

Scuola di Scienze
Corso di Laurea Magistrale in Fisica del Sistema Terra

**ANALISI STATISTICHE DI DATI
IDRO-METEOROLOGICI DEL BACINO DEL FIUME
SANTERNO (BO) NELL'ULTIMO SECOLO**

Relatore:
Prof. Mario L.V. Martina
Correlatore:
Dott.ssa Valentina Pavan

Presentata da:
Luca Comandini

Sessione II^a
Anno Accademico 2014/2015

SOMMARIO

Abstract	1
Parte 1. Analisi Pluviometrica.....	3
Capitolo 1: Dati e Metodi.....	3
1.1 Acquisizione dati e controllo qualità	3
1.2 Test di omogeneità	4
1.2.1 SNHT – Standard Normal Homogeneity Test	5
1.3 Craddock Test	7
1.4 Mann-Kendall Trend Test.....	7
Capitolo 2: Precipitazioni.....	9
2.1 Precipitazioni Intense Massime Annuali	11
2.2 Precipitazioni Cumulate	21
2.3 Giorni piovosi	25
2.4 Intensità media di precipitazione giornaliera	28
2.5 Precipitazioni orarie	31
Parte 2. Simulazione ed Analisi idrologica.....	37
Capitolo 3: TOPKAPI.....	39
3.1 Modulo componente suolo.....	42
3.2 Modulo componente superficiale.....	46
3.3 Modulo componente Fiume	49
3.3.1 Canale a sezione rettangolare.....	49
3.3.2 Canale a sezione triangolare	51
3.4 Soluzione analitica dell'equazioni differenziali ordinarie di serbatoio non lineare...53	
3.5 Modulo di formazione e scioglimento della neve	55
3.6 Modulo della percolazione.....	57
3.7 Modulo della evapo-traspirazione.....	58
3.8 Parametri del modello.....	60
Capitolo 4: Inizializzazione TOPKAPI.....	63
4.1 Dati input Temperatura.....	63
4.2 Dati Input Precipitazione	65

Capitolo 5: Analisi risultati	69
5.1 Portata Q	69
5.2 Precipitazione aggregata.....	77
5.2.1 Precipitazione Giornaliera	77
5.2.2 Precipitazione cumulata.....	79
5.3 Saturazione del suolo.....	81
5.4 Evapo-Traspirazione Potenziale.....	83
5.5 Evapo-Traspirazione Effettiva	85
Capitolo 6: Conclusioni e Sviluppi futuri	89
6.1 Conclusioni e considerazioni finali	89
6.2 Sviluppi futuri	90
BIBLIOGRAFIA	91
All. 1.....	96
All. 2.....	97
All. 3.....	98

INDICE DELLE FIGURE

Figura 2.1 Percentuale stagionale di accadimento degli eventi di precipitazione massima annuale su 1,3, 6 ore per stagione.	12
Figura 2.2 Percentuale stagionale di accadimento degli eventi di precipitazione massima annuale su 12 e 24 ore per stagione.	13
Figura 2.3 Giorno dell'anno di accadimento delle precipitazioni intense massime annuali su 1 e 3 ore.....	14
Figura 2.4 Giorno dell'anno di accadimento delle precipitazioni intense massime annuali su 6, 12 e 24 ore. L'anno è diviso in due parti: Part 1 dal 15 Gennaio a 14 Luglio e Part 2 dal 15 Luglio a 14 Gennaio.	15
Figura 2.5 Frequenza (%) di accadimento degli eventi di precipitazione massima annuale su 1, 3, 6, 12 e 24 ore con divisione in due periodi (1921-1975 e 1976 -2014).....	16
Figura 2.6 Precipitazione cumulata durante gli eventi massimi annuali su 1, 3 e 6 ore per Imola, Fontanelice e Firenzuola con trend e test di significatività.	17
Figura 2.7 Precipitazione cumulata durante gli eventi massimi annuali su 12 e 24 ore per Imola Fontanelice e Firenzuola con trend e test di significatività.	18
Figura 2.8 Numero di giorni con precipitazione cumulata giornaliera maggiore del 99° percentile, con trend lineare e relativa significatività.	19
Figura 2.9 Numero di giorni con precipitazione cumulata giornaliera maggiore del 90° percentile, con trend lineare e relativa significatività.	20
Figura 2.10 Precipitazioni mensili medie del periodo 1921-2014 per le stazioni di Imola (NERO), Fontanelice (ROSSO), Firenzuola (BLU).	21
Figura 2.11 Precipitazione cumulata per stagione (Inverno e Primavera) con trend lineare e relativa significatività.....	22
Figura 2.12 Precipitazioni cumulata per stagione (Estate e Autunno) con trend lineare e relativa significatività.....	23
Figura 2.13 Precipitazioni cumulata annuale con trend lineare e relativa significatività.....	24
Figura 2.14 Numero di giorni piovosi per stagione (Inverno e Primavera) con trend lineare e relativa significatività.	25
Figura 2.15 Numero di giorni piovosi per stagione (Estate e Autunno) con trend lineare e relativa significatività.....	26
Figura 2.16 Numero di giorni piovosi totali annuali con trend lineare e relativa significatività.	27
Figura 2.17 Intensità media di precipitazione per giorno piovoso (Im) nei mesi Invernali DJF e Primavera MAM con trend lineare e relativa significatività.	28
Figura 2.18 Intensità media di precipitazione per giorno piovoso (Im) dei mesi Estivi JJA e Autunnali SON con trend lineare e relativa significatività.	29
Figura 2.19 Intensità media di precipitazione per giorno piovoso annuale (Ia) con trend lineare e relativa significatività.....	30
Figura 2.20 In alto: Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle precipitazioni cumulate degli eventi precipitativi di Imola degli anni 1990-2001 e 2002-2014. In Basso: Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle durate degli eventi precipitativi di Imola degli anni 1990-2001 e 2002-2014. Per entrambi i grafici sono riportati i valori dei parametri delle funzioni log-normal.	32

Figura 2.21 In alto: Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle precipitazioni cumulate degli eventi precipitativi di Firenzuola degli anni 1990-2001 e 2002-2014. In Basso: Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle durate degli eventi precipitativi di Firenzuola degli anni 1990-2001 e 2002-2014. Per entrambi i grafici sono riportati i valori dei parametri delle funzioni log-normal.	33
Figura 2.22 In alto: Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle precipitazioni cumulate degli eventi precipitativi di Fontanelice degli anni 1990-2001 e 2002-2014. In Basso: Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle durate degli eventi precipitativi di Fontanelice degli anni 1990-2001 e 2002-2014. Per entrambi i grafici sono riportati i valori dei parametri delle funzioni log-normal.	34
Figura 2.23 Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle durate degli eventi precipitativi, con precipitazione > 20mm, di Fontanelice degli anni 1990-2001 e 2002-2014. Sono riportati i valori dei parametri delle funzioni log-normal.	35
Figura 2.24. Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle durate degli eventi precipitativi, con precipitazione > 20mm, di Fontanelice degli anni 1990-2001 e 2002-2014. Sono riportati i valori dei parametri delle funzioni log-normal.	36
Figura 2.25. Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle durate degli eventi precipitativi, con precipitazione > 20mm, di Fontanelice degli anni 1990-2001 e 2002-2014. Sono riportati i valori dei parametri delle funzioni log-normal.	37
Figura 3.1. Schematizzazione del modello TOPKAPI.....	40
Figura 3.2 Schema a blocchi del modello TOPKAPI.....	40
Figura 3.3 Schema del modulo di deflusso ipodermico per la cella i -esima. p rappresenta la precipitazione che raggiunge la superficie della cella; Q_o e Q_s rappresentano i contributi derivanti dal deflusso ipodermico delle celle a monte e Q il deflusso ipodermico in uscita dalla cella.	44
Figura 3.4 Effetto drenaggio per mezzo della rete di canali	46
Figura 3.5 Schema del modulo di deflusso superficiale. r_o rappresenta l'eccesso di precipitazione o l'esfiltrazione dal suolo che raggiunge la superficie della cella, q_o rappresenta il deflusso superficiale in uscita dalla cella.	46
Figura 4.1 (a) In alto Temperature medie annuali: Imola (linea Blu) e Bologna (linea Nera). La differenza fra queste due è riportata con la linea Rossa. (b) In basso Temperature medie annuali: Firenzuola (linea Blu) e Bologna (linea Nera). La differenza fra queste due è riportata con la linea Rossa	64
Figura 4.2 Correlazione Temperature massime e minime giornaliere tra Imola e Bologna.	65
Figura 4.3 Funzione di ripartizione del numero di ore di pioggia per Precipitazione cumulata giornaliera <20 mm.....	66
Figura 4.4 Funzione di ripartizione del numero di ore di pioggia per Precipitazione cumulata giornaliera tra 20 e 40 mm (estremi compresi).....	66
Figura 4.5 Funzione di ripartizione del numero di ore di pioggia per Precipitazione cumulata giornaliera > 40 mm.....	67
Figura 5.1 Densità di probabilità della portata oraria nei tre periodi. La curva verde rappresenta il fit di una distribuzione lognormale con parametri stimati riportati sotto ogni grafico.....	70
Figura 5.2 Confronto tra le distribuzioni di densità di probabilità lognormali nei tre periodi.	71
Figura 5.3 Indice di siccità idraulica HDI dal 1926 la 2014 con trend lineare.	72

Figura 5.4 Percentuale di giorni sotto la soglia Q_{th}	73
Figura 5.5 Portate Minime Annuali con trend lineare e significatività.	74
Figura 5.6 Portate Massime Annuali. La Linea Nera è il trend lineare con relativa significatività. La Linea Rossa rappresenta la media della distribuzione GEV non stazionaria.	75
Figura 5.7 Portata media stagionale con trend e test di significatività.....	76
Figura 5.8 Portata media annuale con trend e test di significatività.....	77
Figura 5.9 Precipitazione giornaliera media stagionale con trend e test di significatività.	78
Figura 5.10 Precipitazione giornaliera media annuale con trend e test di significatività.	79
Figura 5.11 Precipitazione cumulata stagionale con trend e test di significatività.	82
Figura 5.12 Precipitazione cumulata annuale con trend e test di significatività.....	81
Figura 5.13 Saturazione del suolo media stagionale con trend e test di significatività.	82
Figura 5.14 Saturazione del suolo media annuale con trend e test di significatività.	83
Figura 5.15 Evapotraspirazione potenziale giornaliera media stagionale con relativo trend e test di significatività.	84
Figura 5.16 Evapotraspirazione potenziale giornaliera media annuale con relativo trend e test di significatività.....	85
Figura 5.17 Evapotraspirazione effettiva giornaliera media stagionale con relativo trend e test di significatività.....	86
Figura 5.18 Evapotraspirazione effettiva giornaliera media annuale con relativo trend e test di significatività.	87

INDICE DELLE TABELLE

Tabella 1.1 Valori soglia T in base al numero n di lunghezza della serie in esame e al livello di confidenza scelto (90% o 95%)	6
Tabella 3.1 Numero medio mensile delle ore di sole giornaliere in funzione della latitudine (Tab. 3 “Crop Water Requirements”, FAO Irrigation and Drainage Paper 24)	59
Tabella 3.2 Fattore peso W_{ta} in funzione dell’altitudine	59

Abstract

Ricerca eventuali variazioni o trend nei fenomeni meteorologici è sempre stato uno degli obiettivi degli studi di ricerca.

Il dibattito in letteratura evidenzia la difficoltà nell'individuare in maniera univoca un trend relativo agli eventi precipitativi. Nonostante la grande variabilità climatica, la diminuzione delle precipitazioni in inverno e primavera negli ultimi decenni, nel sud Europa e nella parte occidentale del bacino del Mediterraneo, è stata ampiamente confermata.

Inoltre, è sempre più importante osservare come eventuali variazioni nelle precipitazioni possano influenzare variazioni di portata volumetrica di un fiume.

Il presente studio ha l'obiettivo di individuare eventuali variazioni nelle precipitazioni e nel regime idraulico del bacino di Imola.

Lo studio ha preso in considerazione gli eventi precipitativi dagli anni '20 al 2014 sul bacino del Santerno, localizzato nelle aree montane centro orientali dell'Emilia-Romagna. Dopo aver effettuato il controllo qualità e di omogeneità sui dati ne è stata fatta un'analisi statistica da cui è risultato, in accordo con la letteratura, una diminuzione delle precipitazioni cumulate invernali e del numero di giorni piovosi annuali per alcune stazioni considerate.

Attraverso l'uso del modello TOPKAPI, sono state ricostruite alcune variabili idrologiche, come la portata del fiume in una particolare sezione di chiusura, l'umidità del suolo, l'evapotraspirazione potenziale ed effettiva, così da poterne valutare i trend stagionali e annuali.

Non è stata rilevata alcuna variazione sia nella portata massima e minima annuale che in quella oraria, mentre è stato identificato un aumento significativo nell'evapotraspirazione potenziale in tutte le stagioni ad eccezione dell'autunno e una diminuzione della saturazione del suolo in inverno e primavera. Infine, le analisi sulle precipitazioni aggregate hanno confermato i risultati ottenuti nella prima parte dello studio.

Per concludere, nonostante siano stati evidenziati alcuni cambiamenti significativi nelle precipitazioni cumulate stagionali, non è stata riscontrata alcuna variazione apprezzabile della portata per la sezione di chiusura considerata.

Parte 1. Analisi Pluviometrica

Capitolo 1

Dati e Metodi

Per studiare serie storiche di dati meteorologici è necessario verificarne, preliminarmente, qualità e continuità. In particolare, le serie annuali individuate in questo lavoro soddisfano i requisiti di avere un numero massimo di dati mancanti non superiore al 20% sul totale e di non avere, al loro interno, più di 3 anni consecutivi senza dati.

Successivamente, per controllare l'omogeneità statistica delle serie di dati meteorologici, ci si è avvalsi del Standard Normal Homogeneity Test (SNHT), supportato dal test di Craddock, applicati ai valori medi annuali (per le temperature) o cumulati annuali (per le precipitazioni); questa verifica è un requisito fondamentale per lo studio dell'evoluzione del clima. Infine, per studiare e rilevare eventuali presenze di trend nelle serie è stato utilizzato il metodo di regressione lineare ai minimi quadrati con test di significatività di Mann-Kendall.

L'elaborazione climatica e i grafici ottenuti sono stati realizzati con il Software R 3.1.3.

1.1 Acquisizione dati e controllo qualità

Nel bacino idrografico del Santerno, situato nelle aree montane centro orientali dell'Emilia-Romagna, sono presenti diverse stazioni meteorologiche, la cui dislocazione è visibile nell'All.1. La maggior parte dei dati necessari per il presente studio, relativi alla temperatura e precipitazione giornaliera, erano già presenti nei database ARPA; di seguito vengono riportati i dati estratti per ogni singola stazione:

- Stazione di Firenzuola: Temperatura giornaliera (Min e Max) e Precipitazione giornaliera dal 1952-2014
- Stazione di Imola: Temperatura giornaliera (Min e Max) e Precipitazione giornaliera dal 1952-2014
- Stazione di Barco: Precipitazione giornaliera 1924-2014
- Stazione di Castel Del Rio: Precipitazione giornaliera 1921-2014
- Stazione di Fontanelice: Precipitazione giornaliera 1921-1992
- Stazione di Borgo Tossignano: Precipitazione giornaliera 1992-2014
- Stazione di Traversa: Precipitazione giornaliera 1939-2011
- Stazione di Pietramala: Precipitazione giornaliera 1921-2013
- Stazione di Bologna: Temperatura giornaliera (Min e Max) 1926-2014

È importante notare che le serie di Fontanelice e Borgo Tossignano (stazioni distanti fra loro solo qualche chilometro – vedi anagrafica stazioni All.2) sono considerate l'una la continuazione dell'altra, omogenee dal momento che la serie di valori medi annuali di precipitazione ottenuta utilizzando i dati di entrambe ha soddisfatto i criteri di omogeneità statistica descritti nel dettaglio nella prossima sotto-sezione. Nonostante nelle analisi idrologiche ai dati di ciascuna stazione vengano attribuite le coordinate corrette, in futuro per

l'analisi climatica si farà riferimento a questi dati come un'unica serie che per semplicità chiameremo Fontanelice.

È stato inoltre necessario digitalizzare i valori della T_{\min} e T_{\max} delle serie di temperatura giornaliera dal 1926 al 1951 per le stazioni di Imola e Firenzuola, poiché questi erano presenti solo nei report mensili cartacei redatti giornalmente alle ore 9.00 dagli osservatori e competente conservati nell'archivio del Servizio Meteorologico Regionale.

Dopo questa fase si è proceduto ad un preliminare controllo di qualità dei dati attraverso il confronto tra le serie da controllare e la serie storica di Bologna, la quale può essere considerata serie di riferimento. Infine, si sono eseguiti alcuni controlli di qualità logici ($T_{\max} > T_{\min}$, $-40.0^{\circ}\text{C} < T_{\min} < 40.0^{\circ}\text{C}$ e $-30.0^{\circ}\text{C} < T_{\max} < 50.0^{\circ}\text{C}$).

Tali verifiche sono state effettuate solamente per i dati digitalizzati poiché quelli estratti dal database erano stati già sottoposti ai test di qualità (Pavan *et al.* 2003).

1.2 Test di omogeneità

Si definisce omogenea una serie temporale in cui la variabilità del segnale dipende esclusivamente da fattori climatici. In generale, non è insolito che fattori esterni, anche di natura antropica, possano alterare il segnale di una serie con evidenti ripercussioni sulla stima dei trend. Le cause più frequenti di disomogeneità nelle serie temporali sono lo spostamento della stazione di misura, la sostituzione della strumentazione, il cambiamento nell'esposizione dello strumento, ovvero il cambiamento dell'ambiente circostante, come la crescita della vegetazione o dell'urbanizzazione dell'area, e infine l'adozione di nuove procedure di elaborazione dei dati. Le informazioni che documentano la storia delle stazioni di rilevamento, definite metadati, costituiscono un fondamentale supporto per lo studio dell'omogeneità di una serie.

Utilizzare serie omogenee con variazioni temporali imputabili esclusivamente a cause meteo-climatiche è di grande importanza in climatologia; questa esigenza ha condotto allo sviluppo di metodologie in grado di individuare e filtrare eventuali segnali di natura non climatica presenti nelle serie osservate. I metodi di controllo di omogeneità possono essere suddivisi genericamente in metodi diretti e indiretti. I primi, si basano sull'uso di metadati, i secondi si servono di analisi statistiche e del supporto dei metadati, se disponibili. I metodi diretti sono influenzati dalla qualità dei metadati, dalla loro completezza e dalle tecniche usate per quantificare gli eventuali fattori di correzione: ad esempio, un cambiamento della strumentazione, a volte, comporta un periodo sufficientemente lungo, durante il quale si effettuano misure parallele con entrambe le strumentazioni, in base alle quali si ottiene un coefficiente di correzione da usare per omogeneizzare la serie. I metodi indiretti, invece, utilizzano metadati solamente a supporto e conferma dei risultati ottenuti attraverso analisi statistiche. Questi ultimi sono i più diffusi, a causa della loro facilità di applicazione e della frequente indisponibilità di metadati corretti e completi.

La maggior parte delle analisi statistiche si servono di una serie di riferimento, opportunamente costruita, con la quale confrontare la serie da testare. Questa procedura di creazione della serie di riferimento è la parte più delicata dell'intero processo di controllo omogeneità perché richiede la scelta di un certo numero di stazioni vicine statisticamente

omogenee che contribuiscano a costruire una serie in grado di rappresentare la variabilità climatica dell'area in cui si trova la stazione in esame.

Nei paragrafi 1.2.1 e 1.2.2 seguenti si descrivono i test di omogeneità utilizzati applicati in tutti i casi ai soli dati annuali: medie annuali per le temperature, cumulate annuali per le precipitazioni.

Non è stato possibile applicare questi test statistici alle serie termometriche di Imola e Firenzuola nel periodo 1926-1960, perché in questo periodo non sono disponibili dati digitalizzati di altre stazioni circonvicine e quindi non è stato possibile costruire la serie di riferimento. Per controllare l'omogeneità di queste serie è stato fatto un confronto diretto con la serie di dati della stazione di Bologna, attiva dal 1815 i cui dati sono già stati digitalizzati, e che si pensa essere attendibile.

1.2.1 SNHT – Standard Normal Homogeneity Test

Per questo studio le serie utilizzate sono state verificate nell'omogeneità usando il test parametrico SNHT – Standard Normal Homogeneity Test (Steffensen, 1996; Alexandersson e Moberg 1997a,b). Per la precipitazione il test è basato sull'assunzione che il rapporto tra la stazione da controllare e la serie di riferimento è quasi costante nel tempo. Per la temperatura si procede in modo simile, ma considerando la differenza tra i valori della serie test e quelli della serie di riferimento. Per costruire la serie di riferimento si utilizza la media pesata di un gruppo selezionato di stazioni, le quali sono caratterizzate da alti valori di correlazione con la serie da controllare. I pesi sono i coefficienti di correlazione tra la stazione di riferimento e quella da controllare

Considerando la serie in esame $\{Y_i\}$ e la serie di riferimento $\{X_i\}$, costruita attraverso le stazioni vicine, e partendo dall'ipotesi che il rapporto o la differenza fra le due serie debba essere costante nel tempo, si calcola per la temperatura:

$$S_i = \frac{\sum_{j=1}^k \rho_j^2 [X_{ji} - \bar{X}_j + \bar{Y}]}{\sum_{j=1}^k \rho_j^2}$$

mentre per le precipitazioni:

$$S_i = \frac{\sum_{j=1}^k \rho_j^2 X_{ji} \bar{Y} / \bar{X}_j}{\sum_{j=1}^k \rho_j^2}$$

dove: k numero delle stazioni scelte per creare la serie di riferimento.

X_{ji} valore i-esimo della j-esima serie

\bar{X}_j media della j-esima serie

\bar{Y} media della serie in esame

ρ_j coefficiente di correlazione tra la serie da testare e la serie di riferimento.

Si crea la serie $\{Z_i\}$ ottenuta standardizzando, tramite la deviazione standard σ_Q , la serie delle differenze $\{Q_i\}$ per la temperatura:

$$Q_i = Y_i - S_i$$

o la serie dei rapporti $\{Q_i\}$ per la precipitazione:

$$Q_i = Y_i/S_i$$

$$Z_i = \frac{Q_i - \bar{Q}}{\sigma_Q}$$

dopo aver assunto che la serie $\{Z_i\}$ è descritta da una distribuzione normale $N(\mu, \sigma)$. Se vogliamo individuare un singolo shift del livello medio della serie in esame, le due ipotesi (quella nulla e quella alternativa) sono:

$$H_0: Z_i \in N(0,1); i \in \{1, 2 \dots n\}$$

$$H_1: \left\{ \begin{array}{l} Z_i \in N(\mu_1, 1); i \in \{1, 2 \dots a\} \\ Z_i \in N(\mu_2, 1); i \in \{a+1, \dots n\} \end{array} \right\}$$

dove μ_1 e μ_2 sono rispettivamente il valore medio della distribuzione nei primi a anni e il valore medio negli ultimi $n-a$ anni.

L'ipotesi nulla afferma che la serie in esame è omogenea, mentre l'ipotesi alternativa indica che il livello medio cambia improvvisamente nell'anno a .

La statistica T è calcolata:

$$T_{max}^s = \max_{1 \leq a \leq n-1} \{T_a^s\} = \max_{1 \leq a \leq n-1} \{a\bar{z}_1^2 + (n-a)\bar{z}_2^2\}$$

Dove \bar{z}_1 e \bar{z}_2 sono i valori medi della serie $\{Z_i\}$ prima e dopo lo shift dell'anno a . L'ipotesi nulla è rigettata se il massimo della T_a^s è sopra il valore di soglia, che dipende dalla lunghezza della serie e dal livello di confidenza scelto (vedi Tab 1.1), e a rappresenta l'anno in cui è avvenuto lo shift.

n	10	20	30	40	50	70	100
T90	5.05	6.10	6.65	7	7.25	7.55	7.85
T95	5.70	6.95	7.65	8.10	8.45	8.8	9.15

Tabella 1.1 Valori soglia T in base al numero n di lunghezza della serie in esame e al livello di confidenza scelto (90% o 95%)

Quindi in presenza di uno o più breakpoint la serie è stata eliminata.

1.3 Craddock Test

Questo test non parametrico (Craddock, 1979) valuta l'andamento nel tempo della quantità S_n calcolato sia utilizzando una serie da controllare $\{X_i\}$ che una o più serie di riferimento $\{Y_i\}$. Sostanzialmente esso accumula le differenze tra la serie candidata e la serie di riferimento. Anche in questo caso si distinguono serie di precipitazioni e serie di temperature; per le ultime si definisce:

$$c = \bar{y} - \bar{x}$$

e

$$d_i = c + x_i - y_i$$

Per le precipitazioni, invece:

$$c = \frac{\bar{y}}{\bar{x}}$$

con

$$d_i = cx_i - y_i$$

dove in tutte e due i casi:

i è il time-step (anno/stagione/mese/giorno a seconda della scelta)

\bar{x} e \bar{y} sono i valori medi delle rispettive serie

Infine si trova la serie

$$S_n = \sum_{i=1}^n d_i$$

Questa serie presenta un trend positivo quando i valori registrati nella serie $\{X_i\}$ sono sovrastimati rispetto alla serie di riferimento, e negativo quando i valori sono sottostimati. Per identificare eventuali breakpoint si cercano cambiamenti nella pendenza media di S_n (discontinuità nella derivata prima). Nel caso in cui la serie da controllare sia omogenea allora la serie S_n fluttuerà attorno al valore nullo.

1.4 Mann-Kendall Trend Test

Il test di Mann-Kendall permette di individuare la significatività di un trend in una serie climatica. Il vantaggio principale per usare questo test è che non necessita che i dati siano normalmente distribuiti (test non parametrici). Esso si basa su due ipotesi:

- Ipotesi nulla H_0 . Assenza di un trend
- Ipotesi alternativa H_1 . Presenza di un trend.

Data una serie di n valori, si definiscono T_i con $i = 1, 2, 3, \dots, n-1$ e T_j dove $j = i+1, i+2, \dots, n$ come sottoinsiemi della serie in esame. Ogni valore viene confrontato con tutti i valori successivi: se il valore T_i è maggiore di quello successivo T_j , la funzione statistica S è incrementata di 1, viceversa, se il valore T_i è minore di T_j , S è diminuita di 1. La logica del

test si basa sull'ipotesi che, in assenza di trend, un'osservazione T_i sia seguita da un numero approssimativamente uguale di osservazioni con valore maggiore e minore di T_i cosicché $S \approx 0$.

La statistica S di Mann-Kendall è calcolata come segue:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=1+1}^n \text{sign}(T_i - T_j)$$

dove

$$\text{sign}(T_i - T_j) = \begin{cases} 1 & \text{se } T_i - T_j > 0 \\ 0 & \text{se } T_i - T_j = 0 \\ -1 & \text{se } T_i - T_j < 0 \end{cases}$$

Quando la serie è sufficientemente lunga ($n \geq 10$) si suppone che la funzione S sia normalmente distribuita con media e varianza rispettivamente:

$$\mu_S = 0$$

$$\sigma^2 = \frac{n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^g t_i(i-1)(2i+5)}{18}$$

Il secondo termine è introdotto per operare la correzione necessaria in presenza di gruppi di osservazioni uguali che generano i cosiddetti nodi, in particolare g è il numero di nodi e t_i è il numero di nodi del gruppo i -esimo.

Si definisce infine la statistica test:

$$Z = \frac{S - \text{sign}(S)}{\sigma}$$

Si può dimostrare che la distribuzione di Z è normale $N(0,1)$. Ciò permette di calcolare in modo semplice i p -value corrispondenti al valore di Z calcolato, o in alternativa calcolare i valori della statistica test sotto l'ipotesi nulla (assenza di trend) per un fissato livello di significatività α (5%). L'ipotesi nulla è rigettata se il valore di Z calcolato per la serie in esame ha un p -value minore del livello di significatività prescelto α , o analogamente se il valore di Z è superiore al valore della variabile normale standard con probabilità di superamento uguale al livello di significatività fissato (Barca *et al.* 2013, Hipel *et al.* 2005).

Capitolo 2

Precipitazioni

Molti sono gli autori che negli ultimi decenni hanno focalizzato la loro ricerca sui trend di eventi estremi, evidenziando modifiche nel regime della precipitazione con un generale incremento nella frequenza e/o intensità degli eventi di precipitazione estrema (Easterling *et al.*, 2000; Osborn *et al.*, 2000; Groisman *et al.*, 2005; Alexandre *et al.*, 2006; Griffiths and Bradley, 2007). È importante notare che alcuni autori hanno riscontrato un aumento delle precipitazioni intense anche in regioni dove le precipitazioni medie non hanno subito cambiamenti (Groisman *et al.*, 2005; Alexandrer *et al.*, 2006) o dove la precipitazione cumulata totale è persino diminuita (Easterling *et al.*, 2000; Alpert *et al.*, 2002). Facendo un'analisi più approfondita il quadro è ancora più complesso, poiché i risultati a scala locale talvolta sono dissimili tra loro: per esempio una diminuzione degli eventi di precipitazione intense è stato identificato per alcune regioni del mondo come la Cina (Wang and Zhou, 2003; Feng *et al.*, 2007), in molte aree dell'Asia (Manton *et al.*, 2001) e in alcune aree in Europa (Lana and Burgueno, 2000; Xoplaki *et al.*, 2000; Esteban-Parra *et al.*, 2003; Maheras and Anagnostopoulou, 2003; Turkes, 2003).

Ponendo l'attenzione su quest'ultima non è semplice trovare un chiaro ed univoco trend nella frequenza di accadimento delle precipitazioni intense, sebbene sia presente anche in quest'area un generale aumento di queste. Le più recenti evidenze nel trend di accadimento degli eventi di precipitazione estrema possono essere riassunte in: trend positivi, trovati nella Pianura Pannonica (Carpazi) (Bartholy and Pongrácz, 2007) e nel Nord-Est della Spagna (Ramos and Martínez-Casasnovas, 2006), e trend molto eterogenei, identificati in aree sparse del Mediterraneo e nel Portogallo (Kostopoulou and Jones, 2005; Costa *et al.*, 2008). Nonostante la complessità geografica e la grande variabilità climatica, la diminuzione delle precipitazioni in inverno e primavera negli ultimi decenni, nel sud Europa e nella parte occidentale del bacino del Mediterraneo, è stata ampiamente confermata da diversi studi (Colombo *et al.* 2007, De Luis *et al.* 2010, Homar *et al.* 2010, Longobardi e Villani 2010 e Matzneller *et al.* 2010). Questi risultati sono probabilmente collegati a condizioni anticicloniche nell'ovest del Mediterraneo sempre più frequenti (Dunkeloh e Jacobeit, 2003) e conseguenti diminuzioni di ciclogenesi sottovento alle Alpi nel Mar Ligure nelle stagioni invernali e primaverili. È stato, inoltre, ipotizzato che l'anomalia positiva termica superficiale del mare Mediterraneo (Sea Surface Temperature - SST), rispetto la media climatologica, più evidente in estate, autunno e prima parte dell'inverno (Belkin, 2009; Nykjaer, 2009; Skliris *et al.* 2012) abbia accentuato l'intensità delle precipitazioni in alcune aree Mediterranee (Trenberth *et al.*, 2003, 2005; Trenberth e Shea, 2006, Bozkurt e Sen, 2011).

Questi trend concordano parzialmente con i numerosi studi riferiti all'Italia; i risultati infatti non sono sempre in accordo tra loro e dipendono dal periodo di tempo analizzato. In generale, si può comunque affermare che è presente una diminuzione del numero di giorni

piovosi e un aumento dell'intensità di precipitazione giornaliera (Brunetti *et al.*, 2000, 2001a, 2001b, 2006), sebbene quest'ultimo sia più evidente nel Centro-Sud Italia (Diodato, 2007) e non sempre statisticamente significativo.

Per approfondire si riportano solo alcuni degli studi più rilevanti:

Brunetti *et al.* (2000) analizzando 5 serie di precipitazione giornaliera nel Nord Italia (Genova 1833-1998, Milano 1858-19998, Mantova 1868-1997, Bologna 1879-19998 e Ferrara 1879-1996) hanno osservato un trend negativo nel numero di giorni piovosi e un trend significativo della diminuzione della precipitazione cumulata annuale e stagionale; di conseguenza, l'intensità di precipitazione presenta un trend positivo che porta a un aumento degli eventi di precipitazione intensa (precipitazione giornaliera >25 mm e >50mm). Questo trend è principalmente dovuto agli ultimi 60-80 anni del periodo analizzato.

Brunetti *et al.* (2001a) confermano i risultati sopra citati, esaminando 67 serie di precipitazione giornaliera nel periodo 1951-1996 sparse sull'intero territorio italiano. In questo lavoro, gli autori affermano che nel Nord Italia è presente un aumento nell'intensità delle precipitazioni principalmente dovuto al forte trend positivo di accadimento di eventi di precipitazione intensa (in particolare nelle regioni del Nord-Ovest e nella zona alpina del Nord-Est). Il più grande contributo nel trend nell'intensità delle precipitazioni è dovuto soprattutto all'ultimo periodo della serie storica. Inoltre, è stata rilevata una diminuzione significativa del numero di giorni piovosi particolarmente in inverno.

Brunetti *et al.* (2001b) hanno studiato 7 serie di precipitazione giornaliera dal 1920-1998 nella regione alpina del Nord-Est Italia, di seguito i principali risultati:

- la media annuale di giorni piovosi ha un trend negativo significativo, più evidente nella stagione primaverile e autunnale;
- il trend negativo dei giorni piovosi annuali e la debole diminuzione delle precipitazioni totali annuali produce un aumento dell'intensità di precipitazione non significativa;
- l'aumento dell'intensità delle precipitazioni è dovuto fortemente al contributo degli eventi di precipitazione estrema (definiti come eventi con precipitazione sopra il 99,9 percentile)
- il tempo di ritorno di questi eventi estremi si è ridotto nel corso dell'ultimo secolo.

Brunetti *et al.* (2006), analizzando i dati di precipitazione mensile nel periodo 1865-2003 in Italia, rilevano un trend negativo nella precipitazione cumulata annuale, anche se molto basso e raramente significativo. In media la sua diminuzione è del 5% per secolo ed è principalmente dovuta al trend negativo della stagione primaverile (9% per secolo).

Pavan *et al.* (2008), analizzando il periodo 1925-2004 in Emilia-Romagna, hanno osservato una diminuzione della precipitazione media, del numero di giorni piovosi e di eventi intensi ed estremi in inverno e primavera, con valori di decrescita più alta e significativa in inverno, nell'area centrale appenninica. Un aumento, invece, è stato osservato nella frequenza di eventi di piogge intense ed estreme in estate, in particolare nella pianura centrale della regione, insieme ad una sostanziale diminuzione dei giorni piovosi.

Brunetti *et al.* (2012) studiando il periodo 1961-2006 nel sud Italia, rilevano, invece, una diminuzione dell'intensità delle precipitazioni, ad eccezione dell'estate.

Bartolini *et al.* (2014) hanno focalizzato l'attenzione su due serie orarie di precipitazione di lungo periodo (circa 80 anni) rilevate presso due stazioni toscane: Vallombrosa e Viareggio. I ricercatori hanno trovato una debole diminuzione della precipitazione totale annuale e del numero di ore con pioggia in inverno e primavera con un aumento della quantità di precipitazione media oraria. È stato rilevato, invece, un aumento, specialmente in primavera e autunno, delle ore con pioggia moderata (≥ 2.5 mm/h e < 10 mm/h). Infine, nessun cambiamento significativo è stato trovato nelle ore con pioggia intensa (≥ 10 mm/h), anche se il trend è positivo.

Antolini *et al.* (2015) hanno analizzato serie di precipitazioni giornaliere dal 1961 al 2010 in Emilia-Romagna, rilevando in generale una diminuzione, non sempre significativa, nelle precipitazioni annuali, in particolare per l'area Appenninica occidentale (-100 mm/decade⁻¹), e invece un aumento in prossimità della foce del Po. I trend stagionali, inoltre, hanno rilevato una diminuzione significativa delle precipitazioni in inverno e primavera, principalmente nella zona montuosa appenninica e nella parte più occidentale della regione; in estate, invece, la diminuzione delle precipitazioni è essenzialmente concentrata nella pianura romagnola, mentre in autunno i trend risultano positivi sebbene siano significativi solo in aree circoscritte.

Il motivo delle incoerenze nei trend trovati in letteratura risiede nel fatto che questi dipendono fortemente dall'ampiezza e dal periodo temporale considerato, dall'omogeneità e continuità delle serie e dalla densità delle stazioni considerate. Infatti le precipitazioni hanno un'alta variabilità spaziale e il territorio italiano è caratterizzato, a sua volta, da una forte eterogeneità orografica che influenza le precipitazioni stesse.

Per quanto riguarda lo studio climatico delle precipitazioni del bacino del Santerno in esame sono state utilizzate solamente tre stazioni, essendo queste le uniche aventi dati di Precipitazione Intense Massime annuali di lungo periodo (Imola 1932-2014, Firenzuola 1921-2014, Fontanelice 1939-2014) e serie temporali più continuative. Infatti per registrare le precipitazioni intense su periodi brevi di un'ora o di durata inferiore all'ora era necessario che la stazione meteorologica fosse dotata di un pluviografo, in grado di registrare le precipitazioni in modo meccanico con frequenze brevi, inferiori al quarto d'ora. Purtroppo, tale strumento non era usato in tutte le stazioni meteorologiche nella prima parte del '900.

In questo studio possiamo considerare Imola come una stazione rappresentativa per il clima nella pianura pedecollinare, Fontanelice per la bassa collina e Firenzuola per l'area appenninica.

2.1 Precipitazioni Intense Massime Annuali

Negli annali idrologici ogni anno viene riportata per ogni stazione pluviometrica la data e l'intensità degli eventi nei quali è stata registrata la maggior quantità di precipitazione per intervalli temporali di 1, 3, 6, 12 e 24 ore. Purtroppo, avendo a disposizione solamente un dato di precipitazione intensa massima all'anno, per ciascuna durata temporale, non è possibile sapere se vi siano stati altri fenomeni altrettanto intensi durante lo stesso anno

oppure se è avvenuto solamente l'episodio riportato. La statistica di questi indici non permette quindi di descrivere come varia la frequenza degli eventi estremi. Ciononostante essa dà una indicazione su come è variata nel tempo, anno per anno, la massima intensità di pioggia su un intervallo assegnato.

In Figura 2.1 e Figura 2.2 è riportata la percentuale di episodi di pioggia intensa su 1, 3, 6, 12 e 24 ore rispetto al totale degli eventi occorsi in ciascuna stagione meteorologica (Inverno – Dicembre Gennaio Febbraio DJF, Primavera - Marzo Aprile Maggio MAM, Estate -Giugno Luglio Agosto JJA, Autunno - Settembre Ottobre Novembre SON).

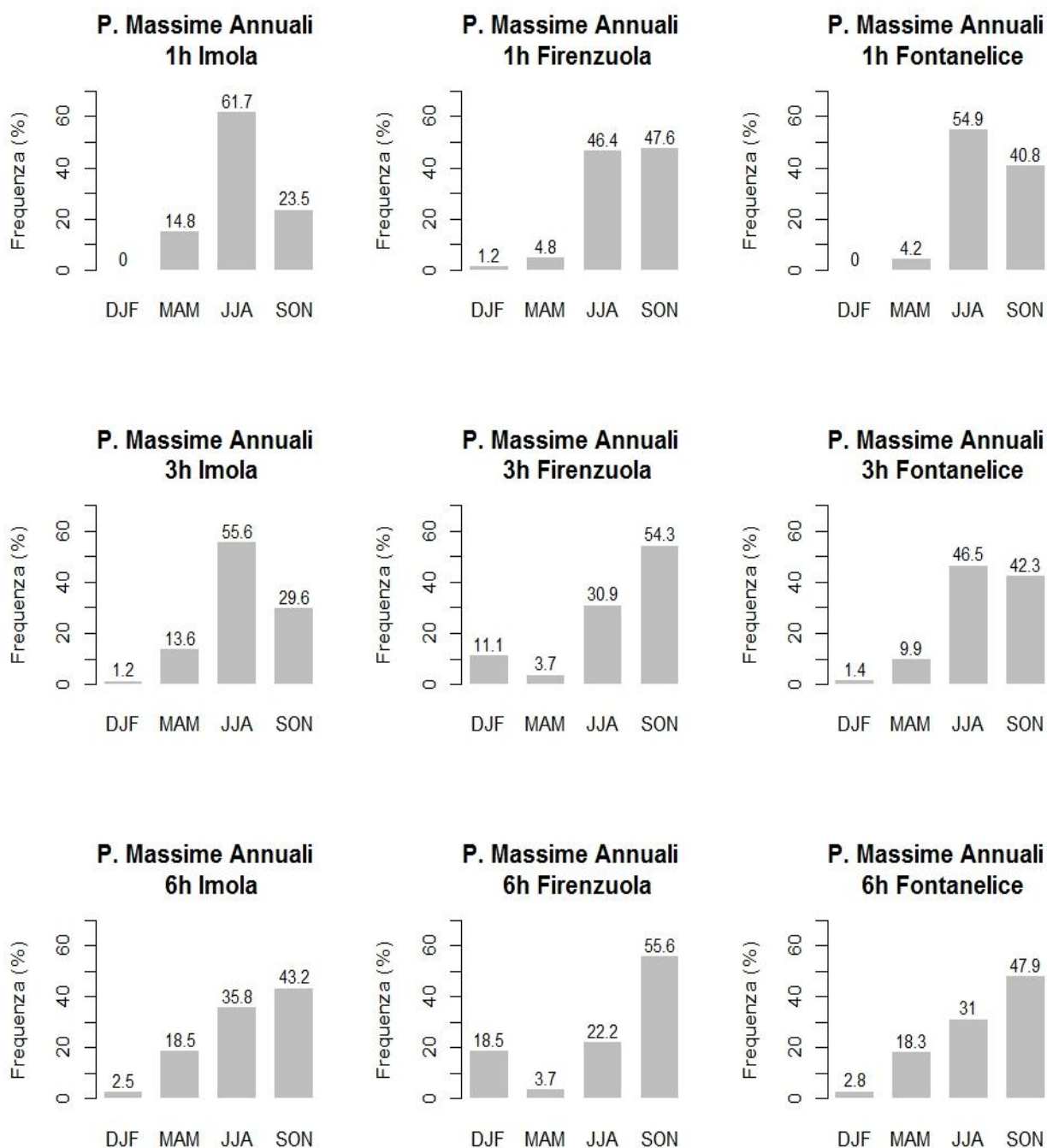


Figura 2.1 Percentuale stagionale di accadimento degli eventi di precipitazione massima annuale su 1,3, 6 ore per stagione.

