



UNIVERSITÀ DI PARMA

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PARMA

DOTTORATO DI RICERCA IN
“INGEGNERIA CIVILE E ARCHITETTURA”

CICLO XXXIV

***ANALISI DEGLI EFFETTI DEL RINFORZO
RADICALE SULLA STABILIZZAZIONE DI
PENDII SOGGETTI A FRANE PLUVIO-INDOTTE***

Coordinatore:

Chiar.mo Prof. Sandro Longo

Tutore:

Chiar.mo Prof. Lorella Montrasio

Dottorando: Ing. Chiara Miodini

Anni Accademici 2018/2019 – 2020/2021

INTRODUZIONE.....	4
INTRODUCTION	7
1. DESCRIZIONE DEI FENOMENI FRANOSI DEFINITI SOIL SLIP	10
1.1 SOIL SLIP: ASPETTI GENERALI E DECRIZIONE DEI FENOMENI	10
1.2 LA DIFFUSIONE DEI SOIL SLIP E I DANNI DA ESSI PROVOCATI.....	12
1.3 I MODELLI PREVISIONALI	20
2. GLI EFFETTI DELLA VEGETAZIONE NEL RINFORZO DEI TERRENI	22
3. IL MODELLO SLIP E IL SUO AGGIORNAMENTO CON GLI EFFETTI DELLA VEGETAZIONE	44
3.1 MODELLO SLIP - IL MODELLO MATEMATICO	44
3.2 AGGIORNAMENTO DEL MODELLO SLIP PER TENERE CONTO DEGLI EFFETTI DELLA VEGETAZIONE.....	51
4. APPLICAZIONI DEL MODELLO SLIP A SCALA TERRITORIALE IN CONDIZIONI DI PRE- ALLERTA ATTRAVERSO PIATTAFORMA GIS.....	54
4.1 IMPLEMENTAZIONE DEL MODELLO SLIP SU PIATTAFORMA GIS.....	54
4.2 TARATURA DELLA PIATTAFORMA GIS AL CASO STUDIO DELL'EMILIA 2005	57
4.3 APPLICAZIONE DEL MODELLO SLIP CON PIATTAFORMA GIS AL TERRITORIO DELLA VALSASSINA NELL'EVENTO DELL'ALLUVIONE 2018	68
5. APPLICAZIONI DEL MODELLO SLIP A SCALA TERRITORIALE IN CONDIZIONI DI PRE- ALLERTA ATTRAVERSO PIATTAFORMA X-SLIP	79
5.1 IMPLEMENTAZIONE DEL MODELLO SLIP SU X-SLIP.....	79
5.2 APPLICAZIONE AL TERRITORIO DELL'APPENNINO PARMENSE - CASO STUDIO 4-5 APRILE 2013	81
5.2.1 FASE PRE-PROCESSING: ANALISI IN ASSENZA DI VEGETAZIONE.....	84
5.2.2 FASE PRE-PROCESSING: ANALISI IN PRESENZA DI VEGETAZIONE.....	89
5.2.3 RISULTATI: MAPPE DI SUSCETTIBILITÀ IN ASSENZA E PRESENZA DI VEGETAZIONE.....	96

6. APPLICAZIONI DEL MODELLO SLIP A SCALA TERRITORIALE IN CONDIZIONI DI ALLERTA	102
6.1 MODELLO SLIP: VALUTAZIONE DELLO STRATO SATURO CON DATI DI PIOGGIA REGISTRATI E PREVISTI	103
6.2 APPLICAZIONE AL TERRITORIO DELL'APPENNINO PARMENSE - CASO STUDIO 4-5 APRILE 2013	104
7. CONCLUSIONI	109
8. BIBLIOGRAFIA.....	112

INTRODUZIONE

Il rapporto tra piante e terreno è ampiamente studiato nell'ambito delle scienze naturali e dell'agronomia ma solo in minor misura nell'ambito della meccanica delle terre, seppure sia ormai evidente che le piante migliorano le caratteristiche di resistenza del terreno e riducono l'infiltrazione di acqua piovana, incidendo positivamente sulla prevenzione di frane e smottamenti (O' Loughlin e Pearce, 1976; Megahan et al., 1978; Sidle e Wu, 1999; Dhakal e Sidle, 2003; Imaizumi et al. 2008; Imaizumi e Sidle, 2012). L'interesse nel valutare il contributo fornito delle piante al terreno nasce negli anni '60 dall'evidente incremento di frane registrato in seguito al disboscamento di alcune aree dell'Alaska (Bishop and Stevens, 1964; Burroughs and Thomas, 1977; Bordoloi and Ng, 2020; Montrasio and Gatto, 2020). Inoltre, diversi studi agronomici sono incentrati sul ruolo delle piante nell'intercettazione dell'acqua piovana il cosiddetto "canopy effect" (Carlyle-Moses and Price, 1999; Hemmati et al., 2012; Muzylo et al., 2012; Corti et al., 2019; Lin et al., 2020; Dong et al., 2020) e sull'assorbimento di essa da parte delle radici (Gardner, 1964; Feddes et al., 1976; Prasad, 1988; Yu et al., 2007). In ogni caso, le radici difficilmente raggiungono profondità eccessive e pertanto il loro contributo sulla resistenza del terreno e sulla stabilizzazione dei pendii è significativo per i fenomeni che coinvolgono modesti spessori di terreno ovvero fenomeni erosivi o frane superficiali (soil slip).

I soil slip (o shallow landslide) sono movimenti franosi che coinvolgono sottili strati di coltre detritica superficiale (topsoil), di spessore inferiore a due metri, innescati da piogge intense e/o prolungate che penetrano il topsoil e ne causano l'instabilità; una volta innescati, possono evolvere in vere e proprie colate di detrito o fango, caratterizzate da velocità sostenute (fino a 9m/s) e un alto potere distruttivo. I soil slip sono largamente diffusi non solo in Italia (Montrasio and Valentino 2007; Montrasio et al. 2009; Martelloni et al. 2012), ma anche nel resto del mondo (Ko Ko et al., 2004; Staley et al., 2012; Chung et al., 2017; Cogan et al., 2018; Dang et al., 2019; Li et al., 2020; Lee et al., 2021; Kim et al., 2021; Shen et al., 2021). Il rapido

innesco e la loro imprevedibilità spazio-temporale, rende i soil slip fenomeni pericolosi e ad elevato rischio, specialmente quando essi si verificano in prossimità di aree antropizzate (Crozier 2010; Kirschbaum et al. 2012; Dowling and Santi 2014; Kirschbaum et al. 2015; Froude and Petley 2018). Pertanto, ha riscosso particolare interesse la previsione dell'innesco di tali fenomeni e gli interventi per la mitigazione del rischio ad essi associato.

I modelli di previsione dell'innesco dei fenomeni franosi superficiali possono essere classificati in due grandi categorie: modelli di tipo black box e modelli fisicamente basati. I modelli black box legano l'innesco alle precipitazioni previste o misurate, mediante relazioni empirico-probabilistiche (Caine 1980; Govi et al. 1985; Wieczorek 1987; Cannon and Ellen 1988; Crosta 1990; Guzzetti et al. 1992; Ceriani et al. 1994; Crosta 1994; Crosta 1998; Crosta 2001; Marchi et al. 2002; Giannecchini 2006; Guzzetti et al. 2007; Guzzetti et al. 2008; Segoni et al. 2018); grazie alla loro semplicità questi modelli sono largamente impiegati, ma la loro capacità predittiva è spesso insoddisfacente. Dalle analisi dei fenomeni occorsi, è stato dimostrato che l'innesco dei soil slip dipende non solo dalle precipitazioni, ma anche dalla geometria, morfologia e dalle caratteristiche meccaniche e idrauliche del terreno. I modelli fisicamente basati introducono questa relazione e, utilizzando gli approcci della meccanica classica, sono in grado di modellare i fenomeni franosi tenendo in considerazione la geometria e i parametri meccanici e idraulici del terreno oltre ai dati di pioggia. Appartiene a questa categoria il modello SLIP.

Il modello SLIP (Shallow Landslides Instability Prediction) è un modello fisicamente basato che definisce l'evoluzione temporale del fattore di sicurezza di pendii potenzialmente a rischio di innesco soil slip, utilizzando il metodo dell'equilibrio limite, associato ad ipotesi semplificatrici del fenomeno d'infiltrazione delle piogge e del comportamento meccanico dei terreni parzialmente saturi (Montrasio, 2000). La semplicità di SLIP lo rende adatto all'impiego a scala territoriale. Il modello, applicato a differenti territori ha mostrato eccellenti capacità predittive (Montrasio & Valentino, 2007; Montrasio & Valentino, 2008; Montrasio

et al., 2009; Montrasio et al., 2011; Montrasio et al., 2012; Montrasio et al. 2014; Montrasio et al., 2015, Montrasio e Valentino, 2016a, 2016b, Schilirò et al., 2016); la sua applicazione alla scala territoriale fu resa possibile grazie alla sua implementazione nella piattaforma early-warning DEWETRA della Protezione Civile Italiana.

La tesi di dottorato è finalizzata ad analizzare con particolare attenzione il potenziale effetto benefico della vegetazione nei confronti della stabilità dei pendii soggetti a frane pluvio-indotte, utilizzando il modello fisicamente basato (SLIP) per la previsione dell'innesco dei movimenti.

A tale scopo, inizialmente il modello SLIP è stato aggiornato per tenere conto, in via semplificata, del contributo della vegetazione sia dal punto di vista della modifica della resistenza al taglio del terreno, legata all'apporto delle radici, che della quantità di pioggia che si infila, che può essere ridotta dalla presenza di piante e foglie.

Il modello così aggiornato è stato implementato dapprima in una piattaforma GIS ad hoc e successivamente in un'ulteriore piattaforma cosiddetta X-SLIP in grado di processare i dati territoriali e di pioggia per eseguire, con semplicità di utilizzo e tempestività, le analisi di stabilità in condizioni di allerta e/o pre-allerta sia in presenza che in assenza di vegetazione.

Il modello è stato applicato, in condizione di pre-allerta, mediante la piattaforma GIS all'area studio dell'Appennino Reggiano e della Valsassina, con riferimento ai fenomeni franosi innescati da intense piogge rispettivamente l'11 aprile 2005 e il 28 ottobre 2018. Con la piattaforma X-SLIP, il modello è stato applicato in condizioni di pre-allerta e allerta ad un'area studio dell'Appennino Parmense relativamente al periodo 4-5 aprile 2013, quando intense piogge hanno dato luogo a estesi fenomeni franosi superficiali.

L'obiettivo della tesi è mostrare l'effettivo contributo della vegetazione sulla stabilità dei pendii e di come il modello SLIP aggiornato possa essere il punto di partenza per la scelta di una specifica vegetazione per la protezione attiva di aree che sono vulnerabili all'innesco di frane pluvio-indotte.

INTRODUCTION

The relationship between plants and soil is widely studied in natural sciences and agronomy; much less in soil mechanics, even if it is well known that the plants improve the strength characteristics of the soil and reduce the rainfall infiltration, preventing landslides (O' Loughlin and Pearce, 1976; Megahan et al., 1978; Sidle and Wu, 1999; Dhakal and Sidle, 2003; Imaizumi et al., 2008; Imaizumi and Sidle, 2012). The interest in assessing the plant contribution to the soil has derived since 1960s, from the evidence of a considerable increase in landslides following the deforestation of some areas of Alaska (Bishop and Stevens, 1964; Burroughs and Thomas, 1977; Bordoloi and Ng, 2020; Montrasio and Gatto, 2020). Moreover, several agronomic studies have focused the role of plants in the rainfall interception, i.e. the "canopy effect" (Carlyle-Moses and Price, 1999; Hemmati et al., 2012; Muzylo et al., 2012; Corti et al., 2019; Lin et al., 2020; Dong et al., 2020), and the root water uptake (Gardner, 1964; Feddes et al., 1976; Prasad, 1988; Yu et al., 2007). A detailed discussion on this topic has been recently presented by Montrasio and Gatto (2020). In any case, as the roots rarely reach excessive depths, their contribution to the soil strength and to the slope stability is meaningful for phenomena involving modest soil thicknesses, such as erosion or shallow landslides. Soil slips (or shallow landslides) involve thin debris layers (topsoil), less than two meters thick, triggered by intense and/or prolonged rainfalls that penetrate the topsoil and cause instability; once triggered, they can evolve into flows of debris or mud, characterised by sustained speeds (up to 9 m/s) and a highly destructive power. Soil slips are widespread not only in Italy (Montrasio and Valentino, 2007; Montrasio et al., 2009; Martelloni et al., 2012), but also worldwide (Ko Ko et al., 2004; Staley et al., 2012; Chung et al., 2017; Cogan et al., 2018; Dang et al., 2019; Li et al., 2020; Lee et al., 2021; Kim et al., 2021; Shen et al., 2021). The rapid triggering and their spatial-temporal unpredictability make soil slips dangerous and high-risk phenomena, especially when they occur near anthropized areas (Crozier,

2010; Kirschbaum et al., 2012; Dowling and Santi, 2014; Kirschbaum et al., 2015; Froude and Petley, 2018). Therefore, the prediction of soil slip triggering and the mitigation of the associated risks are of particular interest.

Forecast models of rainfall-induced shallow landslides can be classified into two broad categories: "black box" and "physically-based" models. The "black box" models relate the triggering to the precipitation expected or measured, through relationships that are mainly empirical-probabilistic (Caine, 1980; Cannon and Ellen, 1983; Govi et al., 1985; Wieczorek, 1987; Crosta, 1990; Guzzetti et al., 1992; Ceriani et al., 1994; Crosta, 1994; Crosta, 1998; Crosta and Frattini, 2001; Marchi et al., 2002; Giannecchini, 2006; Guzzetti et al., 2007; Guzzetti et al., 2008; Segoni et al., 2018); thanks to their simplicity, these models are widely applied but their predictive capability is often unsatisfactory. From the analysis of phenomena really occurred, it has been well demonstrated that the triggering of soil slips depends not only on the amount of precipitation but also on the geometry, the morphology, and the mechanical and hydraulic characteristics of the soil. Physically-based models introduce these dependences and, using the classical mechanics of soil approaches, are able to model the real phenomena taking into account geometry and mechanical and hydraulic parameters of soil, in addition to rainfall data. Among these, there is the SLIP model.

SLIP (Shallow Landslides Instability Prediction) is a physically-based model that defines the evolution with time of the safety factor of slopes potentially at risk of soil slip, using the equilibrium limit method, associated with simplified hypotheses on both the rainfall infiltration phenomenon and the mechanical behaviour of the unsaturated soil (Montrasio, 2000). The SLIP simplicity makes it suitable for the application on a territorial scale. The model, applied to different territories, showed excellent predictive skills (Montrasio and Valentino, 2007; Montrasio and Valentino, 2008; Montrasio et al., 2009; Montrasio et al., 2011; Montrasio et al., 2012; Montrasio et al. 2014; Montrasio et al., 2015; Schilirò et al., 2016; Montrasio

and Schilirò, 2018); specifically, its use on a territorial scale was possible thanks to its implementation into the multi-risk platform owned by the Italian Civil Protection. This thesis is aimed at analyzing with particular attention the potential beneficial effect of vegetation on the stability of slopes subject to rainfall-induced shallow landslides, using SLIP model for the prediction of the triggering of soil slip. For this purpose, the SLIP model was initially updated to take into account, in a simplified way, the contribution of vegetation both from the point of view of the modification of the shear resistance of the soil, linked to the contribution of the roots, both the amount of rainfall that infiltrates, which can be reduced by the presence of plants and foliage. The updated model was first implemented in a specific GIS platform and subsequently in a further easy-to-use platform named X-SLIP capable of elaborating territorial and rainfall data to perform the stability analyzes in alert and/or pre-alert conditions both in the presence and absence of vegetation.

The model was applied, in pre-alert conditions, through the GIS platform to the study area of the Reggiano Apennines (Emilia-Romagna, Italy) and Valsassina (Lombardia, Italy), with reference to landslides triggered by intense rains on 11 April 2005 and 28 October 2018, respectively. With the X-SLIP platform, the model was applied in pre-alert and alert conditions to a study area of the Parma Apennines for the period 4-5 April 2013, when intense rainfalls caused the triggering of many shallow landslides.

The objective of the thesis is to show the effective contribution of vegetation on slope stability and how the updated SLIP model can be the starting point for the choice of a specific vegetation for the active protection of areas that are vulnerable to the triggering of rainfall-induced shallow landslides.

1. DESCRIZIONE DEI FENOMENI FRANOSI DEFINITI SOIL SLIP

1.1 SOIL SLIP: ASPETTI GENERALI E DESCRIZIONE DEI FENOMENI

Uno dei principali rischi naturali nell'ambito dell'ingegneria geotecnica a carattere idrogeologico è il problema di innesco degli eventi franosi dovuti a pioggia.

Con il termine frane pluvio-indotte si intendono quei movimenti franosi (shallow landslide o soil slip), che coinvolgono sottili strati della coltre detritica superficiale (caratterizzata da una profondità massima pari a 2 m) e vengono innescati da eventi di piogge intensi e/o prolungati. I soil slip, una volta innescati, possono evolvere in vere e proprie colate di detrito o fango, che procedono verso valle a velocità sostenute (sino 9 m/s) con alto potere distruttivo.

I soil slip sono caratterizzati da una prima fase di innesco e da una seconda fase di evoluzione. La fase di innesco non presenta alcun segno premonitore e la fase evolutiva può apparire come un movimento traslazionale globale di pochi centimetri (Figura 1.1-1a) o di diversi metri (Figura 1.1-1b) oppure può trasformarsi in un fenomeno molto più ampio avente le caratteristiche di una colata di fango (Figura 1.1-1c,d).

Varnes (1998) ha individuato quattro possibili tipi di processi evolutivi dei soil slip:

- *incipient traslational soil-slide* (Figura 1.1-1a), ovvero 'movimento traslazionale globale di pochi centimetri' caratterizzato da porzioni di coltre di alterazione superficiale che hanno subito traslazioni di limitata entità. In questa tipologia si evidenzia un sovrascorrimento del bordo inferiore sul piano campagna, nonostante si mantenga l'integrità originale del blocco;
- *traslational soil-slide* (Figura 1.1-1b) ovvero 'movimento traslazionale globale di diversi metri' caratterizzato da porzioni della coltre di alterazione superficiale che hanno subito traslazioni di una certa entità. La porzione di

coltre superficiale che va a formare l'accumulo è costituito da zolle disunte che mantengono la loro integrità;

- *earth flow* (Figura 1.1-1c) ovvero porzioni della coltre superficiale che, in seguito alla traslazione iniziale, evolvono in vere e proprie colate di fango causando erosione lungo la traiettoria. La colata si presenta ben identificabile e di forma lobata.
- *disintegrating soil slip* (Figura 1.1-1d) ovvero porzioni della coltre di alterazione superficiale che, in seguito alla traslazione iniziale, evolvono in colate estremamente fluide. La colata non ha una forma ben identificabile in quanto l'accumulo viene completamente disperso lungo il pendio.

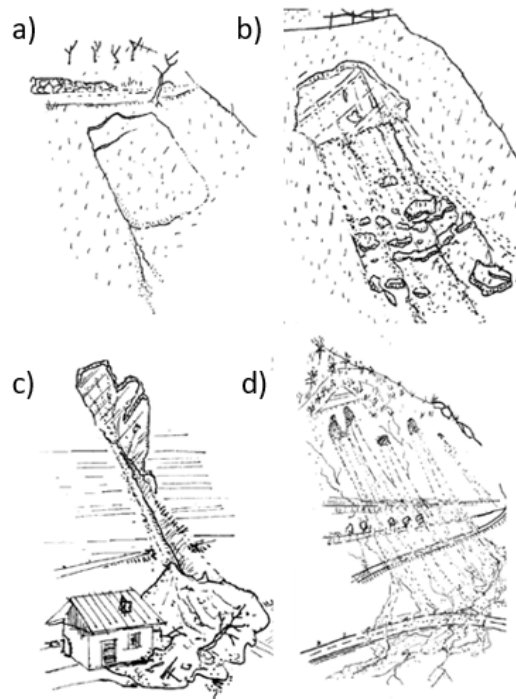


Fig.1.1-1: Differenti tipi di processi evolutivi: a) incipient traslational soil-slide b) traslational soil-slide c) earth flow d) disintegrating soil slip

1.2 LA DIFFUSIONE DEI SOIL SLIP E I DANNI DA ESSI PROVOCATI

A causa della rapidità d'innescio e dell'imprevedibilità spazio-temporale, i soil slip risultano particolarmente pericolosi, soprattutto nelle aree urbane e antropizzate dove possono causare, oltre a significativi danni economici, anche perdite di vite umane (Froude and Petley 2018, Dowling and Santi 2014, Kirschbaum et al., 2012, 2015, Crozier 2010).

I disastri provocati dai soil slip sono numerosi e largamente diffusi in tutto il mondo (Figura 1.2-1): Italia (Crosta e Dal Negro 2003; Crosta e Frattini 2003; Guzzetti et al. 2004; Giannecchini 2006, Montrasio e Valentino 2007; Montrasio et al. 2009; Brunetti et al. 2010; Martelloni et al. 2012; Gariano et al. 2015), Australia (Ko Ko et al. 2004; Shokouki et al 2013; Podlaha et al. 2017; Cogan et al. 2018), Cina (Chung et al. 2017, Chen et al. 2017; He et al. 2020; Li et al. 2020; Shen et al. 2021), Corea (Kim et al. 2013; Lee et al. 2018; Kim et al. 2021, Lee et al. 2021), Messico (Gonzalez and Caetano 2017), USA (Wieczorek 1987; Coe et al. 2008; Staley et al. 2012; Handwerger et al 2019), Giappone (Saito et al. 2010); Sri Lanka (Dang et al. 2019), Nuova Zelanda (Claessens et al. 2007; Schmidt et al. 2008); Portogallo (Zezere et al. 2008); Svizzera (Meusburger and Alewell 2008); Austria (Moser and Hohensinn, 1983).

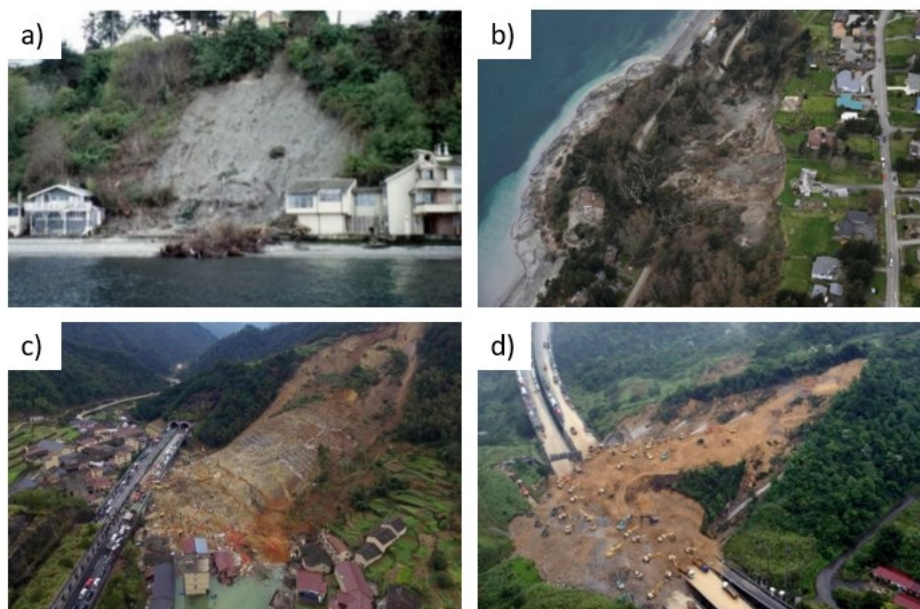


Figura 1.2-1: a) Landslide di Rolling Bay sull'isola di Bainbridge, 1997 b) Landslide sull'isola Whidbey, vicino a Coupeville, Wash il 27 marzo 2013 c) Landslide nel villaggio Lidong in Cina, 2015 d) Landslide in Congo, 2017

Basti pensare che Petley, 2012 parla di 2.620 frane (non sismiche) registrate in tutto il mondo tra il 2004 e il 2010, le quali causarono in totale 32.322 decessi. Nello stesso periodo, per questo tipo di fenomeni si è stimata una perdita economica pari a 1.5 miliardi di dollari (fonte: EM-DAT – The OFDA/CRED International Disaster database).

In particolare, negli ultimi decenni, anche il territorio italiano è stato ampiamente colpito da eventi franosi indotti da pioggia e i danni economici prodotti sono stati ingenti: 7,6 miliardi di euro solo nel periodo 2013-2016.

Di seguito si riportano i principali eventi disastrosi avvenuti in Italia suddivisi per regioni al fine di comprendere il potere distruttivo di questi fenomeni e la necessità di studiare strumenti atti a prevedere l'insorgere dei soil slip al fine di ridurre l'impatto sulla società.

➤ Piemonte

Nell'ambito dell'alluvione del 4-6 novembre 1994 in Piemonte, si innescarono migliaia di movimenti franosi di varia dimensione che, interessando centri abitati e infrastrutture viarie, arrecarono gravissimi danni, provocando anche vittime umane. I soil slip furono così numerosi da rendere difficoltoso un conteggio areale e ad oggi rappresentano una tra le maggiori cause di danni e vittime in Piemonte (Figura 1.2-2).



Figura 1.2-2: Soil slip verificatisi durante l'alluvione del Piemonte del 1994 (da Campus et al. (1998)).

➤ Campania

Tra il 5 e il 6 maggio del 1998, il territorio di Sarno (Napoli) fu colpito da un eccezionale evento piovoso: basti pensare che nell'arco di 72 ore caddero oltre 240/300 millimetri di pioggia. Violenti movimenti franosi si innescarono sui pendii del monte Pizzo d'Alvano, investendo i centri abitati circostanti, tra cui l'Ospedale 'Villa Malta' di Sarno. Sul versante orientale della provincia di Avellino si verificarono una decina di eventi franosi, due dei quali investirono le cittadine di

Quindici, Siano, Bracigliano e San Felice a Cancellò. Si consumò così una delle più gravi tragedie italiane con 160 vittime: 137 morti nella sola Sarno, 11 a Quindici e 5 a Siano. Episcopio, frazione di Sarno, fu letteralmente rasa al suolo. In Figura 1.2-3 si riportano le immagini del disastroso evento.



Figura 1.2-3: Soil slip tra il 5 e il 6 maggio del 1998 a Sarno (Napoli)

Eventi analoghi a quelli accaduti a Sarno nel 1998 si verificarono a Cervinara, San Martino Valle Caudina (provincia di Avellino) tra il 14 e il 16 dicembre 1999. In seguito a piogge prolungate (in 48 ore si superarono i 325 millimetri di cumulata nella stazione pluviometrica di San Martino Valle Caudina) si innescarono 6 movimenti franosi dal versante nord del monte Cornito, uno dei quali investì le frazioni Ioffredo e Castello di Cervinara. Poche ore dopo altre colate si staccarono dal versante nord del monte Pizzone, nel territorio di San Martino Valle Caudina. Complessivamente si registrarono 6 morti, 15 feriti e circa 1500 sfollati in varie località della regione.

➤ Emilia-Romagna

Nella sola Regione Emilia-Romagna sono state registrate ben 70.037 frane nel 2005 (dal progetto 'IFFI - Inventario di fenomeni franosi in Italia') con numerosi danni e perdite di vite umane. In particolare, nei giorni 10-11 aprile 2005 l'Appennino emiliano è stato interessato da intensi eventi di pioggia che hanno provocato decine di soil slip nella provincia di Reggio Emilia. Questi movimenti si sono verificati principalmente su pendii coltivati, spesso bloccando la viabilità stradale e causando danni alle colture. Solo tra il 10-11 aprile 2005 sono stati regolarmente censiti 45 soil slip sul territorio (Figura 1.2-4).



Figura 1.2-4: Esempi di soil slips avvenuti il 10-11 aprile 2005 nella provincia di Reggio Emilia

Successivamente, anche nell'Appennino parmense tra il 4-5 aprile 2013 si è registrato un evento piovoso particolarmente intenso che ha portato all'innescio di un

centinaio di soil slip causando ingenti danni alla viabilità stradale. In Figura 1.2-5 si riporta qualche smottamento avvenuto sull'area.



Figura 1.2-5: Smottamenti superficiali innescati nell'Appennino parmense a seguito dell'evento piovoso del 4-5 aprile 2013

➤ Lombardia

Nei giorni 27-28 aprile 2009, il territorio nord-orientale dell'Oltrepo Pavese fu interessato da intensi eventi di pioggia e nella sola giornata del 28, la stazione pluviometrica di Cigognola registrò 159 mm di pioggia in 48 h, corrispondente a circa il 20% delle precipitazioni medie annue. Durante l'evento la massima intensità oraria di precipitazione misurata fu di 22 mm/h. Il picco venne raggiunto intorno alle ore 21:00 del 27 aprile e proprio in quelle ore si innescarono numerose frane pluvio-indotte. L'evento portò alla completa distruzione di un'abitazione sita nel Comune di Broni ed alla morte del proprietario (Figura 1.2-6). Nel corso delle operazioni di evacuazione degli abitanti vi furono numerosi feriti e una buona parte delle abitazioni vennero danneggiate, anche gravemente. I soil slip innescati dall'evento

provocarono seri danni alla rete stradale comunale e provinciale che fu interessata da accumuli di fango e detriti, cedimento di ciglio di scarpate, nonché cedimento parziale della sede stradale per il crollo della scarpata di valle, crollo di muri di strutture di sostegno in pietrame o altro tipo di muratura.



Figura 1.2-6 - Case gravemente danneggiate dalle frane sviluppatesi nel versante retrostante Via Recoaro a Broni: vi fu anche una vittima.

➤ Sicilia

Il 1° ottobre 2009 si è verificato un breve ma intenso evento piovoso nella Sicilia nord-orientale, colpendo in particolar modo la zona meridionale di Messina. Dai rilevamenti pluviometrici è stato possibile osservare che circa 225 mm di pioggia sono caduti in sole 8 ore (tra le 15.00 e le 23.00), registrando picchi di precipitazioni estremamente elevate. Di conseguenza si sono innescati numerosi soil slip che hanno provocato danni significativi ad edifici ed infrastrutture, nonché 37 vittime. I danni

più rilevanti si sono verificati a Giampileri (Messina) in seguito a debris-flows molto rapidi, come mostrato in Figura 1.2-7.



Figura 1.2-7: Esempi di soil slips che si sono verificati a Giampileri e nelle aree circostanti a causa dell'evento di pioggia del 1° ottobre 2009

➤ Liguria e Toscana

Il 25 ottobre 2011 si è verificato un evento di pioggia particolarmente intenso che ha provocato l'innescò di disastrosi soil slip nelle zone di La Spezia (Liguria) e Massa Carrara (Toscana). Questo evento ha causato 10 vittime ed ingenti danni (Figura 1.2.8).



Figura 1.2-8: Danni provocati nelle zone di La Spezia (Liguria) e Massa Carrara (Toscana) il 25 ottobre 2011

1.3 I MODELLI PREVISIONALI

I modelli previsionali delle frane pluvio-indotte possono essere classificati in due macrocategorie: i modelli black box e i modelli fisicamente basati.

I modelli black box relazionano l'innescio dei soil slip alle precipitazioni di pioggia, mediante relazioni prevalentemente empirico-probabilistiche, prescindendo da geometria, morfologia e comportamento meccanico e idraulico del terreno (Caine 1980; Govi et al. 1985; Wieczorek 1987; Cannon and Ellen 1988; Crosta 1990; Guzzetti et al. 1992; Ceriani et al. 1994; Crosta 1994; Crosta 1998; Crosta 2001; Marchi et al. 2002; Bertolo and Bottino 2006; Giannecchini 2006; Guzzetti et al. 2007; Guzzetti et al. 2008; Segoni et al. 2018).

Questi modelli, grazie alla loro semplicità, sono largamente impiegati ma la loro capacità predittiva è spesso insoddisfacente in quanto attribuiscono rilevanza solo

alla pioggia, trascurando il comportamento meccanico del terreno e la morfologia dei diversi siti. Dalle analisi degli eventi verificatisi in passato, di contro, è stato dimostrato che l'innescò dei soil slip è strettamente correlato non solo all'andamento degli eventi meteorologici (intensità di pioggia), ma anche alla geometria, alla morfologia e alle caratteristiche meccaniche e idrauliche del terreno.

D'altra parte, per effettuare analisi più accurate è necessario utilizzare i modelli fisicamente basati che, utilizzando gli approcci della meccanica del continuo, sono in grado di modellare il fenomeno tenendo conto della geometria e delle caratteristiche meccaniche e idrauliche del terreno oltre che dell'intensità di pioggia. Questi modelli presentano diversi livelli di complessità ed in genere richiedono dati di input dettagliati, ben definiti e l'evento di frana viene determinato attraverso un'analisi di stabilità del pendio, con conseguente calcolo del fattore di sicurezza. I modelli fisicamente basati possono essere più o meno complessi.

