

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI AGRONOMIA ANIMALI ALIMENTI  
RISORSE NATURALI E AMBIENTE

DIPARTIMENTO DI TERRITORIO E SISTEMI AGRO-  
FORESTALI

Corso di laurea magistrale in Scienze e Tecnologie per  
l'Ambiente e il Territorio

Analisi della correlazione spaziale della  
precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo in  
un versante prealpino

Relatore  
Dott.ssa Giulia Zuecco

Laureando  
Andrea Silvestri  
1132184

ANNO ACCADEMICO 2016/2017



## Riassunto

La presente tesi ha lo scopo di analizzare la correlazione tra la distribuzione spaziale della precipitazione sottochioma e quella dell'umidità del suolo. L'analisi di una possibile correlazione tra le due variabili nasce dalla volontà di capire più approfonditamente l'influenza della vegetazione sulla risposta idrologica dei bacini. La raccolta dei dati di precipitazione sottochioma e di umidità del suolo è avvenuta in una griglia sperimentale posta in un versante delle Prealpi Vicentine tra la primavera del 2013 e l'inverno del 2014. La griglia sperimentale è stata realizzata in una zona non particolarmente pendente, ricca di vegetazione e con una superficie di 500 m<sup>2</sup> e un'area basimetrica di 57 m<sup>2</sup>/ha. Per la quantificazione della precipitazione sottochioma si sono utilizzati 50 secchi campionatori distribuiti casualmente dentro il perimetro sperimentale. Invece per la misurazione dell'umidità del suolo si è utilizzato lo strumento TDR 300 alla profondità di 7 cm e 30-50 cm a monte dei secchi campionatori di precipitazione sottochioma. La metodologia ha prodotto 50 misure di precipitazione sottochioma e di umidità del suolo raccolte al termine di 22 eventi di precipitazione. Successivamente, per approfondire lo studio, si sono utilizzati sistemi informativi geografici per l'individuazione di *cluster* e per l'interpolazione dei dati sperimentali di precipitazione sottochioma e di umidità del suolo con il metodo *kriging*. I risultati indicano che la variabilità spaziale della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo sono maggiori durante il periodo vegetativo rispetto ai mesi autunnali e invernali. L'analisi di correlazione spaziale ha mostrato che la precipitazione sottochioma non influenza la variabilità dell'umidità del suolo. Nel confronto tra *cluster* della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo, è stata notata una sovrapposizione solamente durante eventi autunnali e invernali. L'assenza della sovrapposizione nel periodo estivo sembra confermare l'esistenza di fattori che influenzano in modo differente a scala stagionale la variabilità spaziale della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo. La precipitazione sottochioma presenta una maggiore stabilità temporale laddove è minore l'area basimetrica, invece la stabilità temporale dell'umidità del suolo non sembra legata alle caratteristiche della vegetazione. Anche dalle mappe d'interpolazione si evince che la precipitazione sottochioma e l'umidità del suolo sono influenzate da fattori differenti, poiché la precipitazione sottochioma ha una distribuzione spaziale che varia maggiormente durante l'anno rispetto all'umidità del suolo.

## Abstract

This work has aims to analyse the correlation between throughfall and soil moisture spatial patterns. The analysis of a possible correlation of these two variables is related to the interest for understanding the influence of vegetation on the hydrological response of a catchment. Throughfall and soil moisture data were collected in an experimental plot in a slope of Italian pre-Alps between spring 2013 and winter 2014. The experimental plot has an area of 500 m<sup>2</sup>, is located in an area not too steep, while the basal area is 57 m<sup>2</sup>/ha. Throughfall was measured with 50 buckets randomly distributed in the experimental plot. Soil moisture was measured with the instrument TDR 300 at a depth of 7 cm and 30-50 cm upslope of the buckets. Methodology has produced 50 measurements of throughfall and soil moisture, sampled at the end of 22 rainfall events. Geographic information systems have been used for clusters identification and for spatial interpolation of throughfall and soil moisture data by kriging. Results suggest the spatial variability of throughfall and soil moisture are larger during the vegetative period than in autumn and winter months. Spatial correlation analysis has shown that throughfall does not influence soil moisture variability. In the comparison between throughfall and soil moisture clusters, an overlapping exists only during autumn and winter events. The absence of an overlapping in summer seems to confirm the existence of factors that influence seasonally throughfall and soil moisture spatial variability. Throughfall has a large temporal stability where basal area is lower, instead soil moisture temporal stability does not seem to be related to vegetation characteristics. Interpolated maps showed that throughfall and soil moisture are influenced by different factors because throughfall spatial patterns tend to vary more during the year if compared to soil moisture patterns.

# Indice

Riassunto .....	3
Abstract .....	4
Indice .....	5
Ringraziamenti .....	6
Obiettivi.....	7
1 Introduzione .....	8
1.1 Ciclo idrologico .....	9
1.2 Intercettazione delle chiome delle piante .....	11
1.3 Precipitazione sottochioma e precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi..	14
1.4 Fattori che controllano l'umidità del suolo in bacini forestati .....	18
1.5 Stato dell'arte.....	23
2 Luogo d'indagine.....	26
2.1 Il bacino idrografico del Posina.....	26
2.2 Cenni sul clima .....	28
2.3 Geologia della zona.....	30
2.4 Vegetazione .....	32
2.5 Il bacino del Rio Ressi.....	33
3 Materiali e metodi .....	35
3.1 La griglia sperimentale .....	35
3.2 L'analisi dei dati.....	40
4 Risultati e discussione .....	47
4.1 Analisi statistica descrittiva dei dati di precipitazione sottochioma e di umidità del suolo	47
4.2 Analisi di stabilità temporale .....	56
4.3 Correlazione spaziale tra precipitazione sottochioma e umidità del suolo .....	60
4.4 Individuazione di <i>cluster</i> di precipitazione sottochioma e umidità del suolo.....	64
4.5 Confronto tra interpolazione spaziale della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo.....	74
5 Conclusioni.....	93
6 Bibliografia.....	95

## Ringraziamenti

Ringrazio vivamente la Dott.ssa Giulia Zuecco per l'ampia disponibilità e l'aiuto datomi nel percorso svolto in questo lavoro di tesi. L'analisi dati di questa tesi è stata possibile anche grazie al contributo del progetto "Ecohydrological dynamics and water pathways in forested catchments (EDWarC)", finanziato dalla Fondazione Cassa di Risparmio di Padova e Rovigo. Infine, ringrazio tutti i docenti che hanno contribuito al mio percorso di studi.

Colgo la speciale occasione per ringraziare la mia famiglia per avermi supportato ed avermi permesso di seguire negli studi la mia passione. Ringrazio felicemente il mio amore Lucilla per avermi sopportato e sostenuto quotidianamente. Infine, desidero ringraziare tutti gli amici, colleghi e coinquilini che mi sono stati vicini in questi anni di studio.

## Obiettivi

Lo scopo della presente tesi è lo studio della correlazione spaziale tra la precipitazione sottochioma e l'umidità del suolo in un bacino forestato delle Prealpi Venete. Nello specifico si vuole conoscere se la precipitazione sottochioma sia un fattore determinante nel governare la distribuzione spaziale dell'umidità del suolo. Per approfondire lo studio si vuole: osservare la variabilità spaziale della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo durante l'anno; analizzare la stabilità temporale dei dati di precipitazione sottochioma e di umidità del suolo; individuare la sovrapposizione di *cluster* della stessa tipologia di precipitazione sottochioma e di umidità del suolo; confrontare le mappe d'interpolazione spaziale della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo ottenute con il metodo *kriging*.

# 1 Introduzione

L'obiettivo di questo studio è l'analisi della correlazione tra la distribuzione spaziale della precipitazione sottochioma e quella del contenuto idrico nello strato più superficiale del suolo. Nello specifico si cerca di capire se la precipitazione sottochioma sia un fattore determinante tra quelli che governano la distribuzione di umidità, oppure se l'umidità sia controllata da altri fattori, quali la topografia, le proprietà fisiche del suolo o la presenza di radici.

L'analisi di una possibile correlazione tra precipitazione sottochioma e umidità del suolo nasce dalla volontà di capire più approfonditamente l'influenza della vegetazione sulla risposta idrologica dei bacini. Nonostante le numerose ricerche effettuate dagli idrologi, i processi chiave che governano i flussi idrici nella foresta non sono ancora totalmente compresi. Una migliore conoscenza dei fattori che controllano il deflusso idrologico permette di predire la risposta idrologica e il trasporto di nutrienti e sedimenti (Bachmair e Weiler, 2011). Carlyle-Moses e Lishman (2015) affermano che diversi studi si pongono l'obiettivo di apprendere i fattori chiave del ciclo idrologico e biogeochimico poiché sono necessari per conoscerne gli effetti sull'ecosistema. La variazione spaziale della precipitazione sottochioma influenza processi come la pedogenesi del suolo, la crescita delle radici e la composizione del sottobosco (Keim et al., 2005).

Il lavoro presente si inserisce in un progetto di ricerca più ampio promosso dal Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali dell'Università degli Studi di Padova. La ricerca è stata condotta su dati di precipitazione sottochioma e umidità del suolo raccolti nel 2013 e 2014 in un versante pre-alpino di un piccolo bacino forestato in Provincia di Vicenza. Con il presente lavoro di tesi è stata svolta in primis un'analisi statistica descrittiva per conoscere e inquadrare i dati di partenza disponibili. Successivamente si è proceduto compiendo un'analisi di correlazione tra la distribuzione spaziale della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo per capire il grado di associazione delle due variabili in questione. Per approfondire lo studio si è proseguito il lavoro utilizzando sistemi informativi geografici per l'individuazione di *cluster* significativi. Infine, si è concluso lo studio compiendo un'interpolazione dei dati sperimentali di precipitazione sottochioma e di umidità del suolo con il metodo *kriging*.

## 1.1 Ciclo idrologico

Il ciclo idrologico descrive il trasporto e il possibile stoccaggio che l'acqua compie attraverso la superficie terrestre o il suolo, gli oceani e l'atmosfera. Nell'idrosfera il vapore acqueo si forma per evaporazione dallo stato liquido grazie all'energia fornita dalla radiazione solare e viene trasportato dai moti convettivi del vento. Questa aria calda e umida ritorna allo stato liquido quando si allontana dalla superficie terrestre subendo una trasformazione adiabatica che permette la condensazione e la successiva precipitazione. L'acqua precipitata può essere intercettata oppure scorrere lungo la superficie seguendo il declivio topografico o infiltrarsi nel sottosuolo. L'acqua intercettata solitamente ritorna in atmosfera per evaporazione, mentre il resto può essere stoccato sotto forma di ghiaccio, acquifero oppure scorrere a valle fino agli oceani completando il ciclo idrologico. Focalizzando l'attenzione sulla formazione delle precipitazioni, quest'ultime avvengono quando nell'aria vi è più vapore di quanto la massa d'aria stessa possa contenere. Ciò solitamente accade a causa dell'abbassamento della temperatura al di sotto del punto di rugiada, ovvero l'umidità relativa supera il 100% determinando una situazione di "soprasaturazione". Il raffreddamento accade perché masse d'aria calda e umida si innalzano fino a quando la pressione cala e l'aria si espande raffreddandosi. La precipitazione durante la caduta può evaporare a causa dell'attrito con l'aria se la goccia d'acqua non possiede sufficiente energia cinetica per raggiungere la superficie. Altrimenti può evaporare immediatamente dopo aver toccato la superficie, anche in condizioni climatiche molto umide. Questo fenomeno viene chiamato "effetto *splash*": in seguito all'urto con la superficie la goccia d'acqua si suddivide in numerose goccioline di appena 25  $\mu\text{m}$  di diametro che evaporano (Muramaki, 2006). In contesto forestale, il resto della precipitazione può essere intercettato dalla vegetazione, da acque di scorrimento superficiale o infiltrarsi nel terreno.

La vegetazione influenza il ciclo idrologico attraverso i processi d'intercettazione della chioma degli alberi in atmosfera, d'infiltrazione nel suolo e di evapotraspirazione che coinvolge entrambe le ecosfere (Iovino et al., 2009). Gli idrologi valutano gli effetti della foresta sui processi idrici attraverso un'equazione di bilancio idrico, che permette di quantificare le variazioni di acqua nel bacino idrografico:

$$D = P - (I_c + Et + \Delta s)$$

dove  $D$  rappresenta il deflusso verso valle, ovvero la quantità d'acqua che esce dal bacino idrografico;  $P$  indica la precipitazione;  $I_c$  è la parte di precipitazione intercettata dalla vegetazione;  $E_t$  rappresenta le perdite per evapotraspirazione, somma dell'evaporazione del suolo e traspirazione ad opera della vegetazione; infine  $\Delta s$  indica la variazione della quantità d'acqua presente nella litosfera.

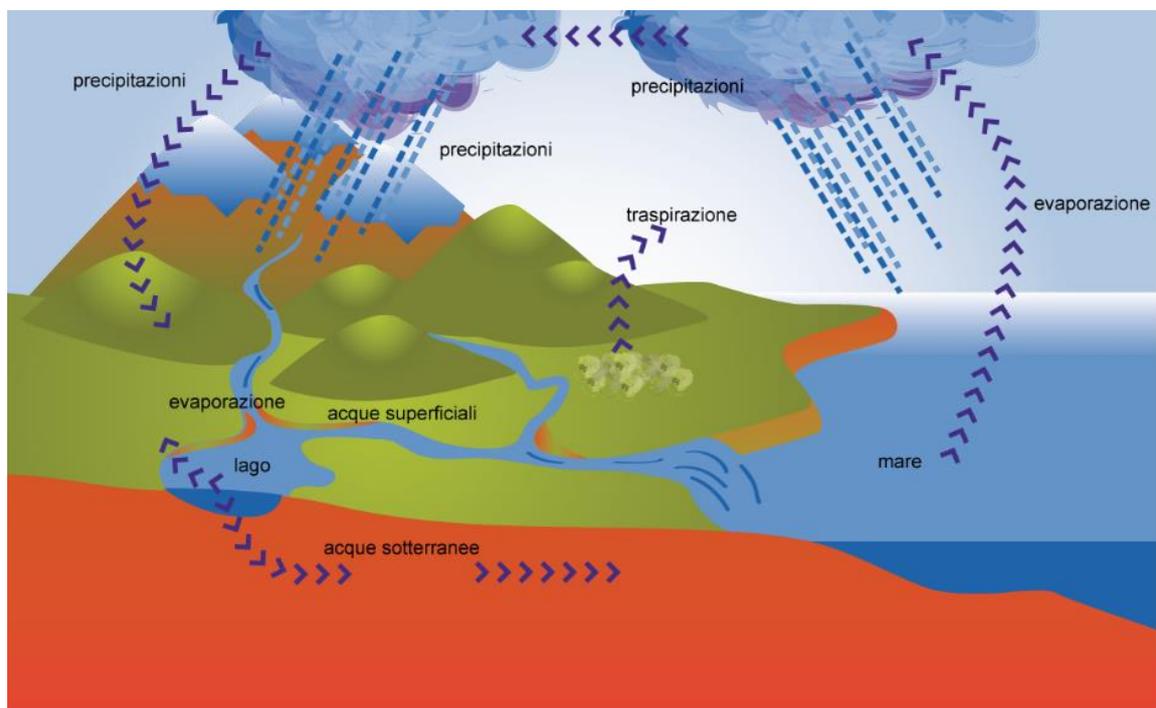


Figura 1. Il ciclo idrologico.

## 1.2 Intercettazione delle chiome delle piante

Si è riscontrato che l'intercettazione della chioma degli alberi risulta essere un fattore importante nell'influenzare il bilancio idrologico (Carlyle-Moses e Gash, 2011; Gerrits et al., 2010; Iovino et al., 2009). Gerrits et al. (2010) affermano che l'intercettazione ha un ruolo fondamentale nella redistribuzione spaziale del flusso d'acqua, e che capirne i meccanismi permette di comprendere le dinamiche temporali e spaziali del contenuto idrico del suolo. La precipitazione intercettata è la quantità di precipitazione stoccata sulla vegetazione che è destinata ad evaporare durante l'evento piovoso o successivamente. L'intercettazione è considerata un processo diffusivo come la traspirazione, ma si differenzia poiché perdura anche quando gli stomi sono chiusi. L'intercettazione può avvenire su superfici delle foglie, corteccia, buchi dell'albero, licheni o altre epifite e nel bilancio idrico viene considerata come una perdita netta di materia (Carlyle-Moses e Gash, 2011; Iovino et al., 2009).

L'intercettazione può essere descritta dalla seguente equazione:

$$I_c = E_c + C$$

dove  $E_c$  rappresenta l'evaporazione dalla chioma degli alberi durante l'evento piovoso, mentre  $C$  indica la quantità d'acqua depositata che evaporerà una volta terminata la precipitazione. Il processo di intercettazione prevede che la maggior parte delle gocce si depositi sulla vegetazione accumulandosi fino a quando le forze di tensione superficiale vengono superate dalla forza di gravità (Iovino et al., 2009). Carlyle-Moses e Gash (2011) entrano nel dettaglio fornendo due approcci comuni:

- *waterbox*: la capacità di stoccaggio della chioma degli alberi ( $S$ ) viene completamente saturata e solo successivamente si forma un flusso di drenaggio ( $C > S$ );
- il secondo approccio si basa sul concetto che l'acqua stoccata ( $C$ ) non riesce mai a raggiungere la capacità massima di deposito ( $S$ ) ed è possibile che si formi una precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi prima che si saturi la capacità massima ( $C < S$ ).

Numerosi studi stimano che l'intercettazione possa variare tra il 10% e 50% della precipitazione incidente su base annua (Carlyle-Moses e Gash, 2011). Questa notevole variazione si verifica sia nello spazio sia nel tempo ed è dovuta alle caratteristiche strutturali del bosco e degli eventi di precipitazione. Iovino et al. (2009) riportano che "La quantità di acqua intercettata dalla copertura forestale dipende dalle caratteristiche

strutturali dei popolamenti (composizione specifica, età, densità, profilo verticale, grado di copertura) e da quelle della precipitazione (intensità e durata)”. L’influenza del clima sull’intercettazione viene affrontata da Gerrits et al. (2010), osservando che la capacità di stoccaggio della chioma degli alberi dipende fortemente dalle condizioni micrometeorologiche:

- neve;
- precipitazione intensa o debole;
- vento forte o ridotto;
- potenziale evaporativo.

Quindi risulta difficile definire una capacità di stoccaggio massima ( $S$ ) semplicemente basandosi sulle caratteristiche vegetative. Inoltre, sia l’evaporazione sia la capacità massima di stoccaggio presentano trend stagionali chiari con massime in estate e minime in inverno. Gerrits et al. (2010) concludono affermando che l’intercettazione è un processo altamente variabile nel tempo e nello spazio poiché dipende fortemente dalle condizioni micrometeorologiche che fanno variare  $S$ .

È stato riscontrato che l’evaporazione dalla chioma degli alberi ( $E_c$ ) incrementa all’aumentare dell’intensità della precipitazione. La spiegazione possibile potrebbe essere l’effetto *splash* sopra citato (Carlyle-Moses e Gash, 2011; Muramaki, 2006). Invece, l’intercettazione decresce asintoticamente rispetto all’incremento della quantità di precipitazione. Nella Figura 1.2 si vede che sopra i 20 mm di precipitazione l’intercettazione tende ad una costante e non si annulla. Anche la durata dell’evento, la temperatura e l’umidità relativa dell’aria incidono significativamente sull’intercettazione. Per esempio, Carlyle-Moses e Gash (2011) riportano che per una foresta di *Pinus sylvestris* in Spagna è stata riscontrata la stessa  $I_c$  (15%) in condizioni climatiche differenti:

- eventi di lunga durata, a bassa intensità e umidità relativa elevata;
- eventi di durata ridotta, ad alta intensità e aria secca.

Un altro fattore climatico importante è il vento che influenza l’intercettazione in diversi modi:

- un vento moderato favorisce i vortici dell’aria che velocizzano il flusso latente attraverso moti convettivi. Normalmente in assenza di vento l’evaporazione accade per moto diffusivo, un processo lento poiché le molecole d’acqua che evaporano

hanno una bassa velocità di spostamento a causa delle continue e vicendevoli collisioni.

- un vento troppo forte muove foglie e rami, riducendo la quantità di precipitazione depositata sulla chioma degli alberi e di conseguenza  $I_c$ .

Per quanto riguarda i fattori biotici, è stato riscontrato che la morfologia della vegetazione, l'idrofobicità delle superfici e l'orientamento della struttura fogliare incidono sulla ritenzione idrica della chioma degli alberi. Sempre Carlyle-Moses e Gash (2011) riportano che in diversi studi visionati la  $S$  può variare in funzione di:

- specie ed età dell'albero;
- buchi, rugosità e inclinazioni di rami e tronco;
- presenza di epifite.

Inoltre, è interessante notare che le differenze di  $I_c$  tra la stagione dormiente e quella di crescita non sono elevate. I ricercatori affermano che ciò è dovuto alla ritenzione idrica significativa di rami, tronchi ed eventuali epifite.

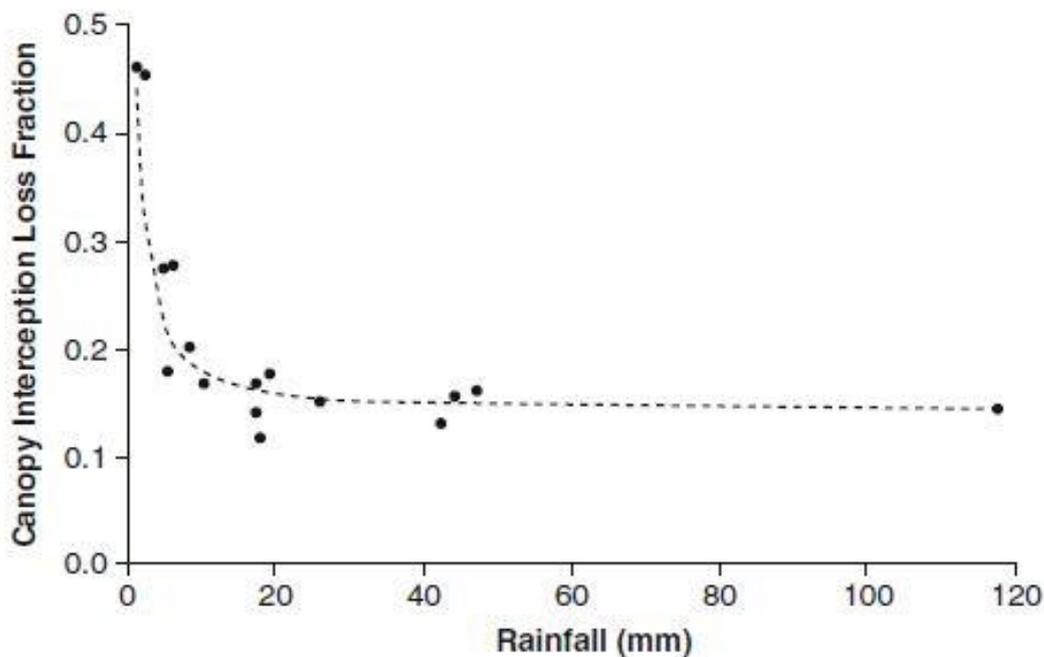


Figura 1.2. Relazione tra la precipitazione (mm) e l'intercettazione della chioma degli alberi (%) per *Juniperus flaccida*, *Quercus glaucoides* e *Fraxinus cuspidata* nel nord-est del Messico. Fonte: Carlyle-Moses e Gash (2011).

### 1.3 Precipitazione sottochioma e precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi

Un'equazione ulteriore per descrivere l'intercettazione può essere:

$$I_c = P - (Thf + Sf)$$

dove  $P$  è la precipitazione incidente sul bosco,  $Thf$  (*throughfall*) è la precipitazione sottochioma mentre  $Sf$  (*stemflow*) è la precipitazione che giunge al suolo scorrendo lungo il fusto degli alberi (Iovino et al., 2009). Infatti, l'ecosistema forestale ripartisce la precipitazione in intercettazione, precipitazione sottochioma e precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi (Bachmair e Weiler, 2011). La precipitazione sottochioma è la frazione che raggiunge il suolo o sottobosco attraverso le radure nel bosco oppure per gocciolamento da foglie e rami, mentre la precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi è la quantità d'acqua che si scarica a terra grazie al fusto (Iovino et al., 2009; Levia et al., 2011). I due flussi si differenziano per il percorso, tempi di residenza, concentrazione dei soluti e quantità di flusso, inoltre la precipitazione sottochioma è sempre maggiore della precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi. Per entrambi i processi (precipitazione sottochioma e precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi) è stata riscontrata una variabilità sia nel tempo che nello spazio (Levia et al., 2011; Staelens et al., 2011; Bouten et al., 1992; Carlyle-Moses e Lishman, 2015; Staelens et al., 2006).

La precipitazione sottochioma è la componente maggiore, eccedendo quasi sempre il 70% della precipitazione incidente calcolata su base annua (Carlyle-Moses e Lishman, 2015). La distribuzione spaziale e temporale della precipitazione sottochioma è il risultato dell'interazione tra le caratteristiche vegetative e i fattori micrometeorologici (Carlyle-Moses e Lishman, 2015; Levia et al., 2011). Staelens et al. (2011) riportano che la variabilità temporale su base annua relativa a foreste decidue è significativa, ma i valori riscontrati tra estate e inverno sono simili, naturalmente maggiori durante la stagione fredda a causa dell'assenza delle foglie.

Diversi studi confermano che la variabilità della precipitazione sottochioma dipende da:

- intensità, quantità e durata della precipitazione incidente ( $P$ );
- direzione e velocità del vento;
- specie forestale;
- densità e sovrapposizione delle chiome;
- età ed altezza delle piante;

- orientamento ed area superficiale di rami e foglie.

Levia et al. (2011) riportano che la distribuzione spaziale della precipitazione sottochioma non è controllata da caratteristiche delle chiome e della vegetazione, invece Carlyle-Moses e Lishman (2015) osservano che in certe foreste la variabilità della precipitazione sottochioma varia in funzione della distanza dal tronco, mentre in altre può essere considerata *random*. Non solo, dallo studio di Carlyle-Moses e Lishman (2015) risulta che la variabilità della precipitazione sottochioma sia più eterogenea verso il centro della chioma degli alberi rispetto alle aree periferiche. La variabilità spaziale della precipitazione sottochioma è meno marcata con eventi piovosi di maggiore intensità (Staelens et al., 2006; Carlyle-Moses e Lishman, 2015; Levia et al., 2011), poiché la chioma degli alberi si satura e il gocciolamento è presente ovunque. Tuttavia, grossi scrosci d'acqua possono generare un accumulo di precipitazione sottochioma attraverso il convogliare in un unico punto di flussi che scorrono su foglie e rami, che possono avere magnitudo superiore alla precipitazione incidente. La variabilità spaziale della precipitazione sottochioma dipende dalla capacità di stoccaggio della chioma delle piante durante eventi a breve intensità, mentre ad elevate intensità dipende dalla struttura geometrica della chioma degli alberi stessa (Levia et al., 2011). La variabilità spaziale della precipitazione sottochioma varia anche in funzione della direzione e velocità del vento (Levia et al., 2011; Carlyle-Moses e Lishman, 2015). L'effetto del vento è duplice perché se unidirezionale può accumulare acqua nei punti più esposti, mentre se mutevole può ridistribuire la precipitazione sottochioma anche laddove non ci sarebbe in assenza di vento. Bisogna notare che all'aumento dell'intensità della precipitazione, gocce più grandi risentono meno dell'influenza del vento (Carlyle-Moses e Lishman, 2015). Staelens et al. (2006) confermano che la chioma degli alberi è un fattore importante nella distribuzione spaziale della precipitazione sottochioma, infatti la variabilità spaziale riscontrata tra la stagione di crescita e quella dormiente sono diverse. La presenza delle foglie sembra aumentare la variabilità spaziale oltre che ridurre la frazione di precipitazione che cade sotto forma di precipitazione sottochioma. Inoltre, superfici lisce o idrofobiche della chioma degli alberi contribuiscono ad un maggiore precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi, riducendo di conseguenza la precipitazione sottochioma in prossimità del tronco e aumentando così la variabilità della precipitazione sottochioma. Levia et al. (2011) propongono di considerare che superfici lisce nelle chiome possono avere maggiori punti di gocciolamento, riducendo così la precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi e favorendo il deflusso a terra sotto forma di precipitazione sottochioma.

Per quanto riguarda la precipitazione che scorre lungo i fusti delle piante (SF), anch'essa la si considera il prodotto della combinazione di fattori biotici e micrometeorologici. Infatti, risulta difficile assumere che la precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi sia uguale tra alberi della stessa specie e dimensione (Levia et al., 2011). Come si può osservare anche nella Figura 1.3, la variabilità della precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi tra estate e inverno è maggiore della precipitazione sottochioma, infatti in inverno la precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi raddoppia la quantità (Staelens et al., 2011). L'aumento della precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi è direttamente proporzionale alla quantità di precipitazione incidente, ma vale il contrario per la dipendenza dall'intensità. Ciò sembra dovuto alla saturazione dei percorsi disponibili lungo rami e fusto, di conseguenza l'acqua si stacca dalla corteccia e si scarica a terra sotto forma di precipitazione sottochioma. Importante anche l'influenza della direzione e velocità del vento che può generare una precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi sul lato della vegetazione esposta prima ancora che venga saturata la capacità di stoccaggio della chioma degli alberi. Infatti, la precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi è solitamente nulla con precipitazioni di breve intensità (Iovino et al., 2009). Tra i fattori biotici, la specie forestale è il fattore più significativo nell'influenzare la distribuzione di precipitazione sottochioma (Levia et al., 2011). La morfologia della corteccia, l'idrofobicità, gli angoli di inclinazione dei rami e l'area totale disponibile per il flusso sono altri fattori che concorrono nella generazione della precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi. Infine, Iovino et al. (2009) affermano che il flusso "tende ad aumentare con la densità del popolamento risultando più alta la proporzione di rami inseriti ad angolo acuto e più ridotte le dimensioni della chioma".

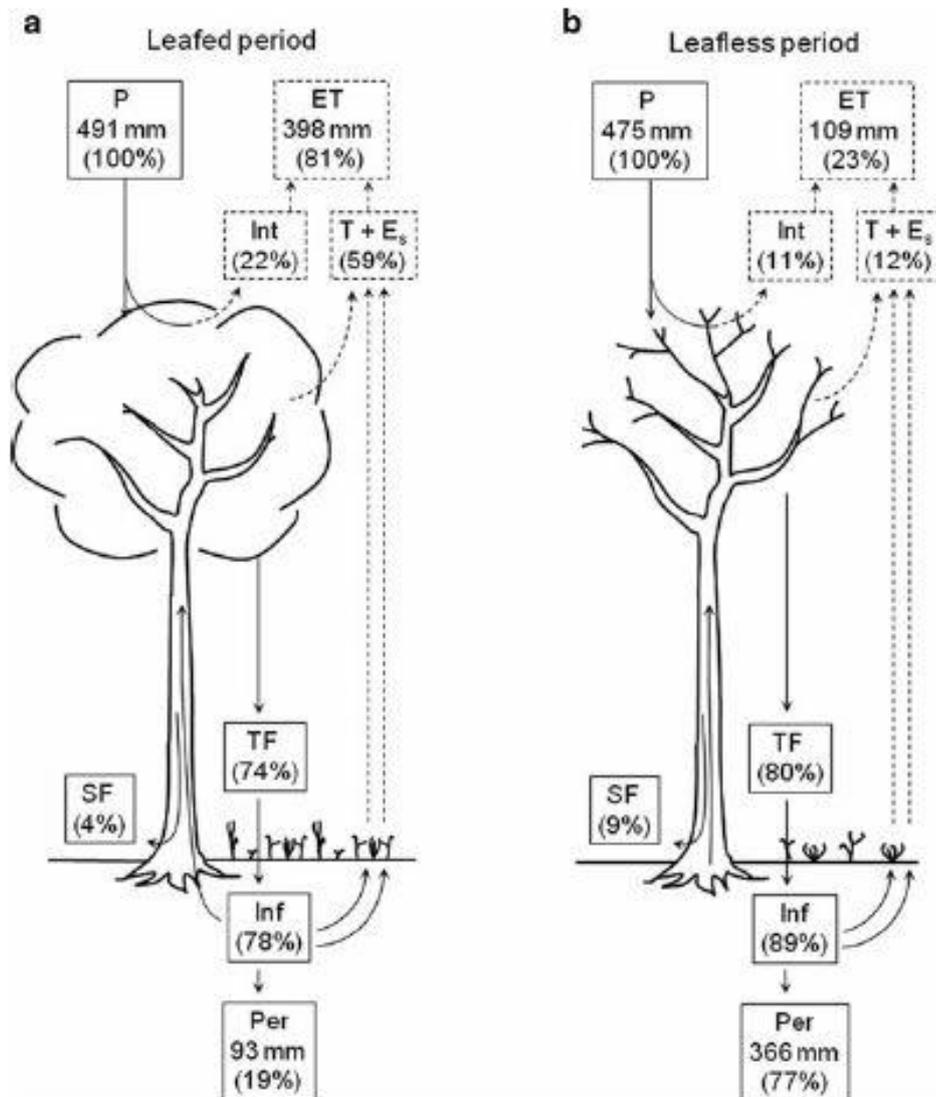


Figura 1.3. Bilancio idrico di foresta decidua in Belgio: (a) estate, (b) inverno; P precipitazione, TF precipitazione sottochioma, SF flusso di drenaggio, E evaporazione, Int evaporazione dell'intercettazione, Es evaporazione del suolo, T traspirazione, ET evapotraspirazione, Inf infiltrazione, Per percolazione. Fonte: Staelens et al. (2011).

