



**DOTTORATO DI RICERCA IN INGEGNERIA CIVILE PER  
L'AMBIENTE ED IL TERRITORIO**  
XI Ciclo - Nuova Serie (2009-2012)  
**DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA CIVILE, UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI SALERNO**

## **PREVISIONE E PREVENZIONE DI EVENTI IDROLOGICI ESTREMI**

**PREVISION AND PREVENTION OF EXTREME  
HYDROLOGICAL EVENTS**

**ING. CARMINE DE LUCA**

Relatore:  
PROF. ING. FABIO ROSSI

Coordinatore  
PROF. ING. LEONARDO CASCINI

Correlatore:  
PROF. ING. PAOLO VILLANI



---

*In copertina: Alluvione di Salerno del 1954 - Sprofondamento della copertura dell'alveo del Torrente Regina Maior nell'abitato di Maiori (Foto del SIMN)*

#### PREVISIONE E PREVENZIONE DI EVENTI IDROLOGICI ESTREMI

---

Copyright © 2005 Università degli Studi di Salerno – via Ponte don Melillo, 1 – 84084 Fisciano (SA), Italy – web: [www.unisa.it](http://www.unisa.it)

Proprietà letteraria, tutti i diritti riservati. La struttura ed il contenuto del presente volume non possono essere riprodotti, neppure parzialmente, salvo espressa autorizzazione. Non ne è altresì consentita la memorizzazione su qualsiasi supporto (magnetico, magnetico-ottico, ottico, cartaceo, etc.).

Benché l'autore abbia curato con la massima attenzione la preparazione del presente volume, Egli declina ogni responsabilità per possibili errori ed omissioni, nonché per eventuali danni dall'uso delle informazione ivi contenute.

Finito di stampare il 27/03/2013

# INDICE GENERALE

INDICE GENERALE.....	ii
Indice delle figure.....	iv
Indice delle tabelle.....	ix
SOMMARIO.....	xi
ABSTRACT.....	xiii
RINGRAZIAMENTI.....	xv
About the author.....	xvi
1 Introduzione.....	1
1.1 Eventi idrologici estremi.....	1
1.2 Eventi straordinari.....	4
1.3 Il Progetto VAPI del GNDCI.....	5
1.4 Lavoro svolto.....	7
2 La procedura VAPI per la VALutazione delle Piene in Italia.....	9
2.1 Analisi regionale.....	11
2.2 Modello probabilistico TCEV.....	13
2.3 Individuazione delle regioni omogenee.....	17
2.4 Revisione e aggiornamento della procedura VAPI.....	20
3 Eventi meteorici estremi nel Mediterraneo.....	25
3.1 Fondamenti di meteorologia.....	28
3.1.1 Eventi frontali.....	32
3.1.2 Celle temporalesche isolate.....	35
3.1.3 Uragani mediterranei.....	37
3.2 Indici meteorologici.....	42
3.2.1 Divergenza del vettore Q (QD).....	42
3.2.2 Flusso di vapore d'acqua integrato verticalmente (VIMF)	43
3.2.3 Energia Potenziale Convettiva Disponibile (CAPE).....	44
4 Nuovo approccio metodologico per la stima delle precipitazioni	
estreme.....	45
4.1 Individuazioni a priori delle serie omogenee.....	46
4.2 Modelli probabilistici poissoniani per le singole serie.....	49
4.2.1 Distribuzione di Gumbel (EV1).....	50
4.2.2 Distribuzione di Potenza del Valore Estremo (PEV).....	50

---

4.3	Analisi regionale e stima dei parametri .....	54
4.3.1	Primo livello di regionalizzazione .....	54
4.3.2	Secondo livello di regionalizzazione .....	55
4.3.3	Terzo livello di regionalizzazione.....	56
4.4	Zone omogenee e test di omogeneità regionale.....	57
4.4.1	Test di Hosking e Wallis.....	59
4.4.2	Trend dell'asimmetria .....	60
5	Database delle piogge estreme di un'area di studio.....	61
5.1	Individuazione dell'area di studio .....	64
5.2	Descrizione della base dati .....	66
5.2.1	Massimi annuali delle piogge giornaliere.....	66
5.2.2	Piogge giornaliere .....	81
5.3	Individuazione a priori delle diverse tipologie di eventi .....	83
5.3.1	Uragani mediterranei.....	84
5.3.2	Celle temporalesche isolate .....	87
5.3.3	Eventi frontali.....	90
5.4	Distribuzione temporale degli eventi.....	92
5.5	Distribuzione spaziale degli eventi.....	96
5.6	Confronto Eventi Frontali-Celle Isolate .....	99
5.6.1	Indici statistici .....	99
5.6.2	Analisi geostatistica .....	102
5.6.3	Pattern di precipitazione.....	105
5.6.4	Indici meteorologici .....	108
6	Applicazione della nuova metodologia all'area di studio.....	111
6.1	Applicazione alla serie degli eventi frontali.....	111
6.2	Applicazione alla serie delle celle temporalesche isolate.....	117
7	Variabilità spaziale delle precipitazioni.....	119
8	Conclusioni.....	127
	Bibliografia .....	131

## INDICE DELLE FIGURE

Figura 1.1 Precipitazione media annua in Italia con indicazione di alcuni eventi estremi che hanno colpito l'Italia dal 1949 al 2000.....	3
Figura 1.2 Rappresentazione in carta probabilistica di Gumbel della serie storica dei massimi annuali delle piogge giornaliere registrate nella stazione pluviometrica di Salerno .....	4
Figura 1.3 Rappresentazione in carta probabilistica di Gumbel della serie storica dei massimi annuali delle piogge giornaliere registrate nella stazione pluviometrica di Roccamonfina.....	5
Figura 2.1 Adattamento qualitativo della distribuzione TCEV alla serie storica dei massimi annuali delle piogge giornaliere registrate nella stazione pluviometrica di Roccamonfina.....	15
Figura 3.1 Principali caratteristiche geografiche delle Regioni Mediterranee (da Lionello et al., 2006b) .....	25
Figura 3.2 Definizione delle scale e dei differenti processi con indicazione delle caratteristiche spazio-temporali (Orlanski, 1975).....	27
Figura 3.3 Strutture tipiche dei campi di pioggia negli eventi frontali (immagine di Houze e Hobbs, 1982 ridisegnata da Bacchi e Conati, 1996) .....	33
Figura 3.4 Illustrazione schematica dei differenti meccanismi di precipitazione orografica (Roe, 2005).....	34
Figura 3.5 Schematizzazione del ciclo vitale di un cumulonembo: a) fase di sviluppo; b) fase matura; c) fase di dissipazione (da Gabriele e Chiaravalloti, 2012) .....	36
Figura 3.6 Alcuni <i>medicane</i> osservati dal satellite Meteosat (immagine da Tous e Romero, 2012) .....	37
Figura 3.7 Evento del 28.09.95 visto dal satellite Meteosat (immagine tratta dal sito <a href="http://www.uib.es/depart/dfs/meteorologia/METEOROLOGIA/MEDICANES/">http://www.uib.es/depart/dfs/meteorologia/METEOROLOGIA/MEDICANES/</a> ).....	39
Figura 3.8 Distribuzione degli eventi tra i diversi mesi in cui hanno inizio i medicane in tabella 3.2, in termini numerici (a), percentuali (b), percentuali sui bimestri (c) .....	41

---

Figura 3.9 Schema dei campi di flusso organizzati in griglie discrete (ix) ai diversi livelli k di pressione (immagine tratta da Gabriele e Chiaravalloti, 2012).....	44
Figura 4.1 Relazione empirica tra $\nu$ e il corrispondente valore di $\Lambda$ per la distribuzione PEV.....	52
Figura 4.2 Relazione teorica tra $\nu$ e il corrispondente valore di $\Lambda$ per la distribuzione PEV.....	53
Figura 4.3 Esempio di dendrogramma.....	58
Figura 5.1 Esempio di annali idrologici, parte prima a sinistra, parte seconda a destra.....	62
Figura 5.2 Compartimenti del S.I.M.N. con evidenziato l'ufficio compartimentale di Napoli (immagine tratta dal sito dell'I.S.P.R.A.).....	63
Figura 5.3 Territorio di competenza dell'ex Ufficio Compartimentale di Napoli del S.I.M.N. ....	64
Figura 5.4 Distribuzione spaziale delle stazioni pluviometriche costituenti il database dei massimi annuali delle piogge giornaliere. ....	67
Figura 5.5 Numero di stazioni con massimi annuali in funzione dell'anno.....	73
Figura 5.6 Distribuzione campionaria dei valori di K osservati per gli eventi di Tabella 5.3 .....	80
Figura 5.7 Distribuzione cumulata campionaria dei valori di K osservati per gli eventi di Tabella 5.3 .....	81
Figura 5.8 Distribuzione spaziale delle stazioni pluviometriche costituenti il database delle piogge giornaliere.....	82
Figura 5.9 Numero di dati disponibili in funzione dell'anno.....	83
Figura 5.10 Interpolazione IDW delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 26.10.54 effettuata con apposito codice di calcolo in Matlab.....	84
Figura 5.11 Interpolazione IDW delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 26.10.54 effettuata con il software ArcMAP della ESRI.....	85
Figura 5.12 <i>Kriging</i> ordinario delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 26.10.54 effettuato con il software ArcMAP della ESRI .....	86
Figura 5.13 Carta delle piogge del 25-26 ottobre 1954 (tratta dalla Parte II dell'Annale Idrologico del 1954).....	86

Figura 5.14 Interpolazione IDW delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 29.12.70 effettuata con apposito codice di calcolo in Matlab.....	88
Figura 5.15 Interpolazione IDW delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 29.12.70 effettuata con il software ArcMAP della ESRI.....	89
Figura 5.16 Kriging ordinario delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 29.12.70 effettuato con il software ArcMAP della ESRI.....	90
Figura 5.17 Interpolazione IDW delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 17.11.85 effettuata con apposito codice di calcolo in Matlab.....	91
Figura 5.18 Interpolazione IDW delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 17.11.85 effettuata con il software ArcMAP della ESRI.....	91
Figura 5.19 Kriging ordinario delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 17.11.85 effettuato con il software ArcMAP della ESRI.....	92
Figura 5.20 Distribuzione del numero di massimi annuali con $K > 2$ tra i diversi anni .....	93
Figura 5.21 Distribuzione dei massimi annuali con $K > 2$ tra i diversi mesi dell'anno.....	93
Figura 5.22 Numero di eventi in funzione dei mesi e del valore di $K$ .....	94
Figura 5.23 Distribuzione delle celle temporalesche isolate tra i diversi mesi dell'anno .....	95
Figura 5.24 Distribuzione cumulata delle celle temporalesche isolate dal mese di marzo ai diversi mesi dell'anno.....	95
Figura 5.25 Distribuzione cumulata campionaria dei massimi annuali delle piogge giornaliere osservati nell'area di studio.....	96
Figura 5.26 Distribuzione spaziale della frequenza di superamento del valore mediano regionale (percentile 0.5) dei massimi annuali delle piogge giornaliere .....	97
Figura 5.27 Distribuzione spaziale degli eventi considerati (Tabella 5.3) con indicazione dei rispettivi valori di $K$ .....	98
Figura 5.28 Distribuzione spaziale delle celle temporalesche isolate (Tabella 5.5).....	99
Figura 5.29 Coefficienti di asimmetria delle piogge giornaliere associate agli eventi frontali.....	100

---

Figura 5.30 Coefficienti di asimmetria delle piogge giornaliere associate alle celle temporalesche isolate .....	100
Figura 5.31 Coefficienti di variazione delle piogge giornaliere associate agli eventi frontali.....	101
Figura 5.32 Coefficienti di variazione delle piogge giornaliere associate alle celle temporalesche isolate .....	101
Figura 5.33 Esempio di semivariogramma per il quale non si riesce a definire chiaramente il range.....	102
Figura 5.34 Esempio di semivariogramma di un evento frontale .....	103
Figura 5.35 Esempio di semivariogramma di una cella temporalesca isolata.....	103
Figura 5.36 Esempio di semivariogramma con una ripresa della correlazione dopo una certa distanza .....	104
Figura 5.37 Esempio di diagramma del rapporto $PDR_d_i/PDR_0$ e $PDR_d_i/PDR_{medio}$ in funzione della distanza dalla stazione in cui si è verificato il massimo per un evento frontale.....	105
Figura 5.38 Esempio di diagramma del rapporto $PDR_d_i/PDR_0$ e $PDR_d_i/PDR_{medio}$ in funzione della distanza dalla stazione in cui si è verificato il massimo per un evento tipo cella temporalesca isolata .....	105
Figura 5.39 Esempio di distribuzione spaziale dei valori dei rapporti $PDR_d_i/PDR_0$ e $PDR_d_i/PDR_{medio}$ per una cella temporalesca isolata ...	106
Figura 5.40 Esempio di distribuzione spaziale dei valori dei rapporti $PDR_d_i/PDR_0$ e $PDR_d_i/PDR_{medio}$ per un evento frontale.....	107
Figura 5.41 Esempio di variabilità con la distanza della precipitazione osservata nelle singole stazioni e della precipitazione totale per un evento frontale .....	108
Figura 5.42 Esempio di variabilità con la distanza della precipitazione osservata nelle singole stazioni e della precipitazione totale per un evento isolato .....	108
Figura 5.43 Valori medi del CAPE per le celle isolate .....	109
Figura 5.44 Valori medi del QD per le celle isolate.....	109
Figura 5.45 Valori medi del CAPE per gli eventi frontali .....	110
Figura 5.46 Valori medi del QD per gli eventi frontali.....	110
Figura 6.1 Valori della somma del logaritmo della massima verosimiglianza al variare di $\nu$ per la serie degli eventi frontali.....	112
Figura 6.2 Confronto della distribuzione teorica e campionaria di $C_v$ e $C_a$ relativi alla serie degli eventi frontali.....	113
Figura 6.3 Confronto della distribuzione teorica e campionaria di $L-C_v$ e $L-C_a$ relativi alla serie degli eventi frontali.....	113

Figura 6.4 Dendrogramma relativo al Ca delle serie degli eventi frontali .....	114
Figura 6.5 Ubicazione geografica dei diversi cluster e suddivisione in sottozone omogenee.....	115
Figura 6.6 Confronto della distribuzione teorica e campionaria di Cv e Ca relativi alla serie degli eventi frontali per la zona omogenea I.....	116
Figura 6.7 Confronto della distribuzione teorica e campionaria di L-Cv e L-Ca relativi alla serie degli eventi frontali per la zona omogenea.....	116
Figura 6.8 Rappresentazione in carta probabilistica di Gumbel della serie regionale delle celle temporalesche isolate.....	117
Figura 7.1 Modello meteo-morfologico proposto da Tropeano et al. (2005) .....	119
Figura 7.2 Distribuzione spaziale della frequenza di superamento del valore mediano regionale (percentile 0.5) dei massimi annuali delle piogge giornaliere confrontata con le barriere orografiche (Cuomo e Guida, 2010; Cuomo 2012) e la direzione di provenienza prevalente degli eventi (Gabriele e Chiaravalloti, 2012).....	120
Figura 7.3 Distribuzione spaziale degli eventi in Tabella 5.3 con indicazione dei rispettivi valori di K confrontata con le barriere orografiche (Cuomo e Guida, 2010; Cuomo 2012) e la direzione di provenienza prevalente degli eventi (Gabriele e Chiaravalloti, 2012)....	121
Figura 7.4 Ubicazione geografica dei diversi <i>cluster</i> e suddivisione in sottozone omogenee con sovrapposizione delle barriere orografiche (Cuomo e Guida, 2010; Cuomo 2012) e della direzione di provenienza prevalente degli eventi (Gabriele e Chiaravalloti, 2012) .....	122
Figura 7.5 Carta della media dei massimi annuali delle precipitazioni con sovrapposizione delle barriere orografiche (Cuomo e Guida, 2010; Cuomo 2012) e della direzione di provenienza prevalente degli eventi (Gabriele e Chiaravalloti, 2012).....	123
Figura 7.6 Sezione 1 di Figura 7.5.....	124
Figura 7.7 Sezione 5 di Figura 7.5.....	124
Figura 7.8 Sezione 6 di Figura 7.5.....	125
Figura 7.9 Sezione 7 di Figura 7.5.....	125

---

## INDICE DELLE TABELLE

Tabella 1.1 Numero dei comuni italiani interessati da aree ad alta criticità per frane e alluvioni (dati Ministero dell’Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2008).....	1
Tabella 1.2 Superficie (km <sup>2</sup> ) delle aree italiane ad alta criticità per frane e alluvioni (dati Ministero dell’Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2008).....	2
Tabella 1.3 Precipitazione media annua (PMA) e precipitazione osservata (PO) durante alcuni eventi estremi che hanno colpito l’Italia dal 1949 al 2000 .....	3
Tabella 3.1 Sintesi delle strutture di pioggia osservate in tipici cicloni extratropicali (Waymire et al., 1984) – Come suggerito dagli autori, i numeri sono da intendersi come ordine di grandezza .....	29
Tabella 3.2 Elenco dei Medicane disponibile al sito del Dipartimento di Fisica dell’Università delle Isole Baleari ( <a href="http://www.uib.es/depart/dfs/meteorologia/METEOROLOGIA/MEDICANES/">http://www.uib.es/depart/dfs/meteorologia/METEOROLOGIA/MEDICANES/</a> ). L’area del Mediterraneo è divisa in: occidentale (W), centrale (C), orientale (E).....	40
Tabella 5.1 Stazioni pluviometriche costituenti il database dei massimi annuali delle piogge giornaliere e momenti campionari delle serie storiche .....	67
Tabella 5.2 Valori teorici del coefficiente probabilistico di crescita $K_T$ per le piogge in Campania per alcuni valori del periodo di ritorno T (Rossi e Villani, 1994c) .....	74
Tabella 5.3 Date (G/M/A) degli eventi che hanno generato almeno un massimo annuale (Max) caratterizzato da un valore di $K \geq 2$ sull’intera area di studio.....	74
Tabella 5.4 Stazioni che hanno registrato il massimo annuale delle piogge giornaliere il 26.10.1954.....	87
Tabella 5.5 Date (G/M/A) degli eventi classificati come celle temporalesche isolate con indicazione del massimo annuale (Max) e dei K osservati.....	88
Tabella 6.1 Confronto tra $C_v$ , $C_a$ , $L-C_v$ ed $L-C_a$ della distribuzione teorica e campionaria della serie degli eventi frontali.....	112

Tabella 6.2 Confronto tra $C_v$ , $C_a$ , $L-C_v$ ed $L-C_a$ della distribuzione teorica e campionaria della serie degli eventi frontali per la zona omogenea I.....	115
--	-----

---

## SOMMARIO

Lo studio rivolge l'attenzione ai problemi di difesa dalle piene, ed in particolare all'analisi delle precipitazioni estreme. Nelle regioni mediterranee, le caratteristiche climatiche risultano drammaticamente favorevoli allo sviluppo di simili tipologie di eventi.