I più complessi sono in grado di cogliere con maggior rigore il comportamento meccanico e idraulico del terreno alla micro-scala, ma proprio in virtù della loro complessità risultano inadatti all'implementazione a scala territoriale.

I modelli semplificati, invece, colgono gli aspetti più salienti del fenomeno e li modellano in maniera semplificata, e sono efficaci nell'impiego a scala territoriale.

Rientra all'interno di quest'ultima categoria il modello semplificato SLIP (Montrasio, 2000) descritto al Capitolo 3.

2. GLI EFFETTI DELLA VEGETAZIONE NEL RINFORZO DEI TERRENI

La relazione tra piante e terreno è ampiamente studiata nell'ambito delle scienze naturali e dell'agronomia e in minor misura nella meccanica delle terre, sebbene sia noto che le piante possano migliorare le caratteristiche di resistenza del terreno e ridurre l'infiltrazione della pioggia e di conseguenza anche migliorare la stabilità del pendio prevenendo l'insacco di soil slip.

L'interesse nello studio degli effetti del contributo della vegetazione al miglioramento delle caratteristiche di resistenza del terreno nasce negli anni '60 in seguito ad un repentino incremento dei movimenti franosi a fronte di un disboscamento massivo in Alaska. Bishop and Stevens (1964) e Burroughs and Thomas (1977) furono i primi a evidenziare che la rimozione della vegetazione, legata al disboscamento, provocasse di conseguenza una riduzione della resistenza del terreno con conseguenti insacchi di fenomeni franosi. In seguito, anche O' Loughlin e Pearce (1976), Megahan et al. (1978), Sidle e Wu (1999), Dhakal e Sidle (2003), Imaizumi et al. (2008), Imaizumi e Sidle (2012) confermarono lo stretto legame tra disboscamento ed eventi franosi.

La vegetazione presente in un pendio contribuisce alla sua stabilità fornendo sia un contributo meccanico che idraulico. Tali contributi forniti dalla vegetazione al terreno dipendono dalla tipologia di vegetazione (ad esempio se alberi o arbusti) e dalla tipologia dell'apparato radicale (Garner, 1964; Feddes et al., 1976; Prasad, 1988; Jackson et al. 2000; Feddes et al. 2001; Wang and Smith 2004).

Per quanto concerne il contributo idraulico, già a partire dal 1946, diversi studi agronomici sono stati finalizzati a quantificare l'assorbimento dell'acqua nel terreno da parte delle radici e l'intercettazione delle foglie (Garner 1964; Feddes et al. 1976). Gli studi sul contributo idraulico, sebbene poco sviluppati in letteratura, sono rivolti principalmente alla modifica che le piante generano alla traspirazione che, a sua

volta, modifica il regime idrico del terreno con potenziali benefici per le caratteristiche meccaniche, legate alla parziale saturazione. Il contributo idraulico viene considerato un contributo “indiretto” alla resistenza al taglio del terreno (Waldron, 1977) e comprende anche il cosiddetto “canopy effect” che influenza l’infiltrazione dell’acqua nel terreno sia in termini di intercettazione che di assorbimento da parte delle radici (Emadi-Tafti e Ataie-Ashtiani, 2019; Clothier and Green, 1994; Moroke et al. 2005). I contributi sperimentali che hanno evidenziato l’effetto della distribuzione delle radici sull’assorbimento sono venuti da Fisher et al. 1975; Taylor and Klepper 1978; Clausnitzer and Hopmans 1994; Angadi and Entz 2002; Moroke et al. 2005, mentre tra i contributi numerici più significativi sono annoverabili quelli di Francis and Pidgeon 1982; Boote et al. 1997; Calmon et al. 1999; Bruckler et al. 2004. In Figura 2-1 si riporta una schematizzazione del contributo idraulico alla stabilizzazione di un terreno.

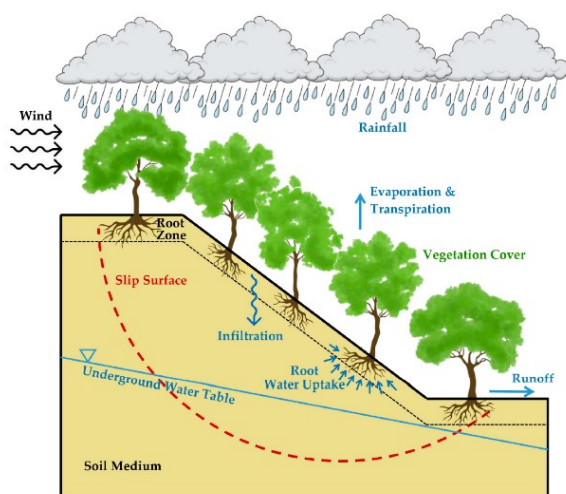


Figura 2-1: Schematizzazione dell’analisi di stabilità dei pendii vegetati da Emadi e Ataie-Ashtiani (2019)

Il contributo meccanico delle radici alla resistenza del terreno, a differenza di quello idraulico, è stato oggetto di molteplici studi specifici.

Riferendosi alla singola radice, il principale modello teorico a rottura finalizzato a considerare il contributo delle radici al terreno è stato quello introdotto da Wu (1976) e Wu et al. (1979).

Partendo dall'ipotesi di comportamento rigido perfettamente plastico sia per il terreno che per le radici, Wu, sulla base del criterio di rottura di Mohr-Coulomb e dei risultati delle prove di laboratorio effettuate da Manbeian (1973) su terreni radicati e non (riportati in Figura 2-2), definisce un criterio di rottura per l'elemento di volume che quantifica l'apporto delle radici mediante una coesione radicale c_r che si somma alla coesione efficace c' del terreno stesso:

$$\tau = c' + \sigma' \tan \phi' + c_r \quad (2.1)$$

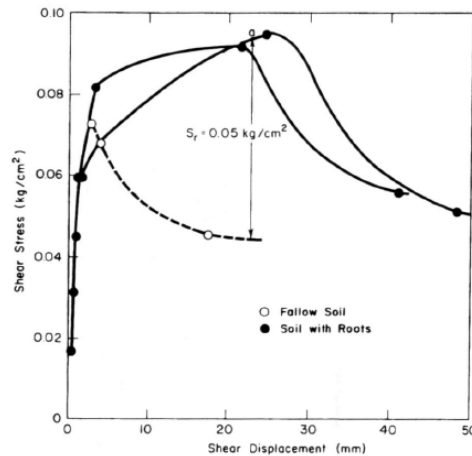


Figura 2-2: Risultati di Manbeian (1973) utilizzati da Wu (1976) e Wu et al. (1979) per la validazione del modello teorico

Merita un approfondimento specifico il significato di coesione radicale c_r , la sua caratterizzazione sperimentale e la sua applicazione alla stabilizzazione del pendio.

Il significato di coesione radicale c_r

Il modello più semplice di Wu utilizza una matrice di terreno attraversata da una singola radice di resistenza a trazione T_R posizionata inizialmente ortogonale alla superficie di taglio e perfettamente ancorata alla base (Figura 2-3).

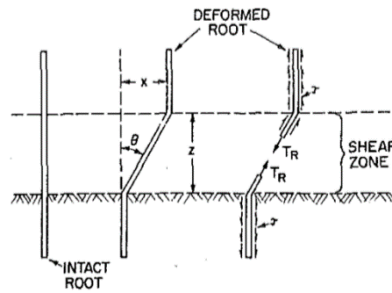


Figura 2-3: Da Gray e Ohashi (1983) schematizzazione del cinemismo alla base del modello di Wu

L'equilibrio delle forze agenti lungo la superficie di taglio A , nella configurazione deformata della radice, porta alla definizione della coesione radicale c_r :

$$c_r = T_R/A(\sin\theta + \cos\theta\tan\varphi') \quad (2.2)$$

ove θ rappresenta l'angolo di radice deformata e T_R viene scomposta nella componente verticale $T_R(\cos\theta)$, e nella componente orizzontale $T_R(\sin\theta)$.

La resistenza a trazione della radice T_R rappresenta la risultante degli sforzi t agenti nella sezione trasversale della radice A_R .

Quasi contemporaneamente a Wu, Waldron (1977) introduce un modello di rinforzo radicale a scala dell'elemento di volume che tiene conto delle diverse modalità di rottura delle radici per trazione o sfilamento.

Waldron sperimentalmente osserva un incremento di resistenza al taglio (indicato con ΔS , di significato analogo a c_r proposto da Wu) di terreni di diverse caratteristiche, radicati con pino, erba medica e orzo (Figura 2-4).

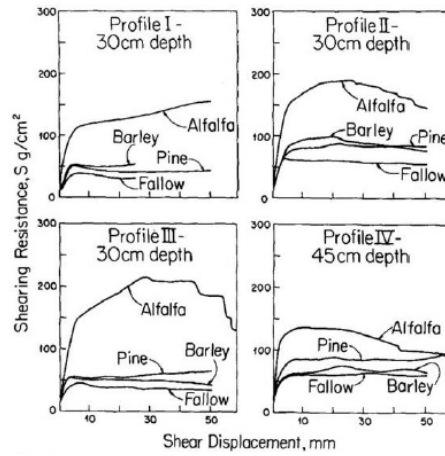


Figura 2-4: Risultati di prove di taglio diretto in situ effettuate da Waldron (1977)

Dai risultati di prove di taglio diretto in situ, si osserva una crescita lineare di ΔS con il rapporto fra l'area di terreno radicata A_R e l'area della superficie di taglio A , a_R (Figura 2-5), pertanto l'incremento di resistenza al taglio del terreno dovuto alle radici si traduce in:

$$\Delta S = c_r = a_R \cdot T_N \cdot \delta = a_R \cdot T_N \cdot (\sin\theta + \cos\theta \tan\phi') = \frac{A_R}{A} \cdot T_N \cdot (\sin\theta + \cos\theta \tan\phi') \quad (2.3)$$

dove θ è l'angolo di radice deformata e ϕ' l'angolo di resistenza al taglio del terreno.

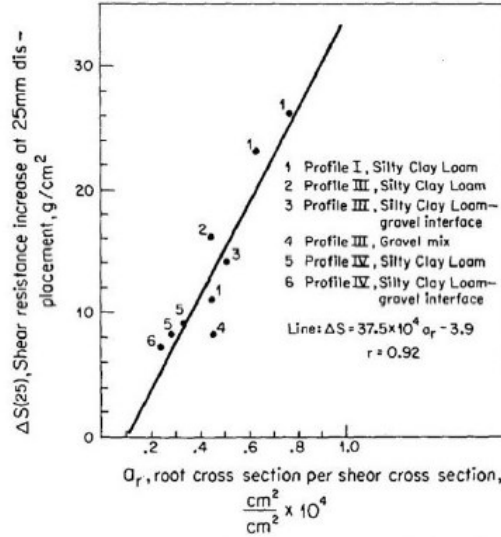


Figura 2-5: Relazione $\Delta S - a_r$, da Waldron (1977)

T_N si ricava dall'equilibrio delle forze agenti in direzione verticale (Figura 2-6a) sulla radice e dall'ipotesi di distribuzione triangolare degli sforzi all'interno della radice (Figura 2-6b) considerando che esso si mobilita a metà della lunghezza l , la relazione fra T_N e l diviene:

$$T_N = \frac{4\tau'}{D} \cdot \frac{l}{2} = \frac{2\tau' l}{D} \quad (2.4)$$

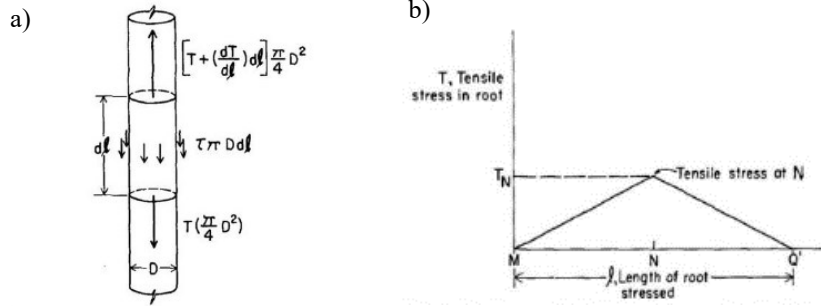


Figura 2-6: a) Forze agenti sulla radice, da Waldron (1977), b) distribuzione degli sforzi assunta da Waldron (1977)

La relazione tra T_N e l permette di distinguere tre diverse condizioni ultime del sistema terreno - radici.

Nel caso di *allungamento della radice* ($l < L$, $T_N < t_R$), l'incremento di resistenza al taglio legato a un allungamento è pari a:

$$\Delta S_1 = a_R \cdot \sqrt{[4\tau'ZE(\sec\theta - 1)]/D} \cdot \delta \quad (2.5)$$

dove Z è la zona della radice coinvolta nella rottura a taglio del terreno.

Nel caso di *sfilamento della radice* ($l > L$, $T_N < T_R$) Waldron e Dakessian (1981) valutano l'incremento di resistenza al taglio come:

$$\Delta S_2 = a_R \cdot \frac{2\tau' L}{D} \cdot \delta \quad (2.6)$$

e l'incremento totale di resistenza al taglio è dato dalla somma di ΔS_1 , valutato considerando lo spostamento necessario a mobilitare la resistenza allo sfilamento, e ΔS_2 legato proprio allo sfilamento.

Nel caso di *rottura della radice* ($l < L$, $T_N = t_R$) si può ricavare la lunghezza l_f che la radice deve avere per rompersi:

$$l_f = \frac{t_R D}{2\tau'} \quad (2.7)$$

Pertanto, per lunghezza inferiore a l_f le radici si sfilano, senza raggiungere la rottura. Ponendo come punto di partenza i modelli di Wu (Wu, 1976, Wu *et al.*, 1979) e Waldron (Waldron, 1977, Waldron e Dakessian, 1981), diversi autori hanno proposto delle variazioni alla formulazione originale della valutazione della coesione radicale c_r al fine di tenere conto di ulteriori aspetti nel comportamento terreno-radice come, ad esempio, l'inclinazione delle radici o l'architettura di esse.

A tal proposito Gray e Ohashi (1983), sulla base dei risultati ottenuti da prove di taglio su campioni di terreno ricostituiti che includevano fibre inclinate da 30° a 120° (Figura 2-7), hanno modificato l'espressione di c_r di Wu e Waldron per tenere conto dell'inclinazione della radice. In Figura 2.2-6 si riporta lo schema del modello per radici inizialmente inclinate di Gray e Ohashi (1983) dal quale si ricava la formulazione della coesione radicale c_r :

$$c_r = \frac{T_R}{A} [\sin(90^\circ - \psi) + \cos(90^\circ - \psi) \tan \phi'] \quad (2.8)$$

con $\psi = \tan^{-1} \frac{1}{x/z + \frac{1}{\tan i}}$, dove ψ è la condizione deformata della radice rispetto all'orizzontale, i l'inclinazione iniziale rispetto all'orizzontale, x lo spostamento orizzontale di taglio e z spessore della zona di taglio.

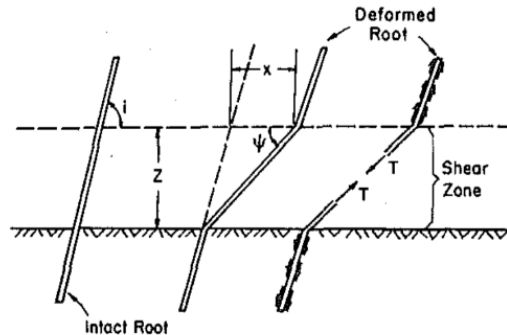


Figura 2-7: Schema del modello per radici inizialmente inclinate, da Gray e Ohashi (1983)

Con questa formulazione si evidenzia la differente risposta delle fibre della radice in funzione del cinematismo di rottura. Pertanto, quando la radice viene sollecitata a trazione, la rottura avviene nella direzione della radice e si assiste ad un incremento di resistenza al taglio del terreno.

D'altra parte, Thomas e Pollen - Bankhead (2010), Wu (Wu et al. 1988), Gray e Leiser (1982), Danjon et al. (2008) hanno studiato il comportamento terreno-radice in funzione dell'architettura della radice. Correlando la geometria dell'apparato radicale alla resistenza al taglio, così come proposto da Gray e Ohashi, gli autori sono concordi che la variazione dell'orientamento delle radici nel terreno sia distribuita in modo tale da rendere i contributi diversi da quello delle radici verticali autoequilibrati, avvalorando, pertanto, il modello originario di Wu.

Tuttavia, nel terreno sono di norma presenti radici con diverse lunghezze, diametri e distribuzione in forma molto meno semplificata di quella ipotizzata nei modelli per l'elemento di volume sino ad ora descritti. Al fine di ricondurre la reale complessità dell'apparato radicale a schemi semplificati, diversi ricercatori hanno orientato le loro attività allo studio del contributo delle radici in gruppo al rinforzo del terreno e alla modellazione della loro geometria.

Per tenere conto della geometria dell'apparato radicale, Waldron (1977) introdusse un fattore a_R , rinominato RAR (Root Area Ratio) da Gray e Sotir, 1996, la cui espressione è:

$$RAR = \frac{A_R}{A} = \frac{\sum_{i=1}^n \frac{\pi d_i^2}{4}}{A} \quad (2.9)$$

dove n è il numero di radici, d_i è il diametro dell' i -esima radice e A è l'area di taglio del terreno.

Proprio Waldron fu il primo che analizzando il rapporto fra l'incremento di resistenza legato all'apparato radicale (ΔS) e il RAR ha evidenziato come ΔS diminuisca in funzione della profondità z .

Molti autori successivamente studiarono la variazione del rinforzo con la profondità: McMinn (1963), Böhm (1979), Keyes and Grier (1981), Watson and O'Loughlin (1990), Sainju e Good (1993), Paar (1994); Kramer e Boyer (1995), Jackson et al. (1996), Danjon et al. (1999), Bischetti et al. (2005), Danjon et al. (2005), Dupuy et al. (2005) e C.-C. Fan and Chen (2010), Cecconi et al. (2012).

Questi ultimi proposero un modello di distribuzione tronco-conico (Figura 2-8), in cui il valore del RAR decresce con la profondità sino a raggiungere un valore nullo alla massima profondità radicata.

Inoltre, è stato anche dimostrato che la massima profondità radicata z_{max} varia in funzione della specie considerata (Dardanelli et al. (1997); Schenk and Jackson (2002); Canadell et al. (2009); Y. Fan et al. (2017)). A titolo di esempio, Cecconi et al. assumono $z_{max}=3$ metri per l'*Eragrass*, mentre per $z=0$ viene suggerito un valore di RAR pari a 0.005 (Bonfanti e Bischetti, 2009).

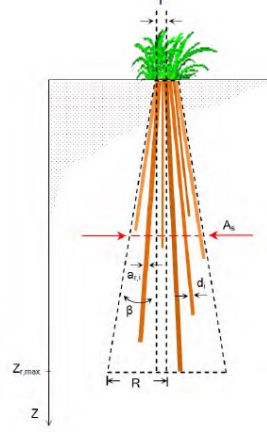


Figura 2-8: Modello semplificato troncoconico proposto da Cecconi et al. (2012) per la definizione del $RAR(z)$

Per quantificare la presenza delle radici nel terreno, oltre al RAR , vengono impiegati anche l' RLD (Root Length Density) e l' RD (Root Density).

L' RLD considera la lunghezza totale delle radici contenute nel terreno, rapportata al volume di terreno V_s (Adhikari et al. 2013).

$$RLD = \frac{L}{V_s} = \frac{L_1 + L_2 + \dots + L_n}{V_s} \quad (2.10)$$

L' RD , invece, tiene conto del numero di radici contenute nel terreno (Li et al. 1991):

$$RD = \frac{N}{V_s} = \frac{N_1 + N_2 + \dots + N_n}{V_s} \quad (2.11)$$

Diversi sono i metodi presenti in letteratura per la quantificazione di RAR , RLD e RD : Schmid and Kazda (2001), Preti and Giadrossich (2009), Mickovski and van Beek (2009), Box (1993), Vamerali et al. (1999), Mohamed et al. (2017), Narisetti et al. (2019).

In Figura 2-9 si mostra l'andamento del *RAR* al variare della profondità *z* valutato da Nilaweera e Nutalaya (1999) per le specie *Dipterocarpus alatus*, *Hopea odorata*, *Hibiscus macrophyllus*, *Alstonia macrophylla*, *Ficus benjamina*, *Hevea brasiliensis*.

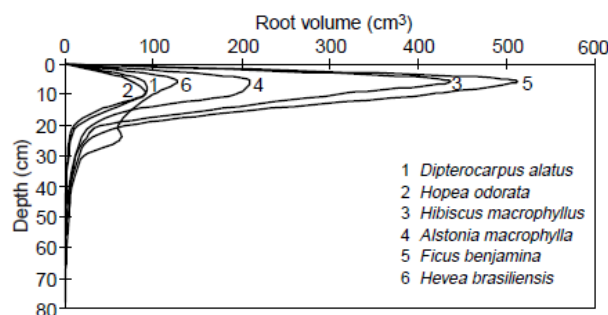


Figura 2-9: Andamento del *RAR* al variare della profondità *z* valutato da Nilaweera e Nutalaya (1999) per le specie *Dipterocarpus alatus*, *Hopea odorata*, *Hibiscus macrophyllus*, *Alstonia macrophylla*, *Ficus benjamina*, *Hevea brasiliensis* Da Nilaweera e Nutalaya (1999)

Un contributo significativo alla valutazione degli indici di distribuzione delle radici nel terreno è venuto da Fu et al. (2016). Questi ultimi hanno valutato *RAR*, *RD* e *RLD* con il metodo dello scavo step-by-step all'interno di un telaio che segna l'area di scavo per quattro diverse specie (*Zygophyllum xanthoxylon*, *Nitraria Tangutorum*, *Caragana korshinskii*, *Herb*), come mostrato in Figura 2-10.

In conclusione, appare evidente come la variazione dell'apparato radicale con la profondità dipenda dalla specie, dalle proprietà del terreno e dalle condizioni climatiche e ambientali (Bischetti et al. 2005, Abe e Ziemer 1991, Philips et al., 2011).

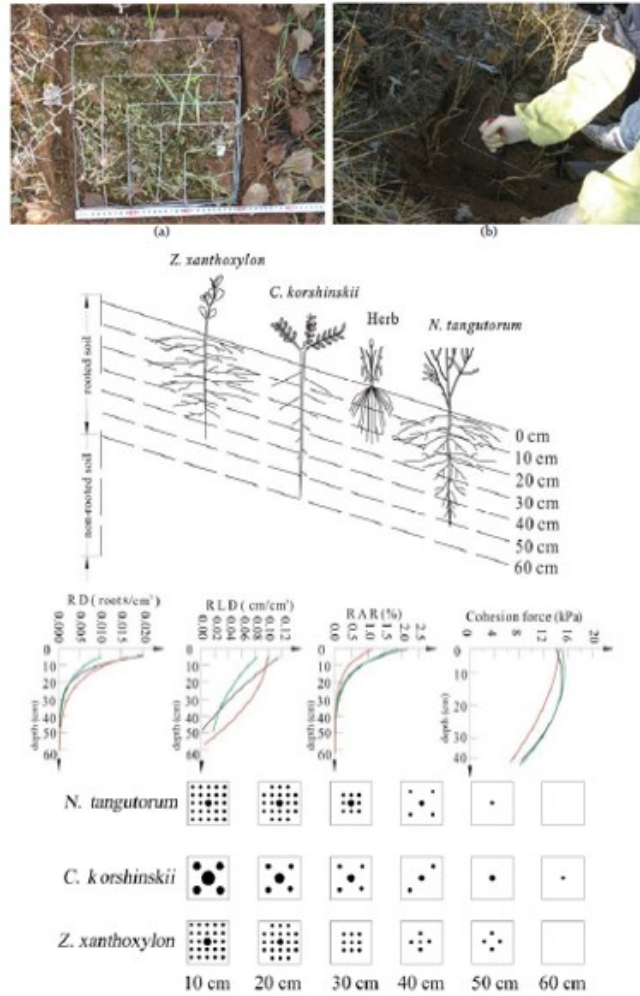


Figura 2-10: Determinazione degli indici di distribuzione delle radici nel terreno da Fu et al. (2016)

Nell'approccio di Wu et al. (1979), la presenza di più radici conduce a una resistenza a trazione del gruppo pari alla somma delle resistenze delle singole radici $t_r = \frac{\sum T_{ri}}{A}$.

Waldron e Dakessian (1981), invece, considerano le diverse modalità di rottura per allungamento, sfilamento e trazione della radice, e valutano l'incremento di resistenza a taglio in funzione del numero e del diametro delle radici presenti nel

terreno. A titolo di esempio, l'incremento a taglio $\Delta S_{l,gr}$ nel caso di rottura per allungamento della radice è:

$$\Delta S_{1,gr} = \Omega \sum_{i=1}^m n_i \sqrt{E_i D_i^3} \quad (2.12)$$

dove D_i è il diametro di riferimento per l' i -esima delle m classi in cui vengono raggruppate le radici il cui numero nella medesima classe è n_i , E_i è la rigidezza media delle radici, Ω è una costante che deriva dall'equilibrio a rottura.

Il modello di Waldron e Dakessian (1981) non tiene in considerazione la rottura progressiva delle radici, la quale, invece, viene considerata da Pollen et al. (2004) e Pollen e Simon (2005) nel modello RipRoot, che è un Fiber Bundle Model (FBM) adatto per le specie ripariali, la cui struttura è schematizzata in Figura 2-11.

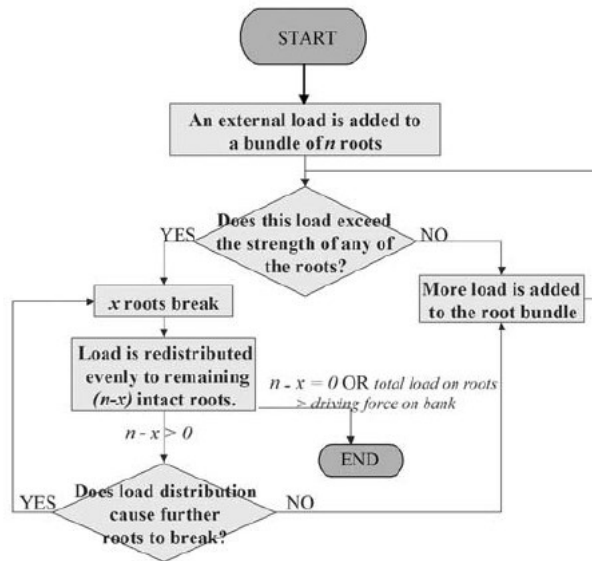


Figura 2-11: Diagramma di flusso alla base del modello RipRoot, da Pollen et al. (2004)

Il modello RipRoot si basa sul principio che il carico massimo sopportato da un fascio di fibre sia inferiore alla somma delle resistenze di ciascuna fibra del fascio, differentemente dal modello di Wu et al. (1979).

Questo modello considera l'applicazione di un carico incrementale che si ripartisce uniformemente e proporzionalmente al diametro delle fibre intatte. Se la fibra si rompe ne consegue una nuova ripartizione fra le rimanenti fibre intatte. Il carico viene incrementato sino a quando si raggiunge la rottura di tutte le radici.

In Figura 2-12 si riporta il confronto fra i risultati sperimentali di prove di taglio su terreno radicato con *panicum virgatum* con i modelli RipRoot e Wu, in cui si mostra come il primo modello coglie in modo accurato i risultati sperimentali, mentre il secondo sovrastima il contributo del rinforzo radicale.

Pollen et al. (2005) propongono di inserire nella formulazione della coesione radicale c_r di Wu, un coefficiente moltiplicativo k'' , inferiore all'unità, dato dal rapporto tra ΔS ricavato da RipRoot e ΔS valutato con Wu, per tenere conto della rottura progressiva delle radici. Il coefficiente k'' può variare tra 0.48 e 0.82.

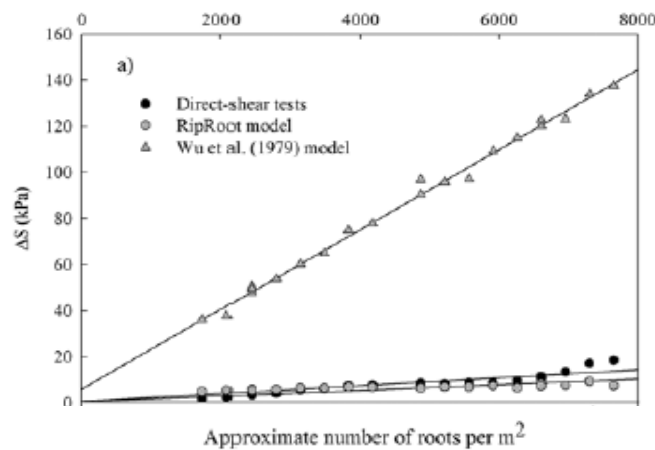


Figura 2-12: Confronto fra i risultati sperimentali di prove di taglio diretto con il modello di Wu e RipRoot, da Pollen et al., 2005

Si arriva così alla definizione della più comune espressione della coesione radicale di Wu e Waldron:

$$c_r = \frac{A_R}{A} \cdot T_R \cdot (\sin\theta + \cos\theta \tan\varphi') \cdot k'' = RAR \cdot T_R \cdot k' \cdot k'' \quad (2.13)$$

dove k' è un fattore che tiene conto dell'angolo di inclinazione delle radici ed è solitamente assunto pari a 1.2.

La caratterizzazione sperimentale della coesione radicale

Le attività sperimentali finalizzate alla caratterizzazione della coesione radicale si basano su prove di taglio diretto su terreno radicato, prove triassiali standard TX, prove di trazione e prove di pull-out sulle radici.

Le prove di taglio diretto condotte, sia in sito che in laboratorio, su campioni di terreno radicato e non, permettono di ricavare l'incremento di resistenza al taglio fornito dalle radici come differenza tra la resistenza al taglio dei campioni radicati e quella dello stesso terreno non radicato. Diversi sono gli autori presenti in letteratura che hanno condotto prove di taglio diretto: Shewbridge and Sitar (1989), Shewbridge and Sitar (1990), Lawrance et al. (1996); Operstein and Frydman (2000), Capilleri and Motta (2016), C.-C. Fan and Chen (2010), Comino e Druetta (2009), Teerawattanasuk et al. (2014).

In particolare, Comino e Druetta (2009) e Teerawattanasuk et al. (2014) hanno condotto prove di taglio in sito (Figura 2-13) utilizzando scatole di taglio di grandi dimensioni (30x30x10 cm) su Graminacee (*Poaceae*) e Leguminose (*Fabaceae*). Il valore della coesione radicale ottenuto è pari a 4.1 kPa per *Festuca pratensis* e 12.2 kPa per *Lolium perenne* (Figura 2-14a).

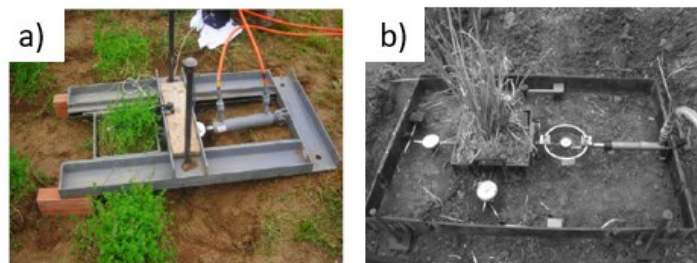


Figura 2-13: a) Comino e Druetta (2009); b) Teerawattanasuk et al. (2014)

Teerawattanasuk et al. (2014) hanno anche studiato il rinforzo dei terreni radicati con *Vetiver* e *Ruta graveolens*, per diversi periodi di crescita delle piante, ottenendo che la coesione radicale varia da un minimo di 11.02 kPa a un massimo di 17.6 kPa, rispettivamente dopo due e cinque mesi di crescita della pianta (Figura 2-14b)

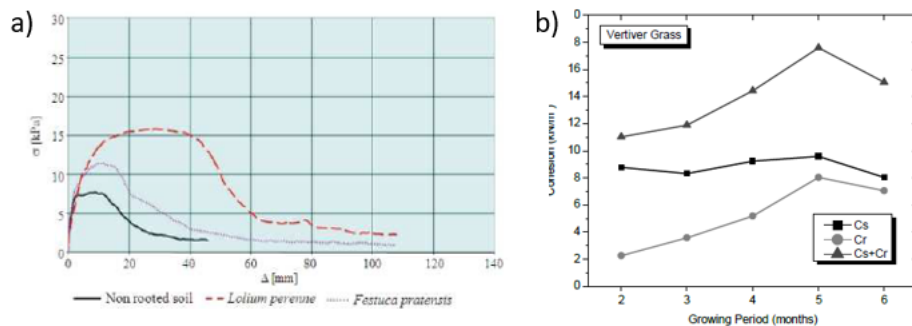


Figura 2-14: Risultati delle prove di taglio diretto condotte in sito da a) Comino e Druetta (2009); b) Teerawattanasuk et al. (2014)

Cazzuffi et al. (2005) hanno confrontato i risultati delle prove di taglio in termini di incremento della resistenza del terreno per diverse specie di graminacee (*Eragrass*, *Elygrass*, *Pangrass* e *Vetiver*). Questo confronto, riportato in Figura 2-15, mostra che le radici forniscono al terreno una coesione radicale variabile da 2 a 15 kPa in relazione alla specie.