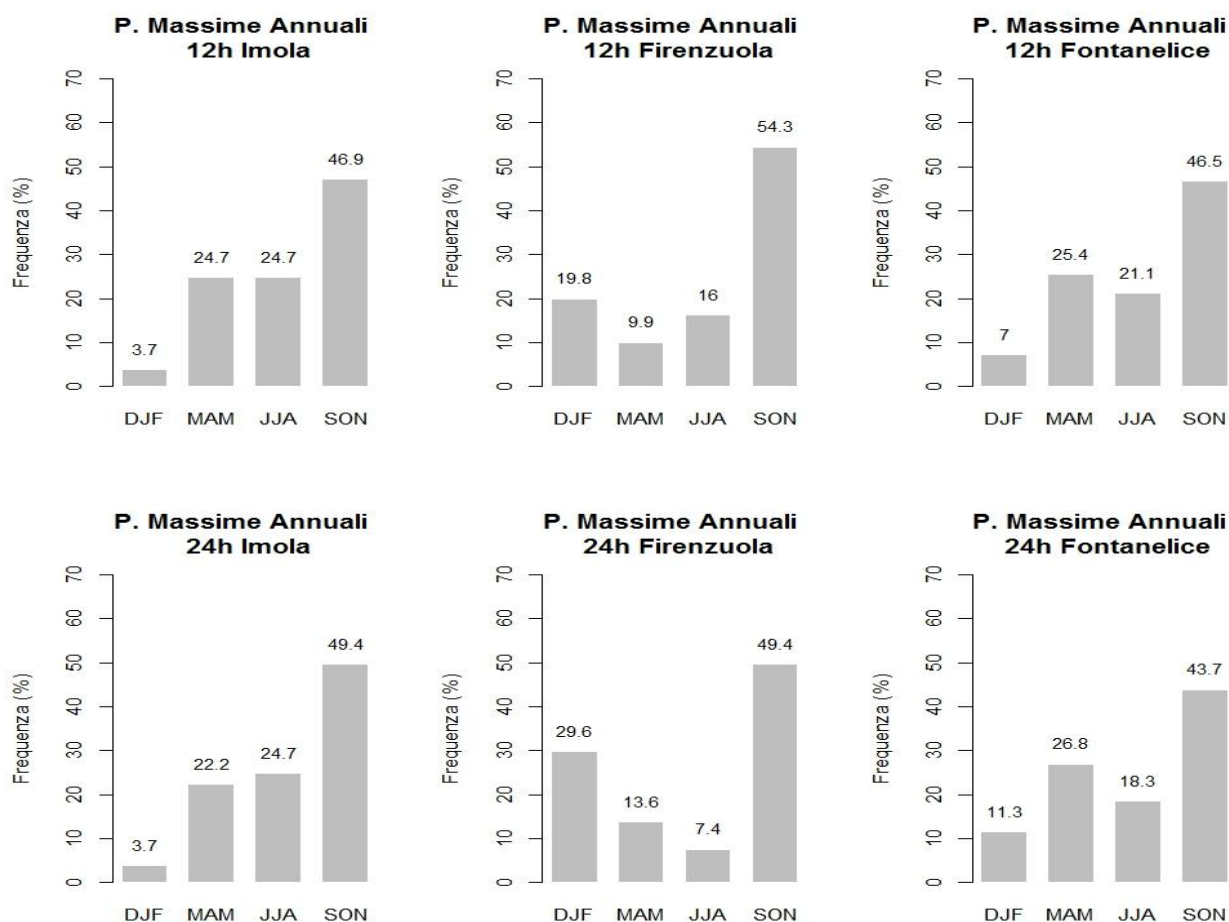


Figura 2.2 Percentuale stagionale di accadimento degli eventi di precipitazione massima annuale su 12 e 24 ore per stagione.

Si può osservare che gli eventi di breve durata (1 - 3 ore) sono stati registrati più frequentemente in estate e autunno e quasi mai nei mesi invernali. Questo risultato è in accordo con l'andamento stagionale dell'attività convettiva dell'atmosfera, la quale è la principale responsabile degli eventi di breve durata e forte intensità; infatti nella stagione invernale, quando raramente vi sono condizioni di instabilità convettiva, è improbabile che si verifichi l'evento più intenso dell'anno per piogge di breve durata in tutte tre le stazioni. Dall'altra parte gli eventi massimi su 6, 12, 24 ore sono accaduti più frequentemente nei mesi autunnali in tutte le stazioni considerate, mentre la descrizione dei massimi secondari è più complessa poiché questi variano per ogni località.

Si ricercano ora eventuali variazioni di stagionalità nell'accadimento di questi eventi. Per avere un numero di dati sufficientemente elevato ai fini statistici si uniscono tutte le stazioni insieme.

In Figura 2.3 vengono riportati gli eventi su 1 e 3 ore per ogni anno, dove le linee blu individuano le stagioni.

Poiché le precipitazioni massime annuali su 6, 12 e 24 ore si verificano soprattutto in inverno e primavera, a differenza di quelle su 1 e 3 ore che sono concentrate nei mesi estivi e autunnali, per l'analisi di questi dati si divide l'anno in due periodi: Parte 1 - dal 15 gennaio al 14 luglio e Parte 2 - dal 15 luglio al 14 gennaio, in quest'ultima parte i primi 14 giorni di

Gennaio vengono assegnati i giorni dell'anno da 366(367) a 379(380). In Figura 2.4 vengono riportati gli eventi su 6, 12, 24 ore.

In tutti i grafici non si evidenziano variazioni apprezzabili:

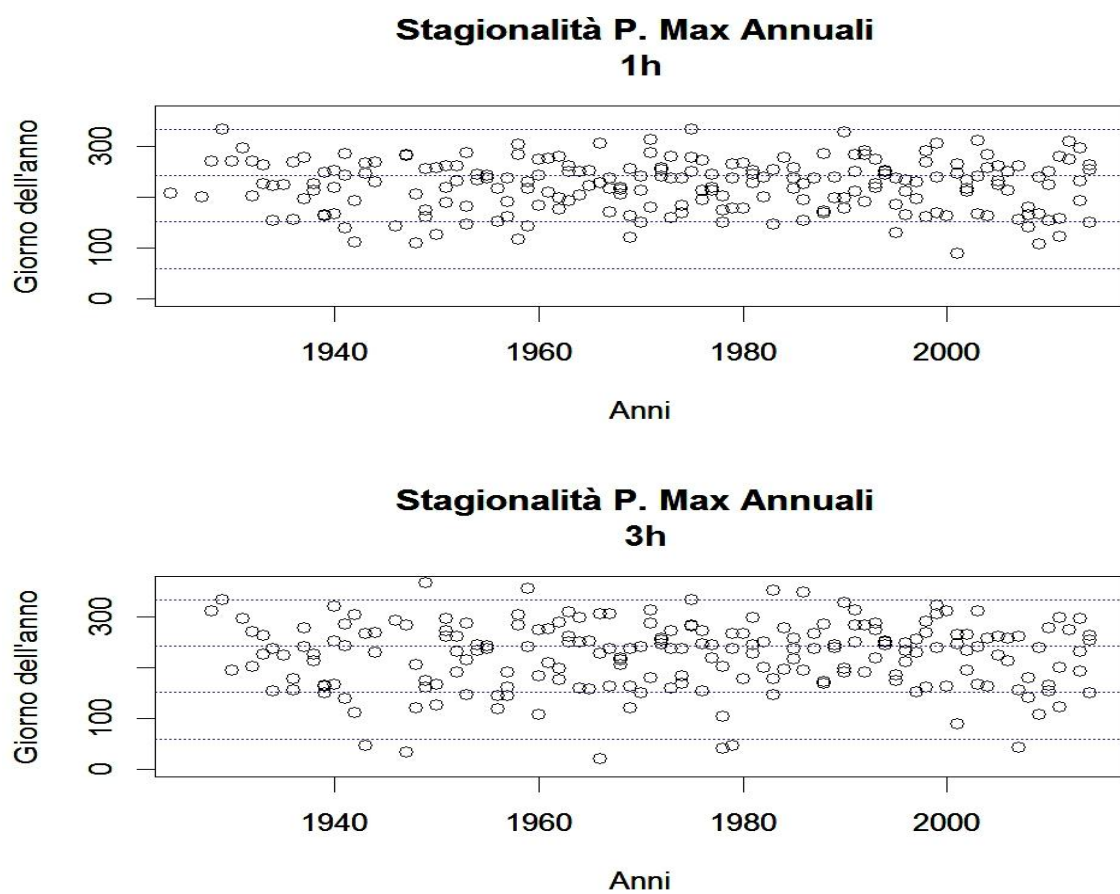


Figura 2.3 Giorno dell'anno di accadimento delle precipitazioni intense massime annuali su 1 e 3 ore.

Le linee blu individuano le stagioni e rappresentano, dal basso: 1 Marzo, 1 Giugno, 1 Settembre e 1 Dicembre.

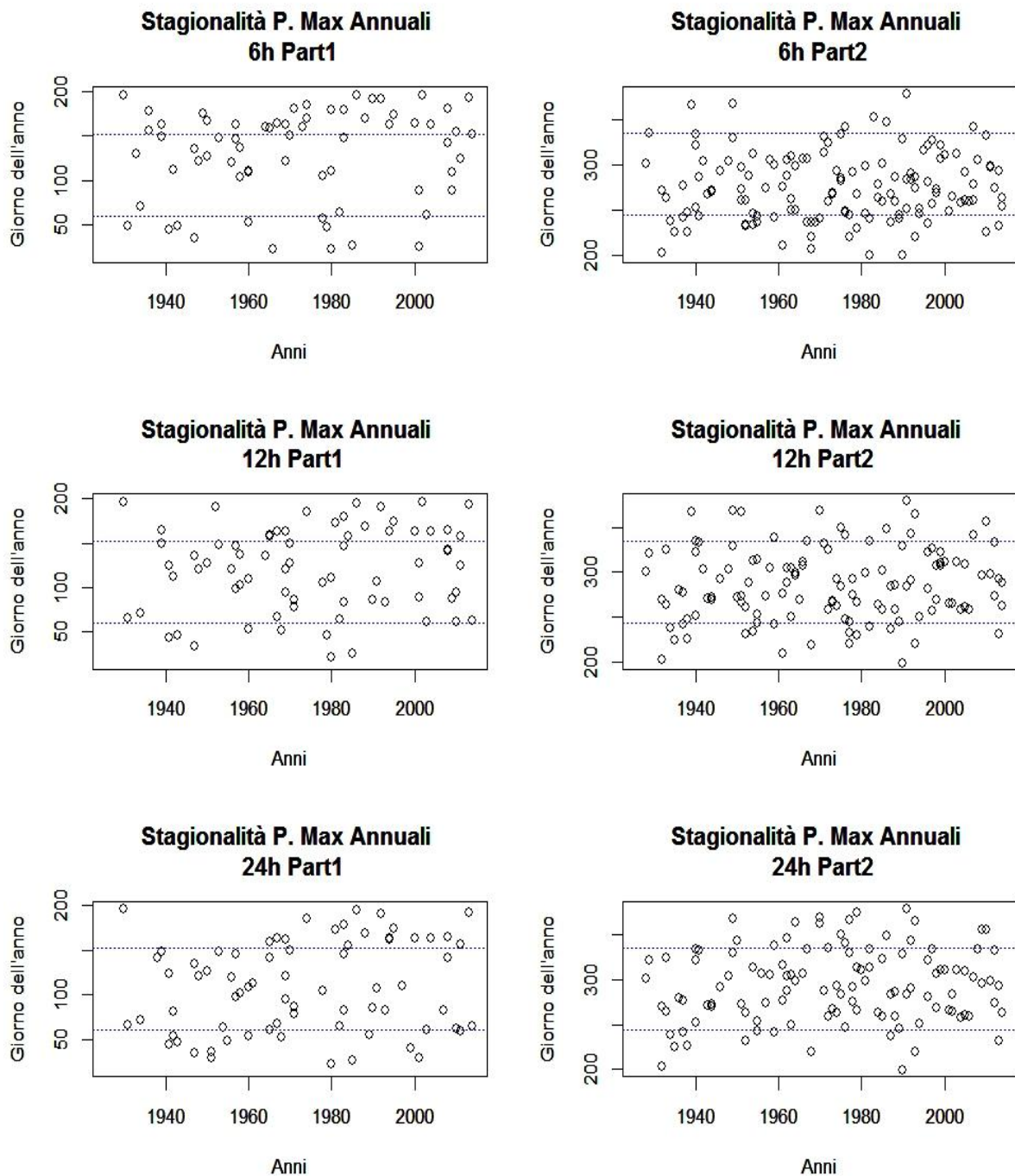


Figura 2.4 Giorno dell'anno di accadimento delle precipitazioni intense massime annuali su 6, 12 e 24 ore. L'anno è diviso in due parti: Part 1 dal 15 Gennaio a 14 Luglio e Part 2 dal 15 Luglio a 14 Gennaio.

Le linee blu individuano le stagioni e rappresentano dal basso Parte 1: 1 Marzo e 1 Giugno; Parte 2: 1 Settembre e 1 Dicembre.

Cercando, inoltre, variazioni nella stagione di accadimento degli eventi massimi annuali e mantenendo uniti i dati di tutte e tre le stazioni, come sopra, si dividono le serie temporali in due periodi: prima parte, 1921 -1975 e seconda parte 1976-2014, riportati in Figura 2.5.

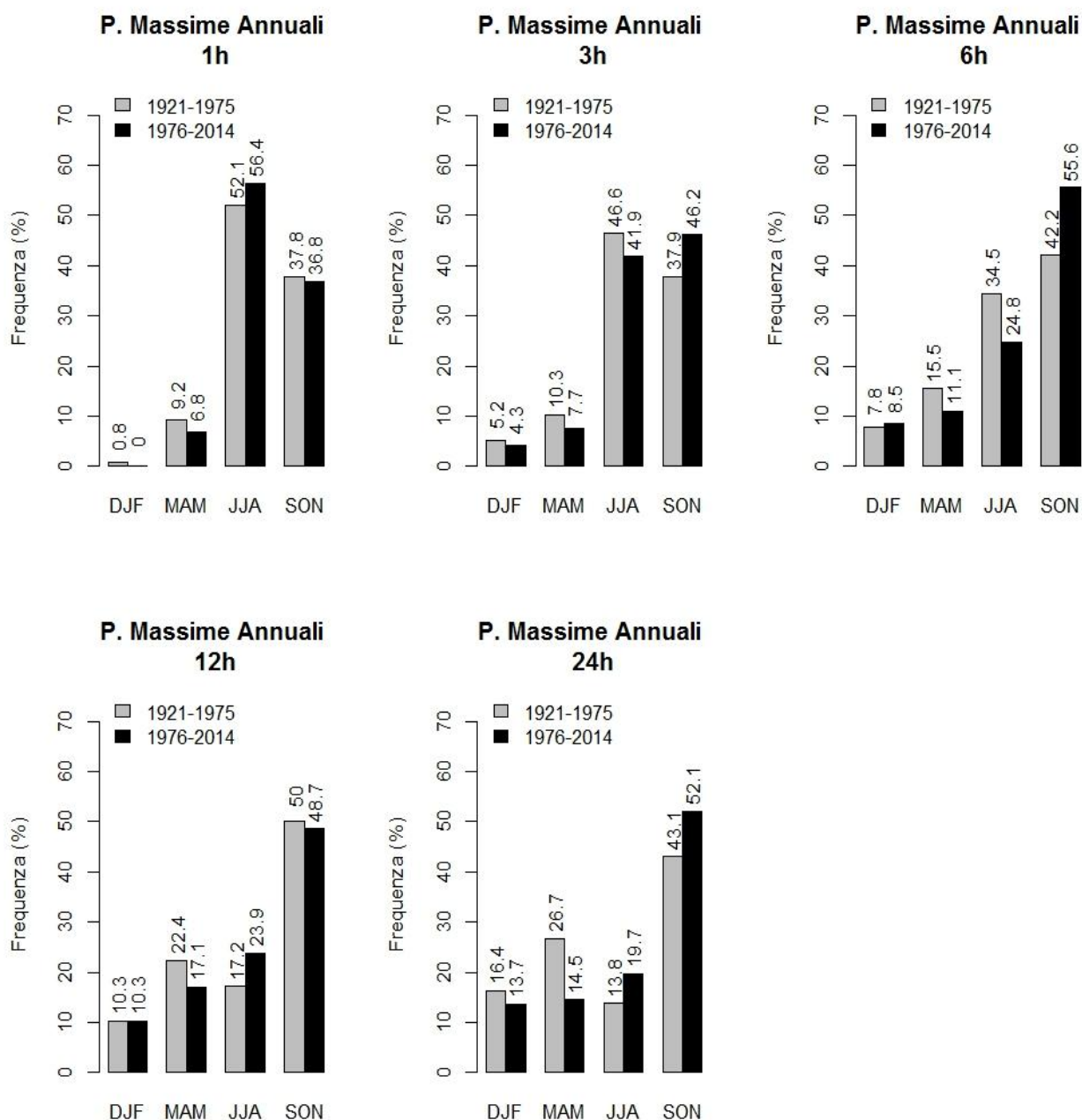


Figura 2.5 Frequenza (%) di accadimento degli eventi di precipitazione massima annuale su 1, 3, 6, 12 e 24 ore con divisione in due periodi (1921-1975 e 1976 -2014).

In Figura 2.5 si può osservare che in tutti i casi considerati vi è una diminuzione nell'accadimento degli eventi massimi nella stagione primaverile, in particolare per eventi su 24 ore, mentre nessuna variazione significativa si può rilevare nel periodo invernale. Per quanto riguarda la stagione estiva e autunnale si può affermare che solamente per gli eventi su 6 ore vi è stata una variazione apprezzabile, con una loro diminuzione di frequenza in estate a favore dell'autunno.

Utilizzando sempre il metodo di regressione lineare ai minimi quadrati con test di significatività di Mann-Kendall, sono stati prodotti i grafici in Figura 2.6 e Figura 2.7 in cui sono riportate le intensità massime annuali di precipitazione cumulata su 1, 3, 6, 12, 24 ore per ciascuna delle stazioni selezionate.

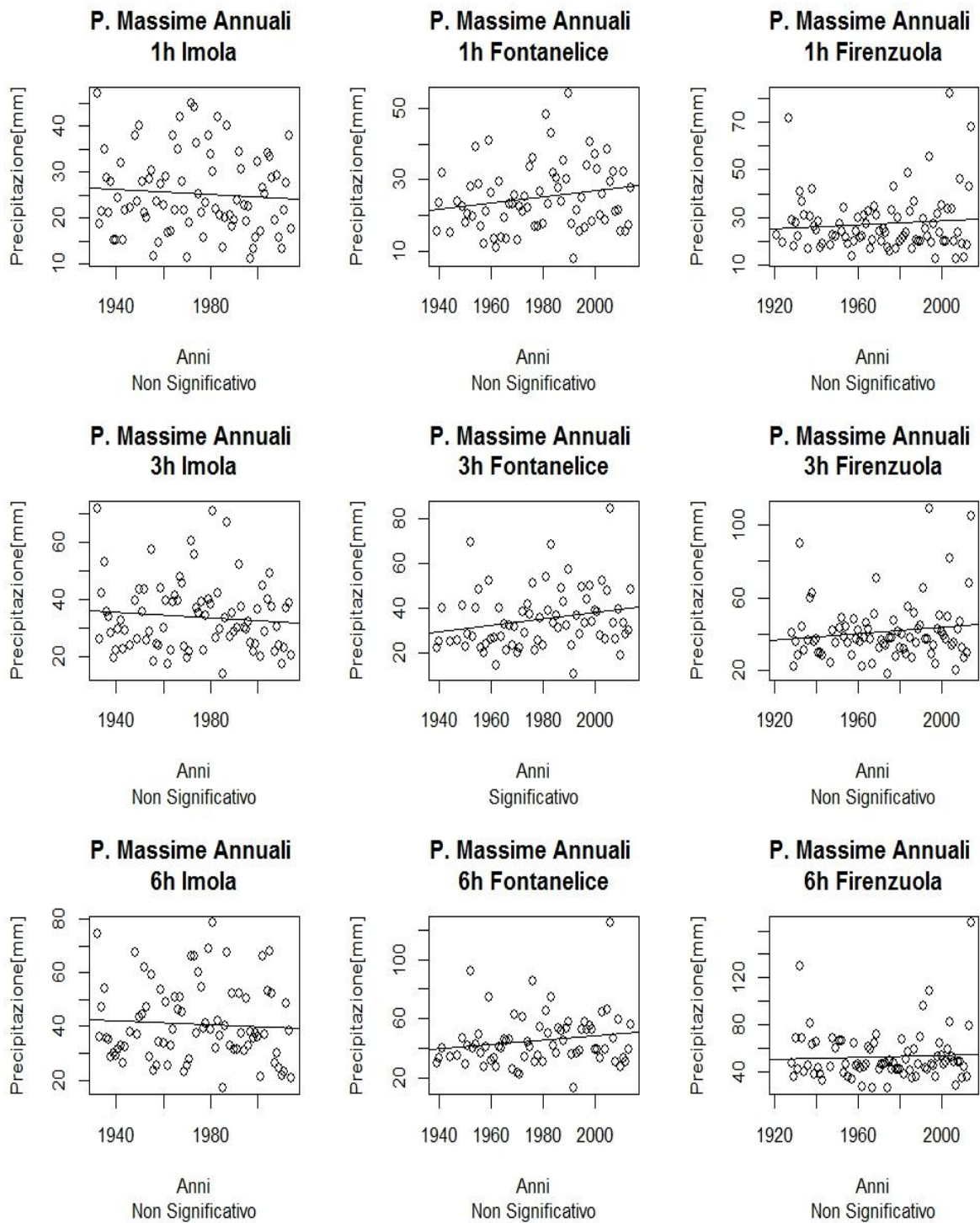


Figura 2.6 Precipitazione cumulata durante gli eventi massimi annuali su 1, 3 e 6 ore per Imola, Fontanelice e Firenzuola con trend e test di significatività.

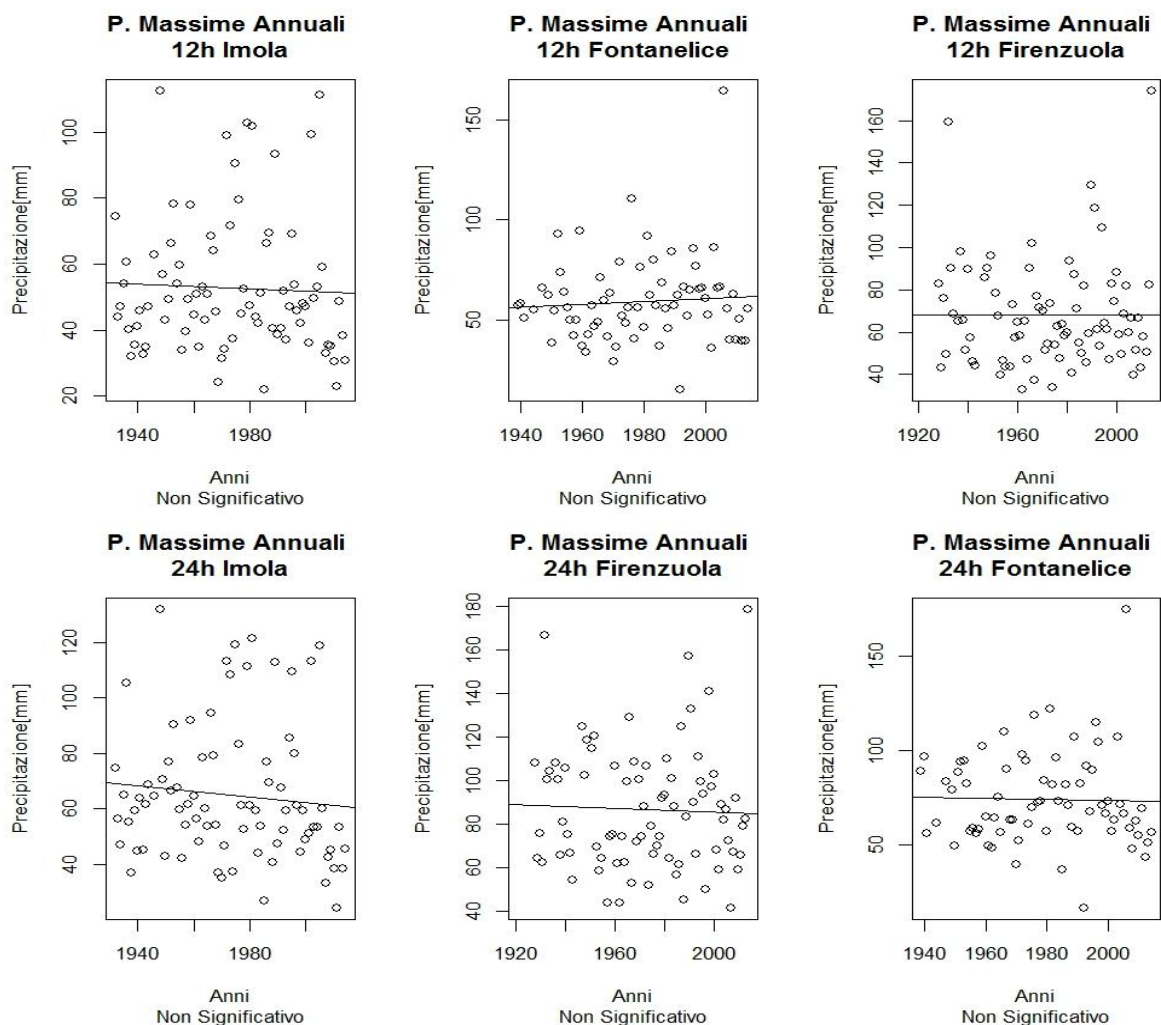


Figura 2.7 Precipitazione cumulata durante gli eventi massimi annuali su 12 e 24 ore per Imola Fontanelice e Firenzezola con trend e test di significatività.

Dall'analisi dei dati è possibile concludere che per queste tre stazioni, nel periodo a disposizione, l'unico trend significativo è quello osservabile nella stazione di Fontanelice per eventi su 3 ore, che presenta un aumento dell'intensità della precipitazione cumulata su questo intervallo. In tutti gli altri casi, i trend sono per la maggior parte positivi per Fontanelice e Firenzezola, negativi per Imola ma, in ogni caso, mai statisticamente significativi.

Si individua adesso la frequenza annua in cui la precipitazione giornaliera supera il 99° e il 90° percentile, calcolata considerando solamente i giorni piovosi $\geq 1\text{mm}$ sul periodo 1921-2014. I fenomeni che ricadono oltre il 99° percentile si possono considerare eventi estremi. In Figura 2.8 vengono riportati i grafici relativi al numero di giorni con precipitazione cumulata giornaliera maggiore del 99° percentile mentre in Figura 2.9 quelli con precipitazione cumulata giornaliera maggiore del 90° percentile

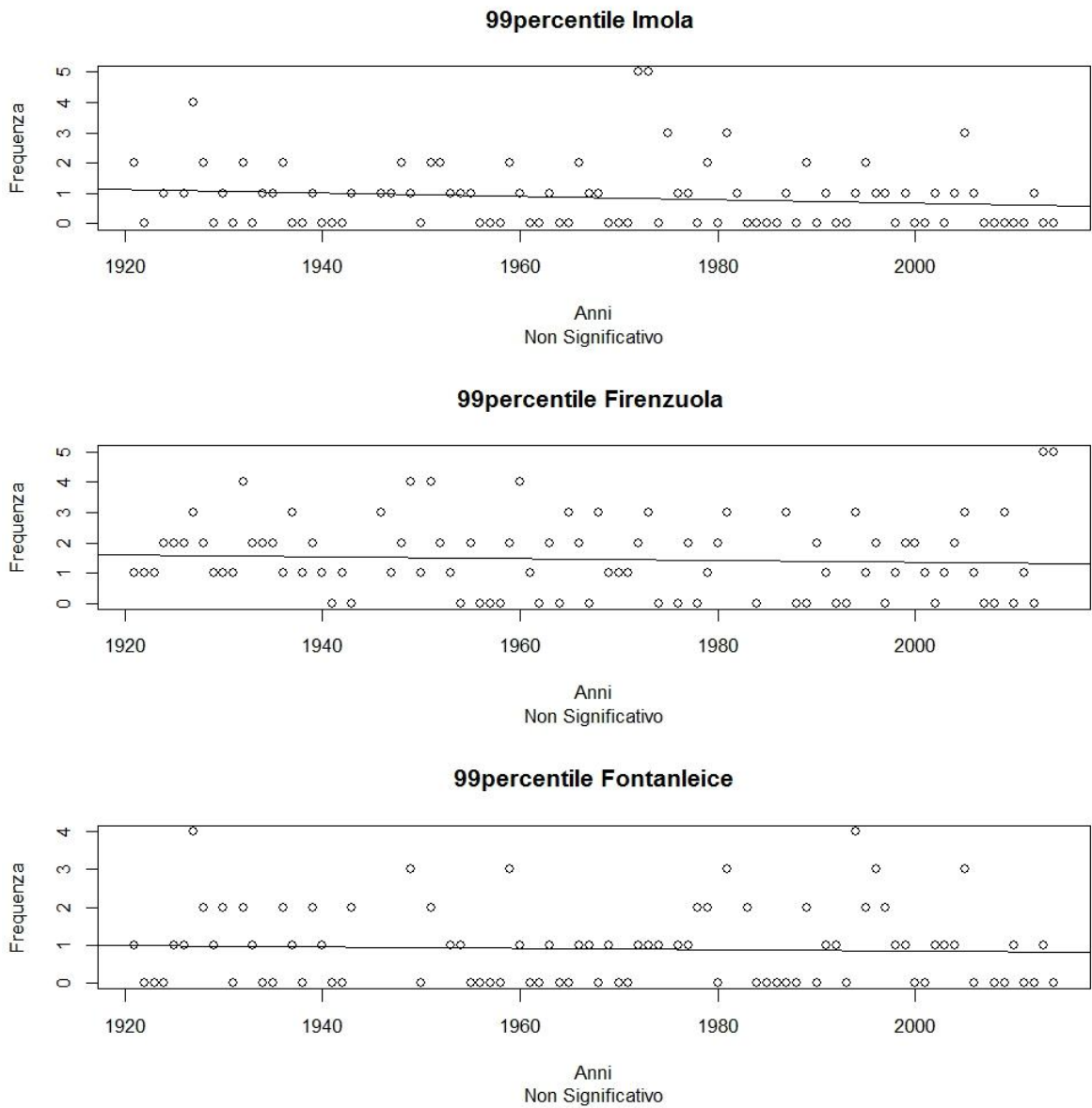


Figura 2.8 Numero di giorni con precipitazione cumulata giornaliera maggiore del 99° percentile, con trend lineare e relativa significatività.

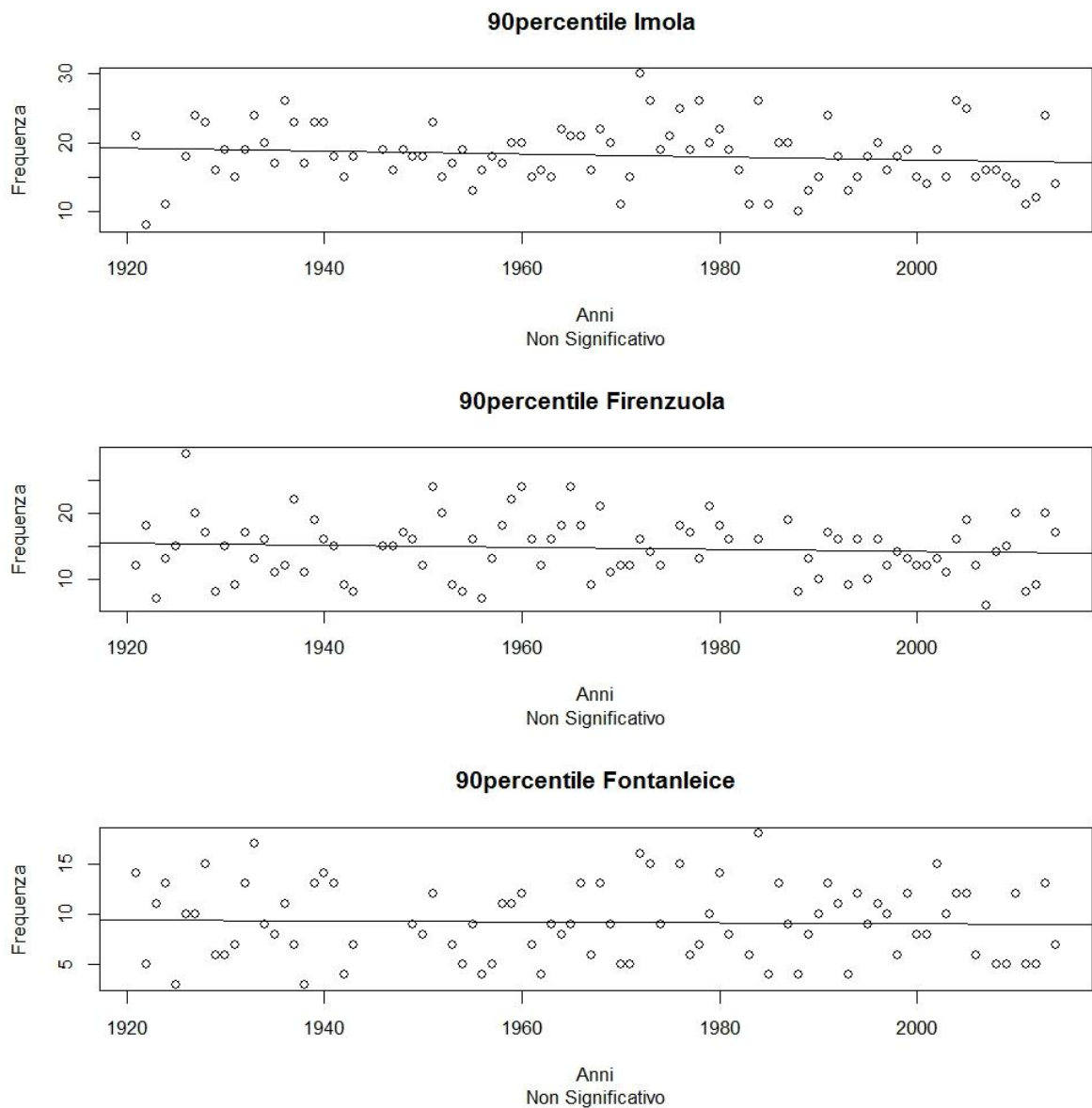


Figura 2.9 Numero di giorni con precipitazione cumulata giornaliera maggiore del 90° percentile, con trend lineare e relativa significatività.

Dalla Figura 2.8 si evince che non si può osservare alcuna variazione significativa nella frequenza di accadimento dei giorni con precipitazione del 99° percentile. Analogamente in Figura 2.9 anche i giorni con precipitazione maggiore del 90° percentile non hanno subito variazioni significative nei 93 anni considerati.

2.2 Precipitazioni Cumulate

In Figura 2.10 viene riportata la distribuzione annuale delle precipitazioni medie mensili.

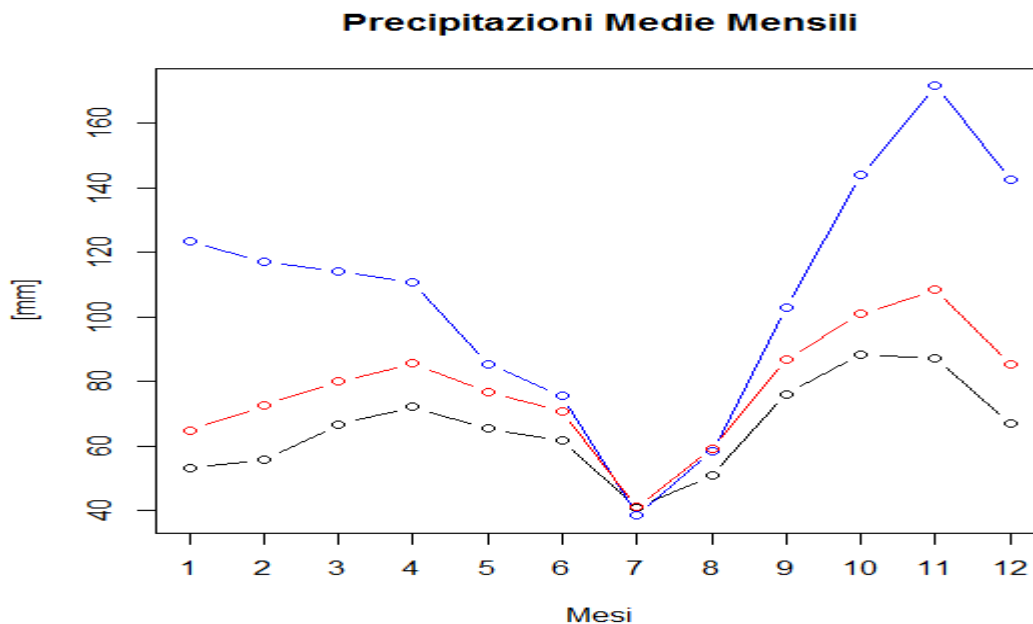


Figura 2.10 Precipitazioni mensili medie del periodo 1921-2014 per le stazioni di Imola (NERO), Fontanelice (ROSSO), Firenzuola (BLU).

Da questo grafico si può evidenziare il fatto che la precipitazione mensile a Firenzuola ha una distribuzione unimodale con un solo massimo nel mese di Novembre, mentre le stazioni di Fontanelice e Imola presentano una distribuzione bimodale con un massimo principale in Ottobre-Novembre e uno secondario in Aprile. In tutte e tre le stazioni, il minimo assoluto di precipitazione è nel mese di Luglio. È, infine, possibile notare come l'intensità del ciclo stagionale sia direttamente proporzionale all'altitudine della stazione.

A questo punto, si cercano eventuali cambiamenti nelle precipitazioni totali stagionali. Dalla Figura 2.11 e Figura 2.12 è possibile osservare che la precipitazione cumulata nella stagione invernale è diminuita significativamente in tutte le stazioni considerate, in accordo con i lavori precedenti (Pavan *et al.* 2008). Invece, esclusa la diminuzione significativa in primavera nella stazione di Fontanelice, in tutti gli altri casi, non si evidenziano variazioni statisticamente significative seppur il trend sia generalmente negativo in primavera ed autunno e positivo in estate.

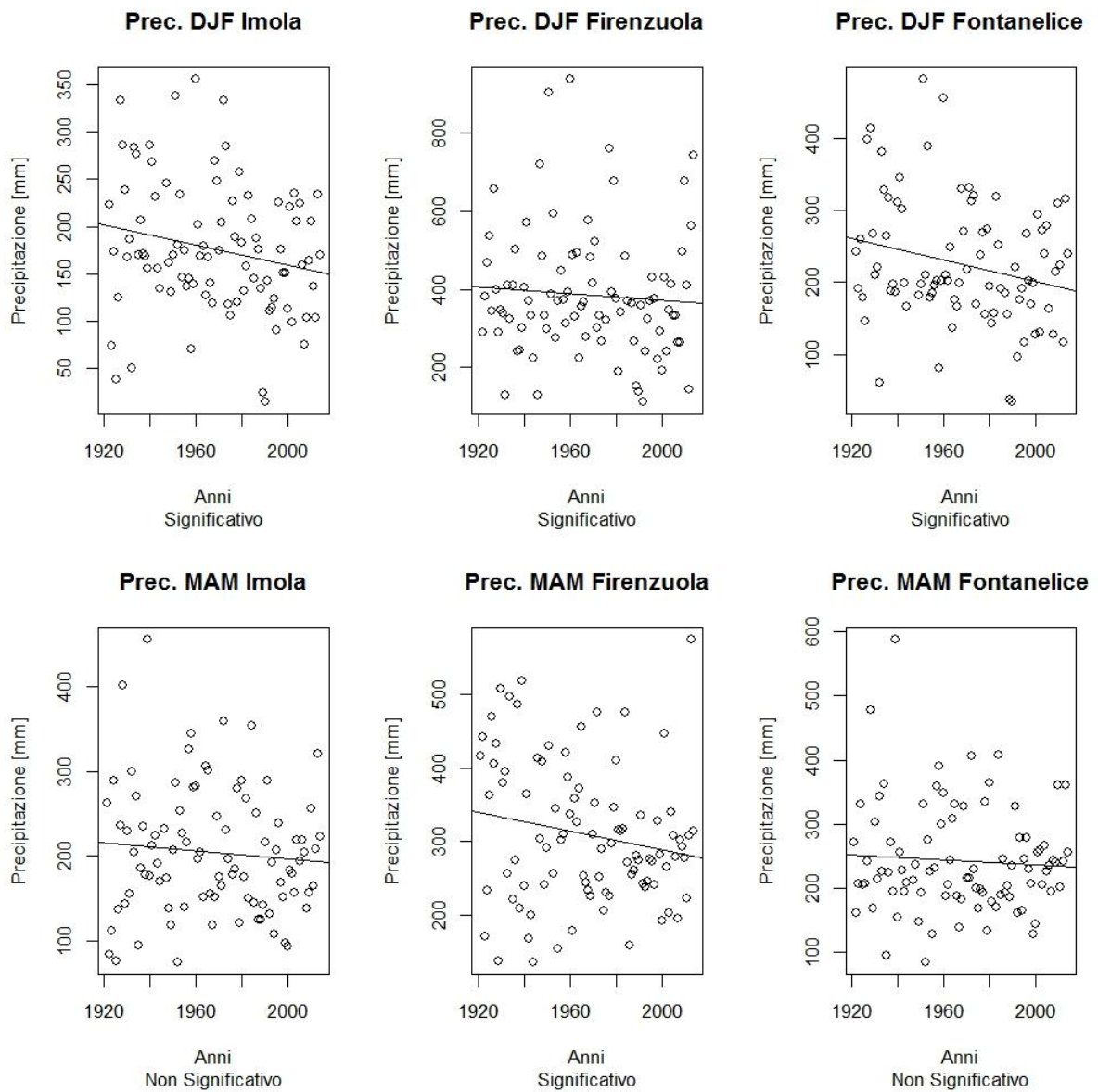


Figura 2.11 Precipitazione cumulata per stagione (Inverno e Primavera) con trend lineare e relativa significatività.

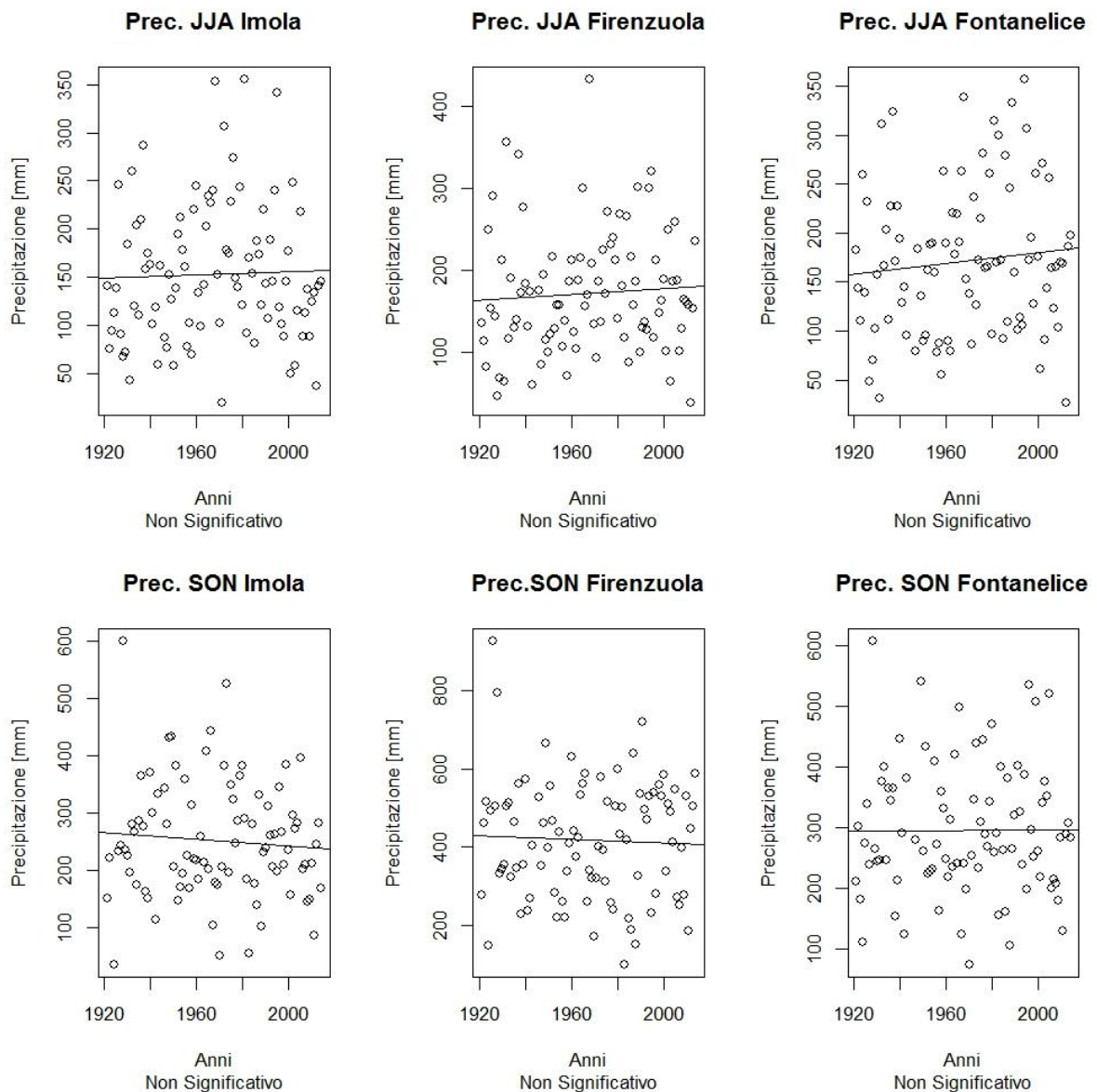


Figura 2.12 Precipitazioni cumulate per stagione (Estate e Autunno) con trend lineare e relativa significatività.

