebbero migliorare la conoscenza dei dati geotecnici del terreno e conseguentemente le *performance* del modello in fase previsionale. Allo stesso modo dovrebbe essere affinata la risoluzione del *DEM* a disposizione in modo tale da migliorare le caratteristiche topografiche dei pendii, riducendo la sovrastima delle aree instabili. Tale aspetto è di difficile risoluzione poiché risulta particolarmente difficile prevedere i volumi coinvolti e le specifiche variazioni geomorfologiche.

Inoltre, le aree a rischio idrogeologico possono essere anche fortemente influenzate dalle attività antropiche che possono comportare effetti devastanti sul territorio, come la costruzione impropria di edifici e strade, che chiaramente non possono essere contemplate in un modello fisicamente basato.

La sovrastima del modello e la mancanza di accuratezza spaziale suggerisce di considerare i risultati predittivi di *SLIP* accettabili ma non in senso assoluto, ma solo rispetto alla variabile temporale. Il suo utilizzo come strumento predittivo, dovuto alla scarsa qualità di risoluzione delle piogge previste, rimane ancora difficile. Il modello presentato può essere considerato, in generale, utile per una stima preliminare della stabilità dei pendii su ampie aree, ma non può fornire la stessa stima su aree specifiche, con l'eccezione della sua applicazione a scala locale, avendo a disposizione dati di dettaglio superiore.

Mentre questi sono i diversi fattori limitanti dell'accuratezza della modellazione, i risultati del modello *SLIP* potrebbero essere utilizzati per definire differenti livelli di suscettibilità in termini dinamici. Inoltre, se accoppiato con un modello previsionale di precipitazioni, *SLIP* potrebbe essere sviluppato per l'impiego come sistema di allerta contro i fenomeni franosi superficiali.

6.19. Bibliografia

Meisina, C., Scarabelli, S. (2007). A comparative analysis of terrain stability models for predicting shallow landslides in colluvial soils. *Geomorphology* , 207-223.

Montrasio, L., Valentino, R. Quintavalla, C. (2010): Estimation of the degree of saturation of shallow soils from satellite observations to model soil slips occurred in Emilia Romagna Region of Northern Italy, *International Journal of Geosciences*, 1, 58-65.

Valentino, R., Montrasio, L., Losi, G.L., Bittelli, M. (2011). An empirical model for the evaluation of the degree of saturation of shallow soils in relation to rainfalls. *Canadian Geotechnical Journal* , 48, 795-809.

Capitolo 7

Un modello empirico per la valutazione del grado di saturazione

7.1. Introduzione

La valutazione del grado di saturazione del terreno superficiale assume particolare importanza in molti campi; per esempio in agricoltura, per il controllo ed il bilancio delle risorse idriche (*Marshall et al. 1996; Dingman 2002*), nelle scienze ambientali, per la valutazione degli inquinanti nel terreno (*Maraq et al. 1999; Alimi-Ichola e Gaidi 2005; Mantovi et al. 2006*), in scienze della terra, per lo studio dei movimenti franosi superficiali indotti da pioggia (*Fredlund e Rahardjo 1993; Tsai et al. 2008*).

Nel caso delle frane superficiali, in particolare, per un'appropriata modellazione del meccanismo di innesco del fenomeno, sia a scala locale (un singolo pendio), sia a scala regionale (per centinaia di chilometri quadrati), è utile correlare direttamente il grado di saturazione alla cumulata di precipitazione (*Montrasio e Valentino 2008a, 2008b*). Inoltre, recentemente, è aumentata la richiesta di modelli semplificati, implementabili in ambiente GIS (*Geographical Information System*) per lo sviluppo di sistemi di allerta contro le frane indotte da pioggia, con lo scopo di monitorare il territorio in tempo reale (*Montrasio e Valentino 2009; Montrasio et al. 2009; Liao et al. 2010*).

Per raggiungere questo obiettivo, alcuni modelli determinano il grado di saturazione sulla base di variabili atmosferiche, quali pioggia e temperatura, trascurando la tipologia di suolo (*Granberg et al., 1999*). Altri modelli, che sono basati sulle equazioni di bilancio idrico, tengono conto delle proprietà idrauliche del terreno, valutando l'umidità del suolo superficiale, considerando le precipitazioni, il deflusso superficiale e profondo, l'evapotraspirazione (*Pistocchi et al., 2008*). Ulteriori modelli tengono conto delle differenti soluzioni delle equazioni di *Richards'* e

sono ampiamente applicati per simulare il flusso idrico sia a scala locale sia regionale, per l'innescò di frane superficiali (Iverson, 2000; Salciarini et al., 2006). Alcuni autori hanno sviluppato codici di calcolo per la risoluzione dell'equazione di flusso (Baum et al., 2002; Simunek et al., 1998), questi sono stati sviluppati includendo tutti i processi necessari per una completa simulazione del bilancio idrico, fornendo modelli tridimensionali per la determinazione dell'umidità del suolo (Van der Kwaak e Loague, 2001; Bittelli et al., 2010). Recentemente, questi modelli sono stati utilizzati su larga scala, fino a centinaia di metri. Vale la pena notare che, come sottolineato da Vogel e Ippisch (2008), un aumento di scala è tipicamente accompagnato da un incremento della discretizzazione per la risoluzione numerica del problema. Gli autori, hanno dimostrato, che per i modelli in oggetto esiste un limite superiore nella discretizzazione spaziale oltre il quale la soluzione è soltanto parziale. Questo argomento è comune a tutte le analisi ingegneristiche, dove la discretizzazione gioca un ruolo chiave, a causa dell'interpolazione numerica delle variabili spaziali in gioco. In aggiunta, come osservato dagli stessi autori, nei casi dove le proprietà del terreno sono eterogenee, la discretizzazione su larga scala richiede una risoluzione di dettaglio superiore. Inoltre, tali modelli abitualmente richiedono numerosi parametri di *input* (proprietà fisiche e idrauliche del suolo) che non sono spesso disponibili, specialmente su larga scala. Il principale limite dei modelli descritti è la loro inadeguatezza alla valutazione dell'umidità del suolo a scala territoriale, sulla base di pochi parametri, che siano facilmente reperibili. Per tutte queste motivazioni è stato sviluppato un modello empirico semplificato che può riprodurre l'andamento del grado di saturazione a diverse profondità, tenendo conto di soli quattro parametri strettamente correlati alle proprietà fisiche del terreno e facilmente valutabili (Valentino et al., 2009). Il modello simula il grado di saturazione per più anni, utilizzando temperatura e precipitazione come variabili guida.

Per la validazione del modello sono stati comparati i risultati simulati con misure sperimentali di campo, per terreni tipici della Pianura Padana, localizzati, uno a San Pietro Capofiume e due a Ozzano nell'Emilia (Bologna) (Fig.1).



Figura 1. Localizzazione dei siti di San Pietro Capofiume e Ozzano nell'Emilia.

7.2. I dati sperimentali

Dall'agosto del 2004, l'Agenzia Regionale Prevenzione e Ambiente (ARPA) dell'Emilia Romagna ha installato un sistema di sonde *TDR*, nel sito di San Pietro Capofiume, per la determinazione di misure sperimentali del contenuto d'acqua, alle profondità di 0.1 m, 0.25 m, 0.45 m, 0.7 m, 1.0 m, 1.35 m e 1.8 m (*Fig.2*). La località di San Pietro Capofiume è tipica dell'area agricola della Pianura Padana e il terreno superficiale è ricoperto da erba. Le caratteristiche del suolo, che derivano dalle analisi fisiche, chimiche e pedologiche del profilo stratigrafico sono riportate da *Tomei et al.* (2007). In breve, la stratigrafia può essere considerata composta da quattro strati: il primo, da piano campagna fino alla profondità di 0.8 m, è prevalentemente sabbioso; il secondo, da 0.8 m fino a 1.2 m, può essere classificato come limo-argilloso; il terzo, da 1.2 m fino a 1.65 m, è limoso; infine l'ultimo, da 1.65 m fino a 2 m, è nuovamente sabbioso. Le analisi condotte in questo studio ricadono tutte quante nel primo strato le cui caratteristiche sono riportate in dettaglio in Tabella 1.



Figura 2. Posizionamento delle sonde *TDR* per il sito di San Pietro Capofiume.

Sito campione	Profondità [m]	ID	Sabbia (%)	Limo (%)	Argilla (%)	n
S. Pietro Capofiume	0.10	SPC_10	62	24	14	0.410
	0.25	SPC_25	61	23	16	0.380
	0.45	SPC_45	67	18	15	0.370
	0.70	SPC_70	74	18	8	0.420
Ozzano-C	0.20	OZZ_C_20	16	24	60	0.600
	0.80	OZZ_C_80	15	27	58	0.610
Ozzano-S	0.10	OZZ_S_10	42	33	25	0.410
	0.30	OZZ_S_30	49	35	16	0.425
	0.60	OZZ_S_60	57	27	16	0.415

Tabella 1. Le caratteristiche del suolo di San Pietro Capofiume, Ozzano-C e Ozzano-S.

Le altre due serie di contenuto idrico sono state rilevate per il sito di Ozzano nell'Emilia, a sud-est di Bologna (*Fig. 1*). L'altitudine è di 200 m s.l.m.. La geologia è un deposito alluvionale recente (*Farabegoli et al., 1994*). Le configurazioni geologiche dell'area determinano numerose discontinuità nella stratigrafia (*Farabegoli et al., 1994*), facilitando locali falde freatiche. In questa area, sono state installate due stazioni sperimentali per il rilevamento dell'umidità del suolo in due differenti siti, caratterizzati da proprietà del suolo estremamente differenti. Il primo sito, identificato come Ozzano-C (*Ozzano clay*), è caratterizzato da uno strato superficiale, fino a 0.8 m dal piano campagna, da un'elevata percentuale di argilla, come riportato in Tabella 1. Il secondo sito, identificato come Ozzano-S (*Ozzano sand*), è caratterizzato da uno strato superficiale, fino a 0.6 m dal piano campagna, da un'elevata frazione di sabbia e di limo, (*Tab. 1*). I siti in esame sono anche caratterizzati da differenti coperture vegetali. Infatti, l'area di Ozzano-C è coperta da una densa vegetazione naturale (varie specie di arbusti e piante erbacee), tipica degli Appennini, con radici che possono raggiungere 1.5 m di profondità che permettono un'elevata captazione dell'acqua. L'area di Ozzano-S è invece destinata alla coltivazione del mais. Informazioni più dettagliate sui siti studiati possono essere trovate in *Pieri et al. (2007)*, *Bittelli et al. (2008)* e *Pistocchi et al. (2008)*.

I dati sperimentali consistono nella misura giornaliera del contenuto volumetrico d'acqua θ a differenti profondità e per un periodo di quasi

cinque anni, dall'agosto del 2004 al febbraio 2009, con una mancanza di dati dall'agosto 2006 al luglio 2007, per San Pietro Capofiume; da gennaio 2005 a dicembre 2009, con una mancanza di dati da dicembre 2007 ad agosto 2008, per Ozzano-C; da febbraio 2005 a dicembre 2009, con una mancanza di dati tra settembre e dicembre 2007, per Ozzano-S. La mancanza di dati è dovuta al mal funzionamento della strumentazione installata. Per lo scopo delle analisi in oggetto, il grado di saturazione effettivo S_e è stato calcolato sulla base del contenuto volumetrico d'acqua dalla ben nota equazione:

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (1)$$

In cui θ rappresenta il contenuto volumetrico d'acqua, θ_r il contenuto d'acqua residuo, che è un parametro empirico e θ_s il contenuto d'acqua saturo, che rappresenta il volume massimo d'acqua per il terreno in esame. Nelle applicazioni che verranno mostrate si è considerato, per semplicità, $\theta_r = 0$ e quindi $S_r = S_e$.

Per San Pietro Capofiume, è disponibile anche la profondità della falda rispetto al piano campagna che rimane per l'intero periodo di analisi al di sotto delle profondità di prova (*Fig.3*).

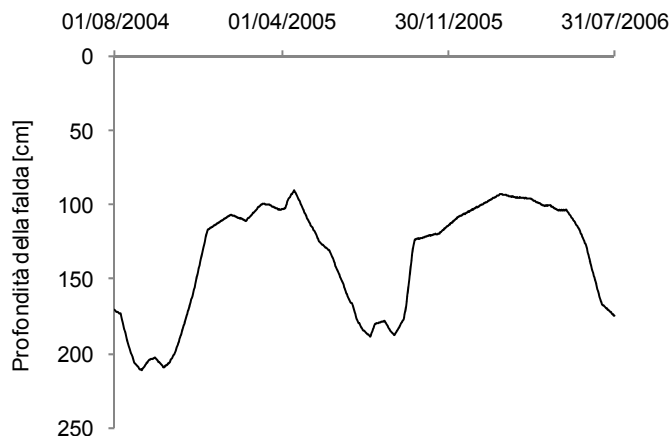


Figura 3. Andamento del livello di falda per il sito di San Pietro Capofiume.

7.3. Il modello empirico

È noto che il valore di umidità del suolo dipende da molti fenomeni fisici, quali l'infiltrazione, l'evapotraspirazione, il deflusso superficiale e profondo. Tutti questi meccanismi sono influenzati profondamente dalle forzanti meteorologiche, quali temperatura dell'aria, velocità del vento, umidità relativa dell'aria e radiazione solare, e possono essere ragionevolmente descritti per mezzo dell'equazione di bilancio energetico che tiene conto del flusso di calore tra suolo e atmosfera. Molti modelli numerici sono stati messi a punto per la simulazione di tali processi, ma tutti quanti enfatizzano quelle variabili che incidono maggiormente nei loro specifici obiettivi (Milly, 1996; Luo et al., 2003).

Il modello in oggetto può essere considerato semplificato per la determinazione del grado di saturazione del terreno, poiché si basa solamente sulle caratteristiche del suolo e delle osservazioni micrometeorologiche, quali cumulata di precipitazione e temperatura dell'aria. Infatti, è stato ideato per permettere una semplice e rapida determinazione del grado di saturazione, senza introdurre numerose variabili. È stato supposto che S_r possa essere espresso attraverso la somma di due contributi indipendenti: il primo funzione della temperatura dell'aria e il secondo che tiene conto dell'infiltrazione, a sua volta funzione dell'altezza di pioggia (Eq.2).

$$S_r = S_r(T) + S_r(h) \quad (2)$$

La prima parte dell'Equazione 2 è stata espressa per mezzo di una legge esponenziale il cui esponente può essere rappresentato dalla temperatura dell'aria, che a sua volta è funzione del tempo. In tal modo l'espressione rappresenta l'andamento del grado di saturazione seguendo le fluttuazioni della temperatura media.

Iniziando da un valore iniziale di grado di saturazione $S_{r(in)}$, la legge esponenziale che rappresenta il primo termine dell'Equazione 2 può essere scritto come segue:

$$S_r(T) = S_{r(in)} \cdot e^{-\psi \cdot T} \quad (3)$$

dove il coefficiente ψ (la cui dimensione è l'inverso della temperatura, in tal caso $^{\circ}\text{C}^{-1}$) è un parametro di calibrazione legato allo stato iniziale del suolo: in particolare dovrebbe assumere valori più alti per materiali sabbiosi rispetto a quelli argillosi. Inoltre, ψ , dovrebbe essere una costante che diminuisce il suo effetto con l'aumentare della profondità rispetto al piano campagna.

Il valore di S_r , espresso nell'Equazione 3, rappresenta il valore del grado di saturazione giornaliero senza il contributo della pioggia. Una volta assunto $S_{r(in)}$, il grado di saturazione si aggiorna quotidianamente secondo il valore della temperatura T .

Per la modellazione, T è calcolato come media delle temperature giornaliere per un periodo di tempo precedente all'istante di calcolo, la cui lunghezza, dopo una procedura di calibrazione, è stata individuata in 30 giorni. Questa scelta è dovuta al fatto che le velocità di asciugatura e inumidimento del terreno sono fortemente correlate alla scala stagionale, perciò la media delle temperature permette di eliminare le fluttuazioni per scale di tempo inferiori. Inoltre, l'evaporazione per terreni congelati è trascurabile, data la formazione di ghiaccio sia nei pori sia per gli strati superficiali di terreno, come confermato da misure sperimentali in laboratorio su colonne di terreno (*Caruso e Jommi, 2010*) e dalle analisi dei flussi di calore nei terreni superficiali (*Kane et al., 2001*). Perciò per temperature inferiori a 0°C , si può considerare che il terreno superficiale sia congelato. Per questa ragione, quando il calcolo della temperatura media risulta negativo, il modello assume $\psi = 0$.