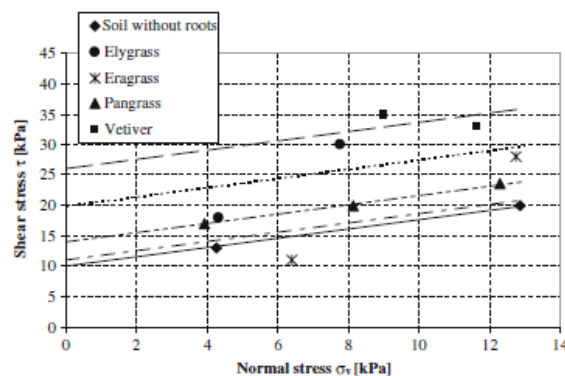


Figura 2-15: Risultati delle prove di taglio diretto condotte in laboratorio da Cazzuffi et al. (2005)

Molto meno diffuso risulta lo studio del comportamento a rottura di campioni radicati mediante prove di compressione triassiale per la valutazione della coesione radicale, si citano ad esempio Zhang et al. 2010; Bovolenta et al. 2018.

D'altra parte, numerosi sono i contributi sperimentali rivolti alla valutazione della resistenza a trazione delle radici (t_R): O'Loughlin (1974), Borough e Thomas (1977), Bischetti et al. (2005), Ali (2010), De Baets et al. (2008), Wang et al. (2020), Teerawattanasuk et al. (2014). O' Loughlin (1974) e Burroughs e Thomas (1977) nei loro studi hanno mostrato che la resistenza a trazione della radice dipende dal suo diametro d , secondo una relazione di tipo esponenziale:

$$T_R = \alpha \cdot d^\beta \quad (2.14)$$

ove α e β sono due parametri specie-dipendenti. Ad esempio, Burroughs e Thomas (1977) suggeriscono $\alpha=2.62$ o 14.16 e $\beta=1.8$ o 1.68 , per due tipologie di *Pseudotsuga menziesii*, rispettivamente *menziesii* e *glauca*, esprimendo T_R in kg e d in mm.

Per quanto riguarda le diverse modalità di rottura, un contributo rilevante è stato fornito da Ennos (1990), il quale per la valutazione della resistenza allo sfilamento ha effettuato specifiche prove di pull-out in sito sulle radici.

Dalle analisi di Ennos (1990) emerge anche come in terreni più umidi si verifichi una minore resistenza allo sfilamento.

Se Ennos 1990 si limita ad evidenziare una minore resistenza allo sfilamento delle radici in terreni più umidi, Pollen 2007 (Figura 2-16) analizza le modalità di rottura in base al diametro e all'umidità del terreno affermando che maggiore è l'umidità del terreno, maggiore è il diametro oltre il quale la rottura avviene per trazione e non per sfilamento.

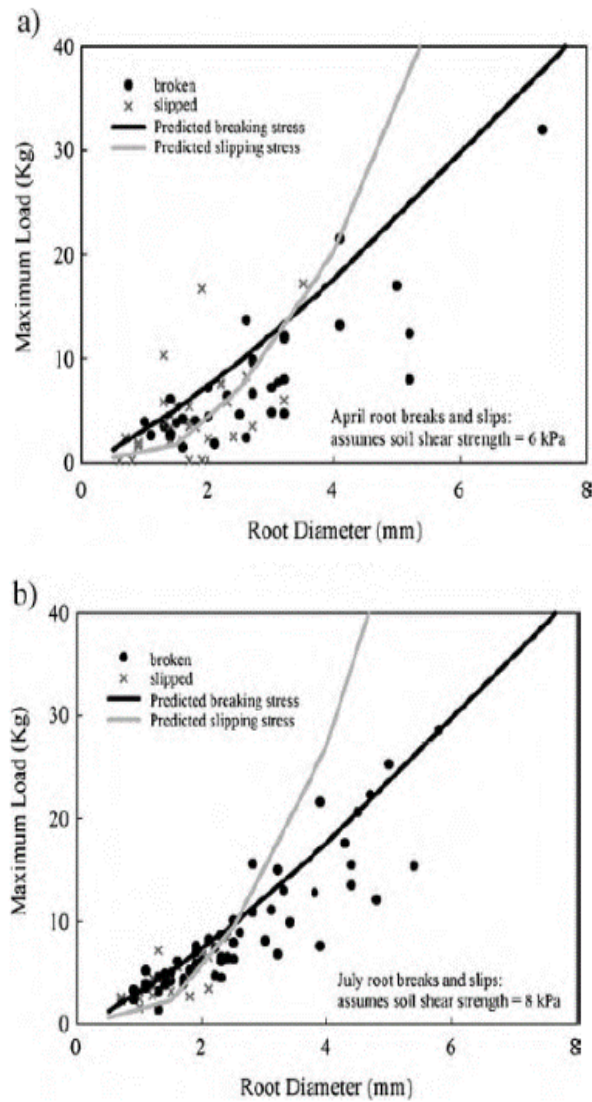


Figura 2-16: Risultati di prove di pull-out condotte da Pollen (2007) condotte a) ad aprile b) a luglio

Anche Docker e Hubble (2008), Mickovski et al. (2007) e Ali et al. (2013) confermano la maggior resistenza alla rottura per sfilamento fornito dalle radici laterali mediante prove di pull-out su radici di diversa morfologia.

Analisi del contributo meccanico alla stabilizzazione del pendio

Il primo ad effettuare l'analisi di stabilità di un pendio indefinito fu Wu (Wu, 1976 e Wu et al., 1979) introducendo il contributo di un albero in termini di peso e di rinforzo radicale sia mediante la componente normale della forza peso dell'albero che della coesione radicale c_r legata alla presenza delle radici dell'albero stesso. Lo schema utilizzato da Wu è riportato in Figura 2-17.

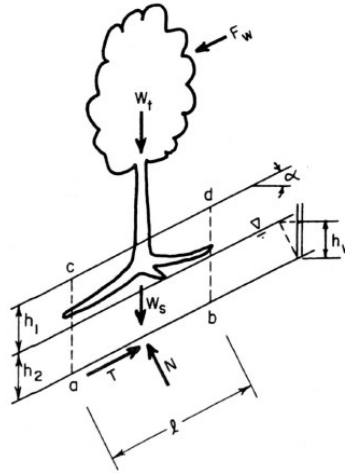


Figura 2-17: Esempio di applicazione al finito di Wu 1979

Ne consegue che il fattore di sicurezza è espresso come:

$$FS = \frac{(W'_s + W_t) \cos \alpha \tan \varphi' + (c' + c_r) l}{(W_s + W_t) \sin \alpha + F_w} \quad (2.15)$$

dove W'_s è il peso del terreno sommerso, l è l'area in cui si considera l'equilibrio, W_t è il peso dell'albero, c_r è la coesione radicale e F_w l'azione orizzontale dovuta al vento.

Tuttavia, gli studi in letteratura orientati all'analisi di stabilità di pendii in presenza di vegetazione seguono maggiormente un approccio numerico (Kokutse et al., 2006; Genet et al., 2008; Chok et al., 2015; Kokutsea et al., 2016) anziché analitico.

L'approccio numerico più diffusamente utilizzato per l'introduzione del rinforzo radicale prevede per l'elemento di volume di un modello costitutivo di Mohr-Coulomb per il terreno in cui nelle zone rinforzate si somma la coesione radicale. Alcuni autori considerano le zone rinforzate uniformi (Chok et al., 2015; Kokutsea et al., 2016) altri considerano una distribuzione spaziale tridimensionale delle piante Kokutse et al., 2006; Genet et al., 2008). Quest'ultimo approccio ben si adatta allo studio di pendii piantumati. Kokutse et al. (2006) hanno considerato tre delle differenti morfologie dei sistemi radicali esistenti (cuoriforme, fittonante e plate root) e per ciascuna tipologia hanno considerato un'approssimazione geometrica semplificata per l'analisi numerica (Figura 2-18a). Il pendio è stato modellato in 3D, introducendo blocchi di terreno rinforzato e al fine di garantirne la continuità di spostamenti all'interfaccia blocco-pendio con un vincolo master-slave (Figura 2-18b).

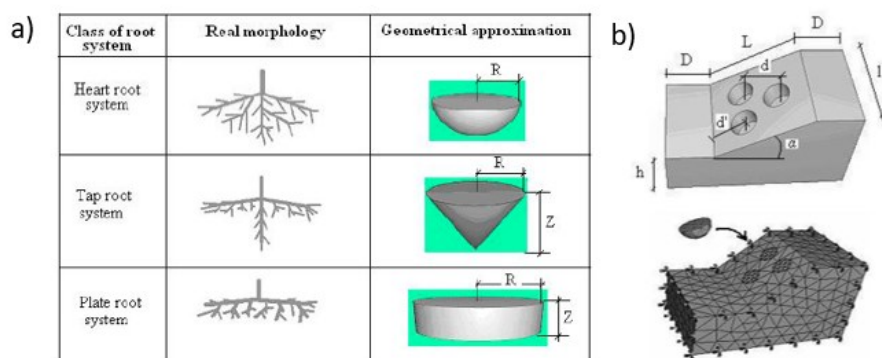


Figura 2-18: Da Kokutse et al. (2006): a) tre delle differenti morfologie dei sistemi radicali esistenti con relativa approssimazione geometrica semplificata per l'analisi numerica, b) modellazione 3D del pendio con inclusioni radicali

I risultati di Kokutse et al. evidenziano un miglioramento della stabilità pari al 20-30% in tutti i casi indipendentemente dalla morfologia dell'apparato radicale e come la morfologia taproot fornisca il maggiore contributo in termini di stabilità.

Genet et al. (2008) hanno analizzato la variabilità spazio-temporale del contributo del rinforzo radicale della *Cryptomeria Japonica* sulla stabilità dei pendii mediante analisi numeriche 2D agli elementi finiti. Il rinforzo radicale viene introdotto come coesione aggiuntiva nel modello costitutivo di Mohr-Coulomb di valore della coesione radicale c_r e lo spessore della zona radicata viene scelto in base all' RD .

I risultati mostrano un aumento del fattore di sicurezza variabile dal 15 al 27% in presenza di vegetazione, con valore massimo nei casi di vegetazione più giovane.

3. IL MODELLO SLIP E IL SUO AGGIORNAMENTO CON GLI EFFETTI DELLA VEGETAZIONE

3.1 MODELLO SLIP - IL MODELLO MATEMATICO

Il modello SLIP (Shallow Landslides Instability Prediction) è stato messo a punto da Montrasio, 2000 sulla base degli studi condotti sui numerosi e catastrofici fenomeni franosi verificatisi durante l'alluvione del Piemonte del 1994 ed è stato validato e applicato a diverse scale di riferimento:

- alla scala di laboratorio con prove in canaletta (Montrasio e Valentino, 2007; Montrasio et al., 2015);
- a scala di sito, considerando la stabilità di un singolo pendio (Montrasio et al., 2009; 2012);
- a scala territoriale (provinciale, regionale e nazionale), considerando vaste aree occupate da pendii potenzialmente instabili (Montrasio et al., 2011; Montrasio et al., 2015; Schilirò et al., 2016, Montrasio et al., 2016; Montrasio and Schilirò, 2018).

Il modello SLIP (Montrasio, 2000) è un modello fisicamente basato semplificato, adatto all'applicazione su larga scala, che fornisce l'evoluzione del fattore di sicurezza di un pendio potenzialmente a rischio dell'innescò di soil slip tenendo conto di tutti gli aspetti salienti del fenomeno in maniera semplificata, associando la perdita d'equilibrio di un pendio alla variazione del grado di saturazione del terreno, causata dall'infiltrazione di pioggia.

Si basa sullo schema di pendio indefinito applicato allo strato superficiale del terreno detto topsoil, il cui spessore H varia tra 1 e 1.5 m (Godt et al., 2008; Montrasio et al., 2011). Il topsoil, ovvero lo strato coinvolto nei fenomeni franosi indotti da pioggia, non viene considerato come un *continuum*, come avviene tipicamente nella meccanica delle terre poiché risulta molto più eterogeneo e permeabile del terreno sottostante a causa dalla presenza di numerosi condotti e canalicoli sotterranei

causati, ad esempio, dall'attività di vari organismi viventi (Bouma e Dekker, 1978; Bouma, 1981, 1991).

Nell'analisi di stabilità, il modello SLIP definisce il fattore di sicurezza FS come il rapporto fra le forze stabilizzanti e quelle destabilizzanti per un terreno la cui resistenza viene definita dal criterio di Mohr- Coulomb $\tau = \sigma' \tan \varphi' + c'_{tot}$:

$$FS = \frac{\tan \varphi'}{\tan \beta} + \frac{c'_{tot}}{\gamma H \cos \beta \sin \beta} \quad (3.1)$$

ove β è l'angolo di pendio, φ' l'angolo d'attrito del terreno, γ il peso per unità di volume del terreno, c'_{tot} la coesione del terreno in condizioni di parziale o totale saturazione.

Per i terreni parzialmente saturi, c'_{tot} è la somma della coesione effettiva c' e la coesione apparente c_ψ (Montrasio, 2000):

$$c'_{tot} = c' + c_\psi \quad (3.2)$$

La valutazione di c_ψ segue la schematizzazione del fenomeno fisico riportata in Figura 3.1-1.

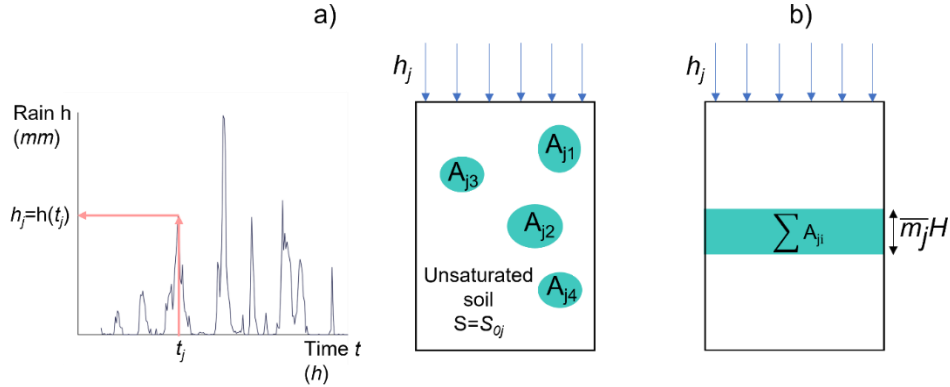


Figura 3.1-1: Schematizzazione del fenomeno fisico di infiltrazione delle piogge considerato nel modello SLIP: a) creazione delle bolle di saturazione associate al generico evento di pioggia j , b) semplificazione delle bolle di saturazione in un unico strato saturo

Dal punto di vista idraulico, al tempo t_j , il terreno con grado di saturazione S_{0j} durante un generico evento di pioggia (pioggia cumulata h_j) è soggetto al fenomeno di infiltrazione che crea zone sature dette “bolle di saturazione” (Figura 3.1-1a).

Infatti, il modello si basa sull’ipotesi che durante un evento di pioggia la stessa si infilti attraverso la macro-porosità del terreno più rapidamente che attraverso la micro-porosità, creando delle zone sature non contigue (bolle di saturazione). Quest’ultime crescono proporzionalmente all’aumentare della pioggia infiltrata portando ad un progressivo decremento della resistenza al taglio del terreno (legata alla parziale saturazione) sino alla perdita di stabilità del pendio.

Il modello SLIP modella questo fenomeno fisico semplificando le zone sature, caoticamente distribuite, in un singolo strato saturo di spessore $\bar{m}_j H$ dipendente dall’altezza di pioggia (Figura 3.1-1b):

$$\bar{m}_j H = \frac{h_j}{n(1-S_{0j})} \quad (3.3)$$

Al tempo $t > t_j$, le zone sature diminuiscono a causa dell’evapotraspirazione e del deflusso verticale e parallelo al pendio. Il modello SLIP traduce il fenomeno di

decrescita di $\overline{m}_j H$ nel tempo con una legge esponenziale negativa (fattore di smorzamento) che dipende dal coefficiente k_t il quale rappresenta la velocità di perdita di saturazione del topsoil tenendo in considerazione le caratteristiche di permeabilità e resistenza di quest'ultimo, la permeabilità del substrato e le condizioni esterne che influenzano l'evapotraspirazione. L'evoluzione temporale della zona satura relativa ad un singolo evento di pioggia è espressa come:

$$m_j(t) = \overline{m}_j e^{-k_t t} \quad (3.4)$$

Al generico istante di tempo t , $m(t)$ è il risultato degli ω eventi di pioggia precedenti ed è espresso dalla sovrapposizione di tutti i generici m_j smorzati:

$$m(t) = \frac{1}{nH(1-S_r)} \sum_{j=1}^{\omega} h_j e^{-k_t(t-t_j)} \quad (3.5)$$

Nel modello SLIP, per la valutazione di m si considerano influenti le piogge dei 30 giorni precedenti all'evento studiato.

Da un punto di vista meccanico, il modello fisico del terreno è schematizzato in due differenti strati: uno saturo di spessore $m(t)$ e uno parzialmente saturo. La resistenza dello strato saturo è data dal classico criterio di Mohr Coulomb $\tau = \sigma' \tan \varphi' + c'$, mentre quella del terreno parzialmente saturo è data dal medesimo criterio cui si somma il termine di coesione aggiuntiva c_{ψ}^* , dipendente dal grado di saturazione S_r (Figura 3.1-2).

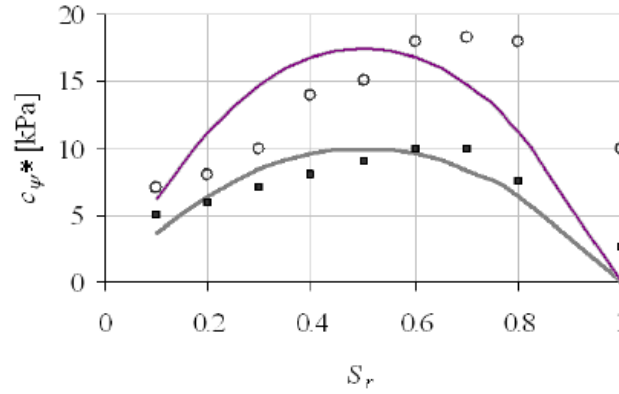


Figura 3.1-2: Legame coesione aggiuntiva c_{ψ}^* e il grado di saturazione (Fredlund et al, 1978; Fredlund et al., 1996; Montrasio, 2000).

Nell'ipotesi di contenuto d'acqua volumetrico residuo nullo e di "elasticità idraulica" (ovvero coincidenza dei percorsi di imbibizione ed essiccamento della curva di ritenzione idrica), Montrasio, 2000 definisce c_{ψ}^* con la relazione semplificata seguente:

$$c_{\psi}^* = AS_r (1 - S_r)^{\lambda} \quad (3.6)$$

dove S_r è il grado di saturazione, A è un parametro derivato sperimentalmente e dipendente dalla granulometria del terreno che aumenta al diminuire della dimensione delle particelle del terreno, λ è un parametro della modellazione.

$$c_{\psi} = c_{\psi}^* (1 - m)^{\alpha} \quad (3.7)$$

La validità dell'Eq. (3.7) è confermata da analisi sperimentali condotte su terreni stratificati (Montrasio and Schilirò, 2018), che hanno evidenziato come il parametro α assuma un valore pari a circa 3.4. In Tabella 3.1-1a si riportano i valori sperimentali dei parametri A e λ per differenti tipi di terreno. Per quanto riguarda il grado di saturazione S_r , misure sperimentali mostrano che esso varia

stagionalmente, da un minimo di 0,6 (in estate) a un massimo di 0,9 (in inverno), come mostrato in Tabella 3.1-1 (Meisina e Scarabelli, 2007; Montrasio et al., 2010).

a)

SOIL	λ	A
Soft clay (OCR=1)	0.4	100
Medium clay (OCR>1)	0.4	100
Stiff clay (OCR $\gg$ 1)	0.4	100
Clayey mud	0.4	80
Mud	0.4	80
Sandy mud	0.4	80
Loose sand	0.4	40
Medium sand	0.4	40
Dense sand	0.4	40

b)

Season	Period	Degree of saturation (S_r)
Summer	July–August	0.60
Autumn	September–October–November	0.75
Winter–Early Spring	December–January–February–March–April	0.90
Late Spring	May–June	0.75

Tabella 3.1-1: a) Valori dei parametri λ ed A per diversi tipi di suolo, b) valore del grado di saturazione in funzione del periodo stagionale

Pertanto, l'evoluzione temporale del fattore di sicurezza FS di un pendio è ottenuta dalla combinazione dell'Eq. (3.1) e delle Eq. (3.5), (3.6), (3.7) e dipende dai fattori geometrici (inclinazione del pendio β ; spessore di terreno potenzialmente instabile H), dai parametri di stato del terreno (peso specifico G_s ; porosità n ; grado di saturazione S_r , peso per unità di volume dell'acqua γ_w), dai parametri di resistenza meccanica del terreno (angolo di resistenza al taglio ϕ' ; coesione efficace c'), dai parametri di modellazione A , λ , α , dalla capacità di drenaggio del pendio (k_t) e dall'altezza di pioggia (hj) (Montrasio e Valentino, 2008).

Un tipico risultato del fattore di sicurezza FS ottenuto con il modello SLIP è mostrato in Figura 3.1-3 ed è relativo a un pendio situato a Treiso in Piemonte durante l'evento di pioggia del 1994 (Montrasio, 2000).

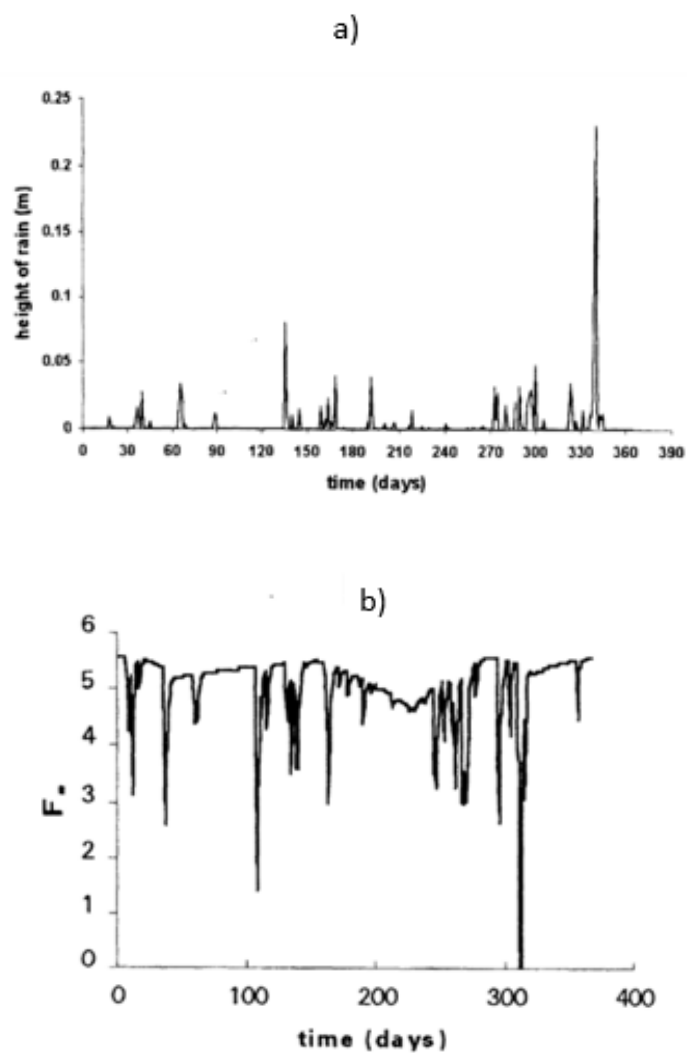


Figura 3.1-3: Risultati ottenuti con il modello SLIP alla scala di singolo pendio sul territorio di Treiso (Italia) da Montrasio (2000) - a) Evoluzione temporale del fattore di sicurezza FS, b) andamento delle piogge del 1994 per l'area oggetto di studio.

Il modello SLIP è in grado di effettuare analisi di stabilità in condizione di “pre-allerta”, ovvero utilizzando le piogge registrate dalle stazioni pluviometriche, ma anche in condizioni di “allerta” utilizzando le previsioni di pioggia. Le applicazioni del modello SLIP in entrambe le condizioni verranno presentate nei Capitoli 4,5 (condizioni di pre-allerta) e 6 (condizioni di allerta).

3.2 AGGIORNAMENTO DEL MODELLO SLIP PER TENERE CONTO DEGLI EFFETTI DELLA VEGETAZIONE

Come già ampiamente illustrato nel Capitolo 2, la vegetazione presente in un pendio vegetato contribuisce alla sua stabilità sia da un punto di vista meccanico che idraulico, mediante radici e chioma.

Dal punto di vista meccanico, le radici forniscono al terreno l’incremento di resistenza al taglio in termini di una coesione radicale aggiuntiva c_r .

Per la valutazione di c_r , il modello teorico di riferimento è quello di Wu e Waldron secondo cui, per un gruppo di radici:

$$c_r = k'k'' \sum_i^p t_{r,i} RAR \quad (3.8)$$

dove k' è un fattore che tiene conto dell’angolo di inclinazione delle radici ed è solitamente assunto pari a 1.2; k'' è invece un fattore riduttivo introdotto da Pollen et al. (2007) per tenere conto della rottura non simultanea delle radici. $t_{r,i}$ è la resistenza della radice i -esima mentre il RAR (Root Area Ratio) è la percentuale di area radicale in una sezione di taglio del terreno.

Il root area ratio RAR tiene conto della numerosità delle radici presenti alla generica profondità; esso dipende dalla tipologia di apparato radicale e dunque dalla specie.

Da un punto di vista idraulico invece, in un’area vegetata, le piogge vengono intercettate dalla vegetazione a seguito del canopy effect e solo un’aliquota della precipitazione si infiltra nel terreno influenzando la coesione apparente. Il canopy

effect dipende dalla dimensione della chioma e dalla tipologia delle foglie. Il suo effetto varia stagionalmente ed è prevalente in primavera/estate. In autunno/inverno le foglie degli alberi formano il forest floor, ovvero un letto di foglie che contribuisce ad intercettare la precipitazione.

Il modello SLIP è stato aggiornato per tenere conto, in via semplificata, del contributo della vegetazione sia dal punto di vista della modifica della resistenza al taglio del terreno, legata all'apporto delle radici, che della quantità di pioggia che si infiltra, che può essere ridotta dalla presenza di piante e foglie.

In tema infiltrazione, si può tenere conto della presenza benefica di piante e foglie introducendo un opportuno coefficiente correttivo $1-\beta^*$, moltiplicativo della quantità di pioggia che si infiltra (h_j), di valore inferiore all'unità che può tenere conto sia del run-off che dell'effetto canopy, ovvero la limitazione della quantità di acqua che si infiltra nel topsoil.

Introducendo $1-\beta^*$, l'espressione del fattore di sicurezza FS dell'Eq. (3.1) si trasforma poiché $m(t)$ diviene:

$$m(t) = \frac{1-\beta^*}{nH(1-Sr)} \sum_{j=1}^{\omega} h_j e^{-k_t(t-t_j)} \quad (3.9)$$

Il termine $1-\beta^*$ può essere ulteriormente affinato per tener conto dell'influenza della pendenza del pendio (Lei et al. 2020) in assenza di vegetazione; utilizzando l'approccio di Lei et al, nell'ipotesi di trascurare il run-off istantaneo, il fattore $1 - \beta^*$ è pari a:

$$1 - \beta^* = \cos \beta \quad (3.10)$$

In tema resistenza al taglio, il modello SLIP assume teoricamente che il contributo delle radici possa essere rappresentato da un incremento di coesione radicale c_r

dovuto all'apparato radicale. Pertanto, il termine c'_{tot} che entra nell'Eq. (3.1) viene rappresentato da:

$$c'_{tot} = c' + c_{\psi} + c_r \quad (3.11)$$

Riassumendo, il contributo delle piante sia in termini di riduzione dell'acqua infiltrata che di apporto meccanico è schematizzato in Figura 3.2-2.

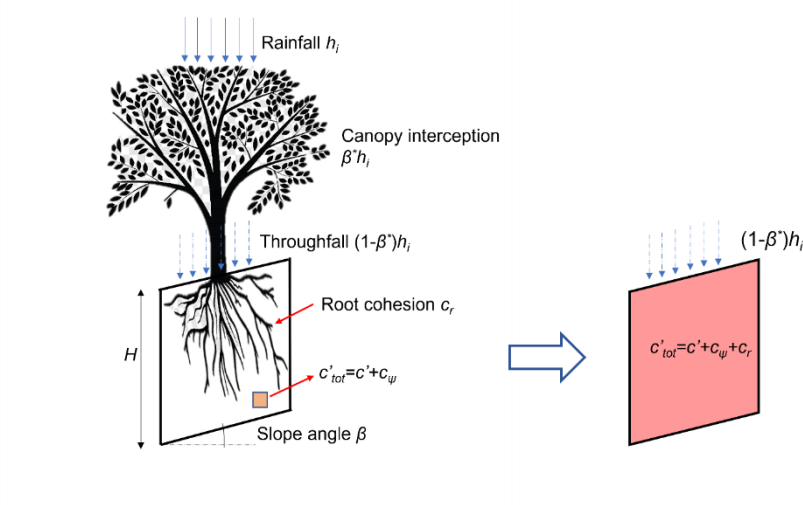


Figura 3.2-2: Schema generale del modello SLIP modificato per tenere conto della vegetazione

4. APPLICAZIONI DEL MODELLO SLIP A SCALA TERRITORIALE IN CONDIZIONI DI PRE-ALLERTA ATTRAVERSO PIATTAFORMA GIS

4.1 IMPLEMENTAZIONE DEL MODELLO SLIP SU PIATTAFORMA GIS

A partire dal 2012, il modello SLIP (Montrasio, 2000) è stato impiegato in via sperimentale dal Dipartimento di Protezione Civile Nazionale in fase di pre-allerta per prevedere frane superficiali indotte da pioggia a scala nazionale attraverso la sua implementazione nella piattaforma DEWETRA. La piattaforma è stata ampiamente utilizzata per la previsione di diversi eventi franosi indotti da pioggia (Montrasio et al., 2014) elaborando i dati reali di pioggia forniti dalla medesima piattaforma. In Figura 4.1-1 si riporta un esempio di applicazione del modello SLIP a scala territoriale ottenuta con DEWETRA.

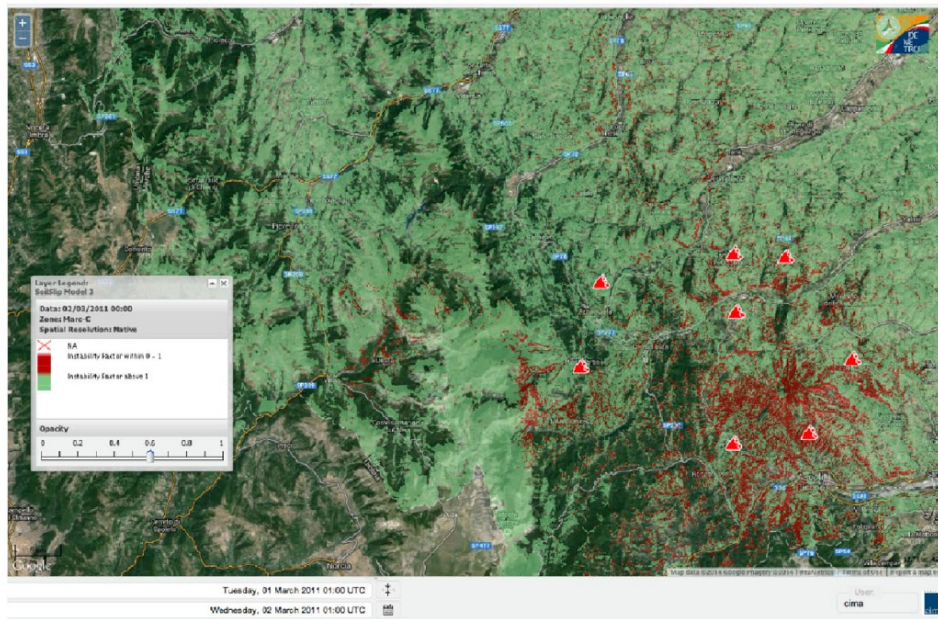


Figura 4.1-1: Esempio dei risultati dell'applicazione del modello SLIP a scala territoriale ottenuti con la piattaforma DEWETRA (Montrasio et al., 2014)

L'impiego di dati di pioggia in tempo reale ha dato risultati previsionali molto validi (Montrasio et al., 2011, Montrasio et al., 2014, Montrasio e Valentino, 2016, Schillirò et al., 2016) rendendo opportuno realizzare una piattaforma GIS ad hoc, in cui implementare il modello SLIP e da cui estrapolare i dati territoriali e le previsioni di pioggia, al fine di effettuare l'analisi del comportamento del sistema previsionale dei movimenti franosi basato sull'impiego dei dati di pioggia previsti ad esempio nelle successive 3, 6, 9, 12 ore (condizione di allerta) e/o già registrati dalle stazioni pluviometriche (condizione di pre-allerta).