Studiando, infine, i dati annuali, la precipitazione cumuleta per le tre stazioni in esame non ha subito un cambiamento statisticamente significativo seppur il trend sia risultato negativo (vedi Figura 2.13).

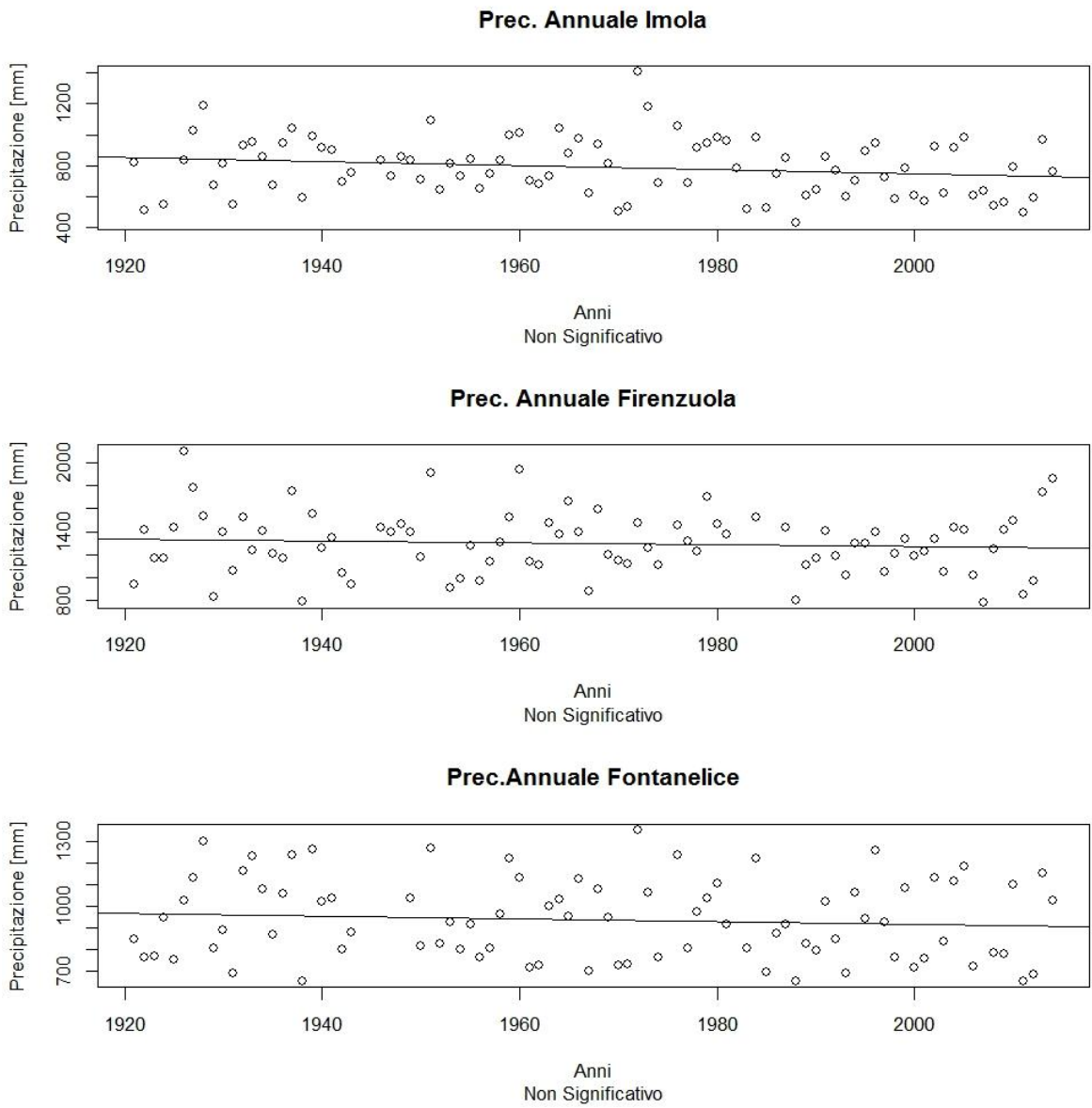


Figura 2.13 Precipitazioni cumulate annuali con trend lineare e relativa significatività.

2.3 Giorni piovosi

Viene definito giorno piovoso (wet day) una giornata nella quale la precipitazione cumulata giornaliera è stata ≥ 1 mm. In tutte le stagioni, ad eccezione dell'estate, il trend dell'indice del numero di giorni piovosi è negativo per ogni stazione esaminata (Figura 2.14 e Figura 2.15) ma soltanto per la stazione di Fontanelice, nella stagione invernale, il numero di giorni piovosi è diminuito significativamente.

Significativi, inoltre, sono i trend negativi dei giorni piovosi totali annuali sia per Imola che per Fontanelice, come riporta la Figura 2.16. Anche questi risultati sono in accordo con i lavori precedenti effettuati nelle medesime zone.

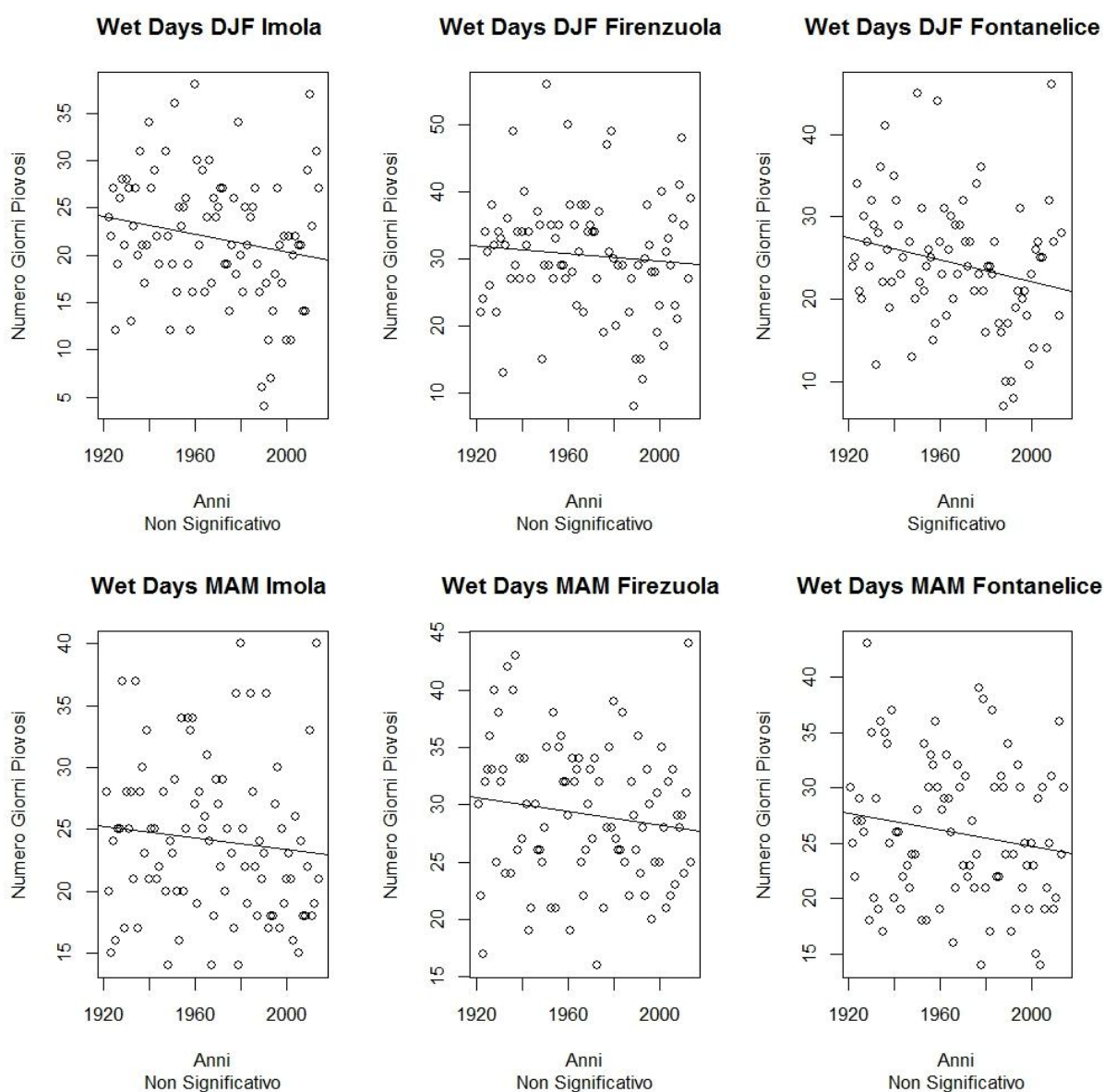


Figura 2.14 Numero di giorni piovosi per stagione (Inverno e Primavera) con trend lineare e relativa significatività.

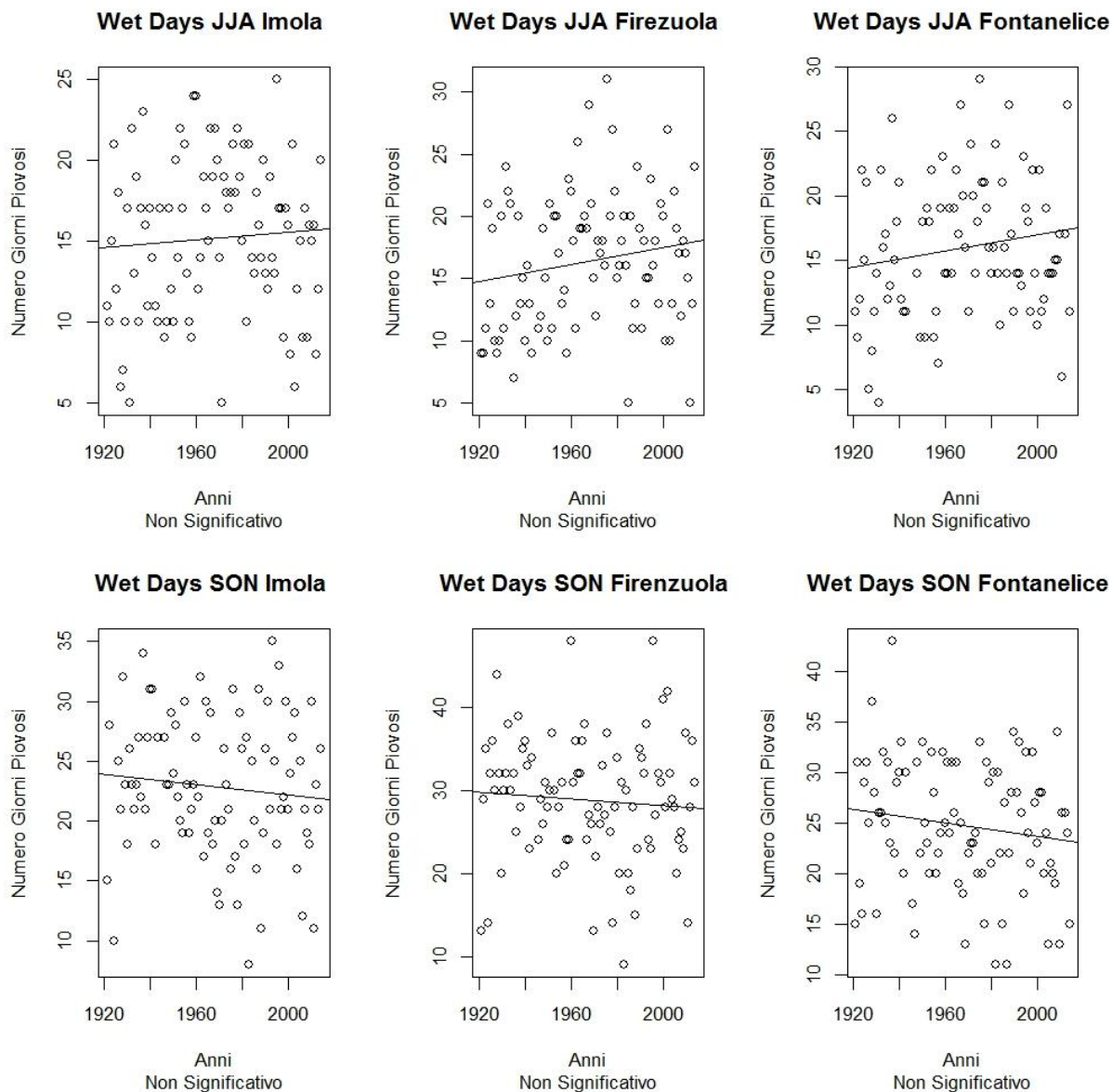


Figura 2.15 Numero di giorni piovosi per stagione (Estate e Autunno) con trend lineare e relativa significatività.

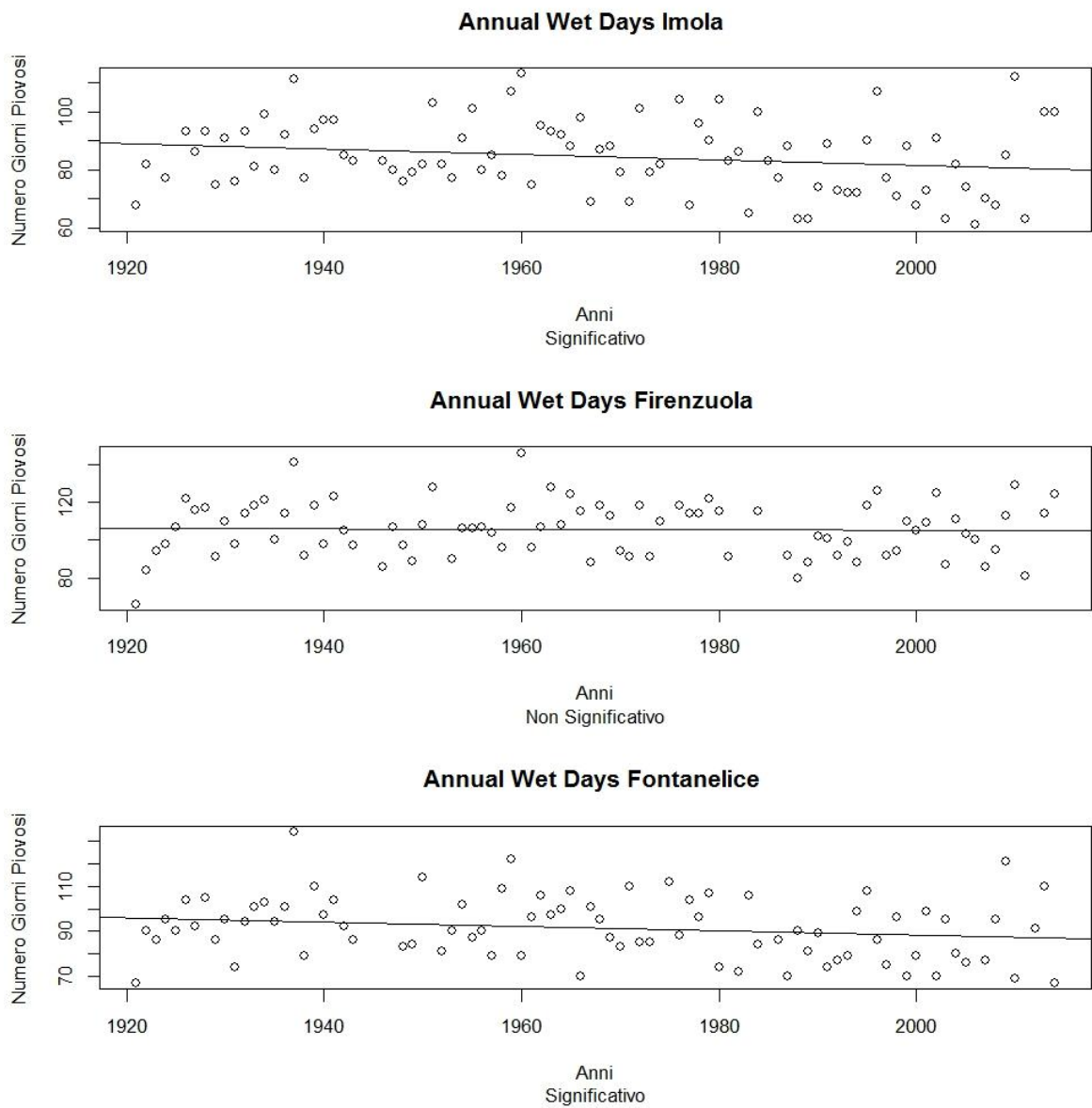


Figura 2.16 Numero di giorni piovosi totali annuali con trend lineare e relativa significatività.

2.4 Intensità media di precipitazione giornaliera

Considerando il numero di giorni piovosi mensili $W D m$ [gg/mese] e la relativa precipitazione cumulata mensile $P m$ [mm/mese] si ricava l'intensità media di precipitazione per giorno piovoso mensile $I m$ [mm/gg] dal 1921 al 2014 come:

$$I m = \frac{P m}{W D m}$$

Inoltre viene definita l'intensità media di precipitazione per giorno piovoso annuale $I a$ [mm/gg] come il rapporto fra la precipitazione cumulata annuale $P a$ [mm/aa] e il numero totale di giorni piovosi annuali $W D a$ [gg/aa], ovvero:

$$I a = \frac{P a}{W D a}$$

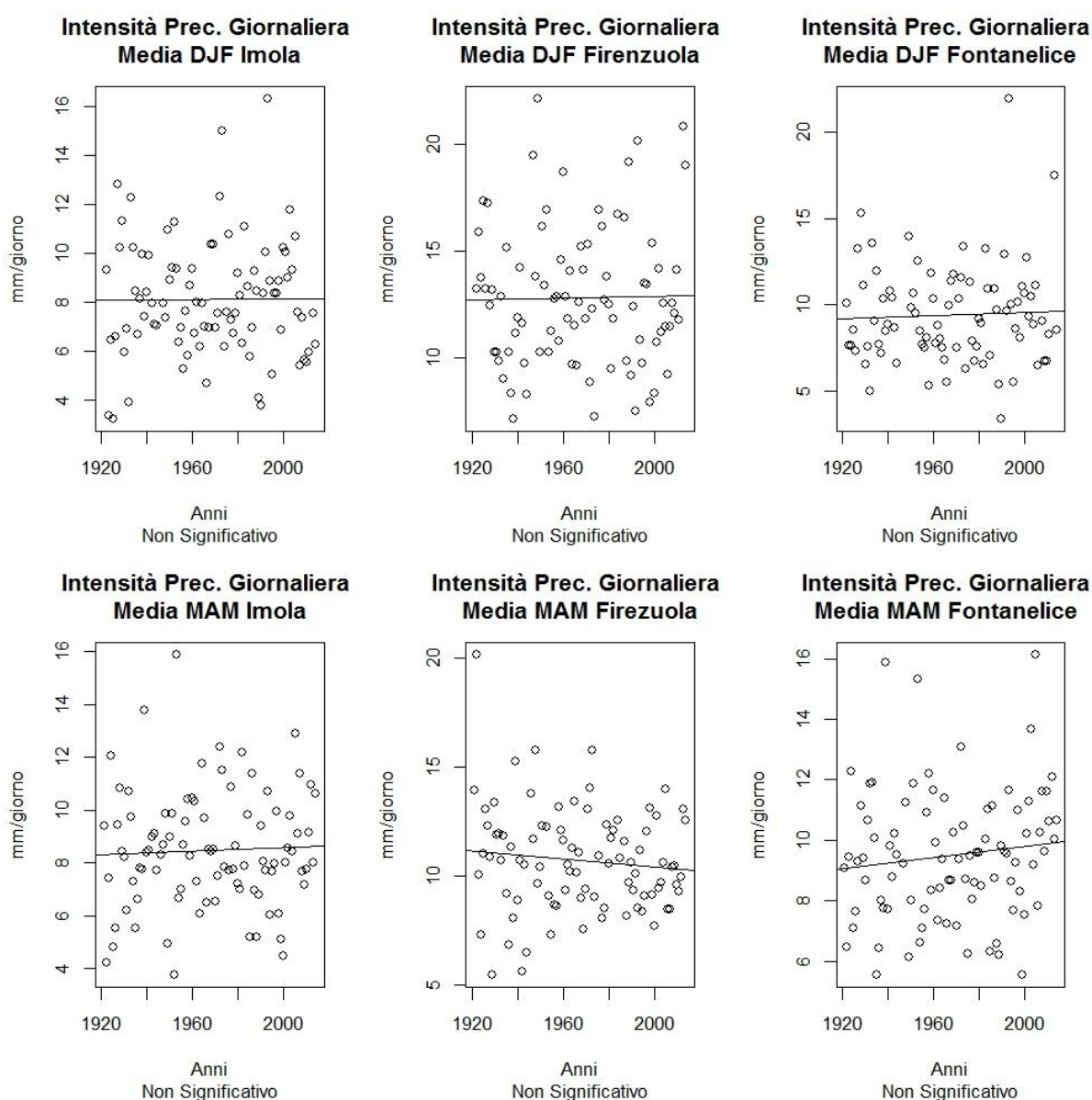


Figura 2.17 Intensità media di precipitazione per giorno piovoso ($I m$) nei mesi Invernali DJF e Primaverili MAM con trend lineare e relativa significatività.

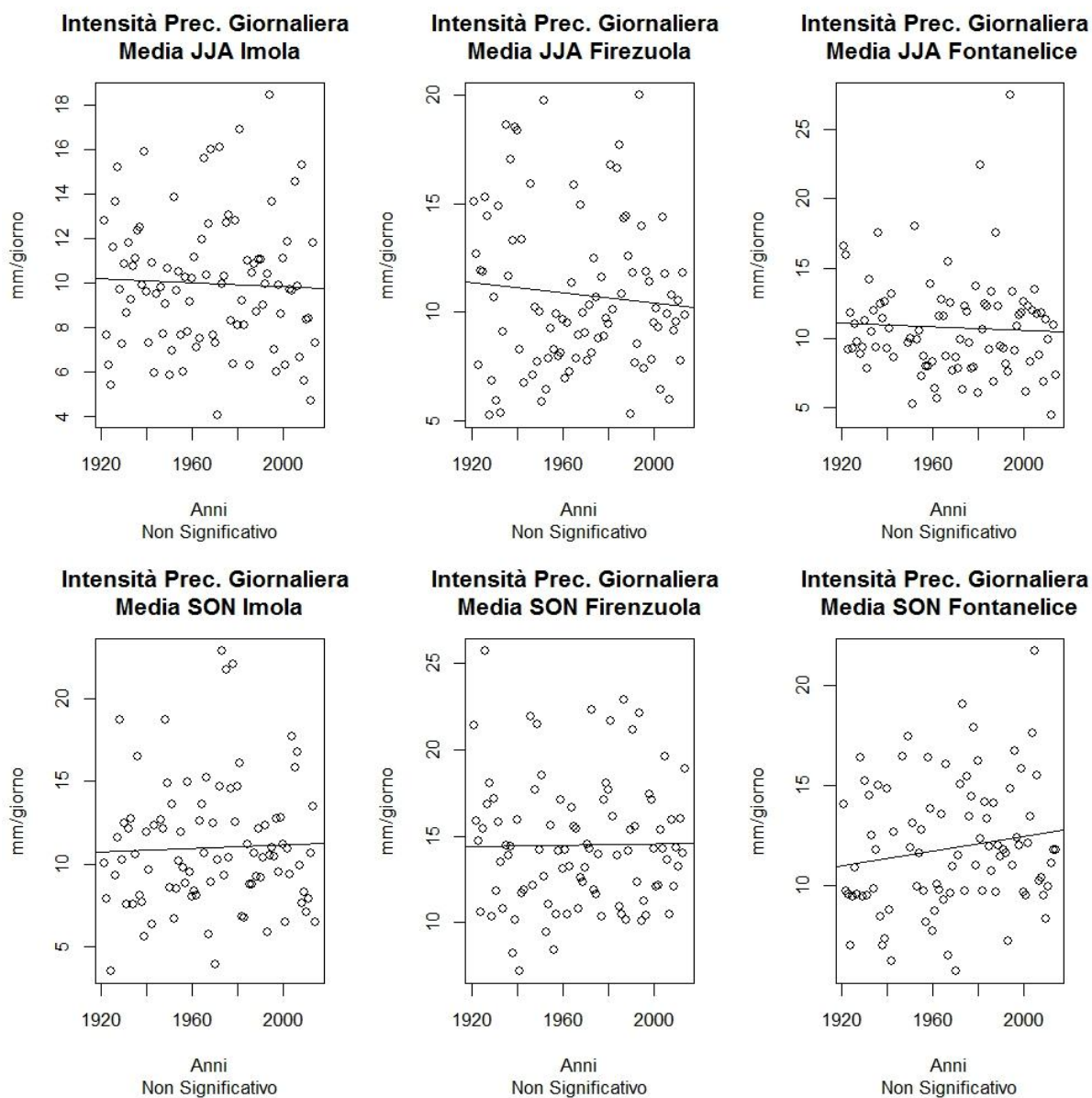


Figura 2.18 Intensità media di precipitazione per giorno piovoso (I_m) dei mesi Estivi JJA e Autunnali SON con trend lineare e relativa significatività.

Dalla Figura 2.17 e Figura 2.18 si può concludere che non è presente un aumento o una diminuzione significativa dell'intensità media di precipitazione I_m in nessuna stagione e per nessuna stazione; così come anche l'intensità media di precipitazione I_a (Figura 2.19) non presenta alcun trend significativo.

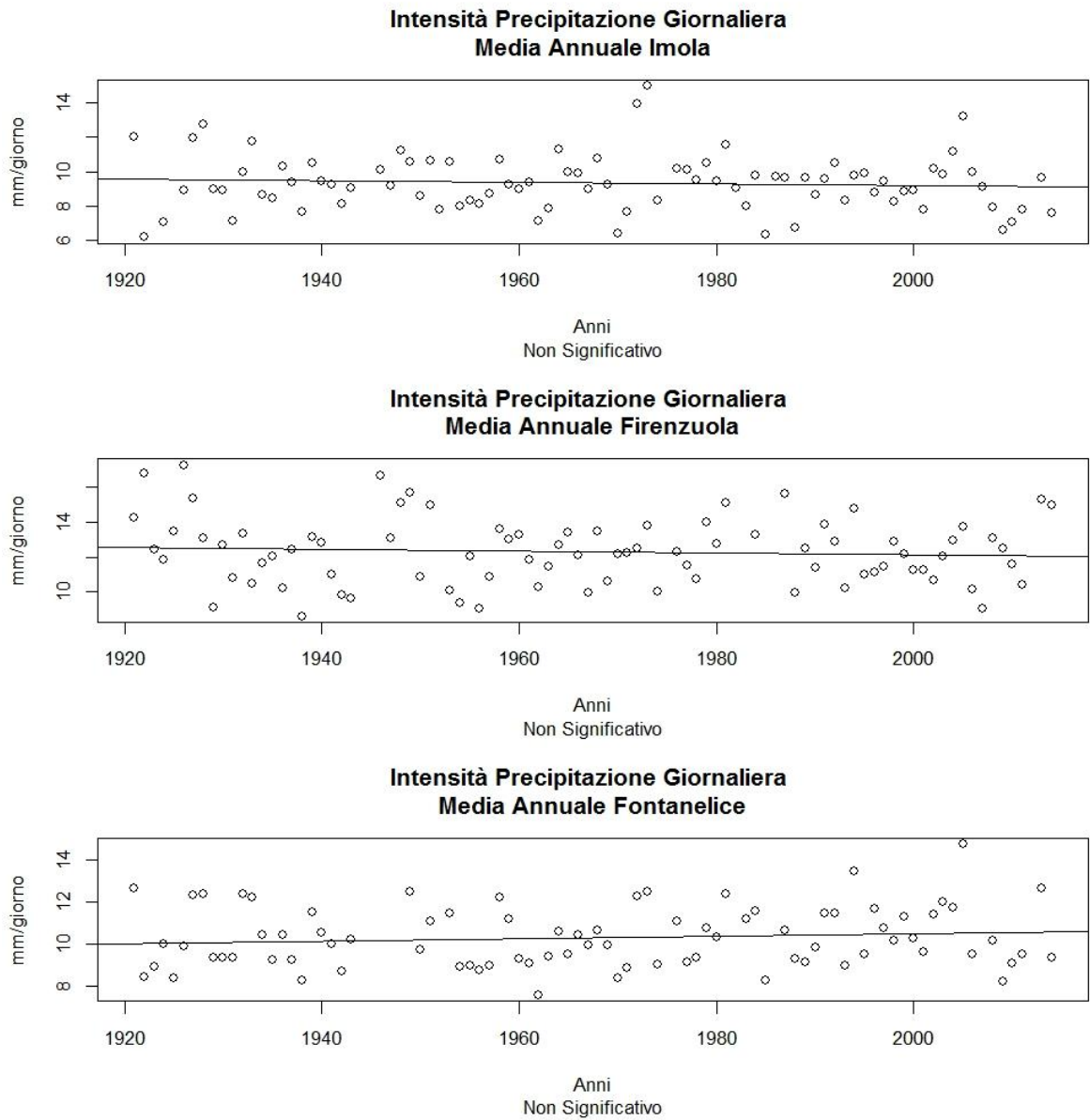


Figura 2.19 Intensità media di precipitazione per giorno piovoso annuale (Ia) con trend lineare e relativa significatività.

2.5 Precipitazioni orarie

In questo paragrafo vengono analizzate le precipitazioni orarie registrate a partire dagli anni '90 fino ai giorni nostri presso le tre stazioni meteorologiche in esame. Sono stati individuati tutti gli eventi precipitativi definendo una soglia di 0.4mm/h al di sotto della quale non viene considerata la precipitazione in atto e 3 ore consecutive senza precipitazione per dichiarare l'evento concluso.

Dividendo le serie temporali orarie in due periodi (Anni 1990 – 2001 e Anni 2002 – 2014) si confrontano le rispettive distribuzioni di densità di probabilità (Probability Density Function- PDF) della precipitazione cumulata e della durata degli eventi per ogni stazione.

Per eseguire il confronto si utilizzano le funzioni di distribuzione lognormal ottenute dal fit dei dati (Figura 2.20, Figura 2.21e Figura 2.22). Il fit è stato eseguito utilizzando il comando *fitdist* presente nella libreria *fitdistrplus* di R.

Tutti i grafici delle distribuzioni reali, con i relativi fit, sono riportati nell'Allegato 3.

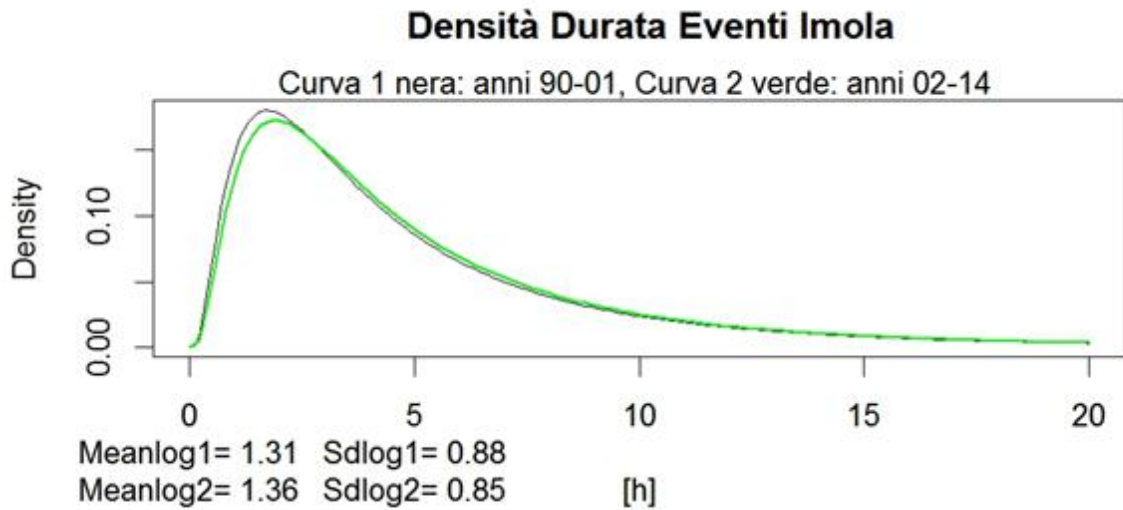
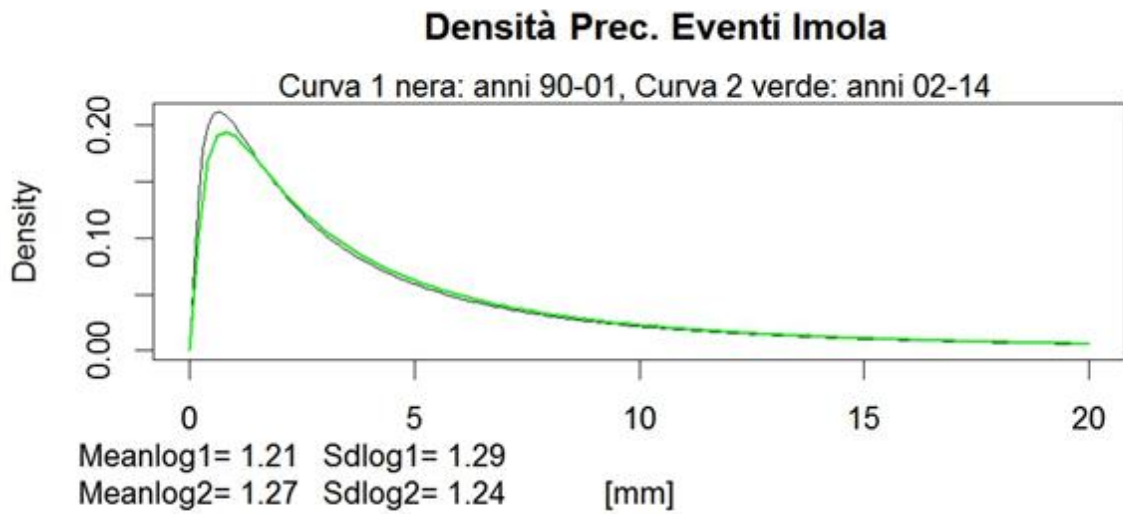


Figura 2.20 In alto: Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle precipitazioni cumulate degli eventi precipitativi di Imola degli anni 1990-2001 e 2002-2014. In Basso: Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle durate degli eventi precipitativi di Imola degli anni 1990-2001 e 2002-2014. Per entrambi i grafici sono riportati i valori dei parametri delle funzioni log-normal.

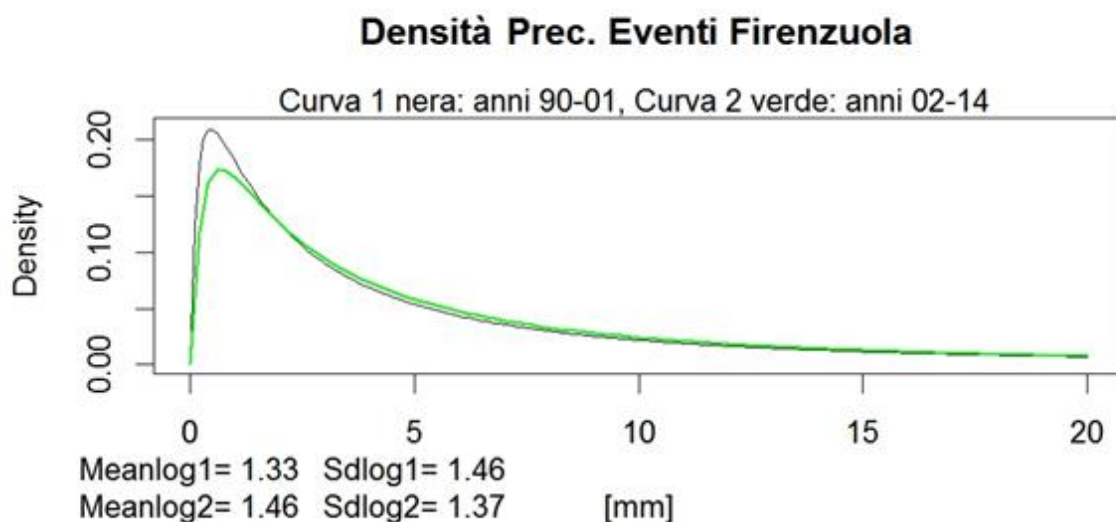


Figura 2.21 In alto: Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle precipitazioni cumulate degli eventi precipitativi di Firenzuola degli anni 1990-2001 e 2002-2014. In Basso: Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle durate degli eventi precipitativi di Firenzuola degli anni 1990-2001 e 2002-2014. Per entrambi i grafici sono riportati i valori dei parametri delle funzioni log-normal.

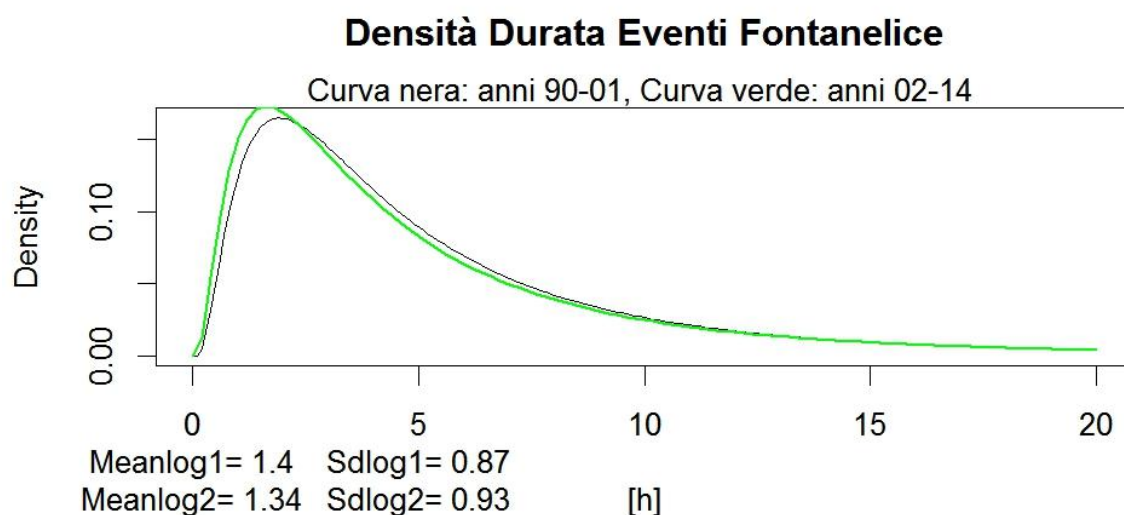
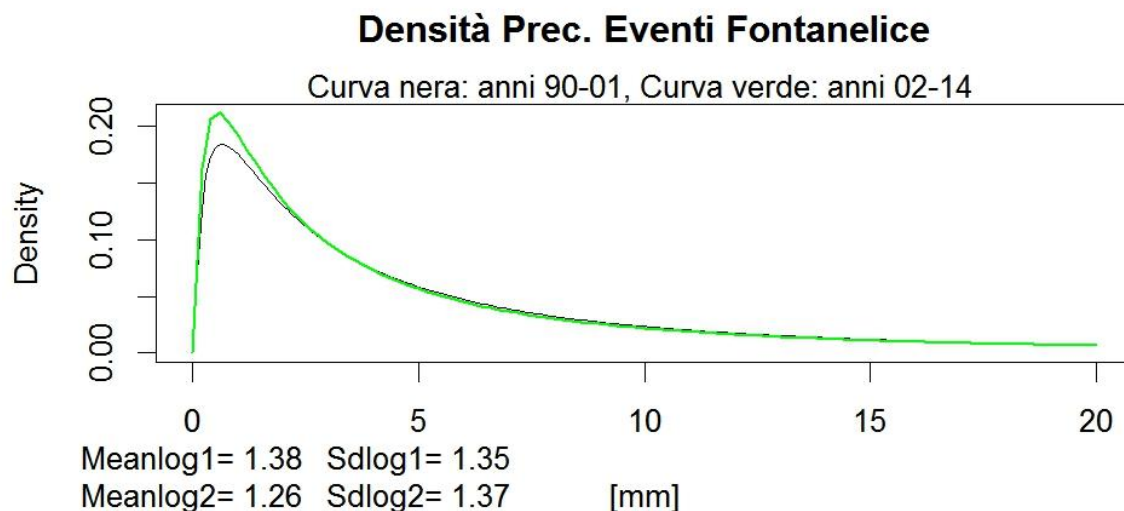


Figura 2.22 In alto: Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle precipitazioni cumulate degli eventi precipitativi di Fontanelice degli anni 1990-2001 e 2002-2014. In Basso: Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle durate degli eventi precipitativi di Fontanelice degli anni 1990-2001 e 2002-2014. Per entrambi i grafici sono riportati i valori dei parametri delle funzioni log-normal.

Dai grafici riportati si evince come non vi sia stato alcun cambiamento apprezzabile nelle distribuzioni delle precipitazioni cumulate e delle durate degli eventi precipitativi di tutte le stazioni esaminate.