In merito al secondo termine dell'Equazione 2, è ben noto che $S_r \cdot n \cdot H$ è il contenuto d'acqua alla profondità H di un terreno per unità di area (*Rodriguez-Iturbe e Porporato, 2004*), dove n è la porosità del terreno. Quindi l'incremento medio di S_r , per l'accadimento di un evento piovoso, per l'intera colonna di terreno di altezza H può essere valutato come segue:

$$S_r = S_0 + \frac{\beta^* \cdot h^*}{n \cdot H} \quad (4)$$

dove S_0 è il grado di saturazione iniziale, prima dell'evento piovoso, mentre $\beta^* \cdot h^*$ è il contributo al grado di saturazione dato dalla pioggia. h^*

viene valutato mediante l'Equazione 5, poiché la quantità di pioggia che può essere accolta dal terreno dipende dalla sua umidità:

$$\begin{cases} h^* = h & \text{se } h < (1 - S_r) \cdot n \cdot H \\ h^* = (1 - S_r) \cdot n \cdot H & \text{se } h > (1 - S_r) \cdot n \cdot H \end{cases} \quad (5)$$

è noto che il deflusso superficiale dipende fortemente dall'umidità del suolo al momento dell'evento piovoso, poiché in condizioni di terreno secco è maggiore il volume di vuoti disponibile da essere riempito prima che inizi il deflusso superficiale, ma è anche vero che per le tipologie di terreno considerate in questo studio può essere considerato che il deflusso superficiale sia costante (Pistocchi et al., 2008).

Sulla base di queste considerazioni, è stato assunto che solo una porzione di pioggia contribuisca all'aumento del grado di saturazione del terreno. Questa quantità è espressa dal coefficiente β^* , che può essere ragionevolmente considerata come un coefficiente di calibrazione che include, per certi terreni e nelle stesse condizioni, sia il deflusso superficiale sia profondo.

L'aspetto di maggior interesse del modello proposto è la diretta correlazione tra il grado di saturazione e le piogge, in modo tale da ottenere una valutazione dinamica di S_r in funzione del tempo per un periodo di almeno una stagione.

Inoltre, può essere considerato che la quota del grado di saturazione dato dall'altezza di pioggia dell'Equazione 4 decresce con il tempo come conseguenza del naturale processo di essiccamento e evapotraspirazione. Tale riduzione può essere ottenuta da una relazione esponenziale decrescente, nella quale l'esponente è rappresentato da un parametro numerico. In tal modo l'Equazione 4, può essere espressa come una modifica del modello API (*Antecedent Precipitation Index*); quindi, l'espressione esplicita in funzione del tempo diventa:

$$S_r(h) = \frac{\beta^* \cdot h^*}{n \cdot H} \cdot e^{-\xi \cdot (t-t_0)} \quad (6)$$

Nell'Equazione 33 il parametro numerico ξ assume il significato di coefficiente di smorzamento (la cui dimensione è l'inverso del tempo, in

tal caso giorno⁻¹) e t_0 è l'istante iniziale in cui si avvia la computazione. Il parametro ξ dovrebbe essere differente per ogni tipologia di suolo in funzione della permeabilità del terreno. Inoltre, deve essere considerato che il meccanismo di infiltrazione piovosa è profondamente influenzato dalla macro-porosità. Infine, ξ , dovrebbe diminuire con l'aumentare della profondità dal piano campagna. Infatti, i terreni superficiali considerati sono caratterizzati da un'elevata permeabilità, dovuta alle fessure, buchi, canali che tendono a chiudersi con la profondità. In questo modo si ottiene una definizione di S_r come funzione variabile del tempo correlata all'altezza di pioggia h entro l'intervallo di tempo $t-t_0$. Nel caso in cui si voglia rappresentare il grado di saturazione variabile nel tempo, è necessario considerare che ogni intervallo di tempo dipende dalle piogge precedenti, perciò la funzione può essere riscritta come la somma di una successione di termini corrispondenti a differenti intervalli di tempo $t-t_i$. In altre parole, l'espressione di $S_r(h)$ può essere discretizzata ed espressa come somma di termini che includono l'altezza di pioggia h_i fino a ω intervalli di tempo precedenti. Infine, ipotizzando che la porosità e la struttura del terreno rimangano costanti nel tempo, l'Equazione 6 risulta come segue:

$$S_r(h) = \frac{\beta^*}{n \cdot H} \cdot \sum_{i=1}^{\omega} h_i^* \cdot e^{-\xi \cdot (t-t_i)} \quad (7)$$

sostituendo l'Equazione 3 e l'Equazione 7 nell'Equazione 2, si può derivare la seguente espressione per il grado di saturazione:

$$S_r = S_{r(in)} \cdot e^{-\psi \cdot T} + \frac{\beta^*}{n \cdot H} \cdot \sum_{i=1}^{\omega} h_i^* \cdot e^{-\xi \cdot (t-t_i)} \quad (8)$$

sebbene, sia stata ottenuta empiricamente, l'Equazione 8 permette una rapida e semplice valutazione del grado di saturazione per i terreni superficiali in funzione dell'altezza di pioggia e della temperatura dell'aria nel tempo.

7.4. Risultati per alcuni siti campione

Il modello descritto al Paragrafo 7.3. è stato applicato ai siti campione di San Pietro Capofiume, Ozzano-C e Ozzano-S, per comparare i risultati derivati dalla modellazione con quelli ottenuti da misure sperimentali.

La porosità del terreno n , è stata considerata costante nel tempo e assume i valori riportati in Tabella 1, i quali sono stati determinati sia sulla base di analisi di laboratorio su campioni di terra, collocati a differenti profondità per i tre siti, sia per la misura sperimentale del contenuto volumetrico d'acqua massimo θ_s (Tomei et al., 2007; Polenghi, 2009, Cornini, 2010, Gatti 2010, Valla 2011).

I valori di porosità sono caratteristici della tipologia di suolo presente alle diverse profondità (Tab.1) e sono nella media dei valori riportati in letteratura scientifica per le stesse tipologie di terreno (Lancellotta, 2004; Fredlund e Rahardjo, 1993).

I parametri ψ , ξ , β^* e $S_{r(in)}$ sono stati determinati attraverso una procedura di calibrazione che ha permesso di ottenere la miglior corrispondenza tra i valori di S_r misurati in sito e quelli calcolati utilizzando l'Equazione 8. Inoltre, gli stessi parametri sono stati utilizzati anche per le analisi di previsione del grado di saturazione. In particolare, il parametro β^* è stato assunto per ogni profondità in accordo ai valori riportati in Tabella 2 per l'intero periodo considerato, trascurando l'intensità di pioggia ed il grado di saturazione corrente.

È stato assunto che la porzione di altezza di pioggia che contribuisce all'aumento del grado di saturazione è maggiore all'aumentare dello spessore dello strato considerato, poiché il volume dei vuoti che può essere riempito d'acqua aumenta proporzionalmente. Soltanto per Ozzano-S tale corrispondenza non è rispettata (Tab.2).

Per tutte le simulazioni, il valore giornaliero della temperatura è stato calcolato come media delle temperature giornaliere dei 30 giorni precedenti, in modo tale da considerare il ritardo della risposta del terreno alle fluttuazioni di temperatura. Un periodo di 30 giorni permette di ottenere la miglior corrispondenza con i dati sperimentali.

Le Figure 4-7 mostrano i risultati dei valori calcolati di grado di saturazione, comparati con le misure sperimentali del sito di San Pietro Capofiume. Valori modellati e misurati del grado di saturazione sono

comparati in termini di andamento nel tempo, in relazione all'altezza di pioggia e valutati per mezzo del coefficiente di determinazione R^2 , per quattro differenti punti: alla profondità di 0.10 m, 0.25 m, 0,45 m e 0.70 m dal piano campagna.

Sito campione	Periodo	ID	ψ [°C ¹]	ξ [giorno ⁻¹]	β^*	$S_{r(in)}$	R^2	σ	σ_{est}	
S.Pietro Capofiume	01.08.04	SPC_10	0.048	0.079	0.35	0.76	0.904	0.108	0.057	
	31.07.05 (set)	SPC_25	0.036	0.051	0.43	0.93	0.918	0.081	0.054	
		SPC_45	0.035	0.025	0.48	0.91	0.806	0.142	0.090	
		SPC_70	0.024	0.022	0.63	0.92	0.741	0.114	0.084	
	01.08.05 31.07.06 (pre)	SPC_10	0.048	0.079	0.35	0.79	0.842	0.123	0.066	
		SPC_25	0.036	0.051	0.43	0.94	0.831	0.087	0.063	
		SPC_45	0.035	0.025	0.48	0.98	0.817	0.082	0.062	
	01.08.07 25.02.09 (pre)	SPC_70	0.024	0.022	0.63	0.92	0.663	0.104	0.075	
		SPC_10	0.048	0.079	0.35	0.65	0.740	0.164	0.081	
		SPC_25	0.036	0.051	0.43	0.79	0.739	0.150	0.090	
	Ozzano-C	01.01.05 30.12.05 (set)	SPC_45	0.035	0.025	0.48	0.81	0.557	0.182	0.114
			SPC_70	0.024	0.022	0.63	0.71	0.255	0.176	0.116
01.01.05 30.12.05 (pre)		OZZ_C_20	0.023	0.077	0.39	0.86	0.696	0.117	0.081	
		OZZ_C_80	0.022	0.054	0.48	0.81	0.400	0.267	0.134	
01.01.05 30.12.05 (pre)		OZZ_C_20	0.023	0.077	0.39	0.86	0.639	0.100	0.064	
		OZZ_C_80	0.022	0.054	0.48	0.75	0.259	0.215	0.108	
Ozzano-S	18.02.05 17.02.06 (set)	OZZ_C_20	0.023	0.077	0.39	0.88	0.748	0.093	0.065	
		OZZ_C_80	0.022	0.054	0.48	0.78	-0.198	0.219	0.125	
	18.01.06 08.09.07 (pre)	OZZ_S_10	0.025	0.050	0.31	0.78	0.522	0.136	0.097	
		OZZ_S_30	0.005	0.056	0.25	0.75	0.154	0.129	0.095	
	15.12.07 31.12.09 (pre)	OZZ_S_60	0.006	0.049	0.26	0.82	0.235	0.134	0.098	
		OZZ_S_10	0.025	0.050	0.31	0.60	0.517	0.164	0.085	
	08.09.07 (pre)	OZZ_S_30	0.005	0.056	0.25	0.75	0.320	0.175	0.097	
		OZZ_S_60	0.006	0.049	0.26	0.87	0.204	0.118	0.084	
	15.12.07 31.12.09 (pre)	OZZ_S_10	0.025	0.050	0.31	0.46	0.518	0.262	0.125	
		OZZ_S_30	0.005	0.056	0.25	0.64	0.413	0.214	0.108	
		OZZ_S_60	0.006	0.049	0.26	0.73	0.346	0.228	0.128	

Tabella 2. Valori dei parametri assunti per la modellazione.

I parametri del modello sono determinati comparando il primo ciclo di dati sperimentali con quelli modellati, dall'agosto del 2004 al luglio del 2005 (Fig.4a, 5a, 6a, 7a); gli stessi parametri, eccetto $S_{r(in)}$, sono utilizzati per la previsione del grado di saturazione per i due cicli successivi, dall'agosto del 2005 al luglio del 2006 (Fig.4b, 5b, 6b, 7b) e dall'agosto del 2007 al febbraio 2009 (Fig.4c, 5c, 6c, 7c). Dall'agosto del 2006 al

luglio del 2007 non sono disponibili misure sperimentali per il mal funzionamento della strumentazione di campo.

La Tabella 2 riassume i valori dei parametri che sono stati utilizzati per l'applicazione del modello al sito campione.

Le Figure 4-6 sembrano mostrare un'ottima corrispondenza tra i valori di grado di saturazione ottenuti per mezzo della modellazione e le misure di campo, raggiungendo valori di R^2 molto elevati sia in fase di calibrazione sia di previsione. Al contrario, per la profondità di 0.70 m dal piano campagna, il modello sembra essere meno efficiente raggiungendo un valore di $R^2 = 0.741$ per l'analisi di calibrazione (Fig.7a). Ciò è probabilmente dovuto all'effetto delle fluttuazioni della falda sull'umidità del suolo. Nel caso in esame la falda è parzialmente controllata da un canale di irrigazione e quindi la profondità può cambiare indipendentemente dal ricarico dovuto alla pioggia.

La Tabella 2 riassume i risultati ottenuti, per tutti e quattro gli strati del sito di San Pietro Capofiume per le analisi di calibrazione (*set*) e previsione (*pre*), in termini di parametri statistici. Trascurando la mancanza di dati sperimentali, dovuta al cattivo funzionamento della strumentazione di campo, i risultati riferiti agli strati superiori a 0.45 m possono essere considerate soddisfacenti, con un errore standard σ_{est} inferiore all'11.4%.

In merito al sito di Ozzano-C, i principali risultati sono riportati nelle Figure 8 e 9. Anche in questo caso, i valori modellati e misurati del grado di saturazione sono comparati in termini di andamento nel tempo, in relazione all'altezza di pioggia, per due differenti punti: alla profondità di 0.20 m e 0.80 m dal piano campagna. Sfortunatamente, la sonda *TDR* installata alla profondità di 0.40 m dal piano campagna non ha fornito misure affidabili per essere confrontate con i risultati della modellazione.

I risultati del modello per l'analisi di calibrazione, considerando il periodo di tempo da gennaio 2005 a dicembre 2005, per le due profondità, sono riportate in Figura 8a e 9a, rispettivamente. I risultati ottenuti attraverso le analisi di previsione, considerando periodi di tempo tra gennaio 2006 e dicembre 2007, per entrambe le profondità sono riportate in Figura 8b e 9b, rispettivamente. Le ulteriori analisi di previsione, considerando i cicli di misure tra agosto 2008 e dicembre 2009, per le due profondità, sono

riportate in Figura 8c e 9c, rispettivamente. Le misure sperimentali mancano per il periodo tra il gennaio e il luglio 2008.

I valori dei parametri di *input*, che sono stati assunti per l'applicazione del modello a questo sito campione, e i parametri statistici ottenuti sono riassunti in Tabella 2; in cui si può notare come il migliore risultato del modello sia in corrispondenza dello strato più superficiale (0.20 m), mentre per la profondità maggiore di 0.80 m il modello è meno efficiente, ottenendo valori del coefficiente di determinazione molto bassi (*Fig.9*).

Il modello è stato applicato anche allo stesso tipo di dati sperimentali provenienti dal sito campione di Ozzano-S. La Tabella 2 riassume i valori dei parametri di *input* che sono stati assunti per l'applicazione del modello al sito campione.

Le Figure 10-12 mostrano i risultati dei valori calcolati del grado di saturazione, comparati con i dati sperimentali, come andamento nel tempo, in relazione all'altezza di pioggia, per tre differenti profondità: 0.10 m (*Fig.10*), 0.30 m (*Fig.11*), 0.60 m (*Fig.12*). In particolare, i risultati del modello dell'analisi di calibrazione, considerando il periodo tra il 18 febbraio 2005 e il 17 febbraio 2006, per le tre profondità, sono riportate in Figura 10a, 11a, 12a, rispettivamente. I risultati ottenuti attraverso le prime analisi di previsione, considerando il periodo tra gennaio 2006 e il settembre 2007, per le tre profondità, sono riportate in Figura 10b, 11b, 12b, rispettivamente. Il primo mese di queste serie si sovrappone all'ultimo del periodo considerato precedentemente, per permettere al modello di raggiungere una certa stabilità.

Le ulteriori analisi di previsione, considerando un periodo di due anni di tempo dal dicembre 2007 al dicembre 2009, per le tre profondità, sono riportate in Figura 10c, 11c, 12c, rispettivamente. Anche in questo caso mancano alcuni dati sperimentali in corrispondenza del periodo tra ottobre e novembre 2007.

In questo caso, il confronto tra i dati sperimentali e modellati è ragionevole soltanto per le analisi svolte alla profondità di 0.10 m (*Fig.10*).