Tale piattaforma è stata messa a punto servendosi principalmente del software open source QGIS per l'elaborazione dei dati territoriali e di alcuni script specifici di MATLAB per il calcolo del fattore di sicurezza.

Nella piattaforma GIS, i dati di input richiesti per effettuare l'analisi di stabilità, necessarie per determinare FS , sono:

- il Digital Terrain Model (DTM);
- le carte litologiche del territorio considerato;
- la carta di copertura del suolo;
- i dati di pioggia del periodo oggetto di analisi;
- la carta della vegetazione presente sull'area (per le analisi in presenza di vegetazione).

L'angolo di inclinazione dei versanti β , richiesto dal modello SLIP, è ricavabile dal modello digitale del terreno DTM: importando nell'ambiente QGIS il DTM dell'area studio, la piattaforma procede all'estrazione del dato di pendenza per ogni punto della griglia mediante il *plugin GDAL slope*.

Con le informazioni contenute nella carta litologica vengono identificate le tipologie di terreno presenti sull'area alle quali vengono associati i parametri di riferimento geometrici e di modellazione individuati dalle unità di suolo di Montrasio e Valentino, 2008.

Infine, per ridurre l'onore computazionale, mediante la carta di copertura di suolo, la piattaforma esclude tutte le aree che possono essere considerate incondizionatamente stabili come aree antropizzate, laghi, corsi d'acqua.

Per quanto riguarda i dati di pioggia, la piattaforma crea le mappe di precipitazione interpolando le altezze di pioggia previste o rilevate dalle stazioni pluviometriche ricadenti nelle aree di calcolo e nelle zone limitrofe attraverso la funzione *Natural Neighbor* (Sibson, 1981). Questa fase risulta molto onerosa dal punto di vista computazionale in quanto vengono create le mappe di precipitazione a cadenza oraria per i 30 giorni precedenti all'evento considerato.

Nel caso in cui si voglia effettuare un'analisi più attinente alla realtà e valutare l'effetto benefico delle piante alla stabilizzazione dei pendii, è possibile inserire come dato di input anche la carta di vegetazione dell'area studio al fine di individuare le principali specie arboree/arbustive ed effettuare l'associazione con i parametri specifici quali coesione radicale e infiltrazione fogliare (come descritto al Capitolo 3).

Infine, i dati di input vengono elaborati dal codice numerico di Matlab, in cui è implementato numericamente il modello SLIP.

Terminata la fase di analisi, la piattaforma fornisce come output finale le mappe del fattore di sicurezza FS , dove tramite indicatori di colore rosso vengono localizzati i punti instabili ($FS < 1$).

Per una rapida valutazione delle capacità predittive del modello SLIP, sulla piattaforma è possibile inserire, come dati di input, anche la localizzazione delle frane realmente censite sull'area studio. In questo modo sulla mappa di suscettibilità finale, oltre alle zone instabili, verranno indicate anche le frane realmente avvenute durante l'evento studiato rendendo immediato il confronto tra i risultati della piattaforma e gli eventi franosi occorsi.

4.2 TARATURA DELLA PIATTAFORMA GIS AL CASO STUDIO DELL'EMILIA 2005

Al fine di verificarne la capacità predittiva, il modello SLIP, implementato nella piattaforma GIS, è stato inizialmente validato in caso di pre-allerta mediante la sua applicazione a scala territoriale. In particolare, l'analisi è stata condotta in una ben precisa zona dell'Appennino Reggiano (Emilia-Romagna) colpita, nell'Aprile 2005, da un evento di precipitazione particolarmente intenso (11 aprile 2005) che provocò decine di soil slip. L'obiettivo dell'analisi è stato quello di verificare la corrispondenza tra i risultati ottenuti ed i fenomeni franosi censiti nel data base regionale.

L'area oggetto di studio si trova nella regione Emilia-Romagna (Italia settentrionale) ed in particolare nella provincia di Reggio Emilia (Figura 4.2-1).



Figura 4.2-1: Ubicazione della provincia di Reggio Emilia nella Regione Emilia-Romagna

Tale area, di estensione pari a circa 370 km², è riportata in Figura 4.2-2 ed composta dai comuni di:

- Baiso (RE);
- Carpineti (RE);
- Castellarano (RE);
- Casina (RE);
- Vezzano sul Crostolo (RE);

- Viano (RE).



Figura 4.2-2: Area studio

Il clima nell'area di studio è prevalentemente di tipo appenninico-mediterraneo, caratterizzato da una piovosità media annua compresa tra i 1000 mm (nelle zone più alte) e gli 800 mm (alle pendici), con due massimi annuali – uno in Autunno (novembre) e l'altro in tarda Primavera (aprile-maggio) – intervallati da due minimi – uno più pronunciato in Estate (luglio) e l'altro in Inverno (gennaio).

Le condizioni climatiche nelle settimane precedenti l'innescò delle frane pluvio-indotte verificatesi nell'Aprile 2005 sono state significativamente diverse dalle condizioni medie degli anni precedenti. Analizzando infatti i dati della stazione pluviometrica di Baiso (542 m s.l.m.), che può essere considerata la principale stazione rappresentativa dell'area studio, nel mese di Aprile 2005 è stata registrata una precipitazione eccezionale di 141,2 mm con ben 99,8 mm di precipitazioni in appena 60 ore, di cui 58,8 mm nelle prime 24 ore del 10 Aprile 2005 (Figura 4.2-3). Le precipitazioni mensili in marzo dello stesso anno sono state quasi un terzo di

quelle osservate in aprile. Queste precipitazioni causarono l'innescò di 45 soil slip, regolarmente censiti, tra il 10-11 Aprile 2005.

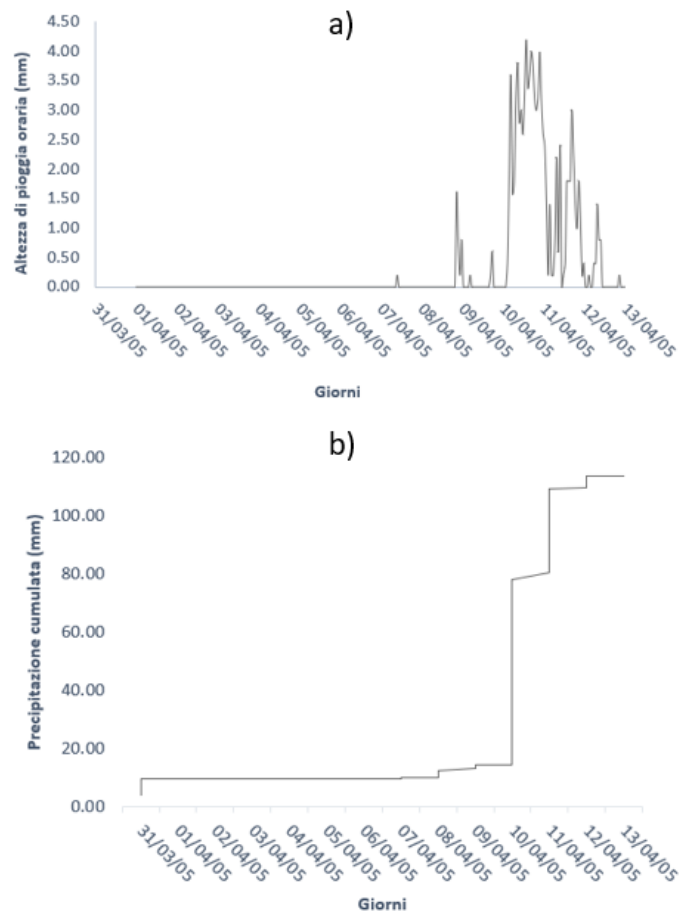


Figura 4.2-3: a) Altezze di pioggia orarie registrate nella stazione di Baiso nel periodo 31 marzo – 13 aprile 2005, b) cumulata di precipitazione relativa alle altezze di pioggia orarie registrate nella stazione di Baiso nel periodo 31 marzo – 13 aprile 2005

Il DTM con risoluzione 5 m e la carta litologica dell'area in esame sono state scaricate liberamente dal Geoportale della Regione Emilia-Romagna. Mediante la

piattaforma GIS dal DTM sono state estratte le inclinazioni del pendio β e dalla carta litologica è stato possibile identificare 13 classi litologiche differenti (Figura 4.2-4) di cui si riporta la descrizione in Tabella 4.2-1.

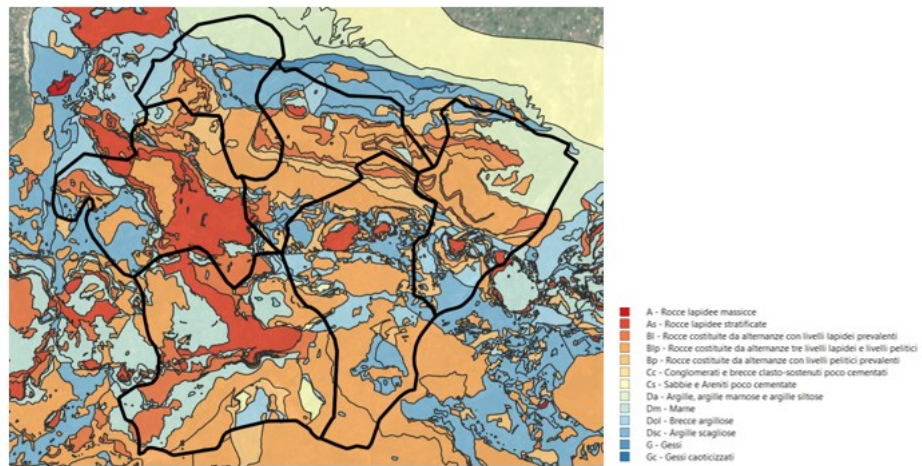


Figura 4.2-4: Rappresentazione delle classi litologiche nell'area studio estratte dalla carta litologica

Tipologia	Sigla	Descrizione
Rocce lapidee massicce	A	Materiale lapideo massiccio (non stratificato o con bancate di spessore > 3m)
Rocce lapidee stratificate	As	Materiale lapideo stratificato
Gessi	G	Gessi (Compatti o stratificati)
Gessi caoticizzati	Gc	Gessi caoticizzati in cui la struttura primaria non è più riconoscibile
Brecce argillose	Dol	Argille a struttura primaria caotica (debris flow e mud flow)
Argille, argille marnose e argille siltose	Da	Argille, argille marnose e argille siltose strutturalmente ordinate, stratificate, con eventuale rara presenza di livelli arenitici
Argille scagliose	Dsc	Argille intensamente tettonizzate, argilliti - unità costituite in prevalenza da argille che a causa della loro storia tettonica risultano intensamente piegate e fratturate dalla scala dell'affioramento fino alla scala del campione ("argille scagliose")
Sabbie e Areniti poco cementate	Cs	Sabbie e Areniti stratificate con eventuale rara presenza di livelli pelitici, poco cementate
Conglomerati e brecce clasto-sostenuti	Cc	Rocce e rocce deboli strutturalmente ordinate costituite da materiale prevalentemente granulare (Conglomerati e brecce clasto-sostenuti) con cementazione da media a bassa
Rocce costituite da alternanze con livelli lapidei prevalenti	Bl	Ammassi rocciosi strutturalmente ordinati costituiti da alternanze tra livelli lapidei (Es: arenarie cementate, calcareniti, calcilutiti ecc.) e livelli pelitici con livelli lapidei prevalenti: rapporto L/P > 3
Rocce costituite da alternanze con livelli pelitici prevalenti	Bp	Ammassi rocciosi strutturalmente ordinati costituiti da alternanze tra livelli lapidei (Es: arenarie cementate, calcareniti, calcilutiti ecc.) e livelli pelitici con livelli pelitici prevalenti: rapporto L/P < 1/3
Rocce costituite da alternanze tra livelli lapidei e livelli pelitici	Blp	Ammassi rocciosi strutturalmente ordinati costituiti da alternanze tra livelli lapidei (Es: arenarie cementate, calcareniti, calcilutiti ecc.) e livelli pelitici con rapporto tra livelli lapidei e livelli pelitici $3 > L/P > 1/3$
Marne	Dm	Argille, argille marnose e argille siltose strutturalmente ordinate, stratificate, con eventuale rara presenza di livelli arenitici

Tabella 4.2-1: Classi litologiche presenti sull'area studio

Ad ogni classe litologica è stata associata un'unità di suolo, individuata da Montrasio e Valentino (2008), che definisce i parametri fisici, meccanici e di modellazione caratteristici di ogni tipologia di terreno. In Tabella 4.2-2 si riporta il risultato di tale associazione mostrando i parametri specifici per ogni tipologia di terreno presente sull'area.

Sigla litologica	Tipo di suolo	n (-)	ϕ' (°)	c' (kPa)	k_t (h⁻¹)	A (kPa)	λ (-)
A	Escluso	-	-	-	-	-	-
As	Escluso	-	-	-	-	-	-
Bl	Sand	0.4	35	0	0.034833	40	0.4
Blp	Sand	0.4	35	0	0.034833	40	0.4
Bp	Sand	0.4	35	0	0.034833	40	0.4
Cc	Sand	0.4	35	0	0.034833	40	0.4
Cs	Sand	0.4	35	0	0.034833	40	0.4
Da	Clay	0.50	20	10	0.036917	100	0.4
Dm	Deposits	0.45	30	5	0.025167	40	0.4
Dol	Clayey silt	0.46	25	0	0.01800	80	0.4
Dsc	Clay	0.50	20	10	0.036917	100	0.4
G	Escluso	-	-	-	-	-	-
Gc	Escluso	-	-	-	-	-	-

Tabella 4.2-2: Associazione classe litologiche con unità di suolo (Montrasio e Valentino, 2008)

Nelle analisi si è considerato lo spessore dello strato superficiale H pari a 1.2 m, il peso specifico dello scheletro solido G_s pari a 2.7 e il parametro α pari a 3.4. Come valore iniziale di grado di saturazione S_r si è assunto pari a 0,9.

Le informazioni relative alla copertura del suolo sono fornite gratuitamente dal Geoportale dell'Emilia-Romagna mediante la *CORINE Land Cover*, aggiornata all'anno 2014, di cui si riporta l'estratto per l'area studio in Figura 4.2-5.

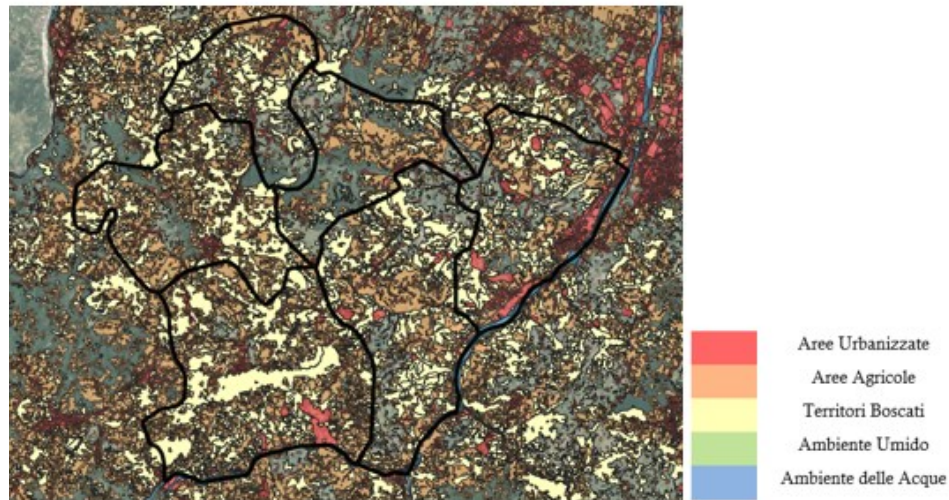


Figura 4.2-5: Rappresentazione della mappa di copertura di uso del suolo nell'area studio, aggiornata all'anno 2014

Tramite la piattaforma GIS, grazie alla *CORINE Land Cover* sono state escluse dalle analisi le aree antropizzate e le zone in cui sono presenti corsi d'acqua (identificate come Ambiente delle Acque) per ridurre l'onere computazionale e rendere le analisi più attinenti alla realtà.

Per le informazioni pluviometriche, si sono utilizzate le cumulate di pioggia oraria, scaricabili liberamente dal sito Arpae Dexter, registrate in 34 stazioni pluviometriche presenti sull'area studio e nelle zone limitrofe, la cui localizzazione è mostrata in Figura 4.2-6.



Figura 4.2-6: Ubicazione delle 34 stazioni pluviometriche

Poiché nella valutazione del fattore di sicurezza il modello SLIP considera il contributo fornito dalle precipitazioni dei 30 giorni antecedenti l'evento studio, si sono realizzate, tramite la piattaforma GIS, le mappe di precipitazioni a cadenza oraria per il periodo 11.03.2005-11.04.2005.

Terminata la fase di elaborazione dei dati di input, si è effettuata l'analisi di stabilità per l'evento del 11.04.2005 alle ore 12:00 di cui i risultati sono riportati in Figura 4.2-7.

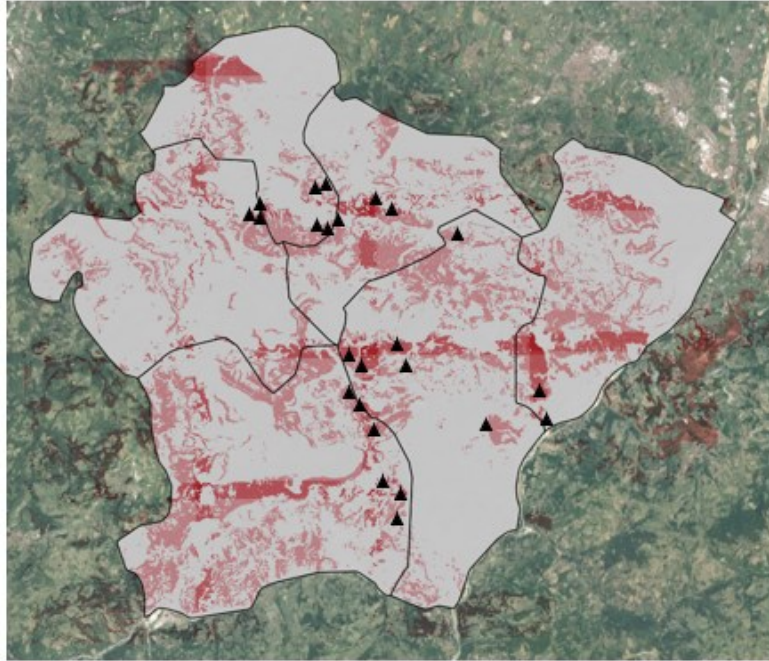


Figura 4.2-7: Risultati dell'analisi di stabilità per l'evento del 11.04.2005 alle ore 12:00. Con gli indicatori rossi vengono evidenziati i punti instabili ($FS < 1$) ottenuti con SLIP, con gli indicatori neri le frane realmente censite

I risultati ottenuti sono stati quindi confrontati con i fenomeni franosi realmente verificatisi. Il confronto ha confermato la buona capacità del modello SLIP, così implementato, nel prevedere l'innescò dei soil slip.

Successivamente, per testare le capacità predittive di SLIP, è stato eseguito un raffronto tra risultati ottenuti con la piattaforma GIS e quelli restituiti dalla piattaforma DEWETRA, in passato già applicata all'area studio relativamente al medesimo evento di precipitazione. Per rendere quanto più realistico tale confronto si è reso necessario impiegare un modello digitale del terreno alla medesima risoluzione di quello adottato dal D.P.C.N per le analisi dell'area studio ovvero una risoluzione di 20 m. Pertanto, si sono effettuate nuovamente le analisi con la piattaforma GIS e il confronto tra i risultati è mostrato in Figura 4.2-8.

I risultati mostrano una buona corrispondenza tra le due piattaforme, sebbene alcune differenze siano inevitabilmente insite nella natura stessa dei dati di input. Queste differenze fanno principalmente riferimento alle informazioni pluviometriche: il modello adottato dal D.P.C.N utilizza infatti i dati e le informazioni fornite in tempo reale dai Centri Funzionali. Queste informazioni sono costituite da mappe pluviometriche derivate da un'elaborazione integrata dei dati puntuali, satellitari e radar, eseguita direttamente dalla piattaforma DEWETRA. A differenza, nella piattaforma GIS, le mappe di pioggia sono state costruite dall'interpolazione dei dati pluviometrici registrati nelle singole stazioni pluviometriche scaricabili dal sito Dexter dell'Arpae. Un'altra differenza, fra i dati di input delle due piattaforme, risiede nell'aggiornamento della carta di copertura del suolo, infatti DEWETRA ha utilizzato la mappa CORINE Land Cover aggiornata al 2008 mentre quella utilizzata dalla piattaforma GIS presenta l'aggiornamento al 2014.

Dal confronto si può affermare che, nonostante le differenze sui dati di ingresso, la nuova piattaforma, su gran parte dell'area analizzata, riproduce con buona accuratezza le previsioni di instabilità ottenute con la piattaforma DEWETRA.

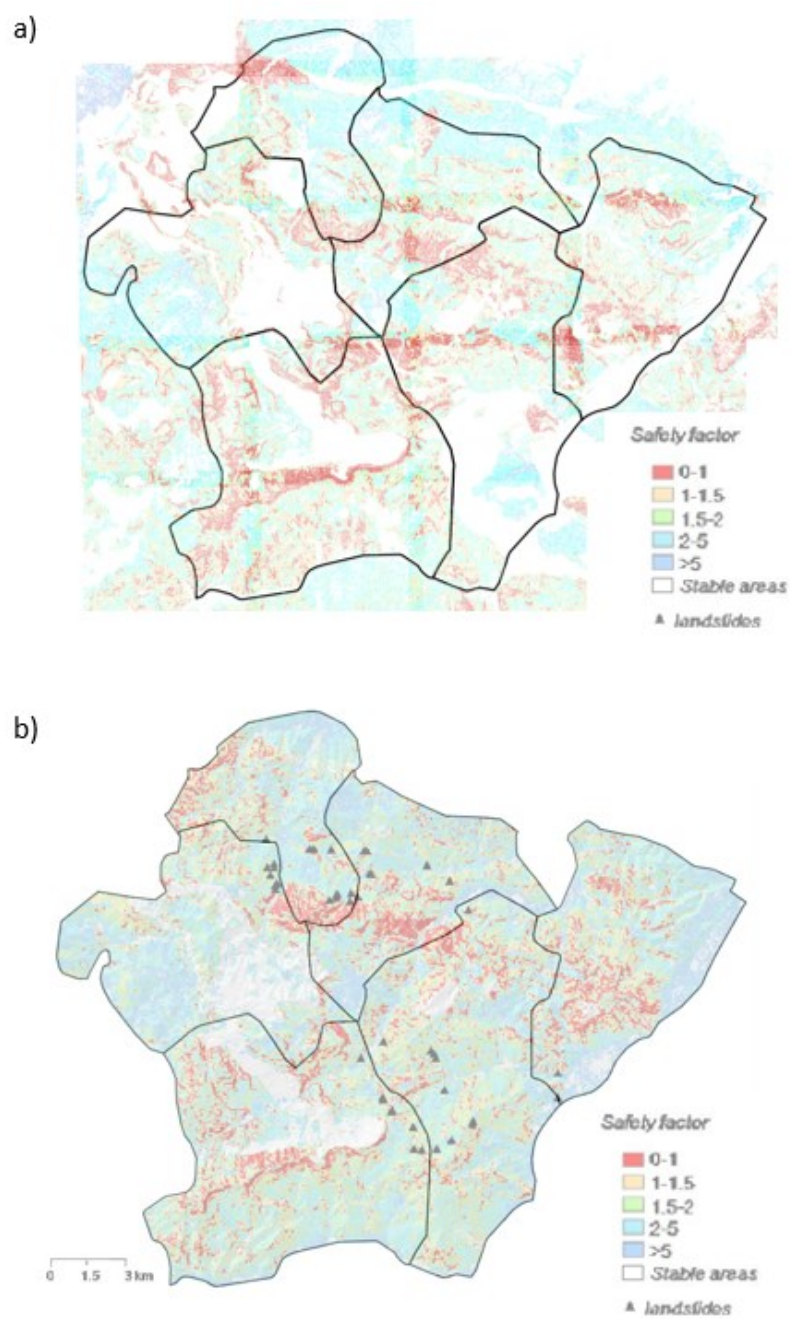


Figura 4.2-8: Mappa di suscettibilità per l'evento dell'11.04.2005 ore 12:00
ottenuta a) con la piattaforma GIS, b) con la piattaforma DEWETRA

4.3 APPLICAZIONE DEL MODELLO SLIP CON PIATTAFORMA GIS AL TERRITORIO DELLA VALSASSINA NELL'EVENTO DELL'ALLUVIONE 2018

Nell'ambito di una collaborazione con l'Università di Milano, si è scelto di applicare al territorio della Valsassina in provincia di Lecco (Lombardia) la piattaforma GIS, validata sull'area dell'Appennino Reggiano per gli eventi franosi dell'Aprile 2005. In Figura 4.3-1 si mostra la localizzazione geografica della provincia di Lecco.

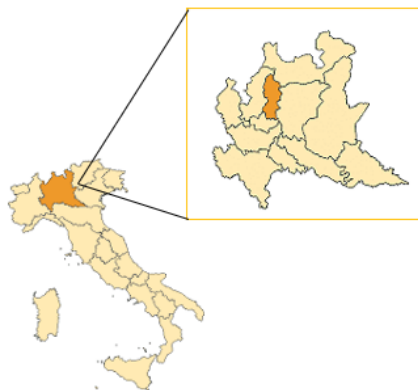


Figura 4.3-1: Localizzazione geografico della provincia di Lecco

Le analisi di stabilità sono state condotte per i territori appartenenti ai bacini dei torrenti Troggia ed Acquaduro, affluenti del torrente Pioverna. In Figura 4.3-2 si mostra l'area studio.

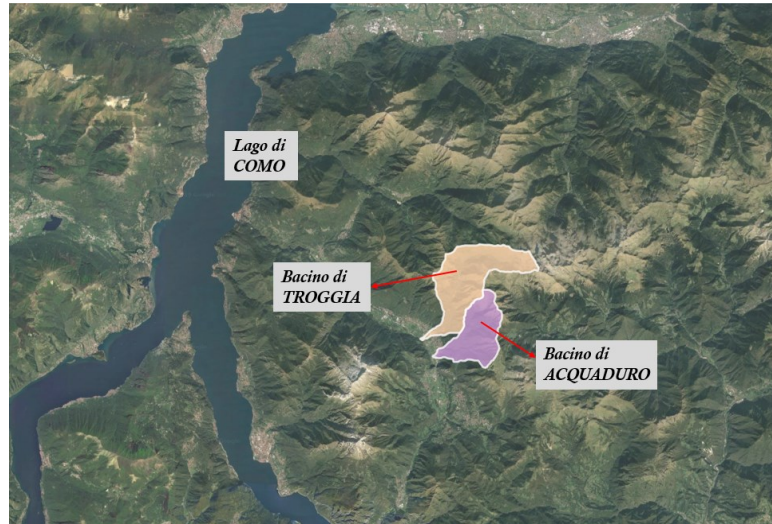


Figura 4.3-2: Area studio

Nei mesi di Settembre ed Ottobre 2018 il territorio oggetto di analisi è stato interessato da fenomeni piovosi particolarmente intensi e i versanti della vallata hanno ricevuto grandi quantità di precipitazioni per un periodo particolarmente prolungato. L'evento piovoso che ha provocato numerosi eventi franosi in tale area si è verificato il 28 Ottobre 2018 e le relative precipitazioni cadute su terreni superficiali già prossimi alla totale saturazione, a causa delle piogge precedenti, hanno così favorito l'innesco di smottamenti superficiali.

Le simulazioni sono state effettuate in condizione di pre-allerta utilizzando il DTM con risoluzione 5 m, la carta litologica, la mappa DUSAF (Destinazione d'Uso dei Suoli Agricoli e Forestali) scaricate liberamente dal Geoportale della Regione Lombardia e le informazioni pluviometriche (altezze di pioggia orarie) reperite dal sito di Arpa Lombardia.

Similarmente per analisi condotte sul caso studio dell'Appennino parmense del 2005 (paragrafo 4.2), la piattaforma GIS, per ognuna delle celle elementari del DTM dell'area studio, ha estratto le inclinazioni dei versanti β .

Successivamente, identificate le 12 classi litologiche presenti sull'area studio tramite la carta litologica (Figura 4.3-3), è stata effettuata l'associazione con i parametri delle unità di suolo di Montrasio e Valentino (2008). Il risultato di tale associazione è riportato in Tabella 4.3-1. Anche in questo caso, si è considerato uno spessore dello strato instabile H pari a 1.2 m, un peso specifico dello scheletro solido G_s pari a 2.7 e il parametro di modellazione α pari a 3.4. Come valore iniziale di grado di saturazione S_r si è assunto pari a 0,75.

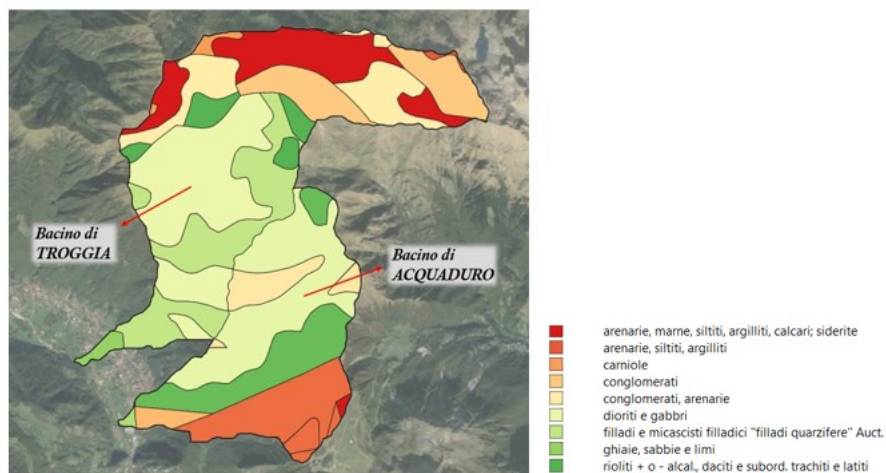


Figura 4.3-3: Classi litologiche presenti sull'area studio

Sigla litologica	Descrizione	Tipo di suolo	n (-)	ϕ' (°)	c' (kPa)	k_t (h⁻¹)	A (kPa)	λ (-)
17	Dioriti e Gabbri	Escluso	-	-	-	-	-	-
13	Rioliti (Porfidi quarziferi)	Escluso	-	-	-	-	-	-
36	Calcere metallifero bergamasco	Escluso	-	-	-	-	-	-
49	Filladi e micascisti filladici ("filladi quarzifere")	Escluso	-	-	-	-	-	-
1037	Calcere rosso e calcere di Esino	Escluso	-	-	-	-	-	-
44	Arenarie, marne, siltiti, argilliti, calcari, siderite	Sand	0.4	35	0	0.034833	40	0.4
201	Ghiaie, Sabbie e Limi	Sand	0.4	35	0	0.034833	40	0.4
2046	Conglomerati del Ponteranica	Sand	0.4	35	0	0.034833	40	0.4
45	Conglomerati, Arenarie	Deposits	0.45	30	5	0.025167	40	0.4
1043	Carniole di Bovegno	Deposits	0.45	30	5	0.025167	40	0.4
1046	Arenarie, siltiti, argilliti	Deposits	0.45	30	5	0.025167	40	0.4
1032	Argilliti, marne, calcari, carnirole	Clay	0.50	20	10	0.036917	100	0.4

Tabella 4.2-2: Associazione classe litologiche con unità di suolo (Montrasio e Valentino, 2008)

Per ridurre l'onere computazionale, la piattaforma GIS ha escluso dalle analisi le aree antropizzate, laghi, corsi d'acqua, ecc., che possono essere considerate incondizionatamente stabili, individuate attraverso la mappa DUSAF (Destinazione d'Uso dei Suoli Agricoli e Forestali). In Figura 4.3-4 è riportato l'estratto della carta di copertura del suolo dell'area studio.