Si considerano, ora, solo gli eventi con precipitazione cumulata > 20 mm nei due periodi, eliminando, così, la maggior parte degli eventi poco intensi; si riportano i grafici delle funzioni delle densità di probabilità. Anche in questo caso il fit delle distribuzioni è stato fatto con una funzione di densità di probabilità log-normal, visibile nell'All.3

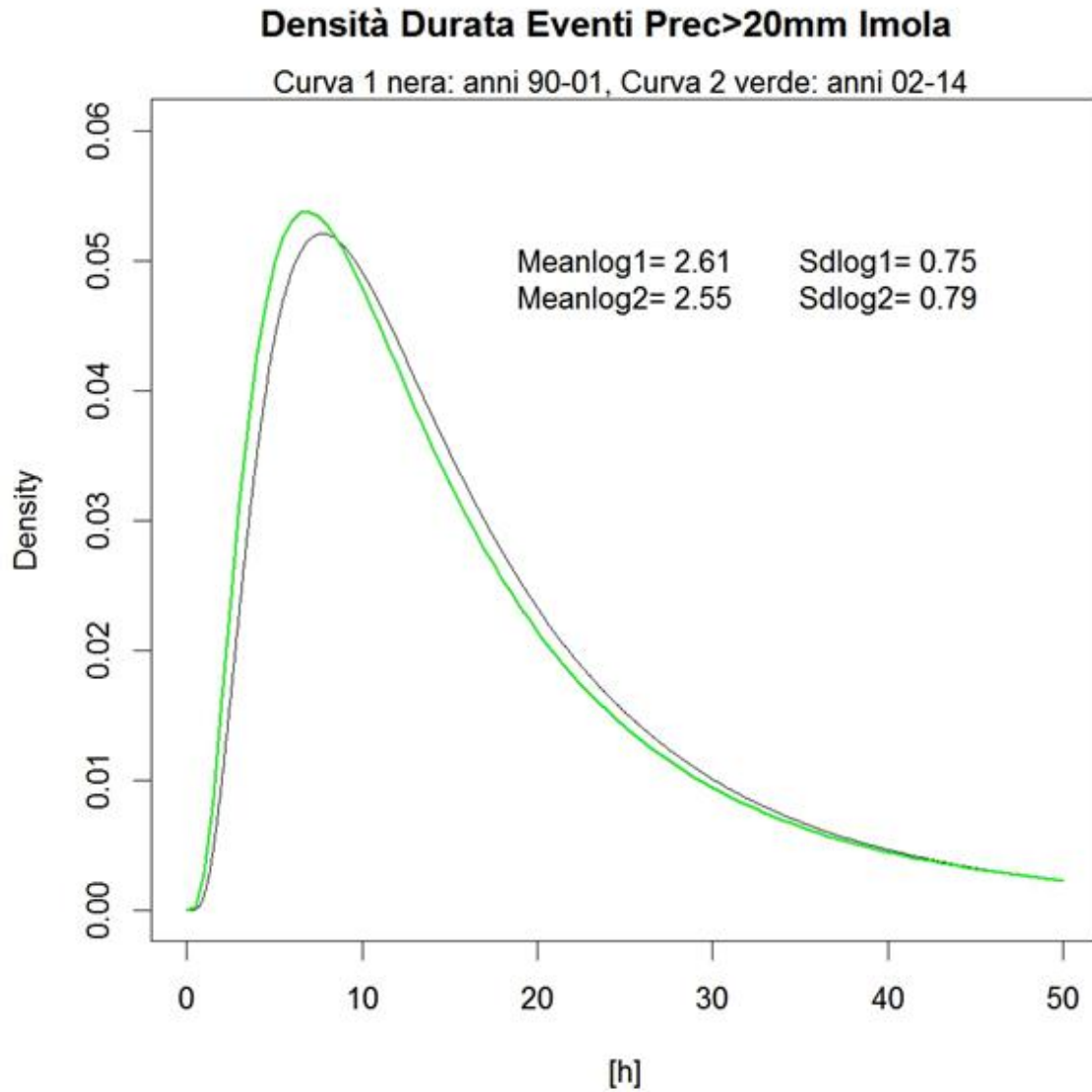


Figura 2.23 Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle durate degli eventi precipitativi, con precipitazione > 20mm, di Fontanelice degli anni 1990-2001 e 2002-2014. Sono riportati i valori dei parametri delle funzioni log-normal.

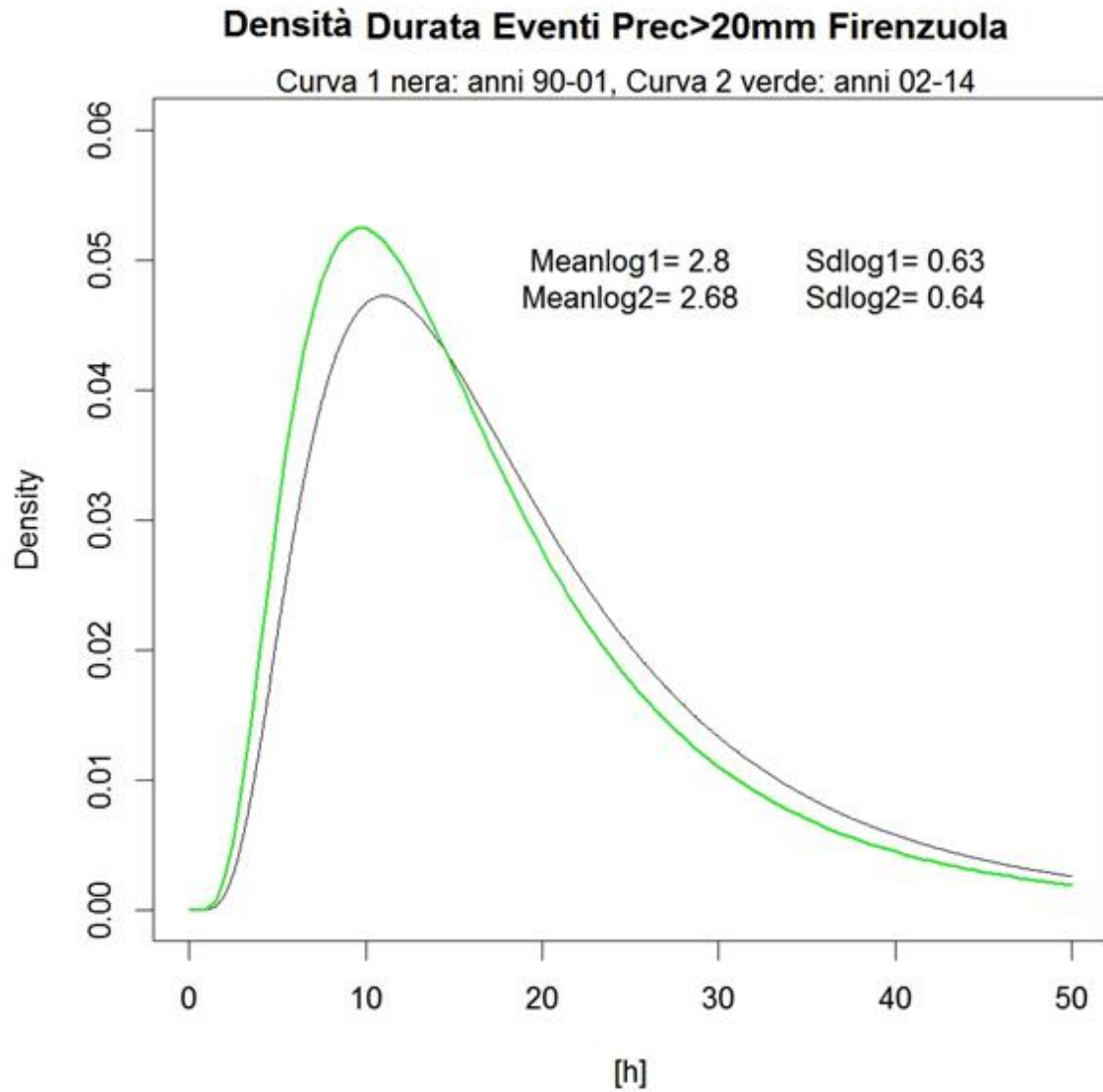


Figura 2.24. Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle durate degli eventi precipitativi, con precipitazione > 20mm, di Fontanelice degli anni 1990-2001 e 2002-2014. Sono riportati i valori dei parametri delle funzioni log-normal.

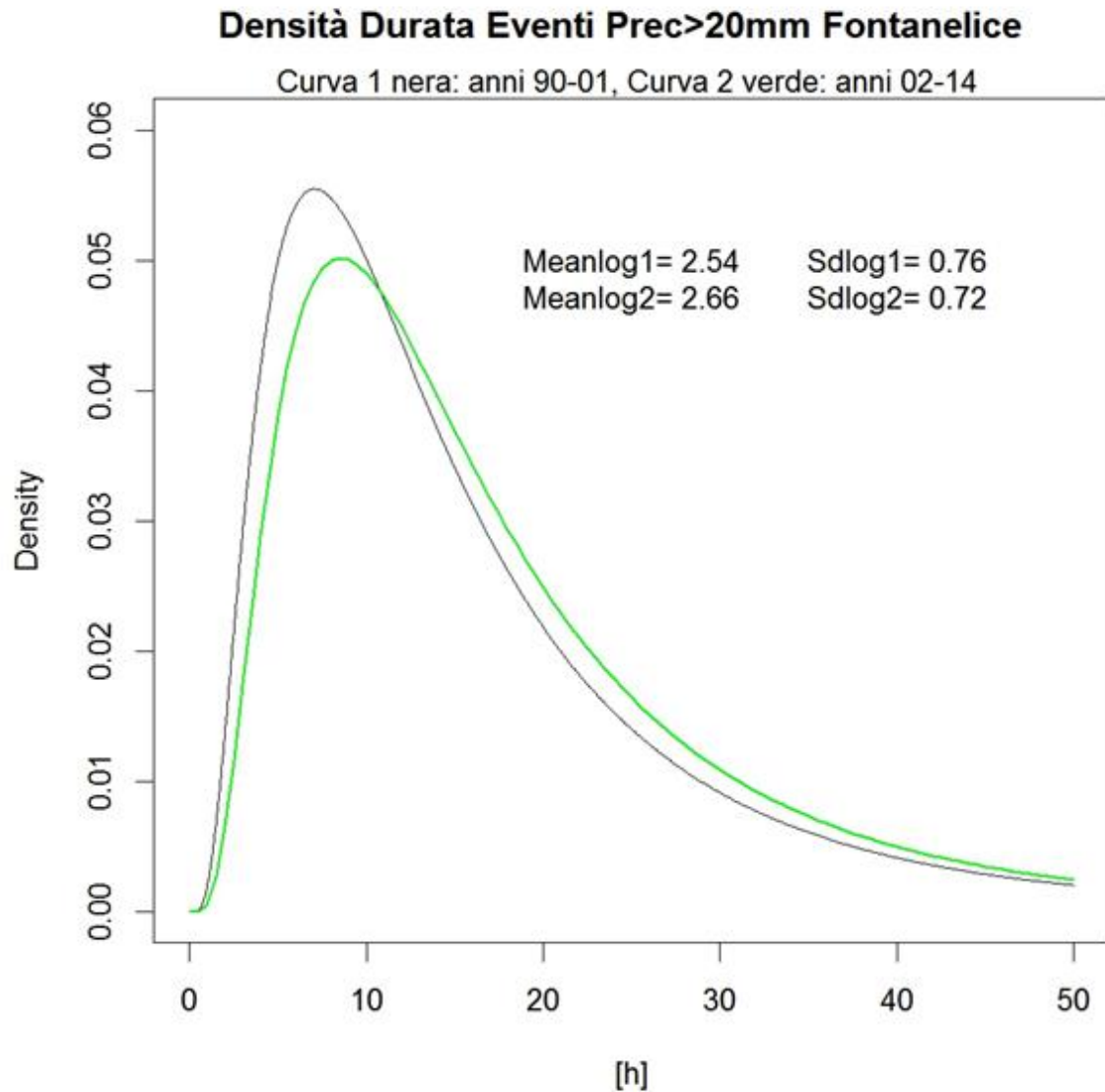


Figura 2.25. Confronto tra le funzioni di densità di probabilità delle durate degli eventi precipitativi, con precipitazione > 20mm, di Fontanelice degli anni 1990-2001 e 2002-2014. Sono riportati i valori dei parametri delle funzioni log-normal.

Anche in questo caso, considerando soltanto gli eventi con precipitazione > 20 mm, non si notano, per nessuna stazione, variazioni apprezzabili nelle distribuzioni di densità di probabilità nei due periodi, nonostante si possa osservare un generale spostamento delle precipitazioni intense verso intervalli più brevi nelle stazioni di Imola e Firenzuola, ma verso intervalli più lunghi a Fontanelice.

Parte 2. Simulazione ed Analisi Idrologica

Capitolo 3

TOPKAPI

Il TOPographic Kinematic APproximation and Integration (TOPKAPI) è il modello idrologico sviluppato presso l'Università di Bologna dal gruppo del Prof. Ezio Todini (*Todini*, 1996). Esso è un modello distribuito e fisicamente basato, in grado di fornire informazioni idrologiche ad alta risoluzione.

Il modello accoppia l'approccio cinematico alla topografia del bacino e descrive il processo afflussi-deflussi attraverso le equazioni di tre serbatoi¹ non lineari zero-dimensionali che sono tra loro strutturalmente simili. Le equazioni dei tre serbatoi non lineari derivano dall'integrazione nello spazio del modello non lineare di onda cinematica² e descrivono le componenti principali del modello: la componente del drenaggio del suolo, la componente del deflusso superficiale sul suolo saturo o impermeabile e la componente del deflusso lungo la rete drenante. Fanno parte del modello una serie di moduli aggiuntivi che descrivono gli altri fenomeni fisici, che contribuiscono alla formazione del deflusso: l'evapo-traspirazione, la formazione e lo scioglimento della neve, l'infiltrazione e la percolazione verso gli strati profondi del suolo (Figura 3.2).

La topografia è descritta da un Digital Elevation Model (DEM) composto da una griglia di celle quadrate di dimensione variabile in funzione delle dimensioni complessive del bacino. Ciascuna cella rappresenta il nodo di calcolo per il bilancio della massa e del momento dell'acqua. La pendenza e la direzione del flusso vengono valutati a partire dal DEM basandosi sul principio del minor costo energetico possibile, legato al valore massimo della differenza di quota fra celle adiacenti.

Gli altri parametri necessari al modello, come per esempio la permeabilità dei suoli, sono ricavati dalla mappa dei tipi di suolo e dalla mappa dell'uso dei suoli (Figura 3.2).

¹ Il serbatoio è una rappresentazione della relazione tra la precipitazione netta e la portata tramite l'analogia del bacino idrografico con un serbatoio d'acqua.

² Viene definita onda cinematica un'onda per la quale esista, istante per istante, una relazione univoca tra la portata e il livello idrico in ogni sezione $Q=Q(h)$

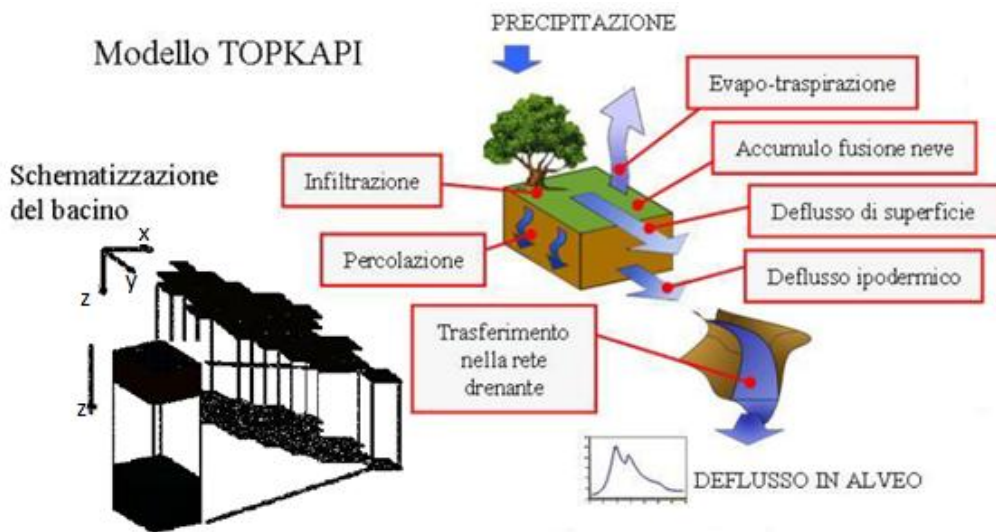


Figura 3.1. Schematizzazione del modello TOPKAPI

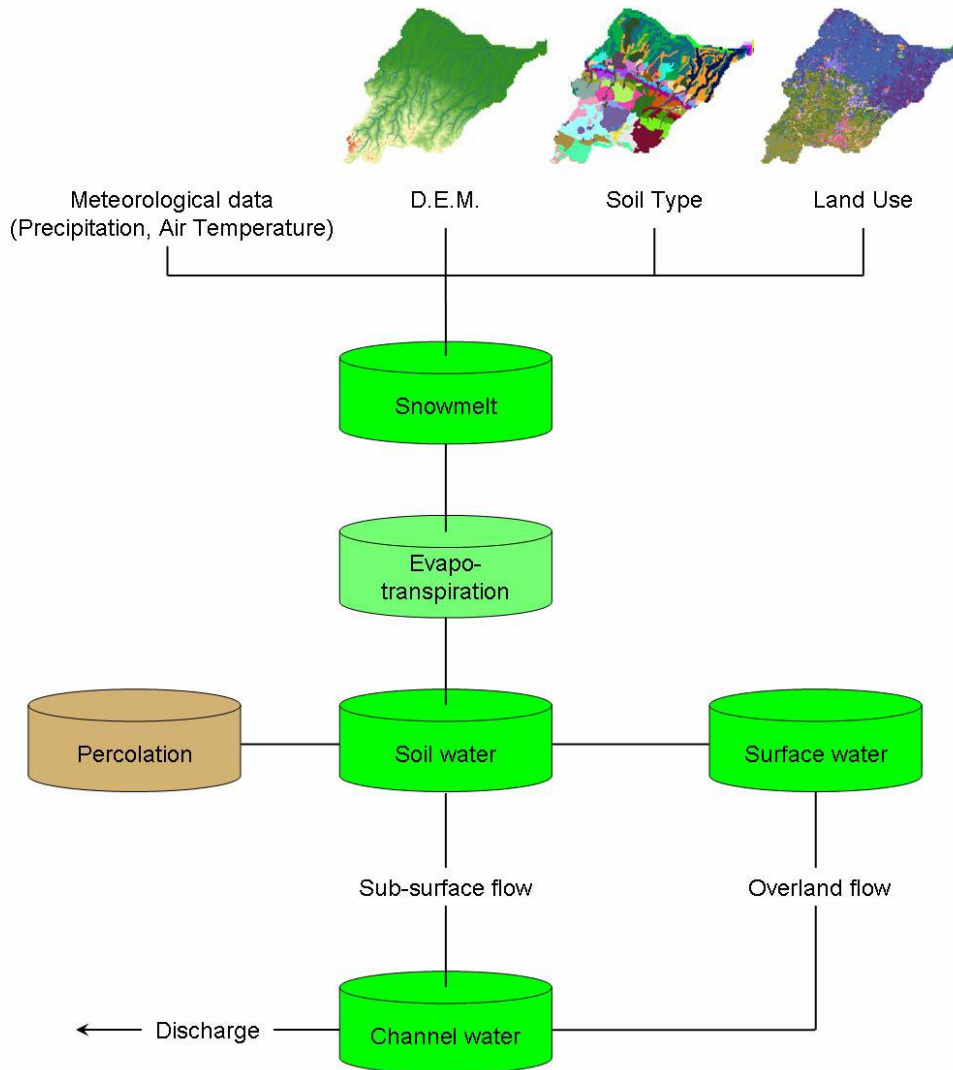


Figura 3.2 Schema a blocchi del modello TOPKAPI

Quando sono presenti precipitazioni sul bacino, il modulo che gestisce l'accumulo e la fusione della neve identifica la quantità di acqua che raggiunge effettivamente la superficie del bacino e quella che viene accumulata sotto forma di manto nevoso.

La quantità di acqua che raggiunge la superficie del terreno si infiltra, a meno che il suolo non sia già saturo o impermeabile. La componente suolo è influenzata dal movimento dell'acqua in direzione orizzontale, definito drenaggio o deflusso ipodermico. Questo avviene in uno strato superficiale del suolo di limitato spessore (qualche metro) a elevata conduttività idraulica. Il meccanismo di drenaggio svolge un ruolo fondamentale sia come contributo diretto al flusso nella rete drenante, sia come fattore di regolazione del bilancio idrico del suolo, in particolare nell'attivazione del deflusso superficiale del bacino. Infine l'acqua che non si infiltra resta disponibile per il deflusso superficiale, per cui entrambe le componenti, suolo e superficie, contribuiscono ad alimentare la rete drenante.

Per quanto riguarda i flussi acquiferi profondi, il tempo di risposta dovuto al trasporto verticale di acqua attraverso lo spessore del suolo, al disopra della falda, è così grande che il flusso orizzontale nell'acquifero è assunto quasi costante per uno specifico evento precipitativo (Todini, 1995). Tuttavia, il modello considera la percolazione verso strati di suolo profondi.

L'evapo-traspirazione dalla superficie del bacino è stimata con l'equazione di Penman-Monteith. Questa svolge un ruolo importante nel bilancio idrologico del bacino, non in termini di impatto immediato, ma per gli effetti cumulati nel tempo che essa produce sul volume di acqua immagazzinata nel suolo. Tutto ciò riduce la necessità di un'accurata stima sul breve intervallo di tempo, purché gli effetti generali in termini di bilancio vengano mantenuti. TOPKAPI calcola l'evapo-traspirazione secondo il passo di calcolo del modello utilizzando il metodo della radiazione (Doorembos *et al.*, 1984), i dati di temperatura e le informazioni geografiche.

La rete drenante del modello è organizzata a forma di albero con canali a sezione rettangolare e triangolare. La propagazione delle onde di piena nei canali avviene con un approccio di tipo cinematico; nei casi in cui la pendenza del canale sia troppo modesta per usare un approccio cinematico, TOPKAPI utilizza un componente parabolico di propagazione delle onde basato sul metodo di Muskingum-Cunge.

Alla più piccola scala spaziale, cioè la singola cella, è possibile seguire l'evoluzione di tutte le variabili di stato del modello: precipitazione, temperatura, evapo-traspirazione, umidità del suolo, accumulo di neve. Inoltre, per ogni cella del modello contenente un tratto della rete drenante è possibile ottenere la serie temporale delle portate. Ciò offre la flessibilità di un monitoraggio delle condizioni di deflusso nell'intero bacino idrografico.

Assunzioni base del modello:

1. La precipitazione è assunta essere costante sul dominio di integrazione (singola cella). Il valore che viene assegnato ad ogni cella è definito mediante l'utilizzo di alcune tecniche che distribuiscono spazialmente i dati puntuali dei pluviografi, come per esempio il metodo dei Poligoni di Thiessen (De Maesily *et al.*, 1986).
2. L'intera quantità di precipitazione che cade al suolo su una cella si infiltra a meno che il suolo della cella non sia già saturo: processo di saturazione dal basso (Dunne Mechanism).

3. L'inclinazione della superficie piezometrica è assunta coincidente alla pendenza topografica, ipotesi fondamentale per l'approssimazione cinematica delle equazioni di De Saint Venant.
4. La conduttività idraulica a saturazione è costante con la profondità in uno strato superficiale di terreno ed ha valori molto maggiori di quelle presenti negli strati più profondi del suolo.
5. La trasmissività idraulica è espressa in funzione del contenuto medio dell'acqua nel suolo, vale a dire dall'integrale del profilo del contenuto d'acqua lungo la direzione verticale

3.1 Modulo componente suolo

Come già detto, in condizioni di non saturazione, il suolo è interessato nello strato più superficiale da un flusso d'acqua in direzione orizzontale. La descrizione del flusso orizzontale in condizioni non sature dipende dalla conoscenza del profilo verticale del contenuto d'acqua nel suolo. Tuttavia lo spessore dello strato di suolo ad elevata conduttività idraulica, che è effettivamente interessato dal drenaggio, è pressoché trascurabile rispetto alle dimensioni orizzontali delle celle (centinaia di metri). Per questa ragione si suppone che il flusso orizzontale possa essere valutato assumendo la conduttività idraulica a saturazione costante su tutto lo strato ed utilizzando il contenuto d'acqua totale integrato sul profilo verticale. Questa ipotesi, abbinata ad uno schema di propagazione cinematico per il movimento dell'acqua nel suolo, porta a scrivere, per ciascuna cella del DEM, l'equazione di un serbatoio non lineare zero-dimensionale nel quale la quantità di acqua immagazzinata nel suolo rappresenta la variabile di stato. In base al valore assunto dalla variabile di stato è possibile calcolare per ogni cella, quindi per l'intero bacino, la portata uscente che viene ripartita tra il suolo della cella a valle e la rete drenante.

La trasmissività dello strato di suolo superficiale in condizioni non sature è definita:

$$T = \int_0^L k(\tilde{\vartheta}(z)) dz \quad (3.1)$$

dove: L = spessore del suolo dello strato nel quale avviene il flusso ipodermico

$$\tilde{\vartheta} = \frac{\vartheta - \vartheta_r}{\vartheta_s - \vartheta_r} = \text{contenuto d'acqua ridotto}$$

ϑ_r = contenuto d'acqua residuo, ovvero la quantità d'acqua che non può essere rimossa per capillarità o gravità

$$\vartheta_s = \text{contenuto d'acqua nel suolo saturo}$$

$$\vartheta = \text{contenuto d'acqua nel suolo}$$

$k(\tilde{\vartheta}(z))$ = conduttività idraulica in condizioni non sature, dipende dal grado di saturazione che a sua volta è in funzione della profondità z .

In accordo con le precedenti ipotesi e utilizzando la formula di Brooks and Corey

$k(\tilde{\vartheta}) = k_s \tilde{\vartheta}^\alpha$ la trasmissività T in condizioni non sature nell'Eq.3.1 può essere approssimata:

$$T(\tilde{\vartheta}) = k_s L \tilde{\vartheta}^\alpha \quad (3.2)$$

dove: k_s = conducibilità idraulica satura

$$\tilde{\Theta} = \frac{1}{L} \int_0^L \tilde{\vartheta}(z) dz = \text{media lungo il profilo verticale del contenuto d'acqua ridotto}$$

α = parametro che dipende dalle caratteristiche del suolo (Benning, 1994; Todini, 1995)

Il flusso orizzontale q [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$] nel suolo a causa del drenaggio è calcolato:

$$q = \tan(\beta) \cdot T(\tilde{\Theta}) = \tan(\beta) k_s L \tilde{\Theta}^\alpha \quad (3.3)$$

dove: β è l'angolo della pendenza piezometrica [rad].

Per ottenere la formula d'onda cinematica, per descrivere il deflusso ipodermico, si combina l'equazione del moto con l'equazione di continuità di massa 3.3, ottenendo il seguente sistema:

$$\begin{cases} (\vartheta_s - \vartheta_r)L \frac{\partial \tilde{\Theta}}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = p \\ q = \tan(\beta) k_s L \tilde{\Theta}^\alpha \end{cases} \quad (3.4)$$

dove: x = direzione principale del flusso lungo la cella [m]

t = tempo [s]

q = flusso ipodermico orizzontale [$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$]

p = intensità della precipitazione [m s^{-1}]

Definendo il contenuto attuale d'acqua del suolo η [m]:

$$\eta = (\vartheta_s - \vartheta_r)L \tilde{\Theta} \quad (3.5)$$

e la variabile:

$$C = \frac{L \tan(\beta) k_s}{((\vartheta_s - \vartheta_r)L)^\alpha} \quad (3.6)$$

che rappresenta, in termini fisici, un coefficiente di conduttività locale [m s^{-1}] poiché dipende dai parametri locali del suolo. Esso è direttamente proporzionale alla conduttività idraulica e alla pendenza e inversamente proporzionale alla capacità di stoccaggio d'acqua nel suolo.

Le equazioni 3.4 possono essere, quindi, riscritte con la seguente equazione cinematica:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = p - \frac{\partial q}{\partial x} = p - \frac{\partial (C \eta^\alpha)}{\partial x} \quad (3.7)$$

Integrando l'equazione sopra in x , per una cella i -esima si ottiene:

$$\frac{\partial v_{s_i}}{\partial t} = p X - C_{s_i} \eta_i^{\alpha_s} \quad (4.8)$$

dove: v_{s_i} = volume di acqua immagazzinato per unità di larghezza nella cella i -esima [m^2]

$$v_s = X \eta \quad (3.9)$$

X = dimensioni della cella [m]

L'indice s nelle variabili è introdotto per distinguere questa equazione per il suolo (soil) da quelle per la superficie

L'indice i indica la cella i -esima e, per semplicità, verrà omissa da ora in avanti.

Mentre il volume d'acqua [m^3] immagazzinato per una generica cella i è:

$$V_s = X v_s = X^2 \eta \quad (3.10)$$

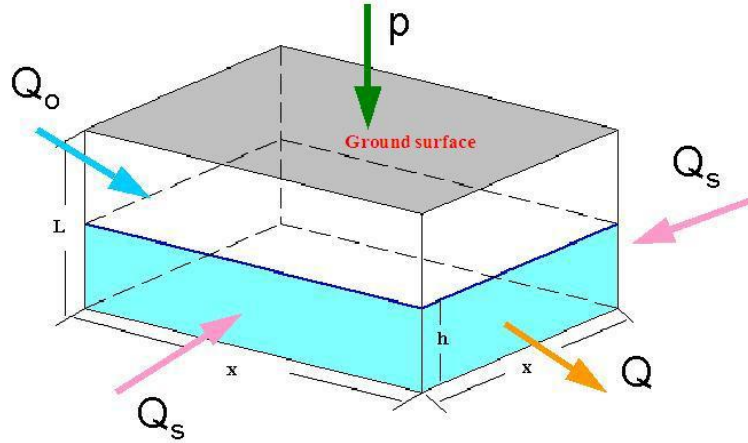


Figura 3.3 Schema del modulo di deflusso ipodermico per la cella i -esima. p rappresenta la precipitazione che raggiunge la superficie della cella; Q_o e Q_s rappresentano i contributi derivanti dal deflusso ipodermico delle celle a monte e Q il deflusso ipodermico in uscita dalla cella.

Utilizzando l'equazione 3.10 dentro la 3.8 e considerando tutti i flussi entranti nella cella, si ha un'equazione serbatoio non lineare:

$$\frac{\partial V_s}{\partial t} = (p X^2 + Q_o^u + Q_s^u) - \frac{C_s X V_s^{\alpha_s}}{X^{2\alpha_s}} \quad (3.11)$$

dove: Q_o^u = flusso entrante nella cella i -esima come flusso superficiale (overland) [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$]

Q_s^u = flusso entrante nella cella i -esima come flusso ipodermico (sub-surface) [$\text{m}^3 \text{s}^{-1}$]

Riscrivendo l'equazione differenziale per la componente del suolo 3.11 in funzione solo di η si ha:

$$\frac{\partial(\eta X^2)}{\partial t} = (p X^2 + Q_o^u + Q_s^u) - \frac{C_s X (\eta X^2)^{\alpha_s}}{X^{2\alpha_s}}$$

$$X^2 \frac{\partial \eta}{\partial t} = (p X^2 + Q_o^u + Q_s^u) - \frac{C_s X X^{2\alpha_s} \eta^{\alpha_s}}{X^{2\alpha_s}}$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{1}{X^2} (p X^2 + Q_o^u + Q_s^u) - \frac{C_s}{X} \eta^{\alpha_s} \quad (3.12)$$

Che è del tipo:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = a - b \eta^c \quad (3.13)$$

$$\text{con } a = \frac{1}{X^2} (p X^2 + Q_o^u + Q_s^u) = \frac{Q_{-in}}{X^2}$$

$$b = \frac{c_s}{X}$$

$$c = \alpha_s$$

Effettuando il bilancio di massa si ottiene il deflusso Q_s^d nell'intervallo dt per la cella i :

$$Q_s^d = (p X^2 + Q_o^u + Q_s^u) - \frac{V_s(t_0 + dt) - V_s(t_0)}{dt} \quad (3.14)$$

dove: $p X^2$ = pioggia caduta sulla cella i -esima nell'intervallo dt [$m^3 s^{-1}$]

Q_o^u = flusso entrante nella cella i -esima come flusso superficiale nell'intervallo dt
[$m^3 s^{-1}$]

Q_s^u = flusso entrante nella cella i -esima come flusso ipodermico nell'intervallo dt
[$m^3 s^{-1}$]

$V_s(t_0 + dt)$ = volume di acqua immagazzinata nel suolo nella cella i -esima al tempo t_0+dt , ottenuta dalla soluzione dell'equazione 3.13 al tempo t_0+dt [m^3]

$V_s(t_0)$ = volume di acqua immagazzinata nel suolo nella cella i -esima al tempo t_0 ,
ottenuta dalla soluzione dell'equazione 3.13 al tempo t_0 [m^3]

Nel caso in cui il suolo sia in saturazione, il volume d'acqua in eccesso V_{exf_s} è calcolato:

$$V_{exf_s} = V_s(t_0 + dt) - V_{sat_s} \quad (3.15)$$

con V_{sat_s} = contenuto d'acqua del suolo a saturazione [m^3]

Fino a questo punto si è implicitamente assunto che l'intero flusso in uscita da una cella fluisse immediatamente nella cella a valle. È ora necessario considerare l'effetto drenante. Per le celle di suolo appartenenti alla rete drenante o di canali, il deflusso verso la cella a valle è ancora determinato dall'equazione 3.14 ma a questo viene addizionato un flusso aggiuntivo. Quest'ultimo viene calcolato aggiungendo un coefficiente chiamato coefficiente di drenaggio σ che aumenta il deflusso dalla cella. L'equazione 3.13 diventa così:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = a - \sigma b \eta^c \quad (3.16)$$

con σ coefficiente di drenaggio ≥ 1

Dall'equazione 3.16 si può calcolare il deflusso Q_{out} totale in uscita suddividendolo verso la cella a valle e verso la rete drenante (o channel network).

$$Q_{downstream} = \frac{1}{\sigma} Q_{out}$$

$$Q_{channel} = \frac{\sigma - 1}{\sigma} Q_{out}$$

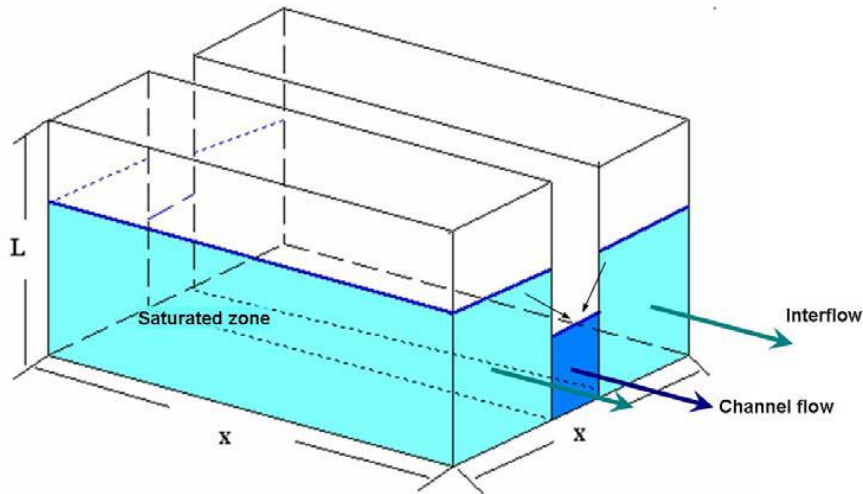


Figura 3.4 Effetto drenaggio per mezzo della rete di canali

3.2 Modulo componente superficiale

Il raggiungimento delle condizioni di saturazione in una cella determina l'attivazione del deflusso superficiale. L'afflusso alla componente superficiale è ottenuto dall'esfiltrazione dal suolo, cioè dall'eccesso di precipitazione rispetto alla quantità di acqua necessaria per rendere saturo il suolo della cella o dalla quantità d'acqua non immagazzinabile.

Il flusso superficiale, insieme a quello ipodermico, alimenta i canali della rete drenante.

Per la propagazione del deflusso superficiale si adotta, anche in questo caso, l'approssimazione dell'onda cinematica e si utilizza, come legge di resistenza, la formula di Manning, nell'ipotesi di sezione rettangolare infinitamente larga.

Anche in questo caso si arriva all'equazione di un serbatoio non lineare zero-dimensionale per ciascuna cella del DEM, formalmente analoga a quella per la componente del suolo, ma che utilizza come variabile di stato il tirante d'acqua in superficie.

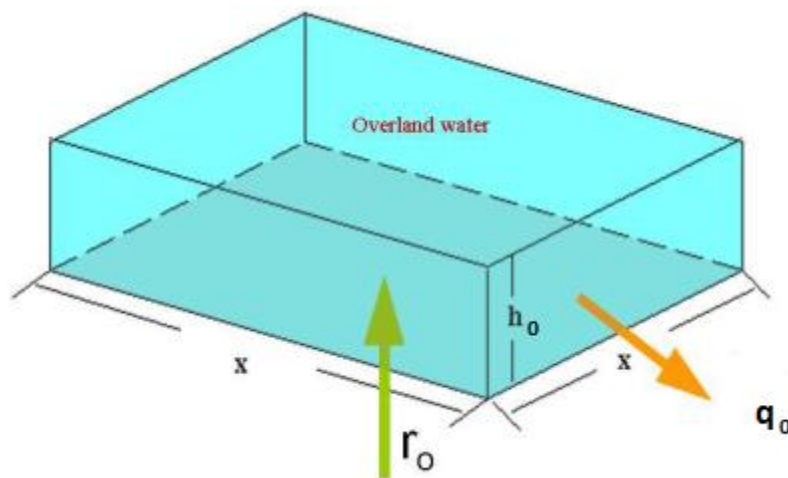


Figura 3.5 Schema del modulo di deflusso superficiale. r_0 rappresenta l'eccesso di precipitazione o l'esfiltrazione dal suolo che raggiunge la superficie della cella, q_0 rappresenta il deflusso superficiale in uscita dalla cella.

Per una cella generica, l'equazione d'onda cinematica per il flusso superficiale è descritta come:

$$\begin{cases} \frac{\partial h_o}{\partial t} = r_o - \frac{\partial q_o}{\partial x} \\ q_o = \frac{1}{n_o} (\tan \beta)^{\frac{1}{2}} k_o^{\frac{5}{3}} = C_o h_o^{\alpha_o} \end{cases} \quad (3.17)$$

dove: h_o = altezza d'acqua sulla superficie [m]

t = tempo [s]

r_o = saturazione in eccesso, intesa come precipitazione in eccesso o esfiltrazione dal suolo. Si ottiene dalla soluzione del bilancio di massa [ms^{-1}]

q_o = flusso superficiale orizzontale, corrispondente al deflusso per unità di larghezza [m^2s^{-1}]

n_o = coefficiente di attrito di Manning per superficie scabre [$\text{m}^{-1/3} \text{s}$]

β = angolo di pendenza

$\alpha_o = 5/3$ deriva dalla formula di Manning

$C_o = \frac{(\tan \beta)^{\frac{1}{2}}}{n_o}$ = coefficiente relativo alla formula di Manning

Il pedice o denota che le variabili si riferiscono al “overland flow” ovvero al deflusso superficiale.

Le equazioni 3.17 riscritte in termini di altezza sulla superficie h_o portano alla seguente equazione cinematica:

$$\frac{\partial h_o}{\partial t} = r_o - \frac{\partial (C_o h_o^{\alpha_o})}{\partial x} = r_o - C_o \frac{\partial (h_o^{\alpha_o})}{\partial x} \quad (3.18)$$

Analogamente, per quanto fatto per il suolo, si assume che h_o sia costante su tutta la cella. Integrando l'equazione cinematica 3.18 sulla direzione x si ottiene l'equazione di un serbatoio non lineare per il deflusso superficiale per la cella i -esima:

$$\frac{\partial h_o}{\partial t} = r_o - \frac{C_o}{X} h_o^{\alpha_o} \quad (3.19)$$

Moltiplicando ogni termine, per X , dimensioni della cella [m], e per la larghezza della superficie libera del canale W_o [m], si ottiene

$$\begin{aligned} XW_o \frac{\partial (h_o)}{\partial t} &= r_o X W_o - \frac{C_o W_o}{(X W_o)^{\alpha_o}} (X W_o)^{\alpha_o} (h_o)^{\alpha_o} \\ \frac{\partial (XW_o h_o)}{\partial t} &= r_o X W_o - \frac{C_o W_o}{(X W_o)^{\alpha_o}} (X W_o h_o)^{\alpha_o} \end{aligned}$$

essendo il Volume d'acqua superficiale nella cella i V_o [m^3]:

$$V_o = XW_o h_o \quad (3.20)$$

si ottiene l'equazione in funzione del V_o

$$\frac{\partial V_o}{\partial t} = r_o X W_o - \frac{C_o W_o}{(X W_o)^{\alpha_o}} V_o^{\alpha_o} \quad (3.21)$$

In generale l'Equazione 3.19 può essere riscritta nella forma:

$$\frac{\partial h_o}{\partial t} = a - b h_o^c \quad (3.22)$$

$$\text{con } a = r_o = \frac{1}{X} \frac{V_{exf}}{W_o dt}$$

$$b = \frac{C_o}{X} = \frac{(\tan \beta)^2}{X n_o}$$

$$c = \alpha_o$$

dove nel termine a è stato usato il volume di precipitazione in eccesso V_{exf} come visto in precedenza.

Per la cella i -esima ad ogni intervallo temporale il bilancio di massa è calcolato come segue:

$$Q_o^d = (r_o X W_o) - \frac{V_o(t_o + dt) - V_o(t_o)}{dt} \quad (3.23)$$

dove Q_o^d = flusso in uscita dalla cella i nell'intervallo dt [$m^3 s^{-1}$]

$r_o X W_o$ = flusso in entrata nella cella nell'intervallo dt risultante dalla soluzione del bilancio dell'acqua sul suolo sia come precipitazione sia come esfiltrazione dal suolo

$V_o(t_o + dt)$ = volume d'acqua immagazzinato sulla superficie nella cella i al tempo $t_o + dt$, ottenuto dalla soluzione dell'equazione 3.19 al tempo $t_o + dt$ [m^3]

V_o = volume d'acqua immagazzinato sulla superficie nella cella i al tempo t_o , ottenuto dalla soluzione dell'equazione 3.19 al tempo t_o [m^3]

Come nel caso del flusso ipodermico, fino a questo punto si è implicitamente supposto che l'intero flusso superficiale di una cella scorresse immediatamente nella cella valle. Tuttavia, questo non è del tutto vero poiché occorre considerare l'effetto della deplezione dovuta alla rete di drenaggio. Pertanto, per le celle della rete di canale, il flusso superficiale è ancora valutato con l'equazione 3.19, ma deve essere poi ripartito tra il canale e la cella a valle. Questo permette di determinare la quantità di deflusso superficiale che alimenta la rete dei canali di drenaggio.

3.3 Modulo componente Fiume

Un certo numero di celle del DEM sono interessate dalla presenza della rete drenante. In queste celle il modello calcola l'afflusso per via ipodermica e superficiale, come frazione della quantità totale del deflusso ipodermico e superficiale prodotto nella cella che contiene il tratto di rete.

TOPKAPI è un modello afflussi-deflussi, finalizzato alla rappresentazione degli idrogrammi di piena; esso non ha l'obiettivo di descrivere accuratamente la propagazione dell'onda di piena lungo l'alveo e non deve essere scambiato per un modello idraulico, nel senso rigoroso del termine. Ne consegue che per il modulo di propagazione della rete drenante non è necessario descrivere in maniera accurata la geometria della sezione dell'alveo, ma è sufficiente darne una rappresentazione schematica.

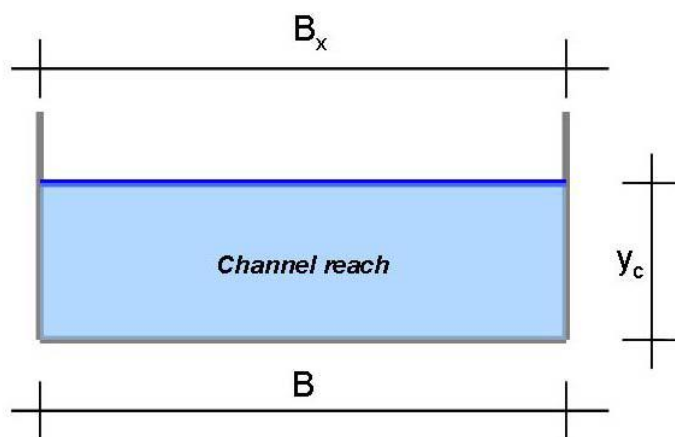
Alla luce delle considerazioni fatte, la rete drenante è rappresentata nel TOPKAPI mediante tronchi a sezione rettangolare o triangolare, aventi la lunghezza della cella e larghezza costante lungo la cella, ma variabile da una cella all'altra.