Negli anni '90 il Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche (GNDCI) del CNR ha sviluppato un progetto di ricerca per la Valutazione delle Piene nei corsi d'acqua Italiani (Progetto VAPI). L'obiettivo di tale progetto era quello di giungere a procedure uniformi, valide per l'intero territorio nazionale, per la stima, seguendo un approccio di tipo probabilistico, delle massime precipitazioni a durata assegnata e delle massime portate al colmo di piena ad assegnato periodo di ritorno. Le attività coinvolsero 13 unità operative in diverse parti d'Italia e portarono alla formulazione di un approccio metodologico ampiamente discusso e utilizzato, la "Procedura VAPI" (Rossi e Villani, 1994a, b). Essa costituisce una procedura "quasi standard", attualmente impiegata per la valutazione delle piene in Italia e adottata da diverse Autorità di Bacino nazionali.

Negli ultimi anni si è fatta sempre più sentita la necessità di provvedere ad una revisione e ad un aggiornamento della procedura VAPI, al fine di poter tenere conto dei più recenti progressi scientifici e della disponibilità di serie storiche con maggiori dati.

Il presente lavoro si inserisce quindi nell'ambito del processo di revisione e aggiornamento della procedura VAPI in corso, approfondendo i metodi di stima dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere ad assegnato periodo di ritorno, tenendo conto dell'esistenza di diverse strutture meteorologiche generanti (eventi frontali, celle isolate e i molti più rari eventi con ciclogenesi mediterranee a caratteristiche tropicali) e della possibilità di utilizzo di nuovi modelli statistici.

Mettendo insieme diversi modelli disponibili in letteratura viene quindi proposto un nuovo approccio metodologico per la valutazione delle massime precipitazioni giornaliere a fissato periodo di ritorno basato su:

- caratterizzazione delle diverse strutture meteorologiche che generano estremi nel Mediterraneo (eventi frontali, celle temporalesche isolate e uragani mediterranei);

- individuazione, in ciascun sito, di tre serie omogenee rispetto agli eventi meteorologici generanti;
- utilizzo di modelli probabilistici adatti alla descrizione delle singole serie omogenee, focalizzando l'attenzione sull'utilizzo della distribuzione di potenza del valore estremo (PEV) e sulla distribuzione di Gumbel;
- procedura di regionalizzazione gerarchica su tre livelli per la stima dei parametri della distribuzione PEV.

Il lavoro mostra i risultati dell'applicazione della procedura proposta all'area di studio costituita dal territorio di competenza dell'ex Ufficio Compartimentale di Napoli del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (S.I.M.N).

Per tale area si è proceduto preliminarmente alla raccolta ed archiviazione dei dati relativi ai massimi annuali delle piogge giornaliere e ai valori delle piogge giornaliere osservati in occasione di diversi eventi particolarmente severi del passato. Si è proceduto quindi all'analisi dei campi spaziali delle piogge giornaliere di 147 eventi pluviometrici occorsi tra il 1919 e il 1999, individuando 29 celle temporalesche isolate e un solo evento di tipo uragano mediterraneo (l'evento di Salerno del 1954).

È stata quindi analizzata la variabilità spazio-temporale degli eventi individuati, evidenziandone la stagionalità e il legame con l'orografia. Ci si è soffermati inoltre sulla possibilità di utilizzo di diversi strumenti per l'individuazione delle strutture meteorologiche a partire dai campi spaziali di pioggia.

Per la serie regionale delle celle temporalesche isolate è stata verificata la possibilità di utilizzare una distribuzione di Gumbel, trovando che una distribuzione con parametri  $\psi=42.5$  e  $\Lambda=26$  si adatta molto bene ai dati osservati. L'analisi regionale dei massimi annuali delle piogge giornaliere frontali ha permesso di verificare la possibilità di utilizzare con risultati soddisfacenti una distribuzione PEV avente parametro di forma  $\nu=0.81$  e di scala  $\Lambda=58$  per una vasta zona dell'area di studio.

Il lavoro discute infine alcune evidenze emerse nello studio della distribuzione spaziale degli eventi, della loro intensità e della media dei massimi annuali delle piogge giornaliere che rendono oltremodo palese l'influenza dell'orografia sulla distribuzione spaziale delle precipitazioni.

---

## ABSTRACT

The study fixes its attention on problems of flood control and in particular on the analysis of extreme precipitations. In the Mediterranean areas, climatic characteristics appear dramatically suited to favour the development of similar events.

During '90s the National Group for Defence from Hydrological disasters (GNDCI) of CNR developed a research project for the evaluation of floods in Italian rivers (VAPI project). The aim of this project was to manage to uniform procedures valid for the national territory to estimate, following a probabilistic approach, of maximum precipitation at assigned duration and maximum peak floods at fixed return period. The activities involved thirteen Operative Units in different parts of Italy and they bore the formulation of a methodological approach largely used and discussed, the VAPI Procedure (Rossi e Villani, 1994).

It constitutes a procedure "quasi standard" actually employed for the evaluation of floods in Italy and it is adopted by different National Catchment Authorities. In the last years it became always more and more necessary to provide for revision and updating of VAPI procedure, with the object of register more recent scientific progresses and use historical series with more data.

This work gets into the sphere of the revision process and brings up the date VAPI procedure actually used, studying estimation methods of annual maximum of daily rainfall at fixed period return considering the existence of different meteorological structures that generate extreme (frontal events, convective isolated cells, and more uncommon events with Mediterranean cyclogenesis with tropical characteristics) and the possibility to use new statistic models.

Placing together different models available in the literature it is proposed a new methodological approach to value of annual maximum of daily rainfall at fixed return period based on:

- characterization of the different meteorological structures which generate extreme events in the Mediterranean sea (frontal events, convective isolated cells and medicanes);

- individuation, in every place, of three homogeneous series in comparison with generating meteorological events;
- use of probabilistic models right to describe single homogeneous series, focusing on the use of the Power Extreme Value (PEV) and on Gumbel distribution;
- a hierarchical approach based on three levels to estimate the parameters of PEV distribution.

This work shows the results of the application of the proposed procedure to the study area constituted by the territory competence of “ex Ufficio Compartimentale di Napoli del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (S.I.M.N)”.

For this area it has been done first of all a collection and registration of the data pertinent to annual maximum of daily rainfall and to the values of daily rainfall observed in occasion of different events of the past. Then it has been done the analysis of spatial fields of daily rainfall of 147 events happened from 1919-1999 individuating 29 isolated convective cells and only one medicane (Salerno 1954).

It has been analysed the space-time variability of the individuated events, pointing out the seasonal aspects and their connection to the orography. It focused on the possibility to use different instruments to individuate meteorological structures starting from rain spatial fields.

For the regional series convective isolated cells it has been verified the possibility of the use of Gumbel distribution, discovering that a distribution with  $\vartheta=42.5$  and  $\Lambda=26$  it suites very good to observed data. The regional analysis of the annual maximum of daily frontal rainfall let to verify the possibility to use a PEV distribution with shape parameter  $\nu=0.81$  and scale parameter  $\Lambda=58$  for a large zone of the study area with satisfactory results.

At the end, the work discusses about some evidences carried out in the study of special distribution of events, of their intensity and of the mean of the maximum annual of daily rainfall on the region which demonstrade the orography influence on the spacial distribution of the rainfall.

## RINGRAZIAMENTI

Al termine del percorso universitario sono tante le persone da ringraziare, perché tante sono le persone che in un modo o nell'altro hanno contribuito a formarmi, arricchirmi, farmi crescere.

Spero non me ne voglia nessuno, ma il primo ringraziamento è per chi mi ha sempre supportato, e sopportato, standomi vicino e sapendo accettare le tante ore sottrattele per dedicarle allo studio o al lavoro: mia moglie. Forse è insolito nei ringraziamenti per una tesi di dottorato, ma in questo momento non posso non ringraziare mio nonno, per averci dato con la sua vita un esempio di umiltà, di dedizione alla famiglia, al lavoro, all'onestà, al rispetto per gli altri, allo spirito di sacrificio, le uniche cose che mi auguro veramente di essere riuscito ad ereditare da lui. Ringrazio quindi i miei genitori, mio fratello, i miei cognati, i miei suoceri, i miei zii, i miei nonni, i miei cugini, le mie nipotine, per esserci sempre stati, chi in un modo, chi in un altro e per non avermi mai fatto pesare le mie assenze.

Passo quindi ai ringraziamenti più rituali, ma non per questo meno sentiti, quelli per il Prof. Fabio Rossi, che tanto mi ha insegnato, sia sul piano umano, sia su quello professionale, sia su quello scientifico. Ringrazio i Proff. Paolo Villani e Pierluigi Furcolo, i docenti e i ricercatori del Laboratorio di Idraulica Ambientale e Marittima dell'Università degli Studi di Salerno per avermi sempre dedicato la loro attenzione, per avere stimolato la mia curiosità, per tutte le volte che mi hanno offerto un supporto scientifico, un consiglio professionale o semplicemente qualche momento di sana allegria. Ringrazio il Prof. Leonardo Cascini, il Prof. Pierluigi Claps e l'ing. Salvatore Gabriele per avermi sempre fornito ottimi spunti per il prosieguo della ricerca. Ringrazio gli amici del corso di dottorato per i tanti momenti trascorsi in allegria presso il LIDAM. Ringrazio i colleghi e la dirigenza del Centro ISIDE per la disponibilità che mi hanno concesso. Ringrazio tutti i miei amici per non avermi mai fatto mancare il loro calore e la loro stima. Un ringraziamento particolare lo devo a Giuseppe, un amico di quelli: *che se lo svegli di notte ... esce in pigiama e prende anche le botte ... e poi te le ridà !*

## ABOUT THE AUTHOR

**Carmine De Luca** ha conseguito la Laurea Specialistica con lode in Ingegneria Civile, percorso idraulico, presso l'Università degli Studi di Salerno. Dal 2010 al 2012 presso lo stesso Ateneo ha frequentato il corso di Dottorato di Ricerca in Ingegneria Civile per l'Ambiente e il Territorio, affrontando il tema della "Previsione e Prevenzione di Eventi Idrologici Estremi". Ha presentato lavori scientifici al Workshop Internazionale "*Advances In Statistical Hydrology*" del 2010, al "*3rd International Meeting on Meteorology and Climatology of the Mediterranean*" del 2011 ed al "*Workshop on Flash Flood and Debris Flow Risk Management in Mediterranean Areas*" del 2012. Ha partecipato alle riunioni annuali dei dottorandi in ambito idraulico organizzate dal Gruppo Italiano di Idraulica, nonché alla giornata di studio "*Previsione e Prevenzione di Eventi Idrologici Estremi*" del 2012. Negli stessi anni, inoltre, ha preso parte a diverse riunioni operative sul tema della revisione e l'aggiornamento della Procedura VAPI, partecipando ad attività di ricerca presso il C.N.R.-I.R.P.I. U.O.S. di Cosenza ed è stato cultore della materia per gli insegnamenti di *Acquedotti e Fognature, Costruzioni Idrauliche I e II*.

**Carmine De Luca** obtained the Master's Degree with first class honor in Civil Engineering at University of Salerno. From 2010 to 2012 at the same University he attended the Ph.d. Course into Civil Engineering for the Environment and Territory with this topic: "Prevision and Prevention of Extreme Hydrological Events". He presented scientific works at Workshop "*Advances In Statistical Hydrology*" in 2010, at "*3rd International Meeting on Meteorology and Climatology of the Mediterranean*" in 2011 and at "*Workshop on Flash Flood and Debris Flow Risk Management in Mediterranean Areas*" in 2012. He participated at annual meetings of ph.d. students in hydraulic organized by G.I.I. in 2011 e 2012, as well as he took part at study day "*Prevision and Prevention of Extreme Hydrological Events*" in 2012. In the same years he attended several meetings about revision and updating of VAPI Procedure, he participated at research activities at C.N.R.-I.R.P.I. U.O.S. of Cosenza. He has been subject expert in Hydraulic Structures and Water Supply and Sewerage.

# 1 INTRODUZIONE

## 1.1 EVENTI IDROLOGICI ESTREMI

La locuzione “evento idrologico estremo” indica un generico evento caratterizzato da valori estremi di una determinata forzante idrologica: precipitazione, portata di piena, portata di magra.

A seconda del problema ingegneristico in studio, infatti, tali eventi possono essere associati a valori elevati, oppure a valori bassi della variabile idrologica considerata.

Nei problemi di difesa dalle acque, gli estremi idrologici sono denotati da valori elevati delle precipitazioni o delle piene, viceversa, nei problemi di approvvigionamento idrico sono associati a valori bassi delle portate.

Nel seguito, l'attenzione sarà rivolta ai problemi di difesa dalle piene, ed in particolare saranno analizzate le precipitazioni estreme. Con tale locuzione si intenderanno gli eventi meteorici caratterizzati da elevata intensità, spesso di breve durata, capaci di innescare frane e generare alluvioni con effetti devastanti sul territorio, sia in termini di danni economici alle infrastrutture, sia in termini di perdite di vite umane.

La probabilità di accadimento di simili eventi è generalmente molto bassa, se valutata con riferimento ad una determinata località, ma diventa non trascurabile se riguardata in un contesto regionale o nazionale. Nelle regioni mediterranee, infatti, le caratteristiche climatiche risultano drammaticamente favorevoli allo sviluppo di simili tipologie di eventi.

Secondo i dati del Ministero dell'Ambiente (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2008) i comuni italiani interessati da *alta criticità idrogeologica* per alluvioni sono 1.492, quelli per frane 2.023, quelli per alluvioni e frane 3.118, per un totale di 6.633 comuni, pari allo 81,9 % dei comuni italiani (Tab. 1.1).

**Tabella 1.1 Numero dei comuni italiani interessati da aree ad alta criticità per frane e alluvioni (dati Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2008)**

Alluvioni	Frane	Alluvioni e frane	Totale
1.492	2.023	3.118	6.633
18.6 %	24.9%	38.4%	81.9%

Gli stessi dati del Ministero, evidenziano che la superficie delle aree ad *alta criticità idrogeologica* per alluvioni è di 12.263 km<sup>2</sup>, per frana 17.255 km<sup>2</sup>, per un totale di 29.518 km<sup>2</sup>, corrispondenti al 9,8 % del territorio italiano (Tab. 1.2).

**Tabella 1.2 Superficie (km<sup>2</sup>) delle aree italiane ad alta criticità per frane e alluvioni (dati Ministero dell’Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2008)**

Alluvioni	Frane	Totale
12.263	17.255	29.518 km <sup>2</sup>
4.1%	5.7%	9.8% del territorio nazionale

Il Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche (GNDCI) del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR), al fine di fornire informazioni sul dissesto idrogeologico con particolare attenzione alle frane e alle alluvioni in Italia, ha ideato il Sistema Informativo sulle Catastrofi Idrogeologiche (SICI), gestito dall'Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica (IRPI) del CNR. Il catalogo, disponibile on line all'indirizzo <http://sici.irpi.cnr.it/>, riporta oltre 4500 eventi calamitosi nel periodo tra il 1279 ed il 2002, che hanno causato oltre 35.623 fra morti, dispersi e feriti e oltre 733.000 tra sfollati e senzatetto.

L'annuario 2011 dei dati ambientali dell'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (ISPRA), inoltre, evidenzia che in Italia, dal 1951 al 2011, le sole alluvioni principali hanno causato il decesso di 1.511 persone.

Il Centro Studi del Consiglio Nazionale dei Geologi (2010), a partire dai dati del Ministero dell’Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare ha stimato in 52 miliardi di euro il valore dei danni causati da frane e alluvioni dal 1951 al 2009.

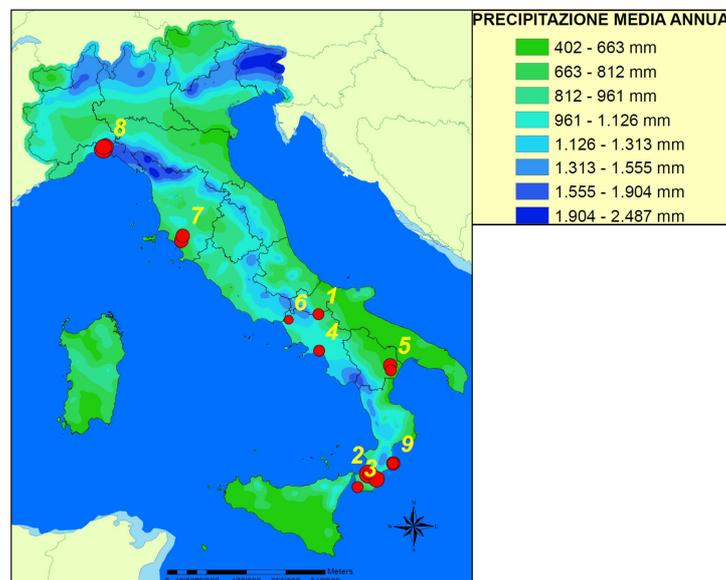
In Tabella 1.3 e Figura 1.1 sono riportati, a mo' di esempio, le precipitazioni osservate durante alcuni eventi pluviometrici estremi che hanno colpito l'Italia negli anni tra il 1949 e il 2000. È interessante osservare (Tabella 1.3) come per gli eventi considerati, in appena 24 ore si siano verificate precipitazioni anche dell'ordine del 70% della pioggia che mediamente viene registrata in un anno in una determinata stazione pluviometrica.

I dati relativi alla pluviometria media annua sono stati ricavati dal portale dell'ISPRA: <http://www.sinanet.isprambiente.it/it>, mentre i dati relativi

alle precipitazioni osservate a diversa scala di aggregazione temporale (24 ore, 1 giorno, 2 giorni) sono stati desunti dagli annali idrologici del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale.