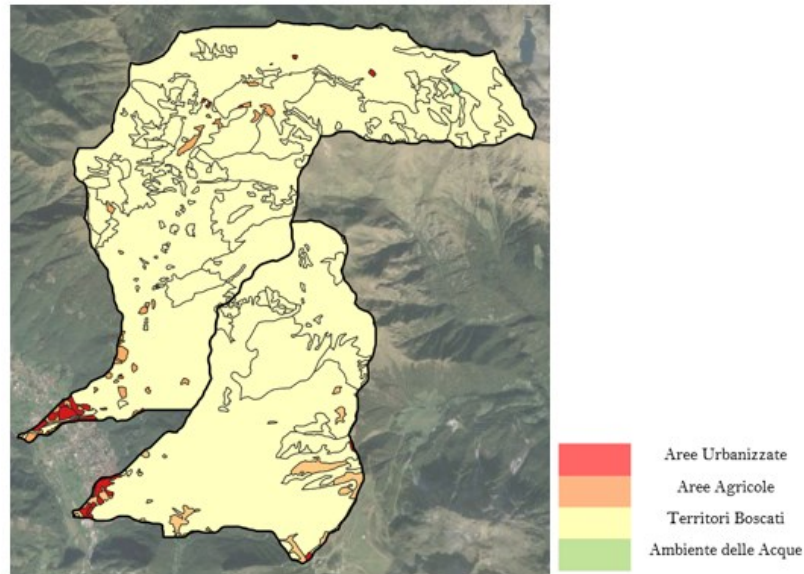


Figura 4.3-4: Estratto della carta di copertura del suolo nell'area studio

Per quanto riguarda le mappe di pioggia, necessarie per ricavare l'altezza di pioggia h_i , richiesta dalla formulazione matematica del modello SLIP (Capitolo 3), sono state ottenute tramite la piattaforma GIS interpolando i dati di precipitazione provenienti da 16 stazioni pluviometriche, la cui localizzazione è riportata in Figura 4.3-5.

Considerato che i fenomeni franosi si sono verificati il giorno 28 ottobre, si sono realizzate le mappe pluviometriche per il periodo compreso tra il 28 settembre ed il 28 ottobre 2018.

A titolo di esempio, in Figura 4.3-6 si riporta l'andamento orario delle altezze di pioggia registrate nella stazione pluviometrica Cassina Valsassina per il periodo esaminato, il picco si registra proprio il 28 ottobre con 250-300 mm di pioggia.



Figura 4.3-5: Ubicazione delle stazioni pluviometriche

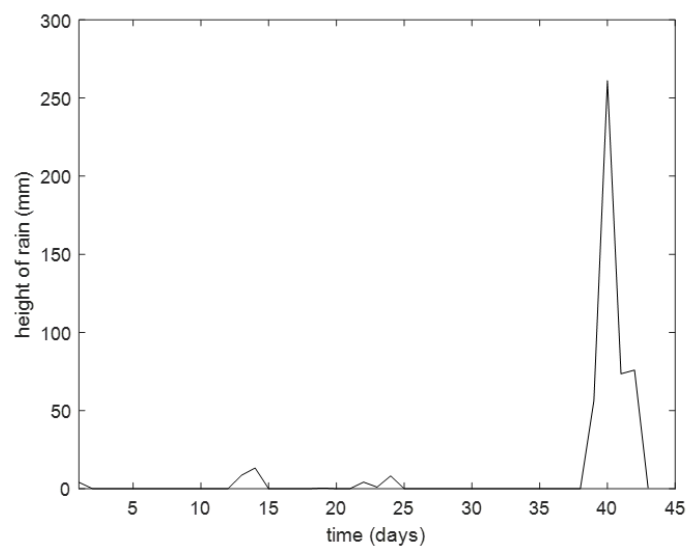


Figura 4.3-6: Andamento delle altezze di pioggia nel periodo esaminato (settembre-ottobre 2018). Il picco del pluviogramma corrisponde proprio all'evento piovoso del 28 Ottobre 2018, l'altezza di pioggia corrispondente è di circa 250-300 mm.

In Figura 4.3-7 si riporta la mappa di pioggia ottenuta con la piattaforma per l'evento del 28 ottobre 2018 ore 12:00.



Figura 4.3-7: Mappa di pioggia ottenuta tramite la piattaforma GIS per l'evento del 28 ottobre 2018 ore 12:00

Infine, con la piattaforma GIS si sono effettuate le analisi di stabilità per l'evento del 28 ottobre 2018 ore 12:00, i cui risultati si mostrano in Figura 4.3-8.

I risultati di pre-allerta ottenuti mostrano come la nuova piattaforma GIS riproduca abbastanza bene l'evoluzione spazio-temporale dell'evento studiato, identificando le aree maggiormente colpite da soil slip.

Tuttavia, le aree instabili, individuate dal modello, risultano essere sovrastimate rispetto a quelle realmente censite sul territorio. Questa sovrastima è dovuta dall'imprecisione dei parametri geotecnici di input del modello numerico, ma anche principalmente dall'assenza dell'apporto benefico della vegetazione, che modifica le condizioni di stabilità.

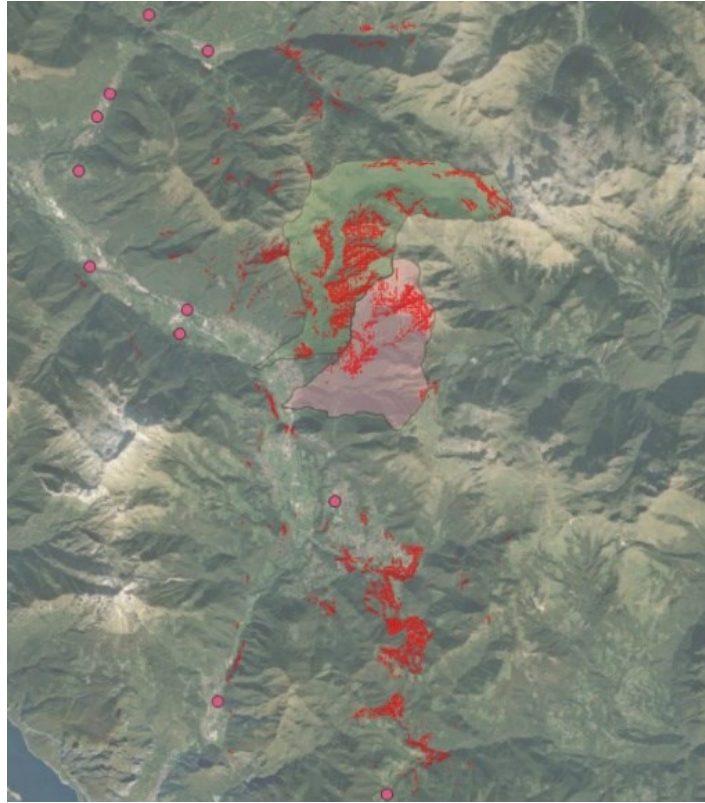


Figura 4.3-8: Mappe di suscettibilità ottenute con la piattaforma GIS per l'evento del 28 ottobre 2018 ore 12:00. Confronto tra le zone dove il modello SLIP prevede una condizione di instabilità $FS \leq 1$ (indicatori rossi) e le zone antropizzate in cui si sono verificati gli effetti dei soil slip (indicatori rosa).

Per procedere con un'analisi più approfondita e sufficientemente realistica, si è effettuata anche quella di stabilità dell'area in presenza di vegetazione.

Per condurre questo tipo di analisi, la piattaforma GIS richiede come dato di input anche il caricamento della carta di vegetazione dell'area. Tramite quest'informazione, infatti la piattaforma individua le varie tipologie di specie arboree/arbustive per ogni cella elementare del DTM e permette di associare ad ognuna i valori dei parametri caratteristici di coesione radicale c_r e di intercettazione fogliare β^* per tenere in considerazione sia il contributo meccanico che idraulico della vegetazione alla stabilità dei pendii, come indicato al Capitolo 3.

Purtroppo, la mancanza di informazioni sufficientemente dettagliate sulla distribuzione e sulla tipologia della vegetazione presente nell'area studio non ha permesso di avere dati di input specifici per valutare il reale apporto fornito dalle specie vegetative presenti.

Ritenendo che l'introduzione di un potenziale contributo della vegetazione modifichi le condizioni di stabilità si è deciso comunque di mostrare l'incremento della stabilità del territorio attraverso un'analisi parametrica.

Riferendosi ai valori tipici di c_r (Figura 4.3-9), attribuiti alle essenze che più comunemente possono essere presenti alle latitudini e altitudini della Valsassina e nell'ipotesi che l'apparato radicale contribuisca al rinforzo dell'intero spessore della coltre superficiale si sono analizzate le condizioni di stabilità del territorio al variare di c_r .

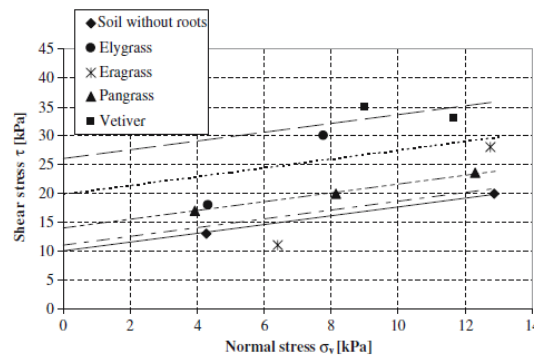


Figura 4.3-9: Diagramma σ_v - τ per terreni in presenza e assenza di radici (Cazzuffi e Crippa, 2005)

In particolar modo, la coesione radicale è stata ipotizzata essere costante con la profondità e, tramite la piattaforma GIS, si è associato ad ogni punto del DTM un valore crescente di c_r , differente per ogni analisi, pari a 0.5 kPa, 1 kPa, 2 kPa e 4 kPa. Per quanto riguarda l'intercettazione fogliare β^* , che influisce sullo spessore saturo del terreno, è stato associato un valore costante tipico per aree prevalentemente boschive (Montrasio et al., 2015, Terrone, 2014) pari a 0.6. I risultati delle analisi in presenza di vegetazione per l'evento del 28/10/2018 ore 12:00 sono riportate in

Figura 4.3-10. Questi evidenziano come l'introduzione di un contributo idraulico e meccanico della vegetazione, anche modesto, porti ad una sostanziale differenza alle condizioni di stabilità.

Dal confronto tra le mappe di suscettibilità in assenza (Figura 4.3-8) e in presenza di vegetazione (Figura 4.3-10) si osserva un decremento sostanziale delle zone di instabilità sino a raggiungere una condizione in cui non si registra nessun evento franoso ovvero per $c_r=4\text{kPa}$ e $\beta^*=0.6$.

Infine, è evidente l'importanza di avere a disposizione dati territoriali più precisi e dettagliati al fine di effettuare analisi più attinenti alle condizioni reali e ottenere una migliore valutazione delle condizioni di stabilità/instabilità del territorio.

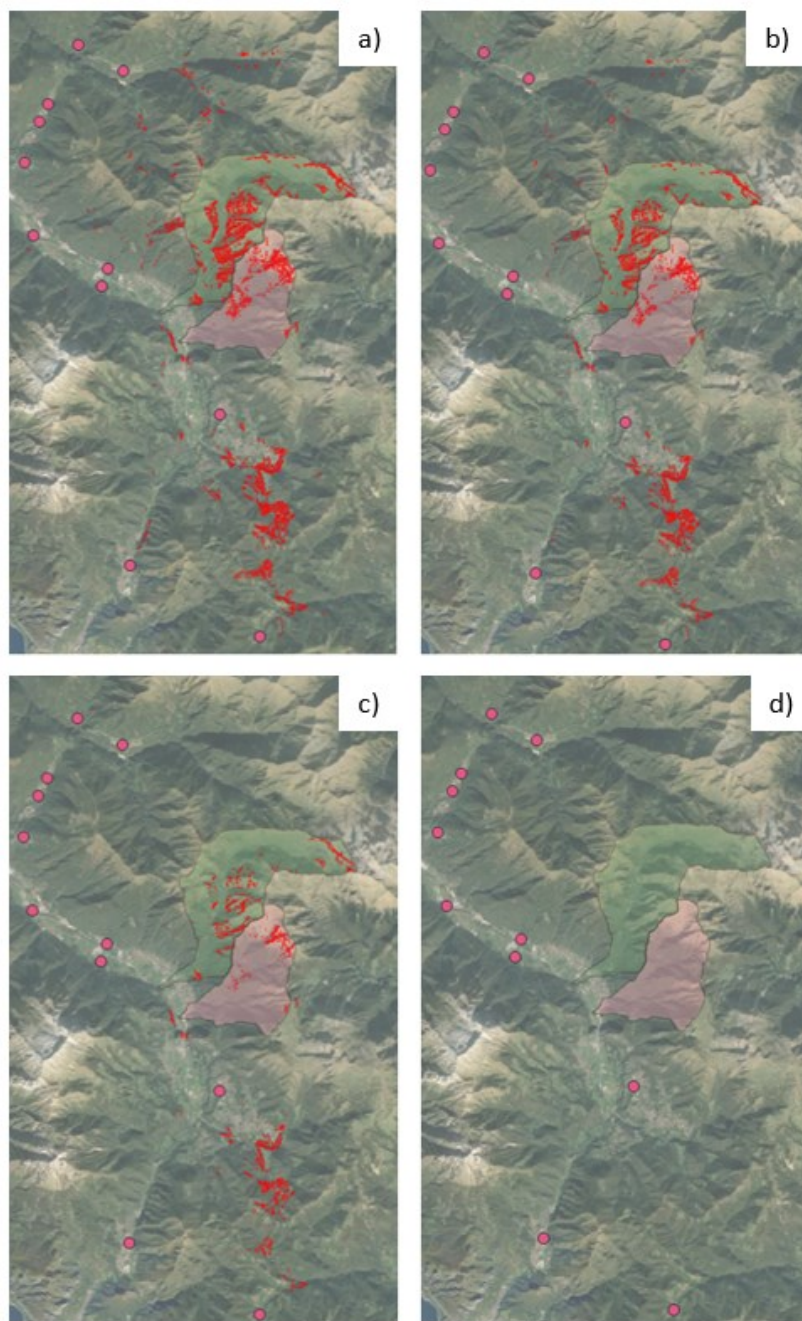


Figura 4.3-10: Risultati dell'analisi di stabilità per l'evento 28 ottobre 2018 considerando una coesione aggiuntiva data dalla presenza di radici pari a a) 0.5 kPa, b) 1 kPa, c) 2 kPa, d) 4 kPa

5. APPLICAZIONI DEL MODELLO SLIP A SCALA TERRITORIALE IN CONDIZIONI DI PRE-ALLERTA ATTRAVERSO PIATTAFORMA X-SLIP

5.1 IMPLEMENTAZIONE DEL MODELLO SLIP SU X-SLIP

Per rendere le analisi di stabilità più veloci rispetto a quelle eseguite con la piattaforma GIS, permettendo anche la valutazione dell'efficacia della vegetazione per la prevenzione dei soil slip, si è implementato il modello SLIP interamente su una nuova piattaforma identificata come X-SLIP. Il vantaggio di questa nuova piattaforma non risiede solo nella sostanziale riduzione delle tempistiche dell'analisi, ma anche nella semplicità di utilizzo tale da renderla accessibile a qualsiasi utente. La nuova piattaforma consente di eseguire analisi di stabilità spazio-temporali elaborando i dati territoriali attraverso MATLAB Mapping Toolbox e script specifici implementati da Montrasio e Gatto, 2022. Le analisi di stabilità vengono condotte su un'area di studio discretizzata con una griglia regolarmente distanziata e permettono la costruzione delle mappe del fattore di sicurezza FS per differenti istanti temporali. La piattaforma X-SLIP esegue tre fasi di calcolo, pre-processing, processing, post-processing. In ogni fase la distribuzione spaziale dei parametri, così come i risultati, sono gestiti attraverso un approccio matriciale. Una rappresentazione schematica della logica di X-SLIP è mostrata in Figura 5.1-1.

La fase di pre-processing è finalizzata alla costruzione delle matrici dei parametri attraverso l'elaborazione dei dati di input: Digital Terrain Model (DTM), la carta litologica, la carta di vegetazione e i dati di pioggia delle stazioni pluviometriche nell'area e adiacenti ad essa. Questa fase è divisa in quattro sottofasi: *Morphology*, *Soil*, *Rainfall* e *Vegetation*. La sottofase *Morphology* permette di valutare la pendenza puntuale dell'area studio attraverso la matrice contenente l'inclinazione del pendio β applicando la funzione *gradientum* alla matrice delle altimetrie estratta dal DTM.

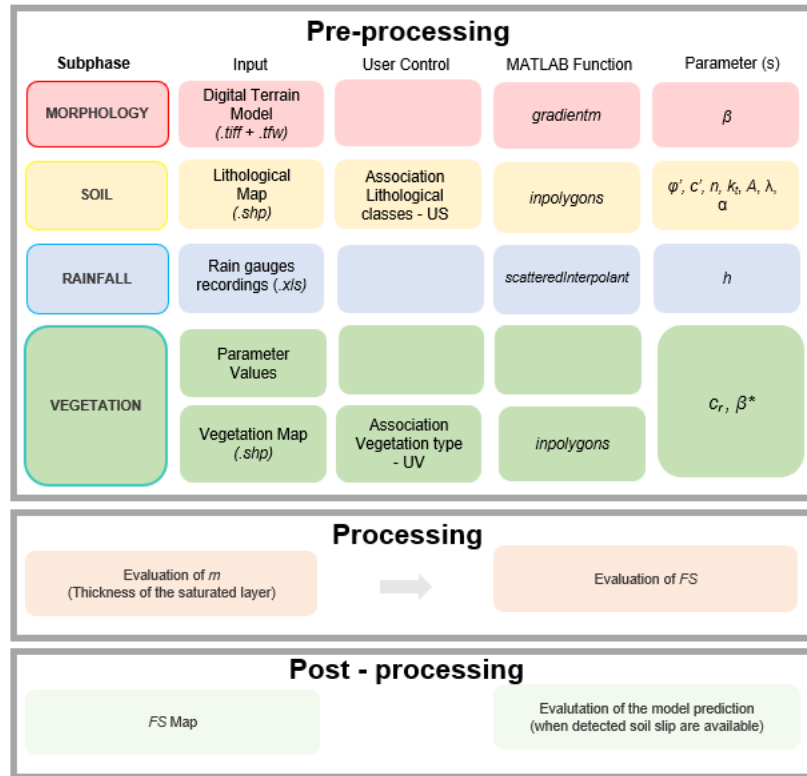


Figura 5.1-1: La metodologia adottata nella piattaforma X-SLIP

Le matrici contenenti i parametri del terreno (ovvero porosità n , angolo di resistenza al taglio ϕ' , coesione efficace c' , peso specifico G_s , parametri di modellazione A, λ, α , capacità di drenaggio del pendio k_t) sono ottenute nella sottofase *Soil* attraverso un apposito script che associa a ciascun punto, contenuto in uno specifico poligono della carta litologica, i parametri raggruppati nelle 6 unità di suolo identificate in Montrasio e Valentino (2008).

Nella sottofase *Rainfall* sono costruite le matrici dell'altezze di pioggia h (una per ogni evento di pioggia analizzato) utilizzando la funzione *scatteredInterpolant*, con

cui si effettua un'interpolazione “natural neighbor” sui dati di pioggia registrati (Sibson 1981; Amidor, 2002), distribuite nei punti della griglia con cadenza oraria. La sottofase *Vegetation* viene utilizzata quando si vuole considerare i contributi della vegetazione alla stabilizzazione del pendio. Essa permette di assegnare gli opportuni parametri di vegetazione ad ogni punto della griglia analizzata e la costruzione delle matrici contenenti la coesione radicale c_r e l'intercettazione fogliare β^* . Si possono assegnare parametri della vegetazione uniformi sull'area oppure, per analisi più realistiche, si possono attribuire dei parametri specifici che caratterizzano la vegetazione realmente presente sull'area. In quest'ultimo caso si utilizza una funzione automatica di “assegnazione a ciascun punto”, come quella impiegata nella sottofase *Soil*, basata questa volta sulle carte di vegetazione: a ciascun punto della griglia ricadente in uno specifico poligono, che ne caratterizza la vegetazione presente, vengono assegnati i parametri caratteristici di c_r e β^* , costruendo così le opportune matrici.

Nella fase processing, le piogge, i parametri del terreno ed eventualmente i parametri della vegetazione sono utilizzati prima per determinare lo spessore dello strato saturo m e poi per determinare il fattore di sicurezza FS .

Infine, la fase di post-processing permette di visualizzare le mappe di suscettibilità nell'area in esame e la variazione temporale del fattore di sicurezza FS in un punto specifico. In questa fase, è possibile anche valutare la qualità predittiva dell'analisi confrontando i punti instabili ottenuti con X-SLIP con quelli realmente avvenuti, se disponibile la loro localizzazione.

5.2 APPLICAZIONE AL TERRITORIO DELL'APPENNINO PARMENSE - CASO STUDIO 4-5 APRILE 2013

Nell'aprile 2013 la parte settentrionale dell'Appennino italiano è stata interessata da un'intensa precipitazione che ha provocato migliaia di smottamenti. L'area oggetto di studio, raffigurata in Figura 5.2-1, comprende i comuni di Neviano degli Arduini,

Corniglio, Tizzano Val Parma e Palanzano della provincia di Parma in cui si sono verificati circa 97 soil slip regolarmente censiti tra il 4 e il 5 aprile 2013.

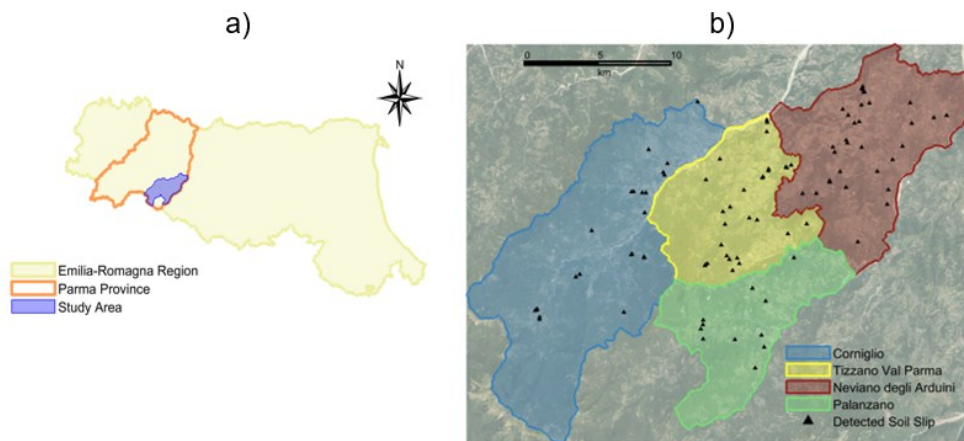


Figura 5.2-1: a) localizzazione dell'area studio nella regione Emilia-Romagna, b) area studio

Proprio tra marzo e aprile 2013 sull'area studio si registrarono eventi di pioggia prolungati anomali rispetto agli anni precedenti, solo presso la stazione pluviometrica di Campora del Sasso nella notte tra il 4 e il 5 aprile 2013 sono caduti più di 60 mm di pioggia in meno di 12 ore, ovvero circa la metà delle precipitazioni medie mensili registrate negli anni 2002-2014 (Figura 5.2-2).

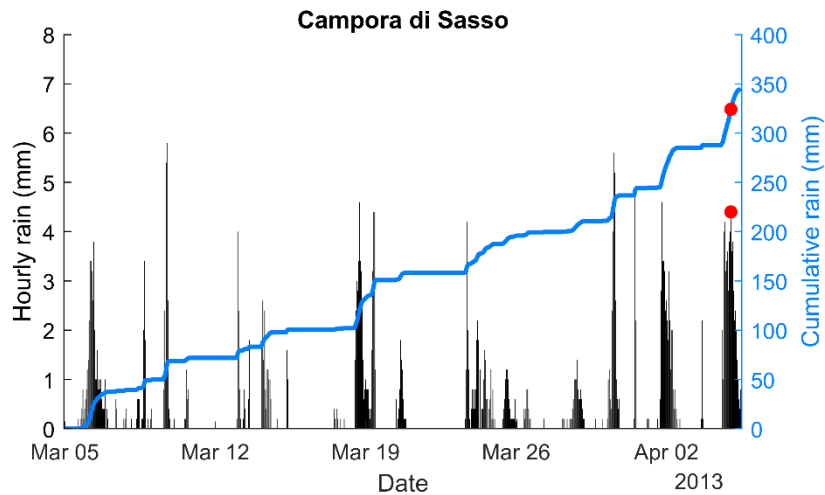


Figura 5.2-2: Cumulata di pioggia registrata nella stazione pluviometrica di Campora di Sasso

Le analisi di stabilità per l'area studio sono state condotte con la piattaforma X-SLIP nelle condizioni di assenza e presenza della vegetazione realmente presente sull'area con l'obiettivo di valutare l'efficacia del contributo della vegetazione sulla stabilità dei pendii. All'interno di questo capitolo si tratterà l'applicazione del modello SLIP in condizione di pre-allerta utilizzando i dati di pioggia registrati nelle stazioni pluviometriche dell'area. Di seguito verranno descritti i dati di input e la metodologia di calcolo delle analisi condotte con la piattaforma X-SLIP per entrambe le condizioni.

5.2.1 FASE PRE-PROCESSING: ANALISI IN ASSENZA DI VEGETAZIONE

Inizialmente, le analisi di stabilità sono state condotte in assenza di vegetazione, pertanto i dati di input richiesti da X-SLIP nella fase di pre-processing sono: il DTM, la carta litologica e i dati di pioggia registrati nelle stazioni presenti nell'area studio e nelle zone limitrofe.

Il DTM è stato scaricato dal Geoportale della Regione Emilia-Romagna con risoluzione 5 m e, non essendo definita la scala della griglia più adatta a valutare le mappe di suscettibilità (Iwahashi et al., 2012; Chen et al., 2020), si è scelto di ridurre la risoluzione a 20 m, per ottimizzare i tempi computazionali. Tale scelta risulta compatibile con l'estensione dei fenomeni superficiali occorsi nell'area. In Figura 5.2.1-1 si riporta il DTM con risoluzione 20 m dell'area studio e la sua rappresentazione in 3D.

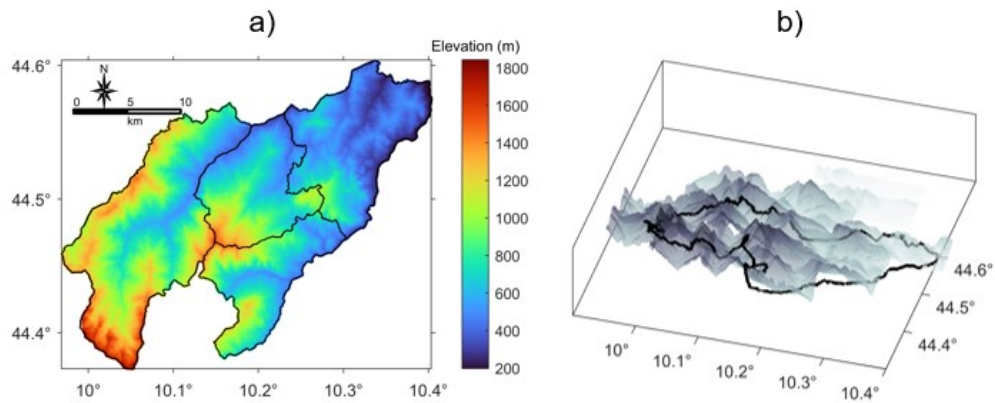


Figura 5.2.1-1: a) DTM con risoluzione 20 m dell'area studio, b) rappresentazione in 3D dell'area studio

Anche la carta litologica dell'area studio, necessaria per l'associazione dei parametri delle unità di suolo, è stata scaricata liberamente dal Geoportale della Regione

Emilia-Romagna e, come si può osservare da Figura 5.2.1-2, mostra la presenza di 9 classi litologiche differenti ognuna caratterizzata mediante una sigla identificativa:

- Rocce lapidee massicce – A;
- Rocce lapidee stratificate – As;
- Rocce costituite da alternanze con livelli lapidei prevalenti – Bl;
- Rocce costituite da alternanze tra livelli lapidei e livelli pelitici – Blp;
- Rocce costituite da alternanze con livelli pelitici prevalenti – Bp;
- Conglomerati e brecce clasto – sostenuti – Cc;
- Marne – Dm;
- Brecce argillose – Dol;
- Argille scagliose – Dsc.

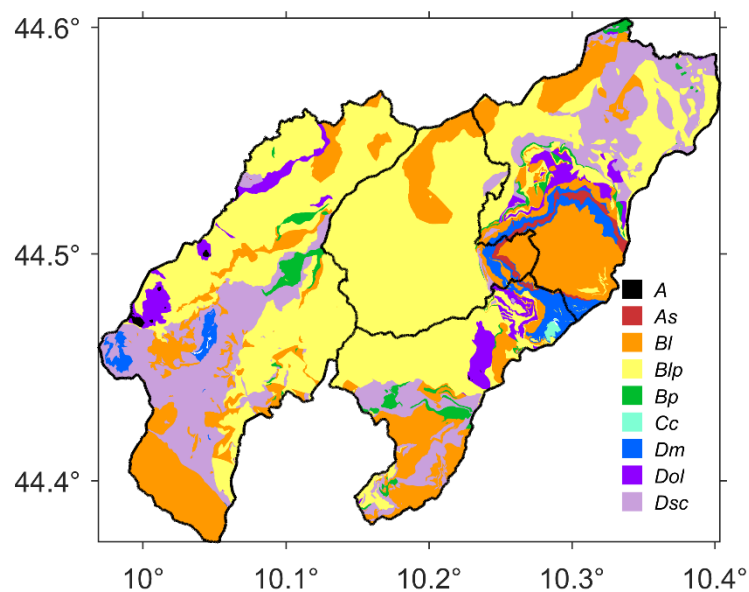


Figura 5.2.1-2: Carta litologica dell'area studio

Come nella piattaforma GIS (Capitolo 4), ad ogni classe litologica viene abbinata una specifica unità di suolo, individuata da Montrasio e Valentino, 2008, contenente i parametri fisici, meccanici e di modellazione caratteristici della tipologia di terreno. Questa associazione è riportata in Tabella 5.2.1-1. Nelle analisi si è considerato lo spessore dello strato superficiale H pari a 1.2 m, il peso specifico dello scheletro solido G_s pari a 2.7 e il parametro α pari a 3.4. Come valore iniziale di grado di saturazione S_r si è assunto pari a 0,9.

Sigla litologica	Descrizione	Tipo di suolo	n (-)	φ' (°)	c' (kPa)	k_t (h⁻¹)	A (kPa)	λ (-)
A	Rocce lapidee massicce	Escluso	-	-	-	-	-	-
As	Rocce lapidee stratificate	Escluso	-	-	-	-	-	-
Bl	Rocce costituite da alternanze con livelli lapidei prevalenti	Sand	0.4	35	0	0.0180	40	0.4
Blp	Rocce costituite da alternanze tra livelli lapidei e livelli pelitici	Sand	0.4	35	0	0.0180	40	0.4
Bp	Rocce costituite da alternanze con livelli pelitici prevalenti	Sand	0.4	35	0	0.0180	40	0.4
Cc	Conglomerati e breccie clasto - sostenuti	Sand	0.4	35	0	0.0180	40	0.4
Dm	Marne	Deposits	0.45	30	5	0.0250	40	0.4
Dol	Breccie argillose	Clayey silt	0.46	25	0	0.0180	80	0.4
Dsc	Argille scagliose	Clay	0.50	20	10	0.0007	100	0.4

Tabella 5.2.1-1: Associazione delle classi litologiche con le unità di suolo

Per quanto riguarda i dati di pioggia, si è scelto di utilizzare le cumulate di pioggia oraria del periodo Marzo-Aprile 2013, scaricabili liberamente dal sito Arpae Dexter, registrate in 12 stazioni pluviometriche presenti sull'area, la cui localizzazione è mostrata in Figura 5.2.1-3.