Nel caso in cui la pendenza della cella sia superiore a 0.001, il modello TOPKAPI adotta per la propagazione della portata in alveo l'approssimazione dell'onda cinematica e utilizza come legge di resistenza la formula di Manning.

I canali possono avere sezione triangolare o rettangolare ed in entrambi i casi si arriva all'equazione di un serbatoio non lineare zero-dimensionale formalmente analoga a quella per la componente del suolo e della superficie, che utilizza come variabile di stato il tirante d'acqua all'interno del canale.

3.3.1 Canale a sezione rettangolare

Il flusso del canale viene descritto analogamente al flusso superficiale, con portata avente sezione trasversale rettangolare.



Area bagnata:

$$A_x = B \cdot y_c$$

Perimetro bagnato:

$$C_x = 2y_c + B$$

Larghezza alla superficie:

$$B_x = B$$

L'approssimazione d'onda cinematica per il deflusso nel canale è descritta con un approccio cinematico, nel quale l'equazione del momento è approssimata con la formula di Manning:

$$\begin{cases} \frac{\partial V_c}{\partial t} = (r_c + Q_c^u) - q_c \\ q_c = \frac{1}{n_c} \sqrt{s_0} \left(\frac{A_x}{C_x} \right)^{\frac{2}{3}} B_x y_c^{\frac{5}{3}} \end{cases} \quad (3.24)$$

dove y_c = profondità dell'acqua nel canale [m]

r_c = afflussi laterali; dovuti al ruscellamento superficiale e al drenaggio del suolo [m³s⁻¹]

Q_c^u = afflusso dalla cella a monte [m³s⁻¹]

q_c = flusso orizzontale nel canale [m³s⁻¹]

n_c = coefficiente di attrito di Manning per la scabrezza del canale [m^{-1/3} s]

s_0 = inclinazione del letto del canale; è assunto essere uguale alla pendenza del suolo = tan(β)

Il pendice c nelle variabili delle equazioni 3.24 denota che le variabili si riferiscono al flusso del canale.

Le equazioni 3.24 possono essere riscritte in funzione di y_c :

$$\frac{\partial V_c}{\partial t} = (r_c + Q_c^u) - \frac{1}{n_c} \sqrt{s_0} \left(\frac{A_x}{C_x} \right)^{\frac{2}{3}} B_x y_c^{\frac{5}{3}} \quad (3.25)$$

sostituendo nell'equazione 3.25 il termine:

$$B_x y_c^{\frac{5}{3}} = \frac{B^{\frac{3}{5}}}{X^{\frac{3}{5}}} (B \cdot y_c \cdot X)^{\frac{5}{3}} = \frac{B^{\frac{3}{5}}}{X^{\frac{3}{5}}} (V_c)^{\frac{5}{3}}$$

dove si è posto $V_c = B \cdot y_c \cdot X$, che rappresenta il volume d'acqua nel canale per una cella di grandezza X , si ottiene, così, la seguente equazione di serbatoio non lineare per il flusso nel canale per la cella i -esima:

$$\frac{\partial V_c}{\partial t} = (r_c + Q_c^u) - \frac{1}{n_c} \sqrt{s_0} \left(\frac{A_x}{C_x} \right)^{\frac{2}{3}} \frac{B^{\frac{3}{5}}}{X^{\frac{3}{5}}} (V_c)^{\frac{5}{3}} \quad (3.26)$$

che in forma generale può essere scritta:

$$\frac{\partial V_c}{\partial t} = a - b V_c^c \quad (3.27)$$

con $a = (r_c + Q_c^u)$

$$b = \frac{1}{n_c} \sqrt{s_0} \left(\frac{A_x}{C_x} \right)^{\frac{2}{3}} \frac{B^{\frac{3}{5}}}{X^{\frac{3}{5}}}$$

$$c = \frac{5}{3}$$

Nel termine b l'apice indica che le variabili sono considerate al tempo iniziale di calcolo.

La larghezza B del canale aumenta in funzione dell'area drenante della cella i sulla base di considerazioni geomorfologiche:

$$B_i = B_{max} \frac{B_{max} - B_{min}}{\sqrt{A_{tot}} - \sqrt{A_{th}}} \left(\sqrt{A_{dri}} - \sqrt{A_{tot}} \right)$$

dove: B_{max} = larghezza massima del canale

B_{min} = larghezza minima del canale corrispondente ad una determinata A_{th}

A_{th} = area di soglia; è la superficie minima di drenaggio a monte necessaria affinché si crei un canale.

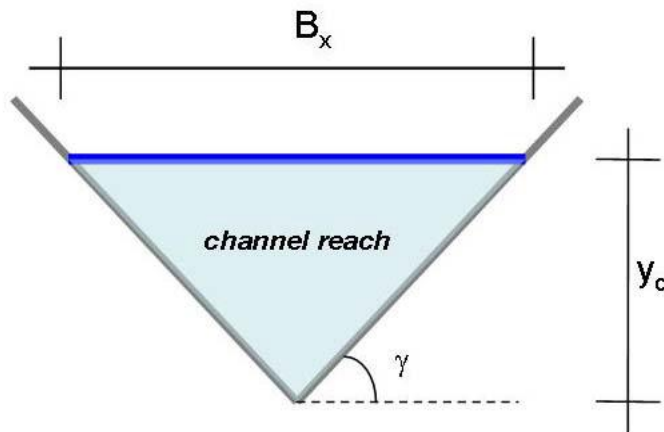
A_{tot} = area totale

A_{dri} = area drenante per la cella i

3.3.2 Canale a sezione triangolare

A differenza del paragrafo precedente si considera ora un canale con sezione trasversale triangolare.

$$\tan \gamma = \frac{2 y_c}{B_x}$$



Larghezza superficiale:

$$B_x = \frac{2 y_c}{\tan \gamma}$$

Area bagnata:

$$A_x = \frac{1}{2} B_x y_c = \frac{y_c^2}{\tan \gamma}$$

Perimetro bagnato:

$$C_x = \frac{2 y_c}{\sin \gamma}$$

Analogamente per il canale a sezione rettangolare l'equazione d'onda cinematica è :

$$\begin{cases} \frac{\partial V_c}{\partial t} = (r_c + Q_c^u) - q_c \\ q_c = \frac{\sqrt{s_0} \sin \gamma^{\frac{2}{3}}}{\sqrt[3]{4} n_c \tan \gamma^{\frac{5}{3}}} y_c^{\frac{8}{3}} \end{cases} \quad (3.28)$$

dove: y_c = profondità dell'acqua nel canale [m]

- r_c = afflussi laterali; dovuti al ruscellamento superficiale e al drenaggio del suolo
 $[m^3 s^{-1}]$
 Q_c^u = afflusso dalla cella a monte $[m^3 s^{-1}]$
 q_c = flusso orizzontale nel canale $[m^3 s^{-1}]$
 n_c = coefficiente di attrito di Manning per la scabrezza del canale $[m^{-1/3} s]$
 s_0 = inclinazione del letto del canale; è assunto essere uguale alla pendenza del suolo = $\tan(\beta)$
 γ = angolo tra l'asse orizzontale e il lato verticale del canale.

Anche in questo caso il pedice nelle variabile c sta ad indicare che ci si riferisce al flusso del canale. Le equazioni 3.28 riscritte in termini di profondità dell'acqua nel canale y_c divengono:

$$\frac{\partial V_c}{\partial t} = (r_c + Q_c^u) - \frac{\sqrt{s_0}}{\sqrt[3]{4} n_c} \frac{\sin \gamma^{\frac{2}{3}}}{\tan \gamma^{\frac{5}{3}}} y_c^{\frac{8}{3}} \quad (3.29)$$

Sostituendo dentro l'equazione 3.29:

$$V_c^{\frac{4}{3}} = \left(\frac{y_c^2 X}{\tan \gamma} \right)^{\frac{4}{3}}$$

e

$$y_c^{\frac{8}{3}} = \left(\frac{V_c \tan \gamma}{X} \right)^{\frac{4}{3}}$$

dove X è la larghezza della cella, si ottiene:

$$\frac{\partial V_c}{\partial t} = (r_c + Q_c^u) - \frac{\sqrt{s_0}}{\sqrt[3]{4} n_c} \frac{\sin \gamma^{\frac{2}{3}}}{\tan \gamma^{\frac{1}{3}} X^{\frac{4}{3}}} V_c^{\frac{4}{3}} \quad (3.30)$$

equazione per un serbatoio non lineare per il flusso nel canale per la cella i -esima. In forma generale si può scrivere:

$$\frac{\partial V_c}{\partial t} = a - b V_c^c \quad (3.31)$$

con $a = (r_c + Q_c^u)$

$$b = \frac{\sqrt{s_0}}{\sqrt[3]{4} n_c} \frac{\sin \gamma^{\frac{2}{3}}}{\tan \gamma^{\frac{1}{3}} X^{\frac{4}{3}}} V_c^{\frac{4}{3}}$$

$$c = \frac{4}{3}$$

L'angolo γ aumenta man mano che aumenta l'area drenante.

Per la cella i -esima, il bilancio di massa è calcolato come segue:

$$Q_c^d = (r_c X W_o + Q_c^u) - \frac{V_c(t_0 + dt) - V_c(t_0)}{dt} \quad (3.32)$$

dove: Q_c^d = deflusso dalla cella i -esima nell'intervallo dt $[m^3 s^{-1}]$

- $r_c X W_o =$ afflussi nella cella i -esima nell'intervallo dt [$m^3 s^{-1}$]
 $V_c(t_o + dt) =$ volume d'acqua immagazzinato nel canale nella cella i al tempo $t_o + dt$,
ottenuto dalla soluzione dell'equazione 3.30 al tempo $t_o + dt$ [m^3]
 $V_c =$ volume d'acqua immagazzinato nel canale nella cella i al tempo t_o , ottenuto dalla
soluzione dell'equazione 3.30 al tempo t_o [m^3]

3.4 Soluzione analitica dell'equazioni differenziali ordinarie di un serbatoio non lineare

Come già noto, il modello TOPKAPI è basato su tre serbatoi non lineari (suolo, superficie e rete dei canali) ognuno dei quali è descritto da un'equazione strutturalmente simile ad un'equazione differenziale ordinaria (Ordinary Differential Equation - ODE). Queste equazioni possono essere risolte analiticamente con alcune approssimazioni (Liu e Todini, 2001). La derivazione della soluzione analitica delle ODE nel caso in cui i tre serbatoi abbiano una sezione rettangolare è la seguente:

la forma generale dell'equazione di un serbatoio non lineare, come già visto, è:

$$\frac{dy}{dt} = a - b y^c \quad (3.33)$$

dove y è la variabile, ad esempio il contenuto d'acqua nel suolo o l'altezza d'acqua sulla superficie, mentre a , b e c sono le costanti.

In generale si possono individuare due casi.

Caso 1: $a = 0$ (esempio: l'afflusso nel serbatoio è uguale a zero)

L'equazione 3.33 con $a = 0$ diviene semplicemente:

$$\frac{dy}{dt} = -b y^c \quad (3.34)$$

La soluzione per questa equazione differenziale (3.34) è

$$y_t = [y_0^{1-c} + b(c-1)(t-t_0)]^{\frac{1}{1-c}} \quad (3.35)$$

dove y_0 è la variabile al tempo iniziale t_0 .

Caso 2: $a \neq 0$ e $1 < c < 10$

La soluzione dell'equazione 3.33 con $a \neq 0$ si ottiene approssimandola come segue:

$$\frac{dy}{dt} = AA(y^2 + BB y + CC) \quad (3.36)$$

dove AA , BB , e CC sono termini determinati attraverso l'espansione in serie di Taylor di y .

$$\hat{y} = y_0 + (a - b \cdot y_0^c) \frac{dt}{2} \quad (3.37)$$

si ha

$$AA = -b \cdot c \cdot (c - 1) \hat{y}^{\frac{c-2}{2}} \quad (3.38a)$$

$$BB = 2 \cdot \frac{c-2}{c-1} \cdot \hat{y} \quad (3.38b)$$

$$CC = \frac{a}{AA} + \frac{c-2}{c} \cdot \hat{y}^2 \quad (3.38c)$$

Integrando l'equazione. 3.36 da t_0 a t :

$$\int_{y_0}^{y_t} \frac{1}{y^2 + BB y + CC} dy = AA \int_{t_0}^t dt \quad (3.39)$$

Assumendo p_1 e p_2 le due radici dell'equazione $y^2 + BB y + CC = 0$, si ha

$$p_{1,2} = \frac{-BB \pm \sqrt{BB^2 - 4CC}}{2} \quad (3.40 - 3.41)$$

Di conseguenza si può scrivere:

$$y^2 + BB y + CC = (y - p_1)(y - p_2) \quad (3.42)$$

Sostituendo l'equazione 3.42 nella 3.39 e risolvendo l'integrale tra t e t_0 e tra y e y_0 , si ottiene

$$AA (t - t_0)(p_1 - p_2) = \ln \left(\frac{y - p_1}{y_0 - p_1} \right) - \ln \left(\frac{y - p_2}{y_0 - p_2} \right) \quad (3.43)$$

L'equazione 3.43, quindi, diventa:

$$y(t) = \frac{p_1 - p_2 X(t)}{1 - X(t)} \quad (3.44)$$

dove

$$X(t) = \frac{y_0 - p_1}{y_0 - p_2} e^{AA (t-t_0)(p_1-p_2)} \quad (3.45)$$

L'equazione 3.44 vale per $t \in [0, \infty]$ eccetto $X(t) = 1$.

Quando $y_0 > p_1$ il livello d'acqua nel serbatoio diminuirà, mentre, se $y_0 < p_1$, il livello crescerà.

Nel caso in cui $a < 0$, una delle due radici 3.40 o 3.41 sarà complessa.

3.5 Modulo di formazione e scioglimento della neve

Il modello TOPKAPI stima per ogni cella la formazione e lo scioglimento della neve utilizzando un algoritmo che si basa sul bilancio energetico e sul bilancio di massa del manto nevoso. Il modello utilizzato è il medesimo già adottato nel modello ARNO (Todini, 1996).

I fenomeni fisici che avvengono all'interno del manto nevoso e che portano alla sua formazione e scioglimento sono molto complessi, e coinvolgono il bilancio della massa e dell'energia, il trasporto per conduzione di calore e di massa, il drenaggio e l'infiltrazione dell'acqua all'interno del manto nevoso.

Il bilancio radiativo è il più importante meccanismo di scambio energetico nello scioglimento della neve (Male e Gray, 1981); esso è basato sull'assorbimento e riflessione di radiazione solare ad onda corta e sull'assorbimento ed emissione di radiazione ad onda lunga. La radiazione solare è funzione della latitudine, stagione, trasmittività atmosferica e condizioni meteorologiche locali come la copertura nuvolosa (a parte quest'ultimo fattore gli altri sono tutti prevedibili). Nelle aree montane le zone d'ombra giocano un ruolo fondamentale nel bilancio radiativo sul manto nevoso e a questo proposito Dozier (1979) descrisse un modello radiativo completo che includeva anche una funzione d'ombra. La riflessione della radiazione solare incidente su un manto nevoso è descritta in termini di albedo, il quale può variare in funzione delle condizioni ed età del manto nevoso. L'effetto albedo, in generale, è massimo quando il manto nevoso si è appena formato e diminuisce nel tempo a causa della crescita granulometrica delle particelle che lo compongono, dello scioglimento e dell'accumulo di polvere e detriti sulla superficie del manto. La velocità di crescita delle particelle è funzione della temperatura superficiale (Wiscombe e Warren, 1981; Dozier, 1987; Marshall e Warren, 1987)

Inoltre, nello sviluppo e applicazione del modulo per la formazione e lo scioglimento della neve occorre tenere presente che il livello di sofisticazione deve sempre essere consistente con la qualità e quantità dei dati a disposizione.

Per queste ragioni, il modulo neve è basato su una stima della radiazione solare ottenuta utilizzando la temperatura dell'aria e le informazioni geomorfologiche del bacino.

Il TOPKAPI adotta i seguenti passi per la modellazione della formazione e scioglimento del manto nevoso:

1) Stima della radiazione solare sulla cella

La stima della radiazione sulla cella di griglia avviene convertendo il calore latente in radiazione per mezzo di un fattore di conversione C_{er} [Kcal Kg^{-1}] il quale si ricava dalla termodinamica:

$$C_{er} = 606.5 - 0695 (T - T_0) \quad (3.46)$$

dove T_0 è la temperatura di fusione del ghiaccio, ovvero 273 K

Al fine di tenere conto dell'effetto albedo che svolge un ruolo estremamente importante nel bilancio energetico, è necessario applicare un fattore di efficienza η che sarà assunto approssimativamente uguale a 0.6 in condizioni di cielo sereno e 0.8 per cielo coperto. Questo porta alla seguente stima per il termine radiazione:

$$Rad = \eta [606.5 - 0695(T - T_0)] ET_0 \quad (3.47)$$

dove *Rad* è il termine di Radiazione:

Poiché per simulazioni storiche non è possibile sapere le condizioni di copertura del cielo si assume che in assenza di precipitazioni il cielo sia completamente sereno e contrariamente il cielo sia nuvoloso.

2) Valutazione del tipo di precipitazione: solida o liquida;

L'informazione sul tipo di precipitazione (solida o liquida) è raramente disponibile. È quindi, stato necessario definire un metodo basato su dati storici di temperatura e precipitazioni. Facendo un'analisi statistica dei dati storici di precipitazione solida e liquida si ottiene una temperatura T_s (generalmente compresa tra i 271 e 275 K e che raramente coincide con T_0 .) che definisce la soglia al disotto della quale ($T \leq T_s$) la precipitazione è considerata solida e viceversa ($T > T_s$) è liquida.

3) Stima del bilancio di massa ed energia sulla base dell'ipotesi che non avvenga alcuno scioglimento

La massa d'acqua equivalente Z viene stimata con la seguente equazione di bilancio di massa:

$$Z_{t+\Delta t}^* = Z_t + P \quad (3.48)$$

dove: $Z_{t+\Delta t}^*$ = massa d'acqua equivalente al tempo $t + \Delta t$ [mm]

Z_t = massa d'acqua equivalente al tempo t [mm]

P = precipitazione nel tempo Δt [mm]

La massa d'acqua equivalente alla fine del passo temporale è indicata con una stella, perché è ancora un valore provvisorio che non tiene conto dell'eventuale scioglimento della neve. Analogamente, l'energia è stimata calcolando l'aumento (o diminuzione) dell'energia totale E .

In assenza di precipitazione:

$$E_{t+\Delta t}^* = E_t + Rad \quad (3.49)$$

dove $E_{t+\Delta t}^*$ = energia al tempo $t + \Delta t$ [Kcal]

E_t = energia al tempo t [Kcal]

Rad = radiazione [Kcal]

in caso di precipitazione allo stato solido ($T \leq T_s$):

$$E_{t+\Delta t}^* = E_t + Rad + C_{si} T P \quad (3.50)$$

in caso di precipitazione allo stato liquido ($T > T_s$):

$$E_{t+\Delta t}^* = E_t + Rad + [C_{si} T_0 + C_{lf} + C_{sa}(T - T_0)] P \quad (3.51)$$

dove: C_{si} = calore specifico del ghiaccio = 0.5 Kcal $K^{-1} Kg^{-1}$

C_{lf} = calore latente di fusione = 79.6 Kcal Kg⁻¹

C_{sa} = calore specifico dell'acqua = 1 Kcal K⁻¹ Kg⁻¹

4) Confronto dell'energia totale disponibile con quella dell'intera massa nevosa sotto forma di ghiaccio a 273 K e calcolo dell'eventuale scioglimento nevoso prodotto dall'eccesso di energia e ricalcolo del bilancio della massa e dell'energia.

Se l'energia totale disponibile è minore o uguale a quella richiesta per mantenere la massa totale in fase solida alla temperatura T_0 , significa che l'energia disponibile non è sufficiente a fondere parte dell'acqua accumulata, e pertanto:

$$\begin{cases} R_{sm} = 0 \\ Z_{t+\Delta t} = Z_{t+\Delta t}^* \\ E_{t+\Delta t} = E_{t+\Delta t}^* \end{cases}$$

dove R_{sm} è lo scioglimento della neve in mm

Se, invece, l'energia totale disponibile è più grande di quella richiesta per mantenere la massa totale in fase solida alla temperatura T_0 , significa che inizierà lo scioglimento e quindi l'equazione di bilancio energetico sarà:

$$E_{t+\Delta t}^* - (C_{si}T_0 + C_{lf})R_{sm} = C_{si}(Z_{t+\Delta t}^* - R_{sm})T_0 \quad (3.52)$$

dalla quale si può ricavare:

$$\begin{cases} R_{sm} = \frac{E_{t+\Delta t}^* - C_{si}T_0 Z_{t+\Delta t}^*}{C_{lf}} \\ Z_{t+\Delta t} = Z_{t+\Delta t}^* - R_{sm} \\ E_{t+\Delta t} = E_{t+\Delta t}^* - (C_{si}T_0 + C_{lf})R_{sm} \end{cases}$$

3.6 Modulo della percolazione

Per il deflusso in falda, il tempo di risposta causato dal trasporto verticale dell'acqua attraverso lo spessore di suolo sovrastante è così lungo che il deflusso nell'acquifero può essere considerato quasi costante senza alcuna variazione significativa causata da un evento di pioggia sul bacino. Il modello ipotizza che la percolazione abbia inizio quando il contenuto di umidità nel suolo superi la capacità di campo. La quantità di acqua percolata aumenta in funzione del contenuto d'acqua nel suolo secondo una legge esponenziale determinata empiricamente (*Clapp e Hornberger, 1978; Liu et al., 2005*).

$$P_r = k_{sv} \left(\frac{v}{v_{sat}} \right)^{\alpha_p} \quad (3.53)$$

con

$$v_{sat} = (\vartheta_s - \vartheta_r) L X^2$$

dove: P_r = percolazione [mm]

k_{sv} = conduttività idraulica verticale del suolo in saturazione

v = volume d'acqua [m^3]

ϑ_s = contenuto d'acqua residuo del terreno

ϑ_s = contenuto d'acqua saturo del terreno

L = spessore dello strato superficiale del suolo [m]

X = dimensioni della cella [m^2]

v_{sat} = volume d'acqua a saturazione [m^3]

α_p = coefficiente che dipende dal tipo di suolo ($\alpha_p \cong 11$ per suoli sabbiosi; $\alpha_p \cong 25$ per suoli argillosi)

3.7 Modulo della evapo-traspirazione

Il fenomeno dell'evapo-traspirazione è inteso come l'acqua sottratta al bilancio idrico del suolo per mezzo dell'evaporazione dal terreno e della traspirazione attraverso le piante.

Il più complesso e realistico modello fisico per valutare l'evapo-traspirazione è quello di Penman-Monteith il quale è utilizzato in molti modelli afflussi-deflussi distribuiti. Tuttavia, raramente sono disponibili tutte le variabili necessarie per risolvere questa equazione e per questa ragione è spesso necessario utilizzare formule semplificate che calcolino l'evapo-traspirazione a partire dai dati di temperatura e da altre informazioni di tipo topografico, geografico e climatico.

Nel modello la temperatura per una generica cella di griglia DEM è calcolata considerando il gradiente verticale standard in atmosfera ($-6.5^\circ C / Km$). Per una cella i -esima la temperatura T_i è quindi:

$$T_i = T_r + 0.0065(h_r - h_i) \quad (3.54)$$

dove: T_r = temperatura misurata dalla stazione rappresentativa dell'area contenente la cella i [$^\circ C$]; l'interpolazione spaziale viene effettuata mediante Kriging (de Marsily *et al.*, 1986; Matheron 1970)

h_r = elevazione della stazione di misura [m]

h_i = elevazione della cella i [m]

L'evapo-traspirazione potenziale viene quantificata sulla base di un'equazione semplificata strutturalmente simile alla formula della radiazione (Doorembos *et al.*, 1984). Essa trae origine dall'equazione di Penman-Monteith con l'introduzione di alcune semplificazioni che consistono essenzialmente nel trascurare gli effetti della tensione di vapore e della velocità del vento.

$$ET_{0m} = \alpha + \beta N W_{ta} T_m \quad (3.55)$$

dove ET_{0m} = evapo-traspirazione di riferimento mensile [mm]

α e β = coefficienti di regressione

N = media mensile delle ore di sole (è funzione della longitudine, vedi Tabella 3.1)

W_{ta} = fattore peso, esso si ricava dalla Tabella 3.2

T_m = temperatura media mensile [$^\circ C$]

Per un dato passo temporale Δt [s] l'evapo-traspirazione potenziale è calcolata:

$$ET_0 = \alpha + \beta N W_{ta} T_{\Delta t} \frac{\Delta t}{30 \cdot 24 \cdot 3600} \quad (3.56)$$

dove $T_{\Delta t}$ = temperatura media della cella nel passo temporale Δt .

Tenendo conto del contenuto d'acqua nel suolo e del tipo di coltura presente si ottiene l'evapo-traspirazione effettiva ET_a [mm] nell'intervallo temporale Δt :

$$ET_a = K_c \beta ET_0 \quad (3.57)$$

dove K_c = coefficiente colturale

β = Fattore di riduzione che tiene conto delle reali condizioni di umidità del suolo.

Northern Lats	Jan	Feb	Mar	Apr	May	June	July	Aug	Sept	Oct	Nov	Dec
Southern Lats	July	Aug	Sept	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Apr	May	June
50	8.5	10.1	11.8	13.8	15.4	16.3	15.9	14.5	12.7	10.8	9.1	8.1
48	8.8	10.2	11.8	13.6	15.2	16.0	15.6	14.3	12.6	10.9	9.3	8.3
46	9.1	10.4	11.9	13.5	14.9	15.7	15.4	14.2	12.6	10.9	9.5	8.7
44	9.3	10.5	11.9	13.4	14.7	15.4	15.2	14.0	12.6	11.0	9.7	8.9
42	9.4	10.6	11.9	13.4	14.6	15.2	14.9	13.9	12.6	11.1	9.8	9.1
40	9.6	10.7	11.9	13.3	14.4	15.0	14.7	13.7	12.5	11.2	10.0	9.3
35	10.1	11.0	11.9	13.1	14.0	14.5	14.3	13.5	12.4	11.3	10.3	9.8
30	10.4	11.1	12.0	12.9	13.6	14.0	13.9	13.2	12.4	11.5	10.6	10.2
25	10.7	11.3	12.0	12.7	13.3	13.7	13.5	13.0	12.3	11.6	10.9	10.6
20	11.0	11.5	12.0	12.6	13.1	13.3	13.2	12.8	12.3	11.7	11.2	10.9
15	11.3	11.6	12.0	12.5	12.8	13.0	12.9	12.6	12.2	11.8	11.4	11.2
10	11.6	11.8	12.0	12.3	12.6	12.7	12.6	12.4	12.1	11.8	11.6	11.5
5	11.8	11.9	12.0	12.2	12.3	12.4	12.3	12.3	12.1	12.0	11.9	11.8
0	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1	12.1

Tabella 3.1 Numero medio mensile delle ore di sole giornaliere in funzione della latitudine (Tab. 3 “Crop Water Requirements”, FAO Irrigation and Drainage Paper 24)

Altitude (m)	Temperature (°C)																			
	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36	38	40
0	0.43	0.46	0.49	0.52	0.55	0.58	0.61	0.64	0.66	0.71	0.73	0.75	0.77	0.78	0.8	0.82	0.83	0.84	0.85	0.86
500	0.45	0.48	0.51	0.54	0.57	0.6	0.62	0.65	0.7	0.72	0.74	0.76	0.78	0.79	0.81	0.82	0.84	0.85	0.86	0.87
1000	0.46	0.49	0.52	0.55	0.58	0.61	0.66	0.69	0.71	0.73	0.75	0.77	0.79	0.8	0.82	0.83	0.85	0.86	0.87	0.88
2000	0.49	0.52	0.55	0.58	0.61	0.64	0.66	0.69	0.71	0.73	0.75	0.77	0.79	0.81	0.82	0.84	0.85	0.86	0.87	0.88
3000	0.52	0.55	0.58	0.61	0.64	0.66	0.69	0.71	0.73	0.75	0.77	0.79	0.81	0.82	0.84	0.85	0.86	0.88	0.88	0.89
4000	0.55	0.58	0.61	0.64	0.66	0.69	0.71	0.73	0.76	0.78	0.79	0.81	0.83	0.84	0.85	0.86	0.88	0.89	0.9	0.9

Tabella 3.2 Fattore peso W_{ta} in funzione dell'altitudine

3.8 Parametri del modello

Nel TOPKAPI i parametri possono essere suddivisi in tre gruppi:

1. Parametri che sono stabiliti a priori e quindi non necessitano di nessuna procedura di calibrazione;
2. Parametri che dovrebbero essere stabiliti a priori ma sono soggetti ad un certo grado di incertezza e quindi possono essere soggetti a lievi aggiustamenti, ma non ad una vera e propria procedura di calibrazione;
3. Parametri soggetti ad un grado elevato di incertezza tale da esigere una procedura di calibrazione.

I parametri appartenenti al primo gruppo sono quelli connessi alle informazioni fornite dal DEM, come pendenze e area di soglia per la definizione della rete drenante, ecc.

I parametri appartenenti al secondo gruppo sono costituiti essenzialmente dalle larghezze minime e massime dei canali; la larghezza massima corrisponde alla sezione di chiusura del bacino generalmente attrezzata con uno strumento di misura e per la quale si conosce una scala di deflusso. Tale dato è solitamente noto con una certa affidabilità. Tuttavia, poiché si adotta una legge di crescita della larghezza dei canali in base all'area drenata, e siccome tale legge dipende dalla larghezza massima e minima, è possibile che l'adozione del valore esatto della larghezza massima conduca ad una valutazione errata, in genere per eccesso, della larghezza dei tratti a monte; per tale ragione è possibile che sia necessario ridurre in una certa misura la larghezza massima. La larghezza minima è soggetta ad un margine di incertezza sicuramente maggiore e va definita in base alle conoscenze disponibili e a considerazioni di ordine generale; per tale ragione essa può subire alcuni aggiustamenti che variano in un intervallo modesto.

I parametri appartenenti al terzo gruppo sono quelli che vanno effettivamente calibrati. A tale proposito va ribadito che in teoria, essendo il modello fisicamente basato, la calibrazione non dovrebbe essere necessaria, ma lo diventa a causa del grado di incertezza delle informazioni di cui si dispone sulle proprietà dei suoli. Per ogni cella, i parametri sono la permeabilità a saturazione, il contenuto d'acqua a saturazione, il contenuto d'acqua residuo, lo spessore dello strato di suolo interessato dal drenaggio, il coefficiente di scabrezza di Manning per il deflusso superficiale e il coefficiente di scabrezza di Manning per il deflusso nella rete drenante. I primi tre parametri esprimono le caratteristiche del suolo e dipendono quindi dal tipo di suolo. Lo spessore del suolo è anch'esso un parametro importante per il drenaggio, poiché condiziona la capacità di immagazzinamento. Qualora non si disponga di misure affidabili di tale parametro, esso può venire valutato sulla base del tipo di terreno. Non ci sono a priori valori limite di questo, però si deve tener conto che si tratta di uno strato di suolo superficiale, il cui spessore può andare da alcune decine di centimetri a qualche metro. Infine i coefficienti di Manning per il deflusso superficiale vengono valutati in base alla copertura della vegetazione e all'uso del suolo, mentre quelli per il deflusso canalizzato vengono in genere differenziati in base alle quote, attribuendo valori più elevati in zone montane. I valori del coefficiente di Manning per la rete drenante variano con continuità in un intervallo piuttosto ampio, in relazione al tipo di sezione, di sedimenti che costituiscono il letto del fiume, di materiali naturali o riportati che costituiscono gli argini e infine all'entità e alla tipologia della vegetazione presente sulle scarpate. Per quanto riguarda i coefficienti di

Manning per i versanti, si deve tener presente che l'applicazione della legge di Manning ai versanti va vista come un'estensione di questa, che a rigore si applica agli alvei, quindi anche i parametri di scabrezza vanno considerati in questa ottica. Certamente i versanti presenteranno una scabrezza molto più grande dei canali, poiché gli ostacoli al deflusso possono essere numerosi e di varia natura (vegetazione, manufatti, ecc.).

Per questo studio la calibrazione dei parametri non è stata necessaria poiché si è utilizzato il modello Topkapi in possesso all'ARPA quindi già calibrato per il bacino del Santerno

Capitolo 4

Inizializzazione TOPKAPI

Il modello, per essere inizializzato, richiede i seguenti dati:

- file .xyz con le coordinate delle stazioni di misura della temperatura;
- file .txt con i dati di temperatura misurata per ogni stazione con passo orario;
- file .xyz con le coordinate delle stazioni di misura delle precipitazioni;
- file .txt con i dati di precipitazione misurata per ogni stazione con passo orario.

Purtroppo, per questo bacino, si ha a disposizione dati con frequenza oraria solo per gli ultimi decenni, per cui è stato necessario, per gli anni precedenti, ricavare i dati orari da quelli giornalieri.

4.1 Dati input Temperatura

Per stimare la temperatura oraria a partire dalla Temperatura massima T_{Max} e minima T_{Min} è stato utilizzato un metodo inizialmente presentato da De Wit *et al.* (1978) e successivamente perfezionato da Hoogenboom e Huck (1986); il metodo assume che la Temperatura minima si abbia all'alba (H_{RISE}) mentre la temperatura massima alle ore 13.00 UTC.

Il metodo divide il giorno in 3 parti:

Definendo l'ora H {0, 1,2,3...23}

1. Se $H < H_{RISE}$

$$T(H) = \frac{T'_{Max} + T_{Min}}{2} + \frac{T'_{Max} - T_{Min}}{2} \left[\cos \left(\frac{\pi H'}{10 + H_{RISE}} \right) \right]$$

dove $H' = H + 10$

T'_{Max} è la temperatura massima del giorno precedente.

2. Se $H_{RISE} \leq H \leq 13.00$

$$T(H) = \frac{T_{Max} + T_{Min}}{2} + \frac{T_{Max} - T_{Min}}{2} \left[\cos \left(\frac{\pi H'}{13 - H_{RISE}} \right) \right]$$

dove $H' = H - H_{RISE}$

3. Se $H_{RISE} > 13.00$

$$T(H) = \frac{T_{Max} + T'_{Min}}{2} + \frac{T_{Max} - T'_{Min}}{2} \left[\cos \left(\frac{\pi H'}{10 + H_{RISE}} \right) \right]$$

dove $H' = H - 13$

T'_{Min} è la temperatura minima del giorno successivo

Non avendo potuto precedentemente effettuare i test di omogeneità (Paragrafo 1.2) sui dati digitalizzati delle serie di temperatura di Imola e Firenzuola, si effettua un confronto fra le temperature medie annuali di queste serie con quelle di Bologna (considerata come stazione di

riferimento) ipotizzando che la differenza di Temperatura si mantenga circa costante nel tempo.

Dal punto di vista qualitativo in Figura 4.1a si può notare la presenza di un “bias” tra le temperature annuali di Imola (linea Blu) e Bologna (linea Nera) di circa 1°C nei primi vent’anni del periodo considerato, spiegabile unicamente con un malfunzionamento della stazione di Imola. Per quanto riguarda la stazione di Firenzuola, dall’analisi della Figura 4.1b, non si notano errori sistematici se non una normale variabilità, tenuto conto delle differenti aree climatiche in cui sono poste queste due stazioni.

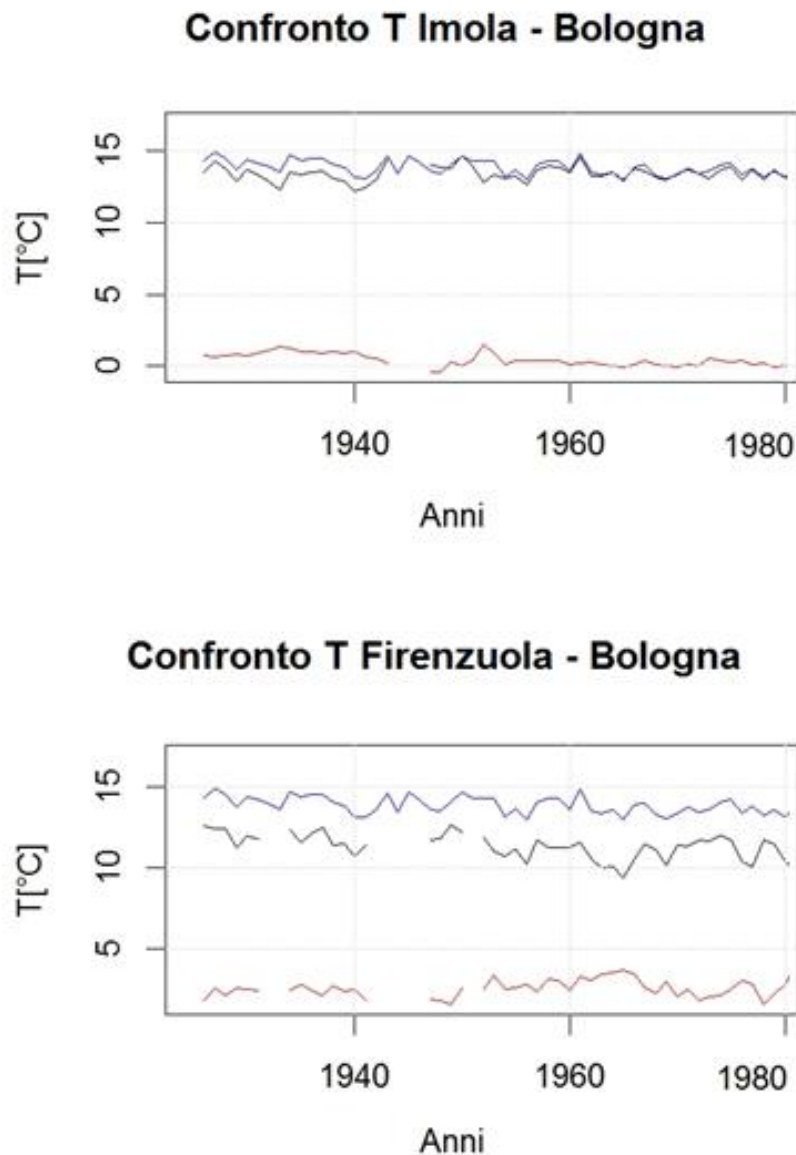


Figura 4.1 (a) In alto Temperature medie annuali: Imola (linea Blu) e Bologna (linea Nera). La differenza fra queste due è riportata con la linea Rossa. (b) In basso Temperature medie annuali: Firenzuola (linea Blu) e Bologna (linea Nera). La differenza fra queste due è riportata con la linea Rossa

Non potendo omogeneizzare la serie di Imola per mancanza di dati di altre stazioni limitrofe in questo periodo, e considerando, in Figura 4.2, l’alta correlazione (R^2 circa 0.95-0.97) fra Imola e Bologna, si utilizzeranno, per questo studio, i dati termometrici della stazione di Bologna nel periodo 1926-1951 invece di quelli di Imola.

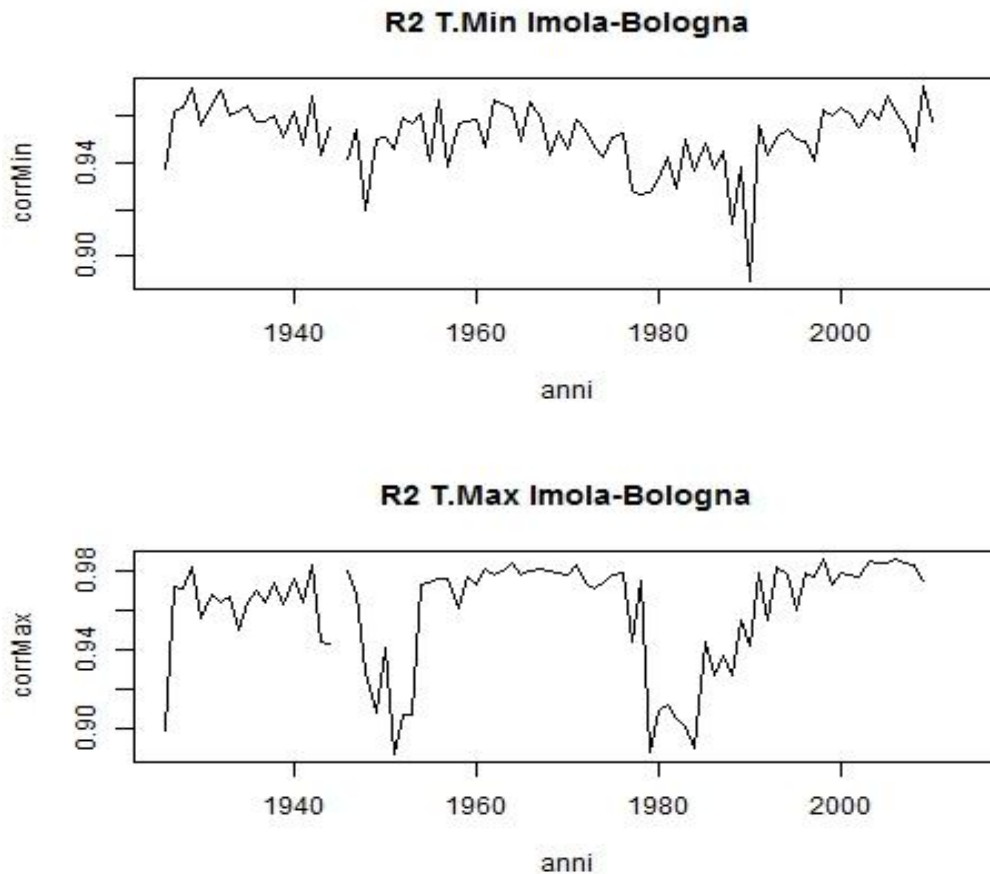


Figura 4.2 Correlazione Temperature massime e minime giornaliere tra Imola e Bologna.

4.2 Dati Input Precipitazione

Siccome il modello TOPKAPI richiede, come per la temperatura, dati orari, è stato necessario definire un metodo per estrarre questi dai dati giornalieri per gli anni 1926-1989.

Per primo, si sono considerati i dati di precipitazione oraria di tutte le stazioni, e per ogni giorno (9-9) si sono ricavati:

- la precipitazione cumulata giornaliera p_{day} ;
- il numero di ore di pioggia giornaliera n .

Considerando solo i giorni $p_{day} \geq 1mm$, sono state ricavate tre funzioni di ripartizione $F_1(n)$, $F_2(n)$, $F_3(n)$, rispettivamente per $p_{day} < 20 mm$, $(20 \leq p_{day} \leq 40) mm$ e $p_{day} > 40mm$ (vedi Figura 4.3, Figura 4.4 e Figura 4.5).

La funzione di ripartizione o di probabilità cumulata è definita: $F: \mathbb{R} \rightarrow [0, 1]$ con

$$F(n) \stackrel{\text{def}}{=} P(N \leq n)$$

ovvero la probabilità che la variabile casuale N assuma un valore minore o uguale a n .