## 1.4 Fattori che controllano l'umidità del suolo in bacini forestati

Il suolo è lo strato superficiale del terreno con uno spessore variabile tra pochi e decine di centimetri che si forma dalla degradazione della roccia madre attraverso lenti fenomeni meccanici, fisici, chimici e biologici. Il suolo è composto dallo scheletro, dalla terra fine, dall'acqua, dall'aria e dalla sostanza organica. Lo scheletro è composto da particelle solide con un diametro superiore ai 2 mm che sono conosciute convenzionalmente come ciottoli, ghiaione e ghiaia a seconda del diametro. La terra fine è composta da particelle inferiori ai 2 mm, denominate sabbia, limo e argilla, che determinano la tessitura di un suolo in funzione della percentuale di composizione dei tre elementi (Fig. 1.5). La struttura del suolo è influenzata principalmente dall'argilla che determina lo stato di aggregazione delle particelle e può adsorbire elementi chimici grazie alle cariche elettriche presenti sulla superficie dei colloidali. La sabbia e il limo definiscono la porosità entro la quale circolano l'aria, l'acqua e i soluti. La tipologia di porosità è decisiva nel determinare lo scorrimento o la ritenzione dell'acqua in funzione del rapporto tra la forza di gravità e la tensione superficiale del liquido. Il deflusso nel suolo avviene nella porosità efficace, ovvero nei macropori che sono cavità con diametro maggiore di 8  $\mu\text{m}$ , mentre le cavità con un diametro inferiore a 8  $\mu\text{m}$  vengono definite come microporosità. Ad esempio, la sabbia ha una porosità totale inferiore all'argilla ma possiede una porosità efficace maggiore. Ciò è dovuto alle cavità dell'argilla che sono essenzialmente micropori mentre la sabbia presenta un'elevata macroporosità. La sostanza organica è una miscela di molecole organiche provenienti dalla degradazione di organismi viventi che ha la duplice funzione di fornire elementi nutritivi e stabilizza la struttura del terreno in condizioni aerobiche.

La quantità di acqua presente nel suolo è conosciuta come umidità del suolo espressa in percentuale di peso o di volume rispetto ad un campione di suolo secco. Il moto dell'acqua nel suolo si può spiegare in modo univoco attraverso il concetto di potenziale idrico del suolo ( $\Psi$ ), definito come energia per unità di massa (J/Kg). Il potenziale idrico è la forza che trattiene l'acqua nel suolo opponendosi al suo allontanamento mentre il gradiente di potenziale è la forza che muove l'acqua nel suolo dal potenziale maggiore al potenziale minore. Il fluido scorre naturalmente da una zona umida, con potenziale nullo, verso una zona secca con valori di potenziale negativi. La frazione acquosa del suolo può essere distinta in:

- acqua gravitazionale: l'acqua contenuta nella rete dei macropori sulla quale domina la forza di gravità rispetto alle forze di tensione superficiale e quindi tende a percolare fino alla falda;
- acqua capillare: l'acqua trattenuta nella microporosità sulla quale dominano le forze di tensione superficiale. L'acqua capillare rimane racchiusa nel suolo finché non evapora o non viene utilizzata dalle piante;
- acqua igroscopica: velo di acqua che avvolge le superfici della porosità del suolo. L'interazione è di natura elettrostatica, frutto di forze di interfaccia solido-liquido tra cariche elettriche presenti sulla superficie e quelle dell'acqua. L'acqua igroscopica raggiunge valori di potenziale idrico così elevati che nemmeno le piante riescono ad estrarla.

Il contenuto idrico del suolo è la quantità d'acqua stoccata nella porosità del terreno che può variare in funzione della ripartizione del flusso immesso e dell'evapotraspirazione. La capacità idrica del suolo deriva fortemente dalle caratteristiche fisiche dello stesso, ma la variabilità spazio-temporale dipende dall'interazione di parametri micrometeorologici, biotici e pedogenetici. Bouten et al. (1992) dicono che l'effetto delle caratteristiche fisiche del suolo sull'evapotraspirazione e percolazione sono minori rispetto all'influenza della precipitazione sottochioma. Però bisogna considerare che variazioni dei parametri pedologici possono causare grandi differenze di contenuto idrico.

Come si osserva nella Figura 1.4, quando la precipitazione giunge al suolo il flusso d'acqua si può ripartire in flusso superficiale, flusso sottosuperficiale e percolazione (Bachmair e Weiler, 2011). Ma non tutta la quantità di precipitazione sottochioma è disponibile per l'infiltrazione, infatti può essere intercettata dalla vegetazione del sottobosco, dalla lettiera oppure dal suolo nudo stesso:

$$I_{sb} = Thf - F$$

dove  $I_{sb}$  è l'intercettazione del sottobosco,  $Thf$  la precipitazione sottochioma e  $F$  la quantità d'acqua che raggiunge effettivamente il suolo. Il fenomeno di intercettazione del sottobosco ( $I_{sb}$ ) è simile ma differente dall'intercettazione della chioma degli alberi, infatti la prima ha una maggiore capacità di stoccaggio ( $S$ ) e minore evaporazione a causa della copertura fogliare soprastante e ridotta radiazione nella stagione fredda. L'intercettazione del sottobosco può variare tra il 10% e il 50% della precipitazione sottochioma poiché dipende da numerosi fattori (Gerrits e Savenije, 2011):

- capacità di stoccaggio del sottobosco: dipende dalle specie presenti e ciò che è stato precedentemente detto in merito alla capacità di stoccaggio della chioma degli alberi vale anche per questo parametro;
- intensità e frequenza della precipitazione: esiste una relazione direttamente proporzionale tra l'intercettazione e l'intensità, ma il fattore più importante è la frequenza poiché l'evaporazione durante gli intervalli della precipitazione permette di rendere disponibile un volume di stoccaggio maggiore per l'intercettazione;
- deficit di pressione: vento e radiazione incidono sui tassi di evaporazione però sono fattori quantitativamente ridotti dalla chioma degli alberi soprastante.

La frazione di precipitazione sottochioma che raggiunge il suolo si ripartisce in diversi flussi d'acqua che dipendono dalle condizioni micrometeorologiche, dalla pendenza del versante e dai parametri fisici del suolo. Il deflusso superficiale è un flusso parallelo alla superficie del suolo che può iniziare per due motivi:

- l'intensità della precipitazione eccede la capacità d'infiltrazione del suolo. Quest'ultima viene definita da Iovino et al. (2009) come "(...) la quantità massima di acqua che un suolo può assorbire nell'unità di tempo." e viene espressa in mm/h.
- la capacità idrica del suolo viene superata ed il flusso superficiale rimane l'unico deflusso possibile a causa della completa saturazione della porosità del suolo.

Il deflusso sottosuperficiale e la percolazione accadono quando l'acqua si infiltra nel suolo. Il primo è un deflusso laterale attraverso la matrice più permeabile, mentre il secondo è un movimento verticale che porta l'acqua all'acquifero sottostante attraverso le fratture delle rocce impermeabili. Quando il deflusso verticale incontra strati di maggiore impermeabilità tende a formarsi un flusso laterale in strati ad alta permeabilità.

La quantità totale d'acqua infiltrata e la relativa distribuzione dipendono dai seguenti fattori:

- intensità e durata della precipitazione: la durata incrementa l'intercettazione del sottobosco mentre l'intensità è direttamente proporzionale al deflusso superficiale. Alcuni studi mostrano che l'intensità favorisca anche il deflusso sottosuperficiale, almeno fino a quando lo strato di suolo più superficiale non è completamente saturo (Bachmair e Weiler, 2011);
- vegetazione: suoli forestali sono caratterizzati da un'elevata evapotraspirazione e un basso deflusso superficiale perché la vegetazione migliora le condizioni

strutturali del suolo con effetti positivi sulla permeabilità (Iovino et al., 2009). Infatti, le radici sono percorsi preferenziali per l'acqua infiltrata (Bachmair e Weiler, 2011);

- porosità e permeabilità del suolo: l'infiltrazione è direttamente proporzionale alla porosità. Deflussi superficiali si formano con l'otturazione della porosità, una ridotta macroporosità, la compattazione e l'idrofobicità del primo strato di suolo;
- umidità antecedente del suolo: l'infiltrazione è inversamente proporzionale alla quantità d'acqua già presente nel suolo;
- morfologia del versante: la pendenza sfavorisce l'infiltrazione ma bisogna considerare anche la rugosità delle superfici dettata da massi, pietre, residui vegetali e vegetazione stessa (Bachmair e Weiler, 2011);
- lettiera: Gerrits e Savenije (2011) affermano che l'intercettazione del sottobosco è direttamente proporzionale allo spessore della lettiera. Quest'ultima varia con le stagioni mostrando uno spessore maggiore in autunno per poi diminuire lentamente nel corso dell'anno a causa della decomposizione. Bachmair e Weiler (2011) affermano, invece, che l'infiltrazione dipende dalla tipologia della lettiera. Le aghifoglie favoriscono l'infiltrazione mentre le latifoglie generano un flusso laterale maggiore. In breve, la lettiera è un elemento importante per la stima della capacità di stoccaggio del sottobosco perché può variare in funzione dello spessore e della composizione (Putuhena e Cordery, 1996). Ciò sembra essere confermato anche dallo studio di Dunkerley (2015) su una lettiera di eucalipto. I risultati indicano che la lettiera si comporta come un vero e proprio mezzo poroso, ed in funzione della porosità intrinseca del mezzo il flusso di percolazione avviene laddove le forze di tensione superficiale sono superate da quella di gravità. In conclusione, lo studio riporta che la lettiera può influenzare l'infiltrazione attraverso l'eventuale collasso della struttura e la macroporosità secca. Infatti, come nel suolo, i flussi di percolazione possono ridursi se la lettiera è già umida.

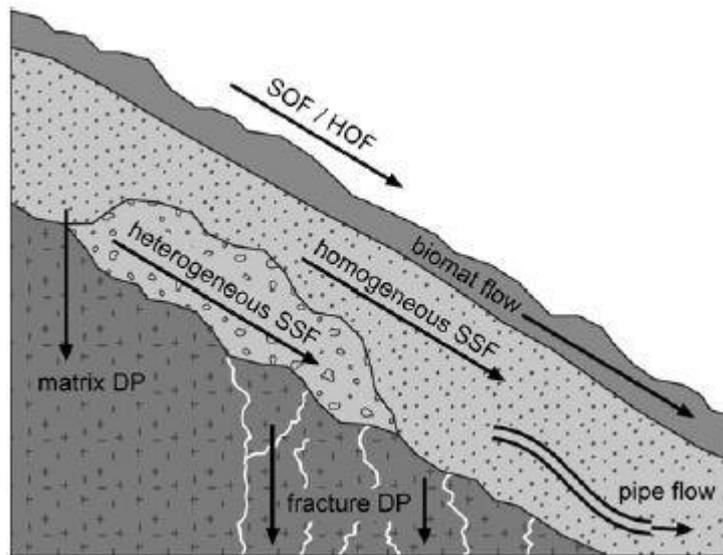


Figura 1.4. Modello concettuale del processo di ripartizione del flusso idrico nel suolo. Fonte: Bachmair e Weiler (2011).

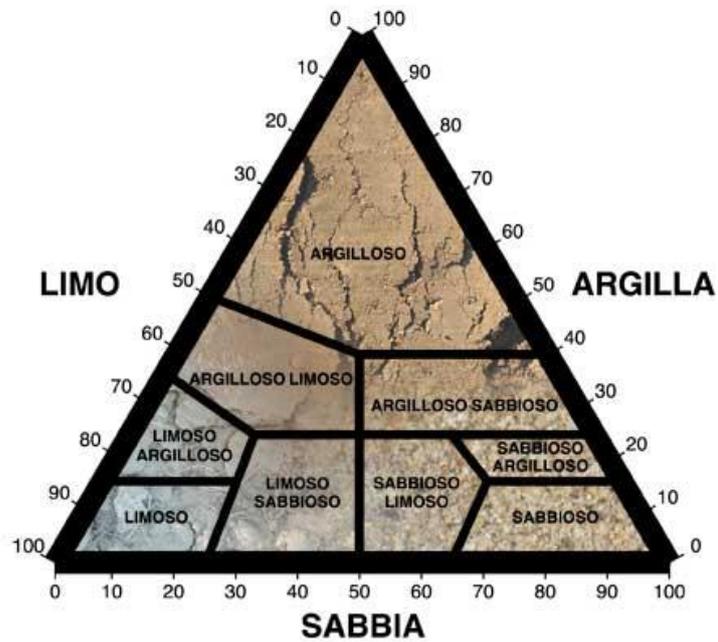


Figura 1.5. Tessitura del suolo.

## 1.5 Stato dell'arte

In letteratura è stato riscontrato che diversi studi si sono posti lo stesso quesito, ovvero capire se la distribuzione di umidità del suolo potesse essere correlata direttamente alla distribuzione di precipitazione sottochioma oppure se essa dipende maggiormente dalle proprietà fisiche del suolo, dalla topografia o dall'influenza di agenti biotici. I ricercatori hanno ottenuto risultati diversi, a riprova che la variabilità del contenuto idrico del suolo sembra essere governata dall'equilibrio di clima, vegetazione e suolo.

Bouten et al. (1992) hanno indagato su una possibile correlazione tra la precipitazione sottochioma e l'umidità del suolo in una foresta di abeti utilizzando il modello tridimensionale SWIF. È stato riscontrato che la variabilità spaziale della precipitazione sottochioma è elevata e appare come il più importante fattore di governo del contenuto idrico. Nonostante tutto si afferma che la quantità di umidità del suolo dipende sempre primariamente dalle caratteristiche fisiche del suolo. Ciò sembrerebbe lasciare intendere che, ad esempio, in terreni con una scarsa capacità di ritenzione idrica difficilmente è possibile riscontrare una correlazione diretta, poiché la distribuzione di umidità sarebbe alquanto omogenea.

Nell'articolo più recente di Coenders-Gerrits et al. (2013) la ricerca di una correlazione tra precipitazione sottochioma e umidità è stata condotta con il programma HYDRUS-3D utilizzando i dati di precipitazione sottochioma provenienti da una foresta lussemburghese, mentre i dati topografici provengono dal monte Panola in Georgia (USA). Le mappe della distribuzione spaziale della precipitazione sottochioma e dell'umidità del terreno sono state fatte tramite l'analisi del semivariogramma. I risultati degli esperimenti virtuali indicano che la distribuzione di umidità nel suolo è simile alla distribuzione di precipitazione sottochioma ma solo durante l'evento di precipitazione, successivamente il contenuto idrico torna a modellarsi in funzione della pedologia del suolo. Inoltre, la distribuzione di precipitazione sottochioma è un fattore determinante in grossi eventi di precipitazione su versanti con pendenza ridotta. Su ripidi versanti sono la topografia e le caratteristiche del suolo a dominare. Gli autori informano che non sono stati tenuti in considerazione altri fattori che potrebbero essere rilevanti: umidità antecedente l'evento di precipitazione, macroporosità, intensità della precipitazione ed evapotraspirazione.

Risultati simili sono stati riscontrati anche da Metzger et al. (2017). Questo studio è stato condotto nel Parco Nazionale di Hainich (Germania) in una foresta mista a prevalenza di

faggi tra maggio e luglio 2015. La raccolta dei dati di precipitazione sottochioma è avvenuta manualmente con cilindri graduati, mentre il contenuto idrico attraverso una rete di sensori *wireless*. Similmente al suddetto articolo le precipitazioni sembrano apportare solo una variazione temporanea di contenuto idrico nel suolo. Ciò indica che le proprietà idrauliche del suolo sono il fattore dominante per la variabilità spaziale del contenuto idrico del suolo. In particolare, la capacità di ritenzione idrica del suolo guida la distribuzione spaziale di umidità, quindi la porosità è fondamentale.

Al fine di comprendere meglio l'equilibrio che governa la distribuzione di umidità nel suolo, qui di seguito si riporta la letteratura circa gli altri fattori che concorrono all'equilibrio ma che non sono stati trattati nel presente lavoro di tesi. Per quanto riguarda la vegetazione, sempre Metzger et al. (2017) affermano che la combinazione di precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi ed elevata macroporosità del suolo incidono fortemente sul flusso sottosuperficiale e più in generale sulla ricarica d'acqua del suolo. Anche Bachmair e Weiler (2011) sottolineano l'importanza della precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi circa la distribuzione spaziale dell'umidità del suolo. Liang et al. (2011) confermano quanto detto, infatti dai risultati si evince che la precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi causa picchi di saturazione del suolo a valle dell'albero. Sebbene la variabilità della precipitazione sottochioma contribuisca alla variabilità del contenuto idrico del suolo, la distribuzione di precipitazione sottochioma non necessariamente riflette la distribuzione di umidità. Infatti, escludendo la variabilità spaziale dettata dalle proprietà fisiche e topografiche del suolo, la differenza tra le distribuzioni di precipitazione sottochioma e umidità sarebbe dovuta all'influenza di concentrazioni locali causate dalla precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi. L'articolo di Liang et al. (2011) conclude affermando che l'albero è un punto chiave per la variabilità dell'umidità del suolo a causa della precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi e dei percorsi preferenziali indotti dalle radici anche quando la precipitazione è terminata. Anche Staelens et al. (2006) pongono l'attenzione sulla possibile redistribuzione orizzontale dei flussi d'acqua ad opera delle radici. Schume et al. (2003) dicono che la variabilità spazio-temporale dell'umidità dipende dalla traspirazione e dall'intercettazione, e quindi dalle caratteristiche fisiologiche e strutturali della pianta. I risultati mostrano che in un suolo senza vegetazione la variabilità del contenuto idrico è spiegata in larga parte dalle proprietà fisiche, mentre nei prati da pascolo può essere attribuita a processi di evapotraspirazione. Il ruolo della vegetazione è maggiore nei periodi secchi, specialmente se la pianta è una specie ad alto consumo idrico. In generale, D'Odorico et al. (2007) spiegano i principali meccanismi nell'interazione tra vegetazione e atmosfera con:

- l'incremento dell'infiltrazione attraverso la riduzione dell'effetto *splash*, la formazione di una precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi e i percorsi preferenziali di flusso offerti dalle radici;
- l'evaporazione dell'acqua dalle chiome e dal suolo in funzione dell'intercettazione e dell'evapotraspirazione.

Per quanto riguarda la lettiera, secondo Dunkerley (2015) essa modifica i flussi d'infiltrazione e d'evaporazione incidendo così sulla distribuzione di umidità del terreno. La percolazione attraverso la lettiera può avere un'alta variabilità e non è costante nel tempo, anche per eventi piovosi di intensità costante. È importante considerare la lettiera poiché le zone di accumulo localizzato di percolazione differiscono da quelle della precipitazione sottochioma. La lettiera dunque ridistribuisce la precipitazione sottochioma soggetta all'infiltrazione nel suolo.

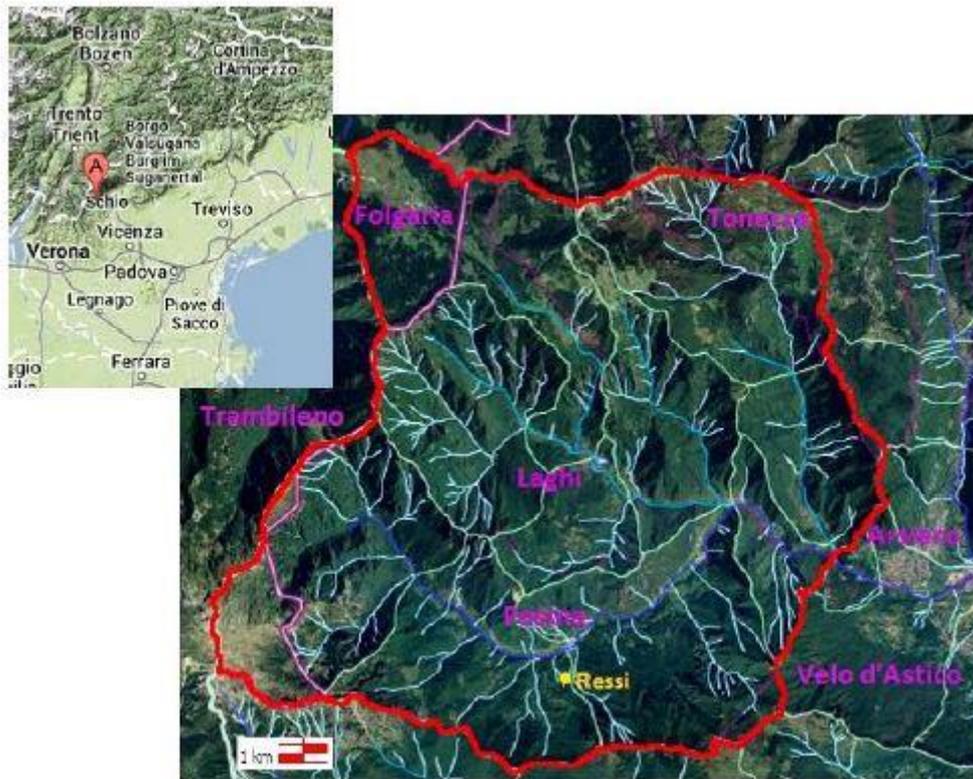
## 2 Luogo d'indagine

### 2.1 Il bacino idrografico del Posina

L'area d'indagine è collocata nel piccolo bacino sperimentale del Rio Ressi che fa parte del bacino idrografico del Posina. Quest'ultimo è collocato nella regione italiana del Veneto nelle Prealpi Vicentine, più precisamente a nord-ovest rispetto alla città di Vicenza, situato tra il massiccio del Monte Pasubio e la valle dell'Astico (Fig. 2.1). Il bacino del Posina si estende per 116 km<sup>2</sup> nella Provincia di Vicenza (VI) e di Trento (TN) comprendendo i Comuni di Trambileno (TN), Folgaria (TN), Tonezza del Cimone (VI), Laghi (VI), Posina (VI), Arsiero (VI) e Velo d'Astico (VI). Come riportato nella Tabella 2.1 l'altitudine massima del bacino del Posina è 2232 m s.l.m. in corrispondenza del Monte Pasubio, mentre l'altitudine minima è di 387 m s.l.m. a Stancari, sezione di chiusura del bacino. Le acque del bacino confluiscono nel fiume Astico che possiede numerosi apporti da torrenti laterali tra i quali il più importante è appunto il torrente Posina. Si stima che il fiume Astico abbia una rete idrografica naturale di 141 km, di cui 34 km rappresentati dal torrente Astico e 16 km dal torrente Posina. L'Astico confluisce nel fiume Tesina a Sandrigo e successivamente nel fiume Bacchiglione a Longare.

<b>Superficie (km<sup>2</sup>)</b>	116
<b>Altitudine massima (m s.l.m.)</b>	2232
<b>Altitudine minima (m s.l.m.)</b>	387
<b>Altitudine media (m s.l.m.)</b>	1109
<b>Pendenza media (°)</b>	28

*Tabella 2.1. Caratteristiche topografiche del bacino idrico del Posina.*



*Figura 2.1. Inquadramento geografico del bacino idrografico del Posina. Si delinea in rosso il confine del bacino, in viola i Comuni, in giallo il bacino del Rio Ressi ed in blu i torrenti e i rii.*

## 2.2 Cenni sul clima

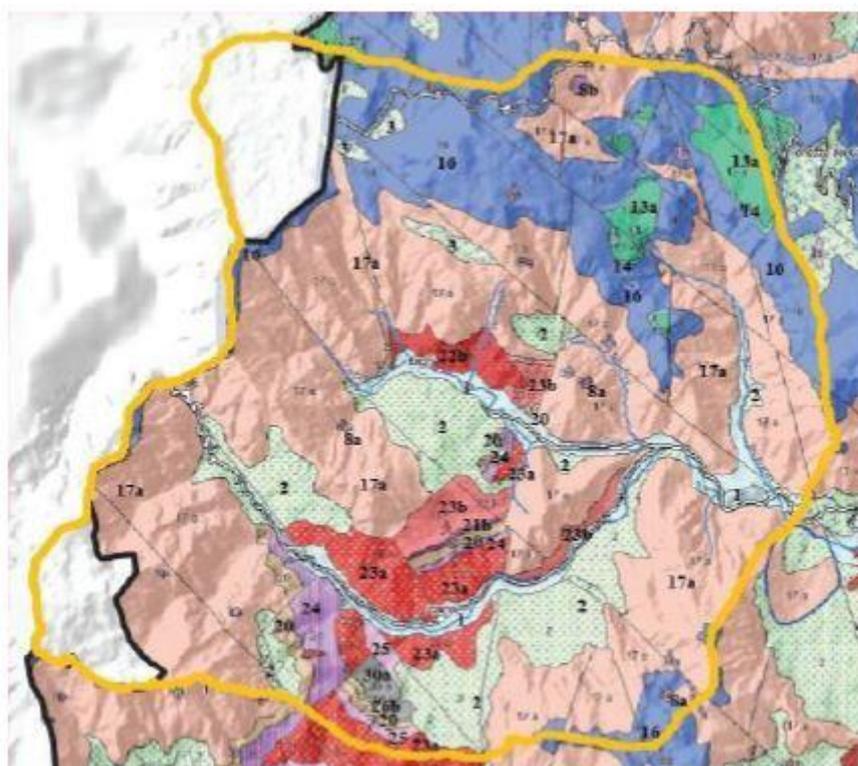
Il clima è caratteristico delle regioni esalpiche, ovvero le precipitazioni sono abbondanti in un regime pluviometrico equinoziale. Infatti, si osservano i picchi di precipitazione in primavera e autunno mentre le minime si riscontrano in inverno ed estate (Tab. 2.2). La precipitazione media del bacino viene stimata intorno ai 1700 mm annui con massime nell'area meridionale poiché le piogge hanno un'origine principalmente orografica. L'aria umida proveniente dall'Adriatico incontra nella zona sud del bacino i massicci del Monte Pasubio e Monte Novegno, scaricando mediamente oltre 2000 mm di pioggia. Ciò viene confermato dai dati raccolti presso le stazioni meteorologiche dell'A.R.P.A.V. (Agenzia Regionale per la Prevenzione e Protezione Ambientale del Veneto) collocate nel Val Posina (Tab. 2.2), mentre la Valle di Laghi e di Rio Freddo, poste più a nord, registrano una piovosità inferiore. Radiazione solare e temperature mostrano una distribuzione che dipende dall'esposizione, e quindi dall'orientamento delle vallate. La Val Posina, orientata in direzione est-ovest, presenta differenze notevoli da un versante all'altro che condizionano la permanenza della neve e la stagione vegetativa delle specie presenti. Salendo di quota il clima si fa prettamente alpino con inverni rigidi ed estati miti, mentre nelle vallate le temperature sono influenzate dal fenomeno dell'inversione termica generando coltri nebbiose che in autunno e inverno durano anche per l'intera mattinata. In generale, la temperatura media invernale si attesta sui  $-5^{\circ}\text{C}$  mentre quella estiva sui  $12-15^{\circ}\text{C}$ .

Pioggia (mm)	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	Media
Gen	92	67	23	83	449	95	84	128
Feb	142	96	11	119	406	140	350	181
Mar	123	204	33	295	187	123	110	154
Mag	78	29	313	273	208	115	38	151
Apr	348	107	197	502	112	141	201	230
Giu	271	317	109	183	143	234	140	200
Lug	142	83	109	96	339	58	123	136
Ago	209	76	47	115	280	89	116	133
Set	223	135	230	100	48	158	42	134
Ott	443	59	310	213	127	288	155	228
Nov	617	377	504	246	627	6	185	366
Dic	330	70	70	217	155	0	0	120
Totale	3019	1621	1957	2442	3081	1447	1545	2159

*Tabella 2.2. Misure mensili di precipitazione (mm). Stazione di Contrà Doppio, quota 725 m s.l.m., Comune di Posina (VI). Fonte: A.R.P.A.V., Dipartimento Regionale per la Sicurezza del Territorio, Servizio Meteorologico.*

## 2.3 Geologia della zona

La composizione geologica del bacino è eterogenea a causa della formazione di rocce differenti a seconda dell'era geologica, dei fenomeni di erosione da parte di agenti atmosferici e degli spostamenti tettonici. L'agente atmosferico predominante è l'acqua che si infiltra nelle fratture e d'inverno può cambiare stato espandendosi e fratturando, quindi, la roccia. Oltre 200 milioni di anni fa lo scontro della placca tettonica africana con quella europea generò le attuali Prealpi Venete, inizialmente composte da sedimenti marini e una catena montuosa distrutta dagli agenti atmosferici composta principalmente da rocce filladi a struttura scistosa. Nel Paleozoico si formarono le filladi quarzifere, rocce metamorfiche appartenenti al basamento cristallino della vecchia catena montuosa. Successivamente nel Permiano si depositarono le arenarie tipiche della Val Gardena. Al di sopra il profilo si fa più disomogeneo riscontrando sedimenti marini del Triassico inferiore e caratterizzate da rocce calcaree, argille, arenarie e dolomie. Tutte rocce depositatesi in un periodo di sommersione marina. Nel Triassico medio si depositarono due strati vulcanici differenti, il primo di composizione riolitica mentre il secondo con elevate percentuali di silice. Queste rocce possono garantire strati impermeabili in modo tale da riportare in superficie l'acqua infiltratasi nelle rocce che hanno subito il fenomeno del carsismo. Ciò permette l'origine di numerose sorgenti garantendo un'ottima disponibilità idrica per la flora e la fauna. Di seguito si è depositato uno strato di dolomia con 800 metri di spessore nel Triassico superiore. La fratturazione e lo sgretolamento di questo strato ha creato un profilo a creste dentate e versanti ripidi, morfologia tipica delle attuali Dolomiti. Nel Giurassico e nel Cretaceo inferiore calcari ricchi di fossili ricoprirono l'intera dolomia, ma al giorno d'oggi rimane poco di questo strato a causa dell'erosione e il ridotto spessore iniziale. Successive eruzioni vulcaniche nel Triassico crearono filamenti di basalto e si formarono i marmi dalla metamorfosi della dolomia. Infine, l'azione erosiva dei ghiacciai ha caratterizzato la morfologia a "U" del paesaggio che conosciamo, depositando a valle grandi quantità di detriti che portarono alla formazione di strati morenici.