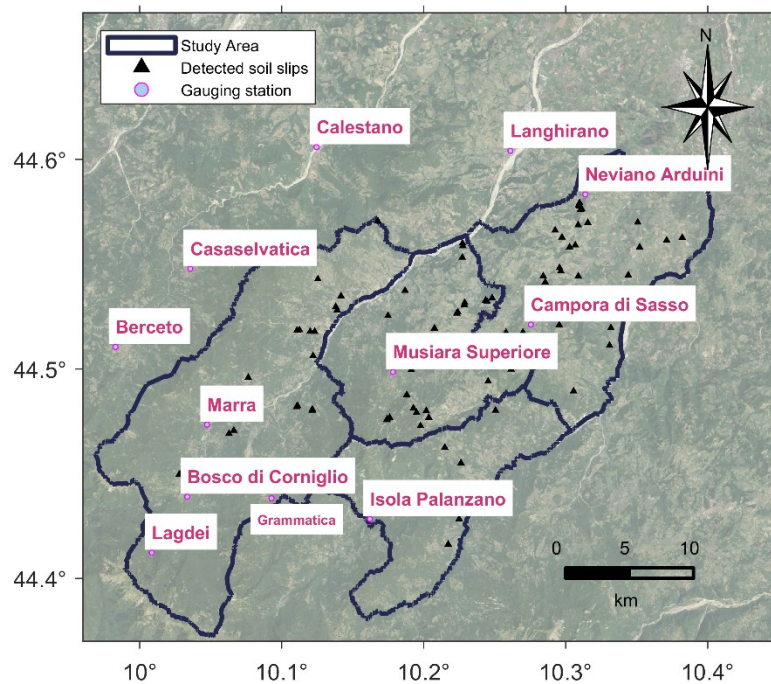


Figura 5.2.1-3: Localizzazioni delle stazioni pluviometriche

Terminata la fase di pre-processing di X-SLIP, si è verificata la corrispondenza delle matrici dei parametri ottenute dalle prime elaborazione con i dati di input. In Figura 5.2.1-4 si riportano le mappe dell'area, ottenute nella fase di pre-processing, raffiguranti la distribuzione di ogni singolo parametro: in particolare l'angolo d'inclinazione del pendio β , la distribuzione delle piogge per l'evento del 5 aprile 2013 alle ore 00:00, angolo di resistenza al taglio φ' , coesione efficace c' , parametro di modellazione A e capacità di drenaggio del pendio k_r .

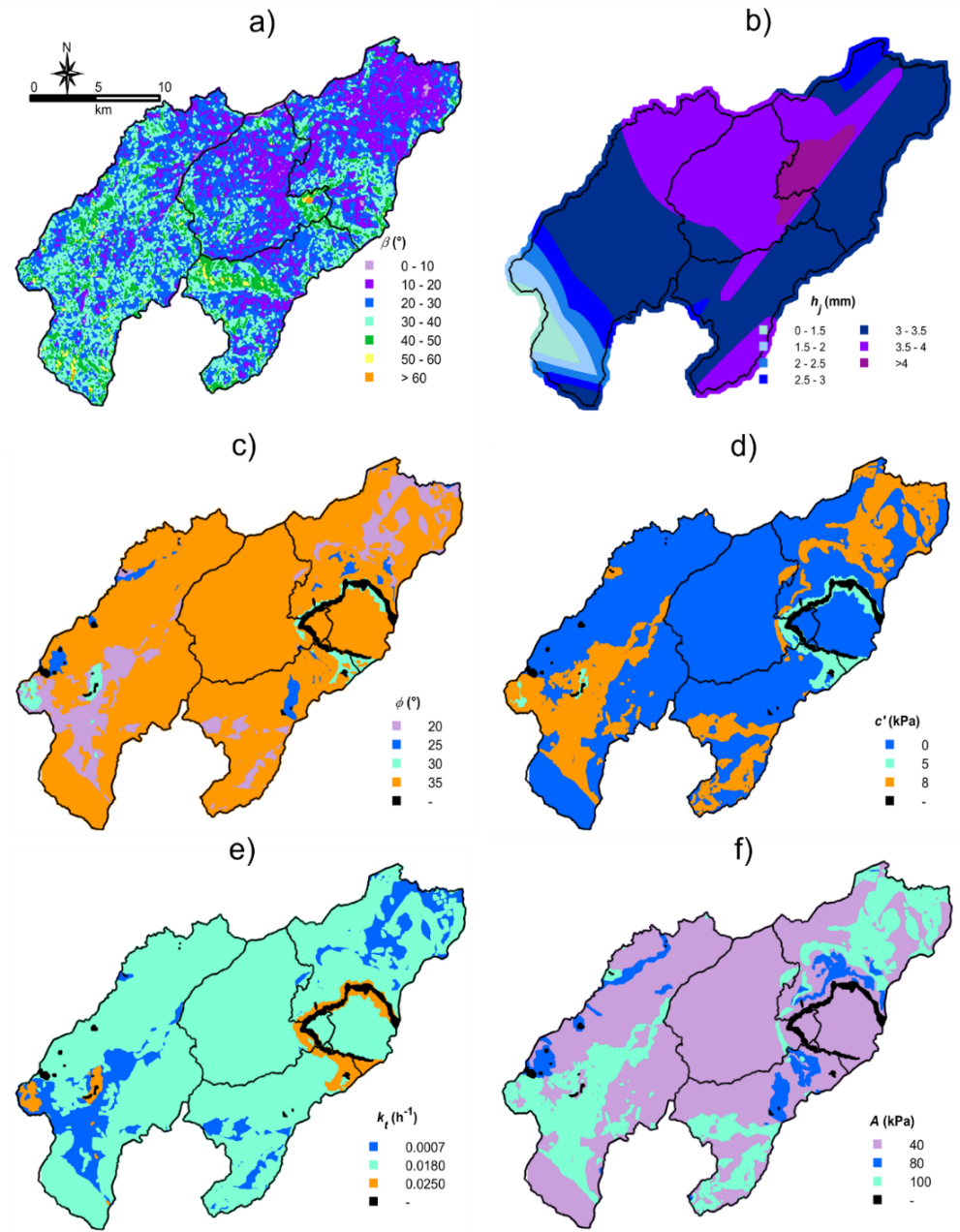


Figura 5.2.1-4: Mappe dell'area, ottenute nella fase di pre-processing, raffiguranti la distribuzione di a) angolo d'inclinazione del pendio β , b) la distribuzione delle piogge per l'evento del 5 aprile 2013 alle ore 00:00, c) angolo di resistenza al taglio ϕ' , d) coesione efficace c' , e) parametro di modellazione A e f) capacità di drenaggio del pendio k_i .

5.2.2 FASE PRE-PROCESSING: ANALISI IN PRESENZA DI VEGETAZIONE

Successivamente, le analisi di stabilità sono state condotte considerando la vegetazione effettivamente presente sull'area studio. Nella fase pre-processing, nella piattaforma X-SLIP si è inserito, oltre ai dati di input delle analisi in assenza di vegetazione, esposti al paragrafo 5.2.1, anche la carta della vegetazione dell'ISPRA. L'area oggetto di studio risulta caratterizzata dalla presenza di aree forestate e aree occupate da specie erbacee/arbustive, la cui distribuzione delle specie prevalenti, ovvero presenti con una percentuale superiore al 2%, è riportata in Figura 5.2.2-1. In particolare, le zone forestate vedono la prevalenza di *Quercus pubescens* (16.74%), *Quercus cerris* (15.55%), *Ostrya carpinifolia* (10.46%), conifere alloctone con prevalenza di *Pinus nigra* (2.56%) e *Castanea sativa* (2.17%), mentre quelle erbacee/arbustive di colture estensive (25.17%), praterie da sfalcio (9.78%), colture intensive (3.08%) principalmente costituite da orzo, grano, pisello ed erba medica.

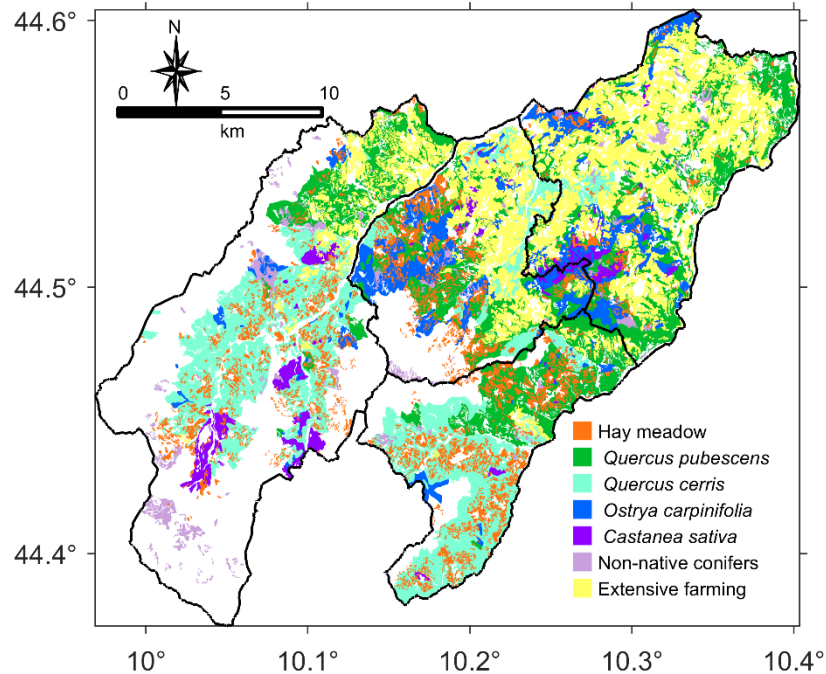


Figura 5.2.2-1: Distribuzione spaziale della vegetazione presente sull'area secondo le mappe di vegetazione dell'ISPRA, con riferimento alle specie presenti sull'area in percentuale superiore al 2%

Come per le classi litologiche, per ogni specie prevalente è necessario abbinare i corrispondenti valori dei parametri della vegetazione per tenere in considerazione sia il contributo meccanico che idraulico rispettivamente la coesione radicale c_r e l'intercettazione fogliare β^* .

Per la coesione radicale c_r delle aree forestate si è fatto riferimento agli studi presenti in letteratura che mostrano la variazione della coesione radicale c_r con la profondità ricavata applicando il modello di Wu e Waldron tenendo conto dell'architettura delle radici: Burylo et al. (2011) per il *Quercus pubescens* e il *Pinus nigra*, Cazzuffi et al. (2014) per il *Quercus cerris*, Bischetti et al. (2009) per l'*Ostrya carpinifolia* e il *Castanea sativa*. Essendo le analisi condotte considerando uno spessore del terreno H pari a 1.2 m, si è scelto di ricavare per ogni specie un valore medio della coesione

radicale c_r -mean. In Figura 5.2.2-2 si riportano i risultati sperimentali per ogni specie con indicazione del valore medio adottato.

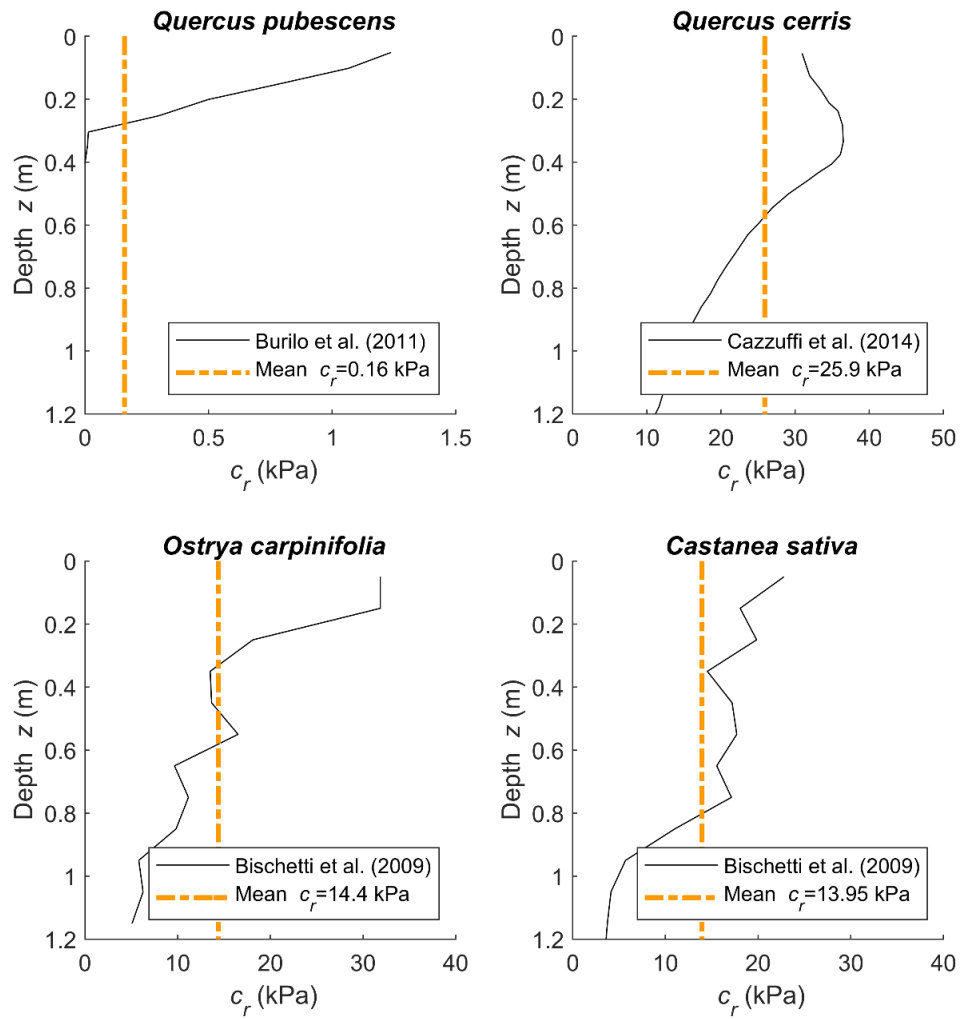


Figura 5.2.2-2: Coesione radicale ricavata da studi sperimentali e c_r -mean utilizzato nella piattaforma X-SLIP.

Per quanto riguarda le aree occupate da specie erbacee/arbustive, si ritenuto di associare una coesione radicale nulla poiché il loro apparato radicale è meno esteso e il loro contributo al rinforzo del terreno dovrebbe depurato dell'effetto dell'erpatura (Ziemer, 1981; Comino et al., 2010).

Per quanto riguarda la quantificazione del contributo idraulico al rinforzo dei terreni ovvero dell'intercettazione fogliare β^* , si è fatto riferimento a studi di natura agronomica finalizzati a dare indicazioni utili sull'irrigazione. L'intercettazione β^* dipende dall'apparato fogliare e quindi da dimensione, età e specie nonché dallo stato vegetativo delle piante (Aston, 1979; Fleischbein et al., 2005). Per i valori di β^* , utilizzati nelle analisi con la piattaforma X-SLIP, si sono presi a riferimento gli studi, per le specie erbacee/arbustive, di Haynes (1940) e Butler e Huband (1985), mentre per le specie forestali di Muzylo et al. (2012), per *Quercus pubescens*, di Corti et al. (2019), per *Quercus cerris*, di Carlyle-Moses e Price (1999), per *Ostrya carpinifolia*, di Lin et al. (2020) per *Castanea sativa*, e Dong et al. (2020), per *Pinus nigra*. È bene precisare che nella piattaforma X-SLIP non viene assegnato β^* , ma $1 - \beta^*$ per indicare la quantità d'acqua che si infila nel terreno.

In Tabella 5.2.2-1 vengono riassunti i valori di c_r e β^* per ogni specie presente sull'area.

Specie	Famiglia	Nome comune	c_r (kPa)	$1-\beta^*$ (-)
<i>Hordeum vulgare</i>	Poaceae	Orzo		0.60
<i>Triticum</i>	Poaceae	Grano		(Haynes, 1940;
<i>Pisum sativum</i>	Fabaceae	Pisello	-	Butler and
<i>Medicago sativa</i>	Leguminosae	Erba medica		Huband, 1985)
<i>Quercus pubescens</i>	Fagaceae	Rovella	0.2 (Burylo et al., 2011)	0.83 (Muzylo et al., 2012)
<i>Quercus cerris</i>	Fagaceae	Cerro	25.9 (Cazzuffi et al. 2014)	0.79 (Corti et al. 2019)
<i>Ostrya carpinifolia</i>	Betulaceae	Carpino nero	14.4 (Bischetti et al., 2009)	0.80 (Carlyle-Moses and Price, 1999)
<i>Castanea sativa</i>	Fagaceae	Castagno	14.0 (Bischetti et al., 2009)	0.55 (Lin et al., 2020)
Non-native conifers: <i>Pinus nigra</i>	Pinaceae	Pino nero	0.2 (Burylo et al., 2011)	0.70 (Dong et al. 2020)

Tabella 5.2.2-1: Valori di c_r e β^* per ogni specie presente sull'area utilizzati nella piattaforma X-SLIP

Inoltre, come si evince da Lei et al. (2020), per le zone che non presentano vegetazione è stato assegnato un coefficiente di deflusso pari al coseno dell'angolo d'inclinazione del pendio β come $1-\beta^*$ ai punti della griglia esterni ai poligoni di vegetazione.

Una volta definiti i valori di c_r e $1-\beta^*$, si è proceduto ad effettuare l'associazione dei parametri della vegetazione individuando prima il poligono della carta di

vegetazione (corrispondente a una specie vegetativa) che contiene ciascun punto della griglia e poi associando c_r e $I-\beta^*$ sulla base di quanto definito in precedenza.

I risultati dell'associazione sono riportati in Figura 5.2.2-3 in cui si mostra la distribuzione sull'area studio dell'intercettazione fogliare (Figura 5.2.2-3a), dell'intercettazione fogliare considerando quella dovuta alla vegetazione e quella dovuta all'inclinazione del pendio dove la vegetazione è assente (Figura 5.2.2-3b) e della coesione radicale (Figura 5.2.2-3c).

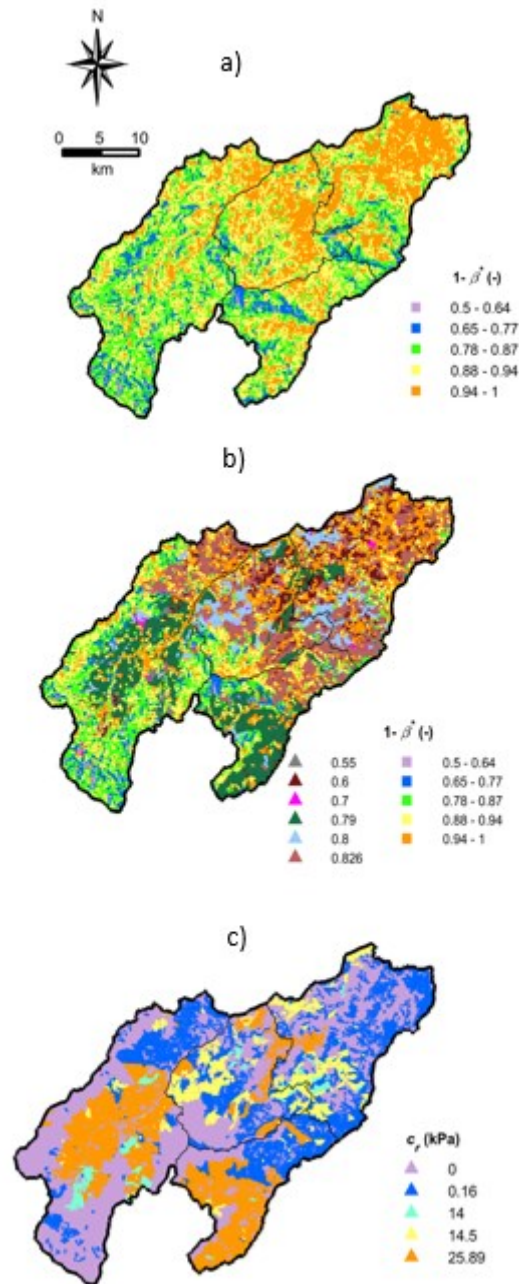


Figura 5.2.2-3: Distribuzione sull'area studio a) dell'intercettazione fogliare, b) dell'intercettazione fogliare considerando quella dovuta alla vegetazione e quella dovuta all'inclinazione del pendio dove la vegetazione è assente c) della coesione radicale

5.2.3 RISULTATI: MAPPE DI SUSCETTIBILITÀ IN ASSENZA E PRESENZA DI VEGETAZIONE

Terminata la fase di pre-processing, la piattaforma X-SLIP ha elaborato i dati per la determinazione dello spessore dello strato saturo m e del fattore di sicurezza. Si è scelto di valutare l'evoluzione temporale di FS in assenza e presenza della vegetazione al fine di verificare non solo la capacità predittiva del modello SLIP, ma anche l'efficacia della vegetazione sulla stabilizzazione dei pendii soggetti a frane-pluvio-indotte.

Si è ritenuto rilevante analizzare le mappe di suscettibilità di tre eventi di riferimento:

- 1) l'istante in cui la cumulata di pioggia inizia a crescere dopo un momento di stallo: il 4 Aprile 2013 alle ore 13:00;
- 2) l'istante in cui si verifica il picco dell'evento di pioggia: il 5 aprile alle ore 00:00;
- 3) l'istante in cui la cumulata di pioggia raggiunge il valore massimo: il 5 aprile alle ore 12:00

In Figura 5.2.3-1 sono riportate le mappe del fattore di sicurezza dell'area studio ottenute dalle analisi di stabilità condotte con la piattaforma X-SLIP, in condizioni di pre-allerta, in assenza e presenza di vegetazione per i tre eventi di riferimento.

Nelle mappe di suscettibilità, gli indicatori di colore nero localizzano le frane censite sull'area studio durante l'evento considerato e gli indicatori di colore rosso rappresentano le zone valutate instabili dal modello SLIP, ovvero quelle caratterizzate da un fattore di sicurezza inferiore all'unità.

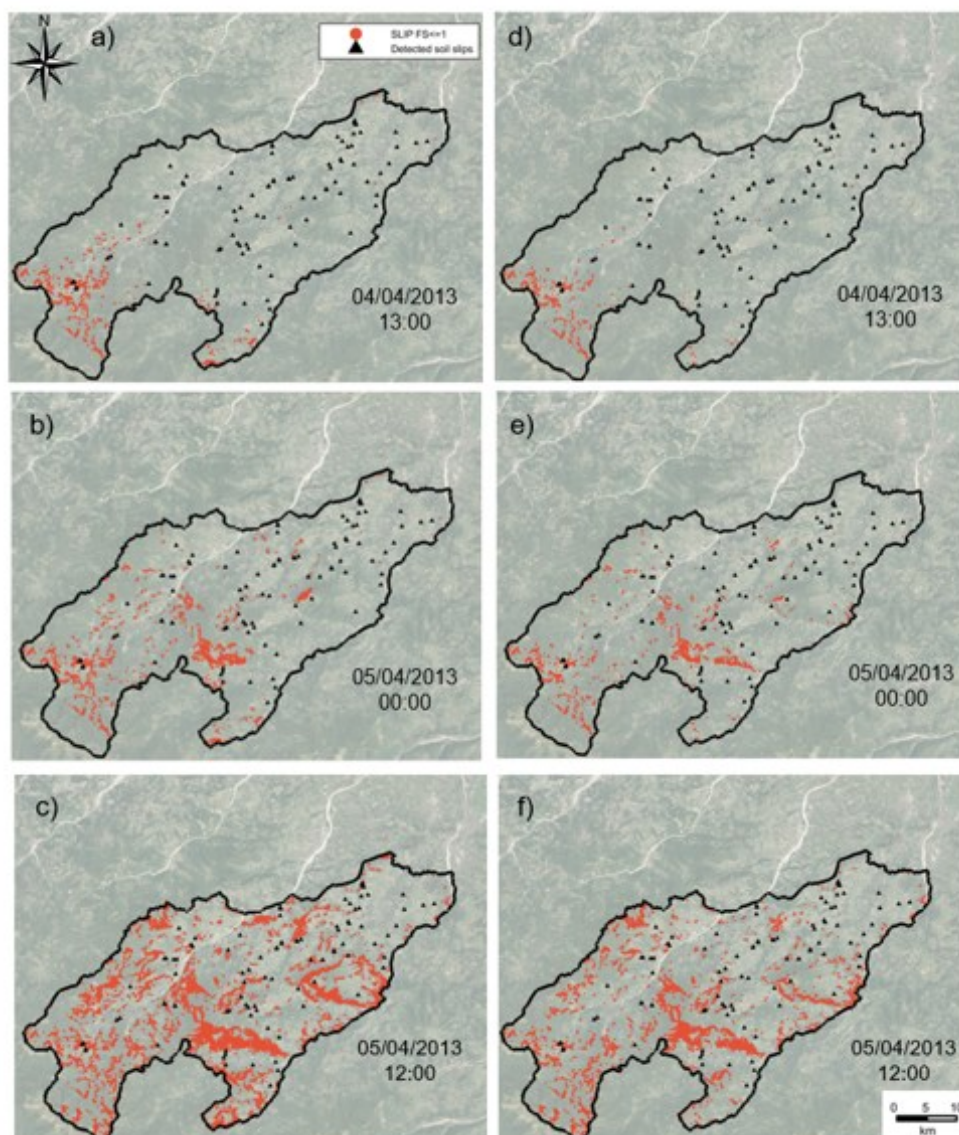


Figura 5.2.3-1: Mappe di suscettibilità ottenute con X-SLIP in assenza (a, b, c) e in presenza (d,e,f) di vegetazione nei tre eventi studio:: 04/04/2013 ore 13:00 (a-d), 05/04/2013 ore 00:00 (b-e) e 05/04/2013 ore 12:00 (c-f)

Tutte le mappe di suscettibilità mostrano una riduzione dei punti instabili ($FS < 1$) in presenza di vegetazione. Questo dimostra che, grazie alle piante, la resistenza del

terreno aumenta, direttamente mediante la coesione radicale c_r e indirettamente mediante l'intercettazione fogliare $I-\beta^*$. Quest'ultimo è considerato un contributo indiretto anche nella modellazione matematica di SLIP in quanto, riducendo la quantità d'acqua che si infila nel terreno, lo spessore della porzione satura di terreno m diminuisce determinando un aumento della coesione apparente c_{ψ} . A sostegno di quanto affermato, in Figura 5.2.3-2 è riportato un esempio della distribuzione spaziale di m relativa all'evento del 5 aprile alle ore 12:00 in presenza e in assenza di vegetazione.

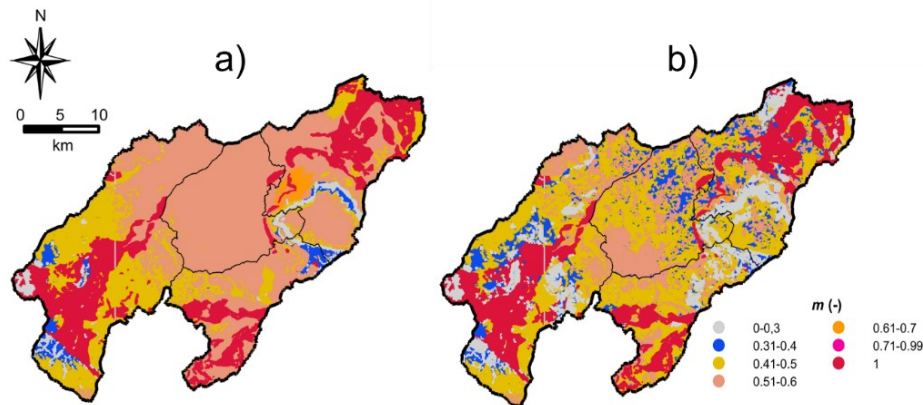


Figura 5.2.3-2: Gli effetti della vegetazione sullo spessore dello strato saturo assunto nel modello SLIP. Distribuzione di m per l'evento del 05/04/2013 alle ore 12:00 in: a) assenza di vegetazione, b) presenza di vegetazione

In presenza della vegetazione, l'introduzione dei contributi idraulici e/o meccanici determina una riduzione massima del 45% per l'evento del 5 aprile ore 12:00. In Figura 5.2.3-3 si riporta il numero di punti instabili ottenuto per i tre eventi di riferimento in entrambe le condizioni di analisi. Appare pertanto evidente che la vegetazione giochi un ruolo chiave nella stabilizzazione dei pendii soggetti a frane pluvio-indotte.

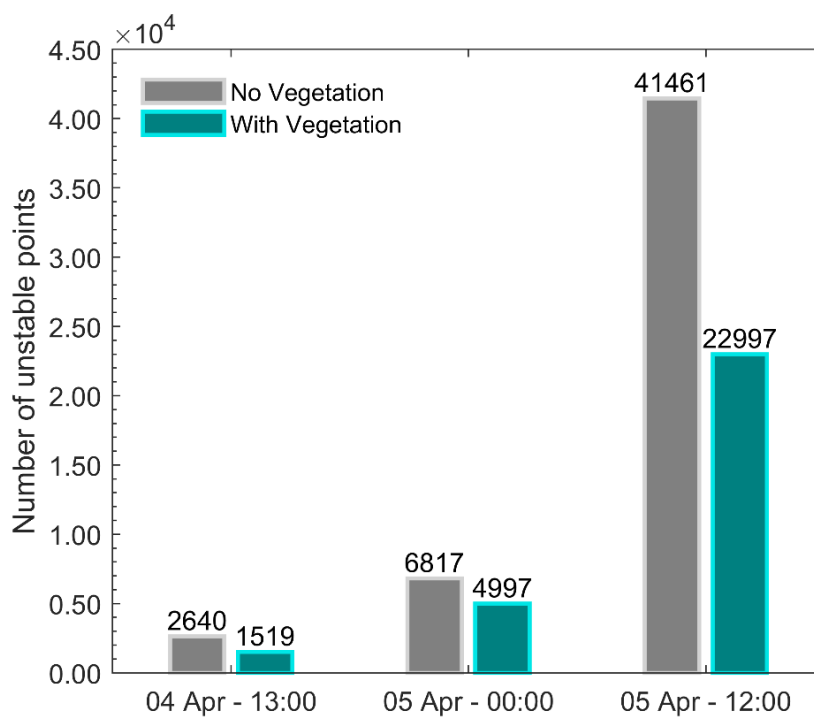


Figura 5.2.3-3: Numero di punti instabili ottenuti con X-SLIP in assenza e presenza di vegetazione per i tre eventi di riferimento: 04/04/2013 ore 13:00, 05/04/2013 ore 00:00, 05/04/2013 ore 12:00

Per valutare la *performance* e la *prediction quality* del modello SLIP nei due casi considerati (con e senza vegetazione) si sono costruite le curve ROC (Receiver Operating Characteristic, Meltz, 1978), seguendo la procedura descritta in Montrasio et al. (2011). I punti instabili del modello SLIP (“positivi”) sono classificati come True Positive (*TP*) o False Positive (*FP*), in base al confronto con le frane censite; analogamente, i punti stabili (“negativi”) per il modello sono True Negative (*TN*) o False Negative (*FN*), a seconda che dal confronto con le frane censite essi siano realmente instabili o non colgano frane occorse. Questi valori permettono di definire il True Positive Rate (*TPR*) e il True Negative Rate (*TNR*) come:

$$TPR = \frac{TP}{TP+FN} \quad (5.1)$$

$$TNR = \frac{TN}{TN+FP} \quad (5.2)$$

Le curve ROC sono definite sul piano $TNR-TPR$, in funzione del fattore di sicurezza critico $FS_{critical}$ che discrimina i punti stabili da quelli instabili. Generalmente si considerano $FS_{critical}$ variabili da 1 a 10, con passo di 0.5.

Come riportato in Montrasio et al. (2011), poiché le frane sono state censite puntualmente, occorre costruire un poligono intorno al punto censito prima del confronto con gli output del modello SLIP. L'area di tale poligono è stata scelta pari a 40x40 m², coerentemente con la tipica estensione dei soil slip sull'area studio. Quando almeno un punto del modello con $FS \leq FS_{critical}$ è contenuto all'interno del poligono si conta un True Positive TP ; se tutti i punti interni al poligono hanno $FS > FS_{critical}$ il risultato dell'analisi è considerato False Negative FN . I False Positive FP e i True Negative TN corrispondono invece al numero di punti esterni ai poligoni delle frane censite, rispettivamente aventi $FS \leq FS_{critical}$ e $FS > FS_{critical}$.

La performance del modello di previsione è definita sulla base del valore di area sotto la curva (AUC), calcolata integrando l'area sottesa dalla curva ROC; secondo Hosmer e Lemeshow (2000) la performance è accettabile quando $AUC=70\%$, eccellente con $AUC=80\%$.

Figura 5.2.3-4 mostra le curve ROC per i due casi (con e senza vegetazione) costruite utilizzando i risultati del modello per il 5 aprile ore 12; in entrambi i casi, il modello SLIP presenta una buona accuratezza con un AUC superiore al 80%. Questo significa che il caso con vegetazione è più rappresentativo della realtà e conferma che durante l'evento analizzato la vegetazione ha aiutato a mitigare l'innesco di alcuni soil slip.