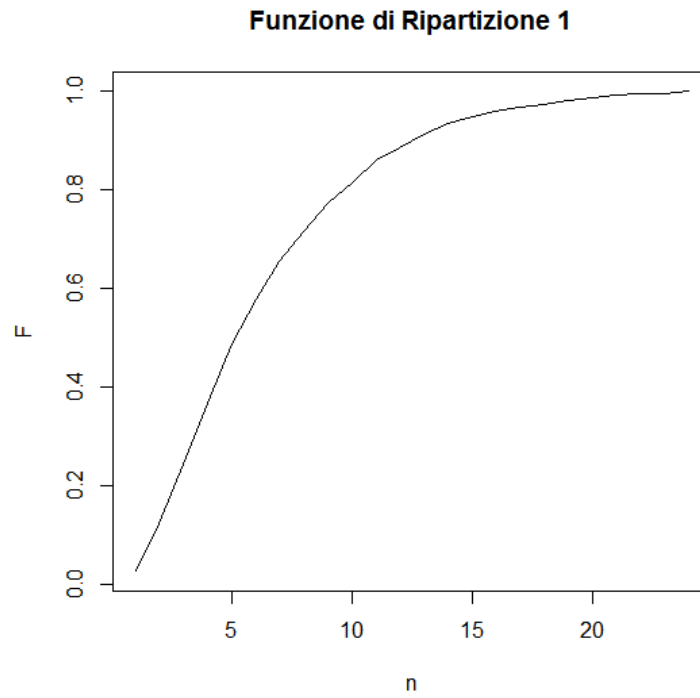


Figura 4.3 Funzione di ripartizione del numero di ore di pioggia per Precipitazione cumulata giornaliera <20 mm

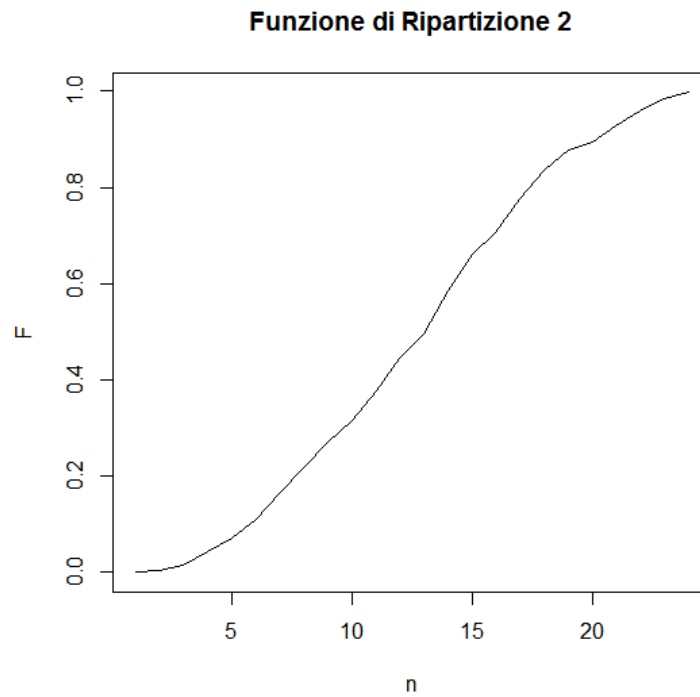


Figura 4.4 Funzione di ripartizione del numero di ore di pioggia per Precipitazione cumulata giornaliera tra 20 e 40 mm (estremi compresi).

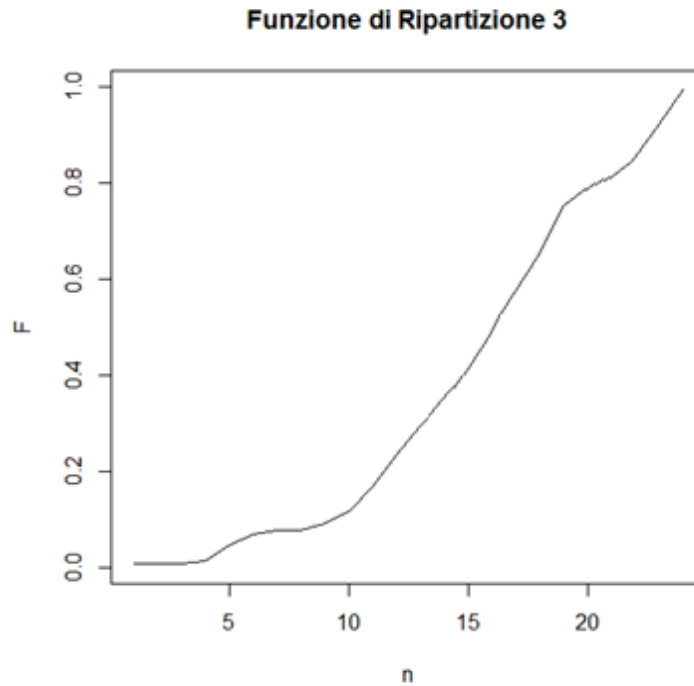


Figura 4.5 Funzione di ripartizione del numero di ore di pioggia per Precipitazione cumulata giornaliera > 40 mm

Per disgregare la precipitazione dei giorni piovosi, si definisce un numero casuale di probabilità cumulata F e, in base alla quantità di precipitazione cumulata giornaliera da disgregare si utilizza $F_1(n)$, $F_2(n)$, $F_3(n)$, ricavando così il numero di ore n in cui distribuire la precipitazione stessa.

L'ora di inizio di precipitazione viene definita casualmente ogni giorno ed è uguale per tutte le stazioni, purché la precipitazione sia sempre disgregata all'interno del giorno in esame, nel caso non lo fosse viene nuovamente definita l'ora di inizio finché questo requisito non viene soddisfatto.

Capitolo 5

Analisi risultati

Il TOPKAPI è stato fatto girare per tre periodi:

1. 1 Gennaio 1926 – 30 Maggio 1944
2. 16 Novembre 1946 – 31 Dicembre 1989
3. 1 Gennaio 1990 – 31 Dicembre 2014

I primi due run hanno utilizzato i dati orari di temperatura e precipitazione ottenuti tramite i metodi illustrati nel Capitolo 4, mentre il terzo è stata effettuato con i dati orari realmente registrati dagli strumenti. La divisione del periodo 1926-1989 è stata necessaria per ovviare alla mancanza di 2 anni di dati a causa della II Guerra Mondiale.

Per tutti i run sono stati ottenuti valori orari delle seguenti variabili per la sezione di chiusura posta a Mordano (vedi All.1):

- Q – Portata del fiume [m^3/s]
- $Rain$ - .Acqua che raggiunge il suolo [mm]
- $Prec$ – Precipitazione aggregata[mm]
- $Evap$ –Evapotraspirazione effettiva [mm]
- $Snow$ – Neve [mm d’acqua equivalente]
- $Temp$ - Temperatura dell’aria a 2 metri [$^{\circ}\text{C}$]
- ETp – Evapotraspirazione potenziale [mm]
- $Soil$ – Saturazione del suolo [%]
- $SoilSat$ – Percentuale di suolo saturo sul bacino [%]
- $Perc$ – Percolazione [mm]
- $Surf$ – Deflusso superficiale [m^3/s]
- Y – Altezza d’acqua nel fiume [m]

Dove, esclusi Q e Y , tutte le variabili rappresentano una media sull’intero bacino.

Per questo lavoro si andrà ad analizzare solo le seguenti variabili: Portata Q , Precipitazione aggregata $Prec$, Saturazione del suolo $Soil$, Evapotraspirazione Potenziale ETp , Evapotraspirazione Effettiva $Evap$.

5.1 Portata Q

Facendo girare il modello per i tre periodi precedentemente citati, si ottengono tre serie di portata oraria di cui si sono studiate le distribuzioni di densità di probabilità (PDF) e successivamente, attraverso la funzione *fitdist* presente nella libreria *fitdistrplus* di R, si sono effettuati i fit delle distribuzioni con una distribuzione lognormal con parametri stimati in modo da massimizzare la goodness del fit. Le tre distribuzioni con il relativo fit sono visibili in Figura 5.1 mentre in Figura 5.2 sono state rappresentate le tre distribuzioni lognormali per apprezzarne le differenze.

Dalla Figura 5.1 è possibile notare una maggior concentrazione di eventi con portata oraria attorno ai 1-2 m³/s, con una riduzione di probabilità di accadimento all'aumentare di Q .

Inoltre, si può evidenziare come la diminuzione, nei tre periodi, dei parametri della funzione log-normal, ovvero la $\text{meanlog} = \mu$ (media) e la $\text{sdlog} = \sigma$ (deviazione standard), non risulti apprezzabile e infatti in Figura 5.2 le distribuzioni sono sovrapposte.

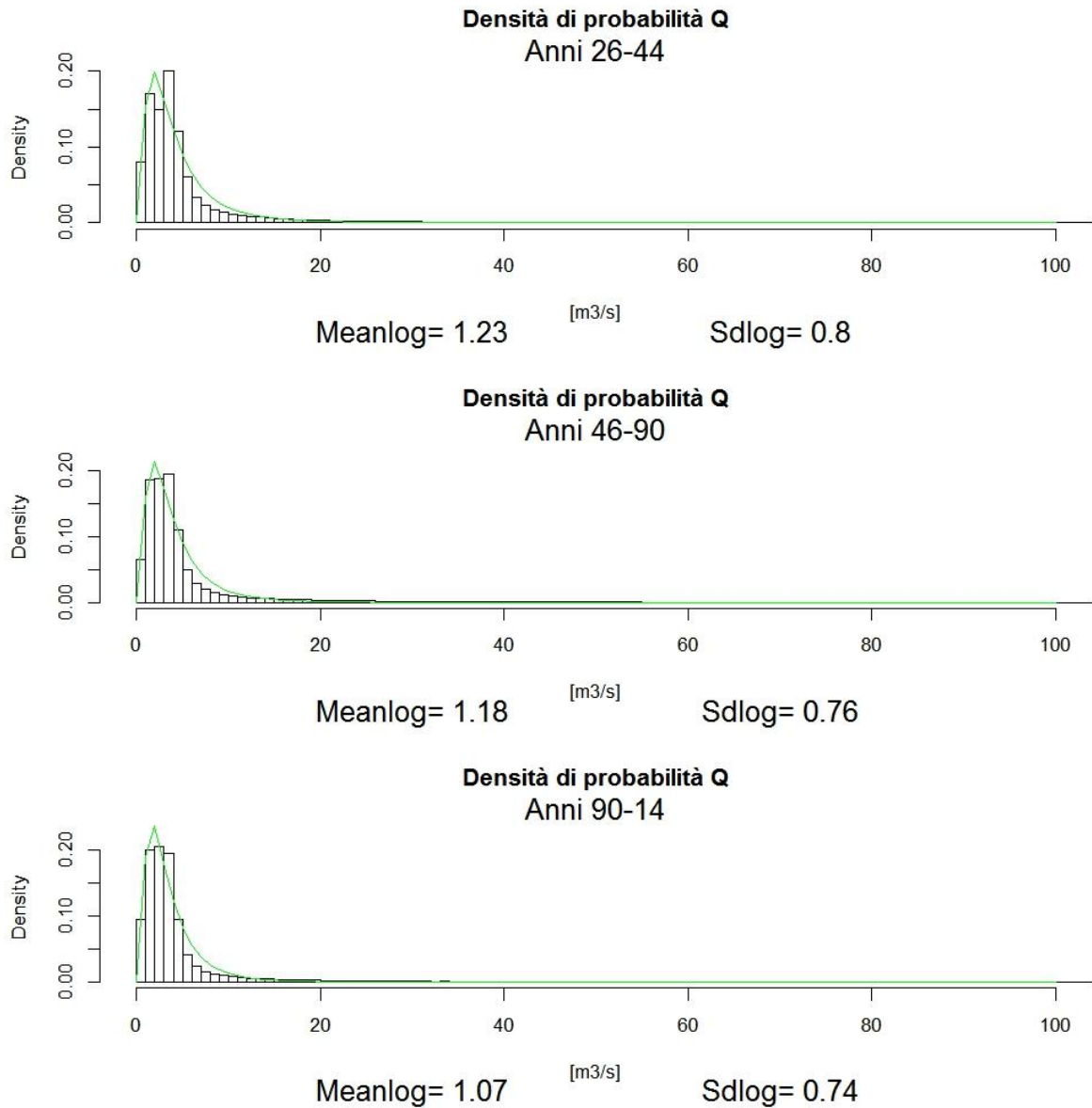


Figura 5.1 Densità di probabilità della portata oraria nei tre periodi. La curva verde rappresenta il fit di una distribuzione lognormale con parametri stimati riportati sotto ogni grafico.

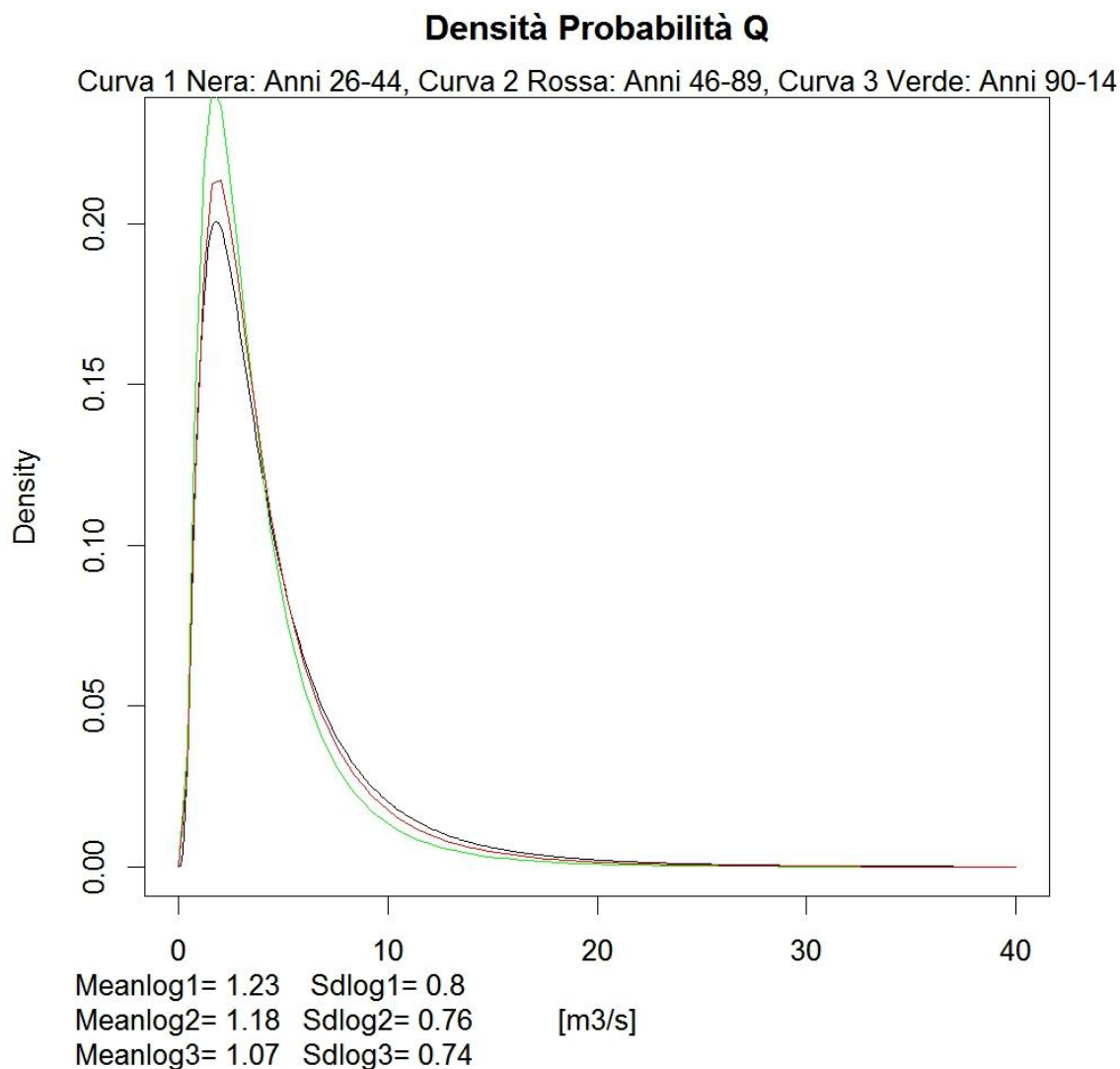


Figura 5.2 Confronto tra le distribuzioni di densità di probabilità lognormali nei tre periodi.

Viene definito, ora, l'indice di siccità idraulica (Hydraulic Drought Index –HDI) come il numero di giorni in cui la portata minima giornaliera sia stata minore al valore di deflusso minimo vitale - DMV definito dall'autorità di bacino per la sezione di chiusura di Mordano.

Il decreto del Ministro dell'Ambiente del 28 Luglio 2004 contiene la definizione ufficiale del DMV, ovvero *“la portata istantanea da determinare in ogni tratto omogeneo del corso d'acqua, che deve garantire la salvaguardia delle caratteristiche fisiche del corpo idrico, chimico fisiche delle acque, nonché il mantenimento delle biocenosi tipiche delle condizioni naturali locali.”* L'autorità di bacino del Reno con delibera del Comitato Istituzionale del 23 Febbraio 2006 definisce il valore di DMV per la sezione di Mordano uguale a 0,4 m³/s.

Utilizzando questo valore, in Figura 5.3 si riporta l'indice HDI.

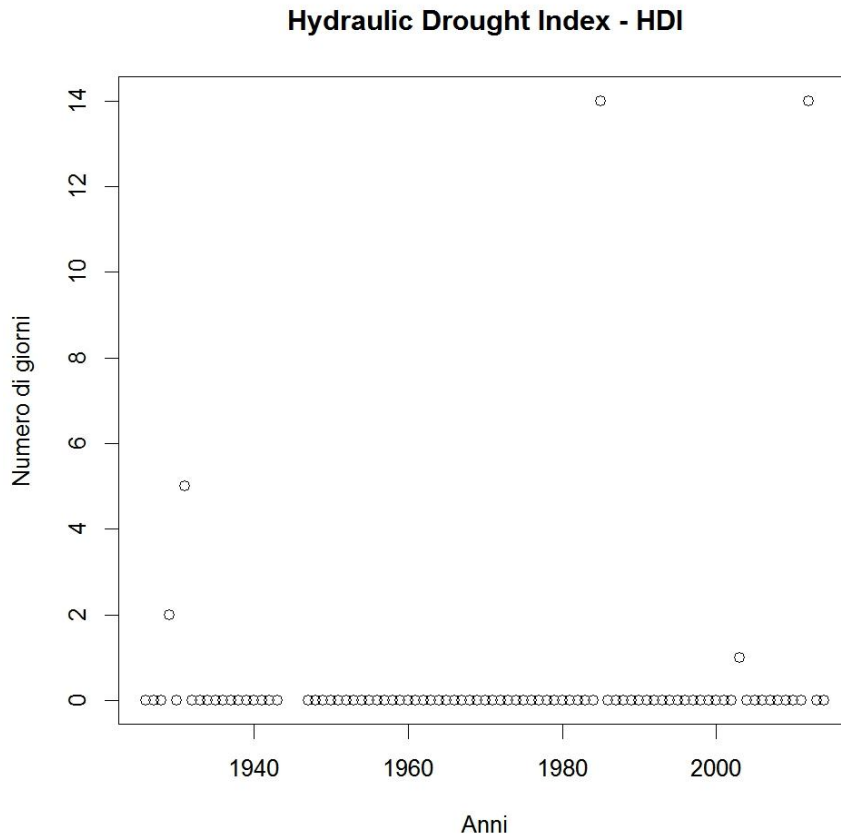


Figura 5.3 Indice di siccità idraulica HDI dal 1926 la 2014 con trend lineare.

Dalla Figura 5.3 si può vedere come l'indice sia stato diverso da zero in 5 anni: due volte attorno agli anni 1930 poi nel 1985, 2003 e infine 2007. Purtroppo però, visto l'esiguo numero di eventi, non è possibile fare considerazioni di tipo statistico.

Si considera ora una soglia variabile Q_{th} tra (0 e 5) m^3/s con un passo di 0,05 m^3/s e si calcola la percentuale di quanti giorni, sul relativo periodo, la portata minima giornaliera sia stata inferiore alla soglia; in Figura 5.4 sono riportate le tre funzioni così ottenute.

Numero di giorni sotto la Soglia Q_{th}

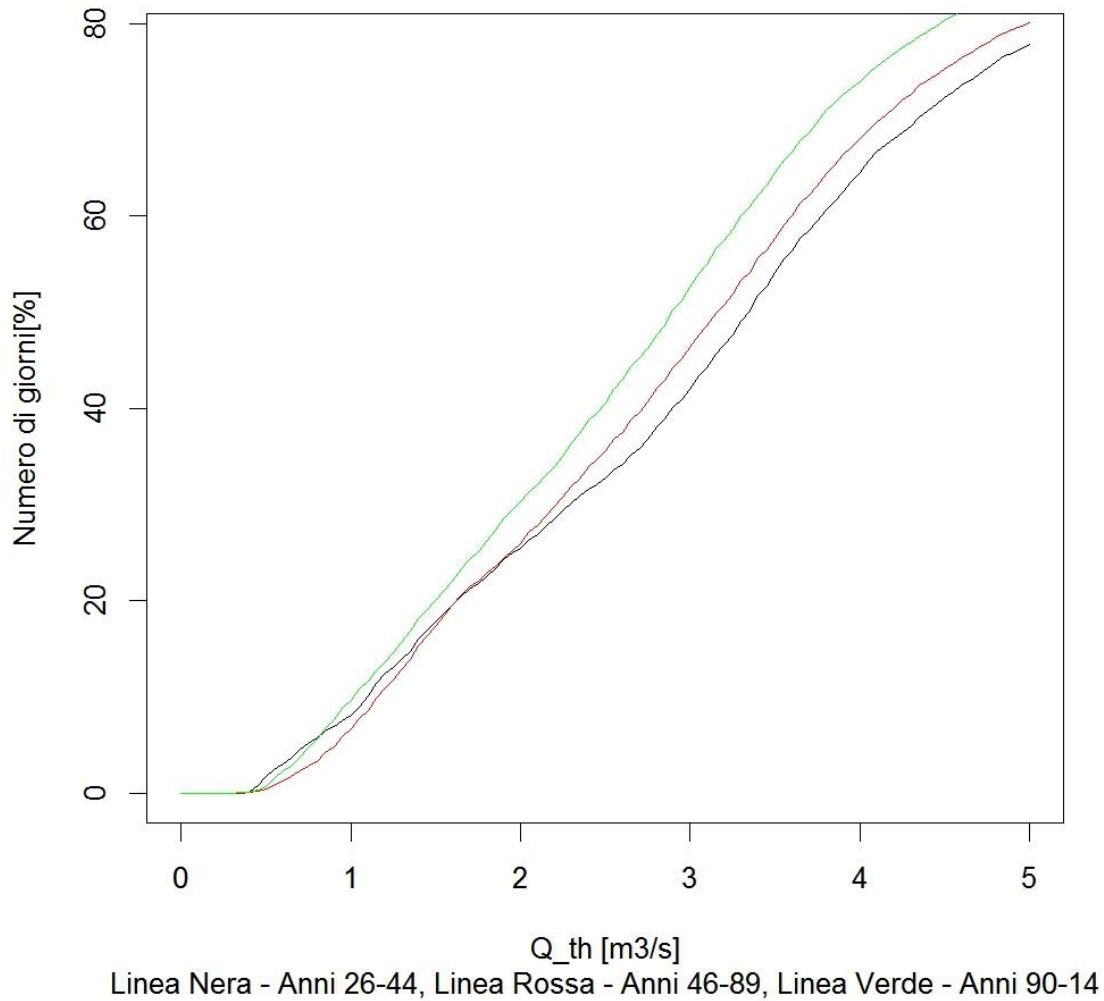


Figura 5.4 Percentuale di giorni sotto la soglia Q_{th}

Da questo grafico (Figura 5.4) si può osservare come nell'ultimo periodo (linea verde) la percentuale di giorni in cui la portata è stata sotto la soglia sia stata sempre maggiore rispetto ai periodi precedenti, con differenze anche nell'ordine del 10% tra il primo periodo e l'ultimo per Q_{th} attorno a $3 m^3/s$.

In Figura 5.5 sono riportati i valori di portata minima annuale ed è stato individuato il trend lineare che, anche se leggermente negativo, non è statisticamente significativo.

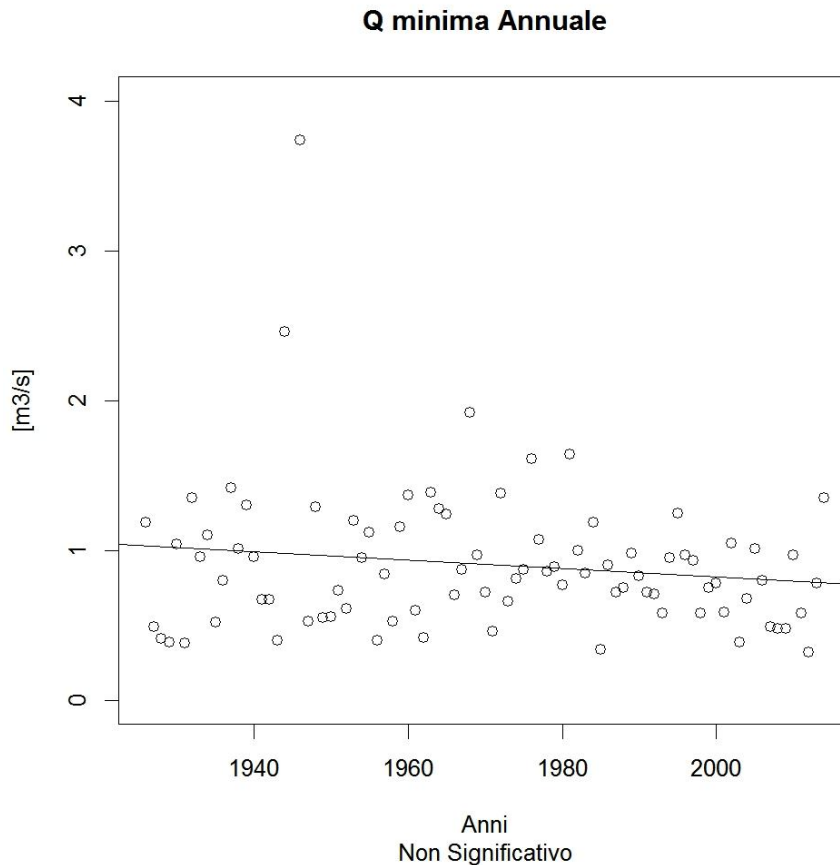


Figura 5.5 Portate Minime Annuali con trend lineare e significatività.

In contrapposizione, in Figura 5.6 vengono riportati i valori di portata massima annuale, Annual Maximum Flood –*AMF*. Anche per questi dati si è cercato un trend lineare che, però, non è presente.

In ambito idrologico è interessante descrivere il comportamento statistico dei valori estremi, cioè di quei valori che rappresentano fenomeni idrologici più estremi, come ad esempio gli eventi di piena massima annuale. Per la corretta applicazione della teoria degli eventi estremi devono essere valide le seguenti due ipotesi

- 1) Indipendenza statistica del campione di variabili.
- 2) Medesima distribuzione di probabilità per le variabili.

Le due ipotesi vengono indicate come “variabili indipendenti e identicamente distribuite” e abbreviate con *i.i.d.* (independent and identically distributed variables).

Si ricorda che due eventi sono statisticamente indipendenti tra loro se la valutazione della probabilità di un evento non dipende dal verificarsi dell’altro

L’indipendenza statistica è praticamente assicurata dalle modalità di estrazione degli *AMF* e dal fatto che l’intervallo è ampio (se l’intervallo fosse più piccolo, ad esempio mensile, l’indipendenza non sarebbe così scontata).

Il principale problema nell’analisi dei valori estremi risiede nell’individuare la stima più corretta e robusta dei valori della grandezza idrologica per periodi di ritorno elevati, anche

molto maggiori del periodo di osservazione. Tale problema dipende fortemente dalla distribuzione adottata, dalla forma della sua coda nonché dal metodo di stima dei parametri.

La serie *AMF* è analizzata mediante la distribuzione di probabilità generalizzata del valore estremo (Generalized Extreme Value distribution - *GEV*) in virtù del teorema di Fisher–Tippett–Gnedenko o detto anche “primo teorema del valore estremo” e considerando che i parametri della distribuzione possono variare nel tempo (parametri non stazionari).

Attraverso l’utilizzo della funzione *gev.fit* nella libreria *ismev* di R e stimando i parametri secondo Stuart Coles (2001) non è stata evidenziata un’apprezzabile non stazionarietà.

La linea rossa nel grafico in Figura 4.11 rappresenta il parametro μ_t della distribuzione *GEV* non stazionaria, dalla quali si evince che non è apprezzabile la non stazionarietà dei dati.

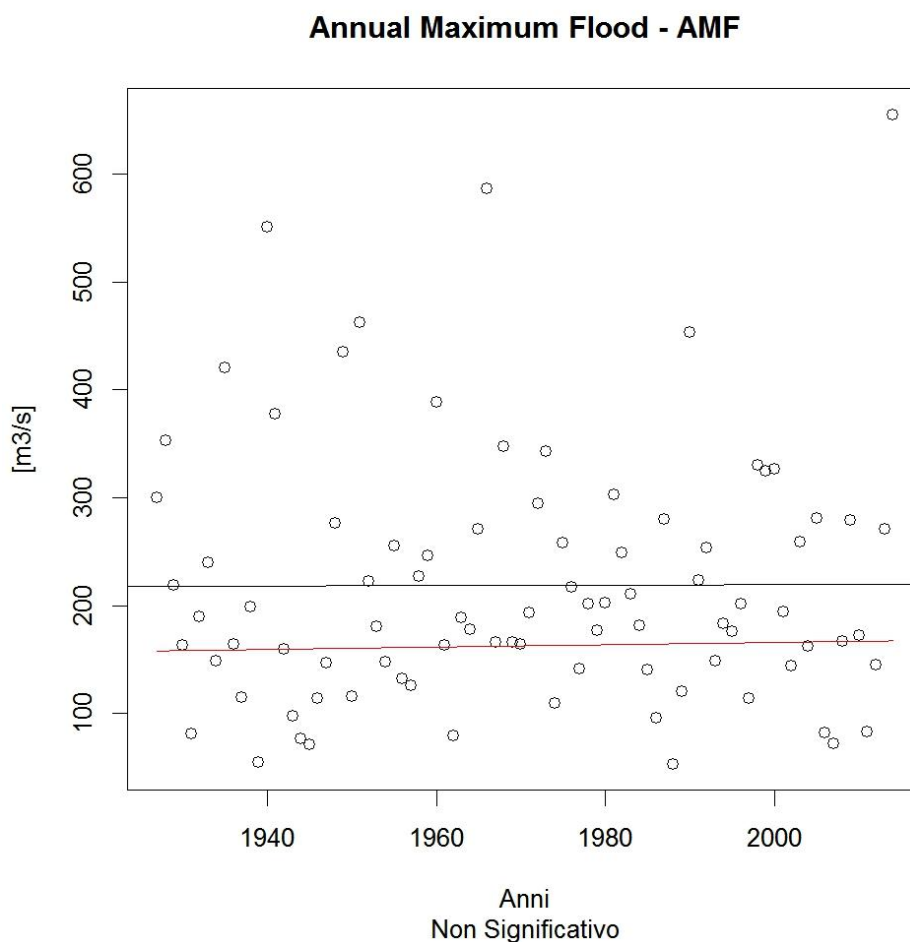


Figura 5.6 Portate Massime Annuali. La Linea Nera è il trend lineare con relativa significatività. La Linea Rossa rappresenta la media della distribuzione *GEV* non stazionaria.

Infine, si analizza la portata Q media stagionale e annuale. Come si nota dai grafici, in Figura 5.7 e Figura 5.8, nessun trend risulta statisticamente significativo.

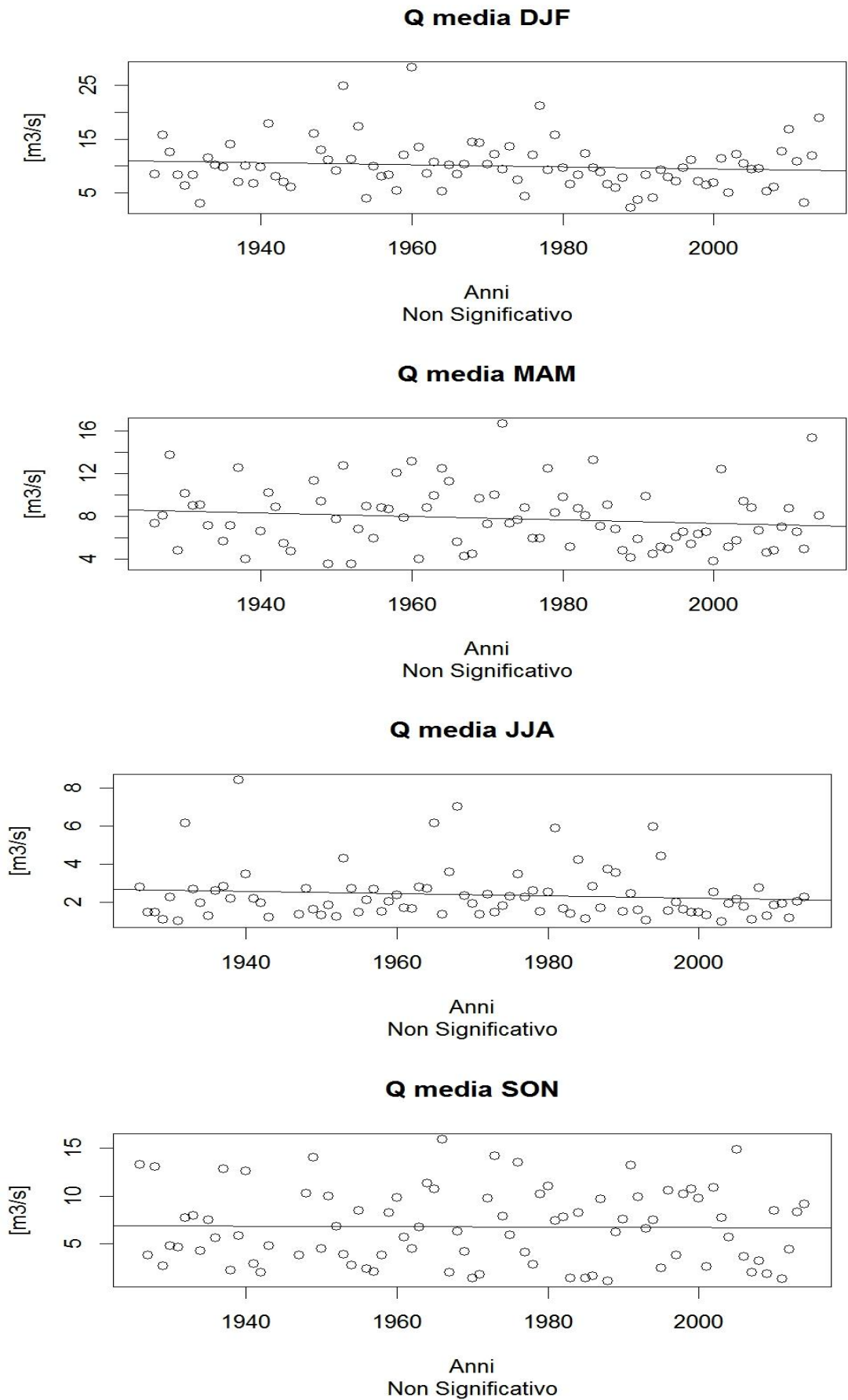


Figura 5.7 Portata media stagionale con trend e test di significatività.

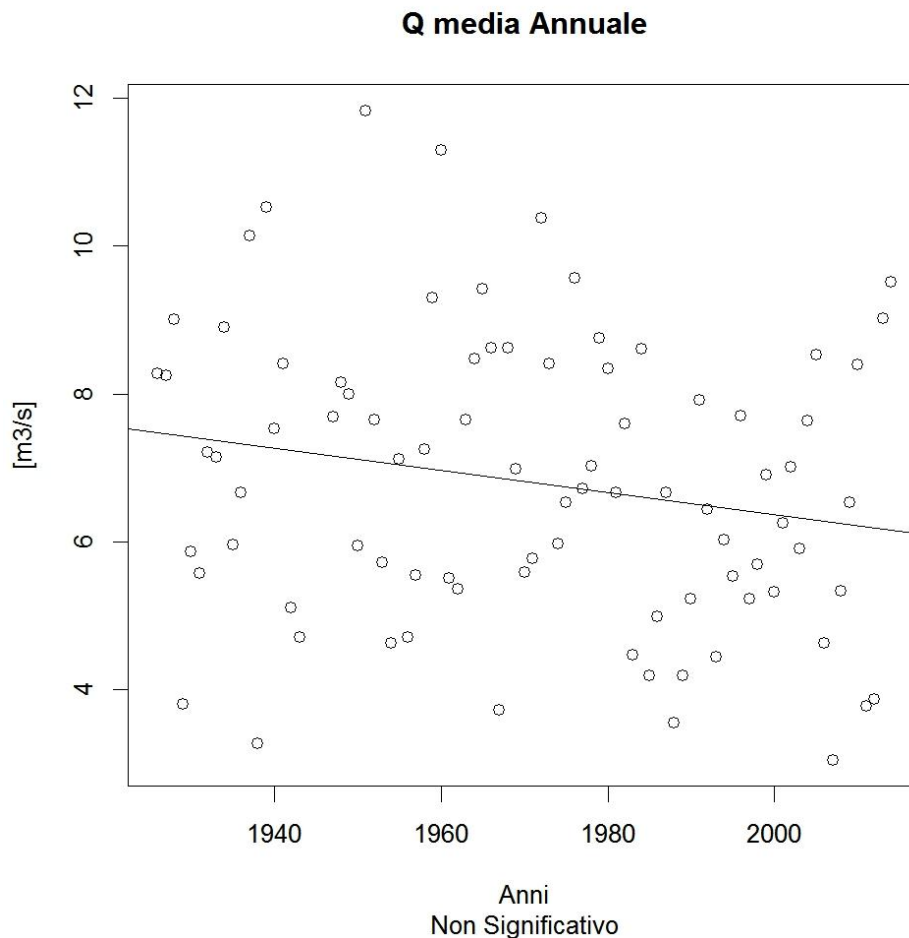


Figura 5.8 Portate media annuale con trend e test di significatività.

5.2 Precipitazione aggregata

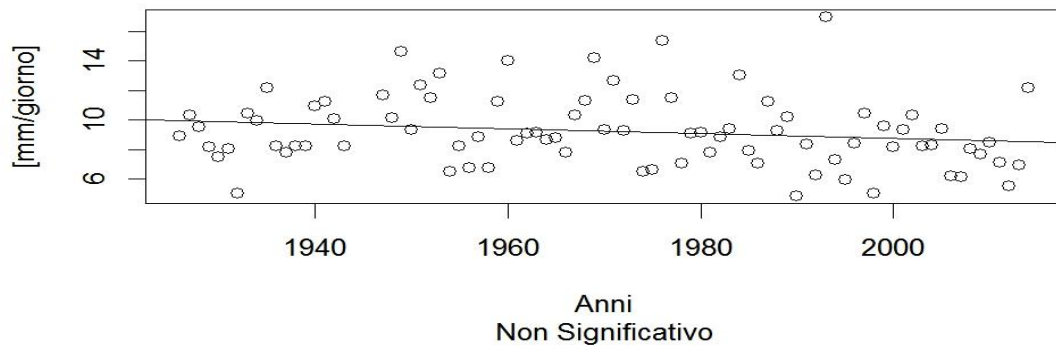
In questo paragrafo si studiano le precipitazioni medie giornaliere e le precipitazioni cumulate stagionalmente ed annualmente. Tutti i valori sono aggregati, ovvero rappresentano la media sull'intero bacino.

5.2.1 Precipitazione Giornaliera

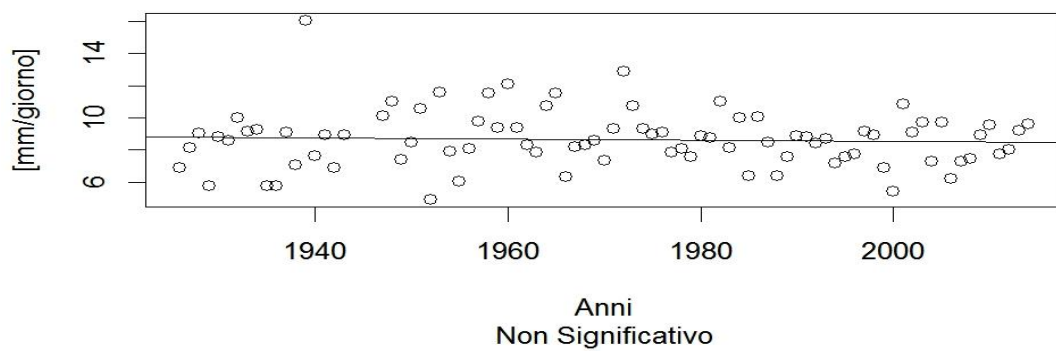
Considerando solamente i giorni piovosi, si analizzano i dati di precipitazione giornaliera aggregata, ottenuti dal modello, prima facendo la media per stagione (Figura 5.9) poi trovando la media annuale (Figura 5.10).

Osservando i grafici stagionali si può vedere che non sono presenti trend apprezzabili, così come non è presente un trend significativo per i valori medi annuali (Figura 4.13). Questi risultati sono in accordo con le analisi sull'intensità media giornaliera stagionale effettuate nel paragrafo 2.4.

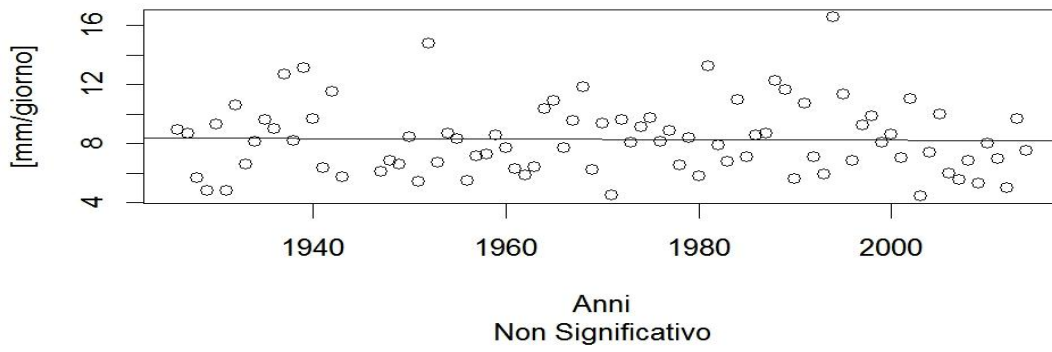
Prec. giornaliera media DJF



Prec. giornaliera media MAM



Prec. giornaliera media JJA



Prec. giornaliera media SON

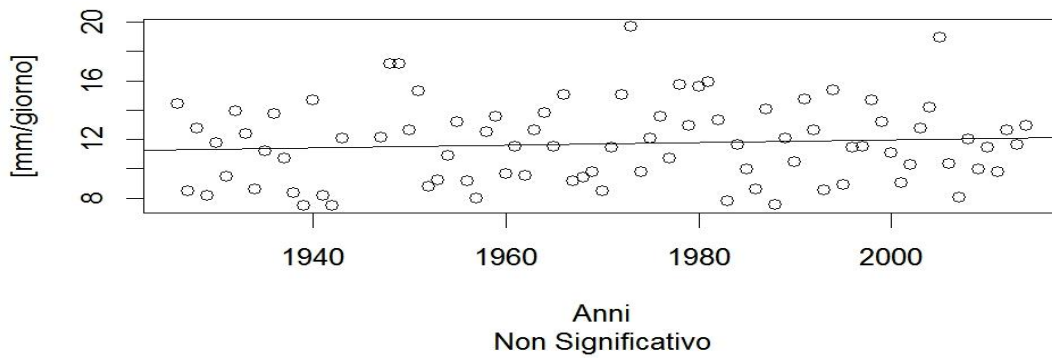


Figura 5.9 Precipitazione giornaliera media stagionale con trend e test di significatività.