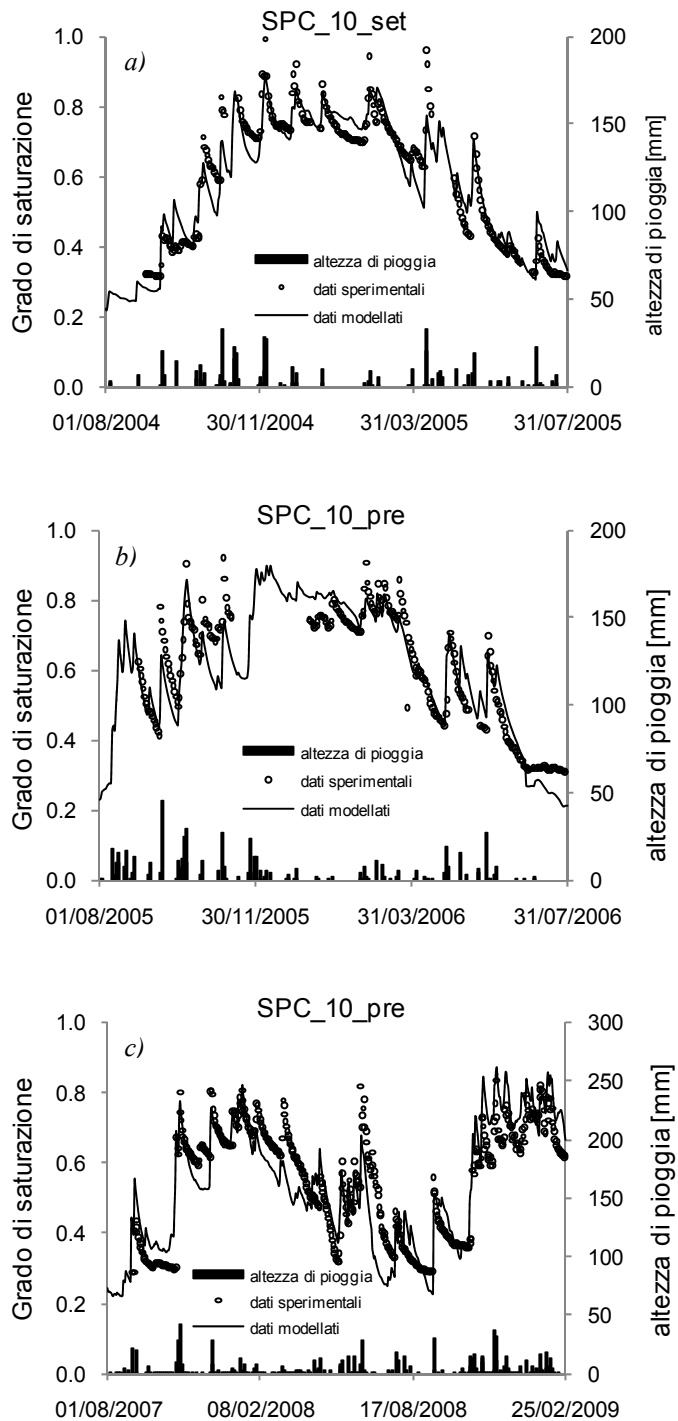


Figura 4. Sito di San Pietro Capofiume. S_r vs. tempo alla profondità di 0.10 m. a) calibrazione. b) e c) analisi di previsione.

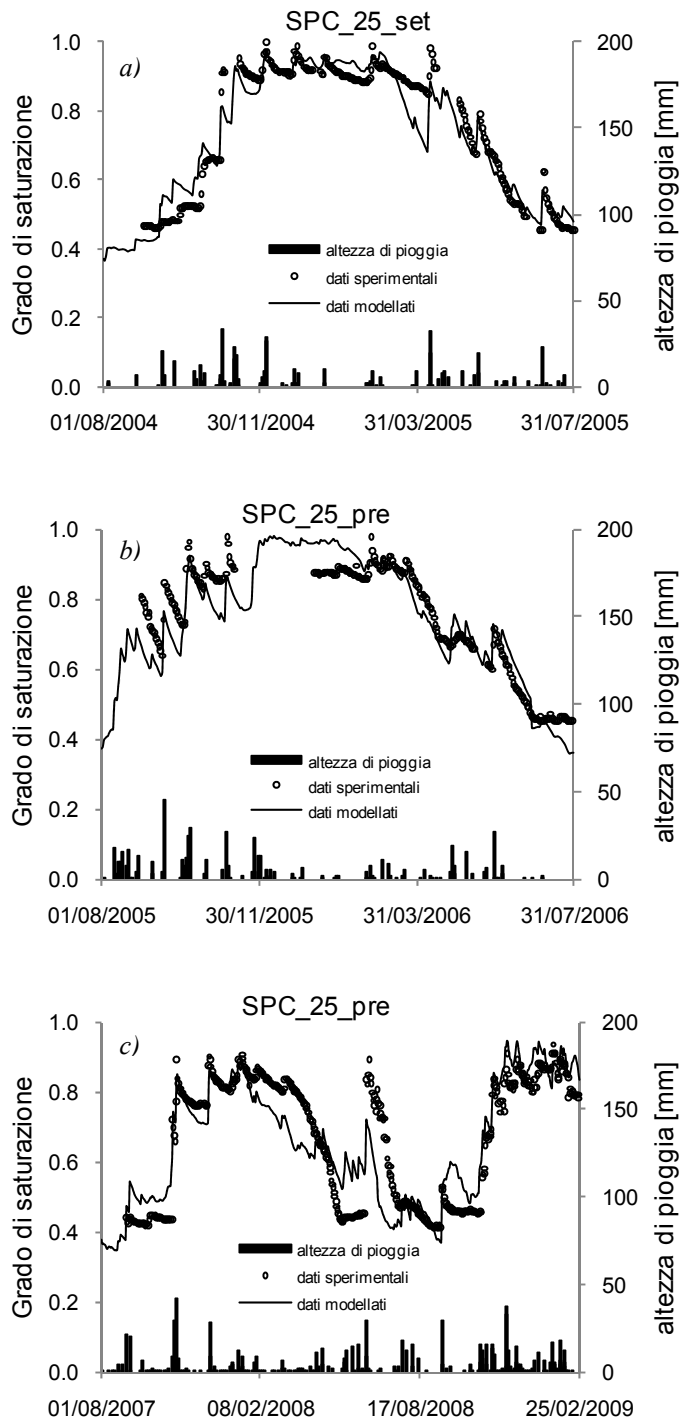


Figura 5. Sito di San Pietro Capofiume. S_r vs. tempo alla profondità di 0.25 m. a) calibrazione. b) e c) analisi di previsione.

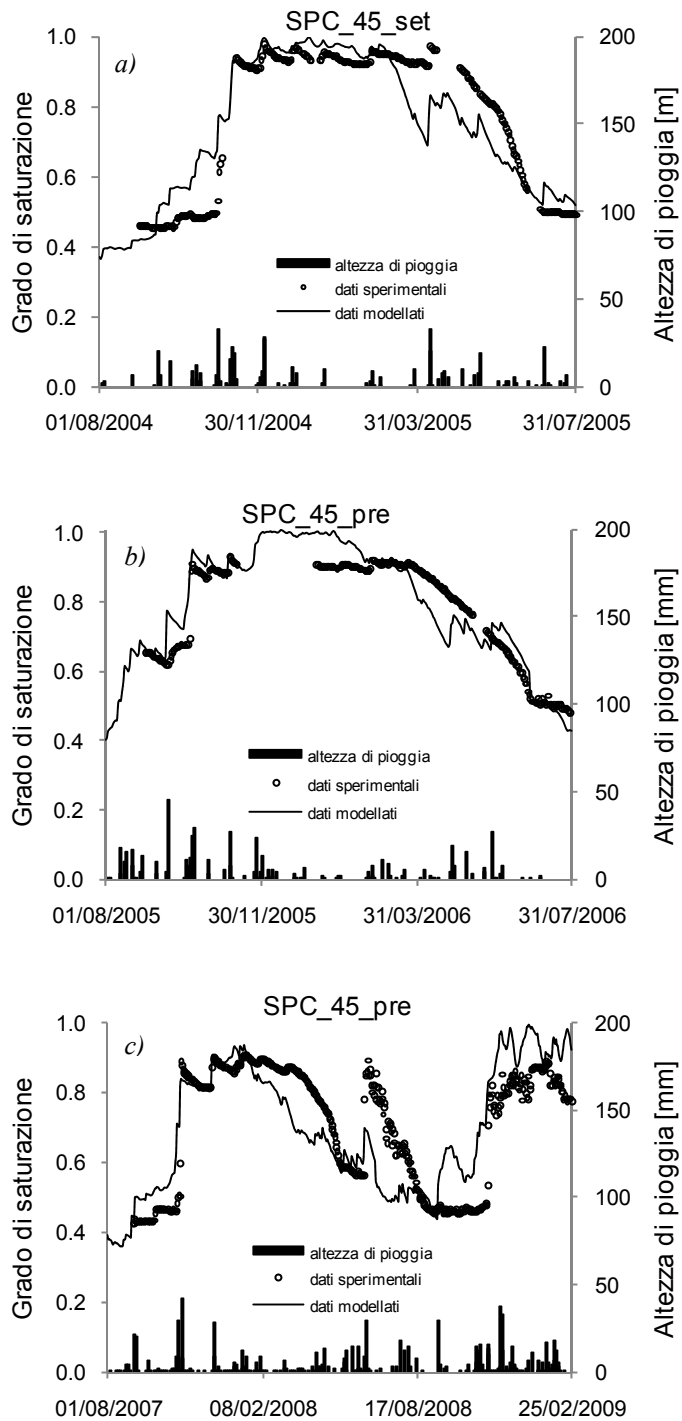


Figura 6. Sito di San Pietro Capofiume. S_r vs. tempo alla profondità di 0.45 m. a) calibrazione. b) e c) analisi di previsione.

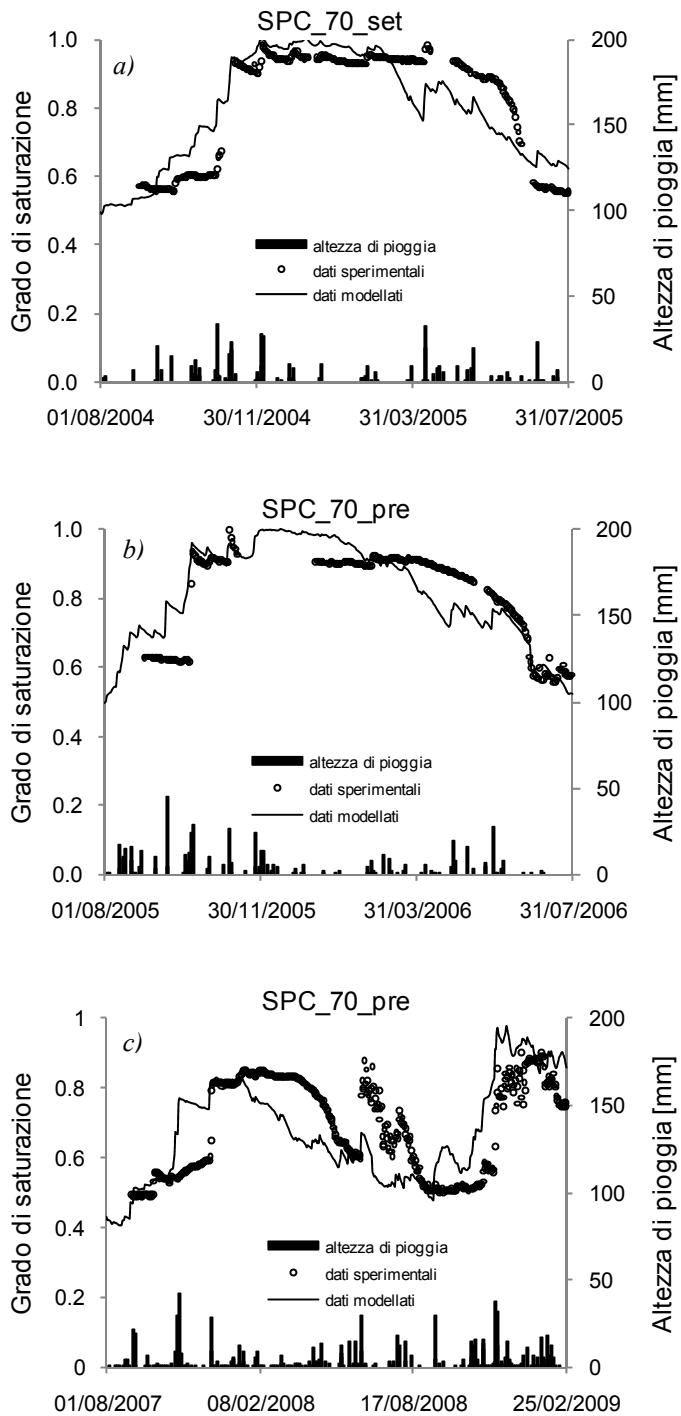


Figura 7. Sito di San Pietro Capofiume. S_r vs. tempo alla profondità di 0.70 m. a) calibrazione. b) e c) analisi di previsione.

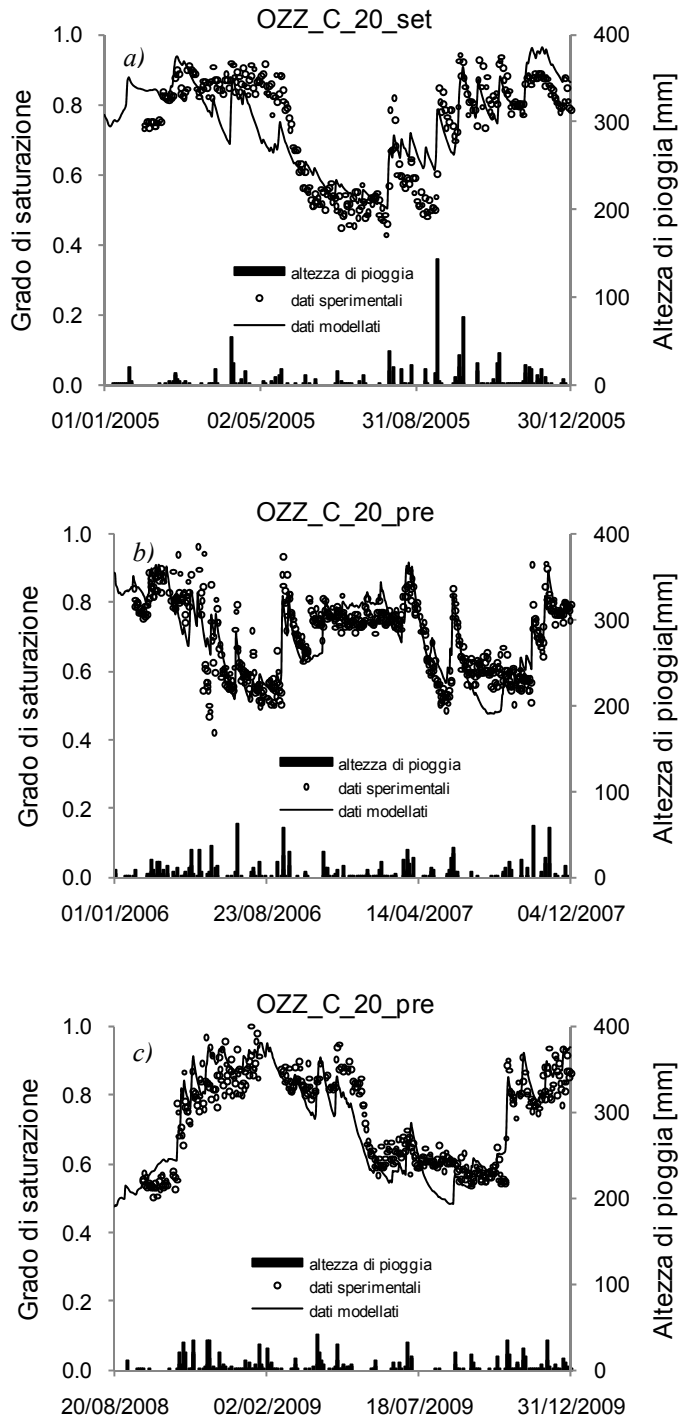


Figura 8. Sito di Ozzano-C. S_r vs. tempo alla profondità di 0.20 m. a) calibrazione. b) e c) analisi di previsione.