**Tabella 1.3 Precipitazione media annua (PMA) e precipitazione osservata (PO) durante alcuni eventi estremi che hanno colpito l'Italia dal 1949 al 2000**

N.	Anno	Area	Stazione	Aggreg.	PO (mm)	PMA (mm)	PO/PMA
1	1949	Campania	S. Croce	1 giorno	254	725	0.35
2	1951	Calabria	S. Cristina	1 giorno	535	1609	0.33
			S. Cristina	2 giorni	1069	1609	0.66
			Bovalino	1 giorno	463	809	0.58
3	1953	Calabria	Motta	1 giorno	281	814	0.35
			P. Stilo	1 giorno	262	732	0.36
4	1954	Campania	Salerno	1 giorno	504	1254	0.40
5	1959	Basilicata	Pisticci	1 giorno	315	708	0.44
			Montalbano J.	1 giorno	262	676	0.39
6	1963	Lazio	Roccamonfina	1 giorno	307	1527	0.20
7	1966	Toscana	Batignano	24 ore	335	755	0.44
			Grosseto	24 ore	323	640	0.50
8	1970	Liguria	Bolzaneto	24 ore	948	1370	0.69
			Valleregia	24 ore	933	1588	0.59
			Pontedecimo	24 ore	749	1370	0.55
9	2000	Calabria	Punta Stilo	1 giorno	302	636	0.47



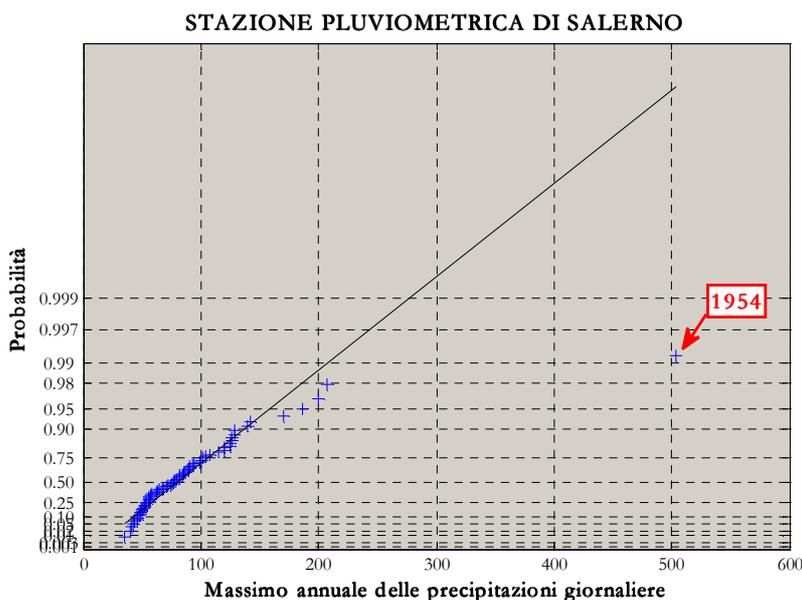
**Figura 1.1 Precipitazione media annua in Italia con indicazione di alcuni eventi estremi che hanno colpito l'Italia dal 1949 al 2000**

## 1.2 EVENTI STRAORDINARI

I fenomeni di straordinaria intensità risultano evidenti andando ad esaminare le serie storiche dei massimi annuali delle precipitazioni e delle portate.

Nella Figura 1.2, per esempio, viene riportata in carta probabilistica di Gumbel la serie storica dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere relative alla stazione pluviometrica di Salerno.

Nell'immagine si rileva chiaramente la presenza di un punto completamente disallineato dagli altri. Tale punto corrisponde all'evento alluvionale che colpì Salerno nell'ottobre del 1954 e che causò 318 tra morti e dispersi, 157 feriti, almeno 5.466 tra sfollati e senzatetto, ingenti danni a strade, ponti e ferrovie (dati desunti dal Sistema Informativo sulle Catastrofi Idrogeologiche ideato dal Gruppo Nazionale per la Difesa dalla Catastrofi Idrogeologiche, del Consiglio Nazionale delle ricerche).

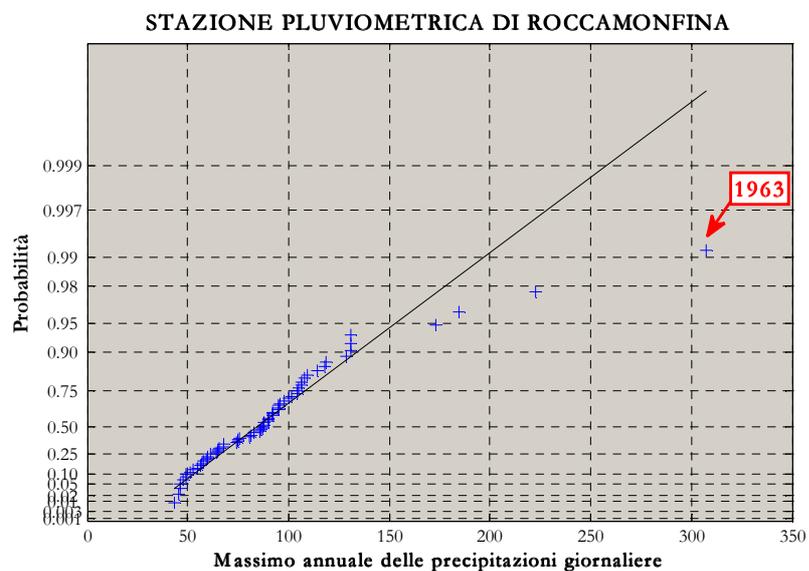


**Figura 1.2** Rappresentazione in carta probabilistica di Gumbel della serie storica dei massimi annuali delle piogge giornaliere registrate nella stazione pluviometrica di Salerno

Eventi di questo tipo, denotati da valori estremamente più elevati rispetto agli altri della serie storica da cui sono estratti, sono detti

“outliers” giacché sembrano appartenere ad un’altra popolazione di dati, generata da strutture meteorologiche di natura diversa da quella che hanno generato i restanti valori della serie storica.

Un altro esempio di “outliers” è rappresentato in Figura 1.3, nella quale si riporta, in carta probabilistica di Gumbel, la serie storica dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere registrati nella stazione pluviometrica di Roccamonfina.



**Figura 1.3** Rappresentazione in carta probabilistica di Gumbel della serie storica dei massimi annuali delle piogge giornaliere registrate nella stazione pluviometrica di Roccamonfina

### 1.3 IL PROGETTO VAPI DEL GNDCI

Negli anni ‘90 il Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche (GNDCI) del CNR ha sviluppato un progetto di ricerca per la VALutazione delle PIene nei corsi d’acqua italiani (Progetto VAPI). L’obiettivo della ricerca era quello di giungere a procedure uniformi, valide per l’intero territorio nazionale, per la stima, seguendo un approccio di tipo probabilistico, delle massime precipitazioni a durata assegnata e delle massime portate al colmo di piena ad assegnato periodo di ritorno.

Le attività coinvolsero 13 unità operative in diverse parti d'Italia e portarono alla formulazione di un approccio metodologico ampiamente discusso e utilizzato, la "Procedura VAPI" (Rossi e Villani, 1994a, b).

Essa costituisce una procedura "quasi standard", attualmente impiegata per la valutazione delle piene in Italia e adottata da diverse Autorità di Bacino nazionali.

I criteri fondamentali alla base della procedura VAPI possono essere così riassunti (Rossi, 1998):

- utilizzo dell'informazione a priori relativa alle caratteristiche fisiche dei fenomeni;
- integrazione dell'informazione puntuale con i dati spaziali;
- utilizzo di tutta l'informazione idrologica disponibile, integrando i dati pluviometrici con quelli idrometrici.

La procedura utilizza la distribuzione dei valori estremi a doppia componente (TCEV) di Rossi et al. (1984), in grado di interpretare statisticamente la diversa provenienza degli eventi estremi.

La stima dei parametri avviene mediante una procedura di regionalizzazione gerarchica basata sull'individuazione statistica di zone omogenee via via più ampie, all'interno delle quali è possibile ritenere costanti i parametri statistici della distribuzione, man mano che l'ordine aumenta.

In particolare la procedura di regionalizzazione impiegata nel progetto VAPI si articola in tre livelli (Fiorentino et al., 1987; Gabriele e Arnel, 1991; Rossi e Villani, 1994a, b):

- il primo fa riferimento alla scala regionale o interregionale ed è volto alla stima dei parametri di forma;
- il secondo riguarda la scala regionale o sub regionale ed è finalizzato alla stima del parametro di scala;
- il terzo è a scala di bacino e ha lo scopo di valutare la media delle piene annuali (piena indice).

La valutazione delle piene impiega il metodo della piena indice, individuando zone statisticamente omogenee all'interno delle quali si può ritenere costante la legge di crescita delle portate di piena con il periodo di ritorno, adottando modelli concettuali per la stima della portata indice a partire dagli afflussi meteorici.

La relazione generale (Rossi, 1998) sul tema "Idrologia e controllo degli eventi estremi" del XXVI Convegno di Idraulica e Costruzioni

Idrauliche, ha palesato i problemi da affrontare per il miglioramento della procedura succitata.

Nel 2006, cioè a distanza di circa un decennio dalla originaria elaborazione della procedura, al XXX° Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche (IDRA2006) si è discusso della variabilità spaziale dei parametri in presenza di discontinuità e non linearità (Rossi, 2006).

Tali relazioni hanno gettato di fatto le basi per un processo di revisione e aggiornamento della procedura VAPI che tenga conto dei nuovi dati disponibili e dei più recenti progressi scientifici nei diversi ambiti disciplinari.

In particolare, nella succitata relazione del 1998, si evidenziava la necessità di approfondire:

- l'identificazione delle strutture meteorologiche che generano eventi estremi nel Mediterraneo e l'analisi della variabilità spazio-temporale connessa agli eventi più intensi;
- l'impiego di un metodo di regionalizzazione basato sulla variabilità spaziale dei singoli parametri;
- la valutazione della risposta idrologica di versante, individuando, sull'intero territorio nazionale, unità territoriali caratterizzate da omogeneità morfologica, pedologica, litologica e di uso del suolo (idrogeomorfotipi) da poter caratterizzare mediante un'attività di monitoraggio e di indagini in sito in bacini caratterizzati da un unico geomorfotipo.

## 1.4 LAVORO SVOLTO

L'attività di ricerca condotta durante il corso di dottorato si inserisce quindi nell'ambito del processo di revisione e aggiornamento della procedura VAPI, che già ha coinvolto ex-allievi del Corso di Dottorato di Ricerca in Ingegneria Civile per l'Ambiente e il Territorio (es. Cuomo, 2012).

Nello specifico, l'attività di ricerca svolta riguarda l'approfondimento dei metodi di stima dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere ad assegnato periodo di ritorno, tenendo conto dell'esistenza di diverse strutture meteorologiche generanti (eventi frontali, celle isolate e i molto

più rari eventi con ciclogenesi mediterranea a caratteristiche tropicali) e della possibilità di utilizzo di nuovi modelli statistici.

Il modello VAPI, infatti, non identificava le diverse strutture meteorologiche che generano estremi, ma individuava gli eventi con intensità straordinaria su base puramente statistica.

Obiettivi prevalenti del lavoro svolto, quindi, sono stati:

- l'individuazione e la caratterizzazione delle diverse strutture meteorologiche che generano eventi pluviometrici estremi nel Mediterraneo;
- l'utilizzo di distribuzioni probabilistiche adatte a descrivere serie omogenee rispetto alla genesi meteorologica.

Il lavoro di tesi parte dalla descrizione della procedura VAPI, del suo processo di revisione e aggiornamento (Capitolo 2) e delle caratteristiche principali dei meccanismi meteorologici che generano estremi nel Mediterraneo (Capitolo 3) e giunge alla formulazione di una nuova procedura per la stima delle precipitazioni estreme che prevede l'utilizzo della distribuzione PEV (legge di potenza del valore estremo) e di quella di Gumbel come modelli probabilistici adatti a descrivere serie di dati omogenee (Capitolo 4).

È stata quindi individuata un'area di studio, il territorio di competenza dell'ex Ufficio Compartimentale di Napoli del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (S.I.M.N), e per essa sono state acquisite ed implementate in un database le piogge giornaliere relative ad eventi estremi particolarmente severi del passato.

L'analisi del database volta all'individuazione e alla caratterizzazione delle diverse strutture meteorologiche osservate è contenuta nel Capitolo 5.

Con riferimento all'area di studio è stata poi applicata la nuova procedura per la stima dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere (Capitolo 6).

Sono state infine condotte alcune considerazioni riguardanti l'effetto delle barriere orografiche sulla variabilità spaziale dei parametri delle distribuzioni delle precipitazioni estreme (Capitolo 7).

Il capitolo 8, infine, trae le conclusioni dell'intera attività di ricerca, evidenziando i possibili sviluppi futuri.

## **2 LA PROCEDURA VAPI PER LA VALUTAZIONE DELLE PIENE IN ITALIA**

Il Progetto per la VALutazione delle Piene nei corsi d'acqua Italiani (VAPI) è un progetto di ricerca sviluppato in Italia nel periodo 1986-2001.

Gli studi erano portati avanti dalla Linea 1 (Previsione e Prevenzione di Eventi Idrologici Estremi e Loro Controllo) del Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche, guidata dal Prof. Fabio Rossi dell'Università degli Studi di Salerno.

L'obiettivo del Progetto era quello di giungere ad una procedura valida in ambito nazionale per la valutazione delle massime portate al colmo di piena a fissato periodo di ritorno, cioè a fissata probabilità di superamento.

Alle attività presero parte numerosi ricercatori, organizzati in 13 Unità Operative (UU.OO.) costituite presso Università ed organismi di ricerca del CNR, in maniera tale da coprire l'intero territorio nazionale.

Ciascuna U.O. operò in completa autonomia, nel rispetto delle linee generali condivise a livello nazionale per la regionalizzazione delle piene. I lavori delle UU.OO. sono riassunti nei rapporti regionali, il primo dei quali fu quello della Calabria (Versace et al., 1989), seguito da quelli della Sardegna (Cao et al., 1991), della Puglia (Fiorentino e Copertino, 1993), della Sicilia (Cannarozzo et al., 1993), della Campania (Rossi e Villani, 1994c), del Triveneto (Villi e Bacchi, 2001) e dell'Italia Nord Occidentale (De Michele e Rosso, 2001). I risultati relativi ad alcune regioni, inoltre, sono contenuti nel rapporto di sintesi nazionale consultabile al sito <http://www.idrologia.polito.it/gndci/Vapi.htm>, in particolare si tratta di: Lazio, Umbria, Abruzzo e Molise (Calenda et al., 1994), Toscana, Emilia e Marche (Franchini e Galeati, 1994).

La procedura VAPI ebbe grande riscontro in ambito istituzionale, tanto da essere ancora oggi largamente utilizzata dalle Autorità di Bacino ai fini della valutazione delle portate di piena per la redazione dei Piani per l'Assetto Idrogeologico (PAI).

In ambito tecnico, inoltre, la procedura è impiegata per la stima delle massime portate al colmo di piena ad assegnato periodo di ritorno, in particolar modo nelle aree con carenza di informazione idrologica.

La procedura si basa su un approccio probabilistico di tipo parametrico (l'informazione è concentrata in parametri legati a caratteristiche climatiche e idrogeomorfologiche) che riproduce il fenomeno fisico (relazioni dei parametri di tipo statistico) e permette di associare ad ogni valore di portata al colmo di piena una probabilità che possa verificarsi un valore di portata superiore a quella stimata.

Tale scelta deriva dalla consapevolezza dell'esistenza di fattori di incertezza, quali:

- la presenza di eventi caratterizzati da straordinaria rarità e aleatorietà che, seppure storicamente mai osservati in un dato sito, hanno comunque una probabilità non nulla di verificarsi;
- la scarsa disponibilità di dati, in particolar modo relativi agli eventi più intensi, cioè quelli di maggiore interesse ingegneristico.

Il modello probabilistico utilizzato nell'ambito della procedura VAPI è la distribuzione dei valori estremi a doppia componente (Rossi et al., 1984), nota come TCEV (*Two Component Extreme Value*), in grado di interpretare in maniera plausibile la presenza di valori straordinari nelle serie storiche.

Al fine di ridurre l'incertezza delle stime, inoltre, si utilizza una metodologia di analisi regionale che permette di:

- minimizzare l'incertezza sui valori dei parametri regionali, stimando quelli con variabilità campionaria più elevata su aree via via più estese;
- utilizzare tutta l'informazione idrologica disponibile (pluviometrica ed idrometrica) attraverso l'impiego di modelli concettuali di formazione dei deflussi a partire dalle precipitazioni di particolare intensità sul bacino.

Nei paragrafi che seguono saranno descritti in maniera più dettagliata: la procedura di analisi regionale, il modello probabilistico TCEV, la tecnica per l'individuazione delle regioni omogenee ed infine il processo di revisione e aggiornamento in corso nell'ambito del quale si colloca anche la presente tesi.

## 2.1 ANALISI REGIONALE

Il metodo di regionalizzazione impiegato nell'ambito del Progetto VAPI è del tipo gerarchico. Ciò significa che la stima dei parametri avviene a differenti scale spaziali, in maniera tale da stimare i parametri con maggiore variabilità su aree via via più estese, al fine di ampliare la base dati di partenza e ottenere così stime più accurate.

Alla base di tale approccio c'è l'ipotesi di esistenza di zone omogenee via via più ampie, a mano a mano che aumenta l'ordine dei parametri da stimare, all'interno delle quali il parametro possa essere ritenuto statisticamente costante.

In dettaglio il modello di regionalizzazione (Rossi et al., 1984; Fiorentino et al., 1987; Gabriele e Arnel, 1991; Rossi e Villani, 1994a, b) si basa su:

- metodo della piena indice, inizialmente proposto da Dalrymple (1960), secondo il quale la portata al colmo di piena a fissato periodo di ritorno  $T$  ( $Q_T$ ) è data dal prodotto della piena media annua (piena indice)  $\mu(Q)$  per il fattore di crescita  $K_{T,D}$

$$Q_T = \mu(Q) K_{T,D} \quad (2.1)$$

- l'individuazione di zone idrometriche statisticamente omogenee all'interno delle quali ritenere costante la legge di crescita delle massime portate di piena con il periodo di ritorno;
- l'utilizzo di modelli concettuali che impiegano grandezze geomorfoclimatiche per la stima della piena indice.

Il modello prevede tre differenti livelli di regionalizzazione:

- il primo è finalizzato alla stima dei parametri di forma e ha una scala regionale o interregionale;
- il secondo è volto alla stima del parametro di scala ed interessa una scala regionale o subregionale;
- il terzo è a scala di bacino ed è finalizzato alla stima della portata indice.

L'ipotesi di omogeneità è evidentemente da intendersi in senso statistico, tuttavia tale omogeneità sembra essere legata alle caratteristiche climatiche e/o morfologiche dell'area.