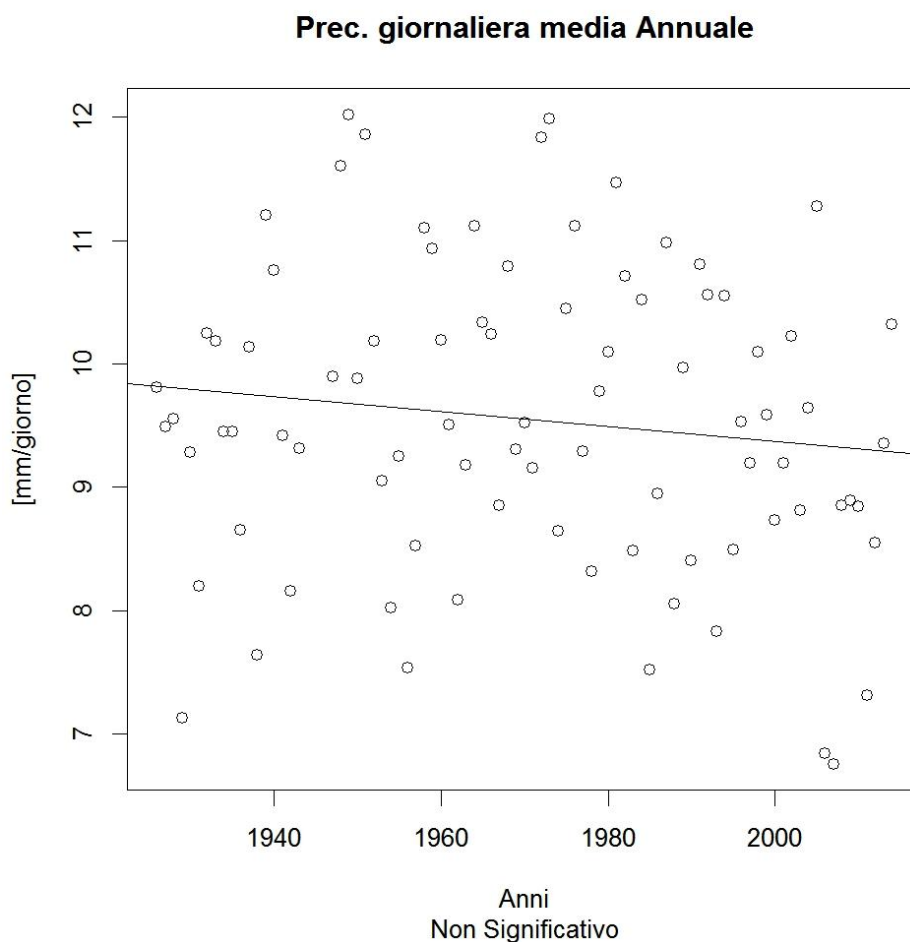


Figura 5.10 Precipitazione giornaliera media annuale con trend e test di significatività.

5.2.2 Precipitazione cumulata

Si riportano nei grafici seguenti le precipitazioni aggregate totali Stagionali (Figura 5.11) ed Annuali (Figura 5.12).

Come si può notare dai grafici in Figura 5.11, per la stagione invernale è presente un trend negativo statisticamente significativo, per quella primaverile il trend è negativo ma non significativo, per quella estiva, invece, è positivo e non significativo, ed infine, per quella autunnale si può affermare che non è presente alcun trend. Per quanto riguarda le precipitazioni totali annuali, in Figura 5.12, è presente anche in questo caso un trend negativo ma non statisticamente significativo.

Questi risultati sono in accordo con le analisi effettuate nel paragrafo 2.2.

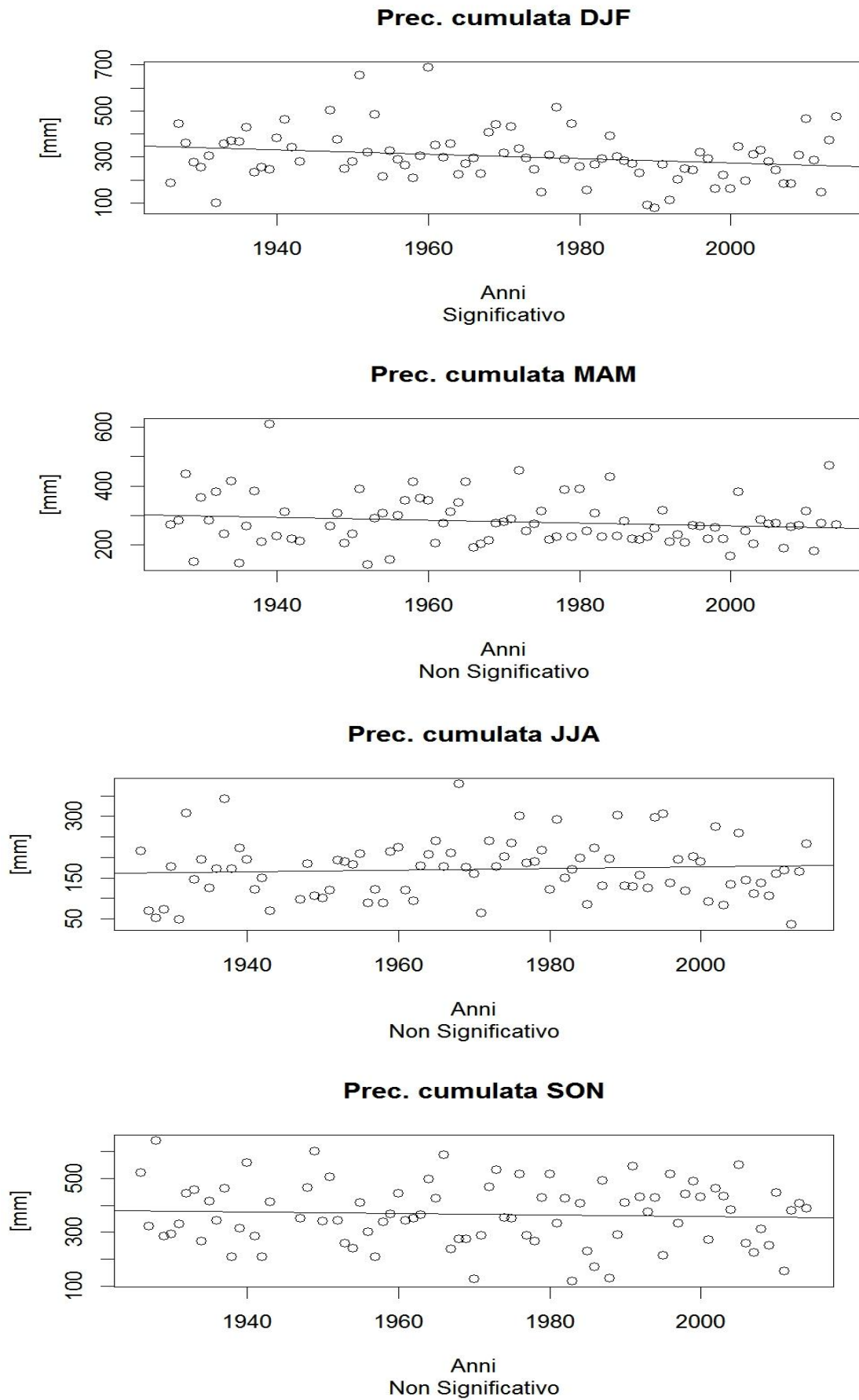


Figura 5.11 Precipitazione cumulata stagionale con trend e test di significatività.

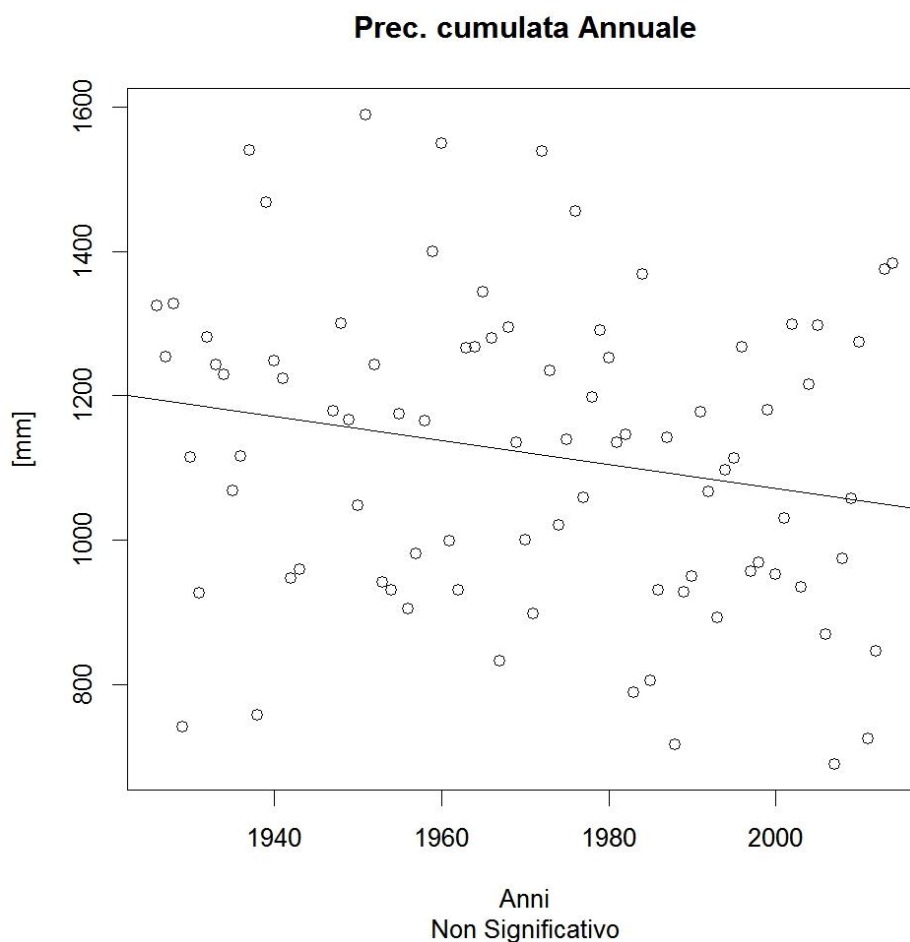


Figura 5.12 Precipitazione cumulata annuale con trend e test di significatività

5.3 Saturazione del suolo

Nella presente sezione si analizza la saturazione del suolo media sul bacino ottenuta dal modello. Dai grafici in Figura 5.13, in cui è riportata la saturazione media per stagione, si evince che vi è una diminuzione significativa nei valori invernali e primaverili mentre per gli altri mesi non risultano variazioni significative negli anni. Tali diminuzioni sono da ricondurre ai trend negativi delle precipitazioni aggregate cumulate in queste stagioni, anche se la diminuzione nel mese primaverile non è risultata statisticamente significativa (Figura 5.11).

Considerando, infine, i valori di saturazione del suolo medi annuali (Figura 5.14) non è risultata alcuna diminuzione statisticamente significativa benché il trend lineare risulti negativo.

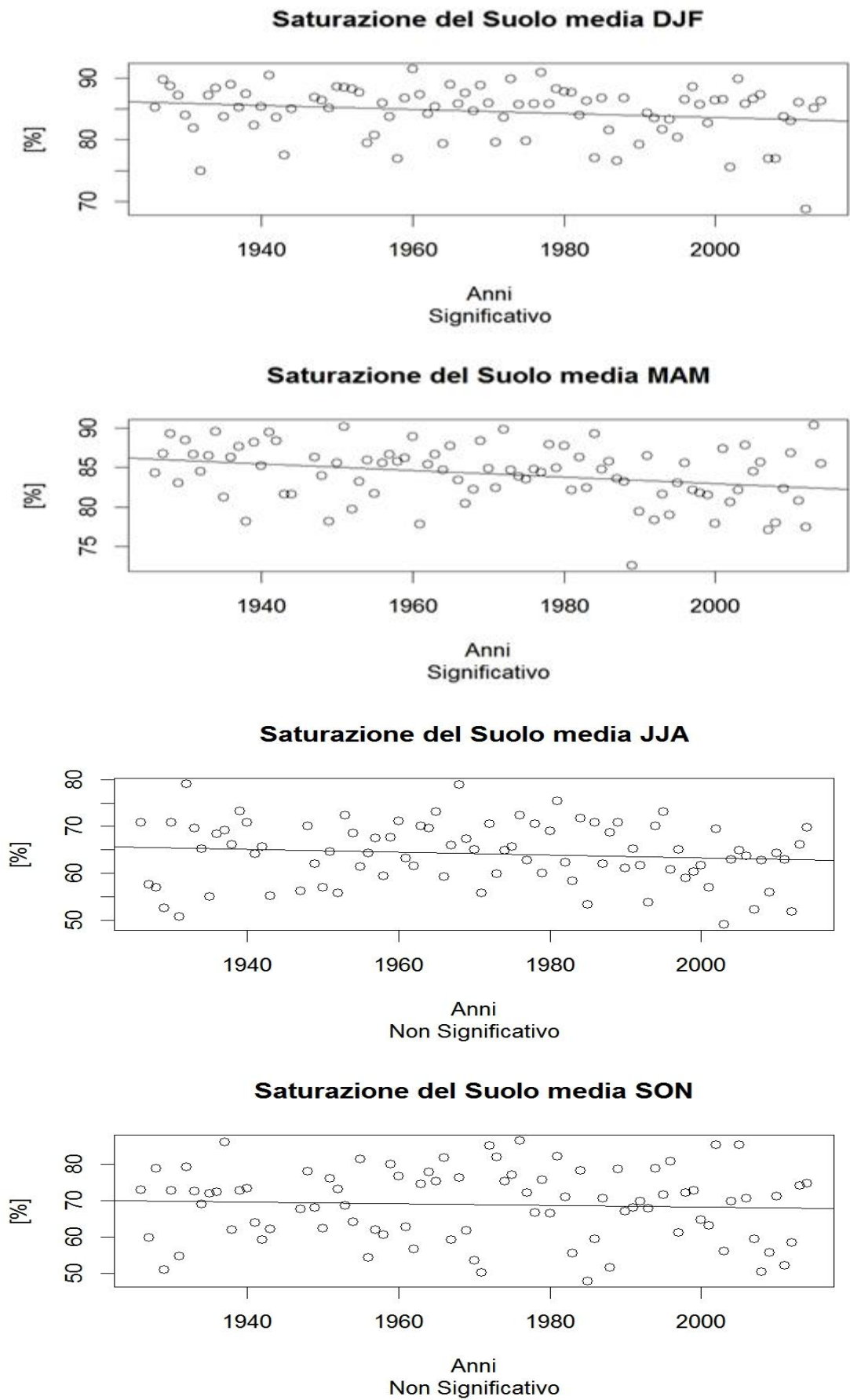


Figura 5.13 Saturazione del suolo media stagionale con trend e test di significatività.

Saturazione del Suolo media Annuale

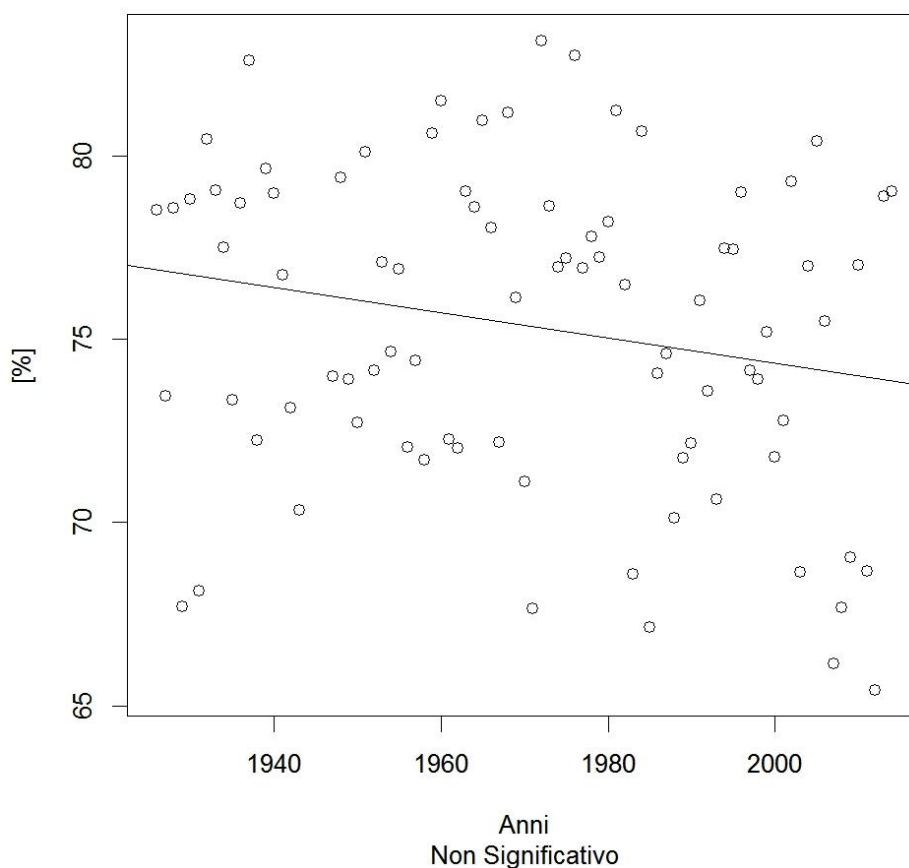


Figura 5.14 Saturazione del suolo media annuale con trend e test di significatività.

5.4 Evapo-Traspirazione Potenziale

L'evapotraspirazione potenziale ETp oraria calcolata nel modello attraverso l'Equazione 3.56 è stata cumulata giornalmente; vengono riportati i valori medi stagionali (Figura 5.15) e annuali (Figura 5.16).

Dall'analisi della prima figura si può osservare che l'Evapotraspirazione giornaliera nei mesi invernali, primaverili ed estivi presenta un trend positivo e significativo a differenza dell'assenza di un trend per i mesi autunnali. L'aumento dell' ETp stagionale è in accordo con l'aumento della temperatura media stagionale nella regione: infatti, nel periodo 1961-2013 la tendenza più forte è osservata nella stagione estiva ($0.58^{\circ}\text{C}/10\text{anni}$), seguita poi dalla primavera ($0.38^{\circ}\text{C}/10\text{anni}$), dall'inverno ($0.29^{\circ}\text{C}/10\text{anni}$) e infine dall'autunno il quale ha subito il minor aumento ($0.25^{\circ}\text{C}/10\text{anni}$) (Annuario Arpa 2013).

Visto il trend positivo nelle temperature autunnali ci si aspettava un aumento nell' ETp autunnale, ma ciò non è stato riscontrato.

In Figura 5.16 si può notare la presenza di un trend positivo nell' ETp giornaliero medio annuale.

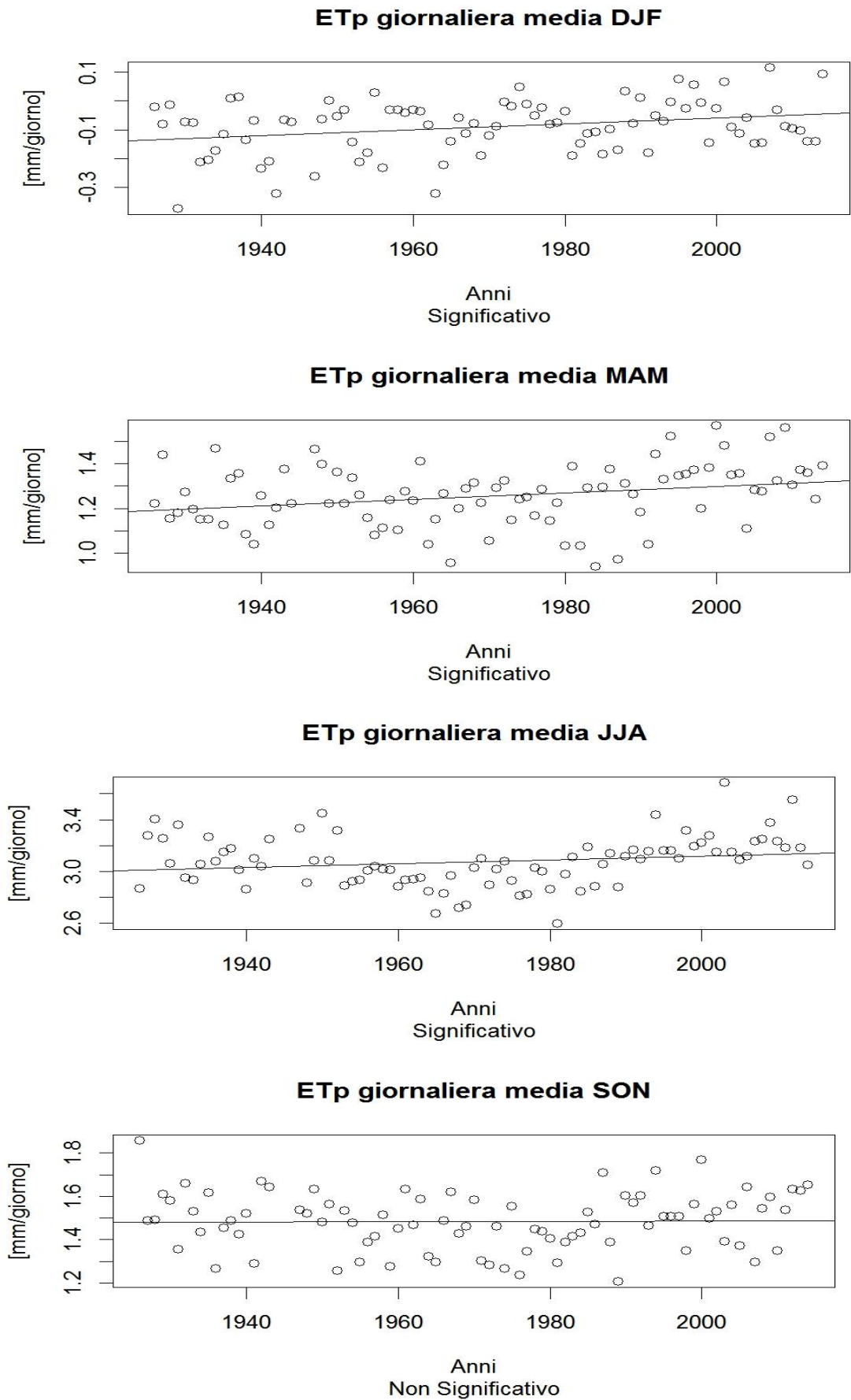


Figura 5.15 Evapotraspirazione potenziale giornaliera media stagionale con relativo trend e test di significatività.

ETp giornaliera media Annuale

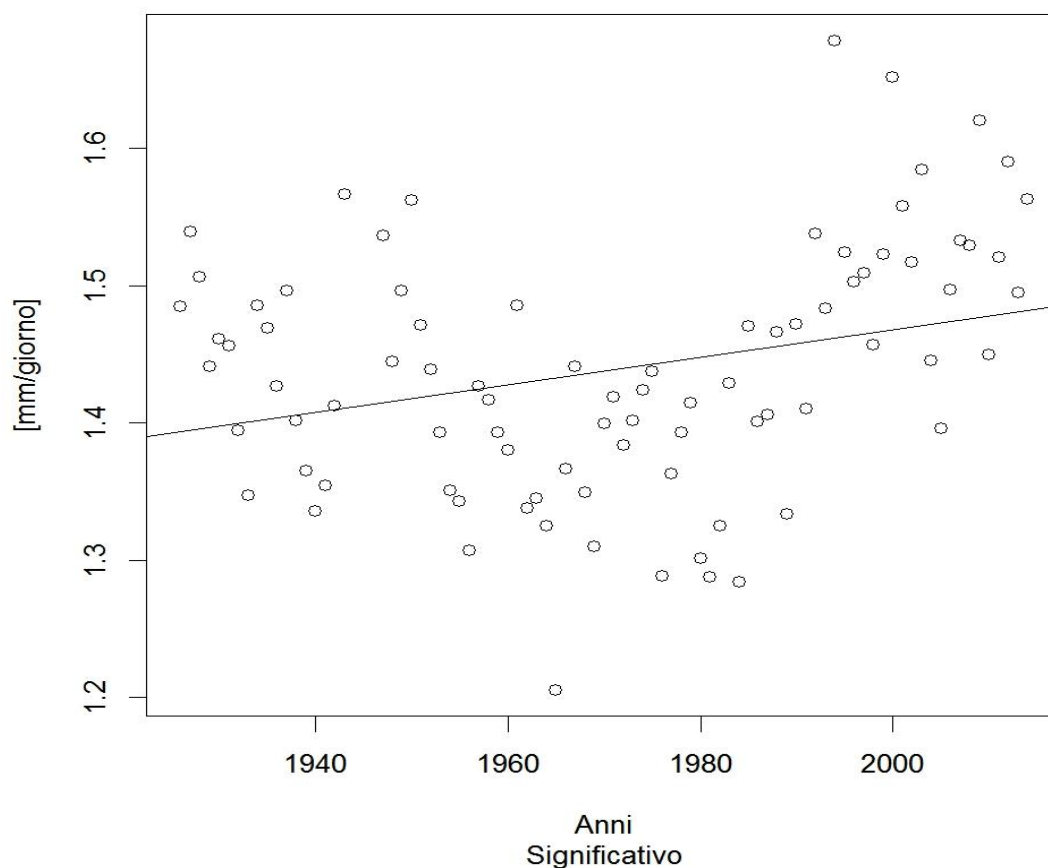


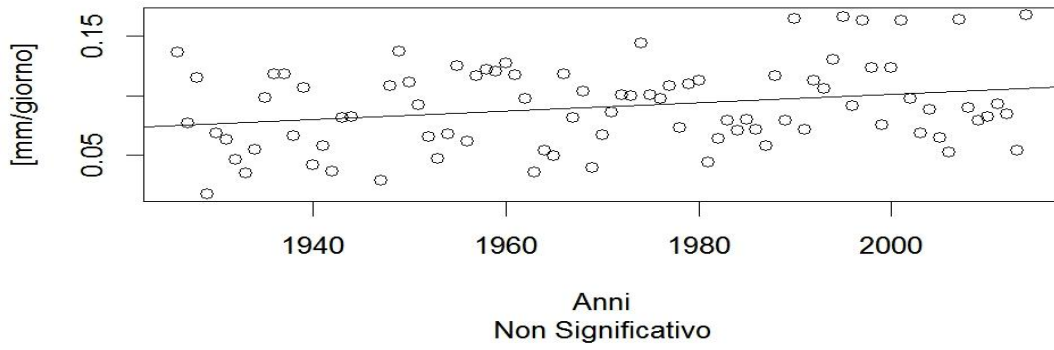
Figura 5.16 Evapotraspirazione potenziale giornaliera media annuale con relativo trend e test di significatività.

5.5 Evapo-Traspirazione Effettiva

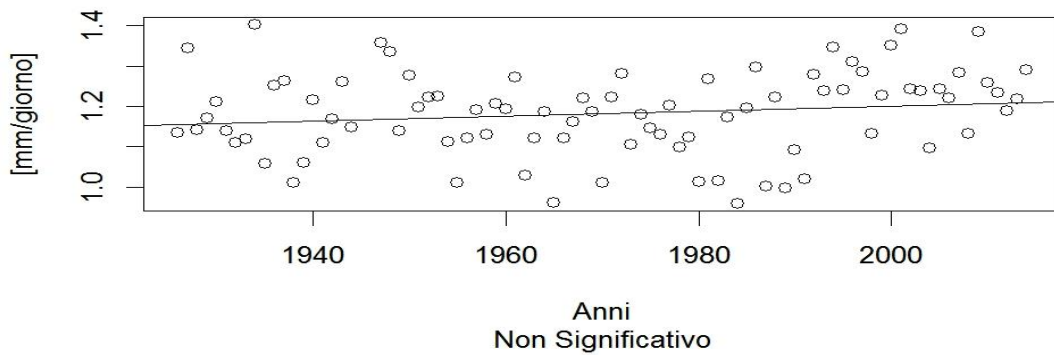
L'evapotraspirazione effettiva ETa viene calcolata moltiplicando a quella potenziale un coefficiente culturale e un parametro che tenga conto delle reali condizioni di saturazione del suolo (Equazione 3.57).

A differenza dell' ETp , l'evapotraspirazione effettiva non presenta alcun trend significativo né nelle medie stagionali né nella media annuale (Figura 5.17 e Figura 5.18). Il motivo di ciò risiede nel fatto che non essendo presente un aumento nella saturazione del suolo, anzi vi è una diminuzione per alcune stagioni (paragrafo 5.3), non vi è abbastanza acqua nel terreno per far aumentare l' ETa .

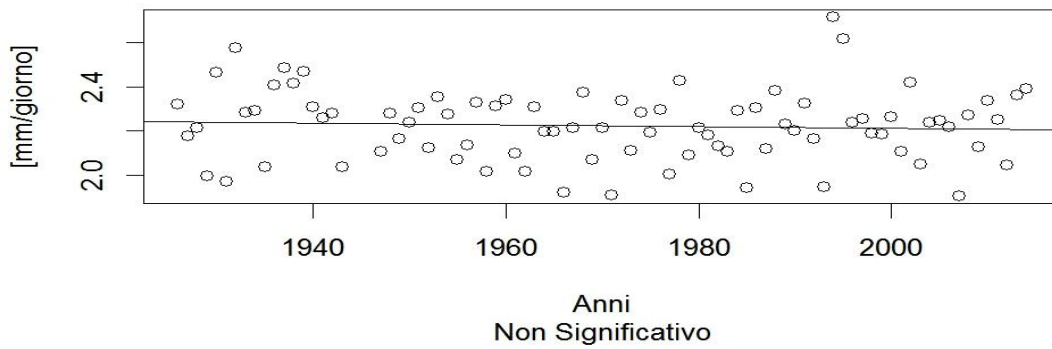
ETa giornaliera media DJF



ETa giornaliera media MAM



ETa giornaliera media JJA



ETa giornaliera media SON

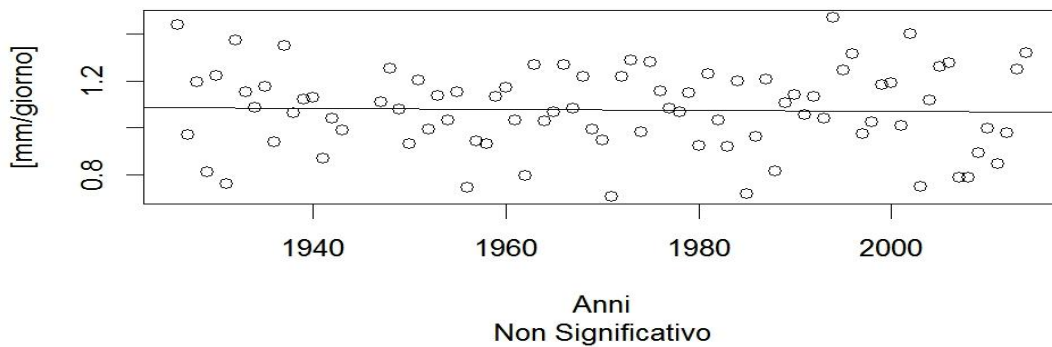


Figura 5.17 Evapotraspirazione effettiva giornaliera media stagionale con relativo trend e test di significatività.

ETa giornaliera media Annuale

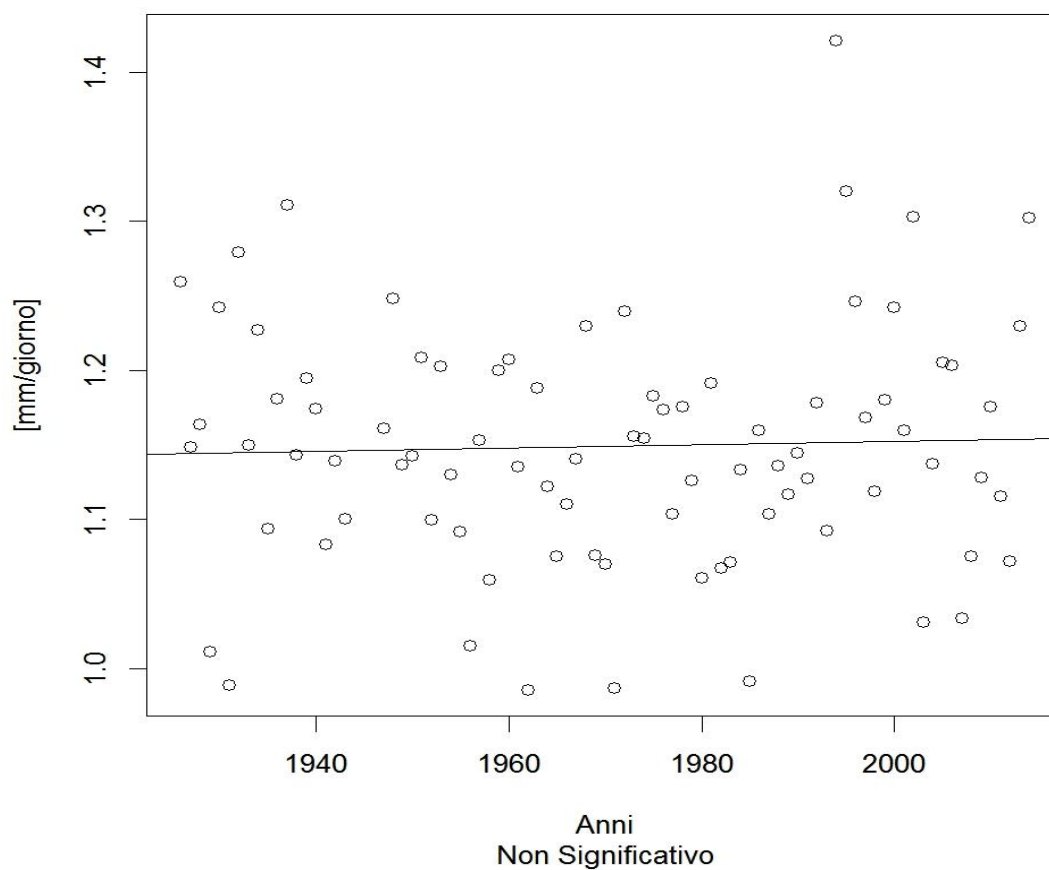


Figura 5.18 Evapotraspirazione effettiva giornaliera media annuale con relativo trend e test di significatività.

Capitolo 6

Conclusioni e Sviluppi futuri

6.1 Conclusioni e considerazioni finali

Le analisi sulle precipitazioni hanno riaffermato, come già evidenziato in letteratura, l'eterogeneità del quadro e la difficoltà nell'ottenere risultati coerenti per tutte le stazioni in modo da rappresentare, in maniera univoca, l'intero bacino. Difatti solo sporadicamente è stato possibile rilevare, contemporaneamente in tutte le stazioni, trend significativi. In particolare, non è stata evidenziata alcuna variazione apprezzabile nell'intensità media di precipitazione negli ultimi 93 anni e nelle PDF delle precipitazioni orarie degli ultimi 25 anni. Le analisi sulle precipitazioni cumulate stagionali (1921-2014), invece, hanno rivelato come ci sia stata una diminuzione statisticamente significativa nei mesi invernali in tutte le serie considerate e, per la stazione di Firenzuola, anche nei mesi primaverili, in accordo a quanto descritto in letteratura. Lo studio sui giorni piovosi ha indicato come vi sia stata una diminuzione annuale significativa per le stazioni di Imola e Fontanelice. Infine, è stata evidenziata una diminuzione nell'accadimento delle precipitazioni massime annuali in primavera.

La seconda parte di questo lavoro ha permesso di rilevare come non vi sia stata una variazione apprezzabile nelle PDF della portata Q nella sezione di Mordano, così come nelle portate massime, medie e minime annuali e in quelle medie stagionali. È stato individuato, invece, un aumento dell'evapotraspirazione potenziale media sul bacino in inverno, primavera ed estate e una diminuzione significativa della saturazione del suolo in primavera e in inverno. A causa dell'assenza di un aumento nella saturazione del suolo, l'evapotraspirazione effettiva media sul bacino, a differenza di quella potenziale, non ha subito variazioni significative. L'aumento dell'evapotraspirazione potenziale rilevato è dovuto al trend positivo delle temperature medie nell'ultimo secolo, non presente in questo studio ma ampiamente verificato dalla letteratura. Mentre per quanto riguarda la diminuzione della saturazione del suolo in inverno e primavera si può ipotizzare che possa essere dovuta alla diminuzione della precipitazione cumulata in queste stagioni, sebbene in primavera il trend negativo non sia risultato statisticamente significativo. In ultimo, le analisi sulle precipitazioni aggregate sul bacino hanno confermato i risultati ottenuti nella prima parte dello studio.

Si può concludere affermando che, nonostante siano stati evidenziati alcuni cambiamenti significativi nelle precipitazioni cumulate del bacino del Santerno, non è stata riscontrata alcuna variazione apprezzabile di Q nella sezione di chiusura di Mordano.

6.2 Sviluppi futuri

Nel caso di nuovi studi, sarebbe più appropriato tenere conto, nel calcolo di disgregazione della precipitazione giornaliera, della correlazione tra gli orari di inizio degli eventi precipitativi per ogni singola stazione al fine di rappresentare più realisticamente gli eventi.

Inoltre sarebbe interessante, ove possibile, individuare quale possa essere il rapporto tra eventuali cambiamenti, anche minimi, delle precipitazioni e le variazioni di portata di un bacino idrico.

Di particolare interesse sarebbe lo studio di eventi estremi, non affrontato in questo lavoro per la necessità di teorie ed analisi specifiche, poiché possono avere un grosso impatto sulla società; essi, infatti, producono sempre più frequentemente perdite sia in termini economici, come accaduto nell'evento di piena del Santerno del 20 Settembre 2014, che di vite umane.

Naturale conseguenza di questi due studi, ovvero quello appena fatto e quello riguardante gli eventi estremi, sarebbe quella di indagare come sia cambiato nel tempo il rischio di alluvione in questo bacino e quale sia la sua evoluzione futura rispetto ai cambiamenti climatici previsti (tenendo conto eventualmente anche del cambiamento dell'uso dei suoli).

BIBLIOGRAFIA

- Alexandersson H, Moberg A. 1997. Homogenization of Swedish temperature data. Part I: a homogeneity test for linear trends. *International Journal of Climatology* 17: 25-34
- Alexandersson H, Moberg A. 1997. Homogenization of Swedish temperature data. Part II: a homogeneity gridded air temperature compared with a subset of global gridded air temperature since 1861. *International Journal of Climatology* 17: 35-54
- Alexandre LV, Zhang X, Peterson TC, Caesar J, Gleason B, Klein Tank AMG, Haylock M, Collins D, Trewin B, Rahimzadeh F, Tagippour A, Rupa Kumar K, Revadekar J, Griffiths G, Vincent L, Stephenson DB, Burn J, Aguilar E, Brunet M, Taylor M, New M, Zhai P, Rusticucci M, Vazquez-Aguirre JL. 2006 Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *J. Geophys. Res.*
- Alpert P, Ben-Gai T, Baharad A, Benjamin Y, Yekutieli D, Colacino M, Diodato L, Ramis C, Homar V, Romero R, Michealides S, Manes A. 2002. The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophys. Res. Lett.* 29: 1536.
- Annuario Arpa Emilia-Romagna. 2013
http://www.arpa.emr.it/dettaglio_documento.asp?id=5498&idlivello=1528
- Antolini G, Auteri L, Pavan V, Tomei F, Tomozeiu R, Marletto V. 2015: A daily high-resolution gridded climatic data set for Emilia-Romagna, Italy, during 1961–2010. *International Journal of Climatology* 08/2015; DOI:10.1002/joc.4473
- Bartholy J and Pongrácz R. 2007. Regional analysis of extreme temperature precipitation indices for the Carpathian Basin from 1946 to 2001. *Global Planet. Change* 57: 83-95.
- Bartolini G, Grifoni D, Torrigiani T, Vallorani R, Meneguzzo F, Gozzini B. 2014. Precipitation changes from two long-term hourly datasets in Tuscany, Italy. *International Journal of Climatology*.
- Belkin IM. 2009. Rapid warming of large marine ecosystems. *Progr. Oceanogr.* 81:207–213.
- Benning RG. 1994. Towards a new lumped parameterization at catchment scale. *Doctoral thesis*.
- Bozkurt D, Sen OL. 2011. Precipitation in the Anatolian Peninsula: sensitivity to increased SSTs in the surrounding seas. *Clim. Dynam.* 36: 711–72.
- Braca G, Bussetini M, Lastoria M, Mariani S. 2013. *Linee guida per l'analisi e l'elaborazione statistica di dati idrologici*. ISPRA, Manuali e Linee Guida 84/13

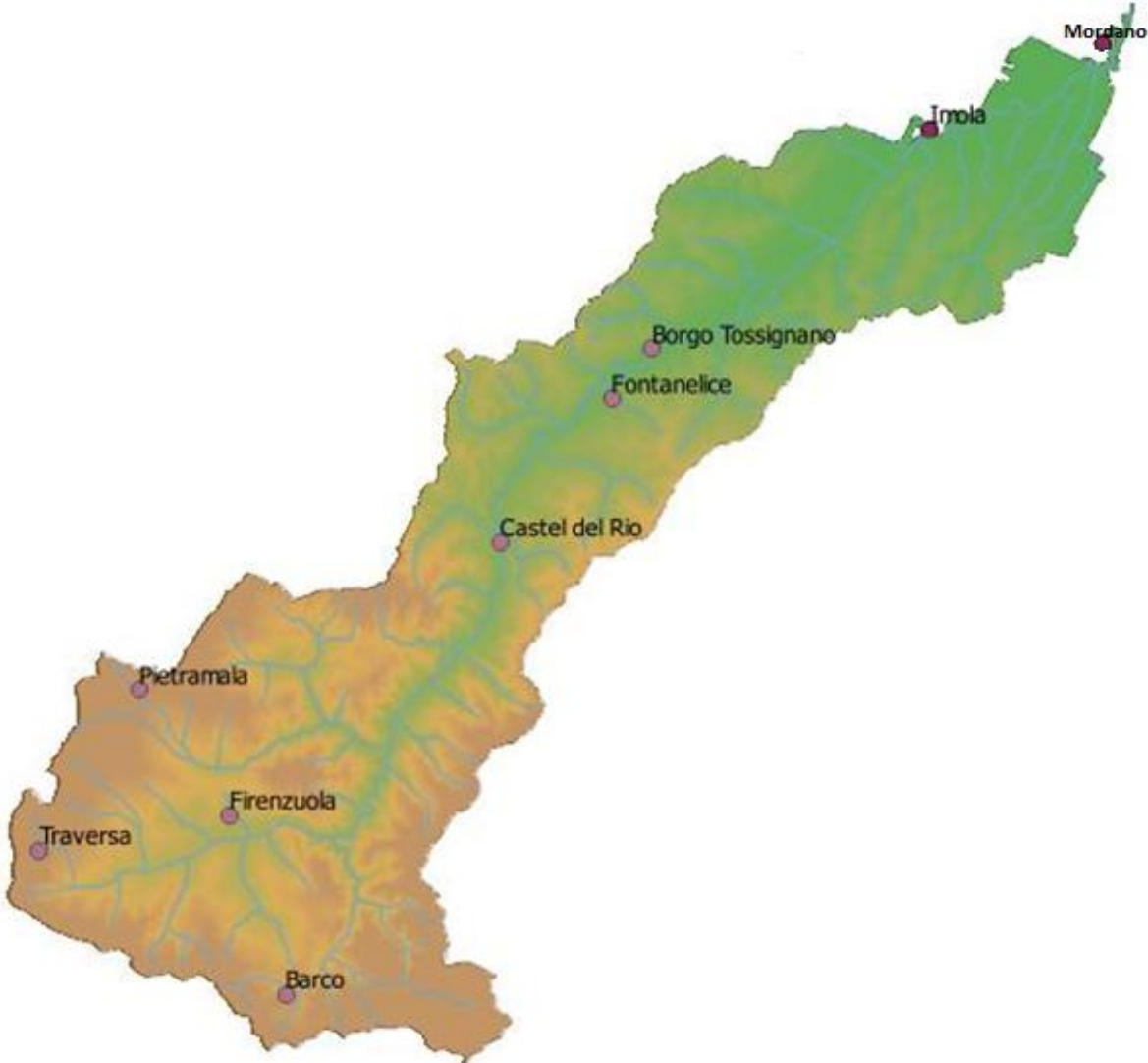
- Brunetti M, Buffoni L, Maugeri M, Nanni T. 2000. Precipitation intensity trends in Northern Italy. *International Journal of Climatology* 20: 1017-1031.
- Brunetti M, Colacino M, Maugeri M, Nanni T. 2001a. Trends in the daily intensity of precipitation in Italy from 1951 to 1996. *International Journal of Climatology* 21: 269-284.
- Brunetti M, Maugeri M, Nanni T. 2001b. Changes in total precipitation, rainy days and extreme events in northeastern Italy. *International Journal of Climatology* 21:861-871.
- Brunetti M, Maugeri M, Monti F, Nanni T. 2006. Temperature and precipitation variability in Italy in the last two centuries from homogenised instrumental time series. *International Journal of Climatology* 26:345-381.
- Brunetti M, Caloiero T, Coscarelli R, Gullà G, Nanni T, Simolo C. 2012. Precipitation variability and change in the Calabria region (Italy) from a high resolution daily dataset. *International Journal of Climatology* 32:57-73.
- Chatfield C. 1984. The analysis of the time series. An introduction. 3d ed. Chapman and Hall, 286 pp.
- Clapp RB, Hornberger GM. 1978. Empirical equations for some soil properties. *Water Res. Res.*, 14, 601-604.
- Colombo T, Pelino V, Vergari S, Cristofanelli P, Bonasoni P. 2007. Study of temperature and precipitation variations in Italy based on surface instrumental observations. *Global Planet. Change* 57: 308–318.
- Costa AC, Negreiros J, Soares A. 2008. Identification of inhomogeneities in precipitation time series using stochastic simulation. In *geoENV VI-Geostatistics for Environmental Applications*, Soares A, Pereira MJ, Dimitrakopoulos R (eds). Springer-Verlag: The Netherlands; 275-282.
- Craddock JM. 1979. Methods of comparing annual rainfall records for climatic purposes. *Weather* 34.
- Davison AC, Hinkley DV. 1997. *Bootstrap Methods and Their Application*. Cambridge University Press.
- De Luis M, Brunetti M, Gonzalez-Hidalgo JC, Longares LA, Martin-Vide J. 2010. Changes in seasonal precipitation in the Iberian Peninsula during 1946–2005. *Global Planet. Change* 74: 27–33.
- De Marsily, Ghislain. 1986. Quantitative hydrology: Groundwater Hydrology for Engineers. Chapter 11- Geostatistic and stochastic approach in hydrogeology. Academic Press, Inc., California, 286-329.
- De Wit CT, Goudriann J, van Laar HH. 1979 Simulation of Simulation, Respiration and Transpiration of Crops. Pudoc. Wageningen, The Netherlands, p 148.
- Dozier J. 1979. A Solar Radiation Model for a Snow Surface in Mountainous Terrain. *Proceedings Modeling Snow Cover Runoff*, ed. SC Colbeck and M. Ray, U.S. Army Cold Reg. Res. Eng. Lab., Hanover, NH, p.144-153.