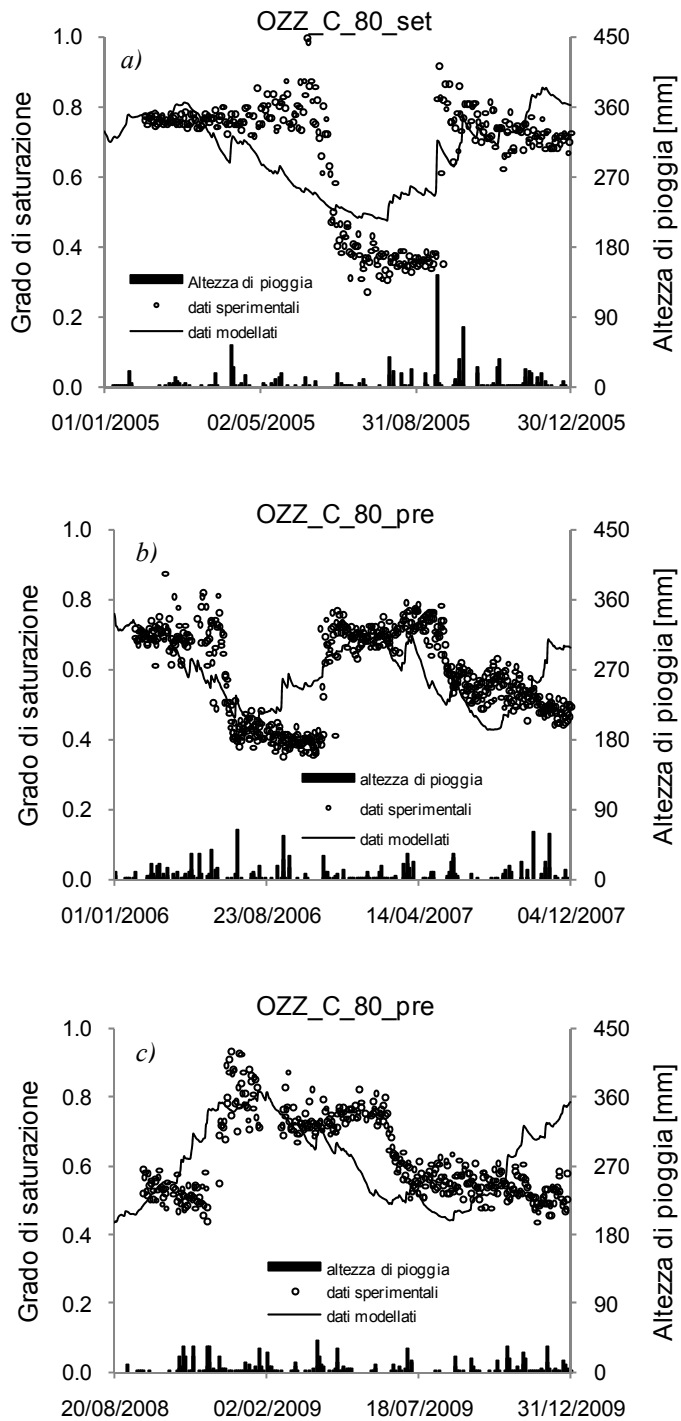


Figura 9. Sito di Ozzano-C. S_r vs. tempo alla profondità di 0.80 m. a) calibrazione. b) e c) analisi di previsione.

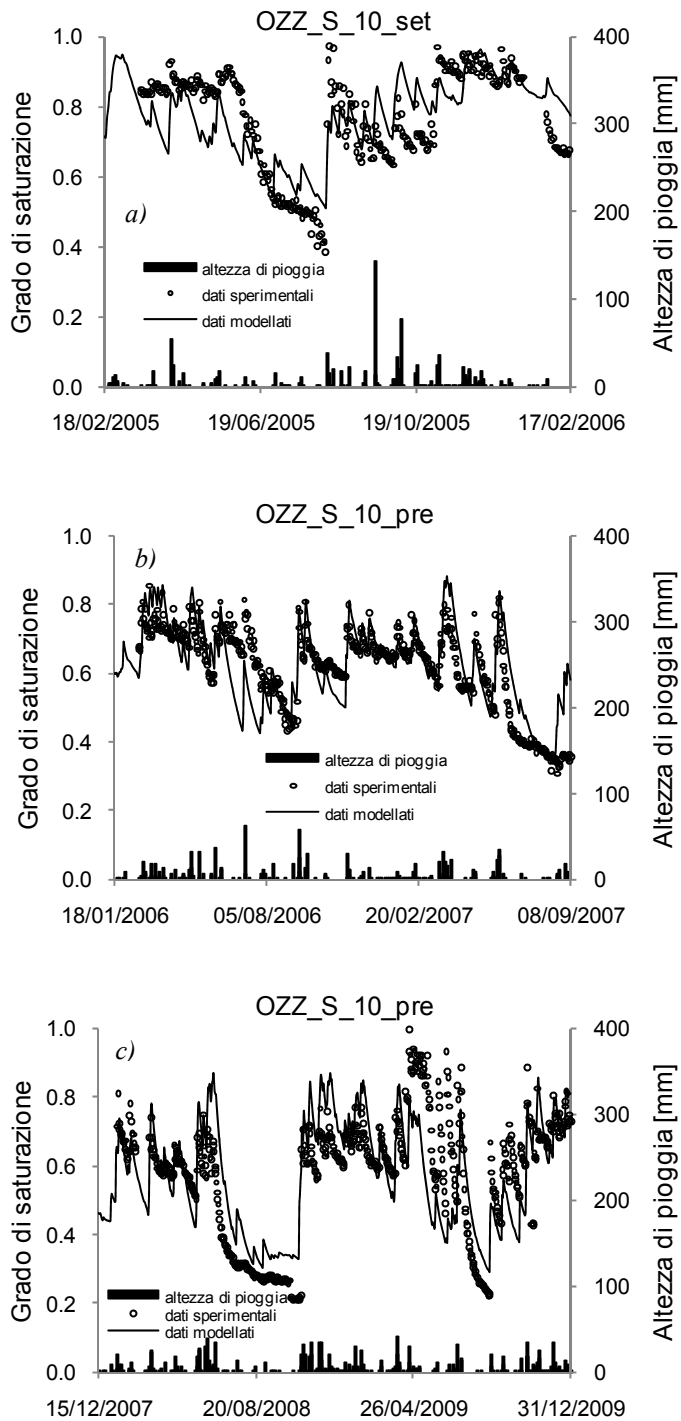


Figura 10. Sito di Ozzano-S. S_r vs. tempo alla profondità di 0.10 m. a) calibrazione. b) e c) analisi di previsione.

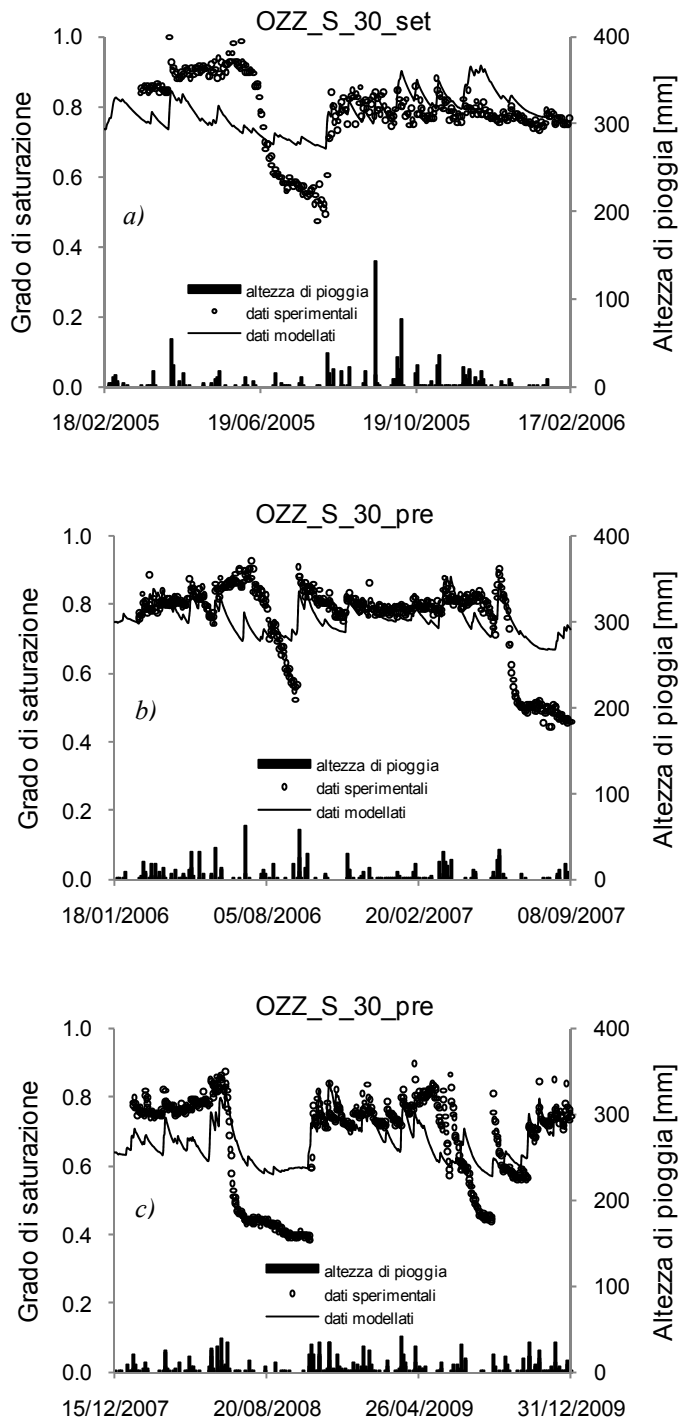


Figura 11. Sito di Ozzano-S. S_r vs. tempo alla profondità di 0.30 m. a) calibrazione. b) e c) analisi di previsione.

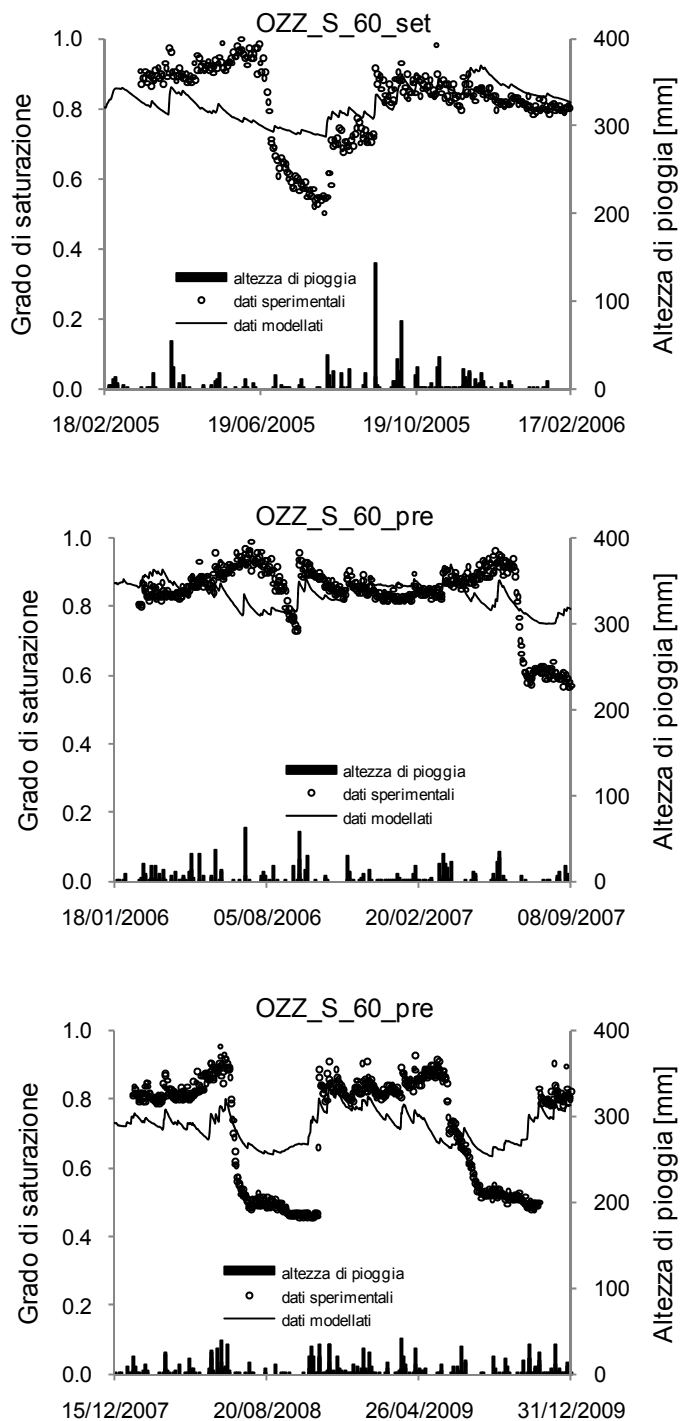


Figura 12. Sito di Ozzano-S. S, vs. tempo alla profondità di 0.60 m. a) calibrazione. b) e c) analisi di previsione.

7.5. Conclusioni

In questo Capitolo è stato descritto un modello empirico che permette di ottenere il grado di saturazione di un terreno come funzione di dati climatici facilmente reperibili, quali temperatura dell'aria e altezza di pioggia. I risultati della modellazione sono stati confrontati con valori del contenuto d'acqua del terreno misurati in sito, provenienti da tre differenti siti campione dell'Emilia Romagna. Il primo anno di dati osservati è stato necessario per la calibrazione dei parametri del modello. Per i due periodi successivi, sono stati utilizzati gli stessi parametri per le analisi di previsione.

Il modello sembra che simuli in maniera ottimale i cicli annuali del contenuto d'acqua per differenti profondità rispetto al piano campagna. In particolare, sembra più adatto per la simulazione degli strati più superficiali, fino a 0.45 m dal piano campagna. Tuttavia, per due dei tre siti campione, il fenomeno della captazione d'acqua delle piante, dato dalla presenza di apparati radicali anche profondi, come arbusti o mais, porta ad osservare che l'utilizzo di un unico *set* di parametri non permette di descrivere adeguatamente il complesso meccanismo dell'evapotraspirazione. Per questo motivo, la prestazione del modello, nella formulazione proposta, non è adatta per strati più profondi di 0.20 m, in cui la presenza di vegetazione non è trascurabile.

Inoltre, è stato messo in evidenza che il modello necessita di una calibrazione separata per le differenti profondità in cui il grado di saturazione viene calcolato.

Nonostante i risultati promettenti, il modello proposto richiede ulteriori *test* su dati sperimentali provenienti da siti diversi per un'ulteriore validazione e per un'effettiva applicazione a diverse scale.

7.6. Bibliografia

- Alimi Ichola, I., Gaidi, L. (2005). Influence of the unsaturated zone of soil layer on the solute migration. *Engineering Geology* , 85 (1-2), 2-8.
- Baum, R. L., Savage, W. Z., Godt, J. W. (2002). *TRIGRS — a fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis*. Tratto da <http://pubs.usgs.gov/of/2002/ofr-02-424>
- Bittelli, M., Salvatorelli, F., Rossi Pisa, P. (2008). Correction of TDR-based soil water content measurements in conductive soils. *Geoderma* , 143(1–2), 133-142.
- Bittelli, M., Tomei, F., Pistocchi, A., Flury, M., Boll, J., Brooks, E. S. (2010). Development and testing of a physically based, three-dimensional model of surface and subsurface hydrology. *Advances in Water Resources* , 33(1), 106-122.
- Caruso, M., Jommy, C. (2010). A prototype soil column to calibrate numerical models accounting for soil-atmosphere interaction. In E. A. Gens (A cura di), *Unsaturated soils*, (p. 1121-1126). Barcelona, Spain.
- Cornini, N. (2010). Caratterizzazione geotecnica di laboratorio di terreni sede di soil slip nell'Appennino Reggiano. Facoltà di Ingegneria, Università di Parma.
- Dingman, S. L. (2002). *Physical hydrology*. Upper Saddle River: Prentice-Hall.
- Farabegoli, E., Rossi Pisa, P., Costantini, B., Gardi, C. (1994). Thematic cartography for the study of the erosion at the watershed scale. *Italian Journal of Agronomy* , 28, 356-363.
- Fredlund, D. G., Rahardjo, H. (1993). *Soil mechanics for unsaturated soils*. New York: John Wiley and Sons.