La delimitazione delle regioni basata sulla conoscenza a priori delle caratteristiche climatiche e/o morfologiche dell'area in studio, tuttavia, è tutt'altro che semplice.

Alcuni tentativi finalizzati alla ricerca di omogeneità climatiche da utilizzare nell'ambito della regionalizzazione delle precipitazioni, sono stati condotti negli ultimi anni da Gabriele e Chiaravalloti (2011; 2012).

Ad ogni modo è noto che le zone idrometriche omogenee dipendono dalle caratteristiche climatiche di una determinata zona, per cui esse coincidono con le zone climatiche statisticamente omogenee, queste ultime caratterizzate dalla stessa legge di crescita delle massime piogge a durata fissata ( $d$ ) con il periodo di ritorno ( $T$ ).

Una delle peculiarità della procedura VAPI, infatti, è l'aver effettuato contemporaneamente l'analisi statistica della massime piene annuali e dei massimi annuali delle precipitazioni. L'analisi delle piogge fornisce utili informazioni per l'individuazione delle zone omogenee rispetto ai parametri di forma e di scala delle piene, nonché per la valutazione della piena indice.

Per questo motivo, nella maggior parte dei rapporti regionali (es. Versace et al, 1989; Rossi e Villani, 1994c), prima di procedere all'analisi statistica delle piene si è proceduto all'analisi delle massime precipitazioni finalizzata allo studio della variabilità spaziale e campionaria dei parametri della distribuzione, fino a giungere all'identificazione delle zone omogenee.

In analogia con il metodo di regionalizzazione delle portate al colmo di piena, quindi, la procedura di regionalizzazione delle massime precipitazioni di durata assegnata si basa:

- sul metodo del valore indice, secondo il quale la massima precipitazione di durata e periodo di ritorno assegnato ( $h_{d,T}$ ) è data dal prodotto della media dei massimi annuali delle piogge di assegnata durata  $\mu(h_d)$  per il fattore di crescita relativo alle piogge  $K_{T,P}$

$$h_{d,T} = \mu(h_d) K_{T,P} \quad (2.2)$$

- l'individuazione di zone climatiche statisticamente omogenee all'interno delle quali ritenere costante la legge di crescita delle massime piogge di assegnata durata con il periodo di ritorno;

- l'utilizzo di modelli di regressione che impiegano grandezze geomorfologiche per la stima di  $\mu(h_d)$ .

La ricerca di regioni statisticamente omogenee equivale a cercare regioni all'interno delle quali la variabilità spaziale del parametro da stimare sia trascurabile rispetto a quella campionaria, in modo da poter ritenere il parametro costante in senso statistico.

Un modello più vicino alla realtà (Rossi e Villani, 1994a) dovrebbe introdurre l'errore di disturbo spaziale, distribuito causalmente sulla regione tra un valore teorico costante e l'effettivo valore teorico in una determinata località.

Il generico parametro di forma  $\alpha_j$  in un generico sito dovrebbe essere quindi espresso come la somma dell'errore casuale di disturbo spaziale  $\delta_{\alpha_j}$  e del valore medio regionale  $\alpha_0$ :

$$\alpha_j = \alpha_0 + \delta_{\alpha_j} \quad (2.3)$$

Tuttavia la varianza spaziale di  $\alpha_j$  è trascurabile se confrontata con l'incertezza nella sua stima a partire da un campione di dati limitato, per questo motivo il tutto si riconduce alla stima del valore medio regionale  $\alpha_0$  che risulta essere quindi l'unico valore costante in ogni sito della regione.

## 2.2 MODELLO PROBABILISTICO TCEV

Come già in precedenza evidenziato, il modello probabilistico impiegato nell'ambito della Procedura VAPI è il modello TCEV (Rossi et al., 1984). Esso appartiene alla famiglia dei modelli del massimo annuale di un processo Poissoniano di variabili casuali indipendenti.

Dal punto di vista formale è costituito dal prodotto di due distribuzioni di Gumbel (EV1).

$$F_{X_1}(x_1) = \exp(-\Lambda_1 e^{-x_1/\theta_1}) \quad F_{X_2}(x_2) = \exp(-\Lambda_2 e^{-x_2/\theta_2}) \quad (2.4)$$

La funzione di distribuzione di probabilità cumulata della TCEV, quindi, ha la seguente espressione:

$$F_X(x) = P(x_1 \leq x; x_2 \leq x) = F_{X_1}(x) \cdot F_{X_2}(x) = \exp(-\Lambda_1 e^{-x/\vartheta_1} - \Lambda_2 e^{-x/\vartheta_2}) \quad (2.5)$$

nella quale:

- $F_X(x)$  è la probabilità che la variabile casuale  $X$  (altezza di pioggia di durata fissata, massimo annuale della portata istantanea) soddisfi contemporaneamente le seguenti due disequazioni  $x_1 \leq x$  e  $x_2 \leq x$ ;
- $\Lambda_1, \Lambda_2, \vartheta_1$  e  $\vartheta_2$  sono i quattro parametri della distribuzione.

Dal punto di vista concettuale (Rossi et al., 1984) la distribuzione TCEV può essere interpretata come il massimo, entro un arco temporale  $D$ , di un numero Poissoniano di variabili casuali non negative, indipendenti e generate da un processo nel quale agiscono due meccanismi differenti, tra loro indipendenti, ciascuno dei quali produce un numero Poissoniano di variabili casuali indipendenti ed identicamente distribuite secondo una legge esponenziale:

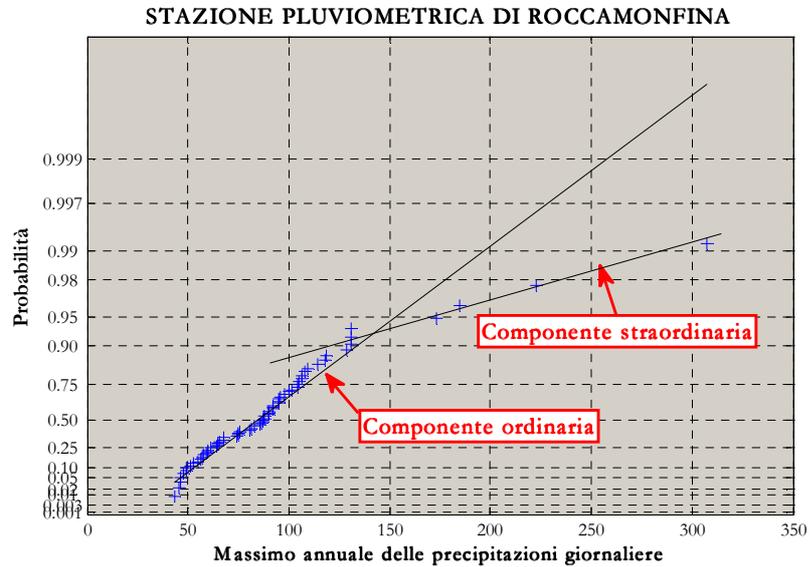
- il primo è detto componente ordinaria o di base e genera eventi caratterizzati da intensità mediamente meno elevata, ma più frequenti;
- il secondo è detto componente straordinaria e viceversa genera eventi con intensità mediamente più elevata e meno frequenti.

Da questa interpretazione concettuale deriva che:

- $\Lambda_1$  e  $\Lambda_2$  rappresentano il numero medio di eventi, rispettivamente della componente ordinaria e della componente straordinaria, per cui risulta  $\Lambda_1 \gg \Lambda_2$ ;
- $\vartheta_1$  e  $\vartheta_2$  rappresentano le medie degli eventi, rispettivamente della componente ordinaria e della componente straordinaria, per cui risulta  $\vartheta_2 \gg \vartheta_1$ .

La Figura 2.1, a mo' di esempio riporta un adattamento qualitativo della distribuzione TCEV alla serie storica dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere registrate nella stazione pluviometrica di Roccamonfina.

È interessante osservare le due componenti: quella di base, caratterizzata da un maggior numero di eventi con intensità mediamente meno elevata; quella straordinaria denotata da un minor numero di eventi con intensità mediamente più elevata.



**Figura 2.1** Adattamento qualitativo della distribuzione TCEV alla serie storica dei massimi annuali delle piogge giornaliere registrate nella stazione pluviometrica di Roccamonfina

Se da un lato l'esistenza dei quattro parametri conferisce alla distribuzione TCEV maggiore flessibilità di adattamento ai dati, dall'altra occorre ricorrere ad una procedura di regionalizzazione per ridurre l'incertezza nella stima dei parametri connessa alla dimensione campionaria delle singole serie storiche disponibili.

Il modello di regionalizzazione impiegato nella procedura VAPI, come evidenziato al paragrafo precedente è basato su tre livelli (Rossi et al. 1984; Fiorentino et al., 1987, Gabriele e Arnel, 1991; Rossi e Villani, 1994a, b).

Al primo livello di regionalizzazione ci si riferisce alla variabile standardizzata  $Y$  così definita:

$$Y = \frac{X}{\vartheta_1} - \ln \Lambda_1 \quad (2.6)$$

che dipende soltanto dai parametri  $\vartheta^*$  e  $\Lambda^*$ , a loro volta legati tra di loro e ai parametri  $\vartheta_1$ ,  $\vartheta_2$ ,  $\Lambda_1$  e  $\Lambda_2$  mediante le seguenti espressioni

$$\vartheta^* = \frac{\vartheta_2}{\vartheta_1} \qquad \Lambda^* = \frac{\Lambda_2}{\Lambda_1^{1/\vartheta^*}} \qquad (2.7)$$

La funzione di distribuzione di probabilità cumulata si trasforma quindi nella seguente espressione, che è ancora una TCEV:

$$F_Y(y) = \exp(-e^{-y} - \Lambda^* e^{-y/\vartheta^*}) \qquad (2.8)$$

L'ipotesi di omogeneità regionale al primo livello consiste nel ritenere costanti i valori di  $\vartheta^*$  e  $\Lambda^*$ .

Siccome il coefficiente di asimmetria teorico è stato dimostrato dipendere soltanto da  $\vartheta^*$  e  $\Lambda^*$  (ad esempio Rossi e Villani, 1994a), si può concludere che al primo livello di regionalizzazione l'ipotesi consiste nell'ammettere la costanza del coefficiente di asimmetria.

Al secondo livello di regionalizzazione si fa riferimento alla variabile standardizzata  $K$  definita come:

$$K = \frac{X}{\mu} \qquad (2.9)$$

che dipende non solo da  $\vartheta^*$  e  $\Lambda^*$ , ma anche da  $\Lambda_1$ .

La funzione di distribuzione di probabilità cumulata in questo caso diventa:

$$F_K(k) = \exp(-\Lambda_1 e^{-k \eta_0} - \Lambda_1^{1/\vartheta^*} \Lambda^* e^{-k \eta_0 \vartheta^*}) \qquad (2.10)$$

nella quale:

$$\eta_0 = C + \ln \Lambda_1 + T_0 \qquad (2.11)$$

$$T_0 = \sum_{j=1}^{\infty} \frac{(-1)^{j-1} \Lambda^{*j} \Gamma\left(\frac{j}{\vartheta^*}\right)}{j!} \qquad (2.12)$$

e  $C$  è la costante di Eulero pari a 0.5772.

L'ipotesi di omogeneità rispetto alla variabile  $K$ , corrisponde ad ammettere la costanza non solo di  $\vartheta^*$  e  $\Lambda^*$ , ma anche di  $\Lambda_1$ .

La ricerca delle sottozone omogenee al secondo livello di regionalizzazione è svolta all'interno della regione omogenea individuata al primo livello,  $\vartheta^*$  e  $\Lambda^*$  sono quindi da considerarsi costanti, per cui la costanza di  $\Lambda_1$  implica anche la costanza di  $\Lambda_2$ .

Siccome il coefficiente di variazione teorico è stato dimostrato (ad esempio Rossi e Villani, 1994a) dipendere soltanto da  $\vartheta^*$ ,  $\Lambda^*$  e  $\Lambda_1$  si può concludere che al secondo livello di regionalizzazione l'ipotesi di regione omogenea equivale ad ammettere la costanza del coefficiente di variazione.

Infine, il terzo livello di regionalizzazione mira alla ricerca di legami, validi su tutta la regione, tra il parametro centrale della distribuzione e le grandezze geografiche che caratterizzano i singoli siti di misura.

Per le stime dei parametri si possono utilizzare diversi stimatori: la massima verosimiglianza (Fiorentino e Gabriele, 1985), i momenti pesati in probabilità (Greenwood et al. 1978; Beran et al., 1986; Gabriele, 1987) o gli L-moments (Hosking 1986, 1990) che sono stati oggetto di ulteriori approfondimenti negli anni (ad. Es. Gabriele e Iritano, 1994).

### 2.3 INDIVIDUAZIONE DELLE REGIONI OMOGENEE

L'obiettivo dell'analisi volta alla ricerca di regioni statisticamente omogenee è quello di individuare un'area che permetta di ottenere la migliore stima di un parametro  $\alpha$  utilizzando tutte le serie disponibili all'interno dell'area stessa.

Fiorentino et al. (1987) hanno condotto l'analisi del primo livello di regionalizzazione delle piene, verificando che se si esclude parte della Liguria, l'Italia appenninica, compresa la Sicilia, può essere considerata una zona omogenea rispetto ai parametri di forma della distribuzione o al coefficiente di asimmetria.

Per quanto riguarda il primo livello di regionalizzazione dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere, l'ipotesi adottata nel VAPI è che l'Italia possa essere divisa in tre regioni omogenee: la Regione Appenninica, la Regione Alpina, la regione composta da Sardegna e Liguria.

Nello studio del secondo livello di regionalizzazione si è suddiviso il territorio italiano in regioni idrologicamente omogenee, vale a dire in regioni all'interno delle quali si può considerare valida un'unica legge di crescita delle piene e delle piogge con il periodo di ritorno  $K_T(I)$ .

Il criterio utilizzato per la delimitazioni delle regioni omogenee è quello geografico o climatico.

Tale criterio, a partire da una determinata regione definita al primo livello, ne prevede la suddivisione in diverse sottoregioni geograficamente definite ai livelli successivi sulla base di caratteristiche fisiografiche. Una volta definite le sottozone omogenee si passa ad effettuare le verifiche a partire dai dati disponibili.

Per ridurre l'incertezza legate alla carenza di dati, la procedura VAPI utilizza il significato fisico dei parametri della distribuzione TCEV per l'individuazione delle sottozone omogenee. La costanza dei parametri di scala delle piene, infatti, dipende dal numero medio di eventi di piena indipendenti in un anno  $\Lambda(Q)$ . Tale parametro, a sua volta, dipende dal numero medio di eventi del processo dei massimi annuali di pioggia con fissata durata  $\Lambda(P)$ .

Si assume quindi che il parametro  $\Lambda(P)$  non dipenda dalla durata e sia statisticamente costante all'interno di sottozone pluviometriche. Una volta individuate le sottozone pluviometriche è possibile individuare le sottozone idrometriche, con il vantaggio di poter sfruttare la disponibilità di un maggior numero di dati, quelli pluviometrici, rispetto a quelli idrometrici.

Nell'analisi dell'ipotesi di omogeneità occorre considerare due alternative:

- la regione è completamente omogenea rispetto al parametro considerato;
- la regione può essere suddivisa in due o più sottozone omogenee.

L'identificazione delle sottozone omogenee può essere svolta:

- iterativamente a partire da suddivisioni effettuate euristicamente e valutando l'accuratezza in fase di verifica;
- mediante tecniche di *cluster analysis* basate sulla scomposizione della devianza totale ( $\Sigma$ ) del generico parametro  $\alpha$  in due componenti, la varianza fra gruppi e la varianza all'interno dei gruppi.

Indicando con  $\alpha_j$  le osservazioni del parametro  $\alpha$  in  $k$  siti, ed ipotizzando di raggruppare i siti in  $m$  gruppi, ciascuno caratterizzato da

un valore medio spaziale  $\alpha_{0i}$  stimato su un numero di osservazioni  $k_i$ , si può stimare la varianza osservata del parametro  $\alpha$  mediante la seguente espressione (Everitt, 1981):

$$\begin{aligned} V=V(k-1) &= \sum_{j=1}^k (a_j - \alpha_0)^2 = \\ &= \sum_{i=1}^m k_i (\alpha_{0i} - \alpha_0)^2 + \sum_{i=1}^m \sum_{r=1}^{k_i} (a_{ri} - \alpha_{0i})^2 \end{aligned} \quad (2.13)$$

Fissato il numero dei gruppi, le tecniche di *cluster analysis* tendono a minimizzare la devianza residua rappresentata nella precedente espressione dal termine

$$\sum_{i=1}^m \sum_{r=1}^{k_i} (a_{ri} - \alpha_{0i})^2 \quad (2.14)$$

Per minimizzare la devianza residua si procede come di seguito indicato:

- si ipotizzano diverse configurazioni di regioni omogenee;
- per ciascuna sottoregione si determina l'errore quadratico medio (EQM) dello stimatore regionale  $\alpha_0$ , che secondo Matalas e Gilroy (1968) è dato dalla seguente espressione:

$$EQM[\alpha_0] = E \left[ (a_j - \alpha_0)^2 \right] = \frac{\sigma_{\alpha_0}^2}{k_e} + \omega_{\alpha_0}^2 \left( 1 \pm \frac{1}{k} \right) \quad (2.15)$$

nella quale  $\sigma_{\alpha_0}^2$  è la varianza dell'errore campionario,  $\omega_{\alpha_0}^2$  è la varianza dell'errore casuale di disturbo spaziale,  $k_e$  è il numero equivalente di stazioni indipendenti nella regione legato al coefficiente di correlazione medio fra le stazioni nella regione ( $\bar{\rho}$ ) e all'ordine statistico del parametro ( $w=2$  per Cv,  $w=3$  per Ca), dalla seguente relazione:

$$k_c = \frac{k}{1 + (k-1)\bar{Q}^w} \quad (2.16)$$

- per ciascuna configurazione di regioni omogenee, si calcola il valore dell'errore quadratico medio regionale  $EQM(m)$  attraverso la media pesata degli  $m$  valori degli  $EQM_j$  delle singole sottoregioni:

$$EQM_0 = \frac{\sum_{j=1}^m (k_j-1)EQM_j}{\sum_{j=1}^m (k_j-1)} \quad (2.17)$$

Al crescere di  $m$  l'errore quadratico medio regionale è decrescente, per cui occorre utilizzare un test per verificare la significatività della diminuzione.