**Legenda:**

1	Depositi alluvionali, fluvio-glaciali, lacustri e palustri - Quaternario
2	Depositi eluviali, colluviali, detritici e di falda - Quaternario
3	Depositi morenici - Quaternario
8a	Basalti di colata, filoni e camini di lava - Oligocene - Paleocene sup.
8b	Taloclastiti, tufi e breccie d'esplosione - Oligocene - Paleocene sup.
13a	Calcari e calcari argillosi selciferi, con intercalazioni di calcareniti e breccie calcaree - Cretaceo - Malm
14	Calcari nodulari e selciferi, argilliti, con intercalazioni di calcareniti e breccie calcaree - Malm - Dogger
16	Calcari oolitici ed encriniti, calcari con intercalazioni mamose, dolomie - Dogger inf. - Lias sup.
17a	Dolomie - Trias sup.
20	Calcari e dolomie di piattaforma - Trias sup. - med.
21b	Arenarie, calcari, calcari selciferi e bituminosi - Trias med.
22b	Andesiti in corpi subvulcanici, colate, filoni, camini vulcanici e tufi - Trias med.
23a	Rioliti e daciti (porfiriti) in corpi subvulcanici - Trias med.
23b	Rioliti e daciti (porfiriti) in colate filoni camini vulcanici e tufi - Trias med.
24	Calcari, arenarie, conglomerati e mame - Trias med.
25	Dolomie e calcari con intercalazioni di mame, arenarie e gessi - Trias med. - inf.
26b	Arenarie, siltiti e conglomerati - Permiano sup. - med
30a	Filladi localmente fossilifere - preCarbonifero - Cambriano sup.

*Figura 2.2. Carta litologica del bacino del Posina con relativa legenda.*

## 2.4 Vegetazione

Il progressivo abbandono dei pascoli è la principale causa d'espansione dei boschi decidui, per la maggior parte di proprietà privata e governati a ceduo per la produzione di biomassa. Nelle fasce altitudinali inferiori sono presenti boschi misti di latifoglie principalmente composti dal carpino nero (*Ostrya carpinifolia*) e bianco (*Carpinus betulus*), dal nocciolo (*Corylus avellana*) e dall'orniello (*Fraxinus ornus*). Sono presenti anche in quantità minori il corniolo (*Cornus mas*), l'acero campestre (*Acer campestre*), il farinaccio (*Sorbus aria*) e il sorbo degli uccellatori (*Sorbus aucuparia*). Nei prati abbandonati si trovano boschi di nuova formazione nati da seme, nei quali vi sono specie colonizzatrici come il frassino maggiore (*Fraxinus excelsior*), il tiglio selvatico (*Tilia cordata*) e l'acero montano (*Acer pseudoplatanus*). Quest'ultime sono alberi che solitamente occupano le vallate strette caratterizzate da pendenze significative e umidità elevata. Ai margini del bosco e lungo le vie di comunicazione si riscontra anche la robinia (*Robinia pseudoacacia*). La roverella (*Quercus pubescens*) predilige zone xeriche, quindi versanti maggiormente esposti alla radiazione, mentre il castagno (*Castanea sativa*) suoli acidofili di matrice silicatica. Il faggio (*Fagus sylvatica*) si trova in valli umide ricche di humus ma sopra i 700 m s.l.m. tende a formare boschi puri. In quest'ultimi si trovano comunque pochi esemplari di acero montano, di maggiociondo (*Laburnum anagiroides*), di ontano bianco (*Alnus incana*) e di salici (*Salix ssp.*). Fino a 1000 m s.l.m. si può riscontrare ancora il carpino nero in versanti aridi e rocciosi, mentre oltre i 1300 m s.l.m. sono presenti l'abete bianco (*Abies alba*) e rosso (*Picea abies*), il larice (*Larix decidua*), il pino nero (*Pinus nigra austriaca*) laddove si è sviluppato uno strato minimo di suolo. Invece in aree ghiaiose abbondano il pino silvestre (*Pinus Sylvestris*) e il pino mugo (*Pinus mugo*).

## 2.5 Il bacino del Rio Ressi

La griglia sperimentale per la raccolta dei dati è situata all'interno del bacino del Rio Ressi che si colloca nella parte meridionale del bacino di Posina. Il bacino del Rio Ressi è posto sulla destra idrografica del torrente Posina con una superficie di 1,9 ha e il versante esposto in direzione nord-ovest. A nord del bacino si trova il centro abitato di Posina mentre nelle altre direzioni è attorniato dai monti Pusta (716 m s.l.m.), Alba (1220 m s.l.m.), Colletto di Posina (1057 m s.l.m.), Spin (1304 m s.l.m.) e Calliano (1622 m s.l.m.). Come riportato in Tabella 2.3 l'altitudine massima è di 725 m s.l.m. con una pendenza media di 25,8°. Il rio Ressi è lungo meno di un kilometro scorrendo su un letto roccioso prima di immettersi nel torrente Posina.

Le precipitazioni sono abbondanti dovute all'effetto orografico dei monti circostanti, mentre le temperature non raggiungono picchi elevati in estate a causa della ridotta esposizione alla radiazione solare. In inverno eventuali precipitazioni nevose si sciolgono lentamente perdurando a terra per molti giorni.

Il bacino è costituito principalmente da rocce subvulcaniche, in particolare dalla riolite del Monte Alba. Il suolo è scarsamente stratificato e la tessitura è composta da un 45% di sabbia, 20-30% di limo e 20-35% di argilla. Il suolo è ricco di sostanza organica e possiede un ottimo contenuto idrico, condizioni ideali per la flora nonostante sia un suolo abbastanza instabile e soggetto a smottamenti.

È presente un bosco principalmente composto da faggi (*Fagus sylvatica*) e in quantità minori sono presenti anche il castagno (*Castanea sativa*), il carpino nero (*Ostrya carpinifolia*), nocciolo (*Corylus avellana*) e il tiglio selvatico (*Tilia cordata*). La maggior parte dei castagni sono morti, in deperimento o schiantati mentre il faggio è la specie che si rinnova più velocemente. Invece nella zona ripariale si trovano il carpino bianco (*Carpinus betulus*), il salice (*Salix ssp.*) e l'ontano bianco (*Alnus incana*).

La Figura 2.3 presenta l'attuale strumentazione dell'Università degli Studi di Padova utilizzata per ricerche in campo idrologico ed ecoidrologico. Nei pressi dello spartiacque a sinistra e alle quote maggiori si trova la griglia sperimentale dove sono state monitorate la precipitazione sottochioma e l'umidità del suolo.

Superficie (ha)	1,9
Altitudine massima (m s.l.m.)	725
Altitudine minima (m s.l.m.)	609
Altitudine media (m s.l.m.)	662
Pendenza media (°)	25,8

Tabella 2.3. Caratteristiche topografiche del bacino idrico del Rio Ressi.

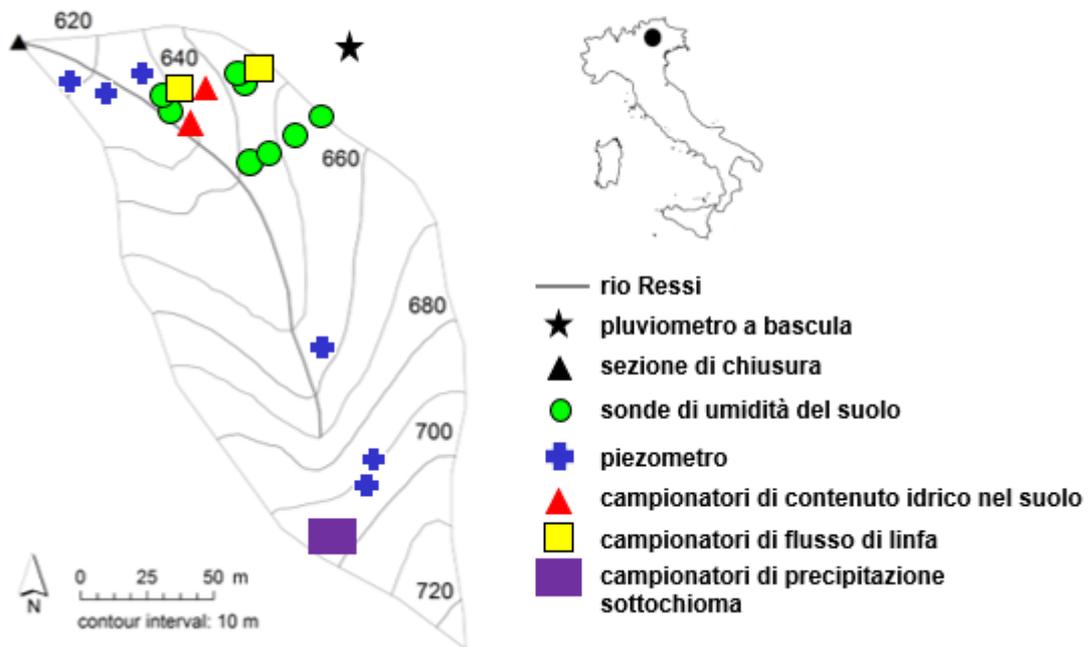


Figura 2.3. Rappresentazione geografica del bacino del Rio Ressi. Si schematizza il confine, le isoipse e gli strumenti di ricerca con la relativa legenda.

## 3 Materiali e metodi

### 3.1 La griglia sperimentale

La raccolta dei dati di precipitazione sottochioma e umidità del suolo è avvenuta in una griglia sperimentale posta in un versante pre-alpino tra la primavera del 2013 e l'inverno del 2014. I dati utilizzati nel presente studio di tesi sono stati forniti dal docente poiché questo lavoro si inserisce in un progetto di ricerca più ampio promosso dal Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali dell'Università degli Studi di Padova.

La griglia sperimentale è stata realizzata nel marzo del 2013 e possiede una superficie rettangolare di 500 m<sup>2</sup> con 25 m di larghezza e 20 m di lunghezza (Fig. 3.1). La griglia è localizzata sulla sinistra idrografica del Rio Ressi in un'area vicina allo spartiacque con una pendenza non eccessiva, ricca di vegetazione e un'area basimetrica media di 277 cm<sup>2</sup>. Un vertice della griglia di campionamento è stato utilizzato come punto di riferimento per prelevare le coordinate dei singoli strumenti e dei tronchi degli alberi le quali chiome influenzano l'intercettazione della precipitazione. La misura delle coordinate è stata compiuta utilizzando cordelle metriche e tre punti noti. La zona presenta 176 alberi di cui 21 all'esterno del perimetro sperimentale ma con chiome sufficientemente grandi da influenzare l'intercettazione della precipitazione anche dentro il perimetro della griglia sperimentale. La specie maggiormente presente è il faggio con 136 individui, seguono il castagno con 34 esemplari, due maggiociondoli, due ornielli, un tiglio e un pino (Tab. 3.1). Il castagno presenta il diametro medio maggiore con 35,7 cm e compone l'84,9% dell'area basimetrica totale. Il faggio presenta un diametro medio di 5,7 cm e un'area basimetrica che è il 14,4% della totale. Nonostante i numeri ridotti di area basimetrica il faggio incide significativamente sull'intercettazione della precipitazione a causa dell'elevata numerosità ed ampia distribuzione.

Per la quantificazione della precipitazione sottochioma si sono utilizzati come pluviometri 50 secchi campionatori distribuiti in ordine casuale dentro il perimetro sperimentale, successivamente ad una suddivisione dell'area in quadranti. I secchi hanno ciascuno una capacità di 9 litri e sono stati posizionati al suolo interrati di una decina di centimetri per una maggiore stabilità e per mantenere orizzontale la bocca dei secchi (Fig. 3.2). Ogni secchio possiede una bocca di 5,56 dm<sup>2</sup> distante 20 cm dal suolo e la somma della superficie delle bocche è di 2,78 m<sup>2</sup>, pari allo 0,56% dell'area sperimentale. Si riporta che non è stato possibile campionare eventi maggiori di 155 mm per problemi di sottostima

nelle misurazioni a causa dell'effetto *splash* e del vento. Le misure sono state prese utilizzando una caraffa graduata ogni 50 mL poiché il secchio non offriva una graduazione dettagliata. Le singole caraffe contengono massimo 3 litri e la lettura è stata compiuta tenendo orizzontale la bocca del contenitore con l'aiuto di una livella a bolla. L'unità di misura dei dati ottenuti di precipitazione sottochioma è in % poiché è stato fatto un rapporto tra la quantità d'acqua quantificata con i secchi campionatori e la precipitazione esterna al bosco misurata anch'essa con un secchio. Quest'ultimo è posto al di fuori del perimetro sperimentale in una zona senza piante ad alto fusto per misurare la precipitazione soprachioma. Vicino al secchio campionario esterno al bosco, è presente un pluviografo a bascula che quantifica l'intensità di precipitazione in un determinato intervallo di registrazione. Il pluviografo a bascula è composto da un recipiente di forma cilindrica nel quale è posizionato un imbuto con rete metallica per evitare l'intromissione di corpi estranei mentre l'acqua scorre in un sistema basculante composto da due vaschette. Il deflusso riempie prima una vaschetta fino a quando il baricentro del sistema basculante si sposta ed il sistema si ribalta permettendo il riempimento dell'altra vaschetta svuotata dal precedente ribaltamento. L'oscillazione delle bascule è quantificata da un magnete che invia un impulso elettrico registrato su una memoria solida calcolando così il numero di svuotamenti e la loro frequenza. Tale strumento necessita di una frequente manutenzione delle bascule, della batteria e dello stato della memoria interna per avere misure precise. È necessario riportare che per problemi di malfunzionamento sono state ottenute dal pluviografo a bascula misure attendibili solamente per un periodo limitato dell'anno di raccolta dei dati. Si è ovviato al problema affidandosi ai dati rilasciati dall'ARPAV per calcolare intensità e durata della precipitazione. Il dato preciso relativo al Rio Ressi è stato ottenuto interpolando i dati di tre stazioni meteo dell'ARPAV presenti nella Val Posina. Ciò è stato possibile utilizzando il metodo dell'inverso della distanza (IDW) in piattaforme di sistemi informativi geografici e conoscendo la distanza tra le stazioni meteorologiche e la griglia sperimentale.

Per quanto riguarda la misurazione dell'umidità del suolo è stato utilizzato lo strumento TDR 300 (Spectrum Technologies Inc., USA) poiché permette una quantificazione veloce e precisa del contenuto idrico del suolo (Fig. 3.3). La necessità di velocizzare il più possibile il processo di acquisizione dei dati nasce dal fatto che in linea teorica per ottenere dati veritieri le misurazioni di precipitazione sottochioma e umidità andrebbero fatte tutte nell'istante successivo al termine della precipitazione. A causa di ovvi limiti gestionali ciò non è possibile e quindi si cerca di rispettare tale assunzione cercando di velocizzare l'acquisizione dei dati sperimentali al termine degli eventi di precipitazione. Il

TDR ha una forma a “T” composta da uno scheletro pieghevole di metallo lungo circa un metro e dotato di due bracci per l’impugnatura dello strumento. All’estremità superiore uno schermo LCD mostra i valori rilevati e altre caratteristiche tecniche di rilievo come la tipologia di terreno e il metodo di misura impiegato (contenuto idrico su base volumetrica o percentuale). All’estremità inferiore è posto il sensore di umidità sopra i due elettrodi di 7 e 12 cm di lunghezza. La tecnologia dello strumento si basa sull’osservazione dell’intervallo di tempo che impiega un impulso elettrico partito dagli elettrodi nel riflettersi parzialmente nel suolo e tornare al sensore, definito come metodo della Riflettometria nel Dominio del Tempo (*TDR-Time Domain Reflectometry*). In funzione della velocità dell’impulso è possibile conoscere la costante dielettrica del mezzo che a sua volta è relazionata al contenuto idrico del suolo. I dati di umidità del suolo utilizzati nel presente lavoro di tesi fanno riferimento alla profondità di 7 cm, in corrispondenza dei 50 secchi campionatori di precipitazione sottochioma. Più precisamente, la sonda di umidità è stata posizionata a 30-50 cm a monte dei secchi cosicché l’acqua raccolta non influenzi la misura di umidità del suolo.

La metodologia ha prodotto 50 misure di precipitazione sottochioma e di umidità del suolo distribuite nell’area sperimentale per 22 eventi di precipitazione nei giorni:

- 13 aprile 2013
- 23 aprile 2013
- 7 giugno 2013
- 11 giugno 2013
- 29 giugno 2013
- 14 agosto 2013
- 25 agosto 2013
- 27 agosto 2013
- 28 agosto 2013
- 11 settembre 2013
- 16 settembre 2013
- 8 ottobre 2013
- 11 ottobre 2013
- 22 ottobre 2013
- 25 ottobre 2013
- 31 ottobre 2013
- 11 novembre 2013

- 16 novembre 2013
- 21 gennaio 2014
- 17 febbraio 2014
- 20 febbraio 2014
- 24 marzo 2014

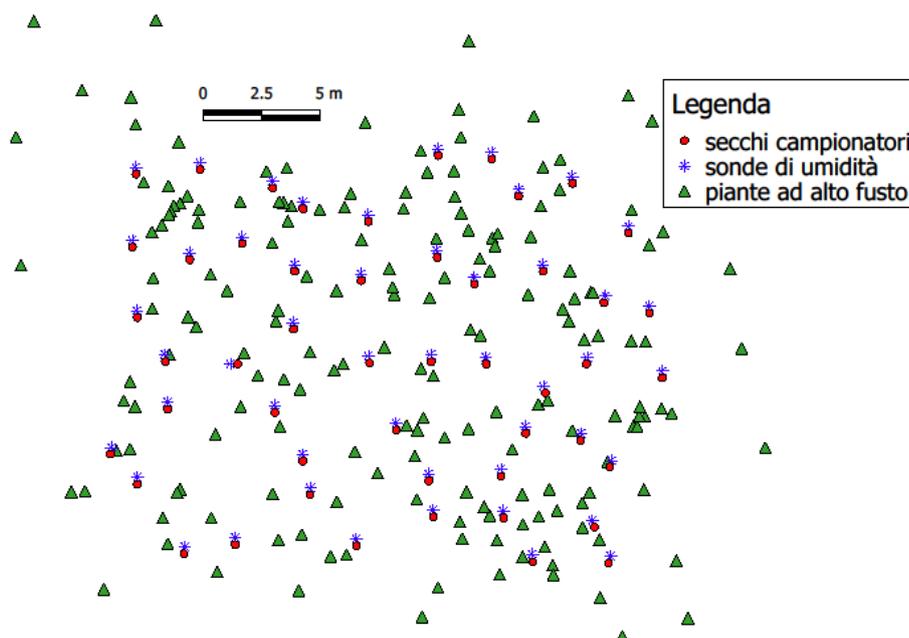


Figura 3.1. La griglia sperimentale nel bacino del rio Ressi.

Specie	Individui (n°)	Diametro medio (cm)	Area basimetrica (m <sup>2</sup> )	Area basimetrica (%)
Castagno	34	35,7	4,1	84,9
Faggio	136	5,7	0,7	14,4
Altri	6	4,8	0,03	0,7
Totale	176	11,5	4,88	100

Tabella 3.1. Caratteristiche della vegetazione all'interno della griglia sperimentale.



*Figura 3.2. Il secchio campionario.*



*Figura 3.3. La sonda TDR 300 di umidità del suolo.*

## 3.2 L'analisi dei dati

L'analisi dei dati è stata compiuta utilizzando i seguenti programmi informatici su un computer portatile con sistema operativo Windows 8.1:

- foglio elettronico Excel;
- piattaforma per l'analisi di dati spaziali GeoDa;
- sistema informativo geografico QGIS;
- analizzatore statistico R;
- sistema informativo geografico ArcGIS.

Excel è stato impiegato per l'analisi statistica descrittiva della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo. È stato calcolato per ciascun evento di precipitazione la media, la deviazione standard, il coefficiente di variazione, la varianza, la mediana, la moda, il valore massimo e minimo, l'intervallo dei valori e l'istogramma di frequenza. Inoltre Excel è stato utilizzato per la costruzione di grafici, per compiere un'analisi di stabilità temporale per ogni sito di prelievo dei dati e per l'analisi di correlazione tra valori di precipitazione sottochioma e di umidità del suolo. Nell'analisi di correlazione si è interessati a conoscere il grado di associazione delle due variabili in questione, ovvero si cerca di capire se l'umidità del suolo sia associata alla precipitazione sottochioma. Si noti che la correlazione non indica una relazione di causa-effetto tra le due variabili bensì, appunto, solo un certo grado di associazione espresso dal coefficiente di correlazione di Bravais-Pearson ( $r$ ):

$$r_{x,y} = \frac{Cov(x,y)}{DS(x) * DS(y)}$$

dove  $Cov$  è la covarianza tra la precipitazione sottochioma ( $x$ ) e l'umidità del terreno ( $y$ ) mentre  $DS$  è la deviazione standard relativa alle singole variabili. Il valore del coefficiente di correlazione può variare tra -1 e +1:

- valore che tende ad uno degli estremi indica una forte correlazione, se positivo la correlazione è direttamente proporzionale mentre se negativo è inversamente proporzionale;
- valore che tende allo zero indica una correlazione scarsa o nulla tra le variabili.

Per valutare il grado di associazione tra la precipitazione sottochioma e l'umidità del terreno si è calcolato anche il coefficiente di correlazione di Spearman ( $r_s$ ). L'indice di Spearman permette di valutare la forza del rapporto tra due variabili quando le assunzioni

dell'indice di Bravais-Pearson non sono soddisfatte, ovvero quando la distribuzione delle variabili non risulta essere normale oppure le varianze non risultano omogenee. Il coefficiente di Spearman è un caso particolare dell'indice di Bravais-Pearson dove i valori dei dati campionati sono convertiti in ranghi prima di calcolare il coefficiente di correlazione con la stessa equazione suddetta.

L'analisi di stabilità temporale sia della precipitazione sottochioma sia dell'umidità indica quale punto di campionamento sia mediamente il più rappresentativo dell'intera griglia sperimentale. La stabilità temporale viene quantificata attraverso l'Indice di Stabilità Temporale (ITS) che si basa sul calcolo delle differenze relative ( $\delta$ ):

$$\delta_{i,j} = \frac{x_{i,j} - \mu_j}{\mu_j}$$

dove  $x_{i,j}$  è il valore del dato sperimentale campionato nel punto  $i$  all'evento  $j$ , mentre  $\mu_j$  è la media dei valori relativi al giorno  $j$ . Successivamente si ricavano i due termini necessari per il calcolo dell'ITS, ovvero la media delle differenze relative ( $MRD$ ) e la deviazione standard delle differenze relative ( $SDRD$ ) appartenenti ad ogni singolo punto di campionamento ( $i$ ):

$$MRD_i = \frac{1}{m} * \sum_{j=1}^m \delta_{i,j}$$

$$SDRD_i = \sqrt{\sum_{j=1}^m \frac{(\delta_{i,j} - MRD_i)^2}{m - 1}}$$

$$ITS_i = \sqrt{MRD_i^2 + SDRD_i^2}$$

dove  $m$  è il numero di eventi considerati e  $\delta_{i,j}$  è la differenza relativa al dato campionato nel punto  $i$  all'evento  $j$ . Il punto di campionamento avente il valore minimo di  $ITS$  viene considerato il punto con la maggiore stabilità temporale.

La piattaforma GeoDa è stata impiegata per l'individuazione di *clusters* significativi della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo, ovvero sono state prodotte mappe che evidenziano le aree della griglia sperimentale dove siti di campionamento vicini mostrano valori più simili tra loro. Innanzitutto i valori puntuali del set di dati sono stati trasformati in poligoni di Thiessen e poi è stato attribuito a ciascun poligono un peso simmetrico per l'intera griglia con la funzione *queen contiguity*. Il programma mette a disposizione differenti algoritmi per l'individuazione di *clusters* significativi, dunque è stato

svolto un'analisi di confronto per scegliere l'algoritmo più adatto al nostro set di dati (Fig. 3.4; Fig. 3.5; Fig. 3.6; Fig. 3.7). Sono stati confrontati i seguenti algoritmi:

- LISA (Local Indicator of Spatial Association);
- Local G;
- Local G\*;
- Univariate Local Geary.

Osservando la comparazione delle mappe prodotte dai singoli algoritmi si è deciso di utilizzare per il presente lavoro di tesi le funzioni LISA e *Local G*. Quest'ultimo ci permette di avere una panoramica sui *cluster* significativi mentre LISA fornisce informazioni circa gli *outlier*. Infatti *Local G* articola i poligoni in tre categorie, mentre LISA in cinque categorie. La funzione *Local G* suddivide i poligoni in:

- significativo con valori di precipitazione sottochioma o umidità del suolo elevati (*high*);
- significativo con valori di precipitazione sottochioma o umidità del terreno ridotti (*low*);
- non significativo.

Invece LISA aggiunge due categorie alle suddette:

- presenza di *outlier* di primo tipo, ovvero poligoni con valore ridotto all'interno di un *cluster* caratterizzato da valori elevati di precipitazione sottochioma o umidità del suolo (*low-high*);
- presenza di *outlier* di secondo tipo, ovvero poligoni con valore elevato all'interno di un *cluster* caratterizzato da valori ridotti di precipitazione sottochioma o umidità del suolo (*high-low*).

L'algoritmo *Local G\** è stato scartato poiché mostra mappe uguali a *Local G*, mentre *Univariate Local Geary* non è stato preso in considerazione perché troppo conservativo, cioè si ottengono risultati generalmente non significativi rispetto agli algoritmi LISA e *Local G*. Il confronto tra algoritmi è stato compiuto utilizzando il set di dati relativo alla precipitazione sottochioma nel giorno 13 aprile 2013 scegliendo una probabilità del 95% ( $\alpha=0,05$ ) per la verifica dell'ipotesi nulla. Ciò significa che il *cluster* individuato è significativo con un margine d'errore del primo tipo pari al 5%. Un errore del primo tipo indica il rifiuto dell'ipotesi nulla quando in realtà questa è vera. In questo caso l'ipotesi nulla dice che non vi è nessuna associazione spaziale tra il valore di un dato poligono e i valori dei poligoni circostanti, ovvero il *cluster* non è significativo.

Il *software* QGIS è stato utilizzato per confrontare i *clusters* della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo relativi allo stesso giorno. Inoltre QGIS è stato impiegato per creare mappe tematiche e per l'interpolazione dell'area basimetrica della vegetazione cosicché si possano confrontare le caratteristiche vegetazionali coi valori di precipitazione sottochioma e di umidità del suolo. Per il confronto tra *clusters* si è proceduto dapprima trasformando i dati vettoriali della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo sotto forma di *raster* utilizzando la funzione *Rasterize* di Saga. Dopo vari tentativi nel modellamento dei dati si è deciso di utilizzare l'opzione "*maximum*" per quanto riguarda il metodo per i valori multipli mentre la grandezza della cella è stata fissata a 0,01 m. Successivamente il confronto è stato portato a termine eseguendo una moltiplicazione tra il *raster* della precipitazione sottochioma e quello dell'umidità del suolo con la funzione *raster calculator*. Si è ottenuta così un'unica mappa che evidenzia le zone della griglia sperimentale in cui sia la precipitazione sottochioma sia l'umidità del suolo presentano le stesse tipologie di *cluster*. Il confronto è stato compiuto per tutti gli eventi sui *clusters* individuati dall'algoritmo *Local G* e successivamente anche sulle mappe fornite da LISA ma solamente per gli eventi in cui è stata riscontrata, con la funzione *Local G*, un'effettiva sovrapposizione di *cluster* della stessa categoria. Per quanto riguarda l'interpolazione dell'area basimetrica della vegetazione è stata utilizzata la funzione *inverse distance weighted interpolation* di Saga. Per rappresentare nel miglior modo i dati di partenza si è utilizzata l'opzione "*exponential weighting scheme*" come schema per l'assegnazione dei pesi in funzione della distanza, una potenza pari a due e una dimensione di cella fissata a 0,2 m.

Il *software open source* R e i pacchetti "GeoR" e "Gstat" sono stati adoperati per l'interpolazione dei dati sperimentali di precipitazione sottochioma e di umidità del suolo con il metodo *kriging*. L'interpolazione *kriging* è un metodo geostatistico per predire i valori di precipitazione sottochioma e umidità del suolo nelle aree della griglia sperimentale che non sono state campionate sperimentalmente. Si assume che la superficie interpolata sia intesa come una delle superfici possibili che potrebbero essere osservate. Il modello si basa sulla teoria delle variabili regionalizzate (Matheron, 1970), ovvero i valori di variabili regionalizzate tendono ad avere una somiglianza nei punti tra loro vicini definita autocorrelazione spaziale. La correlazione spaziale tra i dati viene analizzata mediante la costruzione del semivariogramma che riporta sulle ascisse la distanza tra due punti campionati mentre sulle ordinate il quadrato della differenza dei valori dei due punti. La nuvola del semivariogramma che contiene tutte le relazioni spaziali viene trasformata in una funzione continua che viene utilizzata come modello per

l'interpolazione *kriging*. Il pacchetto Gstat ha permesso di verificare se il set di dati relativo a ciascun evento fosse in linea con le assunzioni del metodo *kriging*. Infatti non vi deve essere alcuna relazione tra il set di dati e la coordinata spaziale x e y della griglia sperimentale, inoltre il set di dati deve avere una distribuzione normale. La verifica del *trend* è stata compiuta con un'analisi di regressione tra i valori campionati in un dato evento e la coordinata x e y della griglia. Nel caso in cui la retta di regressione risultasse significativa ( $\alpha=0,05$ ) si è proceduto utilizzando i residui al posto dei dati campionati. I residui sono la differenza tra il dato campionato e il valore calcolato in funzione della retta di regressione risultata significativa. La verifica della distribuzione normale del set di dati relativo ad ogni evento è stata compiuta con il test di Shapiro-Wilk. Nel caso in cui si rifiutasse l'ipotesi nulla, ovvero la distribuzione dei dati non risulta normale, i valori campionati sono stati trasformati con la funzione logaritmica o l'arcoseno della radice quadrata. Solamente nei set di dati degli eventi che rispettano le condizioni di normalità e di assenza del *trend* si è proceduto con l'analisi del semivariogramma cercando di ottenere una funzione che rappresentasse al meglio la variabilità spaziale nei dati. Conseguentemente i risultati sono stati controllati tramite la *cross-validation*. Quest'ultima ci permette di capire quanto il modello scelto sia accurato nella predizione dei punti conosciuti. La tecnica si basa nella rimozione di un punto noto e nell'utilizzare il modello scelto e il set di dati togliendo il valore del punto in questione per predire tale punto. Il confronto tra il valore sperimentale noto e il valore predetto dall'interpolazione ripetuto per tutti i punti di campionamento ci fornisce la stima dell'errore del modello.

Il *software* ArcGIS è servito per integrare la parte di studio relativa all'interpolazione spaziale dei dati sperimentali di precipitazione sottochioma e di umidità del suolo. È stato scelto ArcGIS per la migliore qualità grafica delle mappe di interpolazione esportate. Inoltre con ArcGIS si ottengono le mappe relative all'errore di predizione formulato con il metodo della *cross-validation* sopracitato. I set di dati degli eventi coi quali si è proceduto con l'interpolazione sono gli stessi scelti per l'analisi geostatistica in R, ovvero set di dati che rispettano le assunzioni del metodo *kriging*. Per l'interpolazione si è utilizzata la piattaforma ArcMap e la funzione relativa all'analisi geostatistica che ha permesso di selezionare il metodo d'interpolazione geostatistico *kriging* di tipo "ordinario". Per ogni evento analizzato si sono utilizzati gli stessi settaggi, a parte la tipologia di modello del semivariogramma che è stato personalizzato per ciascun evento ottenendo così un'interpolazione spaziale verosimile.