- Gatti, M. (2010). Caratterizzazione geotecnica di laboratorio di pendii, sede di soil slip, siti nell'Appennino Reggiano. Facoltà di Ingegneria, Università di Parma.
- Granberg, G., Grip, H., Lofvenius, M. O., Sundh, I., Svensson, B. H., Nilsson, M. (1999). A simple model for simulation of water content, soil frost, and soil temperatures in Boreal mixed mires. *Water Resources Research* , 35(12), 3771–3782.
- Iverson, R. M. (2000). Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research* , 36(7), 1897-1910.
- Kane, D. L., Hinkel, K. M., Goering, D. J., Hinzman, L. D., Outcalt, S. I. (2001). Non-conductive heat transfer associated with frozen soils. *Global and Planetary Change* , 29(3-4), 275-292.
- Lancellotta, R. (2004). *Geotecnica*. Bologna: Zanichelli.
- Liao, Z., Hong, Y., Wang, J., Fukuoka, H., Sassa, K., Karnawati, D. (2010). Prototyping an experimental early warning system for rainfall-induced landslides in Indonesia using satellite remote sensing and geospatial datasets. *Landslides* , 7(3), 317-324.
- Luo, L., Robock, A., Vinnikov, K. Y., Schlosser, C. A., Slater, A. G., Boone, A. (2003). Effects of frozen soil on soil temperature, spring infiltration, and runoff: results from the PILPS 2(d) experiment at Valdai, Russia. *Journal of Hydrometeorology* , 4(2), 334–351.
- Mantovi, P., Fumagalli, L., Beretta, G. P., Guermandi, M. (2006). Nitrate leaching through the unsaturated zone following pig slurry applications. *Journal of Hydrology* , 316 (1-4), 195-212.
- Maraqa, M. A., Wallace, R. B., Voice, T. C. (1999). Effect of water saturation on retardation of ground-water contaminants. *Journal of Environmental Engineering* , 125(8), 697-704.

- Marshall, T. J., Holmes, J. W., Rose, C. W. (1996). *Soil physics*. Cambridge UK: Cambridge University Press.
- Milly, P. C. (1996). Effects on thermal vapour diffusion on seasonal dynamics of water in the unsaturated zone. *Water Resources Research* , 32(3), 509–518.
- Montrasio, L., Valentino, R. (2008b). A model for triggering mechanisms of shallow landslides. *Natural Hazard Earth System Science* , 8, 1149-1159.
- Montrasio, L., Valentino, R. (2008a). A simplified model for the evaluation of the degree of saturation in slope stability analysis of shallow soil. *Unsaturated Soils: Advances in Geo-Engineering*. Durham, UK: D.G. Toll, C.E.Augarde, D. Gallipoli, and S.J. Wheeler.
- Montrasio, L., Valentino, R. (2009). X-SLIP: un modello per l'innescò di frane indotte da piogge, fisicamente basato, implementato su piattaforma experience. *Incontro Annuale dei Ricercatori di Geotecnica*. Roma.
- Montrasio, L., Valentino, R., Losi, G. (2009). Rainfall-induced shallow landslides: a model for the triggering mechanism of some case studies in northern Italy. *Landslides* , 6(3), 241-251.
- Pieri, L., Bittelli, M., Wu, J. Q., Dun, S., Flanagan, D. C., Rossi Pisa, P. (2007). Using the water erosion prediction project (WEPP) model to simulate field-observed runoff and erosion in the Apennines mountain range, Italy. *Journal of Hydrology* , 336(1-2), 84-97.
- Pistocchi, A., Bouraoui, F., & Bittelli, M. (2008). A simplified parameterization of the monthly topsoil water budget. *Water Resources Research* , 44(12), W12440-1 W12440-21.
- Polenghi, C. (2009). Caratterizzazione geotecnica di laboratorio di terreni coinvolti in fenomeni di soil slip. Facoltà di Ingegneria, Università di Parma.

- Rodriguez-Iturbe, I., Porporato, A. (2004). *Ecohydrology of water controlled ecosystems*. Cambridge, UK: Cambridge University Press.
- Salciarini, D., Godt, J. W., Savage, W. Z., Conversini, P., Baum, R. L., Micheal, J. A. (2006). Modeling regional initiation of rainfall-induced shallow landslides in the eastern Umbria region of central Italy. *Landslides*, 3(3), 181–194.
- Simunek, J., Sejna, M., & van Genuchten, M. T. (1998). The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. *International Ground Water Modeling Center*. Colorado: School of Mines, Golden, Colo.
- Tomei, F., Antolini, G., Bittelli, M., Marletto, V., Pasquali, A., Van Soetendael, M. (2007). Validazione del modello di bilancio idrico CRITERIA. *Italian Journal of Agrometeorology*, 1(Suppl.).
- Tsai, T. L., Chen, H. E., Yang, J. C. (2008). Numerical modeling of rainstorm-induced shallow landslides in saturated and unsaturated soils. *Environmental Geology*, 55(6), 1296-1277.
- Valentino, R., Montrasio, L., Losi, G. L. (2009). Empirical evaluation of the relationship between rainfalls and the degree of saturation of shallow soils. In S. F. O. Buzzi (A cura di), *Unsaturated Soils* (p. 823–828). Newcastle, Australia: CRC Press, Boca Raton.
- Valentino, R., Montrasio, L., Losi, G.L., Bittelli, M. (2011). An empirical model for the evaluation of the degree of saturation of shallow soils in relation to rainfalls. *Canadian Geotechnical Journal*, 48, 795-809.
- Valla, A. (2011). Caratterizzazione geotecnica sperimentale di pendii, sede di soil slip, siti nell'Appennino Reggiano. Facoltà di Ingegneria, Università di Parma.

- Van der Kwaak, J., Loague, K. (2001). Hydrologic-response simulations for the R-5 catchment with a comprehensive physics-based model. *Water Resources Research* , 37(4), 999-1013.
- Vogel, H. J., Ippisch, O. (2008). Estimation of a critical spatial discretization limit for solving Richards' equation at large scales. *Vadose Zone Journal* , 7(1), 112–114.

Capitolo 8

Analisi numerica del processo di infiltrazione piovosa nella coltre di terreno superficiale sede di *soil slip*

8.1. Introduzione

I mezzi porosi spesso mostrano numerose eterogeneità, quali fratture, fessure, buchi e macropori, che comportano, talvolta, una certa instabilità nell'avanzamento del fronte umido nei mezzi porosi (*Gerke e Van Genuchten, 1993*), instaurando dei flussi preferenziali (*Beven, 1991*). Questi fenomeni sono stati esaminati in diversi campi, poiché risultano essenziali nello studio delle riserve petrolifere (*Warren e Root, 1963*), dei materiali rocciosi fratturati (*Wang, 1991*), dei terreni caratterizzati da macroporosità (*Steenhuis e Parlange, 1991*) e perfino per terreni grossolani omogenei (*Baker e Hillel, 1991*), infine nella modellazione idrologica dell'analisi di stabilità dei pendii (*Lumb, 1962; Ng e Shi, 1998; Zhang e Zhang, 2009*)

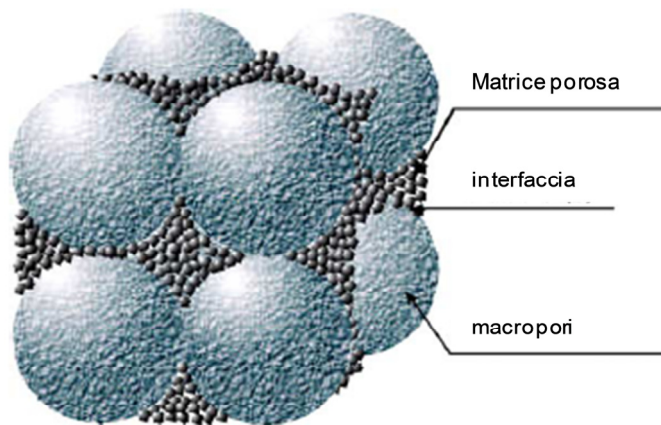


Figura 1. Struttura del mezzo con doppia porosità (*Lewandowska et al., 2004*)

Recentemente, diversi autori hanno proposto alcuni modelli, che descrivono il fenomeno dell'avanzamento del fronte umido nei mezzi

porosi, tenendo conto dell'effetto della doppia porosità. In particolare, il mezzo poroso può essere considerato suddiviso in due domini: il primo associato ai macropori, alle fessure, alle fratture, caratterizzato da un'elevata permeabilità, il secondo relativo alla matrice porosa, caratterizzata da una permeabilità inferiore (Lewandowska et al., 2004). Inoltre, I due sistemi possono interagire tra loro mediante uno scambio d'acqua.

L'approccio al problema può essere seguito a diverse scale: alla scala microscopica, associata ai singoli pori e grani costituenti il mezzo poroso, alla scala mesoscopica, detta anche di *Darcy*, che analizza un aggregato di terreno poroso, alla scala macroscopica, che risulta essere di maggior interesse per l'analisi del problema idrologico (Lewandowska et al., 2004).

Alcuni autori (Nitao e Buscheck, 1991) hanno modellato le macroporosità come un sistema di fessure parallele e equispaziate, che hanno permesso la simulazione dell'infiltrazione del liquido per gravità in un mezzo poroso non saturo. La posizione del fronte liquido è espressa in funzione del tempo, mediante alcune ipotesi semplificative, formulando un'equazione differenziale non lineare. Per la risoluzione del problema, in questo caso, è stato adottato un modello bidimensionale che, oltre ad essere applicabile alle rocce fratturate, può essere rappresentativo dell'infiltrazione laterale in terreni grossolani stratificati intervallati da strati di terreno più fini.

Altri autori (Gerke e Van Genuchten, 1993) hanno proposto una modellazione che segue le equazioni di *Richards*, in cui l'avanzamento del fronte umido avviene sia nella matrice porosa, sia nei macropori. In particolare i due mezzi vengono messi in relazione mediante un termine di scambio che dipende dal differente grado di suzione dei due materiali. Infatti, i mezzi sono caratterizzati da curve di ritenzione e permeabilità differenti.

Ulteriori autori (Lewandowska et al., 2004) hanno sviluppato un modello macroscopico utilizzando il metodo dell'omogeneizzazione (Arbogast et al., 1990; Hornung e Showalter, 1990), che assume una certa periodicità del mezzo e quest'ultimo possa essere suddiviso in sottodomini in comunicazione tra loro.

Infine, per la modellazione dell'infiltrazione piovosa nell'analisi di stabilità dei pendii sono stati messi a punto alcuni modelli agli elementi finiti che permettono di analizzare l'influenza e la modalità di infiltrazione dell'acqua piovana nei terreni potenzialmente coinvolti in scivolamenti superficiali (Ng e Shi, 1998; Zhang e Zhang, 2009).

In questo capitolo sono presentate numerose analisi numeriche, che sono state eseguite tramite un codice agli elementi finiti, chiamato *FEMWATER*[®]. L'ambiente di lavoro è tridimensionale e permette il controllo di alcune condizioni al contorno, come il potenziale di evaporazione, la permeabilità del terreno, la disponibilità d'acqua (in questo caso l'altezza pluviometrica) e la posizione della falda. Le analisi numeriche hanno lo scopo di riprodurre il processo d'infiltrazione piovosa, che accade in un pendio, coinvolto potenzialmente in una frana indotta da pioggia. In particolare, sarà analizzato il ruolo della macroporosità nel complesso meccanismo dell'infiltrazione piovosa e il suo effetto nell'analisi di stabilità dei pendii. Nelle simulazioni sono state riprodotte: la geometria del pendio, le caratteristiche dei terreni coinvolti (porosità, contenuto volumetrico saturo e residuo), lo schema della precipitazione. Nonostante alcuni limiti del codice di calcolo, i risultati mostrano come il processo di saturazione dei terreni superficiali sia fortemente influenzato dalla macroporosità piuttosto che dalla microporosità.

8.2. Il modello idrologico

Nel codice di calcolo *FEMWATER*[®] sono state implementate le equazioni che governano il flusso dei mezzi porosi parzialmente saturi (Eq.3), che sono state ricavate partendo dalla definizione di alcune grandezze, come la compressibilità dello scheletro solido (Yeh,1992) (Eq.1), la velocità di flusso nel solido (Yeh,1992) (Eq.2) e la velocità di flusso secondo Darcy. Inoltre è stato ipotizzato che il fluido sia incomprimibile e in condizioni isotermitiche (Galeati et al., 1992)

$$\frac{\delta(1-n)}{\delta t} + \nabla[(1-n) \cdot V_s] = 0 \quad (1)$$

dove:

- n è la porosità;
- t è il tempo;
- V_s è la velocità di deformazione del materiale dovuta alla consolidazione.

$$\nabla V_s = \alpha \frac{\delta p}{\delta t} \quad (2)$$

dove:

- α è il coefficiente di consolidazione del mezzo;
- p è la pressione del fluido.

$$\frac{\rho}{\rho_0} F \frac{\delta h}{\delta t} = \nabla [K \cdot (\nabla h + \frac{\rho}{\rho_0} \nabla z)] + \frac{\rho^*}{\rho_0} q \quad (3)$$

$$F = \alpha' \frac{\theta}{n} + \beta' \theta + n \frac{ds}{dh} \quad (4)$$

dove:

- F è il coefficiente di immagazzinamento;
- h è il carico piezometrico;

- K è il tensore della permeabilità idraulica;
- z è l'altezza geometrica;
- q è il termine di sorgente (portata immessa o estratta);
- ρ è la densità dell'acqua alla concentrazione chimica C ;
- ρ_0 è la densità dell'acqua di riferimento alla concentrazione chimica zero;
- ρ^* è la densità del fluido immesso o estratto;
- θ è il contenuto volumetrico d'acqua;
- α' è la compressibilità del mezzo modificata;
- β è la compressibilità del fluido modificata;
- S è il grado di saturazione.

Il tensore della permeabilità idraulica è espresso dall'Equazione 5.

$$\vec{\vec{K}} = \frac{\rho g}{\mu} \vec{\vec{k}} = \frac{\rho_0}{\mu} \cdot \frac{\rho_0 \cdot g}{\mu_0} \cdot k_s \cdot k_r = \frac{\rho_0}{\mu} \cdot K_{s0} \cdot k_r \quad (5)$$

dove:

- μ è la viscosità dinamica alla concentrazione chimica C ;
- μ_0 è la viscosità dinamica riferita alla concentrazione zero;
- $\vec{\vec{k}}$ è il tensore della permeabilità intrinseca;
- $\vec{\vec{k}}_s$ è il tensore della permeabilità intrinseca in condizioni di saturazione;
- k_r è la permeabilità relativa;
- $\vec{\vec{K}}_{s0}$ è il tensore di permeabilità in condizioni di saturazione.

Le condizioni iniziali del flusso sono date dall'Equazione 6.

$$h = h_i(x, y, z) \text{ in } D \quad (6)$$

dove D è il dominio di studio e h_i è una condizione iniziale, che può essere ricavata da misure sperimentali.

L'assegnazione delle condizioni al contorno è probabilmente la fase più complessa del processo di modellazione del flusso nei mezzi porosi parzialmente saturi.

Infatti, le condizioni al contorno per un dato dominio d'interesse possono essere considerate sotto tre punti di vista differenti: dinamico, fisico e matematico. Dal punto di vista dinamico il contorno può essere ritenuto impermeabile, oppure permeabile. Dal punto di vista fisico lo stesso contorno può essere classificato secondo l'interfaccia con cui è a contatto: suolo-suolo, suolo-aria, suolo-acqua. Dal punto di vista matematico, il contorno può essere classificato secondo quattro tipi di condizioni al contorno:

- condizione di *Dirichlet*: è una condizione al contorno che viene normalmente applicata per l'interfaccia suolo-acqua come: fiumi, laghi artificiali, linee di costa;

$$h = h_d(x_b, y_b, z_b, t) \text{ su } B_d \quad (7)$$

- condizione di gradiente del carico: non si incontra spesso nei problemi reali, tuttavia si può ben applicare alla base degli strati in cui avviene un drenaggio naturale;

$$-\vec{n} \cdot \vec{K} \cdot \left(\frac{\rho_0}{\rho} \nabla h \right) = q_n(x_b, y_b, z_b, t) \text{ su } B_n \quad (8)$$

- condizione di flusso: viene normalmente utilizzata per descrivere il tasso di infiltrazione che può verificarsi nell'alveo di un fiume;

$$-\vec{n} \cdot \vec{K} \cdot \left(\frac{\rho_0}{\rho} \nabla h + \nabla z \right) = q_c(x_b, y_b, z_b, t) \text{ su } B_c \quad (9)$$

- condizione variabile: utilizzata se esiste nel dominio di interesse, un'interfaccia tra suolo ed aria; questa condizione tiene in considerazione l'evapotraspirazione potenziale, la permeabilità dello strato superficiale ed eventuali ricariche superficiali dovute alla pioggia. Nel caso di precipitazioni si utilizzano le Equazioni 10a e 10b, altrimenti le 11a e le 11b.

$$h = h_p(x_b, y_b, z_b, t) \text{ su } B_v \quad (10a)$$

$$-\vec{n} \cdot \vec{K} \cdot \left(\frac{\rho_0}{\rho} \nabla h + \nabla z \right) = q_p(x_b, y_b, z_b, t) \text{ su } B_v \quad (10b)$$

$$h = h_m(x_b, y_b, z_b, t) \text{ su } B_v \quad (11a)$$

$$-\vec{n} \cdot \vec{K} \cdot \left(\frac{\rho_0}{\rho} \nabla h + \nabla z \right) = q_e(x_b, y_b, z_b, t) \text{ su } B_v \quad (11b)$$

dove:

- (x_b, y_b, z_b) sono le coordinate spaziali del contorno;
- \vec{n} è il versore normale alla superficie di contorno e positivo nel verso uscente;
- h_d è l'altezza piezometrica per le condizioni al contorno di *Dirichlet*;
- q_n è il valore del gradiente di flusso;
- q_c è il valore del flusso;
- B_d è il contorno di *Dirichlet*;
- B_n è il contorno per il gradiente di flusso;
- B_c è il contorno per la condizione di flusso;
- B_v è il contorno variabile;
- h_p è lo spessore degli specchi d'acqua presenti sul contorno;
- q_p sono le precipitazioni captate dal contorno variabile;
- h_m è la minima altezza piezometrica sul contorno variabile;
- q_e è il tasso di evaporazione sul contorno variabile.