Uno dei test più utilizzati nel modello VAPI è quello di Beale (1969) basato sulla valutazione della seguente statistica:

$$F(m,m+1) = \frac{R_{m+1} \cdot R_m}{R_m} / \left[ \frac{k-m+1}{k-m} \left( \frac{m}{m+1} \right)^2 - 1 \right] \quad (2.18)$$

e sul confronto del valore di tale statistica ottenuto per una data configurazione di sottozone omogenee, con il valore assunto dalla variabile  $F(1,k-m-1)$  di Fiscer con 1 e  $k-m-1$  gradi di libertà.

Quando  $F(m,m+1) > F_{1-\beta}(1,k-m-1)$ , la diminuzione dell' $EQM$  all'aumentare del numero di gruppi da  $m+1$  ad  $m$  è significativa al livello  $\beta$  di probabilità di non rigetto.

## 2.4 REVISIONE E AGGIORNAMENTO DELLA PROCEDURA VAPI

Negli ultimi anni si è fatta sempre più sentita la necessità di provvedere ad una revisione e ad un aggiornamento della procedura VAPI, al fine di poter tenere conto dei più recenti progressi scientifici e della disponibilità di serie storiche con maggiori dati. Tale aggiornamento deve essere anche metodologico, ultimamente infatti si tende a privilegiare o un approccio multiparametrico di tipo puramente empirico, oppure modellistica integrata distribuita basata su uno schema di tipo fisico. Il

VAPI impiega una soluzione intermedia di tipo concettuale a scala di bacino, ma con elementi modellabili, non puramente empirici.

Già il rapporto nazionale VAPI (CNR-GNDICI, 2001), evidenziava una serie di questioni aperte sul piano scientifico ed indicava alcuni campi di ricerca di grande interesse per il miglioramento della stima delle portate di piena.

- Esistenza di eventi idrologici estremi straordinari caratterizzati da una correlazione spaziale e campionaria differente da quella degli estremi ordinari, in grado di influenzare sensibilmente la stima dei parametri.
- Superare le discontinuità territoriali tra una regione e l'altra, frutto della procedura di regionalizzazione in precedenza descritta. A tal fine il rapporto nazionale suggeriva già l'utilizzo di procedure geostatistiche che considerassero la struttura di correlazione spaziale teorica fra le diverse località di misura e che riuscissero a tenere conto anche della presenza di errori di campionatura fra loro correlati.
- Tenere conto dell'anisotropia del campo delle precipitazioni dovuta alla direzione dei venti che muovono masse cariche d'acqua e all'esposizione dei versanti che giocano un ruolo determinante nella distribuzione spaziale delle precipitazioni.
- Migliorare il modello concettuale per la valutazione della piena media annua che si riferisce ad uno schema a parametri globali, mediante approcci semidistribuiti o distribuiti che permettano di cogliere al meglio la variabilità spaziale di alcuni fenomeni (ad esempio l'infiltrazione).

Nel 1998 il Prof. Fabio Rossi in occasione della relazione generale sul tema "Idrologia e controllo degli eventi estremi" (Rossi, 1998) del XXVI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche (IDRA 1998), evidenziò la necessità di rafforzare la struttura del metodo di stima dei parametri, utilizzando l'informazione pluviometrica sia per l'individuazione delle zone omogenee, sia per la stima dei parametri dei modelli di regionalizzazione delle piene.

Negli ultimi tempi diverse sono state le occasioni di dibattito scientifico sulla necessità di revisionare ed aggiornare la Procedura VAPI. Fra tutte si segnala la giornata di studio dal titolo "Previsione e Prevenzione di Eventi Idrologici Estremi" tenutasi presso l'Università degli Studi di Salerno il 6 luglio 2012. Nel corso della giornata emerse, infatti, la sentita

esigenza, condivisa da diversi ricercatori, di riprendere la procedura e aggiornarla alla luce dei più recenti progressi scientifici e dell'incremento della base dati disponibile, a distanza di oltre 20 anni dalla sua originaria formulazione. I diversi contributi presentati nel corso della giornata evidenziarono in buona sostanza la necessità di:

- tenere conto, nell'analisi delle serie storiche delle piogge estreme, delle diverse strutture meteorologiche che le hanno generate (eventi frontali, celle temporalesche isolate e *medicane*);
- utilizzare distribuzioni probabilistiche adatte a descrivere serie omogenee rispetto ai suddetti meccanismi, focalizzando l'attenzione sulle celle temporalesche isolate e su quelle associate agli uragani mediterranei (*medicane*);
- raccogliere i dati di portata disponibili ed integrarli con le misure in corrispondenza degli sbarramenti, implementando anche modelli idrologici e idraulici integrati, atti a migliorare la valutazione del rischio e la gestione delle emergenze;
- creare un WEB-GIS attraverso il quale condividere la banca dati idro-meteo-climatica nonché i software disponibili;
- integrare la modellistica idrologica con informazioni meteo-climatiche, anche basate su sensori satellitari, modellistica numerica e radar meteo;
- individuare zone caratterizzate da marcate omogeneità climatiche;
- tenere conto dell'effetto delle barriere orografiche sulla variabilità spaziale delle precipitazioni;
- considerare il ruolo degli idrogeomorfotipi nel processo di generazione dei deflussi;
- considerare gli effetti indotti alla scala di bacino dalla non stazionarietà nell'uso del suolo e dagli effetti antropici, con specifico riguardo ai problemi di sfioro lungo i corsi d'acqua, di laminazione indotta da invasi naturali e artificiali, di deviazioni di portate indotte da canali diversivi.

Negli ultimi anni diversi lavori sono stati pubblicati sui temi sopra indicati, i principali sono di seguito elencati.

- Gli sviluppi sull'identificazione oggettiva delle barriere orografiche (Cuomo e Guida, 2010; Cuomo et al., 2011, Cuomo, 2012) e sull'effetto che esse hanno sulla distribuzione spaziale delle precipitazioni (Furcolo et al., 2004; Rossi, 2006; Tropeano et al.,

- 2005) ottenuti dal gruppo di idrologia dell'Università degli Studi di Salerno.
- I numerosi lavori scientifici riguardanti l'individuazione, la caratterizzazione, la modellazione, la previsione, la genesi degli uragani mediterranei (Reale and Atlas, 2001; Moscatello et al., 2008, 2009; Pytharoulis' et al, 2000; Emanuel, 2005; Miglietta et al., 2008, 2011; Davolio et al., 2009; Conte et al., 2011; Tous e Romero, 2011, 2012; Tous et al., 2012, Reed et al., 2001).
  - I lavori di Salvatore Gabriele sulla ricerca di omogeneità climatiche individuate integrando l'informazione idrologica con informazioni meteo e finalizzate ad un loro utilizzo nella regionalizzazione delle precipitazioni (Gabriele e Chiaravalloti, 2011, 2012).
  - Le attività di ricerca condotte dal Dipartimento di Difesa del Suolo dell'Università della Calabria, il Dipartimento di Ingegneria e Fisica dell'Ambiente dell'Università degli Studi della Basilicata e il Dipartimento di Idraulica, Trasporti ed Infrastrutture Civili del Politecnico di Torino nell'ambito del Lotto Progettuale n° 7 - Stima delle massime portate al colmo di piena - dello "Studio e sperimentazione di metodologie e tecniche per la mitigazione del rischio idrogeologico" finanziato con il POR Calabria 2000-2006 Misura 1.4 – Sistemi insediativi Azione 1.4.c che costituisce di fatto un aggiornamento delle procedure per la Valutazione delle Piene in Calabria. Esso prevede la possibilità di utilizzare modelli caratterizzati da 5 livelli di complessità, a seconda della rilevanza del caso da studiare, per la valutazione della portata al colmo di piena. I modelli proposti variano da approcci meramente probabilistici a metodi regionali, considerando anche modelli di simulazione della trasformazione afflussi-deflussi con impostazione concettuale o fisicamente basata oppure caratterizzati da un'unità territoriale di analisi concentrata, semi-distribuita o distribuita a seconda dei diversi livelli di complessità del modello.
  - Le attività di ricerca del gruppo di Idrologia del Politecnico di Torino condotte nell'ambito dei progetti ARPIEM (anni 2007-2008) e FLORA (anni 2009-2011) entrambi finalizzati all'aggiornamento dei dati e al miglioramento dei metodi relativi alla valutazione probabilistica delle piene nei bacini montani, con particolare riferimento al ruolo delle dighe. Tali studi hanno portato all'aggiornamento della pubblicazione n. 17 del S.I.M.N. Piemonte –

Valle d'Aosta recuperando dati da informazioni occasionali e serie non pubblicate, nonché utilizzando le serie storiche misurate in prossimità delle opere di sbarramento. Nell'ambito degli stessi studi, inoltre è stato implementato un nuovo metodo di Analisi Regionale della PIene in Montagna (ARPIEM) articolato in quattro fasi (Laio et al. 2011): stima locale non parametrica; interpolazione spaziale degli L-moments; stima delle portate di progetto; analisi dell'incertezza associata alle stime.

### 3 EVENTI METEORICI ESTREMI NEL MEDITERRANEO

Le regioni mediterranee sono caratterizzate da una complessa conformazione morfologica che influenza la direzione dei flussi d'aria. La Figura 3.1, tratta da Lionello et al. (2006b), riporta le principali caratteristiche geografiche delle Regioni Mediterranee, evidenziando: le montagne (Alpi, montagne dell'Anatolia, Appennini, montagne dell'Atlante, Balcani, Alpi Dinariche, Pirenei); le isole (Baleari, Corsica, Creta, Cipro, Rodi, Sardegna e Sicilia); le penisole (Balcanica, Iberica, Italiana, Crimea); i laghi (Mar di Galilea, Mar Morto); i fiumi (Ebro, Nilo, Po, Danubio, Giordano); golfi (1. di Lione, 2. di Genova, 3. di Venezia, 4. della Sirte), denotati da cerchi; gli stretti (1. di Gibilterra, 2. di Sicilia, 3. di Otranto, 4. cretese (Ovest), 5. cretese (Est), 6. dei Dardanelli, 7. del Bosforo), indicati con freccette bianche; mari e bacini (1. Mare di Alboran, 2. Bacino dell'Algeria, 3. Tirreno, 4. Adriatico, 5. Ionio, 6. Mare Egeo del Nord, 7. Mare di Creta, 8. Altopiano delle Cicladi, 9. Bacino Levantino, 10. Mar Nero), indicati in un riquadro.

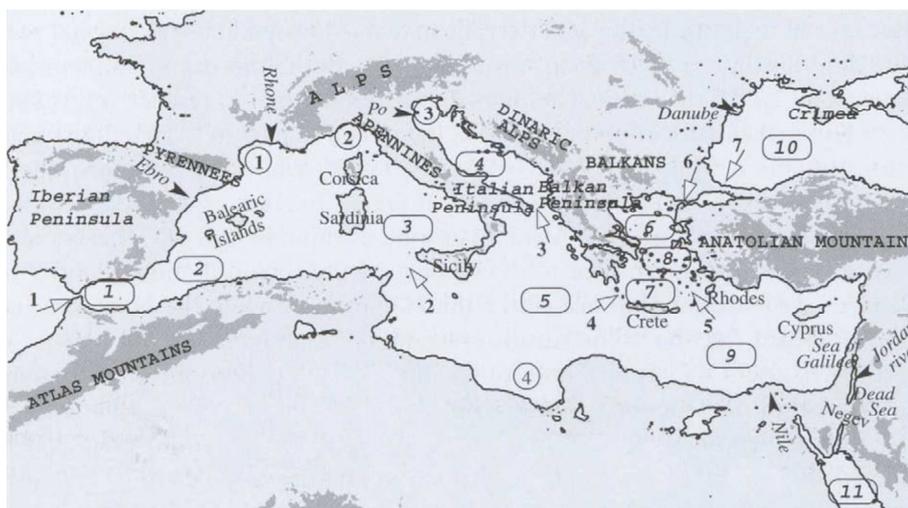


Figura 3.1 Principali caratteristiche geografiche delle Regioni Mediterranee (da Lionello et al., 2006b)

Il clima delle regioni mediterranee, caratterizzato da inverni miti e umidi con estati calde e secche, oltre ad essere influenzato dalle complesse caratteristiche orografiche appena descritte, è legato anche alla posizione delle regioni stesse, tra l'alta pressione subtropicale e le medie latitudini continentali.

La principale influenza sul clima, tuttavia, è esercitata dalla quasi chiusura del Mare Mediterraneo, che rappresenta di fatto una fonte di energia e umidità per la formazione dei cicloni (es. Trigo et al., 1999; Lionello et al., 2006a).

Come evidenziano Gabriele e Chiaravalloti (2012) le precipitazioni estreme devono essere inquadrare in un contesto meteorologico ampio. Esse infatti sono il risultato di un complesso processo di trasporto globale dell'umidità da parte dei flussi atmosferici, influenzato dall'orografia, pertanto devono essere interpretate come la conseguenza di meccanismi dinamici a grande scala e di processi locali a piccola scala in grado di innescare convezione profonda.

Nello studio dei fenomeni meteorologici ed in particolare delle precipitazioni, occorre sempre individuare la scala spaziale di riferimento. Orlanski (1975) ha pubblicato una razionale suddivisione delle scale dei processi atmosferici (Fig. 3.2) molto utilizzata nella definizione delle scale dei diversi fenomeni pluviometrici (ad es. Waymire et al., 1984).

Secondo Orlanski, infatti, i fenomeni atmosferici dalla macro alla microscala hanno bisogno di esser ulteriormente divisi in relazione alla scala spaziale e temporale.

La macroscala è caratterizzata da movimenti orizzontali compresi tra 2.000 e oltre 10.000 km, con una scala temporale dell'ordine del mese, ed è divisa in  $\beta$  e  $\alpha$ . In particolare la macroscala  $\beta$  ha una scala spaziale compresa tra 2.000 e 10.000 km, una scala temporale dell'ordine di più giorni ed è tipica delle onde barocline.

La mesoscala è caratterizzata da movimenti orizzontali compresi tra 2 e 2.000 km, con una scala temporale variabile tra l'ora e le settimane, ed è divisa in  $\alpha$ ,  $\beta$  e  $\gamma$ . In particolare la mesoscala  $\alpha$  è tipica degli uragani e dei fronti, interessa la scala spaziale compresa tra 200 e 2.000 km, una scala temporale dell'ordine dei giorni; la mesoscala  $\gamma$ , invece, interessa la scala spaziale compresa tra 2 e 10 km, una scala temporale dell'ordine delle ore ed è tipica dei temporali e dei piccoli effetti orografici.

La microscala, infine, interessa scale spaziali inferiori ai 2 km e scale temporali dell'ordine dei minuti o dell'ora, essa è divisa in  $\alpha$ ,  $\beta$  e  $\gamma$ . In

particolare la microscala  $\alpha$  è tipica dei tornado e delle convezioni profonde.

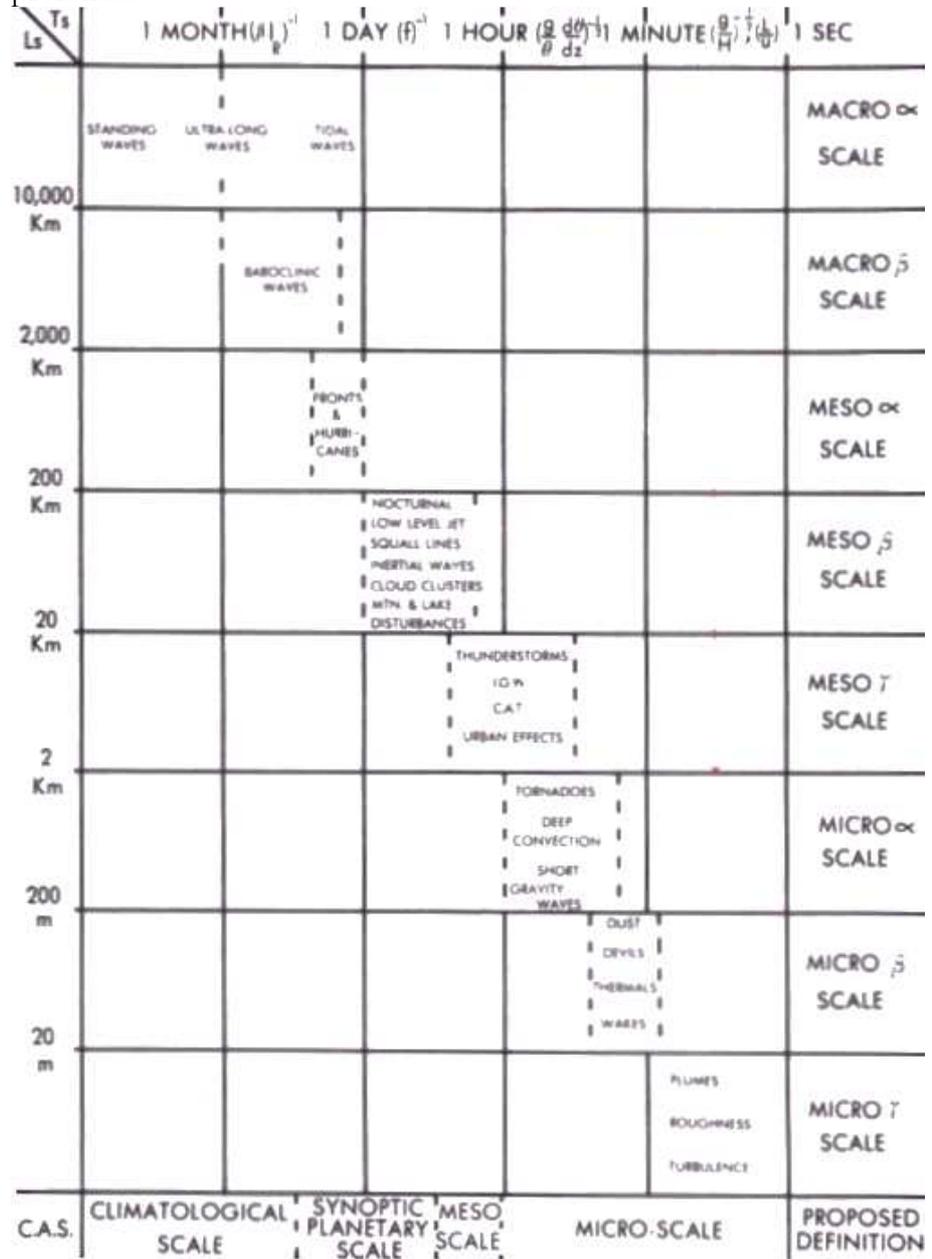


Figura 3.2 Definizione delle scale e dei differenti processi con indicazione delle caratteristiche spazio-temporali (Orlanski, 1975)

### 3.1 FONDAMENTI DI METEOROLOGIA

Alla base del processo di formazione delle precipitazioni ci sono diversi fenomeni che possono essere così sintetizzati (per es. Brutsaert, 2005; Moisello, 1999):

- esistenza di una zona di produzione di aria supersatura;
- formazione per condensazione di un aerosol (la nube) costituito da una massa d'aria prossima alla saturazione e da cristalli di ghiaccio e/o goccioline di dimensioni tali da essere mantenute in atmosfera dalla turbolenza;
- attivazione di un processo di condensazione, seguito da quello di coalescenza mediante il quale le gocce più grandi inglobano quelle più piccole, che porta ad ingrandire i cristalli di ghiaccio e/o le gocce presenti nella nube, fino a raggiungere una dimensione tale da vincere le spinte delle correnti d'aria e precipitare al suolo sotto forma di gocce di pioggia;
- l'apporto di altra aria umida nella zona dove si è verificato l'innesco del processo.