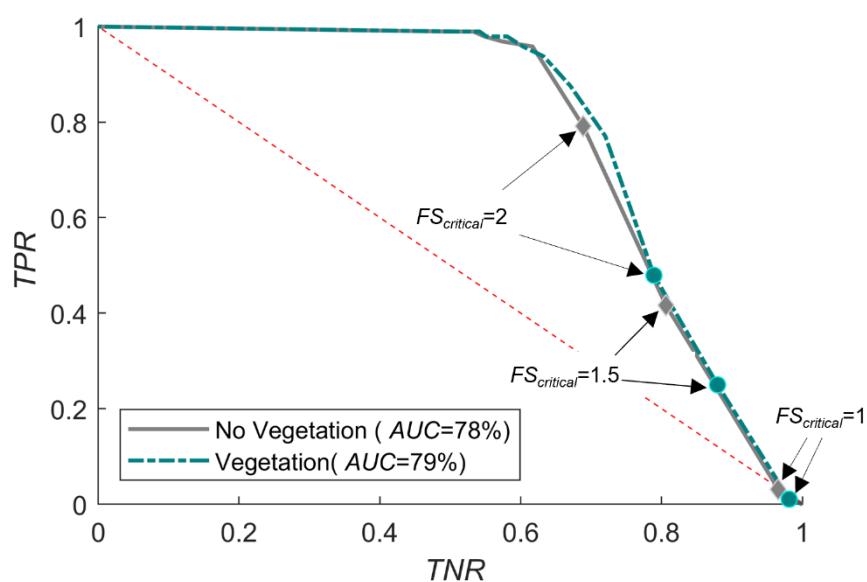


Figura 5.2.3-4: Curve ROC valutate dai risultati delle analisi condotte con X-SLIP per l'evento del 05/04/2013 ore 12:00 nelle condizioni di assenza e presenza di vegetazione

6. APPLICAZIONI DEL MODELLO SLIP A SCALA TERRITORIALE IN CONDIZIONI DI ALLERTA

Al fine di determinare l'evoluzione del fattore di sicurezza di un pendio potenzialmente a rischio dell'innescò di soil slip in fase di allerta, nella piattaforma X-SLIP, oltre alla sottofase *Rainfall* utilizzabile per le analisi di pre-allerta, è stata inserita un'apposita sottofase denominata *Forecast Rainfall*. La schematizzazione della logica della piattaforma X-SLIP è riportata in Figura 6-1.

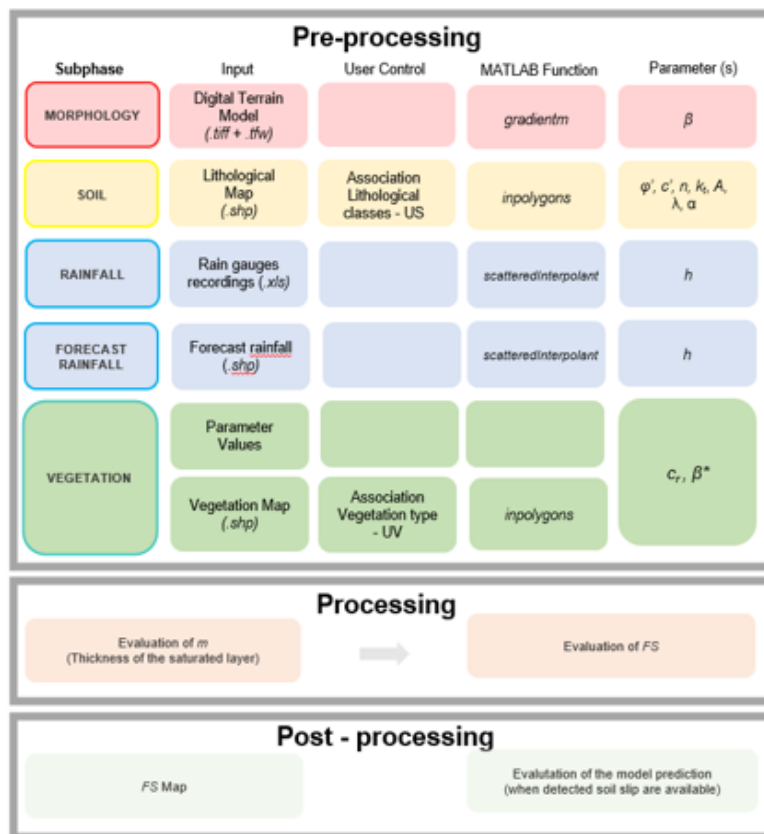


Figura 6-1: Schematizzazione della piattaforma X-SLIP per l'utilizzo in condizioni di allerta

Inserendo come dati di input non solo le altezze di pioggia registrate nelle stazioni pluviometriche, ma anche i dati di pioggia previsionali forniti dal Servizio

Meteorologico dell'Aeronautica Militare (modello COSMO), la piattaforma X-SLIP genera le mappe di precipitazione, necessarie per la valutazione dello strato saturo m, dall'interpolazione sull'area studio delle altezze di pioggia registrate negli ultimi 30 giorni e quelle previste dal modello COSMO per le 12-24-36-48-60-72 ore precedenti l'evento.

Nei paragrafi successivi verrà esposta la metodologia della fase *Forecast Rainfall* per la valutazione dello strato saturo con i dati di pioggia registrati e previsti e l'applicazione della piattaforma X-SLIP in condizione di allerta al caso studio dell'Appennino Parmense 2013.

6.1 MODELLO SLIP: VALUTAZIONE DELLO STRATO SATURO CON DATI DI PIOGGIA REGISTRATI E PREVISTI

Con la piattaforma X-SLIP le analisi di stabilità, per una specifica area studio, si effettuano su n eventi equidistanti (ad esempio a cadenza oraria) valutando per cadauno il potenziale innesco di soil slip. Al generico evento e_j con $j \in [1, 2, \dots, n]$, il modello SLIP considera che lo spessore dello strato saturo m sia determinato dalle piogge registrate nei 30 giorni prima dell'evento, definite come h_{wj} sino a quelle registrate nell'ora precedente l'evento stesso ($h_{w,j+718}$). Per il primo evento e_1 ($j = 1$) SLIP considera le piogge da h_{w1} a h_{w719} (719 sono le ore considerate nelle analisi ovvero 30 giorni x 24 ore – 1 ora).

Le piogge che influiscono sulla saturazione del terreno all'evento e_j sono quelle più vicine ad esso; ciò è espresso da Montrasio (2000) con l'espressione:

$$m_j = \sum_{i=j}^{j+718} h_{wi} \cdot e^{-k_t \Delta t_{ij}} \quad (6.1)$$

Essendo Δt_{ij} , la distanza temporale della pioggia generica i-esima dall'evento j. Più piccolo è Δt_{ij} maggiore è il contributo di h_{wi} sulla saturazione.

Per il j -esimo evento, il modello SLIP, nelle condizioni di allerta, non considera più le altezze di pioggia registrate nei 30 giorni precedenti $h_{w,j+718}$, ma le altezze di pioggia

$$h_{w,j+718-p} + h_{w,p} \quad (6.2)$$

dove p sono le ore di previsione delle precipitazioni note precedenti l'evento e $h_{w,p}$ le piogge previste nelle ore p precedenti.

Ipotizzando che siano note le previsioni di pioggia nelle 12 ore precedenti l'evento, le piogge considerate, in condizione di allerta, saranno quelle registrate nei 30 giorni precedenti sino alle 12 ore antecedenti l'evento $h_{w,j+718-12}$ a cui si sommano le piogge previste nelle 12 h precedenti l'evento $h_{w,12h}$.

Generalmente p ha cadenza di step temporali a 12, 24, 36, 48, 60, 72 ore.

I dati di pioggia nella piattaforma X-SLIP vengono interpolati sull'area studio per la determinazione delle mappe di precipitazione necessarie per la valutazione dello strato saturo m .

6.2 APPLICAZIONE AL TERRITORIO DELL'APPENNINO PARMENSE - CASO STUDIO 4-5 APRILE 2013

Il modello SLIP grazie alla piattaforma X-SLIP è stato applicato sia in condizione di pre-allerta che in condizione di allerta in presenza di vegetazione per ottenere le mappe di suscettibilità nel periodo 4-5 aprile 2013 sull'area studio dell'appennino Parmense.

La differenza principale rispetto alle analisi condotte in condizioni di pre-allerta, trattate al capitolo 5) risiede nei dati di input della fase pre-processing ed in particolar modo nell'utilizzo della sottofase *Forecast Rainfall* anziché di *Rainfall*.

Per quanto riguarda i dati di input delle sottofasi *Morphology*, *Soil*, *Vegetation* e le relative associazioni con le unità di suolo e i parametri di vegetazione risultano invariate.

I dati di pioggia previsionali utilizzati nella piattaforma X-SLIP sono stati forniti dall'Aeronautica Militare (modello COSMO).

Attraverso la piattaforma X-SLIP, le mappe di precipitazione vengono ottenute combinando i dati di pioggia registrati nelle stazioni pluviometriche dei 30 giorni precedenti e quelle previste con il modello COSMO per le 12-24-36-48-60-72 ore precedenti l'evento. In Figura 6.2-1 si riporta il confronto tra le mappe di pioggia ottenute con le altezze di pioggia registrate e quelle previste.

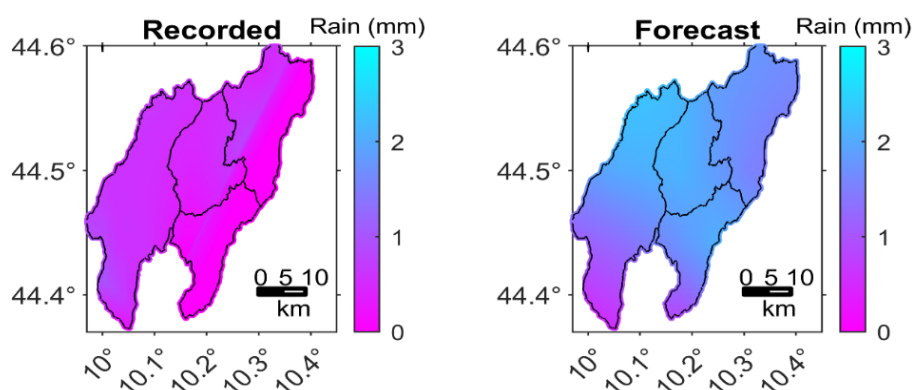


Figura 6.2-1: Confronto tra le mappe di pioggia ottenute a) in condizione di pre-allerta b) in condizioni di allerta

Terminata la fase di pre-processing, la piattaforma X-SLIP ha elaborato i dati per la determinazione dello spessore dello strato saturo m e del fattore di sicurezza. In Figura 6.2-2 si riportano le mappe di suscettibilità in condizione di allerta relative all'evento del 5 aprile ore 12:00 considerando le previsioni meteo delle 12-24-36-48-60-72 ore precedenti l'evento.

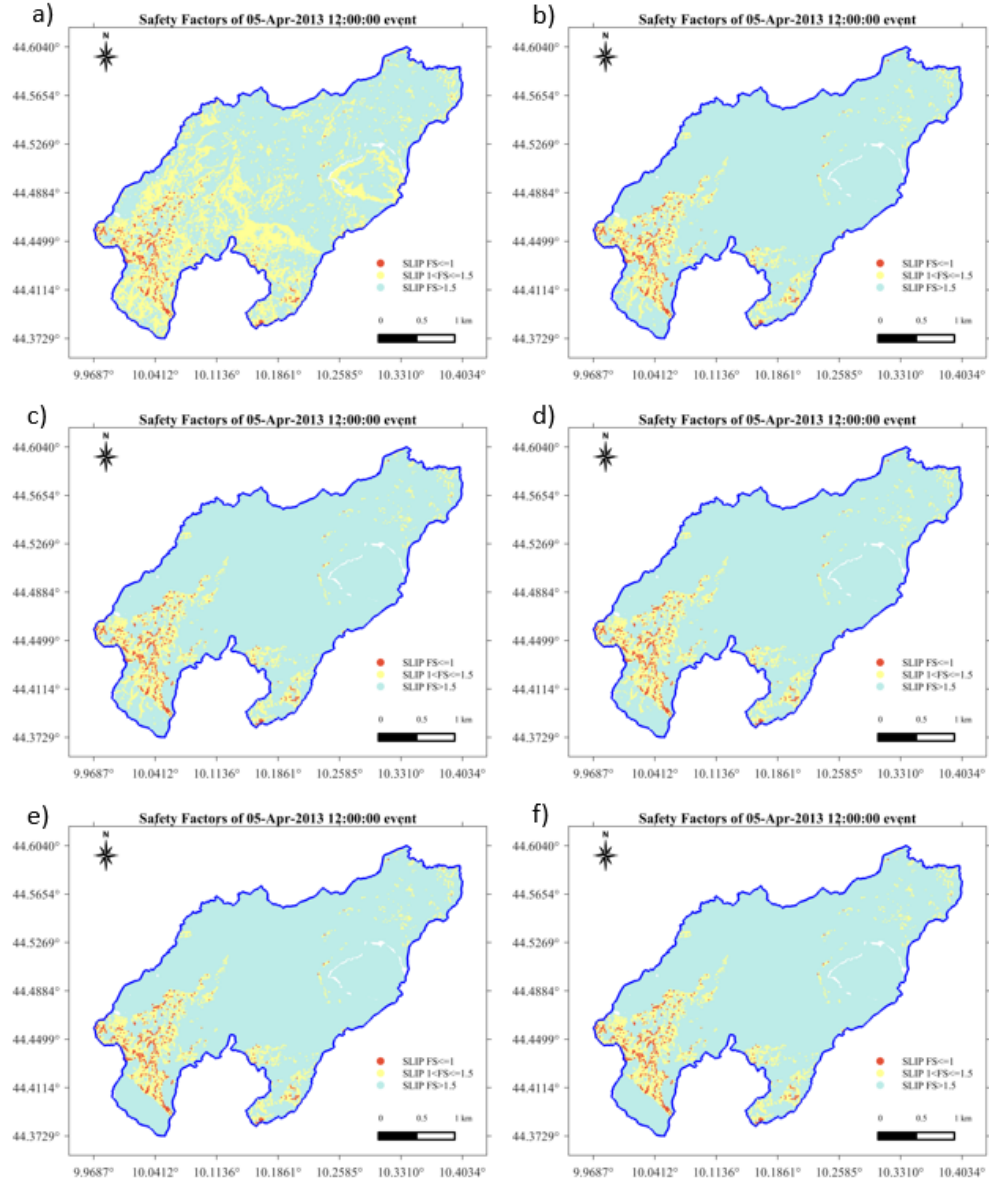


Fig. 6.2-2: Mappe del fattore di sicurezza in condizioni di allerta dell'evento 5 aprile 2013 ore 00:00 considerando le previsioni meteo a) 12 ore precedenti b) 24 ore precedenti c) 36 ore precedenti d) 48 ore precedenti e) 60 ore precedenti f) 72 ore precedenti

Dal confronto con Figura 5.2.3-1 (le mappe di suscettibilità ottenute in fase di pre-allerta per il medesimo caso studio), i punti instabili ($FS < 1$) ottenuti in fase di allerta risultano essere maggiori rispetto a quelli in condizione di pre-allerta. Questa differenza tra i risultati risiede nella natura stessa dei dati di pioggia di input nella piattaforma X-SLIP in quanto le altezze di pioggia previste non sono concordi con quelle registrate dalle stazioni pluviometriche dell'area e spesso risultano superiori. A titolo di esempio, in Figura 6.2-3 si mostra il confronto fra le piogge registrate (realmente avvenute) e quelle previste (previsioni meteo) con una diversa finestra temporale di previsione (12h, 24h, 36h, 48h, 60h, 72h precedenti all'evento considerato); gli istogrammi si riferiscono alle piogge nella stazione pluviometrica di Campora del Sasso.

Pertanto, dal confronto dei risultati di allerta e di pre-allerta emerge che le previsioni, essendo più cautelative delle relative registrazioni pluviometriche, danno luogo a maggior aree di instabilità, fornendo una condizione a favore di sicurezza per allertare la popolazione.

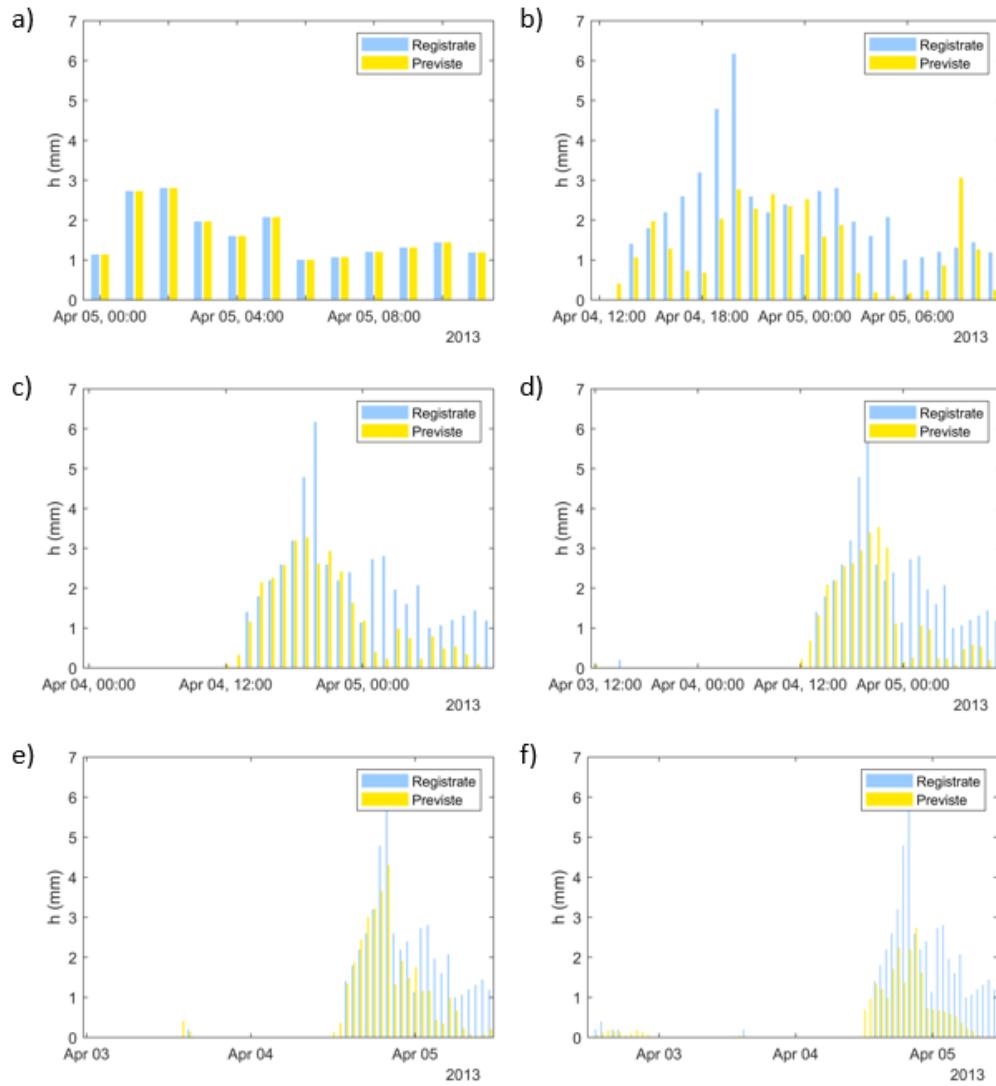


Figura 6.2-3: Confronto altezze di piogge registrate e previste vicino a Campora del Sasso:
a) previsioni 12 ore precedenti; b) previsioni 24 ore precedenti; c) previsioni 36 ore
precedenti; d) previsioni 48 ore precedenti; e) previsioni 60 ore precedenti; f) previsioni 72
ore precedenti

7. CONCLUSIONI

La tesi ha analizzato il potenziale effetto benefico della vegetazione nei confronti della stabilità dei pendii potenzialmente soggetti ad innesco di frane superficiali pluvio-indotte.

L'analisi è avvenuta mediante l'impiego del modello SLIP (Montrasio, 2000) che fornisce l'evoluzione del fattore di sicurezza di un pendio a rischio dell'innesco di soil slip tenendo conto di tutti gli aspetti salienti del fenomeno in maniera semplificata, associando la perdita d'equilibrio di un pendio alla variazione del grado di saturazione del terreno, causata dall'infiltrazione di pioggia.

Il modello SLIP, già utilizzato a scala territoriale attraverso la piattaforma early-warning DEWETRA della Protezione Civile Italiana, nella sua formulazione originale non valuta nel fattore di sicurezza di un pendio l'eventuale presenza della vegetazione.

Al fine di aggiornare la sua formulazione e renderlo uno strumento idoneo alla quantificazione dell'apporto della vegetazione sulla stabilità dei pendii potenzialmente a rischio di innesco di soil slip, nel modello SLIP è stato introdotto il contributo meccanico e idraulico fornito dalla vegetazione al terreno, identificato nel rinforzo radicale cr e nell'intercettazione fogliare delle piogge.

Il modello SLIP aggiornato è stato implementato in una piattaforma GIS, validata e calibrata, in condizioni di pre-allerta, mediante confronto con i risultati precedentemente ottenuti dalla piattaforma DEWETRA sull'area studio dell'Appennino Reggiano 2005. La piattaforma GIS è stata utilizzata anche per la previsione di frane indotte da pioggia nella zona della Valsassina per il periodo settembre/ottobre 2018, in condizioni di pre-allerta.

I risultati delle simulazioni sulle due aree studio mostrano come la nuova piattaforma GIS riproduca abbastanza bene l'evoluzione spazio-temporale dell'evento studiato, identificando le aree maggiormente colpite da soil slip.

Tuttavia, le aree instabili individuate dal modello SLIP risultano essere sovrastimate rispetto a quelle realmente censite sul territorio. Questa sovrastima è dovuta dall'imprecisione dei parametri geotecnici di input del modello numerico, ma anche principalmente dall'assenza dell'apporto benefico della vegetazione. Per tale ragione, si è effettuata un'analisi parametrica per evidenziare l'incremento della stabilità del territorio apportato dalla presenza di vegetazione sull'area. Dai risultati emerge come all'aumentare della coesione radicale le zone instabili si riducano sensibilmente, rispecchiando maggiormente i fenomeni censiti.

Per ultimo, il modello SLIP è stato implementato nella piattaforma X-SLIP che oltre a ridurre le tempistiche di analisi, permette di condurre le analisi di stabilità in condizioni di allerta e/o pre-allerta sia in presenza che in assenza di vegetazione.

La piattaforma X-SLIP è stata applicata all'area studio che comprende i comuni di Neviano degli Arduini, Corniglio, Tizzano Val Parma e Palanzano della provincia di Parma in cui si sono verificati circa 97 soil slip tra il 4 e il 5 aprile 2013, regolarmente censiti.

Effettuando le analisi di stabilità in condizioni di pre-allerta, in presenza e assenza di vegetazione, si sono ottenute le mappe di suscettibilità, le quali hanno mostrato una riduzione dei punti instabili ($FS < 1$) pari al 45% in presenza di vegetazione.

Inoltre, la performance assessment e la prediction quality del modello SLIP nei due casi considerati (con e senza vegetazione) è stata verificata attraverso le Receiver Operating Characteristic curve (ROC) (Meltz, 1978), seguendo la procedura descritta in Montrasio et al. (2011). Le curve ROC costruite utilizzando i risultati del modello SLIP per il 5 aprile ore 12:00 hanno mostrato una buona accuratezza (AUC superiore all'80%), lievemente migliore nel caso "con vegetazione".

La piattaforma X-SLIP è stata applicata alla medesima area studio non solo nelle condizioni di pre-allerta, ma anche di allerta. In quest'ultimo caso i risultati ottenuti sovrastimano le zone di instabilità, poiché le stesse previsioni meteo risultano più cautelative, ma evidenziano perfettamente le aree realmente interessate da soil slip.

Si può affermare che il modello SLIP, con la sua semplicità, presenta ottime capacità predittive sia in fase di pre-allerta che di allerta nella previsione di frane indotte da piogge e che pertanto può essere un eccellente strumento per la realizzazione di un sistema di monitoraggio real-time territoriale per fornire messaggi di allerta alla popolazione.

In conclusione, dalle analisi di stabilità condotte con il modello SLIP sia in assenza che in presenza di vegetazione è evidente come la presenza della vegetazione migliori la stabilità di un pendio soggetto all'innescò di frane pluvio indotte, rallentando la saturazione degli strati superficiali e rinforzando il terreno attraverso le radici

Inoltre, il modello SLIP aggiornato può essere utile strumento per la scelta di una specifica vegetazione per la protezione attiva di aree che sono vulnerabili all'innescò di frane pluvio-indotte.

Sviluppo futuro dell'attività di ricerca sarà quello di testare sperimentalmente mediante prove sul campo non solo l'operatività del modello SLIP in fase di allerta, ma anche l'effettivo apporto benefico delle inclusioni radicali nei confronti della stabilità dei pendii soggetti a frane pluvio-indotte. Sarà fondamentale nelle aree a rischio individuare mediante il modello SLIP specifiche specie arboree per interventi naturalistici finalizzati alla riduzione dei rischi legati all'innescò di soil slip.

8. BIBLIOGRAFIA

Abe, K., Ziemer, R.R., 1991. Effect of tree roots on shallow-seated landslides. USDA Forest Service General Technical Report 22(2): 95-108.

Adhikari, A. R., Gautam, M. R., Yu, Z., Imada, S., Acharya, K., 2013. Estimation of root cohesion for desert shrub species in the Lower Colorado riparian ecosystem and its potential for streambank stabilization. *Ecological Engineering*, 51, 33-44.

Angadi, S.V., Entz, M.H., 2002. Root System and Water Use Patterns of Different Height Sunflower Cultivars. *Agronomy Journal*, 94, 136-145. <https://doi.org/10.2134/agronj2002.0136>

Ali, F., 2010. Use of Vegetation for Slope Protection: Root Mechanical Properties of Some Tropical Plants. *International Journal of Physical Sciences* 5(5): 496–506.

Ali, F., Osman, R., Kamil, S.S.S. M., 2013. The Influences of Root Branching Patterns on Pullout Resistance. *Electronic Journal of Geotechnical Engineering* 18:3967-3977

Amidror, I., 2002. Scattered data interpolation methods for electronic imaging systems: a survey. *J. Electron. Imaging*. 11(2), 157-176. <https://doi.org/10.1117/1.1455013>.

Aston, A.R., 1979. Rainfall interception by eight small trees. *J. Hydrol.* 42 (3–4), 383-396. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(79\)90057-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(79)90057-X).

Bischetti, G.B., Chiaradia E.A., Simonato T., 2005. Root Strength and Root Area Ratio of Forest Species in Lombardy (Northern Italy). *Plant Soil*. 278, 11–22. <https://doi.org/10.1007/s11104-005-0605-4>.

Bischetti, G.B., Chiaradia, E.A., Epis, T. et al., 2009. Root cohesion of forest species in the Italian Alps. *Plant Soil*. 324, 71–89. <https://doi.org/10.1007/s11104-009-9941-0>.

Bishop, D.M., Stevens, M.E., 1964. Landslides on logged areas in southeast Alaska. Northern Forest Experiment Station, Forest Service, U.S. Dept. of Agriculture.

Böhm, W., 1979. *Methods of Studying Root Systems*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg

Boote, K.J., Pickering, N.B., Allen, L., Jr., 1997. Plant Modeling: Advances and Gaps in Our Capability to Predict Future Crop Growth and Yield in Response to global Climate Change. In *Advances in Carbon Dioxide Effects Research*. <https://doi.org/10.2134/asaspecpub61.c10>

Bordoloi, S., Ng, C.W.W., 2020. The effects of vegetation traits and their stability functions in bio-engineered slopes: A perspective review. *Eng. Geol.* 275, 105742. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2020.105742>.

Bouma, J., Dekker, L., 1978. A case of study on infiltration into dry clay soil. Morphological observations. *Geoderma*, 27-40.

Bouma, J., 1981. Micro, meso and macroporosity of Soil. *Soil Science Society of America Journal*, p. 1244-1245.

Bouma, J., 1991. Influence of soil macroporosity on environmental quality. *Advances in Agronomy*, p. 1-37.

Bovolenta, R., Mazzuoli, M., Berardi, R., 2018. Soil bio-engineering techniques to protect slopes and prevent shallow landslides. *Rivista Italiana di Geotecnica*. 18. 44-65. Doi: 10.19199/2018.3.0557-1405.44.

Box, J.E., 1993. Use of the Minirhizotron-Miniature Video Camera Technique for Measuring Root Dynamics. *Geoderma* 56(1-4): 133-41. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0016706>

Bruckler, L., Lafolie, F., Doussan, C. et al., 2004. Modeling soil-root water transport with non-uniform water supply and heterogeneous root distribution. *Plant and Soil* 260, 205-224. <https://doi.org/10.1023/B:PLSO.0000030187.33135.b8>

Brunetti, M. T., Peruccacci, S., Rossi, M., Luciani, S., Valigi, D., Guzzetti, F., 2010. Rainfall thresholds for the possible occurrence of landslides in Italy. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10(3), 447-458.

Burroughs, E.R., Jr., Thomas, B. R., 1977. Declining root strength in douglas-fir after felling as a factor in slope stability. Research Paper INT-190. USDA Forest Service. Intermountain Forest and Range Experiment Station.

Burylo, M., Hudek, C., Rey, F., 2011. Soil reinforcement by the roots of six dominant species on eroded mountainous marly slopes (Southern Alps, France). *Catena*. 84 (1–2), 70–78. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2010.09.007>.

Butler, D., Huband, N., 1985. Throughfall and stem-flow in wheat. *Agric. For. Meteorol.* 35(1–4), 329–38. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(85\)90093-0](https://doi.org/10.1016/0168-1923(85)90093-0).

Caine, N., 1980. The Rainfall Intensity - Duration Control of Shallow Landslides and Debris Flows. *Geogr. Ann. A: Phys. Geogr.* 62 (1-2), 23-27. <https://doi.org/10.1080/04353676.1980.11879996>.

Calmon, M. A., Jones, J. W., Shinde, D., Specht, J. E., 1999. Estimating parameters for soil water balance models using adaptive simulated annealing. *Applied Engineering in Agriculture*, 15(6), 703.

Canadell, Author J et al., 2009. International Association for Ecology Maximum Rooting Depth of Vegetation Types at the Global Scale Published by : Springer in Cooperation with International Association for Ecology Stable URL : <http://Www.Jstor.Org/Stable/4221458>.” *Oecologia* 108(4): 583–95.

Cannon, S.H., Ellen, S.D., 1983. Rainfall that triggered abundant debris avalanches in the San Francisco Bay region, California during the storm of January 3-5, 1982. U.S. Geological Survey. <https://doi.org/10.3133/ofr8310>.

Carlyle-Moses, D.E., Price, A.G., 1999. An evaluation of the Gash interception model in a northern hardwood stand. *J. Hydrol.* 214 (1-4), 103-110. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00274-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00274-1).

Cazzuffi, D., Cardile, G., Gioffrè, D., 2014. Geosynthetic engineering and vegetation growth in soil reinforcement applications. *Transp. Infrastruct. Geotechnol.* 1, 262–300. <https://doi.org/10.1007/s40515-014-0016-1>.

Cazzuffi, D., Crippa, E., 2005. Shear strenght behaviour of cohesive soils reinforced with vegetation. In: Proceeding of the 16th International Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, Osaka, Japan, pp. 2493-2498.

Cecconi, M., Pane, V., Napoli, P., Cattoni, E., 2012. Deep roots planting for surface slope protection. *Electron. J. Geotech. Eng.* 17, 2809-2820.

Ceriani, M., Lauzi, S., Padovan, N., 1994. Rainfalls and debris-flows in the Alpine area of Lombardia region – central Alps – Italy. In: Proc. of 1st International Symposium on Protection and Development of the environment in Mountains Areas, Ponte di Legno, 20- 24 June.

Chen, C.W., Oguchi, T., Hayakawa, Y.S. et al., 2017. Relationship between landslide size and rainfall conditions in Taiwan. *Landslides* 14, 1235–1240. <https://doi.org/10.1007/s10346-016-0790-7>

Chen, Z., Ye, F., Fu, W. *et al.*, 2020. The influence of DEM spatial resolution on landslide susceptibility mapping in the Baxie River basin, NW China. *Nat Hazards*. 101, 853–877. <https://doi.org/10.1007/s11069-020-03899-9>.

Chok, Y. H., Jaksa, M. B., Kaggwa, W. S., Griffiths, D. V., 2015. Assessing the influence of root reinforcement on slope stability by finite elements. *International Journal of Geo-Engineering*, 6(1), 1-13.