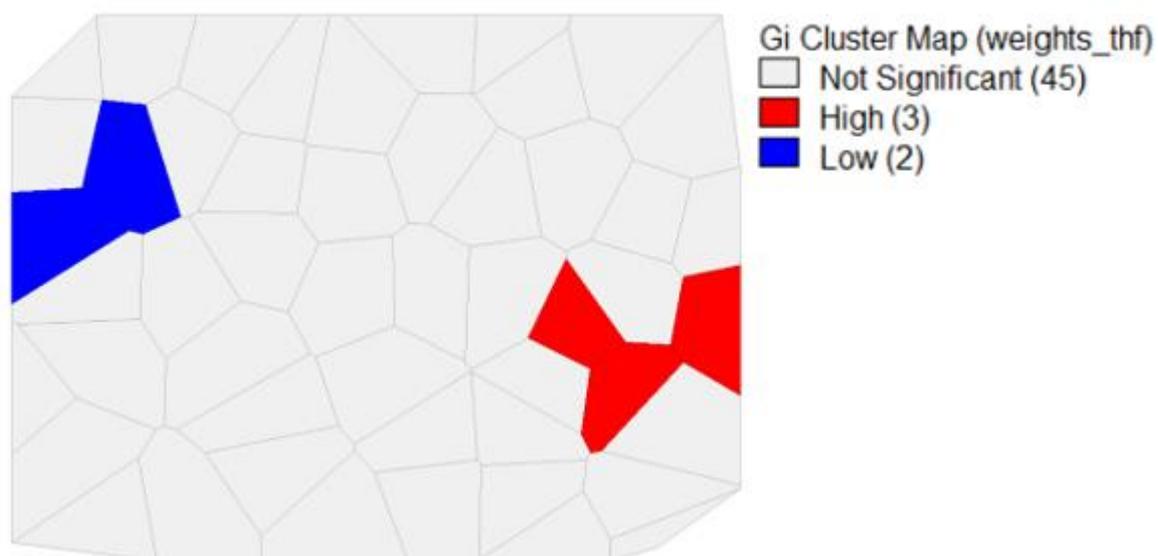


Figura 3.4. Mappa di clusters significativi secondo la funzione Local G. Dati di precipitazione sottochioma del giorno 13 aprile 2013.

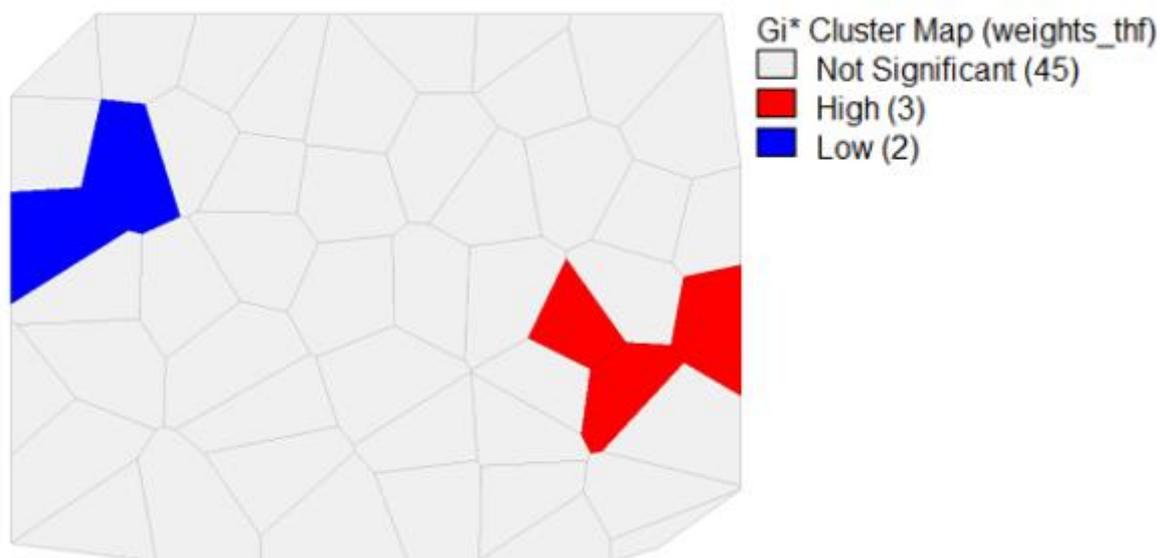


Figura 3.5. Mappa di clusters significativi secondo la funzione Local G\*. Dati di precipitazione sottochioma del giorno 13 aprile 2013.

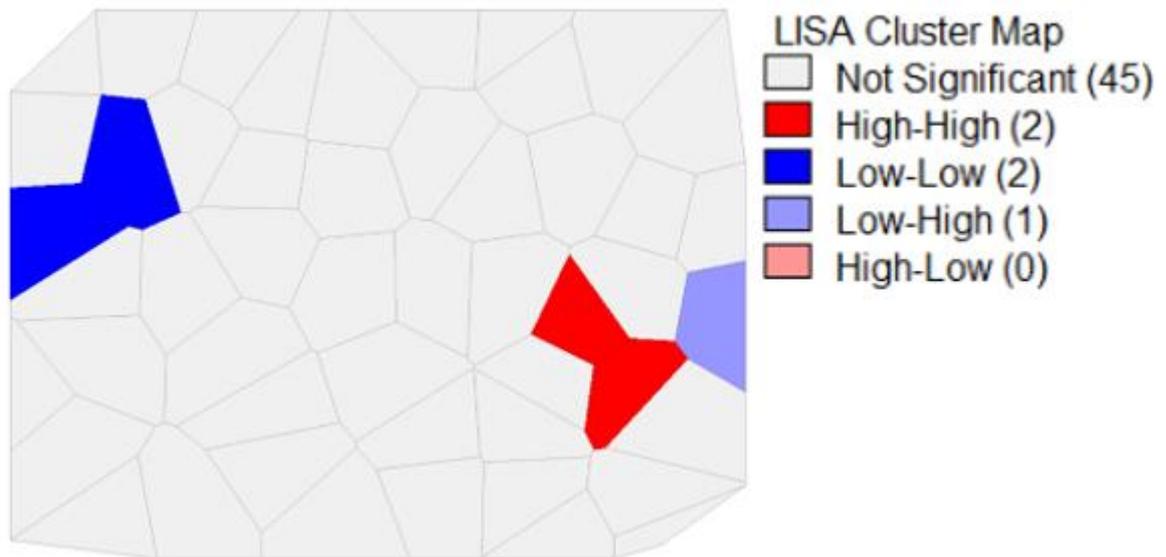


Figura 3.6. Mappa di clusters significativi secondo la funzione LISA. Dati di precipitazione sottochioma del giorno 13 aprile 2013.

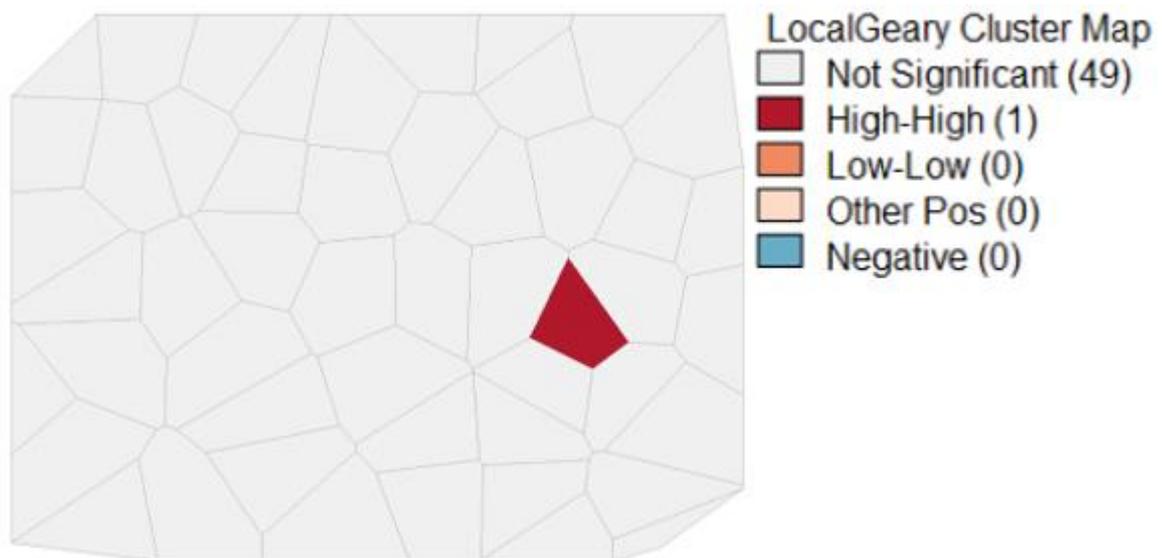


Figura 3.7. Mappa di clusters significativi secondo la funzione Univariate Local Geary. Dati di precipitazione sottochioma del giorno 13 aprile 2013.

## 4 Risultati e discussione

### 4.1 Analisi statistica descrittiva dei dati di precipitazione sottochioma e di umidità del suolo

Il set di dati relativo sia alla precipitazione sottochioma sia all'umidità del suolo contiene valori associati ai 50 punti di campionamento per 22 eventi di precipitazione tra il 13 aprile 2013 e il 24 marzo 2014. La precipitazione sottochioma mostra un andamento piuttosto variabile delle medie di ciascun evento per quasi l'intero anno a parte la stagione invernale (Fig. 4.1). I valori medi più elevati si riscontrano l'11 giugno e il 25 agosto, mentre quelli ridotti il 22 e 31 ottobre. La media annuale della precipitazione sottochioma è dell'80,2% e la mediana dell'80,4% (Tab. 4.1). Il valore medio di precipitazione sottochioma osservato su base annua conferma quanto riportato da Carlyle-Moses e Lishman (2015), ovvero che la precipitazione sottochioma eccede quasi sempre il 70% della precipitazione incidente calcolata su base annua. Il valore maggiore campionato di precipitazione sottochioma è di 176,6% del 14 agosto 2013 mentre il minore è pari a 28,2% relativo al 16 settembre 2013. È possibile che la quantità di precipitazione sottochioma superi quella di precipitazione soprachioma poiché l'interazione tra le caratteristiche vegetative e i fattori micrometeorologici possono portare a creare zone di accumulo di precipitazione sottochioma (punti di gocciolamento) così elevate da superare quelle di precipitazione soprachioma (Carlyle-Moses e Lishman, 2015; Levia et al., 2011). La variabilità spaziale della precipitazione sottochioma può essere quantificata con il coefficiente di variazione (C.V.) che è il rapporto tra la deviazione standard e la media del campione dei dati relativi ad un singolo evento. Il coefficiente di variazione medio annuale è del 18,7% (Tab. 4.1), valore che conferma l'elevata variabilità spaziale della precipitazione sottochioma dato che Staelens et al. (2006) considerano elevato un valore di coefficiente di variazione pari al 18%. La Figura 4.2 ci mostra la variabilità spaziale della precipitazione sottochioma per ciascun evento risultando essere abbastanza costante fatta eccezione per il periodo estivo nel quale si riscontrano il valore maggiore (30%) in data 14 agosto 2013 ed il valore minore (13%) in data 25 agosto. Per osservare un possibile effetto stagionale sulla variabilità della precipitazione sottochioma si sono confrontate le medie tra i valori del "C.V. aprile-settembre", comprendente i valori del C.V. dal 13 aprile 2013 al 16 settembre 2013, e i valori del "C.V. ottobre-marzo", comprendente i valori del C.V. dall'8 ottobre 2013 al 24 marzo 2014 (Tab. 4.3), tramite il test non

parametrico per ranghi di Mann-Whitney. Il risultato del test dimostra che la differenza tra le medie del C.V. aprile-settembre e del C.V. ottobre-marzo non è significativa (p-value pari a 0,22). Quindi la differenza di 2,9% sarebbe casuale, ma confrontando i valori del C.V. della precipitazione sottochioma con la precipitazione cumulata degli eventi si può compiere un'analisi più approfondita. Si osserva nella Figura 4.3 che il C.V. della precipitazione sottochioma tende a diminuire all'aumentare della precipitazione cumulata. In particolare la relazione di decadimento esponenziale tra il C.V. aprile-settembre e la precipitazione cumulata spiega il 62% della variabilità spaziale della precipitazione sottochioma. Invece la relazione esponenziale tra il C.V. ottobre-marzo e la precipitazione cumulata spiega solo il 12% della variabilità spaziale della precipitazione sottochioma. Si riscontra con precipitazioni inferiori ai 40 mm che il C.V. aprile-settembre tende ad essere maggiore del C.V. ottobre-marzo, mentre con precipitazioni maggiori di 40 mm il C.V. aprile-settembre e il C.V. ottobre-marzo sono simili e con valori minori. Dunque si presuppone che con precipitazioni maggiori di 40 mm non si riscontrano effetti stagionali sulla variabilità spaziale della precipitazione sottochioma. Invece con precipitazioni inferiori ai 40 mm è possibile che le caratteristiche vegetative, in primis la densità delle chiome che è maggiore in estate, interagiscano con i fattori micrometeorologici determinando una variabilità spaziale della precipitazione sottochioma maggiore. Si è voluto dunque ripetere il test di Mann-Whitney tra le medie dei valori del C.V. aprile-settembre e i valori del C.V. ottobre-marzo escludendo però i valori del C.V. relativi a precipitazioni maggiori di 40 mm. Il risultato del test dimostra che la differenza tra le medie del C.V. aprile-settembre e del C.V. ottobre-marzo è significativa (p-value pari a  $3,8E-10$ ). Questo risultato sembrerebbe confermare la presenza di un fattore stagionale che incida sulla variabilità spaziale della precipitazione sottochioma con precipitazioni inferiori ai 40 mm.

L'umidità del suolo presenta una media annuale di 37,9% e una mediana di 38,1% (Tab. 4.2). Il valore maggiore campionato è di 51,1% riscontrato il 20 febbraio 2014 mentre quello minore è di 17,7% del giorno 14 agosto 2013. La Figura 4.4 mostra l'andamento delle medie di umidità del suolo di ciascun evento dal quale si osserva che le medie minori si riscontrano nel periodo estivo e quelle maggiori in inverno. Ciò trova conferma nel fatto che l'evapotraspirazione è maggiore nel periodo estivo. Il coefficiente di variazione medio dell'intero anno è del 9,5% (Tab.4.2). Dunque, rispetto alla precipitazione sottochioma, l'umidità del suolo presenta una distribuzione spaziale più omogenea nella griglia sperimentale. Nella Figura 4.5 si osserva l'andamento del coefficiente di variazione per ciascun evento nel corso dell'anno, percependo che il

coefficiente di variazione resta abbastanza costante per l'intero anno fatta eccezione per il picco (17,6%) rilevato in data 14 agosto 2013. Anche in questo caso è stato compiuto il test per ranghi di Mann-Whitney tra le medie del C.V. aprile-settembre e il C.V. ottobre-marzo per osservare un possibile effetto stagionale sulla variabilità dell'umidità del suolo. La differenza riscontrata tra la media del C.V. aprile-settembre e il C.V. ottobre-marzo è del 3% (Tab. 4.4) ed è risultata essere significativa (p-value pari a 0,001). Dunque vi è un effetto stagionale sulla variabilità dell'umidità del suolo che viene confermato confrontando i valori del C.V. dell'umidità del suolo con la precipitazione cumulata degli eventi (Fig. 4.6). Nella Figura 4.6 si osserva infatti che i valori del C.V. ottobre-marzo sono mediamente minori sia con precipitazioni ridotte sia con quelle elevate. Inoltre non vi è una relazione statisticamente significativa tra la precipitazione cumulata e il C.V. aprile-settembre ( $R^2=0,11$ ) e tra la precipitazione cumulata e il C.V. ottobre-marzo ( $R^2=0,02$ ). Quindi la variabilità dell'umidità del suolo viene influenzata da un fattore stagionale ma, a differenza della precipitazione sottochioma, non si riscontra una relazione statisticamente significativa con la precipitazione cumulata. Risulta difficile affermare quale possa essere questo fattore stagionale poiché si potrebbe presupporre che la variabilità dell'umidità del suolo sia governata da un equilibrio tra proprietà fisiche del suolo, l'evapotraspirazione ad opera della vegetazione e i percorsi preferenziali dell'acqua nel suolo legati alla presenza di radici, sassi e tunnel creati dalla fauna tellurica. Nonostante tutto, riscontrando una differenza significativa della variabilità spaziale dell'umidità del suolo tra il periodo vegetativo e non, si può affermare che l'evapotraspirazione abbia un ruolo non marginale nell'influenzare la variabilità spaziale dell'umidità del suolo.

Eventi	Media (%)	Dev.st.	C.V. (%)	Varianza	Mediana (%)	Min (%)	Max (%)
13-apr-13	79,7	12,5	15,7	157,2	80,3	52,7	121,7
23-apr-13	79,5	12,9	16,2	166,5	80,4	52,8	118,7
07-giu-13	72,3	17,8	24,6	315,8	72,1	30,3	120,9
11-giu-13	93,5	13,6	14,6	186,2	95,7	55,4	130,8
29-giu-13	83,1	15,2	18,3	232	81,5	50,6	124,7
14-ago-13	76,6	22,7	29,7	516,4	75,6	30,3	176,6
25-ago-13	90,2	11,7	13	136,7	91,9	69,3	127,6
27-ago-13	84,4	19,9	23,6	397,6	85	43	142
28-ago-13	74,7	15,5	20,8	241,7	77,2	34,9	100
11-set-13	73,6	15,8	21,5	250	73,6	38,4	100
16-set-13	79,5	18,7	23,5	350,8	76,1	28,2	123,9
08-ott-13	83,8	18,7	22,3	349,2	85,1	45,5	134,7
11-ott-13	78,2	13,1	16,7	171,1	78,4	47,5	127,8
22-ott-13	69,7	15,1	21,6	226,7	67,6	35,3	116,2
25-ott-13	86,9	15	17,3	224,9	86,2	50,2	137,3
31-ott-13	70,7	10,3	14,6	106,8	71,2	48,1	94,2
11-nov-13	84,2	12,7	15,1	161,1	85,4	53,4	117,5
16-nov-13	79,1	13,2	16,6	173	76,9	57,2	116,5
21-gen-14	79,2	11,2	14,2	125,8	79,2	54,3	101,8
17-feb-14	81,4	15,2	18,6	229,9	83,5	53,2	166
20-feb-14	82,2	12,4	15,1	153,8	84,2	56,6	131,5
24-mar-14	81,4	13,8	17	191,4	81	55,2	158,2
Totale	80,2	14,9	18,7	230,2	80,4	28,2	176,6

*Tabella 4.1. Principali indici statistici descrittivi relativi al set di dati della precipitazione sottochioma. Nel "Totale" si riportano le medie di ogni colonna, fatta eccezione per le categorie "Min" e "Max" dove si riportano il valore minimo (Min) e massimo (Max) riscontrati durante l'intero anno.*

Eventi	Media (%)	Dev.st.	C.V. (%)	Varianza	Mediana (%)	Min (%)	Max (%)
13-apr-13	35,9	4,1	11,3	16,6	35,2	28	45,4
23-apr-13	38,5	3,8	9,8	14,3	37,5	29,4	46,5
07-giu-13	37,7	4,2	11,2	17,9	37,4	29	47,5
11-giu-13	40,5	3,3	8,3	11,2	40,3	33,4	47,8
29-giu-13	38	4,2	11,1	17,8	38,3	26,4	46,2
14-ago-13	25,7	4,5	17,6	20,5	25,9	17,7	33,8
25-ago-13	35,9	4	11,2	16,1	36,9	23,6	42,9
27-ago-13	39,8	3,7	9,4	13,9	40,4	31,3	46,2
28-ago-13	37,2	3,9	10,4	15,1	38,3	25,9	42,4
11-set-13	34,5	3,6	10,6	13,2	35,2	26,9	41,8
16-set-13	33,5	3,5	10,5	12,3	34,2	24,8	39,7
08-ott-13	37,2	3,7	10	13,9	37,9	26,5	44,4
11-ott-13	37,8	3	7,9	8,9	37,6	31	44,7
22-ott-13	38,6	3,4	8,7	11,3	39,3	28,3	44,5
25-ott-13	39,9	3,1	7,8	9,8	39,7	30,5	47,1
31-ott-13	38,2	2,6	6,9	7	38,6	33,4	44,7
11-nov-13	34,6	3,7	10,7	13,8	34,8	27,9	42,7
16-nov-13	39,6	3,1	7,8	9,5	39,5	32,1	45,5
21-gen-14	41,1	3	7,3	9	41,7	32,6	47
17-feb-14	43,9	2,6	6	7	44,2	39	49,8
20-feb-14	44,3	3	6,8	9,1	44,9	35,6	51,1
24-mar-14	41,5	3,1	7,6	9,9	41,4	33,4	47,3
Totale	37,9	3,5	9,5	12,6	38,1	17,7	51,1

*Tabella 4.2. Principali indici statistici descrittivi relativi al set di dati dell'umidità del suolo. Nel "Totale" si riportano le medie di ogni colonna, fatta eccezione per le categorie "Min" e "Max" dove si riportano il valore minimo (Min) e massimo (Max) riscontrati durante l'intero anno.*

Eventi	C.V. aprile-settembre	Eventi	C.V. ottobre-marzo
13-apr-13	15,7	08-ott-13	22,3
23-apr-13	16,2	11-ott-13	16,7
07-giu-13	24,6	22-ott-13	21,6
11-giu-13	14,6	25-ott-13	17,3
29-giu-13	18,3	31-ott-13	14,6
14-ago-13	29,7	11-nov-13	15,1
25-ago-13	13	16-nov-13	16,6
27-ago-13	23,6	21-gen-14	14,2
28-ago-13	20,8	17-feb-14	18,6
11-set-13	21,5	20-feb-14	15,1
16-set-13	23,5	24-mar-14	17
Media	20,1	Media	17,2

*Tabella 4.3. Coefficiente di variazione della precipitazione sottochioma suddiviso tra il periodo primaverile-estivo ed autunnale-invernale con le relative medie.*

Eventi	C.V. aprile-settembre	Eventi	C.V. ottobre-marzo
13-apr-13	11,3	08-ott-13	10
23-apr-13	9,8	11-ott-13	7,9
07-giu-13	11,2	22-ott-13	8,7
11-giu-13	8,3	25-ott-13	7,8
29-giu-13	11,1	31-ott-13	6,9
14-ago-13	17,6	11-nov-13	10,7
25-ago-13	11,2	16-nov-13	7,8
27-ago-13	9,4	21-gen-14	7,3
28-ago-13	10,4	17-feb-14	6
11-set-13	10,6	20-feb-14	6,8
16-set-13	10,5	24-mar-14	7,6
Media	11	Media	8

*Tabella 4.4. Coefficiente di variazione dell'umidità del suolo suddiviso tra il periodo primaverile-estivo ed autunnale-invernale con le relative medie.*

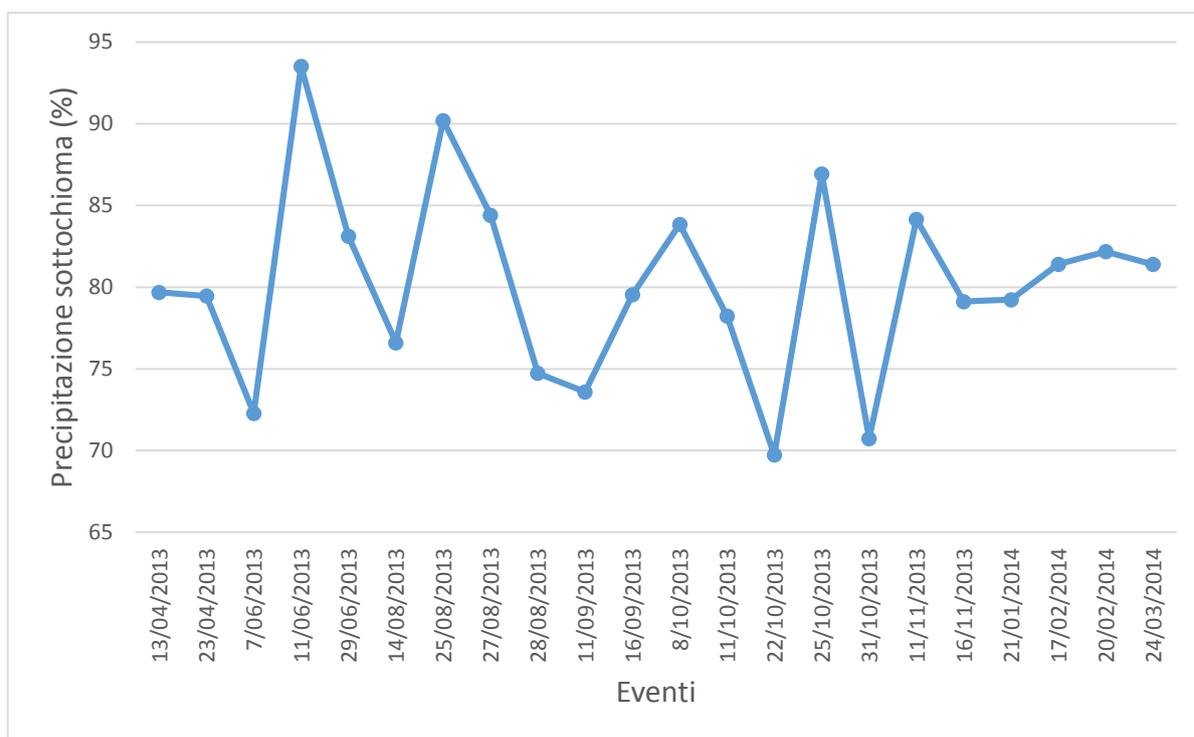


Figura 4.1. Andamento annuale delle medie di precipitazione sottochioma per ogni evento.

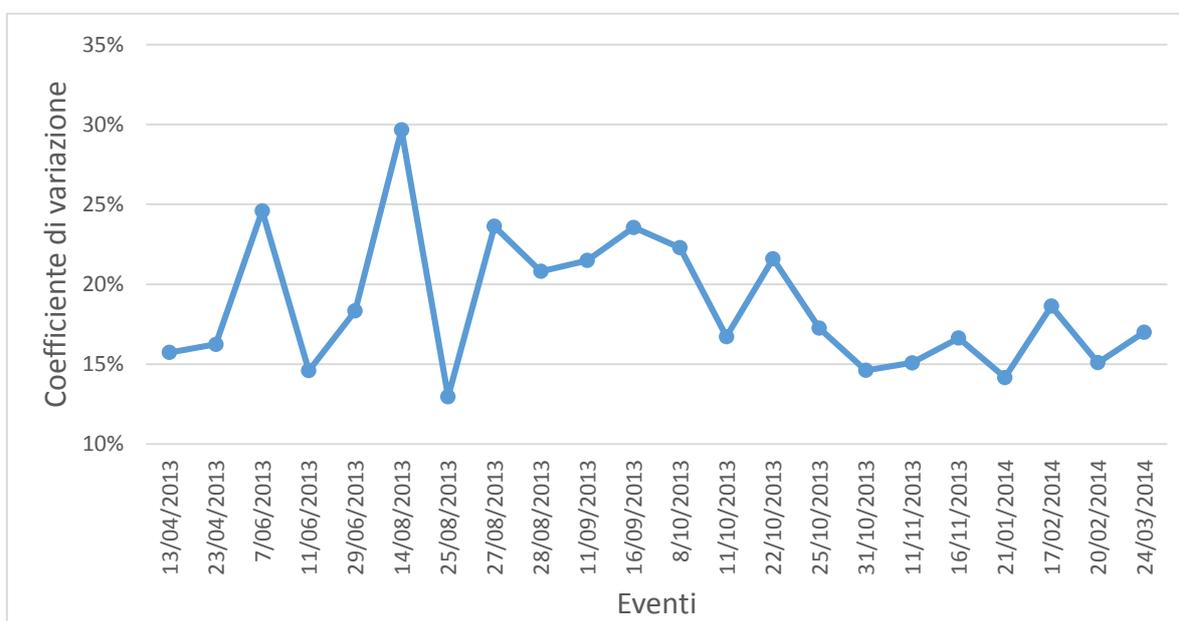


Figura 4.2. Andamento annuale del C.V. di precipitazione sottochioma per ogni evento.

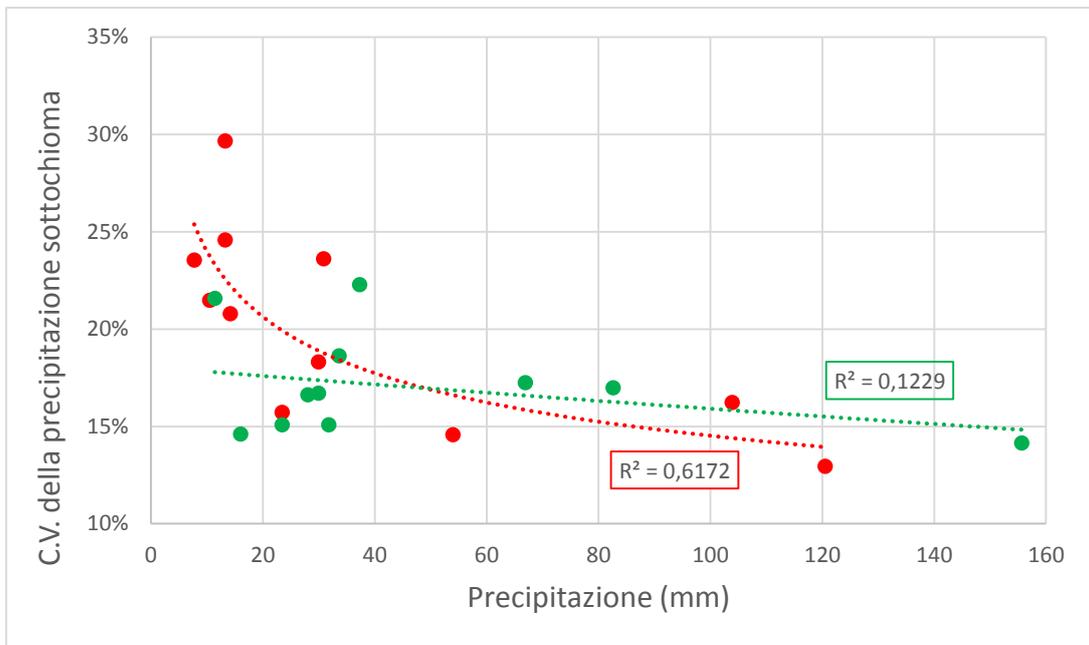


Figura 4.3. Relazione tra la precipitazione cumulata e il C.V. della precipitazione sottochioma. In rosso si riportano i valori del C.V. aprile-settembre mentre in verde i valori del C.V. ottobre-marzo.

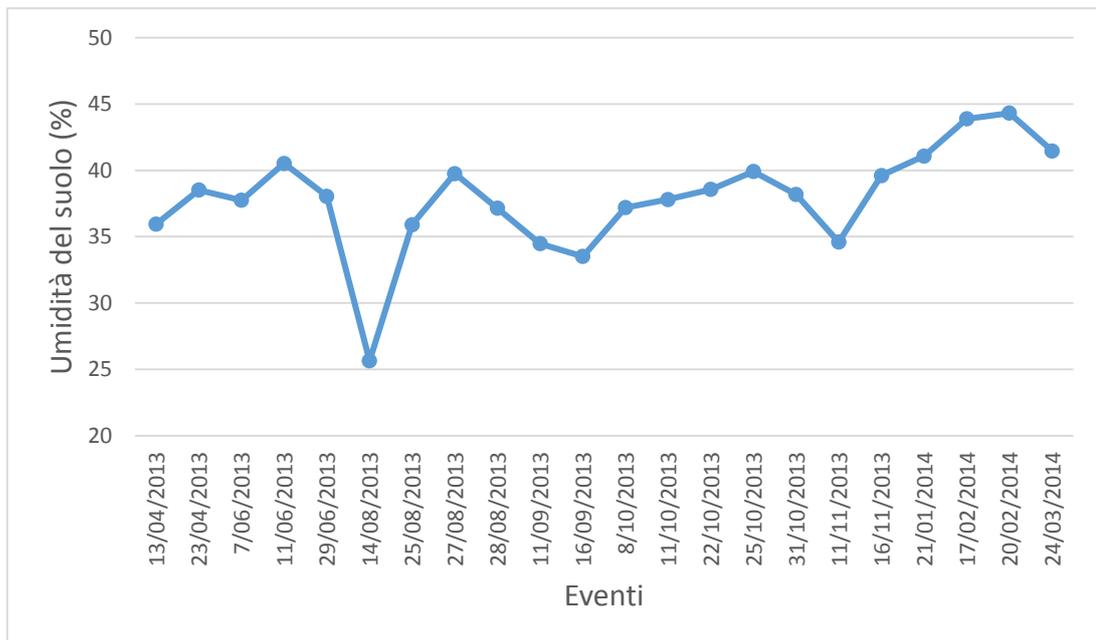


Figura 4.4. Andamento annuale delle medie di umidità del suolo per ogni evento.