Nello studio della letteratura specialistica è frequente riscontrare la distinzione delle precipitazioni in stratiformi e convettive (per esempio Houze e Hobbs, 1982; Houze, 1997).

Un buon lavoro di sintesi e analisi bibliografica su questo punto è quello svolto da Gabriele e Chiaravalloti (2012), le principali caratteristiche delle due tipologie di precipitazioni indicate nel lavoro appena citato sono di seguito sintetizzate.

Le precipitazioni stratiformi sono generate dagli stratocumuli e si originano da moti ascensionali lenti che interessano scale spaziali piuttosto estese. Le piogge di questa tipologia sono caratterizzate da intensità generalmente non elevata che, tuttavia, prolungandosi per diversi giorni possono dare luogo a precipitazioni cumulate significative.

Le precipitazioni convettive, invece, sono generate da nubi denotate da un forte sviluppo verticale, ad esempio i cumulonembi, interessate da velocità verticali molto elevate al loro interno. Tipicamente la scala spaziale di riferimento va da qualche km a qualche centinaio di km per gli MCS e MCC (Sistemi Convettivi a Mesoscala e Complessi Convettivi a Mesoscala). Le precipitazioni appartenenti a questa tipologia sono caratterizzate da intensità più elevate rispetto a quelle delle piogge stratiformi, da una scala temporale dell'ordine dell'ora, da forte variabilità spaziale e temporale.

Non sempre, tuttavia, è possibile distinguere in maniera netta gli eventi stratiformi da quelli convettivi, spesso la genesi di un evento pluviometrico è di tipo misto, con un fronte abbastanza esteso di tipo stratiforme all'interno del quale si generano situazioni locali di tipo convettivo.

Nella maggior parte dei casi i fronti di precipitazione appaiono come l'aggregazione di regioni con maggiore intensità di pioggia (*rainbands*) aventi una scala spaziale dell'ordine di 1.000 – 10.000 km<sup>2</sup> (Waymire et al., 1984) per cui le strutture spaziali devono essere osservate a diverse scale. Willems (2001) descrive in maniera eccellente l'organizzazione spaziale delle precipitazioni, evidenziando che alle scale più piccole le celle di pioggia isolate formano l'ossatura delle strutture meteorologiche e sono inglobate in aree più vaste a mesoscala. Ad una scala più ampia, piccole aree a mesoscala formano dei cluster, inglobati in più estese aree a mesoscala con intensità di precipitazione più basse. Queste ultime, a loro volta, sono inserite in un sistema a scala sinottica a minore intensità di pioggia.

In Tabella 3.1 si riporta la sintesi delle caratteristiche dell'aggregazione spaziale delle precipitazioni in tipici cicloni extratropicali fornita da Waymire et al. (1984).

**Tabella 3.1 Sintesi delle strutture di pioggia osservate in tipici cicloni extratropicali (Waymire et al., 1984) – Come suggerito dagli autori, i numeri sono da intendersi come ordine di grandezza**

Storm Structure Characteristics	Extratropical Cyclone Systems (Synoptic)	Frontal Precipitation Areas or Rainbands	Cluster Potential (SMSA)	Rain Cells
Horizontal spatial scale, km <sup>2</sup>	> 10 <sup>4</sup>	10 <sup>3</sup> –10 <sup>4</sup>	10–10 <sup>3</sup>	10–50
Duration scale, hours	> 12	1.5–4	0.5–4	0.7
Air motions	stratiform	stratiform	convective	convective
Shape	concave	concave	irregular	convex
Precipitation intensity, mm/h	0.5	4	8	10–100
Motion	from east in northern hemispheres	with fronts	same as cells	with wind at midcell level

Alla base dei processi di precipitazione c'è sempre il sollevamento di masse d'aria umida. L'aria, infatti, riduce la sua capacità di trattenere

l'acqua al diminuire della temperatura. L'innalzamento delle masse d'aria, quindi, ne induce il raffreddamento e dà luogo alla pioggia.

Le forzanti che spingono verso l'alto l'aria possono essere differenti (es. Réménieras, 1965):

- la presenza di barriere orografiche che intercettano venti carichi di umidità;
- l'instabilità idrostatica, principale causa delle precipitazioni di tipo convettivo, che si innesca allorché una massa di aria umida si riscalda in prossimità del suolo e ha inizio un movimento di convezione;
- la convergenza di aria in una zona di bassa pressione che genera le precipitazioni di tipo ciclonico.

A seconda del tipo di meccanismo che innesca il processo di sollevamento dell'aria, si possono avere quindi differenti tipologie di precipitazioni. Brutsaert (2005), ad esempio, indica le seguenti principali tipologie con le relative caratteristiche:

- i cicloni extratropicali e i fronti. Essi sono il risultato dell'interazione di due masse d'aria contrastanti, che si vengono a trovare a contatto per effetto della circolazione generata dal riscaldamento differenziale delle diverse zone del pianeta (poli, equatore) e che conduce, alle medie latitudini, ad un'alternanza di aree ad alta e bassa pressione. In particolare si parla di fronte freddo quando l'area più fredda si sposta e si muove sotto aria relativamente più calda, di fronte caldo nel caso opposto. La stabilità dell'area calda determina il tipo di precipitazione nei fronti freddi, se l'aria calda è stabile le nubi sono di tipo stratiformi, se l'aria calda è instabile le nubi sono di tipo cumuliformi e le precipitazioni di tipo convettivo. I fronti caldi si muovono più lentamente di quelli freddi e non sono ben definiti. Quando l'aria calda, nell'avvicinamento alla massa d'aria frontale, è umida e stabile, si generano nubi di diverso tipo e le precipitazioni si incrementano gradualmente. Quando invece l'aria è umida e instabile si osservano prevalentemente cumulonembi e altocumuli, spesso associati a temporali. L'interfaccia tra masse d'aria contrastanti tende a diventare instabile e per effetto della rotazione terrestre spesso evolve in flussi a spirale chiamati cicloni. Con tale termine si indica un'area estesa di bassa pressione generalmente accompagnata da nubi e precipitazioni. Con il termine anticiclone, invece, si indica una zona di alta pressione

associata al bel tempo. I cicloni frontali dominano la genesi delle precipitazioni nelle medie e alte latitudini, specialmente nella stagione fredda, interessando una scala spaziale dell'ordine dei  $10^3$  km;

- eventi convettivi extratropicali. Essi sono generati da condizioni di instabilità atmosferica in grado di dare vita a sistemi convettivi con un moto quasi vorticoso che interessa diverse scale spaziali. Sotto condizioni atmosferiche favorevoli, questi sistemi possono evolvere in temporali costituiti: da una singola cella temporalesca che interessa pochi chilometri; da più celle temporalesche, parti di un più ampio sistema convettivo a mesoscala, che interessano scale spaziali dell'ordine dei 50-500 km. I sistemi convettivi a mesoscala possono essere organizzati lungo una linea di instabilità caratterizzata da una stretta fascia convettiva interessata da brevi e improvvise raffiche di vento, oppure come Complessi Convettivi a Mesoscala, che rappresentano il principale meccanismo delle precipitazioni intense alle medie latitudini durante la stagione calda;
- sistemi tropicali stagionali, tipici delle zone subtropicali ed equatoriali e responsabili delle piogge tropicali;
- sistemi convettivi tropicali a larga scala. Si tratta di sistemi a bassa pressione ben sviluppati di origine oceanica che associati a venti forti e precipitazioni intense possono percorrere grandi distanze fino ad interessare le zone costiere, causando serie conseguenze.

Nel Mediterraneo è possibile distinguere due tipologie di eventi principali: gli eventi frontali (es. Waymire et al., 1984; Holton, 1992; Petterssen, 1956, Trigo et al. 1999; Gabriele e Chiaravalloti, 2012), che costituiscono la struttura meteorologica predominante e che in genere producono eventi estremi ordinari con precipitazioni che interessano superfici abbastanza estese ( $10^3$ - $10^4$  km<sup>2</sup>); le celle temporalesche isolate (es. Waymire et al., 1984; Willems, 2001; Gabriele e Chiaravalloti, 2012), tipicamente associate ai temporali estivi, che riguardano una scala spaziale molto più contenuta (10-50 km<sup>2</sup>).

A queste due strutture meteorologiche se ne aggiunge una terza, molto più rara, nota con il termine "*medicane*" o uragani mediterranei che ha origine a mare sotto particolari condizioni termofisiche e genera precipitazioni eccezionali su superfici dell'ordine di  $10^2$ - $10^3$  km<sup>2</sup> (es. Reale e Atlas, 2001).

### 3.1.1 Eventi frontali

Nell'ambito del Mediterraneo la struttura meteorologica dominante è sicuramente la ciclogenesi di tipo baroclina (es. Holton, 1992; Petterssen, 1956, Trigo et al., 1999; Gabriele e Chiaravalloti, 2012).

In questo caso il sollevamento delle masse di aria umida è dovuta alla dinamica dei fronti, conseguenza dell'instabilità baroclina, e alla dinamica della vorticità potenziale (Gabriele e Chiaravalloti, 2012) così come già descritto in precedenza (cfr. § 3.1).

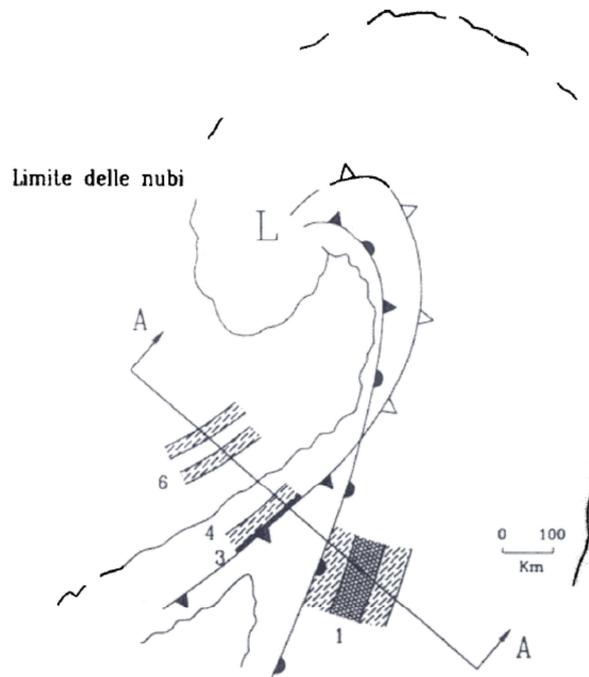
Le precipitazioni interessano aree abbastanza estese, dell'ordine dei 10.000 km<sup>2</sup> (Waymire et al. 1984) e hanno una durata anche di più giorni. All'interno di questa tipologia di strutture meteorologiche sono spesso distinguibili delle celle o degli aggregati di celle caratterizzate da maggiore intensità di precipitazione (es. Waymire et al., 1984; Willems, 2001).

Al passaggio di fronti freddi si possono associare due tipologie di strutture, così come descritte da Bacchi e Conati (1996):

- bande parallele alla linea del fronte freddo, aventi una lunghezza di qualche centinaio di chilometri a fronte di una larghezza di pochi chilometri. Il sollevamento repentino delle masse d'aria calda generano precipitazioni abbondanti, anche dell'ordine dei 100 mm/h, con un durata limitata a pochi minuti.
- formazione di bande di larghezza maggiore (qualche decina di km), in posizione arretrata rispetto alle bande a cavallo del fronte, accompagnate da precipitazioni meno intense (1-10 mm/h) di durata dell'ordine dell'ora.

Sempre Bacchi e Conati (1996), prendendo spunto dai lavori di Hobbs e Locatelli (1978) e di Houze et al. (1976) evidenziano che i fronti caldi sono generalmente associati a precipitazioni stratiformi organizzate in strutture a banda, distanti tra loro qualche decina di km e aventi estensioni dell'ordine dei 50-100 km. Le precipitazioni associate a questo tipo di strutture non sono particolarmente intense (1-10 mm/h) e hanno durate dell'ordine dell'ora.

Molto esplicitiva è l'immagine (Figura 3.3) tratta da Bacchi e Conati (1996) che hanno ridisegnato alcune immagini tratte da Houze e Hobbs (1982).



STRUTTURE SINOTTICHE	
L	CENTRO DI BASSA PRESSIONE
	FRONTE FREDDO
	FRONTE CALDO
	FRONTE OCCLUSO

TIPI DI BANDE ALLA MESOSCALA	
1	FRONTE CALDO
3	FRONTE FREDDO (strette)
4	FRONTE FREDDO (larghe)
6	FRONTE FREDDO (post-frontali)

SEZIONE A-A

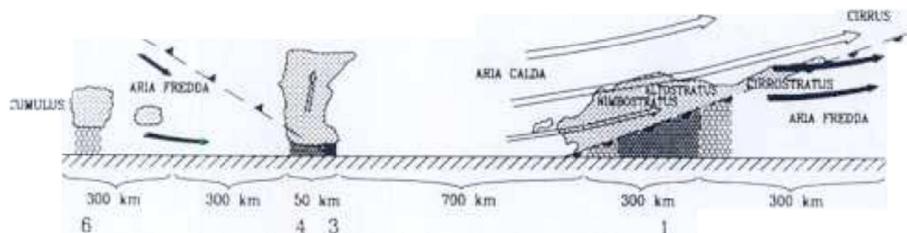
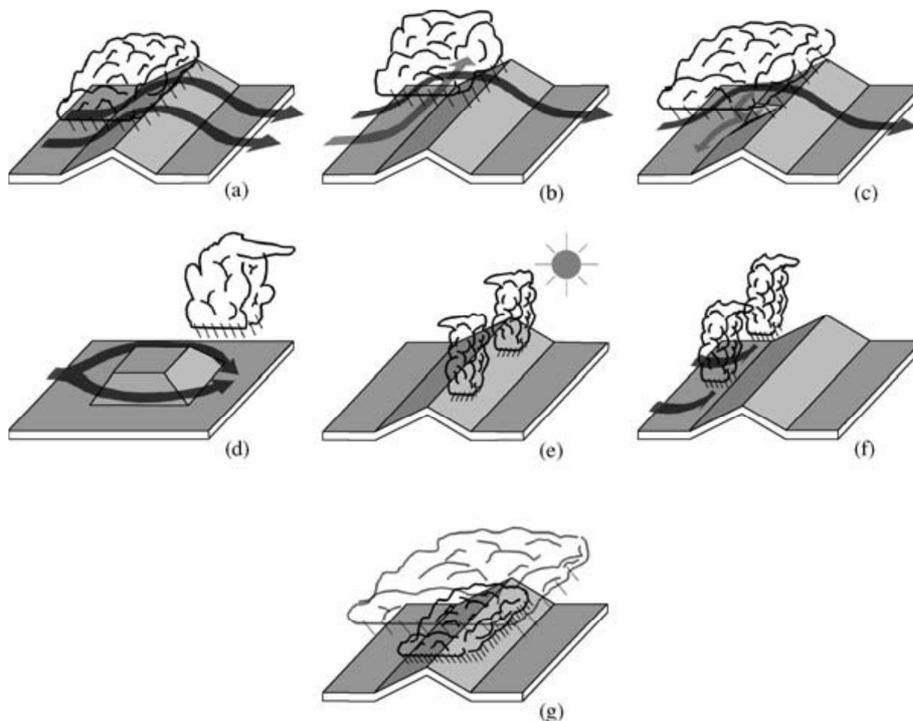


Figura 3.3 Strutture tipiche dei campi di pioggia negli eventi frontali (immagine di Houze e Hobbs, 1982 ridisegnata da Bacchi e Conati, 1996)

La presenza delle barriere orografiche influenza in maniera preponderante la distribuzione spaziale delle precipitazioni. L'effetto delle barriere può essere diretto o indiretto (Roe, 2005). È diretto quando l'orografia induce il sollevamento delle masse d'aria dando vita alle precipitazioni orografiche. È indiretto quando favorisce il rilascio di instabilità e l'insnesco di convezione.

Roe (2005) ha presentato sette meccanismi differenti in grado di generare precipitazioni orografiche (Fig. 3.4).



**Figura 3.4** Illustrazione schematica dei differenti meccanismi di precipitazione orografica (Roe, 2005)

Nella figura precedente:

- il meccanismo “a” è quello più comune, cioè quello mediante il quale l'aria viene sollevata meccanicamente per effetto della presenza dell'orografia dando luogo a precipitazioni sul versante sopravvento, che cessano sul versante sottovento per effetto della riduzione del contenuto di umidità conseguente alla pioggia, e del riscaldamento conseguente alla discesa;

- il meccanismo “b” prevede il blocco parziale degli strati più bassi del flusso, ciò può verificarsi quando l’atmosfera è molto stabile oppure quando il vento non è sufficientemente forte;
- il meccanismo “c” si verifica quando l’evaporazione della pioggia raffredda l’aria dalla quale è precipitata e provoca un forte vento verso valle;
- il meccanismo “d” si verifica in presenza di montagne di ridotta estensione, in questi casi la massa d’aria umida tende ad aggirare il rilievo, provocando precipitazioni sul versante sottovento;
- il meccanismo “e” è quello che si verifica quando la convezione è innescata dal gradiente termico tra vetta e valle;
- il meccanismo “f” indica un sistema di piogge convettive indotte dal rilascio di instabilità;
- il meccanismo “g” indica il meccanismo *seeder-feeder*.

### 3.1.2 Celle temporalesche isolate

Nelle zone a clima temperato, tipo quello mediterraneo, è frequente osservare, in particolar modo nella stagione calda, la formazione di eventi atmosferici caratterizzati da una ridotta scala spaziale, i temporali, che per questo motivo vengono spesso indicati come temporali estivi.