Quindi, un modello numerico deve essere in grado di gestire queste condizioni al contorno anche quando presentano variazioni nello spazio e nel tempo.

8.3. Modellazione agli elementi finiti

Il codice di calcolo *FEMWATER*[®] adotta la modellazione agli elementi finiti di *Galerkin* (*Brenner e Scott, 2008*) per la risoluzione delle equazioni di flusso. In tal modo la soluzione è definita con continuità. I principali vantaggi, che presenta la modellazione agli elementi finiti, sono:

- tenere in considerazione l'eterogeneità e l'anisotropia degli acquiferi;
- condizioni al contorno di facile determinazione;
- possibilità di utilizzo di griglie differenti con diversi livelli di discretizzazione;
- la formulazione utilizzata permette di modellare un flusso verosimile (*Yeh, 1987*).

Molti autori si sono occupati della descrizione del metodo degli elementi finiti, ad esempio *Istok* (1989), perciò in questo Paragrafo saranno descritte solo alcune particolarità dell'applicazione del metodo in *FEMWATER*[®]. Il modello di flusso include tre opzioni per la risoluzione delle equazioni degli elementi finiti. In altre parole, esistono tre metodi per risolvere le equazioni matriciali linearizzate: iterazione di punti successivi, gradiente coniugato preconditionato polinomiale e il gradiente coniugato preconditionato di *Choelsky*.

L'elemento esaedrico, nelle coordinate locali (ξ, η, ζ), rappresenta la migliore soluzione per il metodo degli elementi finiti. Nelle coordinate locali, l'elemento esaedrico è raffigurato come un cubo, i cui vertici sono localizzati a $\xi \pm 1, \eta \pm 1, \zeta \pm 1$, come mostrato in Figura 2. Per gli elementi esaedrici le otto funzioni di base sono ottenute tenendo in considerazione il tensore prodotto dalle funzioni stesse con gli elementi lineari.

$$N_i(\xi, \eta, \zeta) = \frac{1}{8}(1 + \xi \xi_i)(1 + \eta \eta_i)(1 + \zeta \zeta_i) \quad i = 1, 2, \dots, 8 \quad (12)$$

Poichè il metodo degli elementi finiti di *Galerkin* è utilizzato per risolvere le equazioni di flusso, il *set* delle otto funzioni pesate è preso nello stesso modo delle otto funzioni di base.

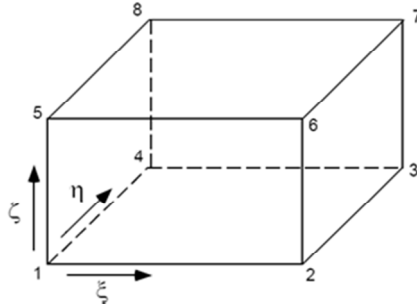


Figura 2. Un elemento esadrico in coordinate locali.

8.4. Il modello a doppia porosità

Il codice di calcolo *FEMWATER*[®] è in grado di modellare sia le caratteristiche del materiale poroso, sia del fluido. In particolare, il fluido viene definito in base alla sua densità, viscosità e compressibilità, mentre il mezzo in funzione delle caratteristiche di permeabilità, dispersione, diffusione e compressibilità. Una delle peculiarità del codice proposto è di poter modellare, sia il mezzo saturo, sia quello insaturo, definendo la curva di ritenzione del materiale (mediante la formulazione di *Van Genuchten*), la curva di capacità idrica e la permeabilità relativa. La formulazione di *Van Genuchten* per la determinazione della permeabilità relativa K_r e del contenuto volumetrico effettivo è stata valutata empiricamente ed è espressa nelle Equazioni 13 e 14 (*Van Genuchten, 1980*)

$$K_r = \theta_e^{0.5} [1 - (1 - \theta_e^{\frac{1}{\gamma}})^{\gamma}]^2 \quad (13)$$

$$\theta_e = [1 + (|\alpha h|)^{\beta}]^{-\gamma} \quad \text{per } h < 0 \quad (14a)$$

$$\theta_e = 1 \quad \text{per } h > 0 \quad (14b)$$

$$\theta_w = \theta_r + \theta_e(\theta_s - \theta_r) \quad (15)$$

$$\gamma = 1 - \frac{1}{\beta} \quad (16)$$

dove:

- θ_w è il contenuto volumetrico d'acqua;
- θ_e è il contenuto volumetrico effettivo;
- θ_s è il contenuto volumetrico alla saturazione;
- θ_r è il contenuto volumetrico residuo;
- β e γ sono esponenti adimensionali specifici del tipo di terreno;
- α è un coefficiente specifico del tipo di terreno e ha le dimensioni dell'inverso di una lunghezza;

Nel programma utilizzato sono già implementate alcune curve di ritenzione per le tipologie di terreno più comuni e i valori caratteristici sono riportati in Tabella 1 (Carsel & Parish, 1988).

Tipo di suolo	Contenuto vol. saturo θ_s [-]	Contenuto vol. residuo θ_r [-]	α [cm ⁻¹]	β [-]
Argilla	0.38	0.068	0.008	1.09
Limo argilloso	0.41	0.095	0.019	1.31
Sabbia limosa	0.41	0.057	0.124	2.28
Limo	0.46	0.034	0.106	1.37
Argilla limosa	0.36	0.070	0.005	1.09
Sabbia	0.43	0.045	0.145	2.68
<i>Sabbia modificata</i>	<i>0.90</i>	<i>0.045</i>	<i>0.145</i>	<i>2.68</i>
Argilla sabbiosa	0.38	0.100	0.027	1.23
Limo argilloso sabbioso	0.39	0.100	0.059	1.48
<i>Limo sabbioso</i>	<i>0.41</i>	<i>0.065</i>	<i>0.075</i>	<i>1.89</i>

Tabella 1. Parametri caratteristici di alcune tipologie di terreno per la determinazione delle relative curve di ritenzione.

Al fine di riprodurre un mezzo a doppia porosità è stato necessario definire due differenti curve di ritenzione; una per la matrice porosa e una per i macropori: fessure, fratture, buchi. La matrice porosa è stata simulata mediante le caratteristiche di un limo-sabbioso, poiché in letteratura sono stati esplicitati diversi casi di movimenti franosi superficiali indotti da pioggia, che si sono innescati laddove era presente questa tipologia di materiale (Crosta et al., 2003, Crosta e Dal Negro, 2003; D'Amato Avanzi et al., 2004; Cardinali et al., 2006; Gullà et al., 2008; Montrasio et al., 2009). La curva di ritenzione del materiale, secondo la formulazione di Van Genuchten, è mostrata in Figura 1 ed i parametri utilizzati per la sua valutazione sono riportati in Tabella 1 ed evidenziati in corsivo. La permeabilità del materiale è stata attribuita in modo anisotropo, poiché i terreni superficiali sono generalmente costituiti da depositi colluviali derivati dall'alterazione del substrato roccioso e dal trasporto lungo il pendio (Meisina e Scarabelli, 2007), quindi la velocità di infiltrazione di un fluido è stata considerata superiore lungo l'orizzontale che non in direzione verticale. Infatti, la permeabilità K_{yy} è stato assunta pari a $1 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ e K_{xx} e K_{zz} pari a $5 \cdot 10^{-7} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Tali valori sono in accordo a quanto riportato da Zhang e Zhang (2009).

Per quanto riguarda la modellazione dei macropori è stato scelto un mezzo più permeabile rispetto alla matrice porosa, la sabbia. In questo caso, per le simulazioni, sono stati utilizzati i parametri indicati in Tabella 1, tranne il valore del contenuto volumetrico d'acqua saturo θ_s , poiché

non adatto alla riproduzione del comportamento del mezzo macroporoso, per questo motivo si è aumentato tale valore fino a 0.9, in modo tale che il materiale potesse contenere una quantità d'acqua superiore. Alcuni autori (Zhang e Zhang, 2009) hanno perfino assunto un valore di θ_s pari ad uno, considerando effettivamente il vuoto.

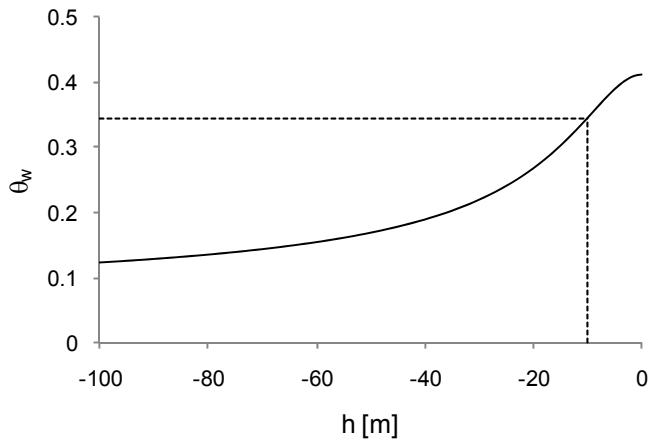


Figura 3. Curva di ritenzione per la matrice porosa.

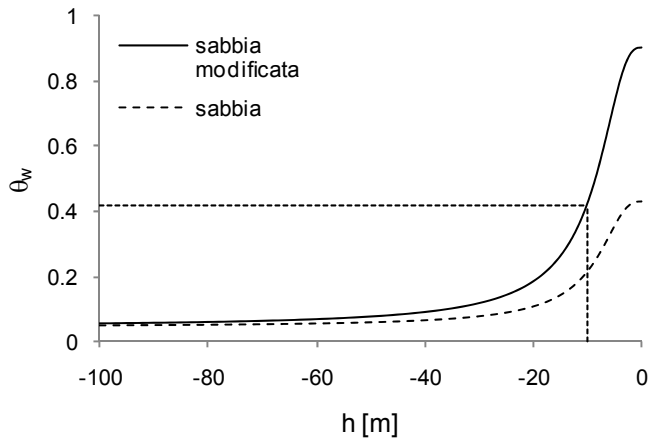


Figura 4. Curva di ritenzione per il mezzo macroporoso.

Anche per il mezzo macroporoso è stato scelto di considerare un comportamento anisotropo della permeabilità. In particolare, lungo la direzione verticale è stata assunta K_{zz} pari a $5 \cdot 10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, mentre nelle altre direzioni K_{xx} e K_{yy} pari a $10^{-2} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. I valori possono essere considerati conservativi, poichè sottostimano la permeabilità del mezzo macroporoso

rispetto a valori assunti ($0.91 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$) da altri autori (*Zhang e Zhang, 2009*).

8.5. Applicazione del codice *FEMWATER*[®]

Come ricordato al Paragrafo 8.2, il codice di calcolo utilizzato permette di tenere in considerazione differenti condizioni al contorno. Per la tipologia di problema che è stato affrontato la più adatta è risultata essere la condizione variabile, poiché permette il passaggio da una condizione di flusso a quella di carico assegnato sulla base del superamento del parametro h_p , già definito come spessore d'acqua che si può creare sulla superficie al contorno. Ossia, sulla superficie del terreno superficiale a seguito delle precipitazioni. Il valore di h_p è stato scelto pari a 0 m, poiché si è assunto che la formazione di uno specchio d'acqua su di una superficie inclinata, come un pendio, sia alquanto improbabile, infatti, anche altri autori hanno fatto la medesima assunzione (*Zhang & Zhang, 2009*). Inoltre, la condizione variabile permette di considerare contemporaneamente sia il processo di infiltrazione, sia di evaporazione.

La quantità d'acqua che simula le precipitazioni viene definita sottoforma di carico idraulico ed è stato assegnato uniformemente alla superficie di confine superiore del modello, ma può essere assunto variabile nel tempo. Per le altre superfici non è stata assegnata alcuna condizione al contorno, perciò sono state assunte impermeabili. Tale scelta è stata dettata dal fatto che si è voluto considerare, che prima della precipitazione, il mezzo poroso fosse parzialmente saturo.

La condizione di carico iniziale è stata assunta pari a $h = -10$ m, in tal modo è stato simulato che il contenuto d'acqua per la matrice porosa sia pari a $\theta_w = 0.34$ e per i macropori $\theta_w = 0.42$ (*Fig. 3 e 4*). Attraverso la ben nota espressione riportata nell'Equazione 17 è possibile determinare il relativo valore di grado di saturazione prima dell'inizio delle simulazioni.

$$S_r = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (17)$$

Per la matrice porosa risulta $S_r = 0.8$, mentre per i macropori $S_r = 0.44$. Il valore di grado di saturazione scelto per la matrice porosa permette di simulare l'umidità del terreno superficiale nella stagione primaverile o autunnale (*Montrasio et al. 2009; Valentino et al. 2011*), quando le precipitazioni sono abbondanti ma le temperature contribuiscono all'evaporazione dell'acqua piovana.

Per problemi di onere computazionale non è stato possibile riprodurre le dimensioni di un pendio reale, tuttavia si sono considerate delle grandezze che potessero permettere una discretizzazione particolareggiata del problema. Inoltre, per evidenziare i risultati delle simulazioni, la maglia è stata infittita in corrispondenza dei macropori. Quindi, il modello utilizzato ha una pianta rettangolare di lati 50 cm e 60 cm; mentre lo spessore è stato considerato variabile e pari a 10 cm, 20 cm e 40 cm (Fig.5).

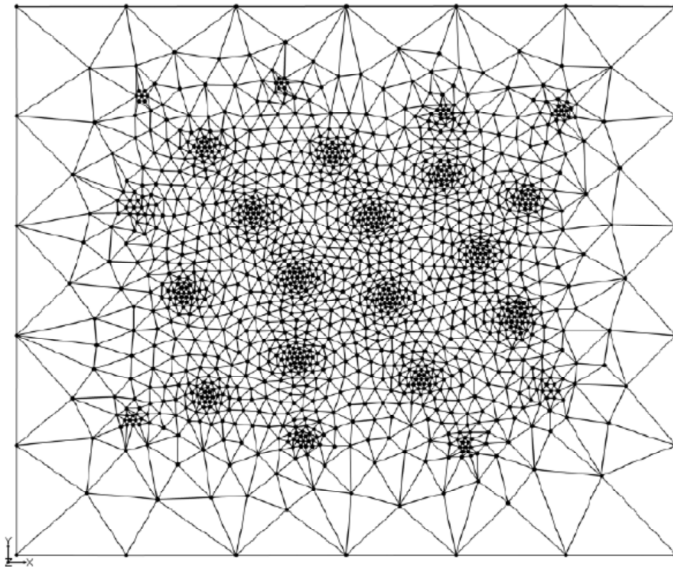


Figura 5. Maglia utilizzata per la modellazione del processo di infiltrazione.

8.6. Gli eventi piovosi analizzati

Per la simulazione del processo di infiltrazione piovosa in un pendio potenzialmente coinvolto in scivolamenti superficiali indotti da pioggia sono stati considerati due eventi piovosi che hanno innescato realmente dei fenomeni franosi. Il primo, è accaduto nella Calabria Ionica nel Settembre del 2000 (*Gullà et al., 2008*). Il secondo, nell'Aprile del 2005 nell'Appennino Emiliano (*Castroonuovo, 2005; Cervi et al., 2010; Montrasio et al. 2011*).