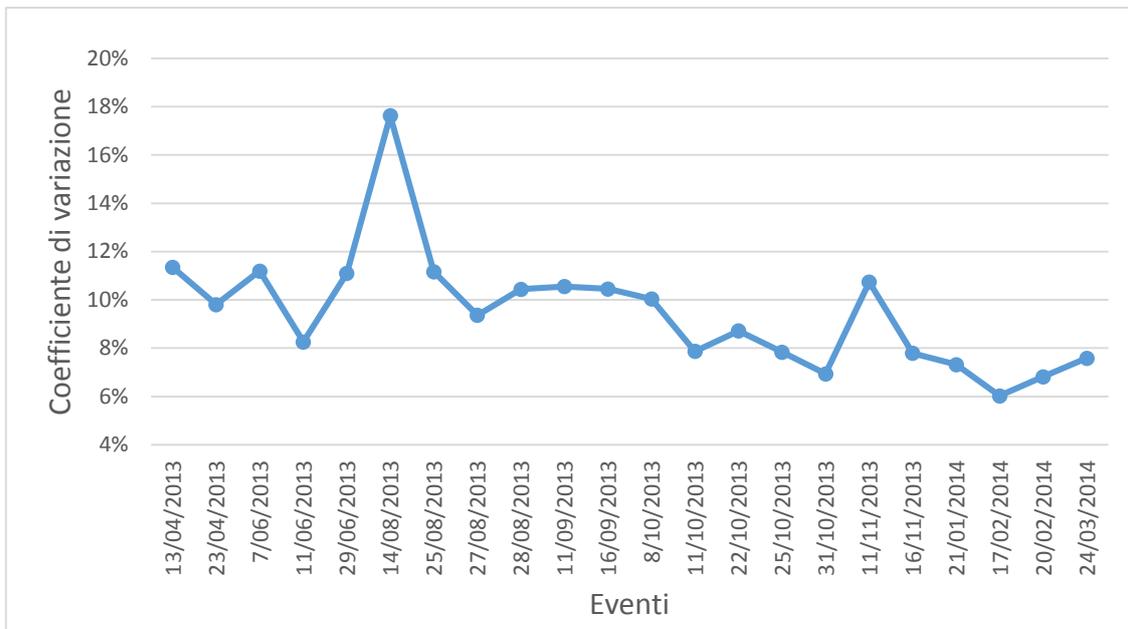


Figura 4.5. Andamento annuale del C.V. di umidità del suolo per ogni evento.

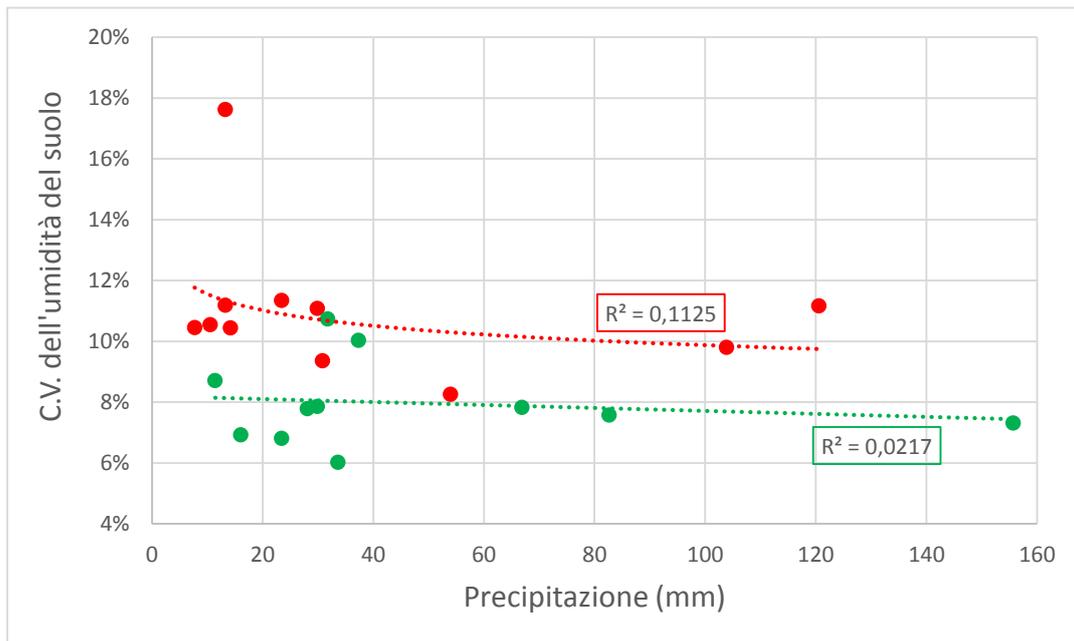


Figura 4.6. Relazione tra la precipitazione cumulata e il C.V. dell'umidità del suolo. In rosso si riportano i valori del C.V. aprile-settembre mentre in verde i valori del C.V. ottobre-marzo.

## 4.2 Analisi di stabilità temporale

La stabilità temporale relativa a ciascun sito di campionamento è stata quantificata con l'Indice di Stabilità Temporale (ITS) sia per la precipitazione sottochioma sia per l'umidità del suolo. Per quanto riguarda la precipitazione sottochioma, è stato riscontrato che i valori minori di ITS appartengono ai siti 25, 48 e 43 (Fig. 4.7). Si è interessati ai valori minori di ITS poiché sono questi i rappresentanti dei punti con la maggiore stabilità temporale, ovvero i punti di campionamento che meglio tendono a rispecchiare nel tempo la media spaziale dei dati raccolti sull'intera griglia. Valori di ITS elevati indicano che in quei punti si tende a sovrastimare la media a causa di chiome più aperte o punti di gocciolamento (MRD elevati), oppure si tende a sottostimare la media a causa di un'elevata intercettazione della precipitazione soprachioma (MRD bassi). Nella Figura 4.9 si vuole evidenziare il rapporto tra la distribuzione spaziale dell'ITS della precipitazione sottochioma e l'influenza della vegetazione ottenuta interpolando i valori puntuali di area basimetrica con il metodo IDW (assumendo che maggiore è l'area basimetrica maggiore sarà anche l'influenza della vegetazione sulla precipitazione sottochioma). Dalla Figura 4.9 si evince che i siti con maggiore stabilità temporale si trovano in zone a influenza ridotta della vegetazione, probabilmente perché vicino ai fusti è maggiore l'intercettazione o la formazione di punti di gocciolamento. Per quanto riguarda l'umidità del suolo, i valori minori di ITS sono stati individuati nei siti 50, 7, 4 e 12 (Fig. 4.8). La Figura 4.10 riporta la disposizione spaziale dei valori di ITS dell'umidità del suolo in relazione con l'influenza della vegetazione. Si osserva che i siti con la maggiore stabilità sono localizzati in modo casuale nella griglia sperimentale, alcuni limitrofi alla vegetazione con un'area basimetrica rilevante altri in zone con minore densità di piante.

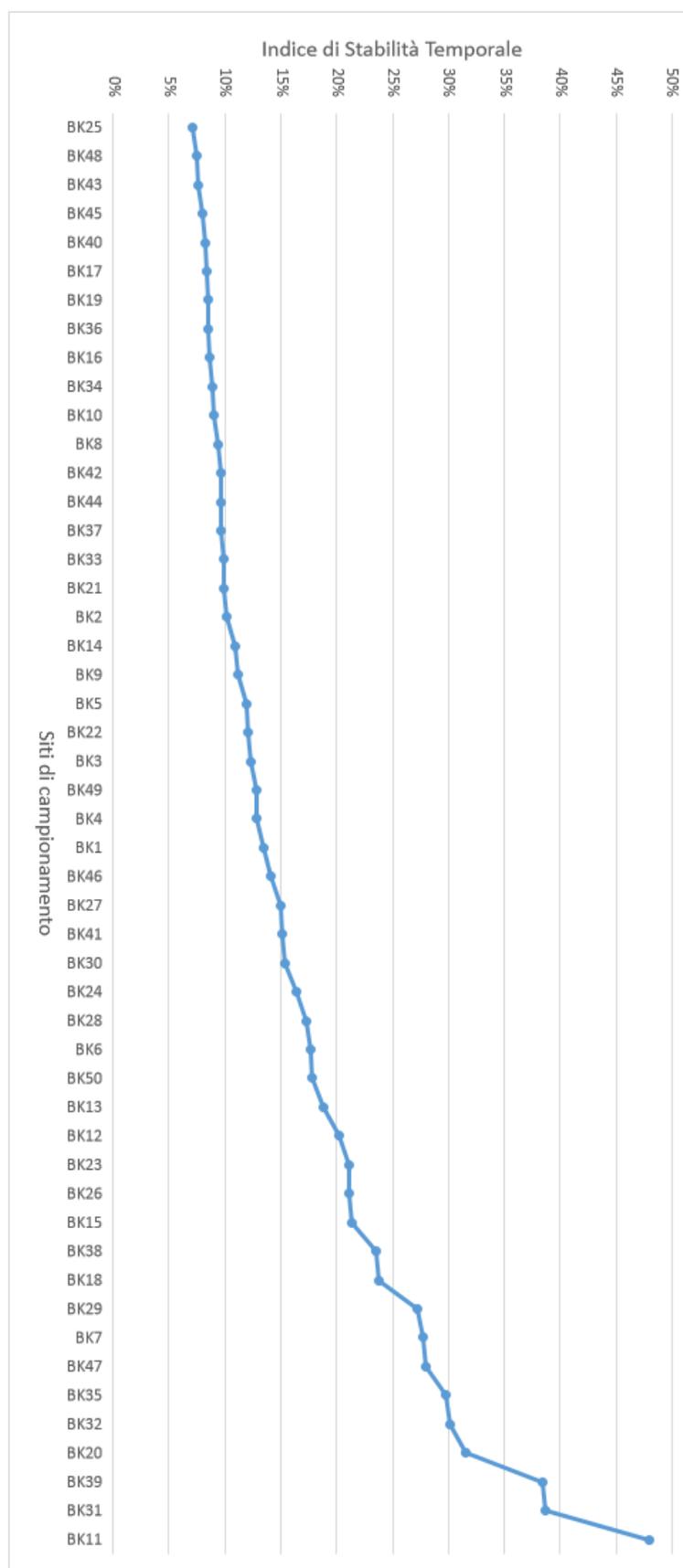


Figura 4.7. Valori dell'ITS relativo a ciascuno dei 50 punti di campionamento di precipitazione sottochioma.

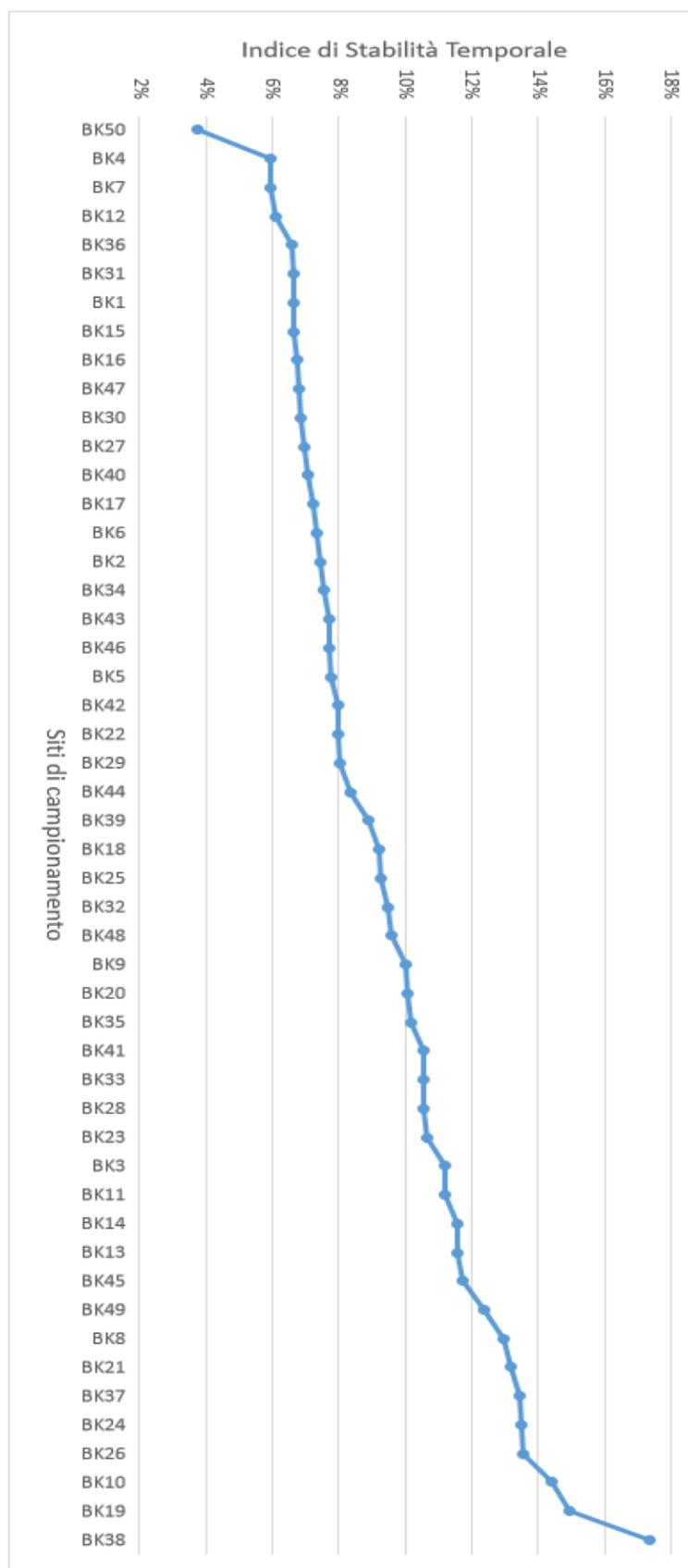


Figura 4.8. Valori dell'ITS relativo a ciascuno dei 50 punti di campionamento di umidità del suolo.

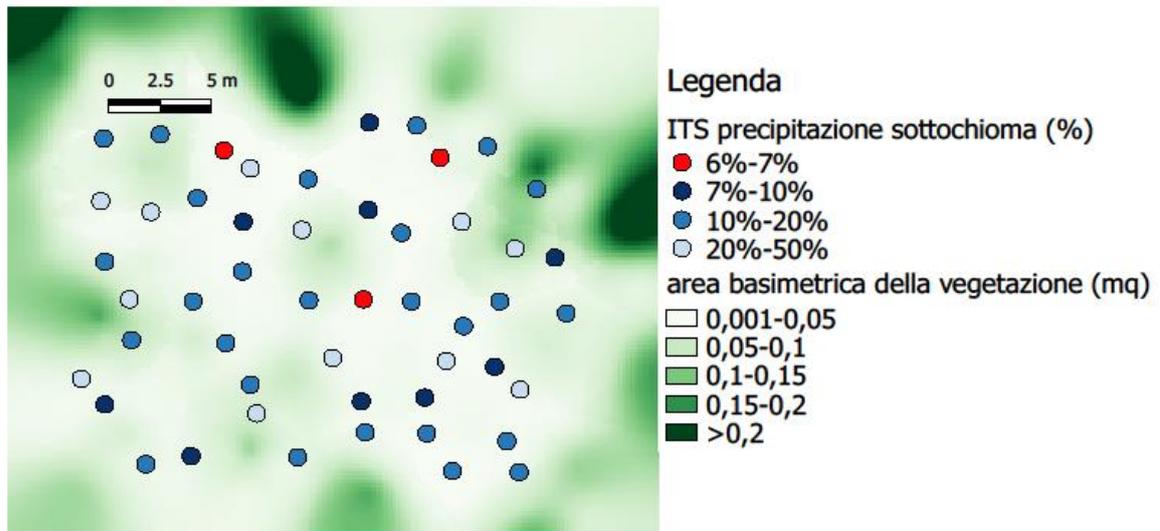


Figura 4.9. Mappa della distribuzione spaziale dell'ITS della precipitazione sottochioma in rapporto con l'influenza della vegetazione ottenuta interpolando i valori puntuali di area basimetrica con il metodo IDW.

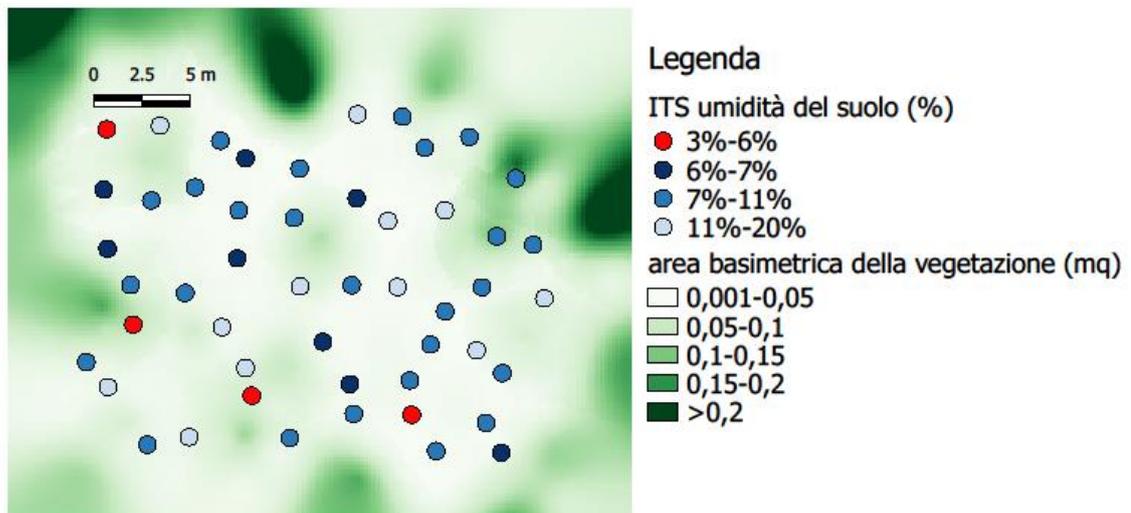


Figura 4.10. Mappa della distribuzione spaziale dell'ITS dell'umidità del suolo in rapporto con l'influenza della vegetazione ottenuta interpolando i valori puntuali di area basimetrica con il metodo IDW.

### 4.3 Correlazione spaziale tra precipitazione sottochioma e umidità del suolo

L'analisi di correlazione spaziale serve per apprendere il grado di associazione tra la precipitazione sottochioma e l'umidità del suolo. Dunque si cerca di capire se la distribuzione spaziale dell'umidità del suolo sia in qualche modo associata alla distribuzione della precipitazione sottochioma. Il grado di associazione tra le due variabili viene quantificato dal coefficiente di correlazione di Bravais-Pearson ( $r$ ) e dal coefficiente di correlazione di Spearman ( $r_s$ ).

I risultati mostrano che non vi è una correlazione tra la precipitazione sottochioma e l'umidità del suolo considerando un margine d'errore del primo tipo ( $\alpha$ ) pari a 0,05. Il coefficiente di correlazione medio di Bravais-Pearson per tutti gli eventi è pari a 0,11 (Tab. 4.5), un valore vicino allo zero che indica in generale un grado di associazione quasi nullo tra le due variabili. Nella Tabella 4.5 si riporta il coefficiente di correlazione di ogni evento ed il relativo p-value che indica il più piccolo valore di  $\alpha$  (probabilità di commettere un errore del primo tipo) per il quale è possibile rifiutare l'ipotesi nulla ( $r=0$ ). Quindi, ad esempio, se si considerasse significativa la correlazione tra la precipitazione sottochioma e l'umidità del suolo in data 23 aprile 2013 con un p-value pari a 0,76, bisogna considerare che esiste il 76% di probabilità che la significatività della correlazione sia casuale. Osservando l'andamento del coefficiente di correlazione di Bravais-Pearson in Figura 4.11 e considerando un  $\alpha$  di 0,05, tutti gli eventi risultano non significativi fatta eccezione per il 25 ottobre 2013 e l'11 novembre 2013, con un coefficiente di correlazione rispettivamente di 0,35 e 0,34. Quest'ultimi valori di coefficiente di correlazione non superanti il 40% indicano che il grado di associazione è abbastanza debole nonostante sia significativo. Risultati simili sono stati ottenuti compiendo la stessa analisi di correlazione con il metodo Spearman. Infatti la media del  $r_s$  per tutti gli eventi è di 0,13 (Tab. 4.5), un valore che non si discosta molto da quello ottenuto con il metodo Bravais-Pearson. Nella Figura 4.12 si osserva l'andamento del coefficiente di correlazione di Spearman considerando un  $\alpha$  di 0,05, e si evince che tutti gli eventi risultano non significativi tranne il 25 ottobre 2013 con un  $r_s$  di 0,41. Quindi con il metodo Spearman gli eventi nei quali la correlazione spaziale tra precipitazione sottochioma e umidità del suolo è risultata significativa si riducono ad una singola giornata, il 25 ottobre 2013, che si è rivelata essere significativa anche con il metodo Bravais-Pearson.

Dall'analisi dei risultati è possibile affermare che la distribuzione di precipitazione sottochioma non influenza la distribuzione di umidità del suolo o quantomeno la

precipitazione sottochioma è solo uno dei diversi fattori d'influenza. Questa affermazione sembra essere in linea con i risultati riscontrati in letteratura, ovvero che la distribuzione di umidità del suolo è governata dall'equilibrio di condizioni di umidità antecedente, densità e tipo di vegetazione, caratteristiche fisiche del suolo e topografia. Bouten et al. (1992) indicano che la precipitazione sottochioma è un fattore importante nel governare la distribuzione di umidità del suolo, ma quest'ultima dipende primariamente dalle caratteristiche fisiche del suolo. Coenders-Gerrits et al. (2013) osservano che la precipitazione sottochioma governa l'umidità del suolo durante l'evento di precipitazione, ma successivamente l'umidità del suolo è influenzata dalle caratteristiche fisiche del suolo e della topografia. Metzger et al. (2017) affermano che le proprietà idrauliche del suolo, in particolare la porosità, sono il fattore dominante per la variabilità dell'umidità del suolo. Infine, diversi ricercatori pongono l'attenzione anche sulla precipitazione che scorre lungo i fusti degli alberi come importante fattore d'influenza (Metzger et al., 2017; Bachmair e Weiler, 2011; Liang et al., 2011).

Eventi	Pearson	p-value	Spearman	p-value
13-apr-13	0,21	0,148	0,22	0,125
23-apr-13	0,04	0,757	0,15	0,299
07-giu-13	0,14	0,346	0,18	0,213
11-giu-13	-0,08	0,564	-0,09	0,545
29-giu-13	0,17	0,252	0,18	0,207
14-ago-13	0,16	0,257	0,26	0,064
25-ago-13	0,10	0,501	0,14	0,342
27-ago-13	0,04	0,775	0,05	0,739
28-ago-13	0,10	0,472	0,10	0,506
11-set-13	0,06	0,704	-0,02	0,893
16-set-13	0,17	0,236	0,11	0,441
08-ott-13	0,13	0,362	0,17	0,247
11-ott-13	-0,05	0,709	0,13	0,364
22-ott-13	0,06	0,657	0,07	0,637
25-ott-13	0,35	0,011	0,41	0,003
31-ott-13	0,26	0,064	0,26	0,072
11-nov-13	0,34	0,016	0,26	0,073
16-nov-13	0,19	0,197	0,21	0,137
21-gen-14	0,06	0,659	0,03	0,855
17-feb-14	-0,16	0,265	-0,14	0,323
20-feb-14	0,04	0,757	0,10	0,496
24-mar-14	0,04	0,799	0,20	0,172
Media	0,11	0,432	0,13	0,352

Tabella 4.5. Valori del coefficiente di correlazione di Bravais-Pearson ( $r$ ) e di Spearman ( $r_s$ ) per ogni evento e relativo p-value.

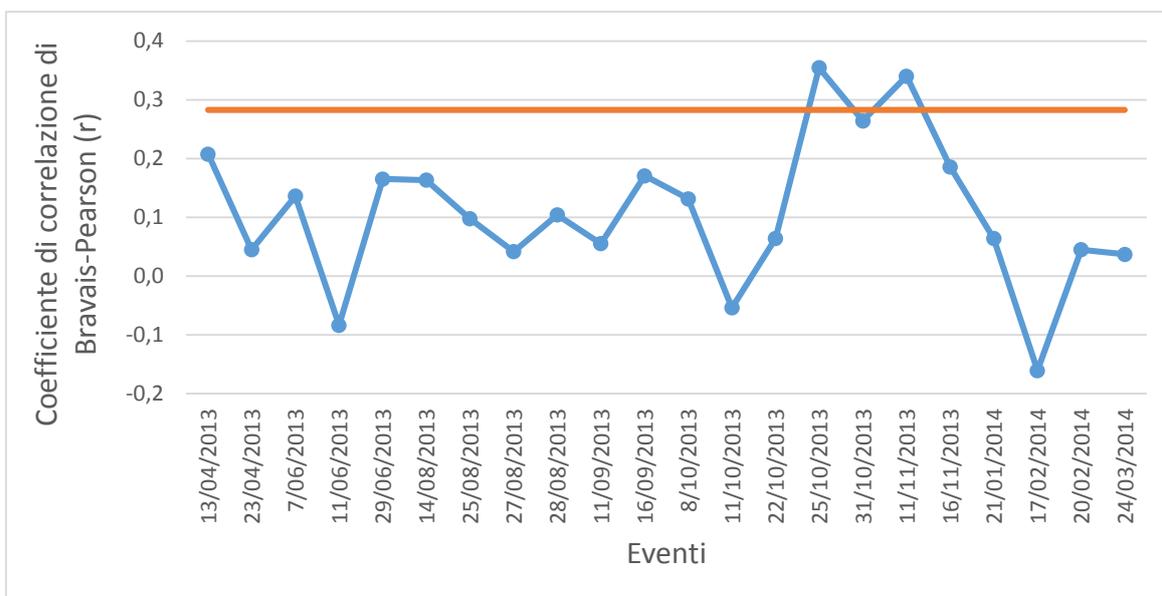


Figura 4.11. Andamento del coefficiente di correlazione di Bravais-Pearson relativo alla correlazione spaziale tra precipitazione sottochioma e umidità del suolo. Si riporta in blu il coefficiente di correlazione ed in arancione il livello di significatività.

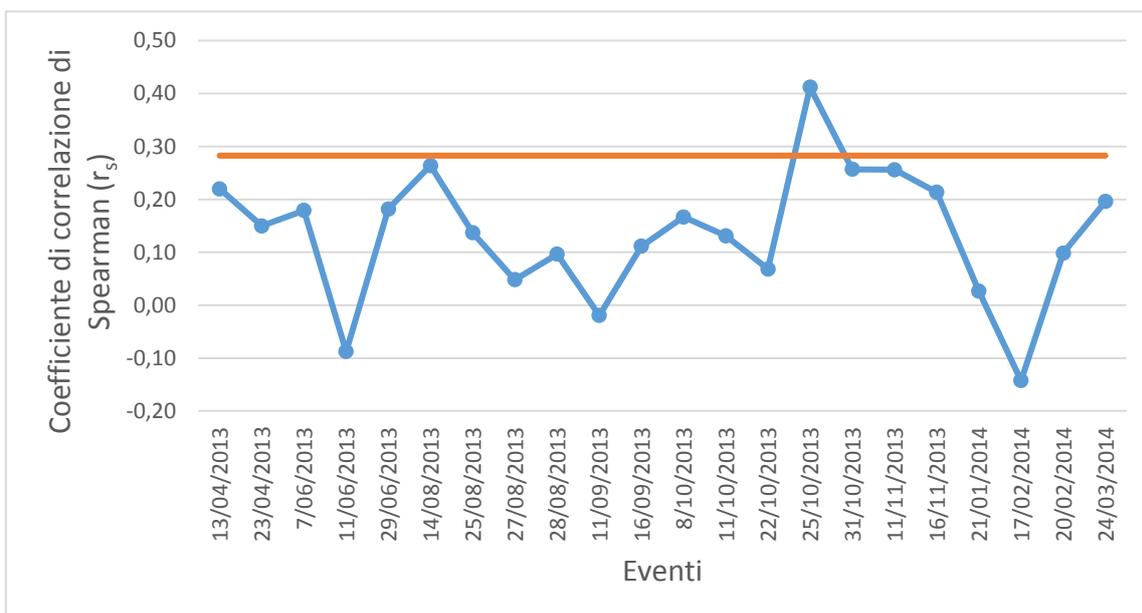


Figura 4.12. Andamento del coefficiente di correlazione di Spearman relativo alla correlazione spaziale tra precipitazione sottochioma e umidità del suolo. Si riporta in blu il coefficiente di correlazione ed in arancione il livello di significatività.

#### 4.4 Individuazione di *cluster* di precipitazione sottochioma e umidità del suolo

L'utilizzo del sistema informativo geografico GeoDa ha permesso di individuare all'interno della griglia sperimentale gli eventuali *cluster* presenti, ovvero aree in cui i dati campionati mostrano valori molto simili. Successivamente le mappe ottenute sono state rielaborate con il *software* QGIS per osservare se è presente una sovrapposizione di *cluster* della stessa tipologia tra le mappe della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo relative allo stesso evento. Il lavoro con la piattaforma GeoDa ha prodotto 88 mappe di *cluster*, quattro mappe per ciascun evento così suddivise: due per la precipitazione sottochioma delle quali una prodotta con l'algoritmo *Local G* e l'altra con LISA; due per l'umidità del suolo delle quali una prodotta con la funzione *Local G* e l'altra con LISA. È stato riscontrato con il confronto tra le mappe di *cluster* della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo che c'è una effettiva sovrapposizione di *cluster* della stessa categoria in 13 eventi su 22:

- 13 aprile 2013: si riscontra una sovrapposizione di *cluster* con valori elevati (categoria *high-high*) nella zona inferiore a destra della griglia sperimentale secondo l'algoritmo *Local G* (Fig. 4.13). Con la funzione LISA la stessa categoria di *cluster* risulta sovrapposta ma le dimensioni sono minori;
- 11 settembre 2013: si individua una sovrapposizione di *cluster* con valori ridotti (categoria *low-low*) nell'angolo in alto a destra della griglia sperimentale con *Local G* (Fig. 4.14). Invece con la funzione LISA non si riscontrano sovrapposizioni;
- 16 settembre 2013: è presente una sovrapposizione di *cluster* con valori ridotti nell'area superiore a destra della griglia sperimentale con la funzione *Local G* (Fig. 4.15). La stessa sovrapposizione ma con dimensioni minori si riscontra nella mappa ottenuta con LISA;
- 8 ottobre 2013: si determina una sovrapposizione di *cluster* con valori ridotti nella zona in alto a destra della griglia sperimentale con *Local G* (Fig. 4.16). Con la funzione LISA si ottiene lo stesso risultato;
- 22 ottobre 2013: si riscontra una sovrapposizione di *cluster* con valori ridotti nell'angolo in alto a destra della griglia sperimentale con *Local G* (Fig. 4.17). Al contrario, con la funzione LISA non si ottengono sovrapposizioni;
- 25 ottobre 2013: si ottiene una sovrapposizione di *cluster* con valori ridotti nella zona centrale a sinistra della griglia sperimentale con *Local G* (Fig. 4.18). L'analisi con

LISA invece mostra nella stessa zona una sovrapposizione di *cluster* caratterizzati da *outlier* nella categoria *high-low*;

- 31 ottobre 2013: si riscontra una sovrapposizione di *cluster* con valori ridotti nell'area in alto a destra della griglia ed anche un *cluster* con valori elevati nella zona in basso a destra secondo la funzione *Local G* (Fig. 4.19). L'algoritmo LISA conferma le stesse sovrapposizioni;
- 11 novembre 2013: è presente una sovrapposizione di *cluster* con valori ridotti nell'angolo in alto a destra della griglia ed anche un *cluster* con valori elevati nella zona in basso a destra secondo la funzione *Local G* (Fig. 4.20). Con LISA risulta solo la sovrapposizione di *cluster* con valori elevati nella stessa zona in basso a destra della griglia;
- 16 novembre 2013: si individua una sovrapposizione di *cluster* con valori elevati in basso a destra ed anche una sovrapposizione di *cluster* con valori ridotti nell'angolo in alto a destra della griglia secondo la funzione *Local G* (Fig. 4.21). L'algoritmo LISA mostra solamente la sovrapposizione di *cluster* con valori elevati in basso a destra con dimensioni ridotte;
- 21 gennaio 2014: si osserva una sovrapposizione di *cluster* con valori ridotti nell'angolo in alto a destra della griglia con la funzione *Local G* (Fig. 4.22). Con la funzione LISA si ottiene lo stesso risultato;
- 17 febbraio 2014: si osserva una sovrapposizione di *cluster* con valori ridotti nell'angolo in alto a destra della griglia con la funzione *Local G* (Fig. 4.23). Invece con la funzione LISA non si riscontrano sovrapposizioni;
- 20 febbraio 2014: si ottiene una sovrapposizione di *cluster* con valori ridotti nell'angolo in alto a destra della griglia con la funzione *Local G* (Fig. 4.24). Con l'algoritmo LISA si riscontra lo stesso risultato ma il *cluster* presenta dimensioni ridotte;
- 24 marzo 2014: si individua una sovrapposizione di *cluster* con valori ridotti nell'angolo in alto a destra della griglia con la funzione *Local G* (Fig. 4.25). Anche con LISA si ottiene lo stesso risultato.