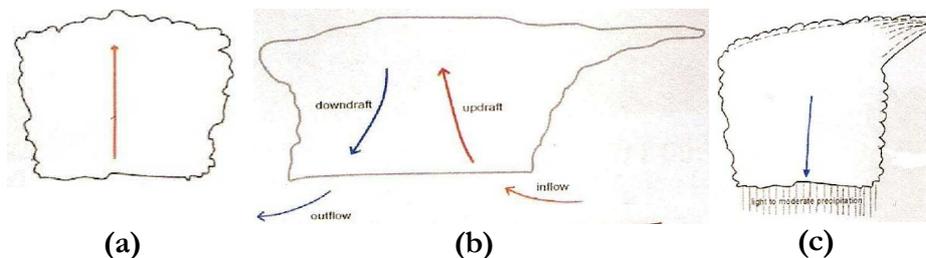
Tale tipologia di eventi ha genesi convettiva, essa infatti è denotata da una o più nuvole cumuliformi (cumulonembi) generate dalla convezione di atmosfera carica di vapore d’acqua, resa instabile dal riscaldamento in prossimità del suolo. La struttura meteorica di questi eventi, infatti, può essere formata da una sola cella isolata o da più celle raggruppate, ciascuna delle quali ha una scala spaziale di riferimento dell’ordine di qualche chilometro, in accordo con Waymire et al. (1984).

Moisello (1999) evidenzia che la vita di una cella è di circa mezz’ora, ma il temporale può durare anche diverse ore giacché le celle si succedono una dietro l’altra. Le diverse fasi di formazione delle celle sono le seguenti:

- formazione e sviluppo del cumulo, dovuta all’innalzamento di aria calda nell’atmosfera instabile che porta alla formazione della nube per condensazione del vapore d’acqua. La nube raggiunge quote molto alte, con velocità crescenti, alimentata da aria proveniente prevalentemente dal basso e in parte dai lati;

- una volta che le goccioline si sono ingrandite al punto da vincere le spinte verso l'alto, ha inizio la precipitazione e si passa alla fase della “maturità”. Durante questa fase le gocce di pioggia, nel precipitare, danno luogo ad una corrente verso il basso, innescata dal trascinamento dell'area sottostante;
- nel corso del fenomeno la corrente ascendente tende a cessare fino ad arrestarsi completamente. A questo punto ha inizio l'ultima fase, quella della dissipazione, caratterizzata dal moto verso il basso dell'aria della nube in conseguenza del quale il vapore d'acqua restante evapora e la nube si dissolve.

La Figura 3.5, tratta da Gabriele e Chiaravalloti (2012) riporta schematicamente il ciclo vitale di un cumulonembo.



**Figura 3.5** Schematizzazione del ciclo vitale di un cumulonembo: a) fase di sviluppo; b) fase matura; c) fase di dissipazione (da Gabriele e Chiaravalloti, 2012)

A causa della genesi di questa tipologia di precipitazione, le aree interessate mostrano intensità istantanea e media caratterizzata da un'elevatissima variabilità nel tempo, potendo variare tra 10 e 100 mm/h nell'arco di qualche minuto, e nello spazio, con l'alternanza di scrosci temporaleschi e vaste aree caratterizzate da assenza di pioggia (Bacchi e Conati, 1996). Proprio l'estrema variabilità spaziale che accompagna gli eventi di origine convettiva, associata alla scarsa densità di punti di misura che caratterizza alcune reti pluviometriche, fanno sì che gli eventi di questa natura possano sfuggire alle osservazioni pluviometriche (Bacchi e Conati, 1996).

Le celle temporalesche isolate, interessando aree di piccolissima estensione, sono di grande interesse per i bacini urbani e per piccoli bacini montani.

### 3.1.3 Uragani mediterranei

Alle due strutture meteorologiche già descritte (eventi frontali e celle temporalesche isolate), che rappresentano sicuramente la maggior parte delle precipitazioni che interessano l'area del Mediterraneo, se ne aggiunge una terza, molto più rara, nota con la locuzione di “uragani mediterranei”, che solo negli ultimi anni si è scoperta essere possibile (es. Reale e Atlas, 2001; Pytharoulis' et al, 2000).

Nella letteratura scientifica degli ultimi anni tale tipologia di eventi è indicata con il termine “*Medicane*” (es. Tous e Romero, 2011, 2012), in pratica si tratta di cicloni a cuore caldo sviluppati sul Mare Mediterraneo con caratteristiche analoghe ai cicloni tropicali.

Essi hanno origine a mare, sotto particolari condizioni termofisiche e generano precipitazioni eccezionali su superfici dell'ordine di  $10^2$ - $10^3$  km<sup>2</sup>.

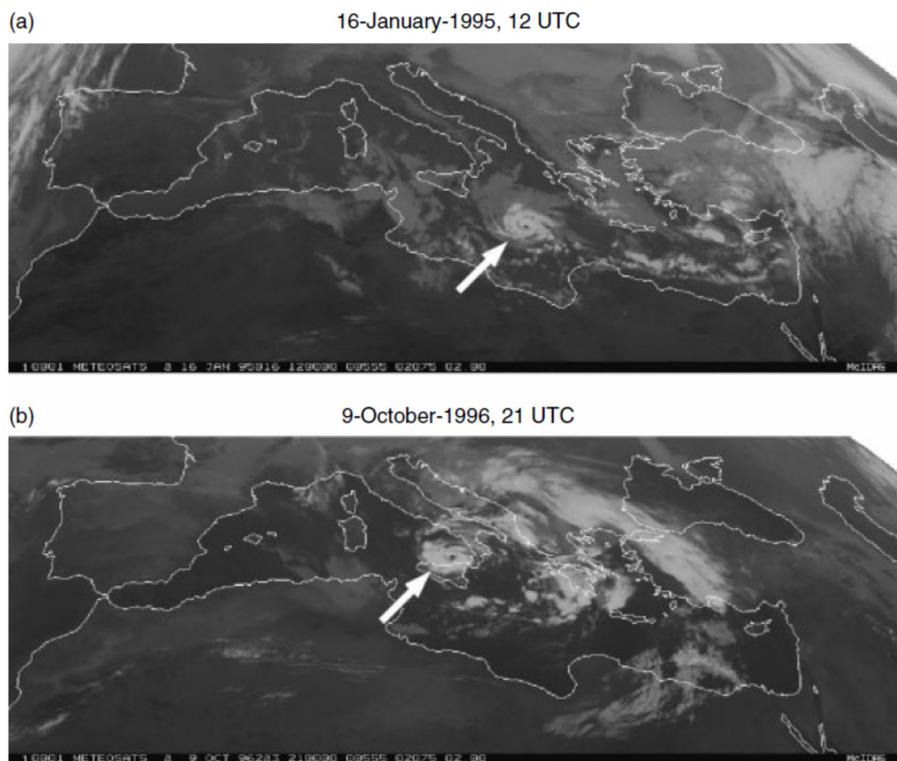


Figura 3.6 Alcuni *medicane*s osservati dal satellite Meteosat (immagine da Tous e Romero, 2012)

Emanuel (2005) ha dimostrato che un raffreddamento dal basso verso l'alto sul Mediterraneo può portare alla formazione di una forte ciclogenesi in un modello assialsimmetrico, mostrando così che l'instabilità baroclina non è necessaria durante le fasi mature degli uragani mediterranei.

Diversi autori (es: Reale and Atlas, 2001; Moscatello et al., 2008; Pytharoulis' et al, 2000) hanno analizzato, anche attraverso immagini radar, da satellite e simulazioni numeriche, le principali caratteristiche che accomunano diversi eventi occorsi nel Mediterraneo: scala spaziale dell'ordine delle centinaia di km, precipitazioni abbondanti, vento forte, temperatura del mare intorno ai 26.5°C (anche se Tous e Romero hanno verificato il manifestarsi di eventi anche con una temperatura del mare di poco superiore a 15° C), ciclogenesi convettiva legata solo marginalmente ad instabilità di origine baroclina ed in maniera preponderante a scambi di calore tra superficie del mare e atmosfera, con un inizio caratterizzato da un ambiente convergente nei livelli più bassi e divergente in quelli superiori; perfetto allineamento tra il minimo geopotenziale alle diverse quote e il punto di minimo della pressione a livello del mare; la struttura verticale con un occhio centrale calmo circondato da nuvole con un *pattern* approssimativamente assialsimmetrico centrato nel punto di minimo; un'anomalia calda nella bassa troposfera con centro nel punto di minimo della pressione a livello del mare inserita in un'anomalia fredda a scala più grande; variazione repentina della velocità e/o della direzione del vento lungo l'asse orizzontale (*wind shear*) nella media e alta troposfera.

Negli ultimi anni la tipologia di fenomeno sopra descritta è stata oggetto di diversi studi: Emanuel (2005), Moscatello et al. (2009), Miglietta et al. (2008, 2011), Tous et al. (2012) hanno condotto studi sulla genesi e il mantenimento degli uragani mediterranei, con particolare riguardo al ruolo degli scambi di calore tra superficie del mare e atmosfera. Davolio et al (2009) si sono anche soffermati sulla possibilità di prevedere eventi del tipo considerato mentre Conte et al. (2011) hanno presentato un confronto tra diversi indici di instabilità per lo studio della profonda convezione che caratterizza tale tipologia di fenomeni meteorologici.

Le particolari caratteristiche dei *medicane* rendono complicata la loro individuazione. Ciò sembra possibile soltanto attraverso l'analisi di dati meteorologici ad alta risoluzione e fitte osservazioni marine. Per poter individuare le aree a maggior rischio di formazione di questa tipologia di eventi occorre caratterizzare le particolari condizioni che l'ambiente

meteorologico deve soddisfare per la loro formazione e conservazione. Tous e Romero (2011, 2012) hanno trovato alcuni parametri che come per i cicloni tropicali giocano un ruolo importante per la genesi dei *medicanes*: elevata umidità relativa nella media-troposfera, contributo diabatico significativo al livello superficiale equivalente alla temperatura potenziale, valori bassi della variazione di velocità del vento nella troposfera. Gli stessi lavori hanno inoltre testato alcuni indici di origine empirica.

Negli ultimi trent'anni, nel Mediterraneo sono stati registrati oltre trenta eventi con caratteristiche analoghe ai cicloni tropicali. L'elenco (Tab. 3.2) e le relative immagini da satellite sono disponibili al sito <http://www.uib.es/depart/dfs/meteorologia/METEOROLOGIA/MEDICANES/> del gruppo di meteorologia del Dipartimento di Fisica dell'Università delle Isole Baleari.

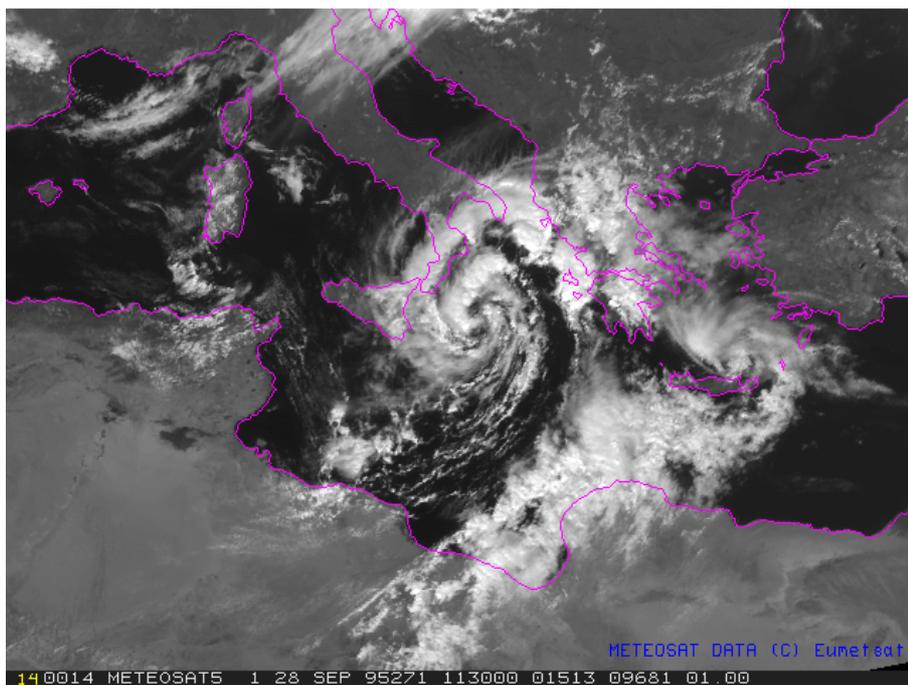


Figura 3.7 Evento del 28.09.95 visto dal satellite Meteosat (immagine tratta dal sito <http://www.uib.es/depart/dfs/meteorologia/METEOROLOGIA/MEDICANES/>)

**Tabella 3.2** Elenco dei *Medicane* disponibile al sito del Dipartimento di Fisica dell'Università delle Isole Baleari (<http://www.uib.es/depart/dfs/meteorologia/METEOROLOGIA/MEDICANES/>). L'area del Mediterraneo è divisa in: occidentale (W), centrale (C), orientale (E).

Evento	Inizio	Fine	Area di evoluzione
26/01/82			C
28/09/83	27/09	30/09	C
30/12/84	28/12	01/01	C
18/09/85	17/09	18/09	C
28/10/85	26/10	29/10	W
14/12/85	13/12	16/12	C
02/10/86	30/09	03/10	W
05/10/89	04/10	07/10	E
22/08/90	22/08	24/08	C
14/10/92	12/10	16/10	C
23/10/94	21/10	25/10	C-E
16/01/95	14/01	18/01	C
28/09/95	27/09	29/09	C
12/09/96	11/09	13/09	W
07/10/96	06/10	11/10	W-C
10/12/96	08/12	11/12	W
26/09/97	24/09	28/09	C-E
09/09/00	07/09	11/09	E
09/10/00	07/10	10/10	C
27/05/03	25/03	28/05	W
17/09/03	15/09	19/09	C
28/09/03	27/09	29/09	C
18/10/03	17/10	19/10	W
03/11/04	02/11	05/11	C
15/12/05	13/12	16/12	C-E
01/02/06	31/01	03/02	C
26/09/06	25/09	28/09	C
22/03/07	19/03	23/03	C
16/10/07			C
18/10/07	16/10	18/10	W
26/10/07	25/10	27/10	W
27/09/08			E

I grafici che seguono riportano il numero degli eventi in relazione al mese di inizio. Appare evidente che la maggior parte degli eventi, quasi il 66 %, si sono attivati tra settembre e ottobre. Questi mesi, infatti, risultano i mesi preferiti dallo sviluppo dei *medicane*, probabilmente a causa della temperatura della superficie del mare particolarmente

favorevole. È interessante osservare tuttavia che un numero significativo di eventi si verifica anche nel bimestre dicembre – gennaio (quasi il 22%), quando la temperatura del mare è generalmente più bassa.

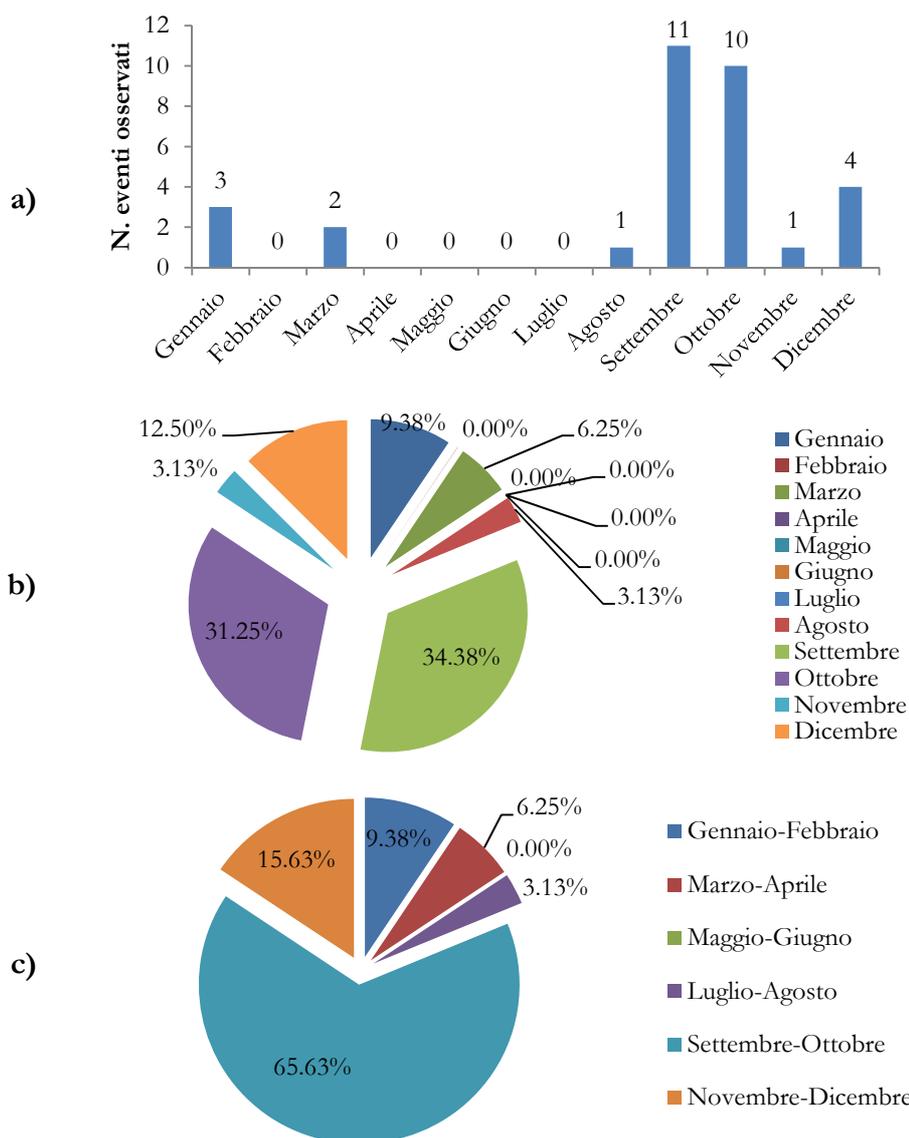


Figura 3.8 Distribuzione degli eventi tra i diversi mesi in cui hanno inizio i medicane in tabella 3.2, in termini numerici (a), percentuali (b), percentuali sui bimestri (c)

### 3.2 INDICI METEOROLOGICI

La propensione di una data configurazione atmosferica a generare precipitazioni può essere analizzata mediante gli indici meteorologici.