Chung, M-C., Tan, C-H., Chen, C-H., 2017. Local rainfall thresholds for forecasting landslide occurrence: Taipingshan landslide triggered by Typhoon Saola. *Landslides*. 14, 19–33. <https://doi.org/10.1007/s10346-016-0698-2>.

Claessens, L., Schoorl, J. M., 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(1-2), 16-27.

Clausnitzer, V., Hopmans, J.W., 1994. Simultaneous modeling of transient three-dimensional root growth and soil water flow. *Plant Soil* 164, 299–314 <https://doi.org/10.1007/BF00010082>

Clothier, B. E., Steven, R. G., 1994. Rootzone Processes and the Efficient Use of Irrigation Water. *Agricultural Water Management* 25(1): 1–12.

<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0378377494900485>.

Coe, J.A., Kinner, D.A., Godt, J.W., 2008. Initiation conditions for debris flows generated by runoff at Chalk Cliffs, central Colorado. *Geomorphology* 96:270–297. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.017>

Cogan, J., Gratchev, I., Wang, G., 2018. Rainfall-induced shallow landslides caused by ex-Tropical Cyclone Debbie, 31st March 2017. *Landslides*. 15 (5), 1215–1221. <https://doi.org/10.1007/s10346-018-0982-4>.

Comino, E., Druetta, A., 2009. 5 *American Journal of Environmental Sciences* In Situ Shear Tests of Soil Samples with Grass Roots in Alpine Environment.

Comino, E., Marengo, P., Rolli, V., 2010. Root reinforcement effect of different grass species: A comparison between experimental and models result. *Soil Tillage Res.* 110 (1) 60-68. <https://doi.org/10.1016/j.still.2010.06.006>.

Corti, G., Agnelli, A., Cocco, S., *et al.*, 2019. Soil affects throughfall and stemflow under Turkey oak (*Quercus cerris* L.). *Geoderma*. 333, 43-56. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.07.010>.

Crosta, G., 1990. A study of slope movements caused by heavy rainfalls in Valtellina (Italy – July 1987). In: *Proc. 6th ICFL Int. Conf. and Field Workshop on Landslides*, 247-258.

Crosta, G., 1994. Rainfall thresholds applied to soil slips in alpine and prealpine areas. In: *Proc. of 1st International Symposium on Protection and Development of the environment in Mountains Areas*, Ponte di Legno, 20- 24 June, 143- 153.

Crosta, G., 1998. Regionalization of rainfall thresholds: an aid to landslide hazard evaluation. *Environ. Geol.* 35 (2-3), 131-145. <https://doi.org/10.1007/s002540050300>.

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. B., Dal Negro, P., 2003. Observations and modelling of soil slip-debris flow initiation processes in pyroclastic deposits: the Sarno 1998 event, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 3, 53–69, <https://doi.org/10.5194/nhess-3-53-2003>, 2003

Crosta, G. B., Frattini, P., 2003. Distributed modelling of shallow landslides triggered by intense rainfall, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 3, 81–93, <https://doi.org/10.5194/nhess-3-81-2003>

Crozier, M. J., 2010. Deciphering the effect of climate change on landslide activity: A review. *Geomorphology*. 124 (3-4), 260–267. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.04.009>.

Dang, K., Sassa, K., Konagai, K., Karunawardena, A., Bandara, R.M.S., Hirota, K. et al., 2019. Recent rainfall-induced rapid and long-traveling landslide on 17 May 2016 in Aranayaka, Kagelle District, Sri Lanka. *Landslides*. 16(1), 155–164. <https://doi.org/10.1007/s10346-018-1089-7>.

Danjon, F., Fourcaud, T., Bert, D., 2005. Root Architecture and Wind-Firmness of Mature *Pinus pinaster*. *New Phytologist*, 168, 387–400. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1469-8137.2005.01497.x>

Danjon, F., Thierry, F., Didier, B., 2005. Root Architecture and Wind-Firmness of Mature *Pinus Pinaster*. *New Phytologist* 168(2): 387–400. <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1469-8137.2005.01497.x>.

Dardanelli, J.L., Bachmeier, O.A., Sereno, R., Gil, R., 1997. Rooting Depth and Soil Water Extraction Patterns of Different Crops in a Silty Loam Haplustoll. *Field Crops Research* 54(1): 29–38. <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0378429097000178>.

De Baets, S. et al. 2008. Root Tensile Strength and Root Distribution of Typical Mediterranean Plant Species and Their Contribution to Soil Shear Strength. *Plant and Soil* 305(1–2): 207–26.

Dhakal, A.S., Sidle, R.C., 2003. Long-term modelling of landslides for different forest management practices. *Earth Surf. Process. Landf.* 28, 853–868. <https://doi.org/10.1002/esp.499>.

Docker, B.B., Hubble, T.C.T., 2008. Quantifying root-reinforcement of river bank soils by four Australian tree species. *Geomorphology*, 100(3–4):401–418. Doi:<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.01.009>.

Dong, L., Han, H., Kang, F., Cheng, X., Zhao, J., Song, X., 2020. Rainfall partitioning in chinese Pine (*Pinus Tabuliformis* Carr.) Stands at Three Different Ages. *Forests*. 11(2), 243. <https://doi.org/10.3390/f11020243>

Dowling, C.A., Santi, P.M., 2014. Debris flows and their toll on human life: a global analysis of debris-flow fatalities from 1950 to 2011. *Nat. Hazards*. 71, 203–227. <https://doi.org/10.1007/s11069-013-0907-4>.

Dupuy, D., Fourcaud, T., Stokes, A., 2005. A numerical investigation into the influence of soil type and root architecture on tree anchorage. *Plant Soil*. 278, 119–134. <https://doi.org/10.1007/s11104-005-7577-2>.

Emadi-Tafti, M., Ataie-Ashtiani, B., 2019. A Modeling Platform for Landslide Stability: A Hydrological Approach. *Water* 2019, 11, 2146. <https://doi.org/10.3390/w1102146>

Ennos, A.R., 1990. The Anchorage of Leek Seedlings: The Effect of Root Length and Soil Strength. *Annals of Botany* 65(4): 409–416. Doi: <https://doi.org/10.1093/oxfordjournals.aob.a087951>

Fan, C-C, Chen, Y.W., 2010. The effect of root architecture on the shearing resistance of root-permeated soils. *Ecol. Eng.* 36(6), 813–826. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2010.03.003>.

Fan, Y. et al., 2017. Hydrologic Regulation of Plant Rooting Depth. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 114(40): 10572–77. <http://www.pnas.org/lookup/doi/10.1073/pnas.1712381114>.

Fannin, R. J., Eliadorani, A., Wilkinson, J. M. T., 2005. Shear strength of cohesionless soils at low stress. *Géotechnique*, 55(6), 467–478.

Feddes, R. A., Kowalik, P., Kolinska-Malinka, K., Zaradny, H., 1976. Simulation of field water uptake by plants using a soil water dependent root extraction function. *J. Hydrol.* 31 (1–2), 13–26. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(76\)90017-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(76)90017-2).

Feddes, R. A., Hoff, H., Bruen, M., Dawson, T., De Rosnay, P., Dirmeyer, P., Pitman, A. J., 2001. Modeling root water uptake in hydrological and climate models. *Bulletin of the American meteorological society*, 82(12), 2797-2810

Fischer, K.S., Wilson, G.L., 1975. Studies of grain production in *Sorghum bicolor* (L. Moench). V.* Effect of planting density on growth and yield . *Australian Journal of Agricultural Research* 26, 31-41.

Fleischbein, K., Wilcke, W., Goller, R., Boy, J., Valarezo, C., Zech, W., Knoblich, K., 2005. Rainfall interception in a lower montane forest in Ecuador: effects of canopy properties. *Hydrol. Process.* 19, 1355-1371. <https://doi.org/10.1002/hyp.5562>.

Francis, P. E., Pidgeon, J. D., 1982. A model for estimating soil moisture deficits under cereal crops. 1. Development. *Journal of Agricultural Science, Cambridge* 98, 651–661.

Fredlund, D.G., Morgenstern, N.R., Widger, R.A., 1978. The shear strength of unsaturated soils. *Canadian Geotechnical Journal*. 15: 313-321.

Fredlund, D. G., Xing, A., Fredlund, M., Barbour, S., 1996. The relationship of the unsaturated soil shear strength to soil-water characteristic curve. *Canadian Geotechnical Journal*, p. 33-3:440-448.

Froude, M.J., Petley, D.N., 2018. Global fatal landslide occurrence from 2004 to 2016. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 18, 2161–2181. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-2161-2018>.

Fu, J.T, Hu, X., Brierley, G., Qia, N., Yu Q., Lu H., Li G., Zhu H., 2016. The influence of plant root system architectural properties upon the stability of loess hillslopes, Northeast Qinghai, China. *Journal of Mountain Science*. 13. 785-801. [10.1007/s11629-014-3275-y](https://doi.org/10.1007/s11629-014-3275-y).

Gardner, W.R., 1964. Relation of root distribution to water uptake and availability. *Agron. J.* 56, 41-45. <https://doi.org/10.2134/agronj1964.00021962005600010013x>.

Gariano, S. L., Brunetti, M. T., Iovine, G., Melillo, M., Peruccacci, S., Terranova, O., Guzzetti, F., 2015. Calibration and validation of rainfall thresholds for shallow landslide forecasting in Sicily, southern Italy. *Geomorphology*, 228, 653-665.

Genet M., Stokes A., Salin F., Mickovski S.B., Fourcaud T., Dumail J.F., & Van Beek R. 2005. The influence of cellulose content on tensile strength in tree roots. *Plant Soil* 278: 1–9. Doi: <https://doi.org/10.1007/s11104-005-8768-6>

Genet, M., Kokutse, N., Stokes, A., Fourcaud, T., Cai, X., Ji, J., & Mickovski, S., 2008. Root reinforcement in plantations of *Cryptomeria japonica* D. Don: effect of tree age and stand structure on slope stability. *Forest ecology and management*, 256(8), 1517-1526

Gianneccchini, R., 2006. Relationship between rainfall and shallow landslides in the southern Apuan Alps (Italy). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 6, 357-364. <https://doi.org/10.5194/nhess-6-357-2006>.

Godt, J.W., Baum, R.L., Savage, W.Z., Salciarini, D., Schulz, W.H., Harp, E.L., 2008. Transient deterministic shallow landslide modeling: Requirements for susceptibility and hazard assessments in a GIS framework. *Eng. Geol.* 102 (3–4), 214-226. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2008.03.019>.

Gonzalez, A., Caetano, E., 2017. Probabilistic rainfall thresholds for landslide episodes in the Sierra Norte De Puebla, Mexico. *Nat Res Forum* 8:254–267. <https://doi.org/10.4236/nr.2017.83014>

Govi, M., Mortara, G., Sorzana, P.F., 1985. Eventi idrologici e frane. *Geologia applicata e idrogeologia*.

Gray, D.H., Leiser, A.J., 1982. *Biotechnical Slope Protection and Erosion Control*. Van Nostrand Reinhold, New York.

Gray, D. H., Ohashi, H., 1983. Mechanics of fiber reinforcement in sand. *J. Geotech. Eng.* 109 (3), 335-353. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9410\(1983\)109:3\(335\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9410(1983)109:3(335)).

Gray, D.H., Maher, M.H., 1989. Admixture stabilization of sands with random fibers. In *Proceedings of the 12th International Conference on Soil Mechanics and Foundations*. Vol. 2, pp. 1363-1367

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: Proc. Intrepraevent, Bern. 2, 193-204.

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(3-4), 229-245.

Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, C. P., 2007. Rainfall thresholds for the initiation of landslides in central and southern Europe. *Meteorol. Atmos. Phys.* 98, 239–267. <https://doi.org/10.1007/s00703-007-0262-7>.

Guzzetti, F., Peruccacci, S., Rossi, M., Stark, C. P., 2008. The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: an update. *Landslides*. 5(1), 3–17. <https://doi.org/10.1007/s10346-007-0112-1>.

Handwerger, A.L., Fielding, E.J., Huang, M-H., Bennett, G.L., Liang, C., Schulz, W.H., 2019. Widespread initiation, reactivation, and acceleration of landslides in the northern California coast ranges due to extreme rainfall. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 124(7):1782–1797. <https://doi.org/10.1029/2019jf005035>

Haynes, J. L., 1940. Ground rainfall under vegetative canopy of crops. *J. Agron.* 32 (3), 176-84. <https://doi.org/10.2134/agronj1940.00021962003200030002x>.

He, S., Wang, J., Liu, S., 2020. Rainfall event–duration thresholds for landslide occurrences in China. *Water* 12:494. <https://doi.org/10.3390/w12020494>

Hemmati, S., Gatmiri, B., Cui, Y.-J., Vincent, M., 2012. Thermo-hydro-mechanical modelling of soil settlements induced by soil-vegetation-atmosphere interactions. *Eng. Geol.* 139–140, 1-16. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2012.04.003>.

Hosmer, D.W., Lemeshow, S.L., 2000. *Applied Logistic Regression*. 2nd Edition. John Wiley & Sons, Inc., New York.

Imaizumi, F., Sidle, R.C., Kamei, R., 2008. Effects of forest harvesting on the occurrence of landslides and debris flows in steep terrain of central Japan. *Earth Surf. Process. Landf.* 33(6), 827–840. <https://doi.org/10.1002/esp.1574>.

Imaizumi, F., Sidle, R.C., 2012. Effect of forest harvesting on hydrogeomorphic processes in steep terrain of central Japan. *Geomorphology*. 169–170, 109–122. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.04.017>

Iwahashi, J., Kamiya, I., Yamagishi, H., 2012. High-resolution DEMs in the study of rainfall- and earthquake-induced landslides: Use of a variable window size method in digital terrain analysis. *Geomorphology*. 153–154, 29–38. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.02.002>.

Jackson, F. S., Barry, T. N., Lascano, C., Palmer, B., 1996. The extractable and bound condensed tannin content of leaves from tropical tree, shrub and forage legumes. *J. Sci. Food Agric.*, 71 (1): 103–110

Jackson, R.B., Sperry, J.S., Dawson, T.E., 2000. Root water uptake and transport: using physiological processes in global predictions. *Trends Plant Sci* 5:482–488

Keyes, M. R., Charles, C. G., 1981. Above- and below-Ground Net Production in 40-Year-Old Douglas-Fir Stands on Low and High Productivity Sites. *Canadian Journal of Forest Research* 11(3): 599–605. <http://www.nrcresearchpress.com/doi/10.1139/x81-082>.

Kim, S.W., Chun, K.W., Kim, M.S., Kim, M.S., Kim, J.H., Lee, D.K., 2013. Rainfall intensity-duration thresholds for the initiation of a shallow landslide in South Korea. *J Korean Forest Soc* 102(3):463–466

Kim, S.W., Chun, K., Woo, K.M., Catani, F., Choi, B., Seo, J. Il, 2021. Effect of antecedent rainfall conditions and their variations on shallow landslide-triggering rainfall thresholds in South Korea. *Landslides*. 18, 569–582. <https://doi.org/10.1007/s10346-020-01505-4>.

Kirschbaum, D., Adler, R., Adler, D., Peters-Lidard C., Huffman G., 2012. Global distribution of extreme precipitation and high-impact landslides in 2010 relative to previous years. *J. Hydrometeorol.* 13(5): 1536–1551. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-02.1>.

Kirschbaum, D., Stanley, T., Zhou, Y., 2015. Spatial and temporal analysis of a global landslide catalog. *Geomorphology*. 249, 4–15. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.016>.

Ko Ko, C., Flentje, P., Chowdhury, R., 2004. Interpretation of probability of landsliding triggered by rainfall. *Landslides*. 1, 263–275. <https://doi.org/10.1007/s10346-004-0031-3>.

Kokutse, N., Fourcaud, T., Kokou, K., Neglo, K., Lac, P., 2006. 3D numerical modelling and analysis of the influence of forest structure on hill slopes stability. In *Interpraevent* (pp. 561-567).

Kokutsea, K., Temgouaa, A.G.T., Kavazovicba, Z., 2016. Slope stability and vegetation: Conceptual and numerical investigation of mechanical effects. *Ecological Engineering* 86: 146-153. Doi: <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2015.11.005>.

Kramer, P. J., Boyer, J. S., 1995. *Water relations of plants and soils*. Academic press.

Lee, W.Y., Sung, H.H., 2018. Analysis of rainfall thresholds for landslide occurrence in Chuncheon, Gangwon Province. *J Korean Geogr Soc* 53(5):669–689

Lee, W., Young, P., Seon, K., Sung, H.H., 2021. The optimal rainfall thresholds and probabilistic rainfall conditions for a landslide early warning system for Chuncheon, Republic of Korea. *Landslides*. 18, 1721–1739. <https://doi.org/10.1007/s10346-020-01603-3>.

Lei, W., Dong, H., Chen, P., Lv, H., Fan, L., Mei, G., 2020. Study on Runoff and Infiltration for Expansive Soil Slopes in Simulated Rainfall. *Water*. 12, 222. <https://doi.org/10.3390/w12010222>.

Li, X. L., Marschner, H., George, E., 1991. Acquisition of phosphorus and copper by VA-mycorrhizal hyphae and root-to-shoot transport in white clover. *Plant and Soil*, 136(1), 49-57.

Li, Z., Zhang, F., Gu, W., Dong, M., 2020. The Niushou landslide in Nanjing City, Jiangsu Province of China: a slow-moving landslide triggered by rainfall. *Landslides*. 17, 2603–2617. <https://doi.org/10.1007/s10346-020-01441-3>.

Lin, M., Sadeghi, S.M.M., Van Stan, J.T. II, 2020. Partitioning of Rainfall and Sprinkler-Irrigation by Crop Canopies: A Global Review and Evaluation of Available Research. *Hydrology*. 7, 76. <https://doi.org/10.3390/hydrology7040076>.

Manbeian, T., 1973. The influence of soil moisture suction, cyclic wetting and drying, and plant roots on the shear strength of cohesive soil. PhD thesis, University of California, Berkeley USA

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. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00162-3](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00162-3).

Martelloni, G., Segoni, S., Fanti, R., Catani, F., 2012. Rainfall thresholds for the forecasting of landslide occurrence at regional scale. *Landslides*. 9(4), 485–495. <https://doi.org/10.1007/s10346-011-0308-2>.

McMinn, R. G., 1963. Characteristics of douglas-fir root systems. *Canadian Journal of Botany* 41(1): 105–22. <http://www.nrcresearchpress.com/doi/10.1139/b63-010>.

Megahan, W.F., Day, N.F., Bliss, T.M., 1978. Landslide occurrence in the western and central Northern Rocky Mountain physiographic province in Idaho. North American Forest Soils Conference. Ft. Collins, Co.

Meisina, C., Scarabelli, S., 2007. A comparative analysis of terrain stability models for predicting shallow landslides in colluvial soils. *Geomorphology* 87, 207-223.

Metz, C.E., 1978. Basic principles of ROC analysis. *Semin. Nucl. Med.* 8 (4), 283–298. [https://doi.org/10.1016/S0001-2998\(78\)80014-2](https://doi.org/10.1016/S0001-2998(78)80014-2)

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(3), 509-520.

Mickovski S. B., Bengough A. G., Bransby M. F., Davies M. C. R., Hallett P. D., Sonnenberg R., 2007. Material stiffness, branching pattern and soil matric potential

affect the pullout resistance of model root systems. *European Journal of Soil Science* 58: 1471–1481. doi: 10.1111/j.1365-2389.2007.00953.x

Mickovski, S. B., Van Beek, L. P. H., 2009. Root Morphology and Effects on Soil Reinforcement and Slope Stability of Young Vetiver (*Vetiveria Zizanioides*) Plants Grown in Semi-Arid Climate. *Plant and Soil* 324(1–2): 43–56. <http://link.springer.com/10.1007/s11104-009-0130-y>.

Mohamed, A. et al., 2017. An Evaluation of Inexpensive Methods for Root Image Acquisition When Using Rhizotrons. *Plant Methods* 13(1): 11. <http://plantmethods.biomedcentral.com/articles/10.1186/s13007-017-0160-z>.

Montrasio, L., 2000. Stability analysis of soil slip. In: Brebbia CA (eds) *Proc. of International Conference Risk 2000*, Wit press, Southampton.

Montrasio, L., Valentino, R., 2007. Experimental analysis and modelling of shallow landslides. *Landslides*. 4, 291–296. <https://doi.org/10.1007/s10346-007-0082-3>.

Montrasio, L., Valentino, R., 2008. A model for triggering mechanism of shallow landslides. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 8, 1149–1159. <https://doi.org/10.5194/nhess-8-1149-2008>.

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, 241–251. <https://doi.org/10.1007/s10346-009-0154-7>.

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, 2010.

Montrasio, L., Valentino, R., Losi, G.L., 2011. Towards a real-time susceptibility assessment of rainfall-induced shallow landslides on a regional scale. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11, 1927–1947. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-1927-2011>.

Montrasio, L., Valentino, R., Losi, G.L., 2012. Shallow landslides triggered by rainfalls: modeling of some case histories in the Reggiano Apennine (Emilia

Romagna Region, Northern Italy). *Nat Hazards*. 60, 1231–1254. <https://doi.org/10.1007/s11069-011-9906-5>.

Montrasio, L., Valentino, R., Corina, A., Rossi, L., Rudari, R., 2014. A prototype system for space–time assessment of rainfall-induced shallow landslides in Italy. *Nat Hazards*. 74, 1263–1290. <https://doi.org/10.1007/s11069-014-1239-8>.

Montrasio, L., Terrone, A., Morandi, M. C., 2015. Modeling the shallow landslides occurred in Tizzano Val Parma in April 2013. *Engineering Geology of Society and Territory*. 2, 1605-1609. https://doi.org/10.1007/978-3-319-09057-3_285.

Montrasio, L., Schilirò, L., Terrone, A., 2016. Physical and numerical modelling of shallow landslides. *Landslides*. 13, 873–883. <https://doi.org/10.1007/s10346-015-0642-x>.

Montrasio, L., Schilirò, L., 2018. Inferences on modeling rainfall-induced shallow landslides from experimental observations on stratified soils. *Italian J Eng Geol Environ*. 2, 77–85. <https://doi.org/10.4408/IJEGE.2018-02.O-06>.

Montrasio, L., Gatto, M.P.A., 2020. Il contributo degli apparati radicali nei fenomeni di instabilità di coltri superficiali. In: *Atti del XXVII Convegno Nazionale di Geotecnica*. Reggio Calabria.

Montrasio, L., Gatto, M.P.A., 2022. X-SLIP: A MATLAB Application Tool for the trigger assessment of rainfall-induced shallow landslide based on the SLIP model. *Comput. Geotech.* (Submitted)

Moroke, T. S., Schwartz, R. C., Brown, K. W., Juo, A. S. R., 2005. Soil Water Depletion and Root Distribution of Three Dryland Crops. *Soil Science Society of America Journal* 69(1): 197. <https://www.soils.org/publications/sssaj/abstracts/69/1/0197>.

Moser, M., Hohensinn, F., 1983. Geotechnical aspects of soil slips in Alpine regions. *Engineering Geology*, 19(3), 185-211.

Muzyło, A., Valente, F., Domingo, F., Llorens, P., 2012. Modelling rainfall partitioning with sparse Gash and Rutter models in a downy oak stand in leafed and leafless periods. *Hydrol. Process*. 26, 3161-3173. <https://doi.org/10.1002/hyp.8401>.

Narisetti, N., et al., 2019. Semi-Automated Root Image Analysis (SaRIA). Scientific Reports 9(1): 19674. <http://www.nature.com/articles/s41598-019-55876-3>.

Nilaweera, N.S., Nutalaya, P., 1999. Role of tree roots in slope stabilisation. Bull Eng Geol Environ 57:337–342

O' Loughlin, C., 1974. The effect of timber removal on the stability of forest slopes. J. Hydrol.: N. Z. 13(2), 121–134.

O' Loughlin, C.L., Pearce A.J., 1976. Influence of Cenozoic geology on mass movement and sediment yield response to forest removal, north Westland, New Zealand. Bulletin of the International Association of Engineering Geology. 13, 41-46. doi: <https://doi.org/10.1007/BF02634757>.

Operstein, V., Frydman, S., 2000. The influence of vegetation on soil strength. In: Proceedings of the Institution of Civil Engineers - Ground Improvement. 4:2, 81-89. <https://doi.org/10.1680/grim.2000.4.2.8>.

Paar, U., 1994. Untersuchungen zum einfluß von ammonium und nitrat auf wurzelphysiologische reaktionsmuster der buche. Ber. Forsch. Zentr., Waldökosysteme Göttingen A115

Phillips, R. P., Finzi, A. C., Bernhardt, E. S., 2011. Enhanced root exudation induces microbial feedbacks to N cycling in a pine forest under long-term CO₂ fumigation. Ecology letters, 14(2), 187-194.

Podlaha, A., Bowen, S., Darbinyan, C., Lörinc, M., 2017. Global Catastrophe Recap - April 2017. Aon Benfield Analytics.

Pollen, N., Simon, A., Collison, A., 2004. Advances in Assessing the Mechanical and Hydrologic Effects of Riparian Vegetation on Streambank Stability. Riparian Vegetation and Fluvial Geomorphology. 125-139. Doi: 10.1029/008WSA10.

Pollen, N., Simon, A., 2005. Estimating the mechanical effects of riparian vegetation on stream bank stability using a fiber bundle model. Water Resour. Res. 41, W07025. <https://doi.org/10.1029/2004WR003801>.

Pollen, N., 2007. Temporal and spatial variability in root reinforcement of streambanks: accounting for soil shear strength and moisture. *Catena*, 69(3), 197–205.

Prasad, R., 1988. A Linear Root Water Uptake Model. *J. Hydrol.* 99(3–4), 297–306. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(88\)90055-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(88)90055-8).

Preti, F., Giadrossich, F., 2009. Root Reinforcement and Slope Bioengineering Stabilization by Spanish Broom. *Hydrology and Earth System Sciences* 13(9): 1713–26. <https://hess.copernicus.org/articles/13/1713/2009/>.

Sainju U.M., Good R.E., 1993. Vertical root distribution in relation to soil properties in New Jersey Pinelands forests. *Plant Soil.* 150, 87–97. <https://doi.org/10.1007/BF00779179>.

Saito, H., Nakayama, D., Matsuyama, H., 2010. Relationship between the initiation of a shallow landslide and rainfall intensity—duration thresholds in Japan. *Geomorphology* 118(1–2):167–175. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.12.016>

Schenk, H. J., Jackson, R. B., 2002. Rooting Depths, Lateral Root Spreads and Below-ground/Above-ground Allometries of Plants in Water-limited Ecosystems. *Journal of Ecology* 90(3): 480–94. <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1046/j.1365-2745.2002.00682.x>.

Schilirò, L., Montrasio, L., Mugnozza, G. S., 2016. Prediction of shallow landslide occurrence: Validation of a physically-based approach through a real scale study. *Sci. Total Environ.* 569-570, 134-144. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.06.124>.

Schmid, I., Kazda, M., 2001. Vertical distribution and radial growth of coarse roots in pure and mixed stands of *Fagus sylvatica* and *Picea abies*. *Can. J. For. Res.* 31(3), 539-548. <https://doi.org/10.1139/x00-195>.

Schmidt, J., Turek, G., Clark, M. P., Uddstrom, M., Dymond, J. R., 2008. Probabilistic forecasting of shallow, rainfall-triggered landslides using real-time numerical weather predictions. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 8(2), 349-357.

Segoni, S., Piciullo, L., Gariano, S.L., 2018. A review of the recent literature on rainfall thresholds for landslide occurrence. *Landslides*. 15, 1483–1501. <https://doi.org/10.1007/s10346-018-0966-4>.

Shen, D., Shi, Z., Peng, M., Zhang, L., Zhu, Y., 2021. Preliminary analysis of a rainfall-induced landslide hazard chain in Enshi City, Hubei Province, China in July 2020. *Landslides*. 18, 509-512. <https://doi.org/10.1007/s10346-020-01553-w>.

Shokouhi, A., Gratchev, I. Kim, D., 2013. Rock slope stability problems in Gold Coast area, Australia. *International Journal of Geomate* 4 (1), 501-504

Sibson, R.H., 1981. Fluid flow accompanying faulting: field evidence and models. In: *Earthquake Prediction* (eds D.W. Simpson and P.G. Richards). <https://doi.org/10.1029/ME004p0593>.

Sidle, R.C., Wu, W., 1999. Simulating effects of timber harvesting on the temporal and spatial distribution of shallow landslides. *Zeitschrift für Geomorphol.* 43 (2), 185-201. <https://doi.org/10.1127/zfg/43/1999/185>.

Staley, D.M., Kean, J.W., Cannon, S.H., Schmidt, K.M., Laber, J.L., 2012. Objective definition of rainfall intensity–duration thresholds for the initiation of post-fire debris flows in southern California. *Landslides*. 10, 547–562. <https://doi.org/10.1007/s10346-012-0341-9>.

Taylor, H.M., Klepper, B., 1979, The Role of Rooting Characteristics in the Supply of Water to Plants, *Advances in Agronomy*, 30, 99-128. [https://doi.org/10.1016/S0065-2113\(08\)60704-X](https://doi.org/10.1016/S0065-2113(08)60704-X)

Teerawattanasuk, C., et al. 2014. Root Strength Measurements of Vetiver and Ruzi Grasses. *Lowland Technology International* 16(2): 71–80.

Terrone, A., 2014. The SLIP model: A major step towards the application in real time civil protection integrated platforms for landslide prevention. PhD thesis. University of Parma, Parma, Italy.

Thomas, R., Pollen-Bankhead, N., 2010. Modeling root-reinforcement with a fiber-bundle model and Monte Carlo simulation. *Ecological Engineering - ECOL ENG.* 36. 47-61. [10.1016/j.ecoleng.2009.09.008](https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2009.09.008).

Vamerali, T., Ganis, A., Bona, S., Mosca, G., 1999. An Approach to Minirhizotron Root Image Analysis. *Plant and Soil* 217(1–2): 183–93.

Varnes, D.J., 1978. *Slope Movement Types and Processes*

Waldron, L.J., 1977. The shear resistance of root-permeated homogeneous and stratified soil. *Soil Sci Soc. Am. J.* 41, 843–849. <https://doi.org/10.2136/sssaj1977.03615995004100050005x>.

Waldron, L.J., Dakessian, S., 1981. Soil reinforcement by roots: calculation of increased soil shear resistance from root properties. *Soil Sci.* 132, 427-435.

Waldron, L. J., Dakessian, S., Nemson, J. A., 1983. Shear Resistance Enhancement of 1.22-Meter Diameter Soil Cross Sections by Pine and Alfalfa Roots. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 47 (1), 9-14. <https://doi.org/10.2136/sssaj1983.03615995004700010002x>.

Wang, E., Smith, C. J., 2004. Modelling the growth and water uptake function of plant root systems: a review. *Australian journal of agricultural research*, 55(5), 501-523.

Wang, X., et al., 2020. Effect of Root Architecture on Rainfall Threshold for Slope Stability: Variabilities in Saturated Hydraulic Conductivity and Strength of Root-Soil Composite. *Landslides* 17(8): 1965–77. <http://link.springer.com/10.1007/s10346-020-01422-6>.

Watson, A., O' Loughlin, C., 1990. Structural root morphology and biomass of three age-classes of *Pinus Radiata*. *N. Z. J. For. Sci.* 20(1), 97–110.

Wieczorek, G. F., 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. <https://doi.org/10.1130/REG7-p93>

Wu, T.H., 1976. Investigation of landslides. Prince of Wales Island, Alaska. Ohio State University. 5, 93.

Wu, T.H., McKinnell, W.P., Swanston, D.N., 1979. Strength of tree roots and landslides on Prince of Wales Island, Alaska. *Can. Geotech. J.* 16(1), 19-33.
<https://doi.org/10.1139/t79-003>

Yu, G.-R., Zhuang, J., Nakayama, K., Yan, J., 2007. Root water uptake and profile soil water as affected by vertical root distribution. *Plant Ecol.* 189 (1), 15–30.
<https://doi.org/10.1007/s11258-006-9163-y>.

Zêzere, J. L., Garcia, R. A. C., Oliveira, S. C., Reis, E., 2008. Probabilistic landslide risk analysis considering direct costs in the area north of Lisbon (Portugal). *Geomorphology*, 94(3-4), 467-495.

Zhang, C.B., Chen, L.H., Liu, Y.P., Ji, X.D., Liu, X.P., 2010. Triaxial compression test of soil–root composites to evaluate influence of roots on soil shear strength. *Ecological Engineering* 36 (1):19-26. Doi:
<https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2009.09.005>.

Ziemer, R.R., 1981. Roots and the stability of forested slopes. IAHS Publication. 132, 343–357.