L'evento piovoso accaduto in Calabria è stato particolarmente intenso, infatti i nove pluviometri, presenti nell'area d'interesse, hanno registrato, in media, oltre 150 mm di altezza di pioggia in poche ore (*Fig.6*). In particolare, per la simulazione è stato utilizzato l'andamento pluviometrico registrato dalla stazione pluviometrica di Caulonia per le 15 ore in cui l'evento è stato più intenso (*Fig.7*).

Per quanto riguarda l'evento piovoso che ha coinvolto l'Appennino Emiliano, i tredici pluviometri presenti nell'area d'interesse hanno registrato un fenomeno meno intenso, rispetto a quello accaduto in Calabria, ma più prolungato nel tempo (*Fig.8*). Infatti, la stazione pluviometrica di Carpineti, considerata rappresentativa dell'area ha rilevato oltre 140 mm di altezza di pioggia in 42 ore (*Fig.9*).

Nelle simulazioni è stato necessario applicare un coefficiente riduttivo alle precipitazioni reali, poiché lo spessore della coltre mobilitabile è stato considerato pari a 0.1 m, 0.2 m e 0.4 m, anziché uno spessore di circa 1 m, 1.5 m che solitamente viene coinvolto negli scivolamenti superficiali indotti da pioggia (*Montrasio et al., 2011*). Quindi, è stata utilizzata l'Equazione 18 (*Bear, 1967*).

$$q_r = \frac{q_{reale}}{q_{simulato}} = \frac{n_r \cdot x_r}{t_r} \quad (18)$$

dove:

- q_r è il rapporto tra la precipitazione reale (q_{reale}) e quella simulata ($q_{simulata}$);
- n_r è il rapporto tra la porosità reale e modellata;
- x_r è il rapporto tra le dimensioni reali e modellate;

➤ t_r è il rapporto tra la durata di pioggia reale e simulata.

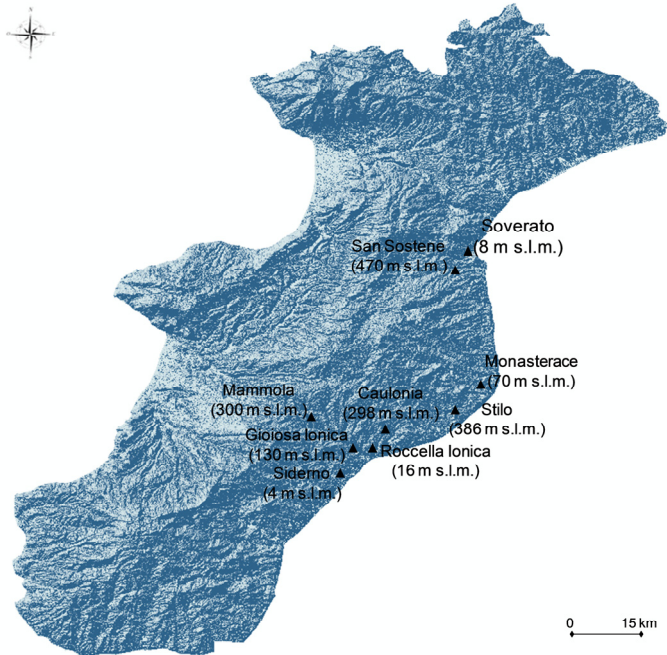


Figura 6. Le nove stazioni pluviometriche che hanno registrato l'evento piovoso del Settembre 2000 nella Calabria ionica.

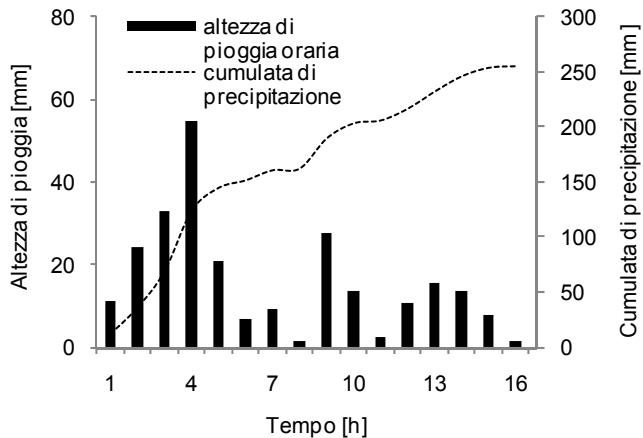


Figura 7. Evento piovoso rilevato dalla stazione pluviometrica di Caulonia dalle ore 00:00 del 10/09/2000 alle ore 15:00 del 10/09/2000.

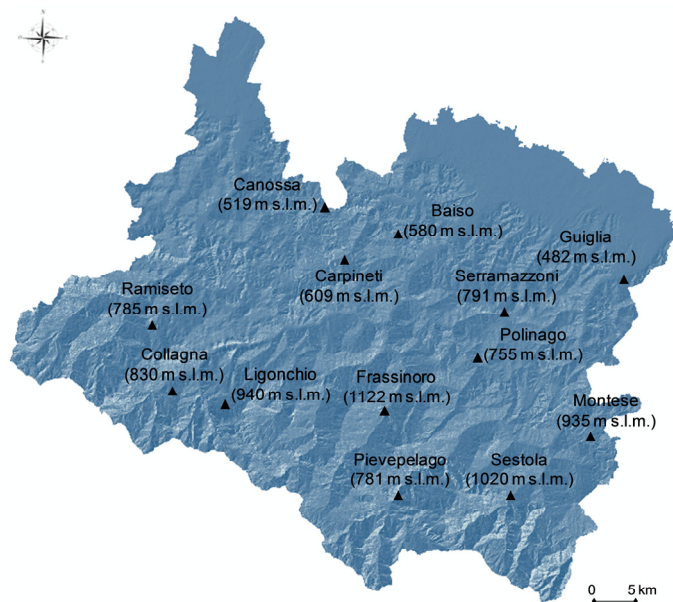


Figura 8. Le tredici stazioni pluviometriche che hanno registrato l'evento piovoso dell'Aprile 2005 nell'Appennino Emiliano.

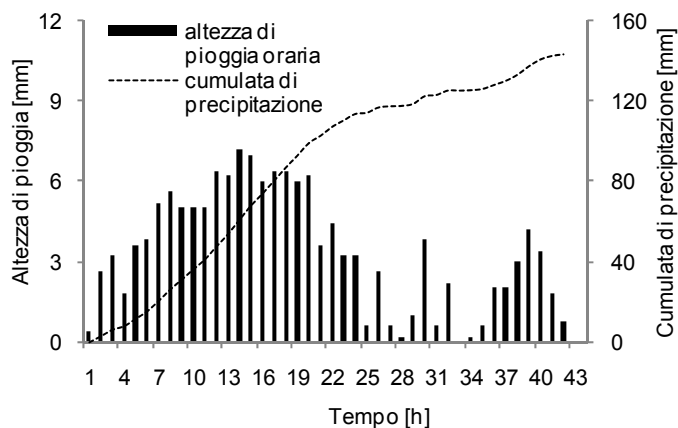


Figura 9. Evento piovoso rilevato dalla stazione pluviometrica di Baiso dalle ore 05:00 del 10/04/2005 alle ore 23:00 del 11/04/2005.

8.7. I risultati della modellazione del processo di infiltrazione piovosa in pendii ideali.

Le prime simulazioni sono state eseguite utilizzando le piogge dell'evento accaduto in Calabria (Fig.7) considerando uno spessore della coltre mobilitabile pari a 0.1 m e 0.2 m. I risultati ottenuti, indicano che la presenza dei macropori, per spessori così modesti, non inficia sull'avanzamento del fronte umido nella matrice porosa. Nelle zone limitrofe alle fessure modellate si manifesta, perfino, un contenuto volumetrico d'acqua inferiore a quello circostante. Ciò, può essere dovuto al fatto che le dimensioni delle fessure non sono sufficienti per accogliere una quantità d'acqua che influenzi il grado di saturazione della matrice porosa, anzi in tal modo attraggono il fluido presente in questa innescando un flusso opposto.

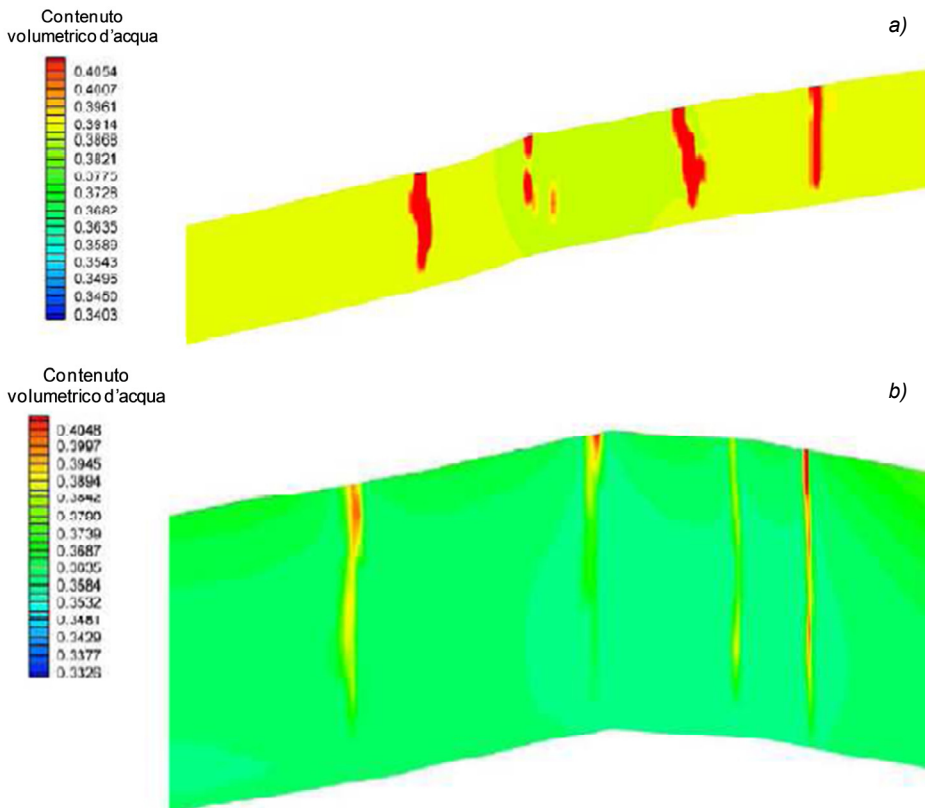


Figura 10. Andamento del contenuto volumetrico d'acqua per l'evento piovoso rilevato dalla stazione pluviometrica di Caulonia. a) modello di spessore 0.1 m dopo 13.5 ore di analisi. b) modello di spessore 0.2 m dopo 4.15 ore di analisi.

Tale fenomeno viene meno se si considera un modello di spessore 0.4 m. Infatti, i risultati delle simulazioni riportati nelle Figure 11 e 12 mostrano che le zone intorno alle fessure, già dopo mezz'ora e un'ora di analisi, quindi all'inizio del processo di saturazione della matrice porosa, presentano valori del contenuto volumetrico d'acqua superiori a quelle circostanti. Indicando la creazione di bulbi di saturazione nella zona di separazione tra la matrice porosa e lo strato sottostante, considerato impermeabile, quale potrebbe essere un substrato roccioso, nel caso degli scivolamenti superficiali indotti da pioggia. Evidentemente, i primi centimetri della coltre modellata presentano valori di contenuto volumetrico d'acqua superiori alle zone in cui si creano i bulbi di saturazione, poiché sono direttamente a contatto con l'apporto d'acqua fornito dalle precipitazioni.

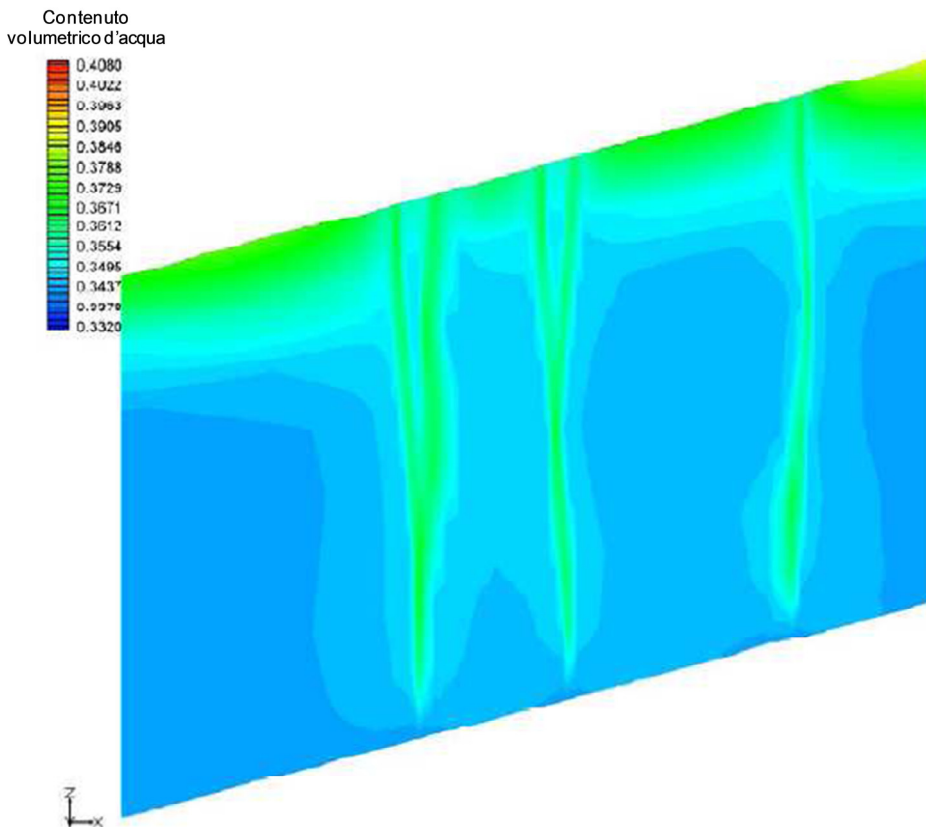


Figura 11. Andamento del contenuto volumetrico d'acqua per un modello di spessore 0.4 m dopo 0.5 ore di analisi per l'evento piovoso rilevato dalla stazione pluviometrica di Caulonia.

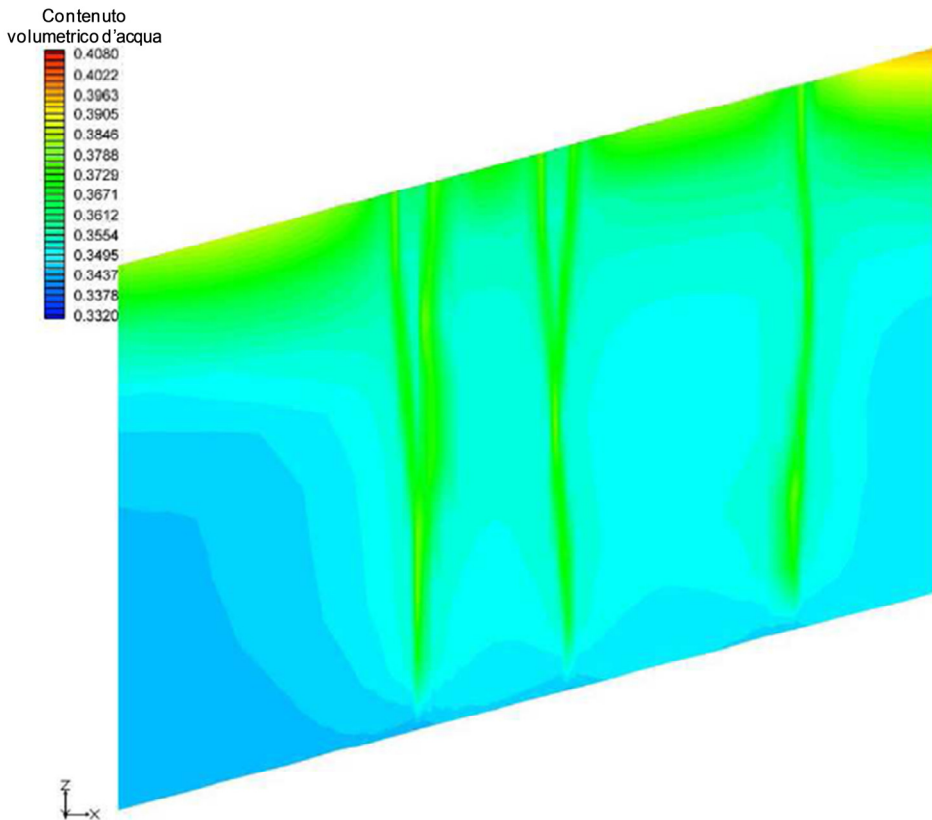


Figura 12. Andamento del contenuto volumetrico d'acqua per un modello di spessore 0.4 m dopo 1 ora di analisi per l'evento piovoso rilevato dalla stazione pluviometrica di Caulonia.