Dall'analisi si osserva che la maggior parte degli eventi presenta una sovrapposizione tra *cluster* della stessa tipologia. Tra quest'ultime predomina la sovrapposizione di *cluster* con valori ridotti (*low-low*) situata nel quadrante in alto a destra della griglia sperimentale. Questa sovrapposizione si riscontra secondo la funzione *Local G* nell'anno 2013 l'11 settembre, il 16 settembre, l'8 ottobre, il 22 ottobre, il 31 ottobre, l'11 novembre, il 16

novembre e nell'anno 2014 il 21 gennaio, il 17 febbraio, il 20 febbraio e il 24 marzo. Per la stessa sovrapposizione secondo la funzione LISA le date sono il 16 settembre, l'8 ottobre, il 31 ottobre, il 21 gennaio, il 20 febbraio e il 24 marzo. Questi risultati sembrerebbero suggerire che nel quadrante in alto a destra della griglia sperimentale ci sia una zona in cui il *cluster* con valori ridotti di precipitazione sottochioma sia associato in qualche modo al *cluster* con valori ridotti di umidità del suolo. Si afferma questa ipotesi tenendo presente che i risultati dell'analisi della correlazione spaziale, compiuta sull'intera griglia sperimentale, indicano che non vi è alcuna correlazione fatta eccezione per il 25 ottobre 2013. Si nota anche che la sovrapposizione di *cluster* della tipologia *low-low* è avvenuta in eventi principalmente autunnali e invernali. L'assenza di questa sovrapposizione nel periodo primaverile ed estivo potrebbe essere dovuta a fattori stagionali che influenzano in modo differente la variabilità della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo (Fig. 4.3 e Fig. 4.6).

La posizione della sovrapposizione di *cluster* di categoria *low-low* della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo potrebbe essere legata alla presenza di alberi con un'elevata area basimetrica. Nella Figura 4.26 si confronta la mappa della sovrapposizione di *cluster* relativa al 20 febbraio 2014 con un indice di area basimetrica pesata (WBA) in funzione della distanza tra l'albero ed il punto di campionamento dei dati sperimentali. Si è scelto questo indice poiché si è assunto che un albero con un'elevata area basimetrica possiede anche una chioma significativa che può influenzare la precipitazione sottochioma e radici ben sviluppate che possono incidere sul deflusso di acqua nel suolo. Nella Figura 4.26 si osserva che la zona interessata dai *cluster* con valori ridotti sia di precipitazione sottochioma sia di umidità del suolo presenta anche i valori maggiori dell'indice WBA rispetto all'intera griglia sperimentale.

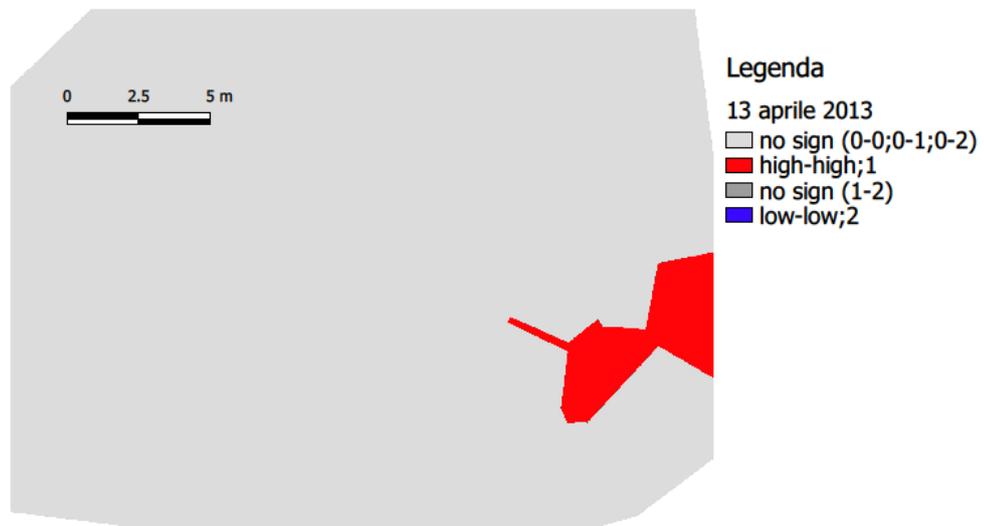


Figura 4.13. Sovrapposizione di cluster della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo in data 13 aprile 2013 secondo la funzione Local G.

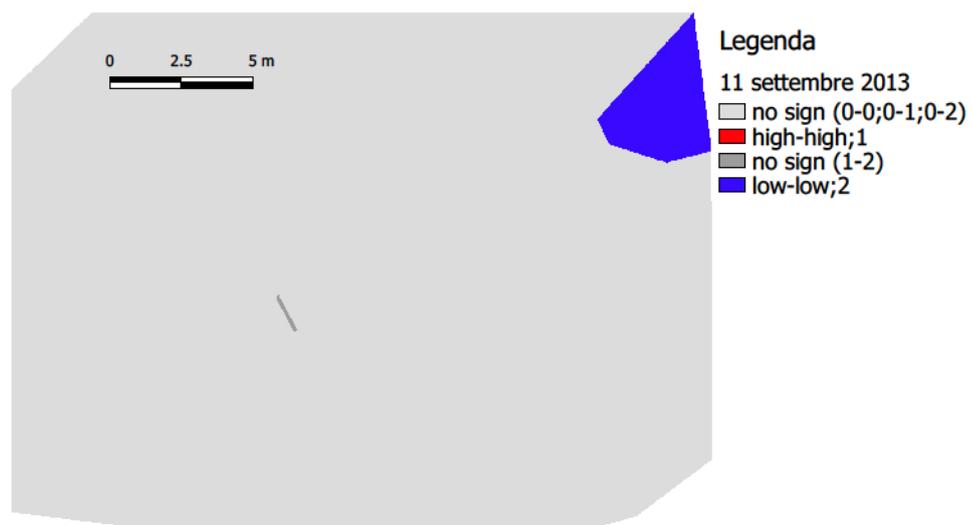


Figura 4.14. Sovrapposizione di cluster della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo in data 11 settembre 2013 secondo la funzione Local G.

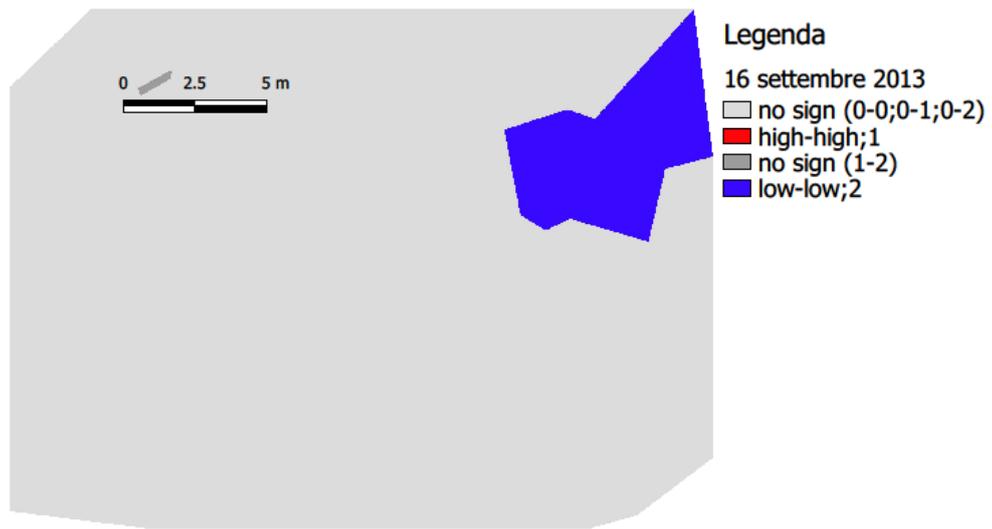


Figura 4.15. Sovrapposizione di cluster della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo in data 16 settembre 2013 secondo la funzione Local G.

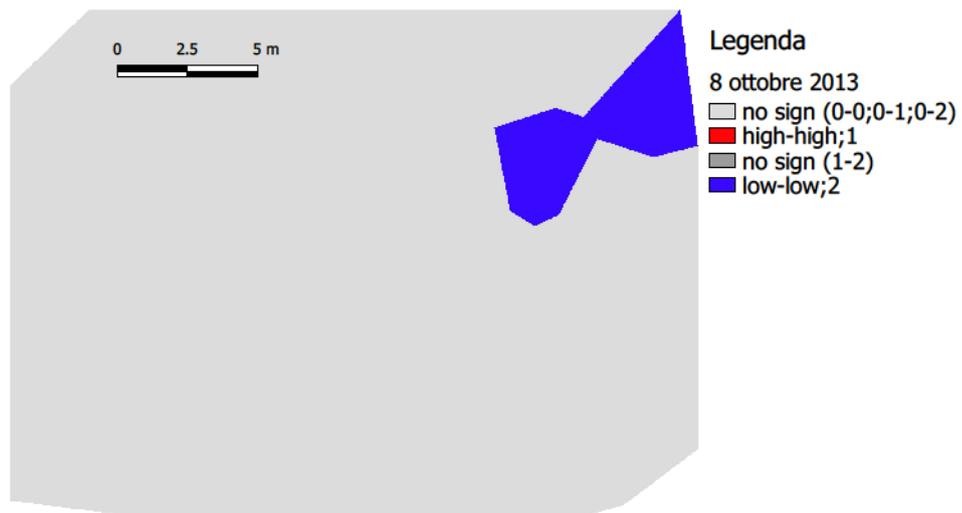


Figura 4.16. Sovrapposizione di cluster della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo in data 8 ottobre 2013 secondo la funzione Local G.

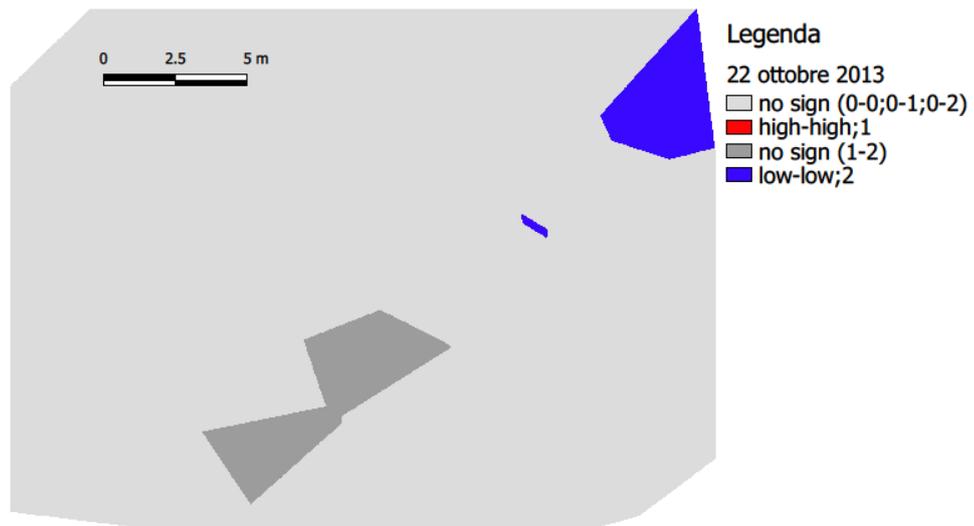


Figura 4.17. Sovrapposizione di cluster della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo in data 22 ottobre 2013 secondo la funzione Local G.

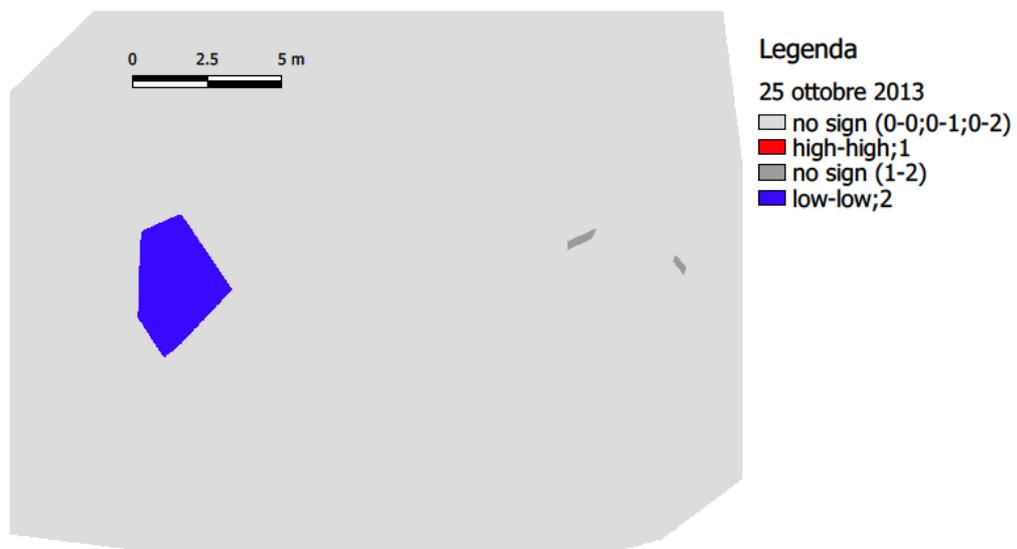


Figura 4.18. Sovrapposizione di cluster della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo in data 25 ottobre 2013 secondo la funzione Local G.

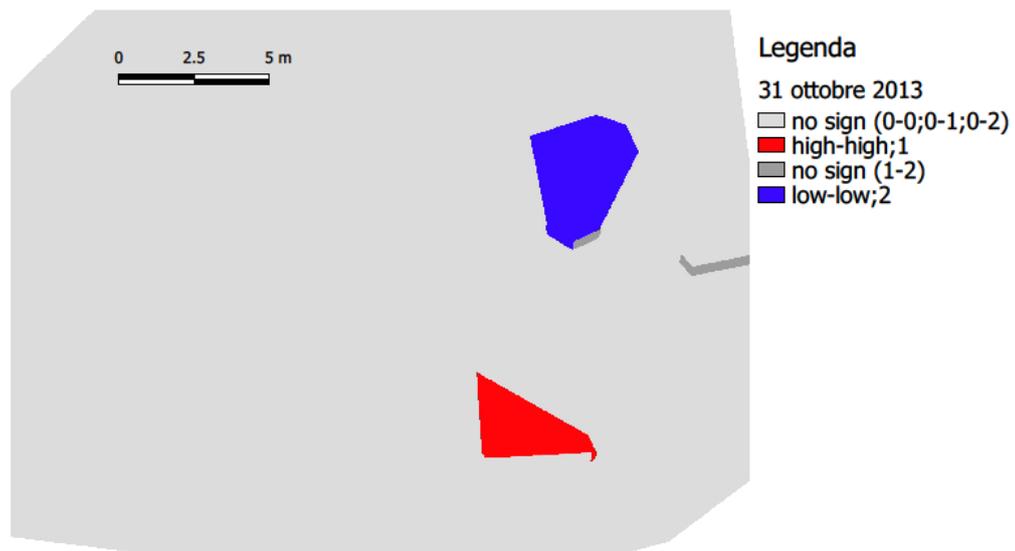


Figura 4.19. Sovrapposizione di cluster della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo in data 31 ottobre 2013 secondo la funzione Local G.

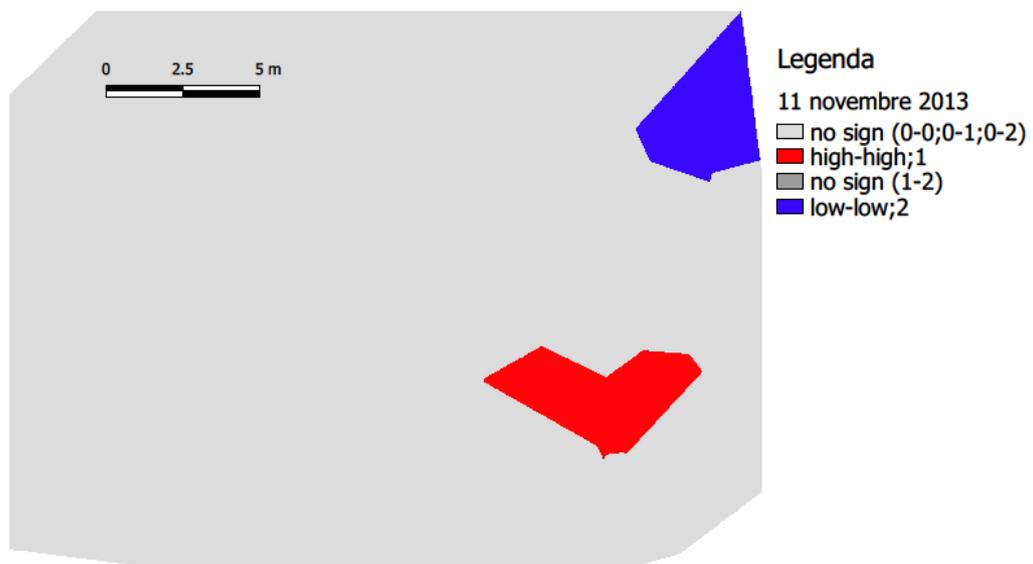


Figura 4.20. Sovrapposizione di cluster della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo in data 11 novembre 2013 secondo la funzione Local G.

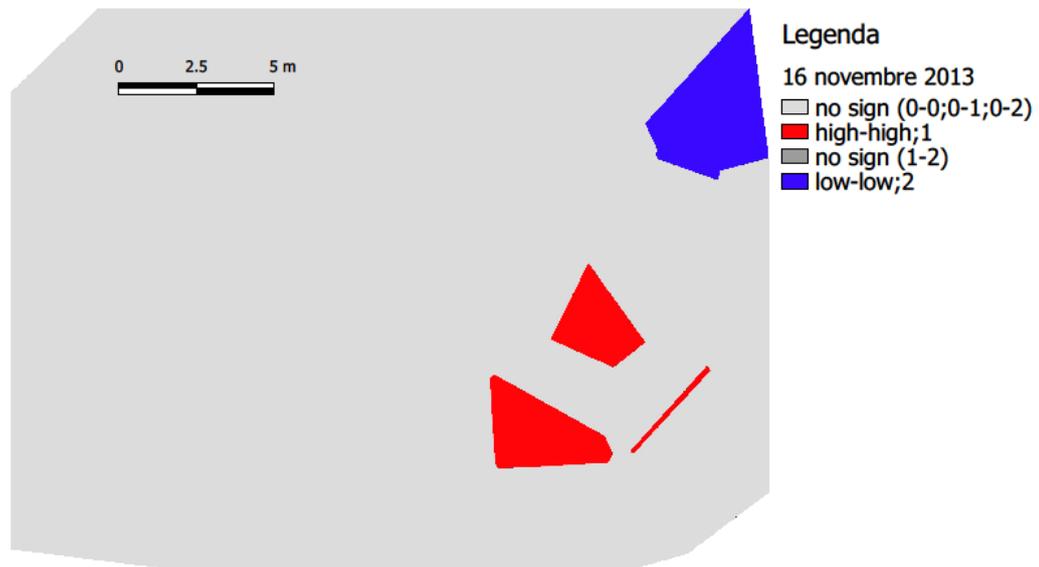


Figura 4.21. Sovrapposizione di cluster della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo in data 16 novembre 2013 secondo la funzione Local G.

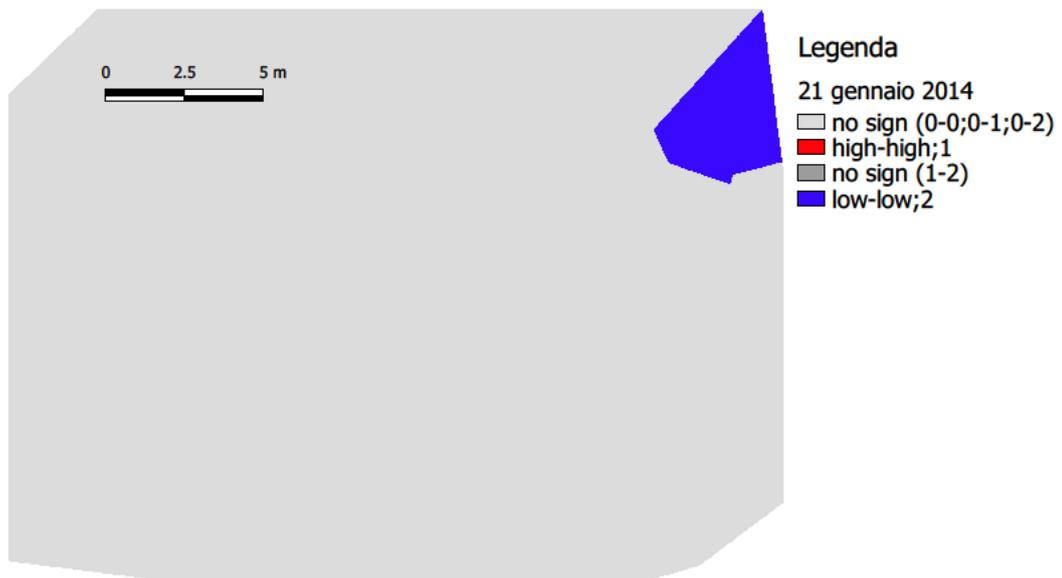


Figura 4.22. Sovrapposizione di cluster della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo in data 21 gennaio 2014 secondo la funzione Local G.

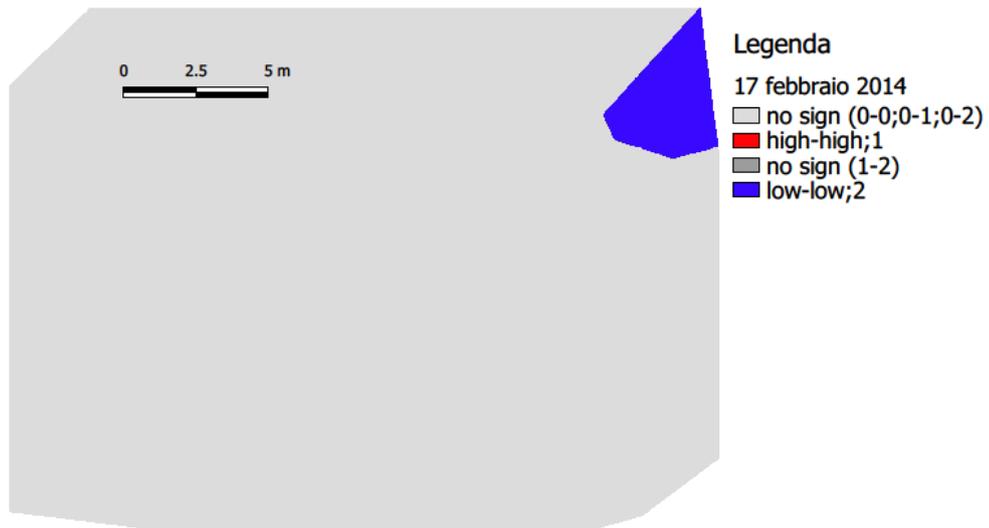


Figura 4.23. Sovrapposizione di cluster della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo in data 17 febbraio 2014 secondo la funzione Local G.

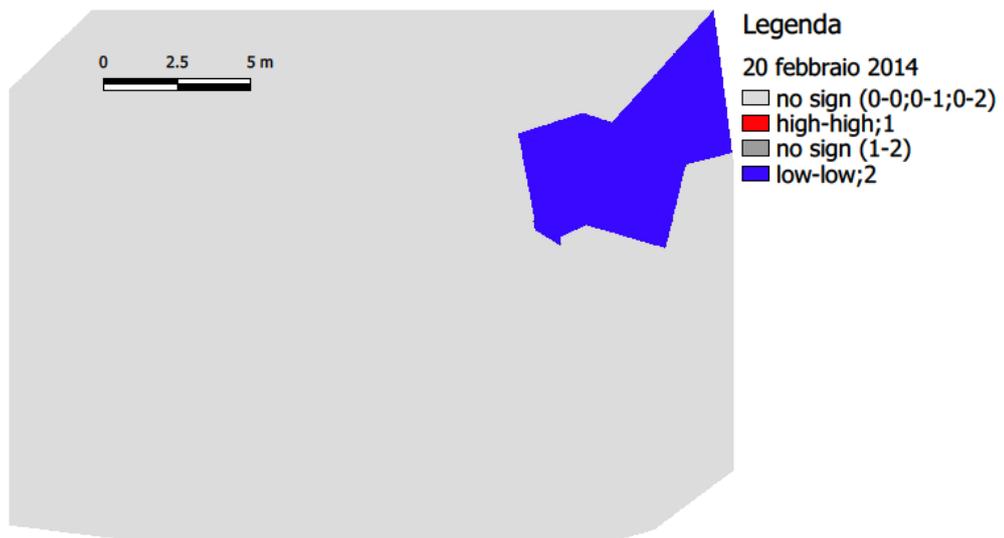


Figura 4.24. Sovrapposizione di cluster della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo in data 20 febbraio 2014 secondo la funzione Local G.

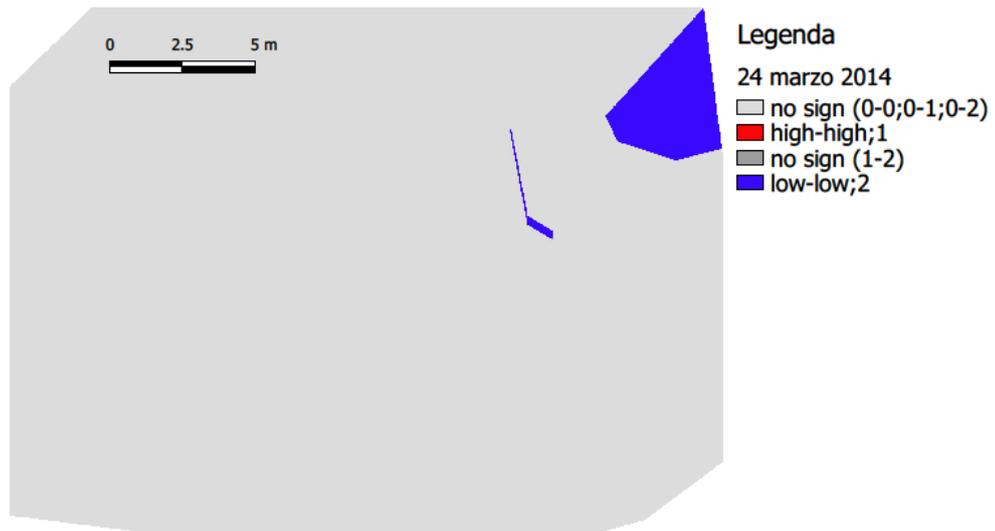


Figura 4.25. Sovrapposizione di cluster della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo in data 24 marzo 2014 secondo la funzione Local G.

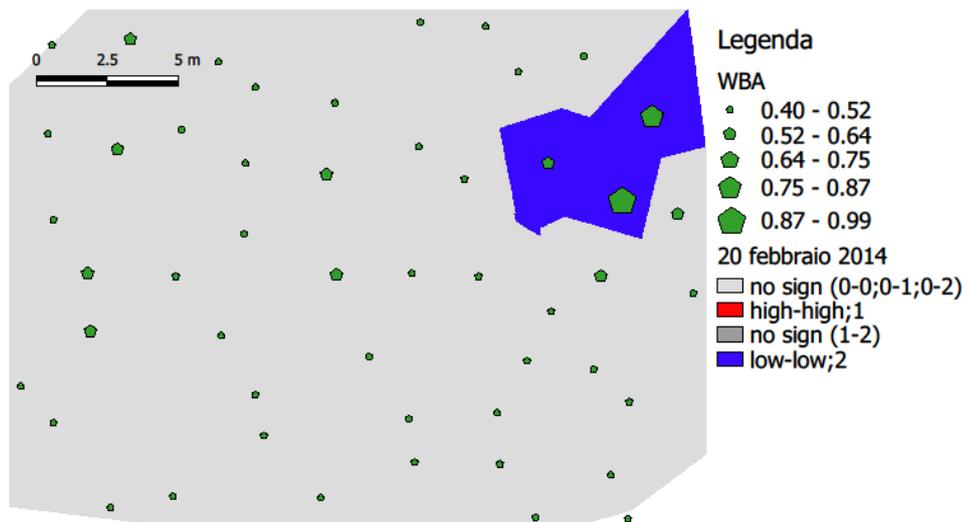


Figura 4.26. Confronto tra la sovrapposizione di cluster della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo in data 20 febbraio 2014 secondo la funzione Local G e l'indice WBA.

## 4.5 Confronto tra interpolazione spaziale della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo

Si è compiuta l'interpolazione spaziale dei dati sperimentali di precipitazione sottochioma e di umidità del suolo con il metodo geostatistico *kriging*. Innanzitutto prima di applicare l'algoritmo d'interpolazione si è effettuata un'analisi esplorativa per osservare un'eventuale relazione tra il set di dati e la coordinata x e y della griglia sperimentale. Inoltre si è verificato se ogni set di dati di precipitazione sottochioma e di umidità del suolo abbia una distribuzione normale dei dati. Nella Tabella 4.6 si osserva che 12 eventi su 22 relativi alla precipitazione sottochioma presentano per 7 eventi un set di dati non distribuito normalmente, per 3 eventi una relazione tra i dati e la coordinata y della griglia sperimentale e per 2 eventi una distribuzione non normale e una relazione con la coordinata y. Per quanto riguarda l'umidità del suolo si nota nella Tabella 4.9 che per 3 eventi si ha una relazione tra il set di dati e la coordinata spaziale x, per 2 eventi una relazione con la coordinata y e per 3 eventi una distribuzione non normale dei dati. Negli eventi in cui è presente una relazione con una coordinata della griglia sperimentale, si è proceduto ad una nuova analisi utilizzando i residui al posto dei dati campionati. Invece nei casi in cui si dimostra una distribuzione non normale, si è compiuta una trasformazione dei dati originali con la funzione logaritmica o l'arcoseno della radice quadrata. Tra gli eventi relativi alla precipitazione sottochioma, gli eventi dei residui che non hanno una relazione con le coordinate spaziali della griglia sperimentale sono 3 (Tab. 4.7). Mentre gli eventi delle trasformazioni che hanno una distribuzione normale sono solo 2 (Tab. 4.8). Per quanto riguarda l'umidità del suolo, gli eventi dei residui che non hanno una relazione con le coordinate spaziali della griglia sperimentale sono 5 (Tab. 4.10). Invece tra gli eventi delle trasformazioni che hanno una distribuzione normale si osserva un singolo evento (Tab. 4.11).