- Dozier J. 1987. Recent research in Snow Hydrology. *Reviews of Geophysic.* 25(2): 153- 161.
- Doorembos J, Pruitt WO, Aboukhaled A, Damagnez J, Dastane NG, Van Den Berg C, Rijtema PE, Ashford OM, Frere M, 1984. Guidelines for predicting crop water requirements. *FAO Irrig. Drainage* 24.
- Dünkeloh A, Jacobeit J. 2003. Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948–98. *International Journal of Climatology* 23:1843–1866.
- Easterling DR, Evans JL, Groisman PJ, Karl TR, Kunkel KE, Ambenje P. 2000. Observed variability and trends in extreme climate events: a brief review. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 81:417-425.
- Esteban-Parra MJ, Pozo-Vazquez D, Rodrigo FS, Castro-Diez Y. 2003. Temperature and precipitation variability and trends in Northern Spain in the context of the Iberian Peninsula Climate. *In Mediterranean Climate. Variability and Trends*, Bolle H-J (ed). *Regional Climate Studies*. Springer-Verlag: Heidelberg, Germany; 259-276
- Feng S, Nadarajah S, Hu Q. 2007. Modelling annual extreme precipitation in China using the generalized extreme value distribution. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 85(5): 599-613.
- Griffiths ML, Bradley RS. 2007. Variations of twentieth-century temperature and precipitation extreme indicators in the Northeast United States. *Journal of Climate.* 20:5401-5417.
- Hipel KW, McLeod AI. 2005. *Time Series Modeling of Water Resources and Environmental Systems*. Electronic reprint of our book originally published in 1994. <http://www.stats.uwo.ca/faculty/aim/1994Book/>
- Homar V, Ramis C, Romero R, Alonso S. 2010. Recent trends in temperature and precipitation over the Balearic Islands (Spain). *Clim. Change* 98: 199–211.
- Hoogenboom G, Huck MG. 1986. ROOTSIMU v4.0. A dynamic simulation of root growth, water uptake and biomass partitioning in a soil-plant-atmosphere continuum. Update and documentation. *Agron. And Soils Dept.* Series 109, Alabama Agr, Exp. Stn., p 83.
- IPCC. 2013. Climate Change 2013. The Physical Science Basis. Contribution of Working Group 1 to the Fifth Assessment Report of Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press.
- Kostopoulou E, Jones PD. 2005. Assessment of climate extremes in eastern Mediterranean. *Meteorol. Atmos. Phys.* 89: 69 85.
- Lana X, Burgueno A. 2000. Some statistical characteristic of monthly and annual pluviometric irregularity for Spanish Mediterranean coast. *Theor Appl. Climatol.* 65: 79-97.
- Liu Z, Todini E. 2001. Towards a comprehensive physically-based rainfall-runoff model. *Hydrology and Earth System Sciences.* 6:859-881.
- Liu Z, Martina MLV, Todini E. 2005. Flood forecasting using a fully distributed model: application of the TOPKAPI model to the Upper Xixian Catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 9, 347-364

- Longobardi A, Villani P. 2010. Trend analysis of annual and seasonal rainfall time series in the Mediterranean area. *International Journal of Climatology* 30: 1538–1546.
- Maheras P, Anagnostopoulou C. 2003. Circulation type and their influence on the interannual variability and precipitation changes in Greece. In *Mediterranean Climate. Variability and Trends*, Bolle H-J (ed). *Regional Climate Studies*. Springer-Verlag: Heidelberg, Germany; 215-239
- Male DH and Gray DM. 1981. Snowcover Ablation and Runoff. Chapter 9 in *Handbook of Snow, Principles, Processes, Management and Use*, Edited by D. M. Gray and D. H. Male, Pergamon Press, p.360-436.
- Manton MJ, Della-Marta PM, Haylock MR, Hennessy KJ, Nicholls N, Chambers LE, Collins DA, Daw G, Finet A, Gunawan D, Inape K, Isobe H, Kestin TS, Lefale P, Leyu CH, Lwin T, Mitrepierre L, Ouprasitwong N, Page CM, Pahalad J, Plummer N, Salinger MJ, Suppiah R, Tran VL, Trewin B, Tibig L, Yee D. 2001. Trends in extreme daily rainfall and temperature in southeast Asia and south pacific: 1961 – 1998. *International Journal of Climatology*. 21: 269-284.
- Marshall SE and Warren SG. 1987. Parameterization of snow albedo for climate models. Large Scale Effects of Seasonal Snowcover, Proceedings of the Vancouver Symposium, August 1987, IAHS Publ. no. 166.
- Matheron, G. 1970. La théorie des variables régionalisées et ses applications, Cah. Cent. Morphol. Math., 5.
- Matzneller P, Ventura V, Gaspari N, Rossi Pisa P. 2010. Analysis of climatic trends in data from the agro meteorological station of Bologna-Cadriano, Italy (1952–2007). *Clim. Change* 100: 717–731.
- Nykjaer L. 2009. Mediterranean Sea surface warming 1985–2006. *Clim. Res.* 39: 11–17.
- Osborn TJ, Hulme M, Jones PD, Basnet TA. 2000. Observed trends in the daily intensity of United Kingdom precipitation. *Int. J. Clim. Res.* 20: 347-364.
- Pavan V, Tomozeiu R, Selvini A, Marchesi S, Marsigli C. 2003. Controllo di qualità dei dati giornalieri di temperatura minima e massima e di precipitazione. *Quaderno tecnico ARPA*, http://www.arpa.emr.it/cms3/documenti/_cerca_doc/meteo/quaderni/quaderno_tecnico_15_2003.pdf
- Pavan V, Tomozeiu R, Cacciamani C, Di Lorenzo M. 2008. Daily precipitation observations over Emilia-Romagna: mean values and extremes. *International Journal of Climatology*. 28:2065-2079.
- Wang Y, Zhou L. 2005. Observed trends in extreme precipitation events in China during 1961-2001 and associated changes in large-scale circulation. *Geophys. Res. Lett.* 32: L09707.
- Ramos MC and Martínez-Casasnovas JA. 2006. Erosion rates and nutrient losses affected by composted cattle manure application in vine-yards soli of NE Spain. *Catena* 68:177-185.
- Semenov VA, Bengtsson L. 2002. Secular trends in daily precipitation characteristics: Greenhouse gas simulation with a coupled AOGCM. *Clim. Dynam.* 19:123-140.

- Skliris N, Sofianos S, Gkanasos A, Mantziafou A, Vervatis V, Axaopoulos P, Lascaratos A. 2012. Decadal scale variability of sea surface temperature in the Mediterranean Sea in relation to atmospheric variability. *Ocean Dynam.* 62(1): 13–30.
- Steffensen P. 1996. Standard normal homogeneity test for Windows User Guide. *Technical Report* 96-13. DMI : Copenhagen, 35.
- Stuart Coles. 2001 An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Value. Springer Series in Statistics, pp 105-114.
- Todini E, 1995. New trends in modeling soil processes from hill-slope to GCMS Scales. *The role of water and the hydrological cycle in global change*, NATO ASI Series I. 31: 317-347.
- Todini. E, 1996. The ARNO rainfall-runoff model. *J. Hydrology* ,175, p339-382.
- Trenberth KE, Dai A, Rasmussen R, Parsons D. 2003. The changing character of precipitation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 84:1205–1217.
- Trenberth KE, Fasullo J, Smith L. 2005. Trends and variability in column-integrated water vapour. *Clim. Dynam.* 24: 741–758.
- Trenberth KE, Shea DJ. 2006. Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophys. Res. Lett.* 33: L12704
- Turkes M. 2003. Spatial and temporal variations in precipitation and aridity index series of Turkey. *In Mediterranean Climate. Variability and Trends*, Bolle H-J (ed). *Regional Climate Studies*. Springer-Verlag: Heidelberg, Germany; 181-213.
- Wiscombe, WJ and Warren SG. 1981. A Model of the Spectral Albedo of Snow. I: Pure Snow. *Journal of the Atmospheric Sciences.* 37: 2712-2733
- Xoplaki E, Literbacher J, Burkard R, Patrikas I, Maheras P. 2000. Connection between the large-scale 500hPa geopotential height fields and precipitation over Greece during wintertime. *Clim. Res.* 14: 129-146.
- Vincent, 1998. A technique for the identification of inhomogeneities in Canadian temperature series. *Journal of climate.*
- Vincent and Gullett, 1999. Canadian Historical and Homogeneous temperature datasets for climate change analyses. *International Journal of Climatology* 19: 1375-1388

All. 1



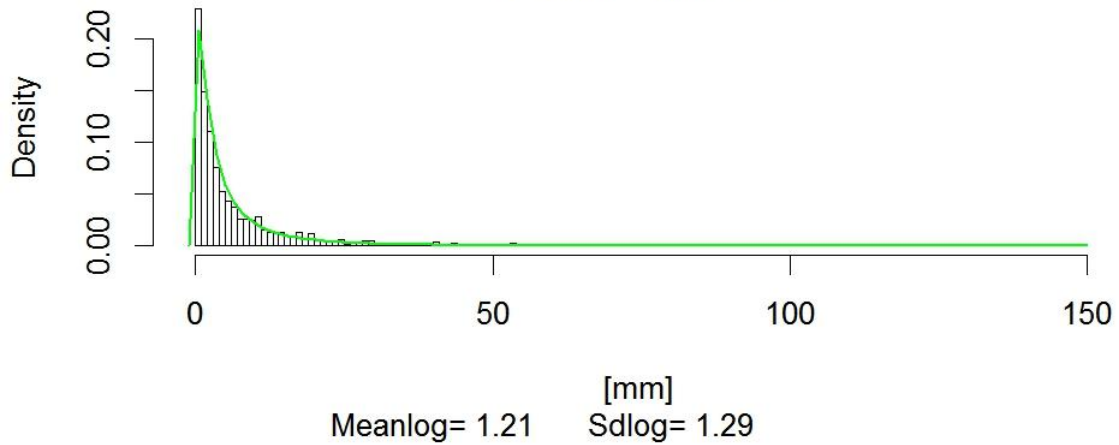
All. 2

ID	VARIABILE MISURATA	NOME	LON WGS84 (°)	LAT WGS84 (°)	QUOTA (m)	BACINO	SOTTOBACINO	COMUNE	PROVINCIA
4367	Precipitazioni	Barco	11,398224	44,060885	720	RENO	SANTERNO	FIRENZUOLA	FI
4341	Precipitazioni	Castel del Rio	11,504906	44,211177	216	RENO	SANTERNO	CASTEL DEL RIO	BO
4637	Precipitazioni	Fontanelice	11,559167	44,258333	165	RENO	SANTERNO	FONTANELICE	BO
4382	Precipitazioni	Borgo Tossignano	11,578989	44,274663	98	RENO	SANTERNO	BORGO TOSSIGNANO	BO
4194	Precipitazioni	Traversa	11,28534	44,111772	842	RENO	SANTERNO	FIRENZUOLA	FI
4251	Precipitazioni	Pietramala	11,334019	44,164923	844	RENO	SANTERNO	FIRENZUOLA	FI
4644	Precipitazioni Temperatura	Imola	11,712674	44,345812	42	RENO	PIANURA RENO	IMOLA	BO
4636	Precipitazioni Temperatura	Firenze	11,374499	44,121866	476	RENO	SANTERNO	FIRENZUOLA	FI

All. 3

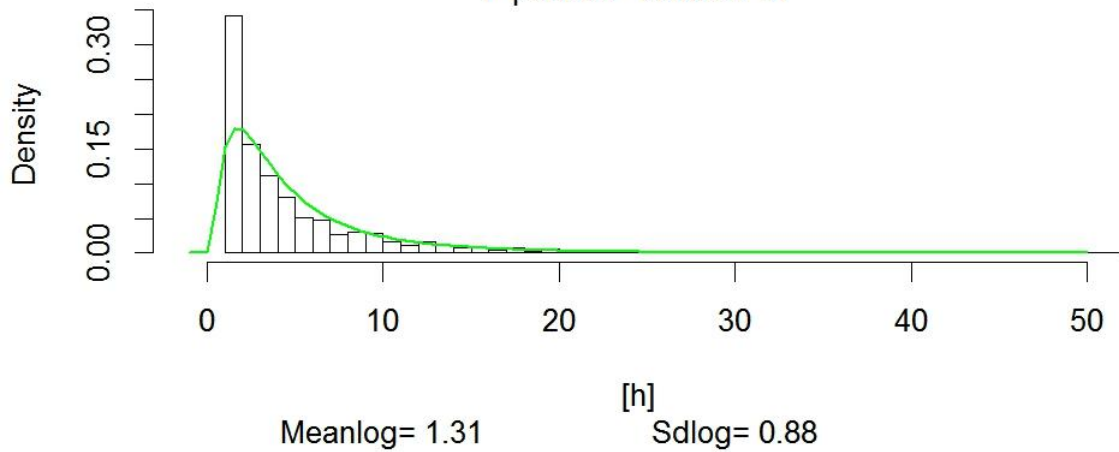
Densità Distribuzione Prec. Eventi Imola

I° periodo - Anni 90-01



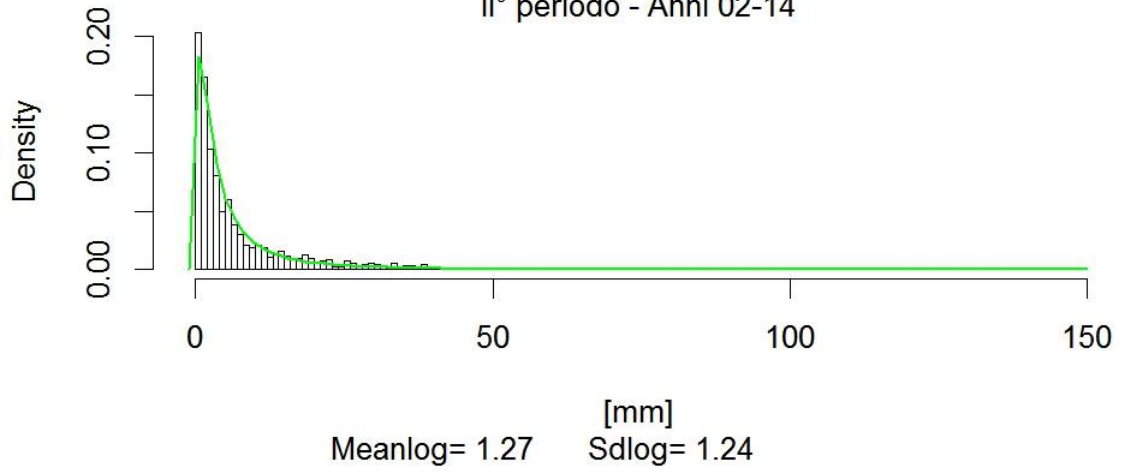
Densità Distribuzione Durata Eventi Imola

I° periodo - Anni 90-01



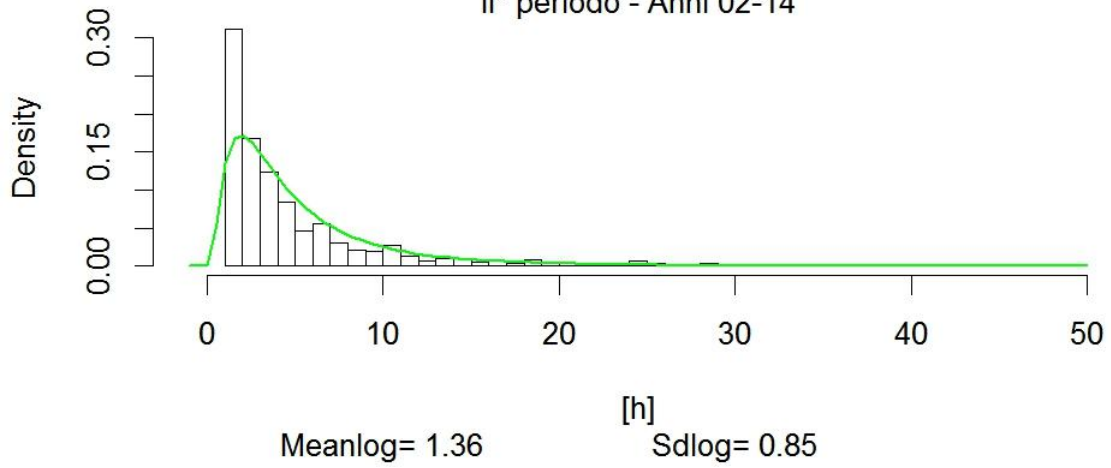
Densità Distribuzione Prec. Eventi Imola

II° periodo - Anni 02-14



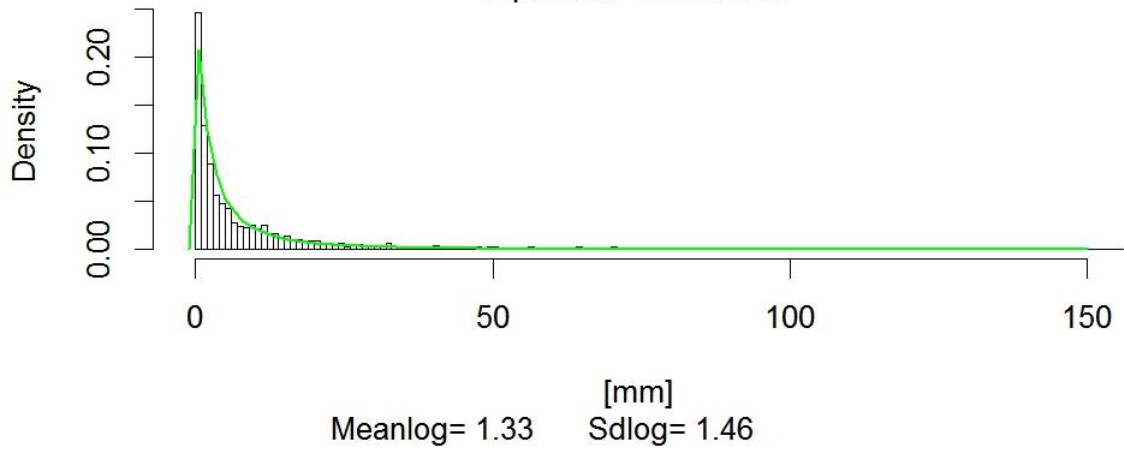
Densità Distribuzione Durata Eventi Imola

II° periodo - Anni 02-14



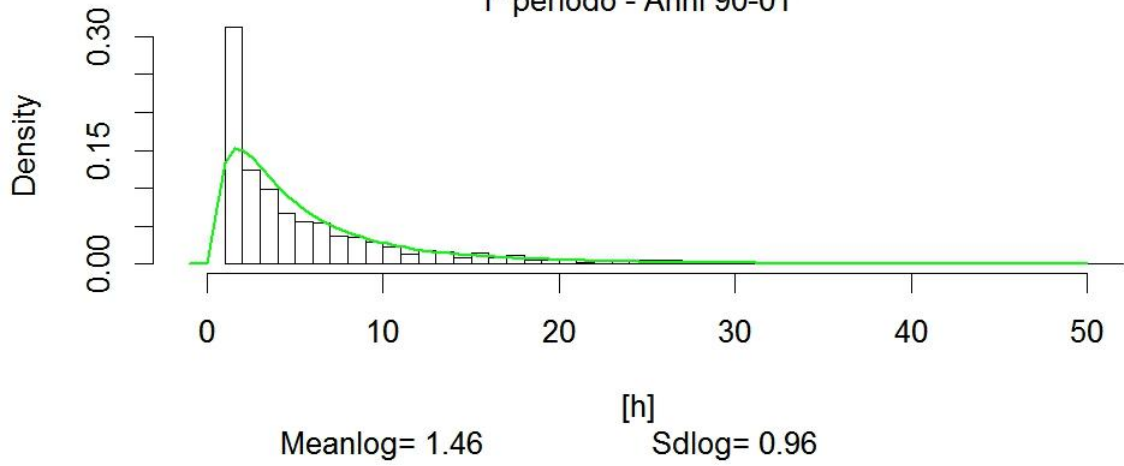
Densità Distribuzione Prec. Eventi Firenzuola

I° periodo - Anni 90-01



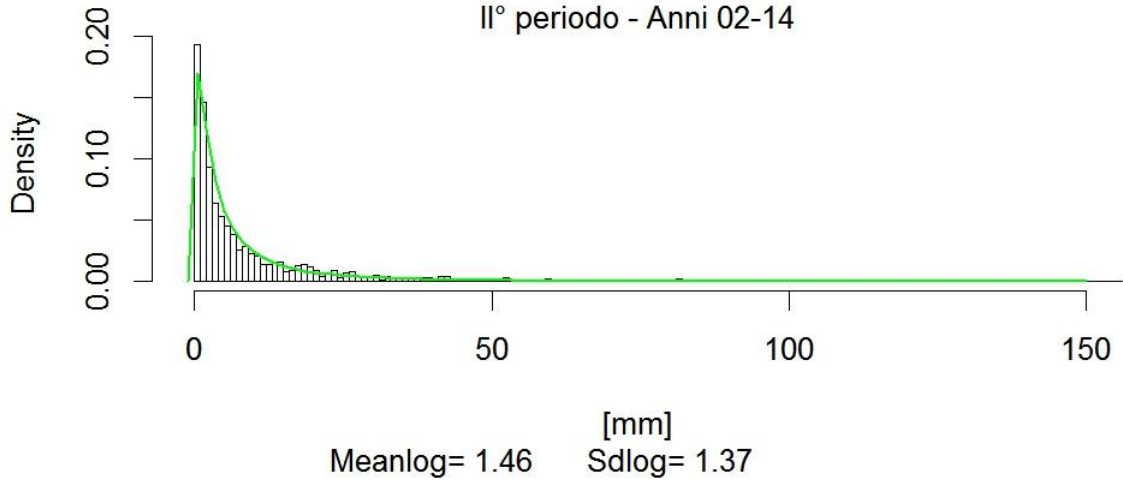
Densità Distribuzione Durata Eventi Firenzuola

I° periodo - Anni 90-01



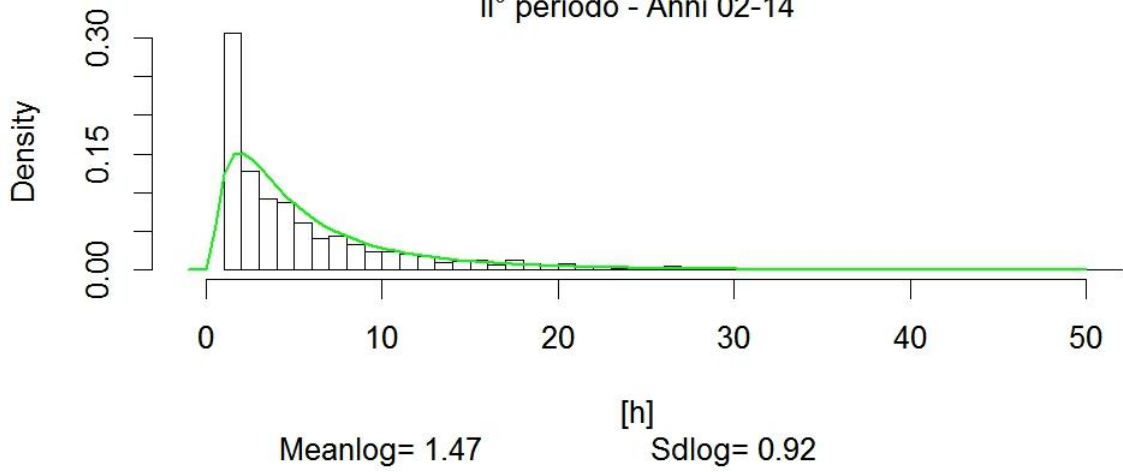
Densità Distribuzione Prec. Eventi Firenzuola

II° periodo - Anni 02-14



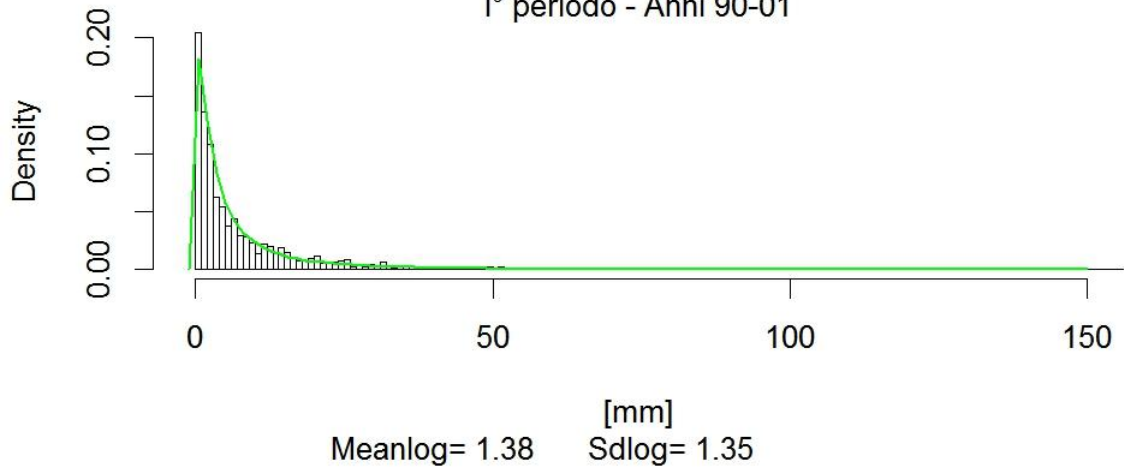
Densità Distribuzione Durata Eventi Firenzuola

II° periodo - Anni 02-14



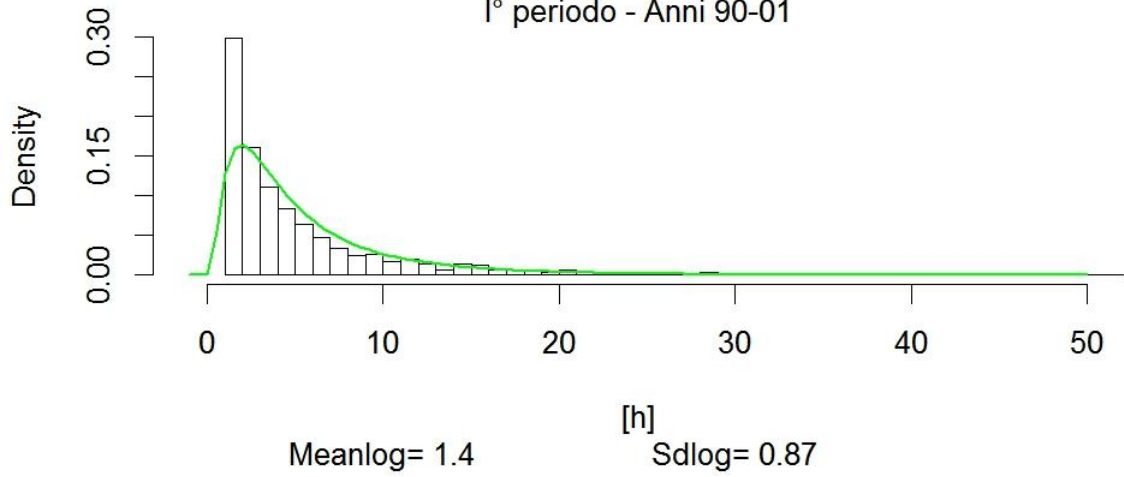
Densità Distribuzione Prec. Eventi Fontanelice

I° periodo - Anni 90-01



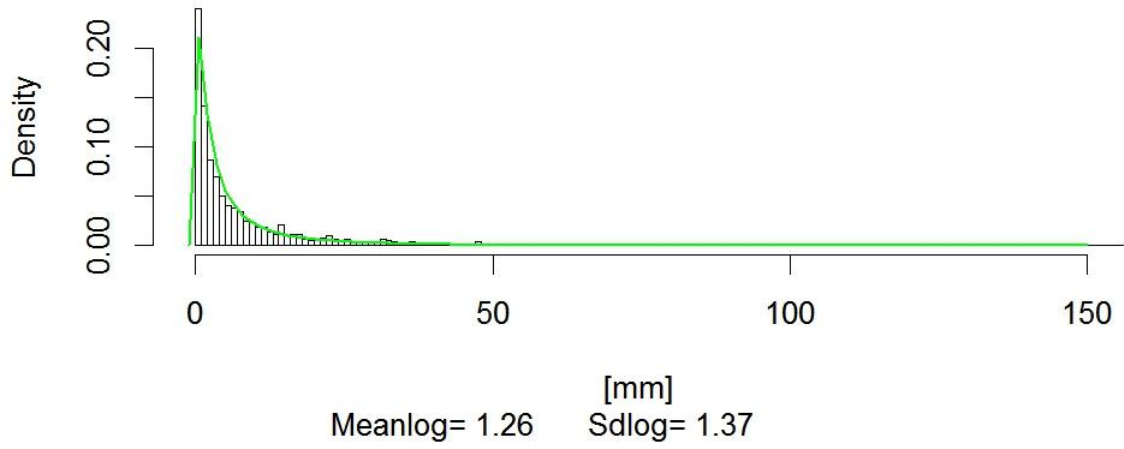
Densità Distribuzione Durata Eventi Fontanelice

I° periodo - Anni 90-01



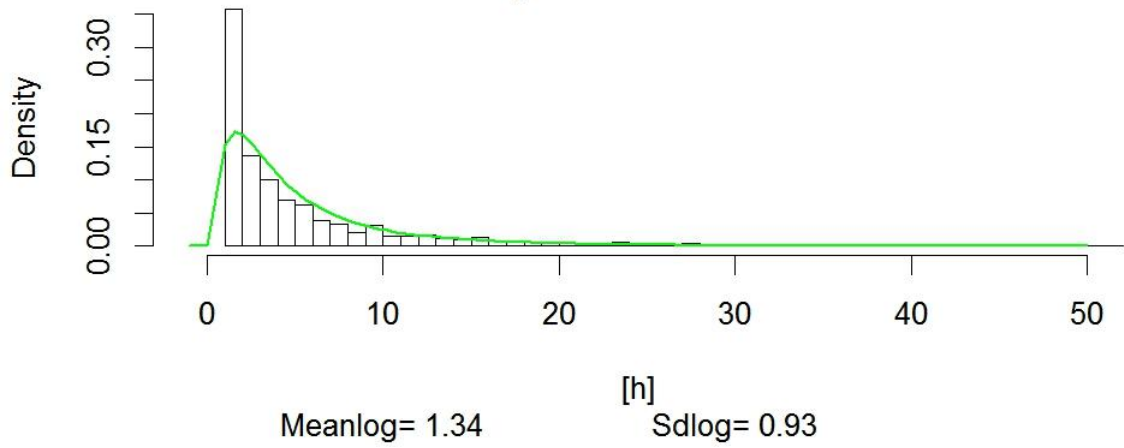
Densità Distribuzione Prec. Eventi Fontanelice

II° periodo - Anni 02-14



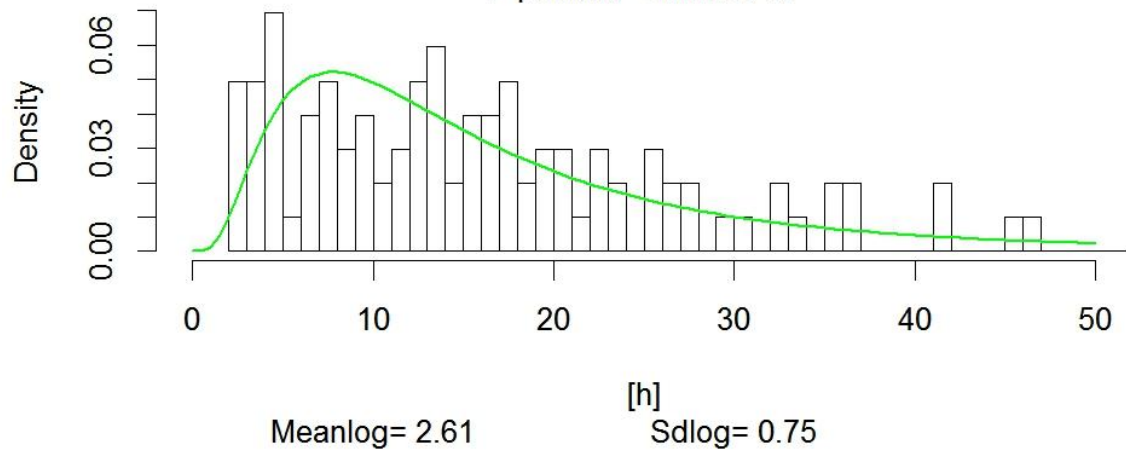
Densità Distribuzione Durata Eventi Fontanelice

II° periodo - Anni 02-14



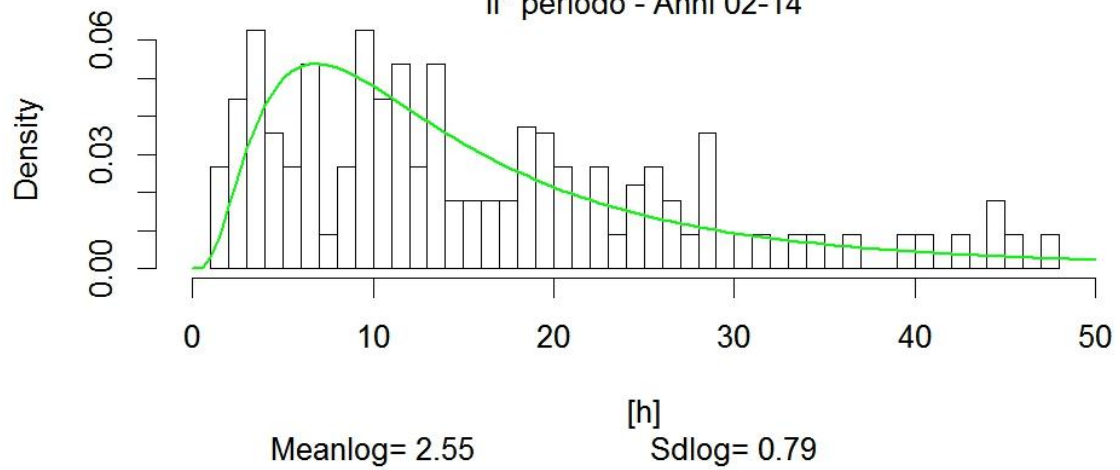
Densità Distribuzione Durata Eventi >20mm Imola

I° periodo - Anni 90-01

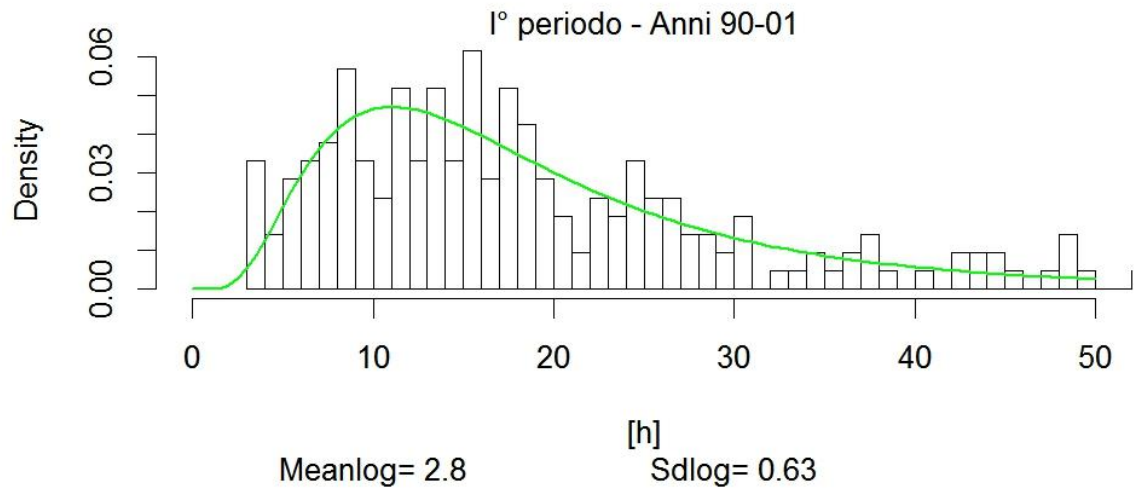


Densità Distribuzione Durata Eventi >20mm Imola

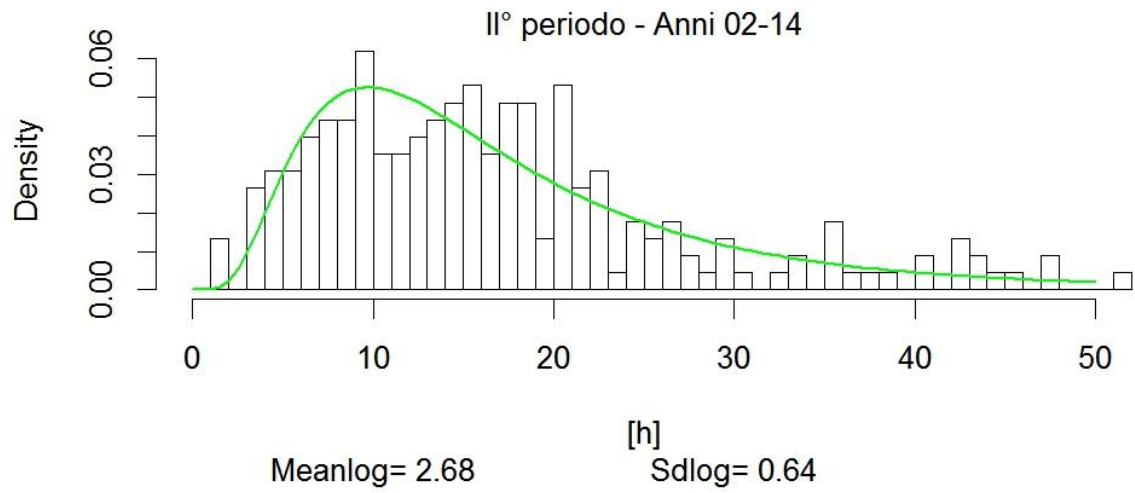
II° periodo - Anni 02-14



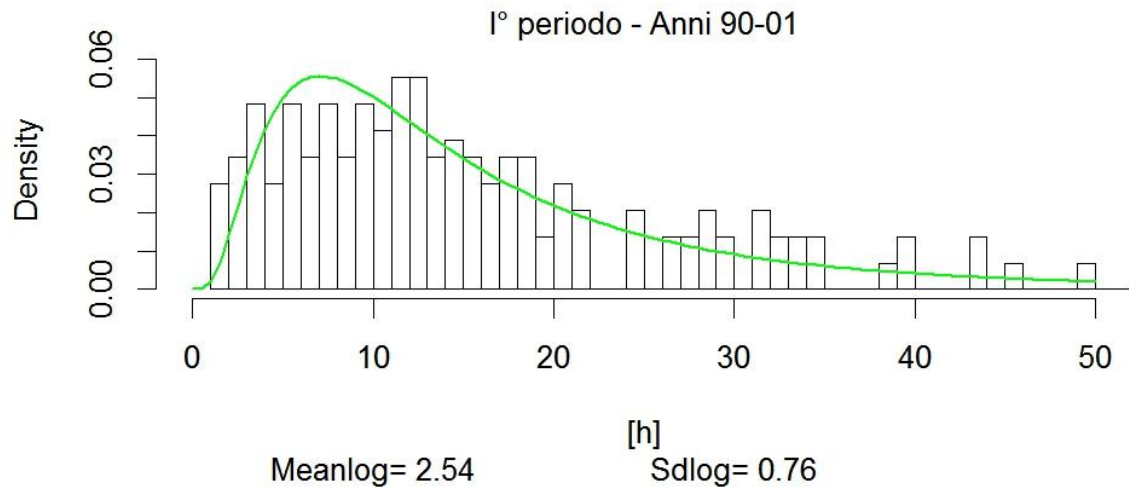
Densità Distribuzione Durata Eventi >20mm Firenzuola



Densità Distribuzione Durata Eventi >20mm Firenzuola



Densità Distribuzione Durata Eventi >20mm Fontanelice



Densità Distribuzione Durata Eventi >20mm Fontanelice