Le stesse analisi sono state svolte considerando l'evento piovoso accaduto nell'Appennino Emiliano nell'Aprile del 2005, facendo riferimento ai dati registrati dalla stazione pluviometrica di Carpineti. Tuttavia, sono stati aggiunti dei punti di osservazione, nella matrice porosa e nei macropori, che permettono di valutare il contenuto volumetrico d'acqua in funzione del tempo e dell'intensità di precipitazione (Fig.13-14). Il valore ultimo di θ dopo 45 ore di analisi e una precipitazione complessiva di oltre 140 mm non determina la completa saturazione nella matrice porosa e tanto meno quella dei macropori (fessure).

Nelle Figure 13 e 14 si può osservare come il contenuto volumetrico d'acqua, sia nella matrice porosa sia nei macropori, sia strettamente correlato all'altezza di pioggia, infatti, finchè la precipitazione è intensa il

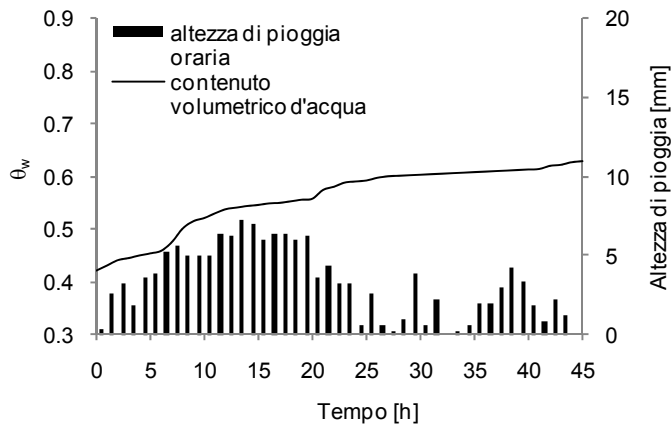


Figura 13. Variazione volumetrica d’acqua nel tempo per i macropori.

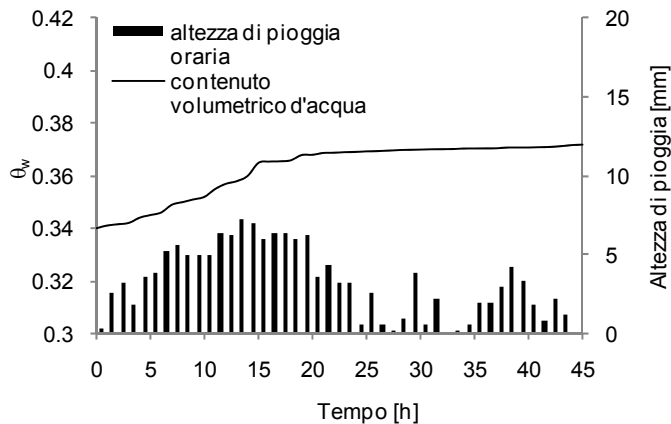


Figura 14. Variazione volumetrica d’acqua nel tempo per la matrice porosa.

valore di θ aumenta rapidamente (ventesima ora) per poi crescere meno velocemente quando la precipitazione si attenua.

Nelle Figure 15 e 16 è mostrato l’andamento del contenuto volumetrico d’acqua nei macropori e nella matrice porosa in funzione dell’intensità di precipitazione, in particolare, per confrontare l’andamento nei due mezzi, che assume valori alquanto diversi, è stato calcolato un contenuto d’acqua adimensionalizzato, secondo l’Equazione 19:

$$\Theta = \frac{\theta(t) - \theta_o}{\theta_{sat} - \theta_o} \quad (19)$$

dove:

- $\theta(t)$ è il valore del contenuto d'acqua all'istante di tempo t ;
- θ_o è il valore del contenuto d'acqua all'istante iniziale;
- θ_{sat} è il valore del contenuto d'acqua a saturazione.

In Figura 17 è evidente che l'andamento di θ nei macropori e nella matrice porosa è analogo, ma è altrettanto palese come i macropori risentano prima l'effetto della precipitazione rispetto alla matrice porosa.

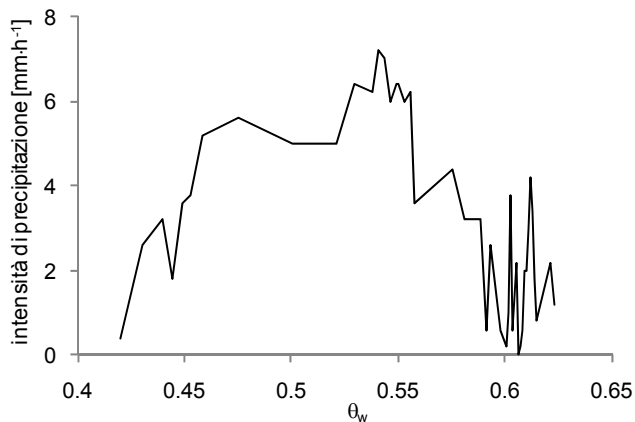


Figura 15. Variazione volumetrica d'acqua per i macropori in base all'intensità di pioggia.

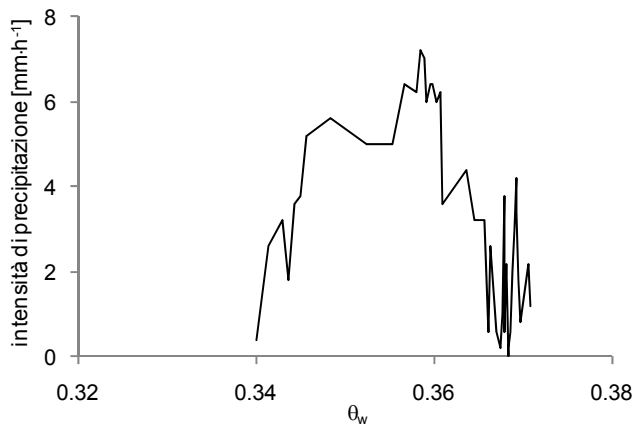


Figura 16. Variazione volumetrica d'acqua per la matrice porosa in base all'intensità di pioggia.

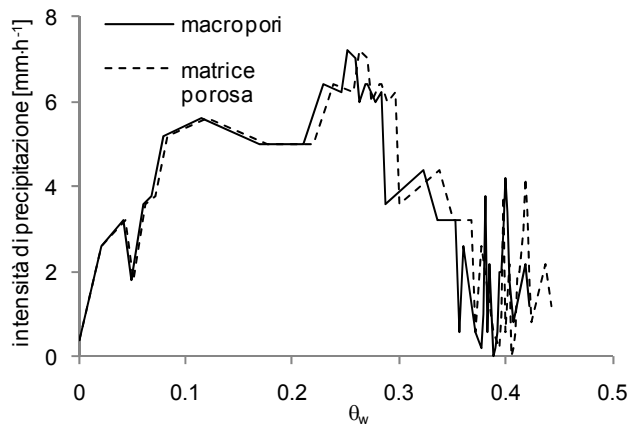


Figura 17. Variazione volumetrica del contenuto d'acqua adimensionalizzato per matrice porosa e macropori in base all'intensità di pioggia.

8.8. Conclusioni

Nel presente Capitolo sono state mostrate alcune simulazioni del processo di infiltrazione piovosa nella coltre di terreno superficiale, potenzialmente coinvolta in fenomeni di scivolamenti superficiali indotti da pioggia. Le simulazioni hanno richiesto l'utilizzo di un codice di calcolo agli elementi finiti *FEMWATER*[®], il quale ha permesso la discretizzazione e la possibilità di definire condizioni al contorno del problema. Nelle analisi mostrate è stata adottata la condizione variabile, poiché permette il passaggio da una condizione di flusso a quella di carico assegnato sulla base del superamento di una soglia d'acqua che si può formare sulla superficie al contorno a contatto direttamente con la precipitazione. Tale valore è stato scelto pari a 0 m, poiché si è assunto che la formazione di uno specchio d'acqua su di una superficie inclinata, come un pendio, sia alquanto improbabile (*Zhang e Zhang, 2009*). Inoltre, la condizione variabile permette di considerare contemporaneamente sia il processo di infiltrazione, sia di evaporazione.

La modellazione ha poi comportato la scelta di due materiali che potessero rappresentare in maniera verosimile la matrice porosa e i macropori. La scelta è ricaduta, per la matrice porosa, su un limo sabbioso, poiché in letteratura è noto che numerosi *soil slip* si sono innescati in versanti laddove era presente questo materiale (*Crosta et al., 2003, Crosta e Dal Negro, 2003; D'Amato Avanzi et al., 2004; Cardinali et al., 2006; Gullà et al., 2008; Montrasio et al., 2009*). Più difficile è stata la modellazione dei macropori, perché è stato necessario considerare un materiale che potesse accogliere una notevole quantità d'acqua. Perciò si è scelto un materiale sabbioso, che presenta caratteristiche *standard*, a meno del contenuto volumetrico d'acqua a saturazione, che è stato posto al limite del vuoto.

Infine, sono stati considerati due eventi piovosi accaduti realmente, nella Calabria Ionica nel settembre 2000 e nell'Appennino Emiliano nel 2005. Per problemi di onere computazione non è stato possibile considerare le dimensioni di un pendio reale e perciò è stato necessario ridurre le dimensioni dello spessore mobilitabile da 1-1.5 m fino a 0.4 m. Per questo motivo la quantità d'acqua apportata dalle precipitazioni è stata opportunamente scalata.

Le simulazioni numeriche mostrano che per uno spessore di 0.4 m si formano dei bulbi di saturazione intorno alle fessure, ossia delle zone in cui il contenuto d'acqua della matrice porosa è maggiore rispetto a quelle circostanti. Inoltre, è stato osservato che l'andamento del contenuto d'acqua nella matrice porosa e nei macropori è analogo, ma questi ultimi risentono prima dell'effetto della precipitazione.

Le analisi mostrate sono ancora allo stato iniziale, ma danno un'indicazione del comportamento del terreno superficiale nei confronti dell'infiltrazione piovosa. Sarebbe opportuno confrontare i risultati ottenuti con un modello fisico in scala ridotta che riproduca il processo che per ora è stato soltanto simulato numericamente.

8.9. Bibliografia

- Arbogast, T., Douglas, J., Hornung, U. (1990). Derivation of the double porosity model of single phase flow via homogenization theory. *Siam J. Math. Anal.* , 21, 823-836.
- Baker, R., Hillel, D. (1991). Observations of fingering behavior during infiltration into layered soils. *American Society of Agricultural Engineers* , 87-99.
- Bear, J. (1967). Dynamics of fluid in porous media. *Dover Publication* .
- Beven, K. (1991). Modeling preferential flow: an uncertain future? In G. T.J., & S. A., *Preferential flow* (p. 1-11). St Joseph, Michigan: American Society of Agricultural Engineers.
- Brenner, S., Scott, R. (2008). *The mathematical theory of finite element methods*. Springer.
- Cardinali, M., Galli, M., Guzzetti, F., Ardizzone, F., Reichenbach, P., Bartoccini, P. (2006). Rainfall induced landslides in December 2004 in south-western Umbria, central Italy: types, extent, damage and risk assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 6, 237-260.
- Carsel, R. F., Parrish, R. S. (1988). Developing joint probability distributions of soil-water retention characteristics. *Water Resources* , 24(5), 755-769.
- Castronuovo, A. (2005). Predisposizione al dissesto per frane superficiali del medio e basso appennino della provincia di Reggio Emilia. Tesi di Laurea, Università degli Studi di Modena e Reggio Emilia.
- Cervi, F., Berti, M., Borgatti, L., Ronchetti, F., Manenti, F., Corsini, A. (2010). Comparing predictive capability of statistical and deterministic methods for landslides susceptibility mapping: a case study in the northern Apennines (Reggio Emilia Province, Italy). *Landslides* , 7(4), 433-444.

- Crosta, G., Dal Negro, P. (2003). Observation and modelling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 3, 53-69.
- Crosta, G., Dal Negro, P., Frattini, P. (2003). Soil slips and debris flows on terraced slopes. *Natural Hazards and Earth System Sciences* , 3, 31-42.
- Currie, I. (1993). *Fundamental mechanics of fluid*. New York: McGraw Hill.
- D'Amato Avanzi, G., Giannecchini, R., Puccinelli, A. (2004). The influence of the geological and geomorphological settings on shallow landslides. An example in a temperate climate environment: the June 19, 1996 event in northwestern Tuscany (Italy). *Engineering Geology* , 73, 215-228.
- Galeati, G., Gambolati, G., Neuman, S. (1992). Coupled and partially coupled Eulerian-Lagrangian model of freshwater-seawater mixing. *Water Resources Research* , 28(1), 149-165.
- Gerke, H., Van Genuchten, M. (1993). A dual-porosity model for simulating the preferential movement of water and solutes in structured porous media. *Water Resources Research* , 29(2), 305-319.
- Gullà, G., Antronico, L., Iaquinta, P., Terranova, O. (2008). Susceptibility and triggering scenarios at a regional scale for shallow landslides. *Geomorphology* , 99, 39-58.
- Hornung, U., Showalter, R. (1990). Diffusion models for fractured media. *J. Math. Anal. Appl.* , 147, 69-80.
- Istok, J. (1989). *Groundwater modeling by the finite element method*. Washington, DC.: American Geophysical Union.

- Lewandowska, J., Szymkiewicz, A., Burzynski, K., Vauclin, M. (2004). Modeling of unsaturated water flow in double-porosity soils by the homogenization approach. *Advances in Water Resources* , 27(3), 283-296.
- Lumb, P. (1962). Effects of rain storms on slope stability. *Sym. on Hong Kong Soils*, (p. 73-87). Hong Kong.
- Meisina, C., Scarabelli, S. (2007). A comparative analysis of terrain stability models for predicting shallow landslides in colluvial soils. *Geomorphology* , 207-223.
- Montrasio, L., Valentino, R., Losi, G.L. (2009). Rainfall-induced shallow landslides: a model for the triggering mechanism of some case studies in northern Italy. *Landslides* , 6(3), 241-251.
- Montrasio, L., Valentino, R., Losi, G.L. (2011). Towards a real-time susceptibility assessment of rainfall-induced shallow landslides on a regional scale. *Natural Hazard and Earth System Sciences* , 11, 1-21.
- Ng, C., Shi, Q. (1998). A Numerical Investigation of the Stability of Unsaturated Soil Slopes Subjected to Transient Seepage. *Computers and Geotechnics* , 22(1), 1-28.
- Nitao, J., Buscheck, T. (1991). Infiltration of a liquid front in an unsaturated, fractured porous medium. *Water Resource Research* , 27(8), 2099-2112.
- Steenhuis, T., Parlange, J. (1991). Preferential flow in structured and sandy soils. In G. T. A., *Preferential flow* (p. 12-21). St. Joseph, Michigan: American Society of Agricultural Engineers.
- Valentino, R., Montrasio, L., Losi, G.L., Bittelli, M. (2011). An empirical model for the evaluation of the degree of saturation of shallow soils in relation to rainfalls. *Canadian Geotechnical Journal* , 48, 795-809.

- Van Genuchten, M. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. J.* , 44, 892-898.
- Wang, J. (1991). Flow and transport in fractured rocks. *Rev. Geophys. Suppl.*, 29, 254-262.
- Warren, J., Root, P. (1963). The bahavior of naturally fractured reservoirs. *Soc. Petrol. Eng. Journal* , 3, 245-255.
- Yeh, G. (1987). *3DFEMWATER: A three-dimensional finite element model of water flow through saturated-unsaturated media*. Oak Ridge, TN: Oak Ridge National Laboratory.
- Yeh, G. (1992). *Computational subsurface hydrology*. Pennsylvania State University.
- Zhang, H., Zhang, W. (2009). Rainfall infiltration in cracked soil and its effect on slope stabilty analysis. *Unsaturated Soils* (p. 313-318). London: Buzzi, Fityus & Sheng.