Nella Figura 4.27 e 4.28 si riportano i semivariogrammi relativi a due eventi della precipitazione sottochioma. La Figura 4.27 mostra il semivariogramma sperimentale dell'evento del 29 giugno 2013, realizzato con un *lag* di 10 m per 5 classi. Si osserva una funzione sferica con *range* pari a 10 m e un *sill* di 230 circa. Il *range* è la distanza massima alla quale si osserva una correlazione spaziale mentre il *sill* è il valore di semivarianza limite al quale tende il semivariogramma. Nella Figura 4.28 relativa alla data 21 gennaio 2014, si osserva una funzione sferica realizzata con un *lag* di 10 m per 10 classi e caratterizzata da un *range* pari a 7 m e un *sill* di 135 circa. Per quanto riguarda l'umidità

del suolo, si riportano i semivariogrammi nella Figura 4.29 e 4.30. Nella Figura 4.29 relativa al 13 aprile 2013, si osserva una funzione sferica realizzata con un *lag* di 15 per 5 classi e caratterizzata da un *range* di 8 m e un *sill* di 17. Invece nella Figura 4.30 relativa al 24 marzo 2014, si nota una funzione esponenziale realizzata con un lag di 10 m per 5 classi e caratterizzata da un range maggiore di 10 m e un sill maggiore di 12.

Si è proceduto con l'interpolazione geostatistica solamente nei set di dati degli eventi che rispettano le condizioni di normalità e l'assenza di una relazione con una coordinata della griglia sperimentale. Quindi si sono scelte le date 29 giugno 2013, 27 agosto 2013, 16 settembre 2013, 11 novembre 2013 e 21 gennaio 2014 per l'interpolazione relativa alla precipitazione sottochioma. Mentre per l'umidità del suolo sono state scelte le date 13 aprile 2013, 11 giugno 2013, 11 ottobre 2013, 21 gennaio 2014 e 24 marzo 2014. Queste date sono state scelte cercando di avere 5 eventi rappresentativi dell'anno sia per la precipitazione sottochioma sia per l'umidità del suolo e che rispettino le condizioni di normalità e l'assenza di una relazione con le coordinate spaziali della griglia sperimentale.

- 29 giugno 2013: la maggior parte della mappa presenta valori di precipitazione sottochioma sopra la media (83,1%) con tre zone ristrette nelle quali si raggiungono i valori maggiori appartenenti alla classe "96%-108%" (Fig. 4.31). Poi vi sono zone con valori ridotti nell'angolo superiore sinistro della griglia sperimentale, nell'angolo superiore destro e in una piccola area nella parte inferiore destra. Nella Figura 4.32 si riporta la mappa che stima l'errore del modello tramite la *cross-validation*. Si nota che l'errore minore è situato nei punti di campionamento (7%-8%) mentre l'errore maggiore è localizzato nelle aree con la maggiore distanza dai punti di campionamento o lungo i confini della griglia sperimentale (12%-13%).
- 27 agosto 2013: la maggior parte della mappa presenta valori di precipitazione sottochioma superiori alla media (84,4%) con un'area di grandi dimensioni e una più ridotta caratterizzate dai valori maggiori compresi nella classe "93%-103%" (Fig. 33). Invece i valori minori si riscontrano nell'angolo superiore destro della griglia sperimentale. L'errore minimo stimato è del 10%-11% nei punti di campionamento mentre l'errore maggiore è del 14%-16% (Fig. 34).
- 16 settembre 2013: la maggior parte della mappa presenta valori di precipitazione sottochioma superiori o in linea con la media (79,5%) con due aree ristrette di picco dei valori compresi nella classe "102%-113%" (Fig. 4.35). L'angolo superiore sinistro

e la zona destra della griglia sono caratterizzati invece dai valori minori della precipitazione sottochioma. L'errore minore stimato è del 9%-11% nei punti di campionamento mentre l'errore maggiore raggiunge il 17%-18% (Fig. 4.36).

- 11 novembre 2013: la maggior parte della mappa presenta valori di precipitazione sottochioma inferiori alla media (84,2%) con due aree ridotte nelle quali si riscontrano i valori minori compresi nella classe "67%-77%" (Fig. 4.37). Invece il quadrante inferiore destro della griglia sperimentale ed altre due piccole zone poste una nell'angolo inferiore sinistro e l'altra nell'angolo opposto sono caratterizzate dai valori maggiori della precipitazione sottochioma. L'errore minore stimato è del 6%-7% nei punti di campionamento mentre l'errore maggiore è del 9%-10% (Fig. 4.38).
- 21 gennaio 2014: la maggior parte della mappa presenta valori di precipitazione sottochioma in linea con la media (79,2%) (Fig. 4.39). L'area inferiore della griglia sperimentale è dominata da valori superiori alla media mentre la zona superiore della griglia presenta valori inferiori rispetto alla media. L'errore minore stimato è del 6%-7% nei punti di campionamento mentre l'errore maggiore è del 9%-10% (Fig. 4.40).
- 13 aprile 2013: la mappa si presenta equamente divisa tra valori di umidità del suolo superiori ed inferiori alla media (35,9%) (Fig. 4.41). Le aree caratterizzate dai valori elevati si trovano nella parte destra della griglia sperimentale e nell'angolo superiore sinistro, mentre i valori ridotti occupano la zona centrale e sinistra della griglia. L'errore minore stimato è del 1%-2% nei punti di campionamento mentre l'errore maggiore è del 3% (Fig. 4.42).
- 11 giugno 2013: la mappa si divide equamente tra valori di umidità del suolo superiori ed inferiori alla media (40,5%) (Fig. 4.43). Le zone con i valori minori occupano indicativamente il quadrante inferiore sinistro e superiore destro della griglia sperimentale, mentre i valori maggiori occupano i due quadranti restanti. L'errore minore stimato è del 2% nei punti di campionamento mentre l'errore maggiore è del 3% (Fig. 4.44).
- 11 ottobre 2013: la mappa si divide equamente tra valori di umidità del suolo inferiori e superiori alla media (37,8%) (Fig. 4.45). I valori maggiori si riscontrano indicativamente nella zona superiore centrale e nel quadrante inferiore destro della griglia sperimentale, mentre i valori minori si localizzano nella parte centrale, nell'area sinistra e nell'angolo superiore destro. L'errore minore stimato è dell'1% nei punti di campionamento mentre l'errore maggiore è del 3% (Fig. 4.46).

- 21 gennaio 2014: la maggior parte della mappa presenta valori di umidità del suolo inferiori alla media (41,1%) con una area di picco che presenta i valori minori compresi nella classe “33%-37%” (Fig. 4.47). I valori maggiori si riscontrano nella zona centrale e sinistra della parte superiore e nella zona inferiore destra della griglia sperimentale. L’errore minore stimato è dell’1% nei punti di campionamento mentre l’errore maggiore è del 2%-3% (Fig. 4.48).
- 24 marzo 2014: la mappa si divide equamente tra valori di umidità del suolo superiori ed inferiori alla media (41,5%) (Fig. 4.49). In particolare si nota nel quadrante superiore destro la presenza di due zone di picco sia per i valori maggiori (“44%-45%”) sia per i valori minori (36%-38%) di umidità del suolo. L’errore minore stimato è del 1%-2% nei punti di campionamento mentre l’errore maggiore è del 3% (Fig. 4.50).

Da un’analisi complessiva delle mappe d’interpolazione della precipitazione sottochioma si evince che l’area superiore della griglia sperimentale presenta valori simili in tutti e 5 gli eventi indagati. Al contrario, la zona inferiore presenta una variabilità maggiore. Infatti i valori sono simili nelle date 29 giugno, 27 agosto e 16 settembre 2013 per poi variare nelle date 11 novembre e 21 gennaio 2014. Nel periodo estivo la parte inferiore della griglia sperimentale presenta nella zona centrale e sinistra valori elevati di precipitazione sottochioma, mentre la zona destra è caratterizzata da valori ridotti. Invece dall’11 novembre 2013 in poi la stessa zona si caratterizza con valori ridotti nella zona centrale-sinistra e valori elevati alle due estremità. Per quanto riguarda le mappe d’interpolazione dell’umidità del suolo, si osserva che l’intera superficie della griglia sperimentale presenta valori indicativamente simili per tutti e 5 gli eventi. I valori maggiori dell’umidità del suolo si concentrano nel quadrante inferiore destro e nella parte superiore centrale e sinistra della griglia mentre i valori minori si localizzano nella zona sinistra, centrale e nell’angolo superiore destro. Questa diversa variabilità temporale riscontrata tra la precipitazione sottochioma e l’umidità del suolo potrebbe confermare l’assenza di correlazione spaziale osservata nel sottocapitolo precedente. La differenza nella distribuzione della precipitazione sottochioma tra l’estate e l’inverno potrebbe suggerire che la precipitazione sottochioma sia influenzata dalla presenza o meno di copertura fogliare. Invece la stabilità della distribuzione di umidità del suolo nei 5 eventi indagati potrebbe suggerire che l’umidità del suolo sia principalmente influenzata dalle caratteristiche fisiche del suolo.

Eventi	reg(x)	p-value	reg(y)	p-value	Shapiro-Wilk	p-value
13 aprile	ns	0,354	ns	0,174	ns	0,092
23 aprile	ns	0,282	ns	0,674	*	0,022
7 giugno	ns	0,832	ns	0,788	ns	0,075
11 giugno	ns	0,689	*	0,027	ns	0,203
29 giugno	ns	0,577	ns	0,056	ns	0,846
14 agosto	ns	0,707	ns	0,452	**	1,02E-04
25 agosto	ns	0,959	ns	0,129	ns	0,121
27 agosto	ns	0,419	ns	0,175	ns	0,711
28 agosto	ns	0,802	ns	0,060	ns	0,080
11 settembre	ns	0,716	ns	0,259	*	0,011
16 settembre	ns	0,563	*	0,041	ns	0,051
8 ottobre	ns	0,643	ns	0,069	ns	0,242
11 ottobre	ns	0,514	*	0,023	**	0,003
22 ottobre	ns	0,840	**	0,010	**	9,12E-04
25 ottobre	ns	0,306	ns	0,374	*	0,023
31 ottobre	ns	0,811	ns	0,085	ns	0,113
11 novembre	ns	0,475	ns	0,379	ns	0,270
16 novembre	ns	0,466	*	0,035	ns	0,109
21 gennaio	ns	0,917	ns	0,208	ns	0,833
17 febbraio	ns	0,284	ns	0,197	**	5,10E-09
20 febbraio	ns	0,396	ns	0,113	**	0,003
24 marzo	ns	0,401	ns	0,143	**	7,11E-09

Tabella 4.6. Risultati dell'analisi esplorativa dei dati sperimentali di precipitazione sottochioma con il relativo p-value ( $\alpha=0,05$ ). La seconda colonna riporta la relazione tra il set di dati e la coordinata x della griglia sperimentale. La quarta colonna riporta la relazione tra il set di dati e la coordinata y. La sesta colonna mostra l'eventuale distribuzione normale dei dati.

Eventi	reg(x)	p-value	reg(y)	p-value	Shapiro-Wilk	p-value
11 giugno	ns	0,818	ns	0,999	ns	0,246
16 settembre	ns	0,433	ns	0,999	ns	0,474
16 novembre	ns	0,563	ns	0,999	ns	0,278

Tabella 4.7. Risultati dell'analisi esplorativa dei residui dei dati di precipitazione sottochioma con il relativo p-value ( $\alpha=0,05$ ). La seconda colonna riporta la relazione tra il set di dati e la coordinata x della griglia sperimentale. La quarta colonna riporta la relazione tra il set di dati e la coordinata y. La sesta colonna mostra l'eventuale distribuzione normale dei dati.

Eventi	Trasformazione	Shapiro-Wilk	p-value
23 aprile	arcseno ( $x^{1/2}$ )	ns	0,136
20 febbraio	log	ns	0,120

Tabella 4.8. Risultati dell'analisi esplorativa della trasformazione dei dati sperimentali di precipitazione sottochioma con il relativo p-value ( $\alpha=0,05$ ). La seconda colonna riporta la relazione tra il set di dati e la coordinata x della griglia sperimentale. La quarta colonna riporta la relazione tra il set di dati e la coordinata y. La sesta colonna mostra l'eventuale distribuzione normale dei dati.

Eventi	reg(x)	p-value	reg(y)	p-value	Shapiro-Wilk	p-value
13 aprile	ns	0,054	ns	0,775	ns	0,076
23 aprile	**	0,005	ns	0,919	ns	0,132
7 giugno	*	0,018	ns	0,386	ns	0,863
11 giugno	ns	0,297	ns	0,955	ns	0,877
29 giugno	ns	0,155	ns	0,530	ns	0,259
14 agosto	ns	0,568	ns	0,120	ns	0,178
25 agosto	ns	0,670	ns	0,482	**	4,82E-05
27 agosto	ns	0,344	*	0,018	ns	0,111
28 agosto	ns	0,759	ns	0,369	**	0,002
11 settembre	ns	0,375	ns	0,143	ns	0,531
16 settembre	ns	0,312	ns	0,260	ns	0,153
8 ottobre	ns	0,409	ns	0,595	*	0,027
11 ottobre	ns	0,422	ns	0,306	ns	0,967
22 ottobre	ns	0,648	*	0,046	ns	0,161
25 ottobre	*	0,048	ns	0,758	ns	0,395
31 ottobre	ns	0,189	ns	0,987	ns	0,108
11 novembre	ns	0,675	ns	0,189	ns	0,352
16 novembre	ns	0,654	ns	0,674	ns	0,222
21 gennaio	ns	0,997	ns	0,471	ns	0,713
17 febbraio	ns	0,423	ns	0,498	ns	0,538
20 febbraio	ns	1,000	ns	0,302	ns	0,377
24 marzo	ns	0,549	ns	0,383	ns	0,569

Tabella 4.9. Risultati dell'analisi esplorativa dei dati sperimentali di umidità del suolo con il relativo p-value ( $\alpha=0,05$ ). La seconda colonna riporta la relazione tra il set di dati e la coordinata x della griglia sperimentale. La quarta colonna riporta la relazione tra il set di dati e la coordinata y. La sesta colonna mostra l'eventuale distribuzione normale dei dati.

Eventi	reg(x)	p-value	reg(y)	p-value	Shapiro-Wilk	p-value
23 aprile	ns	0,998	ns	0,896	ns	0,091
7 giugno	ns	0,999	ns	0,475	ns	0,736
27 agosto	ns	0,219	ns	0,999	ns	0,498
22 ottobre	ns	0,776	ns	0,999	ns	0,179
25 ottobre	ns	0,999	ns	0,617	ns	0,504

Tabella 4.10. Risultati dell'analisi esplorativa dei residui dei dati di umidità del suolo con il relativo p-value ( $\alpha=0,05$ ). La seconda colonna riporta la relazione tra il set di dati e la coordinata x della griglia sperimentale. La quarta colonna riporta la relazione tra il set di dati e la coordinata y. La sesta colonna mostra l'eventuale distribuzione normale dei dati.

Eventi	Trasformazione	Shapiro-Wilk	p-value
8 ottobre	$x^2$	ns	0,182

Tabella 4.11. Risultati dell'analisi esplorativa della trasformazione dei dati sperimentali di umidità del suolo con il relativo p-value ( $\alpha=0,05$ ). La seconda colonna riporta la relazione tra il set di dati e la coordinata x della griglia sperimentale. La quarta colonna riporta la relazione tra il set di dati e la coordinata y. La sesta colonna mostra l'eventuale distribuzione normale dei dati.

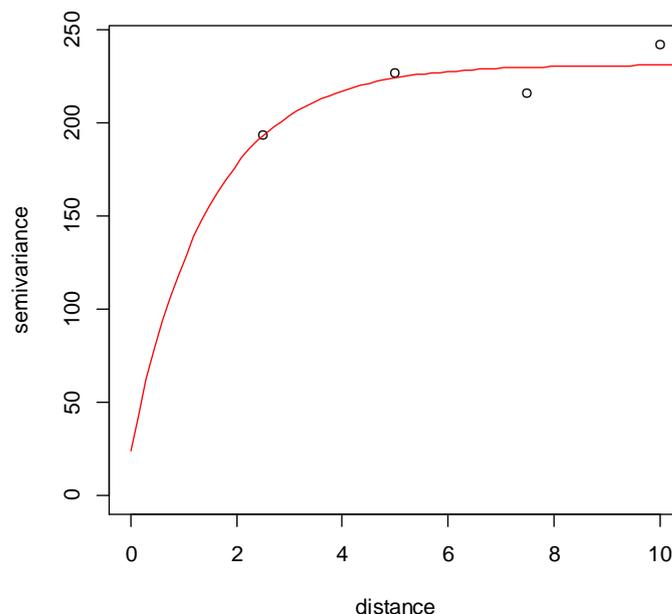


Figura 4.27. Semivariogramma della precipitazione sottochioma in data 29 giugno 2013. Si riporta la distanza (m) come ascissa e la semivarianza come ordinata.

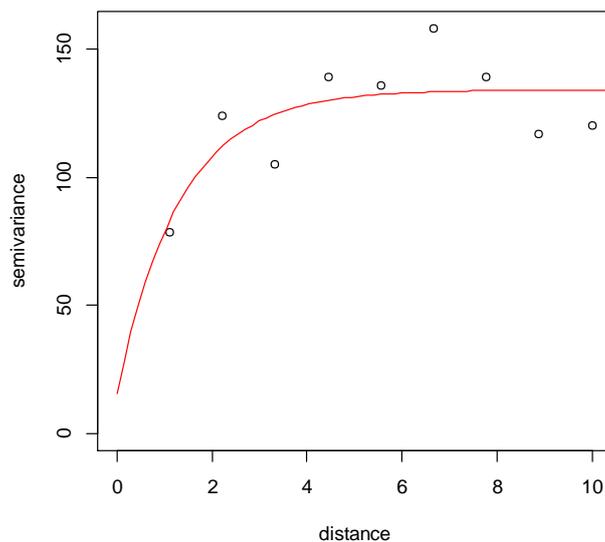


Figura 4.28. Semivariogramma della precipitazione sottochioma in data 21 gennaio 2014. Si riporta la distanza (m) come ascissa e la semivarianza come ordinata.

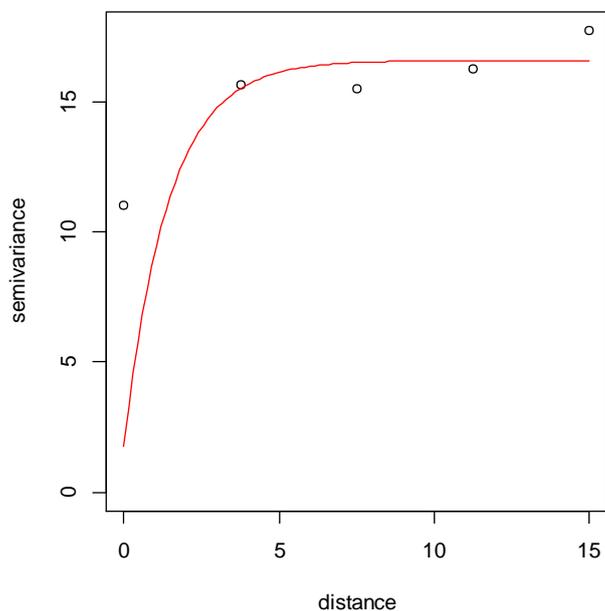


Figura 4.29. Semivariogramma dell'umidità del suolo in data 13 aprile 2013. Si riporta la distanza (m) come ascissa e la semivarianza come ordinata.

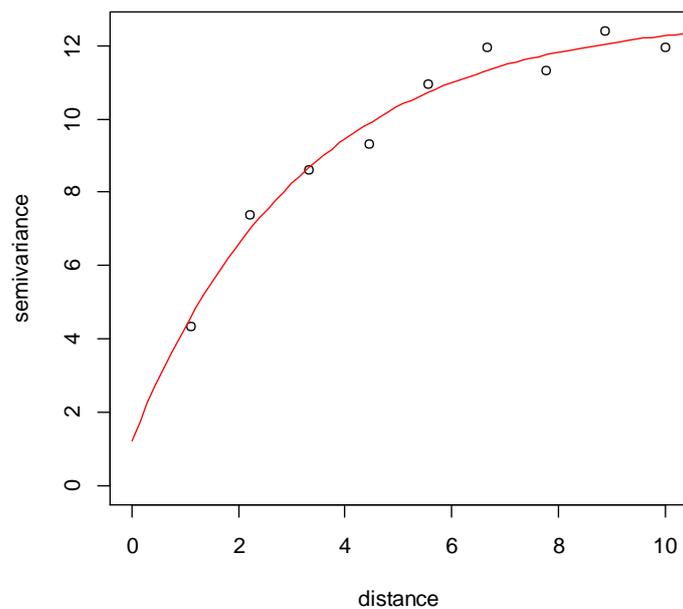


Figura 4.30. Semivariogramma dell'umidità del suolo in data 24 marzo 2014. Si riporta la distanza (m) come ascissa e la semivarianza come ordinata.

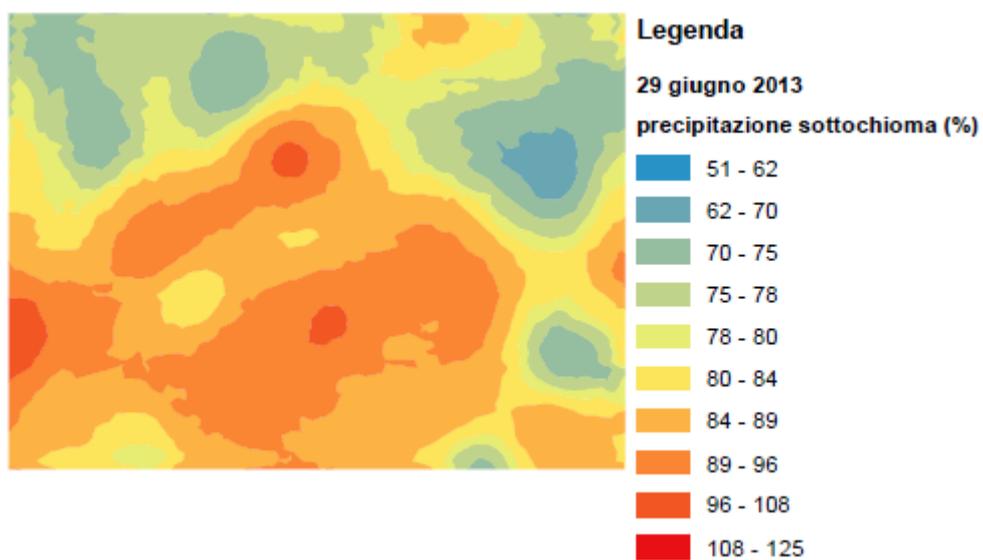


Figura 4.31. Mappa d'interpolazione dei dati di precipitazione sottochioma relativa al 29 giugno 2013.

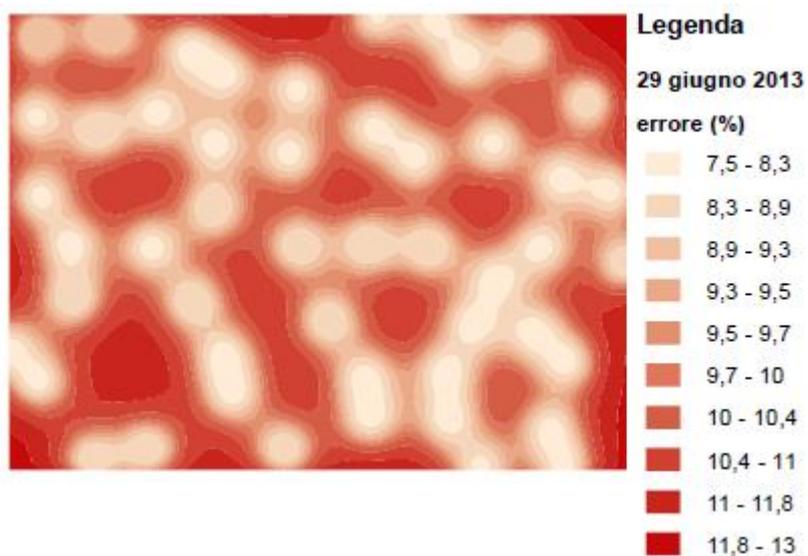


Figura 4.32. Errore stimato della mappa d'interpolazione dei dati di precipitazione sottochioma relativa al 29 giugno 2013.

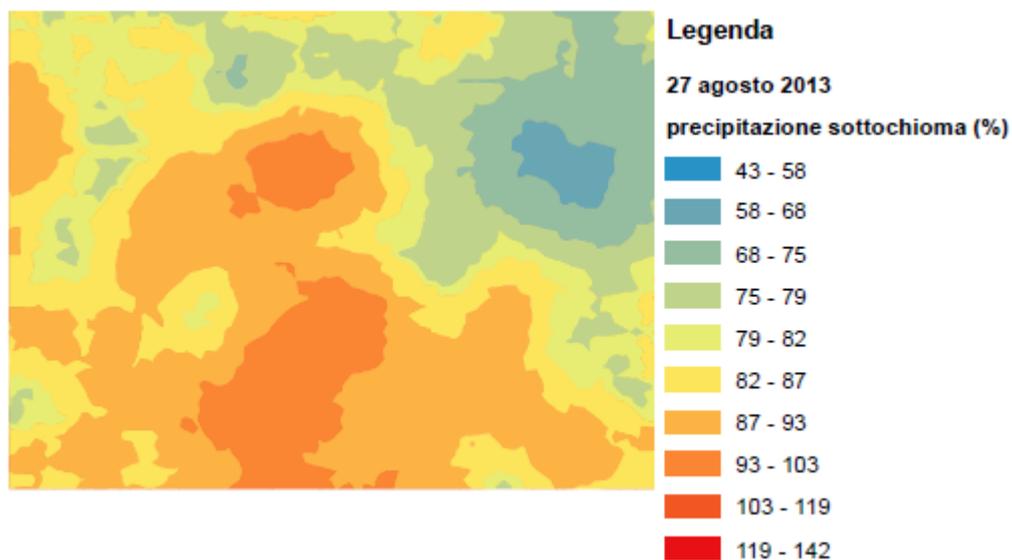
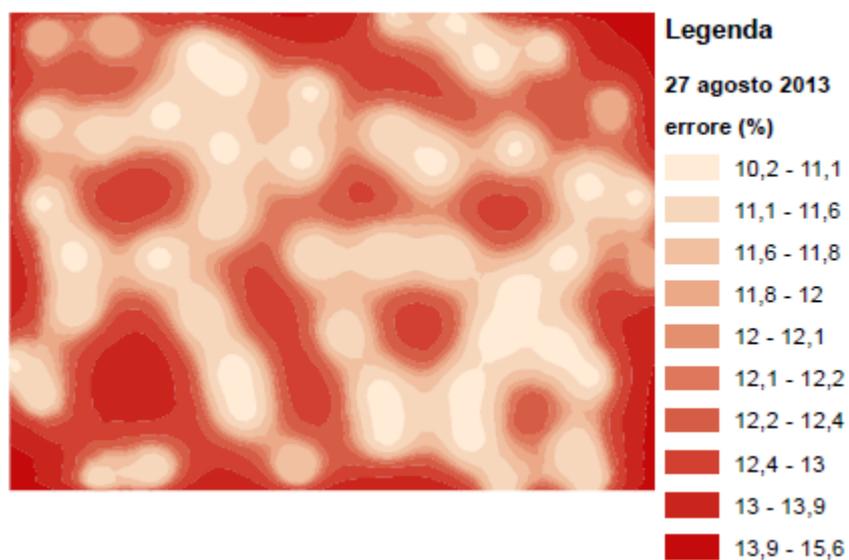
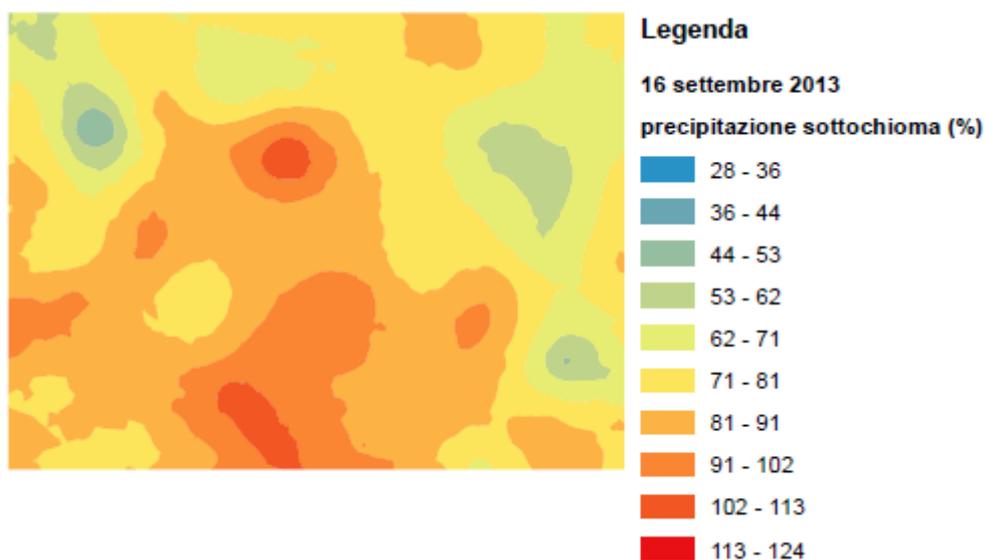


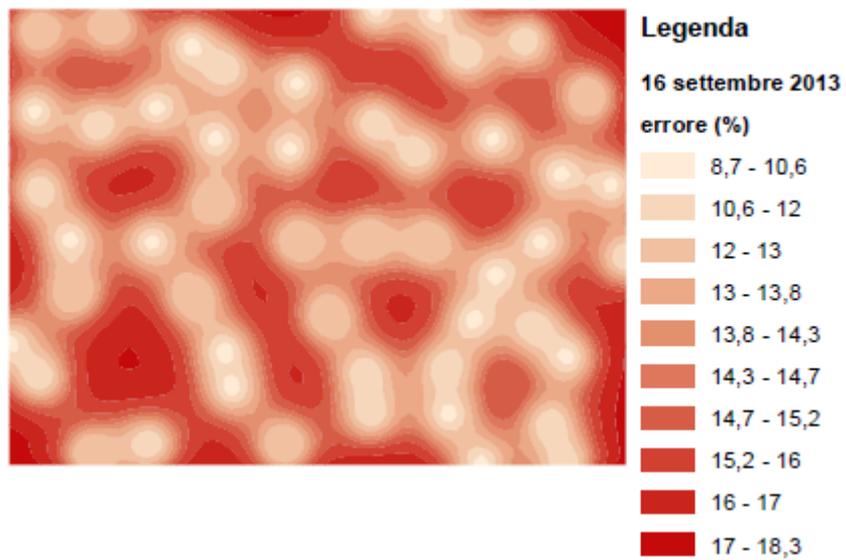
Figura 4.33. Mappa d'interpolazione dei dati di precipitazione sottochioma relativa al 27 agosto 2013.



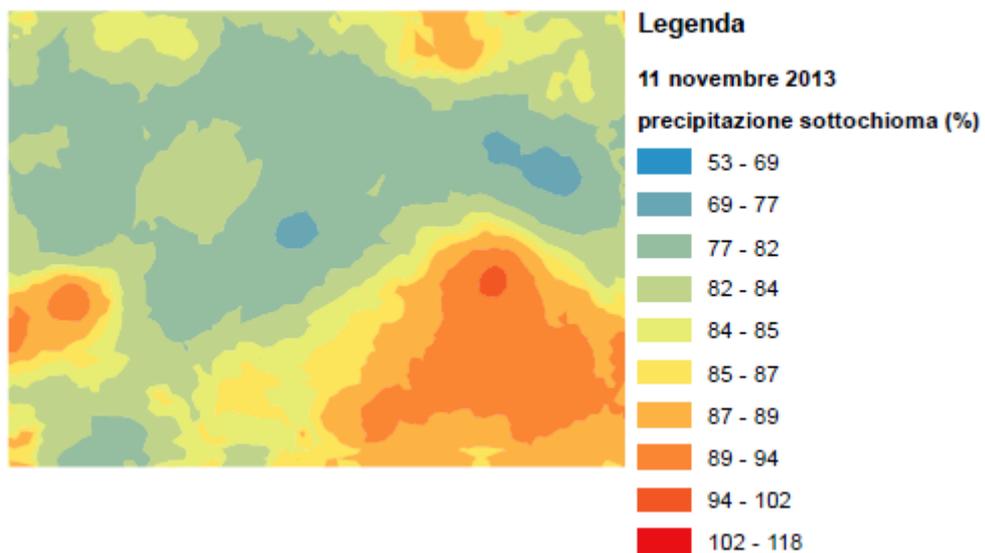
*Figura 4.34. Errore stimato della mappa d'interpolazione dei dati di precipitazione sottochioma relativa al 29 giugno 2013.*



*Figura 4.35. Mappa d'interpolazione dei dati di precipitazione sottochioma relativa al 16 settembre 2013.*



*Figura 4.36. Errore stimato della mappa d'interpolazione dei dati di precipitazione sottochioma relativa al 16 settembre 2013.*



*Figura 4.37. Mappa d'interpolazione dei dati di precipitazione sottochioma relativa all'11 novembre 2013.*

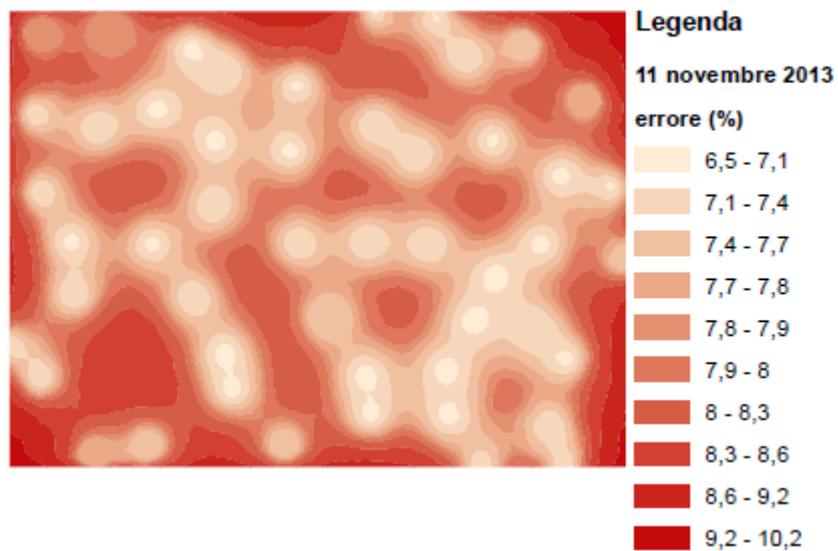


Figura 4.38. Errore stimato della mappa d'interpolazione dei dati di precipitazione sottochioma relativa all'11 novembre 2013.

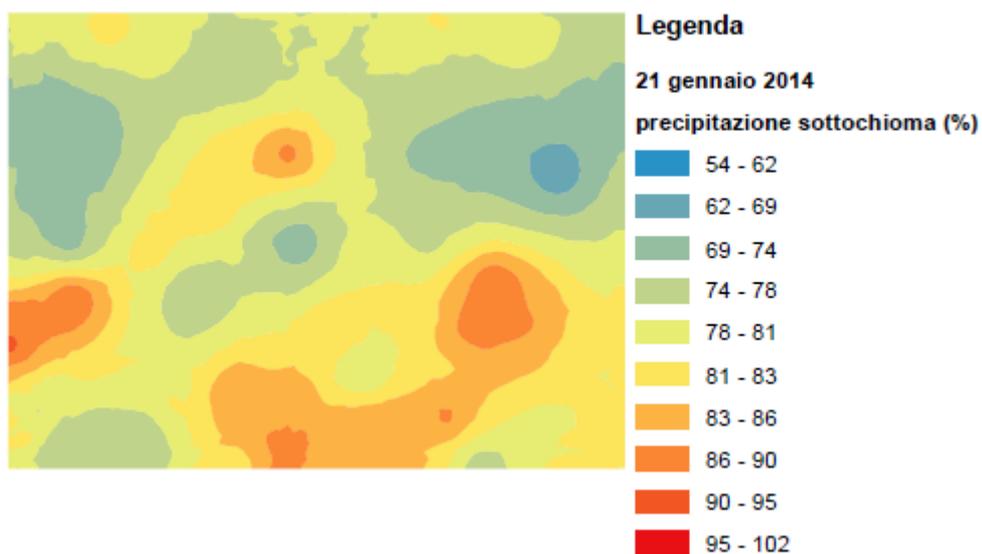
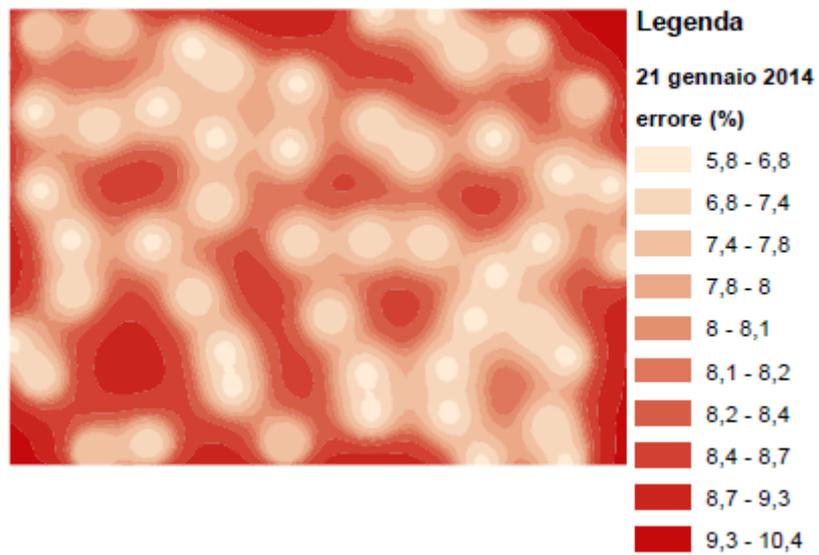
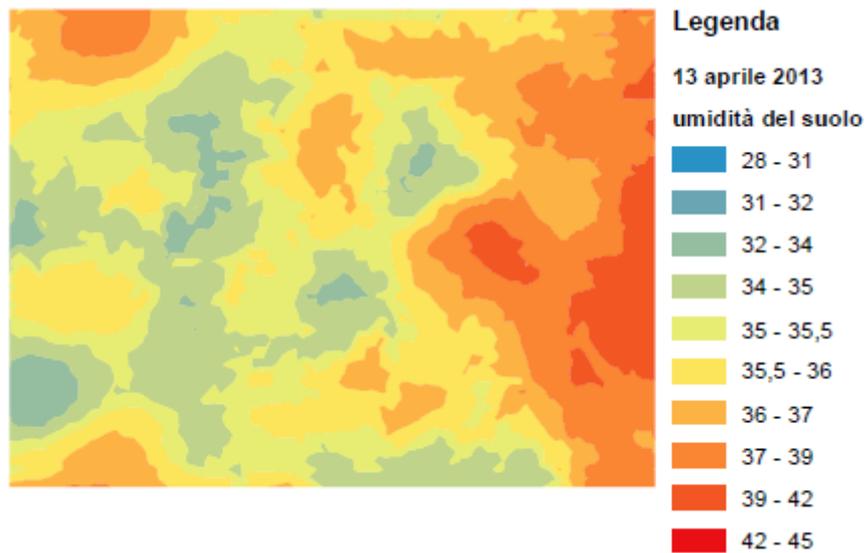


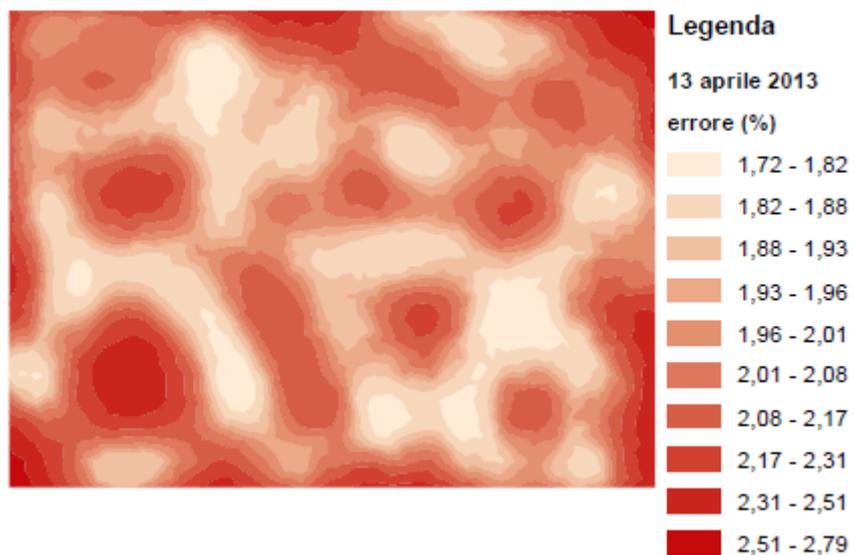
Figura 4.39. Mappa d'interpolazione dei dati di precipitazione sottochioma relativa al 21 gennaio 2014.



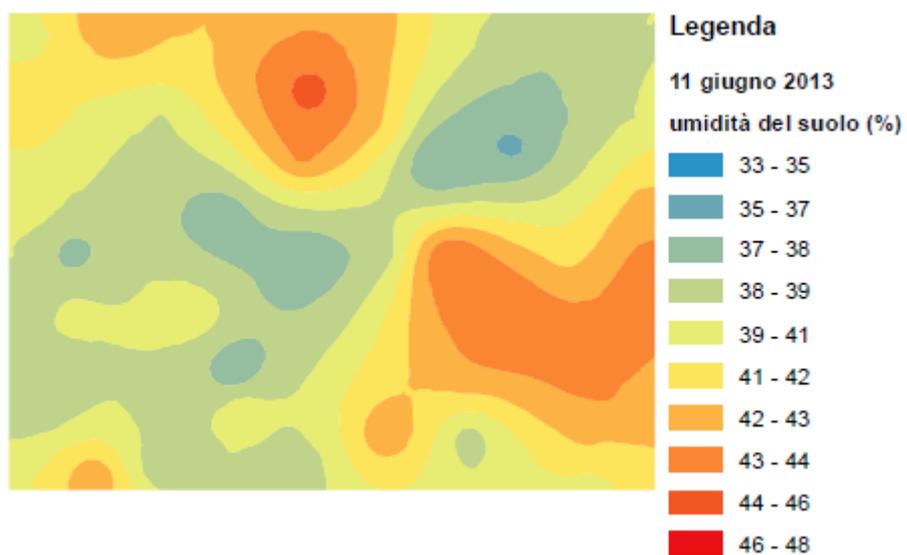
*Figura 4.40. Errore stimato della mappa d'interpolazione dei dati di precipitazione sottochioma relativa al 21 gennaio 2014.*



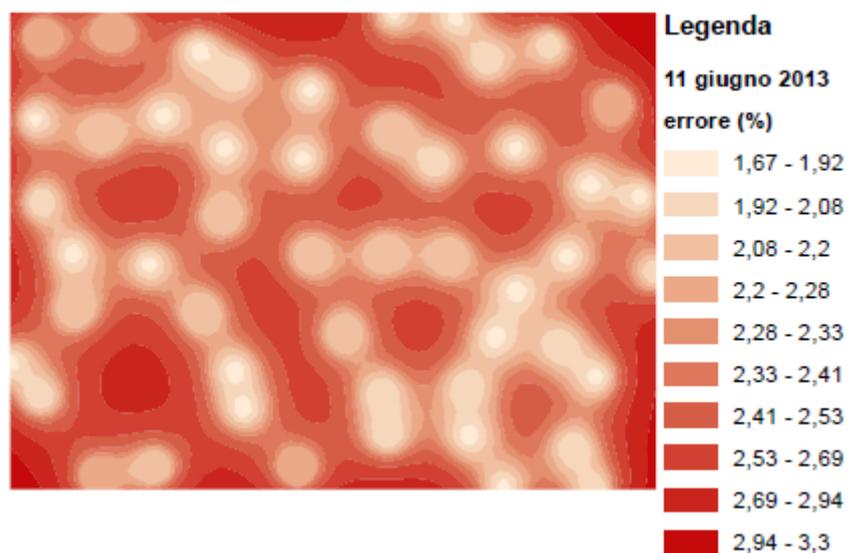
*Figura 4.41. Mappa d'interpolazione dei dati di umidità del suolo relativa al 13 aprile 2013.*



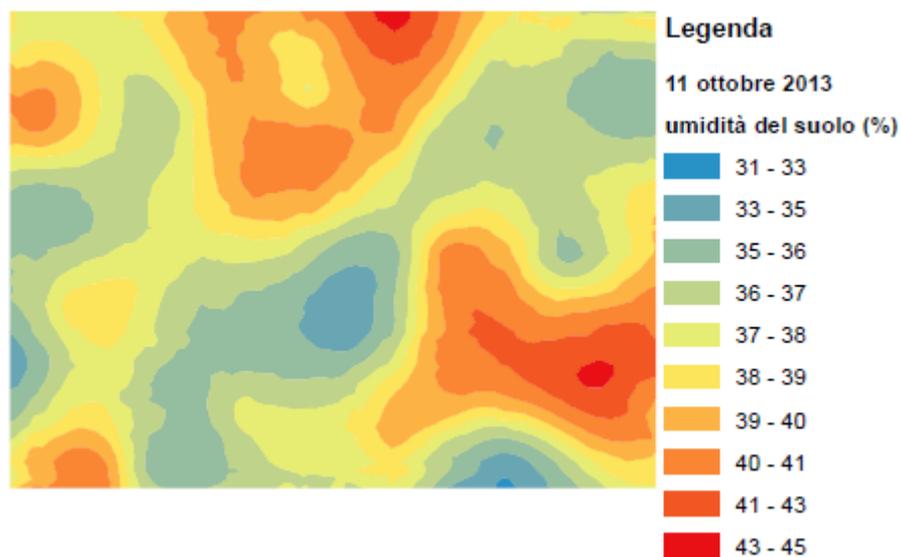
*Figura 4.42. Errore stimato della mappa d'interpolazione dei dati di umidità del suolo relativa al 13 aprile 2013.*



*Figura 4.43. Mappa d'interpolazione dei dati di umidità del suolo relativa all'11 giugno 2013.*



*Figura 4.44. Errore stimato della mappa d'interpolazione dei dati di umidità del suolo relativa all'11 giugno 2013.*



*Figura 4.45. Mappa d'interpolazione dei dati di umidità del suolo relativa all'11 ottobre 2013.*

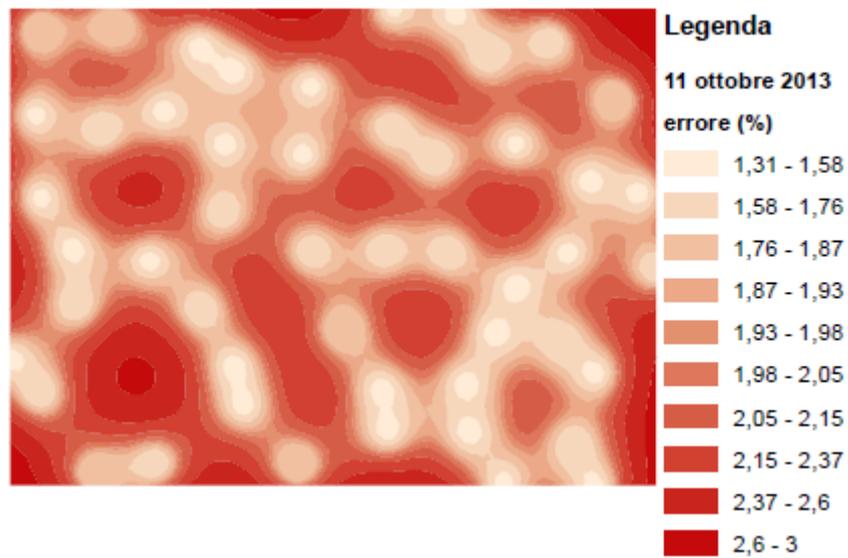


Figura 4.46. Errore stimato della mappa d'interpolazione dei dati di umidità del suolo relativa all'11 ottobre 2013.

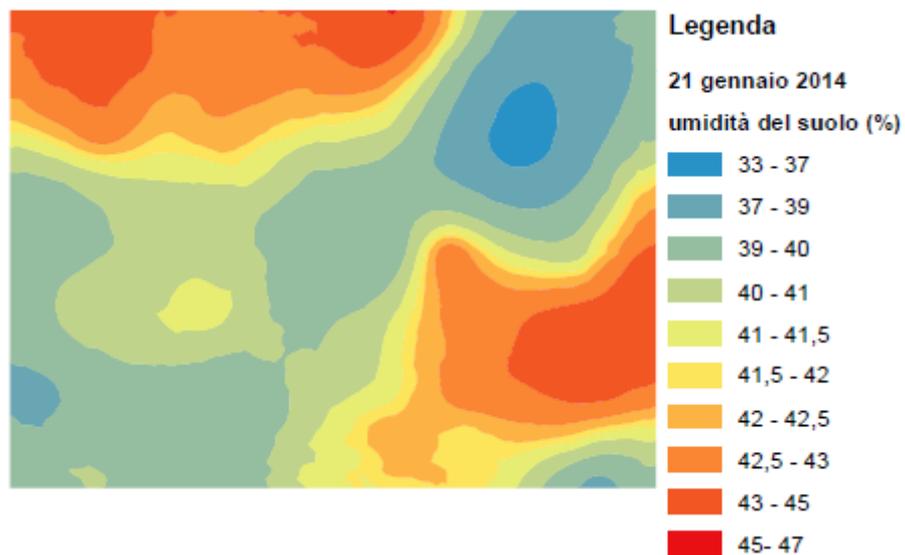
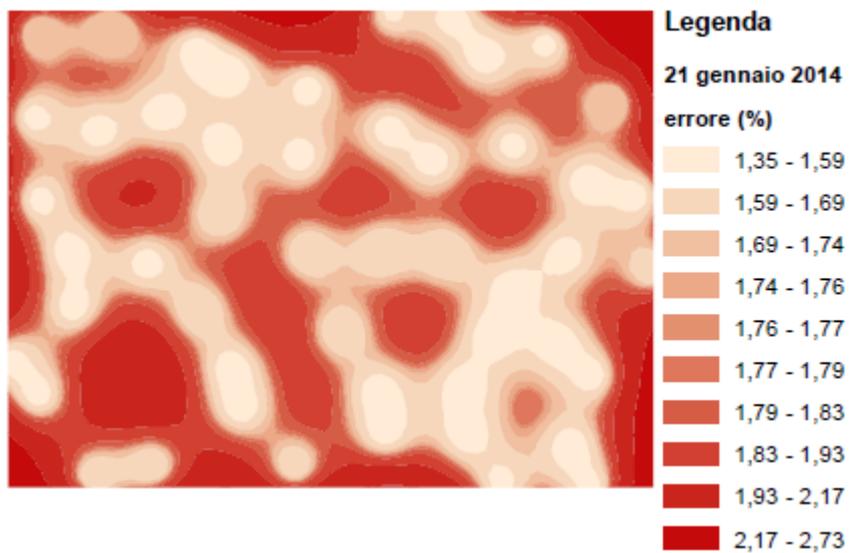
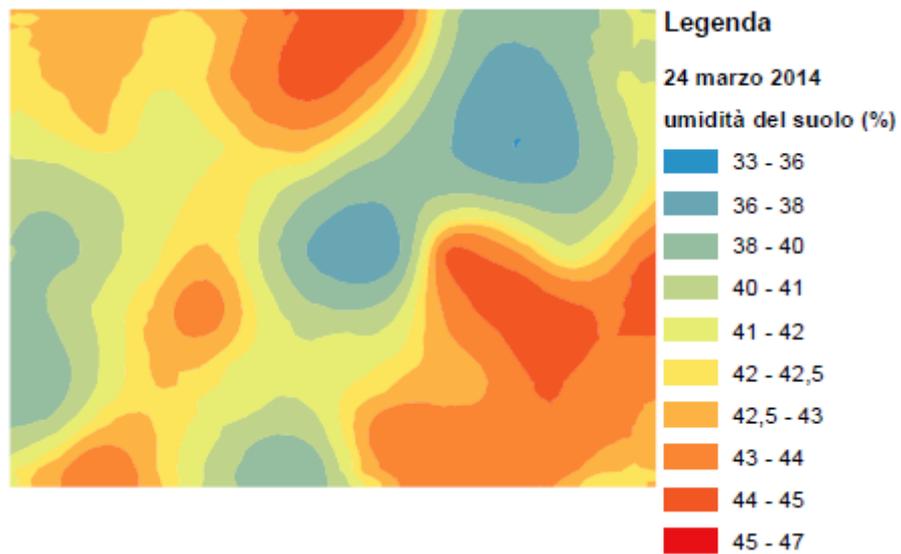


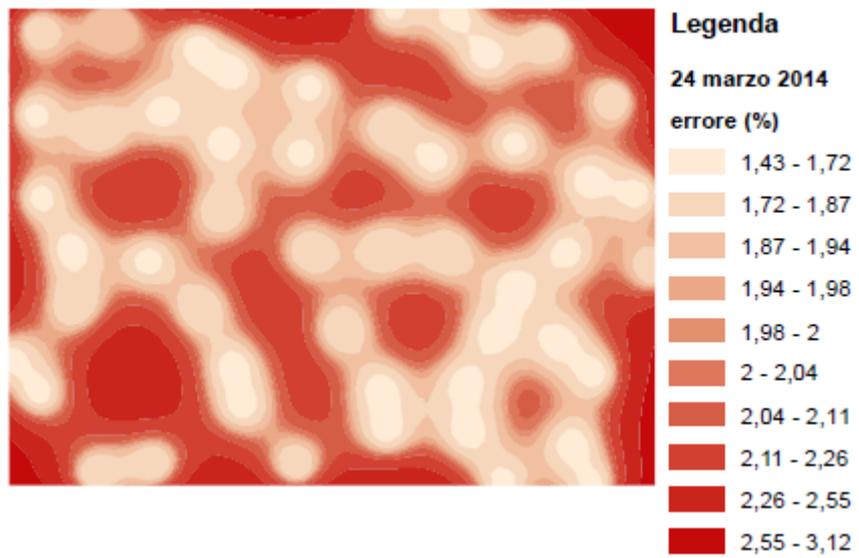
Figura 4.47. Mappa d'interpolazione dei dati di umidità del suolo relativa al 21 gennaio 2014.



*Figura 4.48. Errore stimato della mappa d'interpolazione dei dati di umidità del suolo relativa al 21 gennaio 2014.*



*Figura 4.49. Mappa d'interpolazione dei dati di umidità del suolo relativa al 24 marzo 2014.*



*Figura 4.50. Errore stimato della mappa d'interpolazione dei dati di umidità del suolo relativa al 24 marzo 2014.*

## 5 Conclusioni

Con il presente lavoro di tesi si è analizzata la correlazione spaziale tra la distribuzione della precipitazione sottochioma e quella dell'umidità del suolo in un versante forestato delle Prealpi Vicentine. I dati sono stati raccolti durante 22 eventi di precipitazione in una griglia sperimentale di 500 m<sup>2</sup> tra la primavera del 2013 e l'inverno del 2014. La precipitazione sottochioma è stata quantificata con l'utilizzo di 50 secchi campionatori disposti casualmente nella griglia sperimentale. Invece per la determinazione del contenuto idrico del suolo è stato utilizzato lo strumento TDR 300 ad una profondità di 7 cm e posizionato a 30-50 cm a monte dei secchi campionatori di precipitazione sottochioma.

Nell'analisi statistica descrittiva i risultati indicano che la variabilità della precipitazione sottochioma è maggiore nella stagione estiva rispetto a quella invernale per precipitazioni inferiori ai 40 mm. Per quanto riguarda l'umidità del suolo, anche la variabilità di quest'ultima nella stagione estiva è maggiore rispetto a quella invernale. Dunque la variabilità spaziale della precipitazione sottochioma e quella dell'umidità del suolo sono influenzate da un fattore stagionale o quantomeno dall'equilibrio di più fattori stagionali. L'analisi di correlazione spaziale della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo dimostra che le due variabili non sono correlate. Quindi la precipitazione sottochioma non influenza la variabilità spaziale del contenuto idrico del suolo o quantomeno la precipitazione sottochioma è solo uno dei diversi fattori d'influenza. I risultati dell'analisi di correlazione sono in linea con quanto si afferma in letteratura, ovvero la variabilità spaziale dell'umidità del suolo è governata dall'equilibrio tra le condizioni di umidità antecedente, le caratteristiche della vegetazione, la topografia e le caratteristiche fisiche del suolo (Bouten et al., 1992; Coenders-Gerrits et al., 2013; Metzger et al., 2017). Nell'individuazione di *cluster* si riscontra una sovrapposizione di *cluster* della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo con valori ridotti. La sovrapposizione è avvenuta presso il quadrante superiore destro della griglia sperimentale, in una zona caratterizzata da una elevata area basimetrica dovuta alla presenza di due grandi castagni con diametro superiore ai 55 cm. Inoltre la sovrapposizione si riscontra solamente durante eventi autunnali e invernali. L'assenza della sovrapposizione nel periodo primaverile ed estivo sembra confermare l'esistenza di fattori stagionali che influenzano in modo differente la variabilità spaziale della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo. Osservando la distribuzione dell'Indice Temporale di Stabilità,

emerge che la precipitazione sottochioma presenta una maggiore stabilità temporale in zone caratterizzate da una minore area basimetrica della vegetazione. Invece i siti di umidità del suolo con i valori maggiori di ITS sono localizzati in modo casuale. Dunque, anche i risultati dell'analisi di stabilità temporale sembrano suggerire che la variabilità della precipitazione sottochioma e dell'umidità del suolo hanno origine da cause diverse. Dalle mappe d'interpolazione si evince che la precipitazione sottochioma ha una distribuzione spaziale che varia maggiormente durante l'anno rispetto all'umidità del suolo. Questa differente variabilità spaziale nel corso dell'anno conferma l'assenza di correlazione spaziale poiché probabilmente le due variabili sono influenzate da fattori differenti.

Sembra dunque emergere complessivamente che la precipitazione sottochioma non influisce sulla variabilità spaziale dell'umidità del suolo. Una possibile spiegazione potrebbe essere che la distribuzione spaziale delle due grandezze fisiche viene determinata da fattori ambientali differenti, come d'altronde viene riportato anche in letteratura. Si presuppone che la variabilità spaziale della precipitazione sottochioma sia il risultato dell'interazione tra le caratteristiche della vegetazione e le condizioni micrometeorologiche, quali velocità e direzione del vento ed intensità della precipitazione. Invece per la variabilità spaziale dell'umidità del suolo si presuppone che sia governata da un equilibrio tra condizioni di umidità antecedente, proprietà fisiche del suolo, topografia, presenza di vegetazione e percorsi preferenziali dell'acqua nel suolo legati alla presenza di radici, sassi e tunnel creati dalla fauna tellurica.

## 6 Bibliografia

Bachmair S. e Weiler M. 2011. New dimensions of hillslope hydrology, ed. D.F. Levia, 455-481. Washington: Springer.

Bouten W., Heimovaara T.J. e Tiktak A. 1992. Spatial patterns of throughfall and soil water dynamics in a Douglas fir stand. *Water Resources Research* 28 (12): 3227-3233.

Carlyle-Moses D.E. e Gash J.H.C. 2011. Rainfall interception loss by forest canopies, ed. D.F. Levia, 407-423. Washington: Springer.

Carlyle-Moses D.E. e Lishman C.E. 2015. Temporal persistence of throughfall heterogeneity below and between the canopies of juvenile Lodgepole pine (*Pinus contorta*). *Hydrological Processes* 29: 4051-4067.

Coenders-Gerrits A.M.J., Hopp L., Savenije H.H.G. e Pfister L. 2013. The effect of spatial throughfall patterns on soil moisture patterns at the hillslope scale. *Hydrology and Earth System Sciences* 17: 1749-1763.

D'Odorico P., Caylor K., Okin G.S. e Scanlon T.M. 2007. On soil moisture-vegetation feedbacks and their possible effects on the dynamics of dryland ecosystems. *Journal of Geophysical Research* 112 (G04010) doi: 10.1029/2006JG000379.

Dunkerley D. 2015. Percolation through leaf litter: what happens during rainfall events of varying intensity?. *Journal of Hydrology* 525: 737-746.

Gerrits A.M.J., Pfister L. e Savenije H.H.G. 2010. Spatial and temporal variability of canopy and forest floor interception in a beech forest. *Hydrological Processes* 24: 3011-3025.

Gerrits A.M.J. e Savenije H.H.G. 2011. Forest floor interception, ed. D.F. Levia, 445-454. Washington: Springer.

Iovino F., Borghetti M. e Veltri A. 2009. Foreste e ciclo dell'acqua. *Forest@* 6: 256-273.

Keim R.F., Skaugset A.E. e Weiler M. 2005. Temporal persistence of spatial patterns in throughfall. *Journal of Hydrology* 314: 263-274.

Levia D.F., Keim R.F., Carlyle-Moses D.E. e Frost E.E. 2011. Throughfall and stemflow in wooded ecosystem, ed. D.F. Levia, 425-443. Washington: Springer.

Liang W.L., Kosugi K. e Mizuyama T. 2011. Soil water dynamics around a tree on a hillslope with or without rainwater supplied by stemflow. *Water Resources Research* 47 (W02541) doi: 10.1029/2010WR009856.

Matheron G. 1970. The theory of regionalized variables and its applications. *Les Cahiers du Centre de Morphologie mathématique, Fascicule V*, Ecole des Mines de Paris: 211 pp.

Metzger J.C., Wutzler T., Dalla Valle N., Filipzik J., Grauer C., Lehmann R., Roggenbuck M., Schelhorn D., Weckmüller J., Küsel K., Totsche K.U., Trumbore S. e Hildebrandt A. 2017. Vegetation impacts soil water content patterns by shaping canopy water fluxes and soil properties. *Hydrological Processes*.

Muramaki S. 2006. A proposal for a new forest canopy interception mechanism: splash droplet evaporation. *Journal of Hydrology* 319 (1-4): 72-82.

Penna D., Van Meerveld H.J., Oliviero O., Zuecco G., Assendelft R.S., Dalla Fontana G. e Borga M. 2015. Seasonal changes in runoff generation in a small forested mountain catchment. *Hydrological Processes* 29: 2027-2042.

Putuhena W.M. e Cordery I. 1996. Estimation of interception capacity of the forest floor. *Journal of Hydrology* 180 (1-4): 283-299.

Raat K.J., Draaijers G.P.J., Schaap M.G., Tietema A. e Verstraten J.M. 2002. Spatial variability of throughfall water and chemistry and forest floor water content in a Douglas fir forest stand. *Hydrology and Earth System Sciences* 6 (3): 363-374.

Schume H., Jost G. e Katzensteiner K. 2003. Spatio-temporal analysis of the soil water content in a mixed Norway spruce (*Picea abies* (L.) Karst.)-European beech (*Fagus sylvatica* L.) stand. *Geoderma* 112: 273-287.

Staelens J., De Schrijver A., Verheyen K. e Verhoest N.E.C. 2006. Spatial variability and temporal stability of throughfall water under a dominant beech (*Fagus sylvatica* L.) tree in relationship to canopy cover. *Journal of Hydrology* 330: 651-662.

Staelens J., Herbst M., Hölsher D. e De Schrijver A. 2011. Seasonality of hydrological and biogeochemical fluxes, ed. D.F. Levia, 521-539. Washington: Springer.

Zuecco G., Penna D., Van Meerveld H.J., Hopp L., Dalla Fontana G. e Borga M. 2014. Comparison of two different types of throughfall collectors. Die Bodenkultur 65 (3-4): 51-56.

Programmi informatici:

- ArcGIS versione per Windows 8.1. Esri.
- Erre versione 3.4.2 per Windows 8.1. R Development Core Team.
- Excel versione Microsoft Office 2016 per Windows 8.1. Microsoft Corporation.
- GeoDa versione 1.8 per Windows 8.1.
- QGIS versione 2.18 per Windows 8.1. Team Sviluppo QGIS.

Bibliografia web:

[www.treccani.it/enciclopedia](http://www.treccani.it/enciclopedia). Acqua, il ciclo idrologico.

[www.osservatoriovaldagri.it/web/guest/acqua](http://www.osservatoriovaldagri.it/web/guest/acqua).

[www.provincia.vicenza.it/ente](http://www.provincia.vicenza.it/ente). La struttura della provincia. Bacino dell'Astico.

[www.climate-data.org](http://www.climate-data.org). Posina.

[www.arpa.veneto.it](http://www.arpa.veneto.it). Dati ambientali.