In particolare si possono utilizzare sia indici capaci di caratterizzare la dinamica dell'atmosfera, sia la sua termodinamica.

I primi (indici stratiformi) tengono conto della possibilità di sviluppo di eventi associati a frontogenesi e instabilità dinamica, in questa tipologia di indici rientrano il flusso di vapore d'acqua integrato verticalmente (VIMF) e la divergenza del vettore  $Q$  (DQ).

I secondi (indici convettivi) permettono di valutare la presenza di instabilità potenziale, a questa tipologia di indici meteorologici appartiene l'energia potenziale convettiva disponibile (CAPE).

Una buona descrizione del significato e delle definizioni dei suddetti indici è contenuta nel lavoro di Gabriele e Chiaravalloti (2012), al quale si è fatto riferimento per la stesura del presente paragrafo.

#### 3.2.1 Divergenza del vettore $Q$ (QD)

La divergenza del vettore  $Q$  (QD) può essere utilizzata per valutare la presenza di instabilità dinamica (Hoskins et al., 1978; Hoskins e Pedder, 1980; Jusem e Atlas, 1998) associata a frontogenesi o precipitazioni stratiformi.

Le componenti del vettore  $Q$  sono così definite:

$$\vec{Q} = (Q_x, Q_y)$$

$$Q_x = -\frac{R}{\rho} \frac{\partial v_g}{\partial x} \nabla \Gamma \quad Q_y = -\frac{R}{\rho} \frac{\partial v_g}{\partial y} \nabla \Gamma \quad (3.1)$$

dove  $v_g$  è il vento geostrofico, che su una superficie isobarica è dato da:

$$v_g = \left( -\frac{1}{f} \left( \frac{\partial \Phi}{\partial y} \right)_p, -\frac{1}{f} \left( \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right)_p \right) \quad (3.2)$$

Secondo Hoskins et al. (1978), trascurando la variazione del parametro di Coriolis con la latitudine, la divergenza del vettore  $Q$  è fornita da:

$$\left( \sigma \nabla^2 + f_0 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = -2 \nabla \cdot Q \quad (3.3)$$

in cui  $\omega$  è la velocità verticale.

Valori di  $\nabla \cdot \mathbf{Q} > 0$  sono associati a condizioni di stabilità, mentre valori di  $\nabla \cdot \mathbf{Q} < 0$  indica un moto verticale della massa d'aria e quindi instabilità.

### 3.2.2 Flusso di vapore d'acqua integrato verticalmente (VIMF)

Per analizzare la possibilità di sviluppo e alimentazione della convezione, uno dei parametri più importanti da esaminare è il trasporto di umidità in atmosfera.

Il trasporto complessivo dell'umidità in atmosfera è ben descritto dal flusso di vapore d'acqua integrato verticalmente (VIMF) definito dall'espressione 3.4 (Rasmusson, 1967, 1968; Rudari et al., 2005):

$$\vec{Q} = (Q_u, Q_v) = -\frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_t} q \vec{V} dp \quad (3.4)$$

nella quale:

- $Q_u$  e  $Q_v$  sono, nell'ordine, le componenti est-ovest e nord-sud del flusso di vapore misurato in  $[\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}]$ ;
- $g$  è l'accelerazione di gravità;
- $q = q(x, y)$  è l'umidità specifica in  $[\text{kg kg}^{-1}]$ ;
- $\vec{V} = (u(x, y), v(x, y))$  è il vento in  $[\text{m/s}]$  ai diversi livelli di pressione;
- $p_s$  e  $p_t$  sono le pressioni al suolo e al top dell'atmosfera.

La precedente equazione può essere discretizzata e risolta conoscendo i valori di vento e umidità su una griglia discreta, in tal caso l'equazione 3.4 diventa:

$$\begin{aligned} \vec{Q} &= -\frac{1}{g} \sum_k \overline{q_k \vec{V}_k} \Delta p_k \\ &= -\frac{1}{g} \sum_k \left( \frac{q_{k-1} \vec{V}_{k-1} + q_k \vec{V}_k}{2} \right) (p_{k-1} - p_k) \end{aligned} \quad (3.5)$$

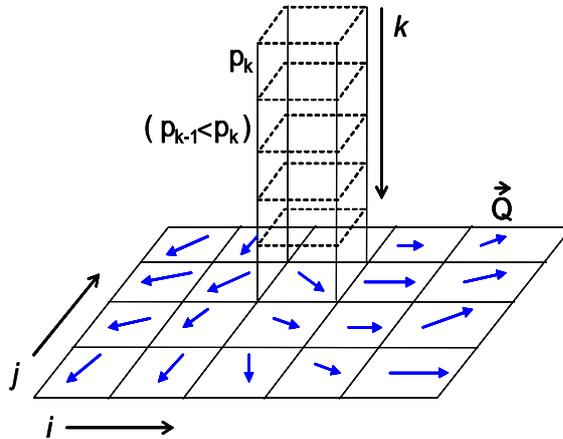


Figura 3.9 Schema dei campi di flusso organizzati in griglie discrete (ixj) ai diversi livelli k di pressione (immagine tratta da Gabriele e Chiaravalloti, 2012)

### 3.2.3 Energia Potenziale Convettiva Disponibile (CAPE)

L'energia potenziale convettiva disponibile (CAPE) rappresenta l'ammontare dell' "energia di galleggiamento" disponibile per accelerare le particelle.

Valori elevati del CAPE corrispondono ad una forte instabilità termodinamica e sono generalmente associati agli eventi estremi di tipo convettivo.

Tale indice è valutato considerando la "Lifted Parcel Theory" (Manzato e Morgan, 2003) e la sua formulazione è la seguente:

$$CAPE = g \int_{LFC}^{EL} \frac{T_p - T_e}{T_e} dz \cong g \sum_{LFC}^{EL} \frac{T_p - T_e}{T_e} \quad (3.6)$$

nella quale  $T_p$  e  $T_e$  sono le temperature virtuali (Doswell e Rasmussen, 1994), rispettivamente di sollevamento delle particelle e dell'ambiente. L'integrale è esteso tra il livello di convezione libera (LFC) e il livello di equilibrio (EL).

## 4 NUOVO APPROCCIO METODOLOGICO PER LA STIMA DELLE PRECIPITAZIONI ESTREME

Nelle serie storiche dei massimi annuali delle piogge giornaliere si osservano eventi caratterizzati da valori estremamente più elevati rispetto agli altri della serie cui appartengono.

Essi sembrano provenire da un'altra popolazione di dati, generata da strutture meteorologiche di natura diversa da quella che hanno generato i restanti valori della serie storica.

Per questo motivo i massimi annuali delle piogge giornaliere non possono essere considerati variabili indipendenti ed identicamente distribuite.

Come descritto al capitolo 2, il modello VAPI superava tale evidenza mediante l'utilizzo della distribuzione TCEV (Rossi et al., 1984) e procedendo all'individuazione, su base puramente statistica, della componente ordinaria e di quella straordinaria.

Il presente lavoro, in accordo con Willems (2000), cerca di superare tale approccio, procedendo all'individuazione a priori dei massimi delle serie storiche generati dalle diverse tipologie di eventi che si possono verificare nel Mediterraneo.

In questo modo sembra possibile individuare, per ciascun sito, tre distinte serie storiche, una per ogni tipologia di evento, da potersi considerare omogenee rispetto al meccanismo meteorologico generante e indipendente dalle altre.

Identificate tali serie, si possono utilizzare modelli adatti a descrivere serie omogenee come la distribuzione di Gumbel o la distribuzione di potenza del valore estremo (*Power Extreme Value*) o PEV (Villani, 1993).

Il nuovo approccio metodologico per la stima dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere (De Luca et al., 2010) ad assegnato periodo di ritorno, quindi, si basa su:

- caratterizzazione, per ciascuno dei massimi annuali delle piogge giornaliere occorsi nel passato, della struttura meteorologica che li ha generati (eventi frontali, celle temporalesche isolate e uragani mediterranei);

- individuazione, in ciascun sito, di tre serie omogenee rispetto agli eventi meteorologici generanti, una relativa agli eventi frontali, una relativa alle celle temporalesche isolate ed una relativa agli uragani mediterranei;
- utilizzo di distribuzioni probabilistiche adatte a descrivere serie omogenee.

In questo modo si possono individuare su base fisica le diverse componenti che generano estremi che in precedenza erano individuate su base puramente statistica. Un approccio di questo tipo è stato già proposto da Willems (2000) che ha associato due differenti distribuzioni esponenziali, una alle altezze di pioggia generate da celle convettive, ed una alle altezze di pioggia di origine ciclogenetica o frontogenetica.

#### 4.1 INDIVIDUAZIONI A PRIORI DELLE SERIE OMOGENEE

La procedura per l'individuazione a priori delle serie omogenee tende alla ricerca, all'interno delle serie storiche, dei massimi annuali delle piogge giornaliere generati dalle tre differenti strutture meteorologiche.

A tal fine, per non aggravare eccessivamente l'onere computazionale, si possono preliminarmente individuare gli eventi potenzialmente classificabili come celle temporalesche isolate o uragani mediterranei.

Il criterio adottato è quello basato sul valore del rapporto tra il massimo annuale in un dato anno e in una data stazione e la media dei massimi annuali nella stessa stazione. In questo modo si possono definire delle soglie al di sopra delle quali gli eventi necessitano di ulteriori approfondimenti.

A questo punto per gli eventi individuati si può procedere allo studio dei campi di precipitazione giornaliera registrati in una determinata area nel giorno in cui si è verificato l'evento.

Per il tracciamento dei campi di precipitazione il metodo di interpolazione più utilizzato è sicuramente quello della media pesata con l'inverso della distanza (es. Garcia et al., 2008) e il *kriging* ordinario (es. Prudhomme e Reed, 1999).

Altri metodi di interpolazione sono stati esaminati da Garcia et al. (2008), ma la loro implementazione non sempre è immediata e la loro affidabilità va sempre verificata caso per caso, anche in relazione alla densità dei punti di misura.

Tracciati i campi di precipitazione giornaliera relativi a ciascun evento, si può procedere alla loro caratterizzazione analizzando le configurazioni spaziali dei campi di pioggia e tenendo conto delle caratteristiche spaziali delle singole tipologie di eventi.

I *medicane*, ad esempio, sono caratterizzati da una ridotta scala spaziale, da una forte persistenza delle precipitazioni, che si riducono procedendo verso l'entroterra, dalla prossimità al mare e dalla stagione di occorrenza (cfr. § 3.1.3).

Le celle temporalesche isolate sono caratterizzate da una forte variabilità spaziale, da una ridotta estensione delle aree investite, dalla rapida decadenza delle precipitazioni con la distanza.

Individuati gli eventi appartenenti alle due succitate tipologie, i restanti eventi possono essere considerati appartenenti alla tipologia degli eventi frontali.

Nella caratterizzazione degli eventi sarebbe molto utile poter disporre anche di informazioni di carattere meteorologico, tuttavia, ciò è possibile soltanto da qualche anno a questa parte. Difficilmente, invece, si può disporre delle informazioni meteo relative agli eventi più vecchi.

#### 4.1.1.1 Interpolazione IDW

Il metodo di interpolazione basato sull'inverso della distanza si può formalizzare mediante la seguente espressione (es. Garcia et al., 2008):

$$P_i = \frac{1}{W_i} \cdot \sum_{n=1}^{m>n} w_{i,n} \cdot P_n \quad (4.1)$$

che permette di stimare il valore del campo di pioggia nel punto  $p_i$  di coordinate  $(x_i, y_i)$  in funzione delle precipitazioni note  $(p_n)$  nelle  $m$  stazioni adiacenti.

Nella precedente espressione con  $w_{i,n}$  è indicato il peso della stazione  $n$ -esima, dato dalla seguente relazione:

$$w_{i,n} = \left[ c_x \cdot (x_i - x_n)^k + c_y \cdot (y_i - y_n)^k + c_z \cdot (z_i - z_n)^k \right]^{-1} \quad (4.2)$$

nella quale  $\{c_x, c_y, c_z\}$  permettono di tenere conto di eventuali anisotropie del campo, dovute ad esempio all'influenza dell'orografia, e assumono i valori  $\{1, 1, 0\}$  nel caso di campo orizzontale isotropo.

$W_i$  è il fattore di normalizzazione, dato dalla seguente espressione:

$$W_i = \sum_{n=1}^{m>n} w_{i,n} \quad (4.3)$$

Generalmente come esponente  $k$  dell'equazione 4.2 viene utilizzato il valore 2.

#### 4.1.1.2 *Kriging ordinario*

Alla base delle tecniche geostatistiche c'è il concetto di campo spaziale casuale. Con tale locuzione si indica un campo spaziale nel quale i valori in ogni punto assumono valori casuali, distribuiti secondo una distribuzione di probabilità, e possono dipendere o meno dai valori assunti dal campo nei punti circostanti (es. Journel e Huijbregts, 1978; Furcolo, 20XX).

La stima dei valori di un campo spaziale casuale può essere svolta ricorrendo ad una famiglia di stimatori che va sotto il nome di *kriging*.

In questa famiglia rientra anche il *kriging* ordinario che assume le seguenti ipotesi:

- stazionarietà al primo momento, cioè valore medio puntuale indipendente dallo spazio;
- stazionarietà intrinseca al secondo momento, cioè esistenza e completa definizione del semi-variogramma;
- media incognita.

Appare utile ricordare che il semi-variogramma è espresso analiticamente dalla seguente relazione:

$$\gamma(h) = \text{Var}[Z(s+h) - Z(s)] \quad (4.4)$$

nella quale  $Z(s)$  e  $Z(s+h)$  sono i valori assunti dal campo, rispettivamente, nel sito  $s$  e nel sito  $s+h$ .

La forma dello stimatore *kriging* ordinario è la seguente:

$$\widehat{Z}_{OK}(s_0) = \sum_{i=1}^n \Lambda_i \cdot Z(s_i) \quad (4.5)$$

dove i coefficienti  $\Lambda_i$  si ottengono minimizzando la varianza dell'errore di stima:

$$\begin{aligned} & \text{Var}[Z(s_0) - \widehat{Z}_{OK}(s_0)] = \\ & = - \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \Lambda_i \cdot \Lambda_j \cdot \gamma(s_i - s_j) + 2 \sum_{i=1}^n \Lambda_i \cdot \gamma(s_i - s_0) \end{aligned} \quad (4.6)$$

con il vincolo:

$$\sum_{i=1}^n \Lambda_i = 1 \quad (4.7)$$

Si è in presenza quindi di un problema di minimizzazione vincolata, risolvibile con il metodo dei moltiplicatori di Lagrange.

## 4.2 MODELLI PROBABILISTICI POISSONIANI PER LE SINGOLE SERIE

Secondo Rossi et al. (1984), i massimi annuali delle piogge giornaliere possono essere modellati mediante il modello del massimo di un processo Poissoniano composto (Snyder, 1975).

Definita la variabile casuale  $X$  come il massimo, entro un intervallo di tempo  $D$ , di una variabile casuale  $Y$  non negativa, con valori indipendenti ed identicamente distribuiti (v.c.i.i.d.) e ipotizzando che il numero di occorrenze di  $Y$  entro  $D$ , indicato con  $k$ , sia a sua volta una variabile aleatoria con funzione di densità di probabilità (pdf) di Poisson:

$$f_K(k) = P[K=k] = \frac{\Lambda^k \exp(-\Lambda)}{k!} \quad k=1, 2, \dots \quad (4.8)$$

dove  $\Lambda = E[K]$  rappresenta il numero medio di occorrenze della variabile  $Y$  nell'intervallo temporale  $D$  e che i valori della variabile casuale  $Y$  siano anche indipendenti da  $k$ , Todorovic e Zelenhasic (1970) hanno dimostrato che posto  $X$  il massimo di  $Y$  in  $D$ :

$$X = \max_k Y_i \quad i=1, 2, \dots, k \quad (4.9)$$

la distribuzione di probabilità cumulata di  $X$ ,  $F_X(x)$ , è la seguente:

$$F_X(x) = P[X \leq x] = \exp\{-\Lambda[1 - F_Y(\cdot)]\} \quad x \geq 0 \quad (4.10)$$

Nella quale  $F_Y(\cdot)$  indica la generica distribuzione di probabilità cumulata della  $Y$ .

#### 4.2.1 Distribuzione di Gumbel (EV1)

Quando la distribuzione di probabilità cumulata della variabile casuale  $Y$  vista in precedenza è di tipo esponenziale:

$$F_Y(y) = 1 - \exp\left(-\frac{y}{\theta}\right) \quad (4.11)$$

la distribuzione di probabilità cumulata del massimo di  $Y$  in  $D$  ( $F_X(x)$ ) è fornita dalla relazione 4.10, e coincide con la classica legge di Gumbel o del valore estremo di tipo I (EV1):

$$F_X(x) = P[X \leq x] = \exp[-\Lambda \exp(-x/\theta)] \quad (4.12)$$

di parametri  $\Lambda = E[K]$  e  $\theta = E[Y]$ , che rappresentano rispettivamente il numero medio di occorrenze della variabile  $Y$  nell'intervallo temporale  $D$  e il valore medio della variabile  $Y$  nello stesso intervallo temporale.

#### 4.2.2 Distribuzione di Potenza del Valore Estremo (PEV)

Considerando una trasformata di potenza della variabile casuale  $Y$  del tipo di quelle proposte da Box e Cox (1964):

$$Z = \frac{Y^\nu - 1}{\nu} \quad \nu > 0 \quad (4.13)$$

$$Z = \ln Y \quad \nu = 0$$

ed ipotizzando che tale variabile trasformata abbia una distribuzione di probabilità cumulata esponenziale, indicando con  $X$  il suo massimo annuale, la distribuzione di probabilità cumulata della  $X$  è una legge di potenza del valore estremo PEV (Villani, 1993) così definita:

$$F_X(x) = P[X \leq x] = \exp[-\Lambda \exp(-x^\nu/\theta)] \quad (4.14)$$

con  $x \geq 0$ ;  $\Lambda > 0$ ;  $\theta > 0$ ;  $0 \leq \nu \leq 1$

di parametri:

- $\nu$ , parametro di forma;

- $\Lambda$  parametro di scala legato al numero medio di occorrenze della variabile Y in D;
- $\theta = \left[ \frac{E[Y]}{\Gamma(1+\frac{1}{\nu})} \right]^\nu$ , parametro di posizione proporzionale al valore medio della trasformata della variabile Y in D.

La PEV ha come importanti casi limite la EV1 quando  $\nu=1$  e la EV2 (log-Gumbel) quando  $\nu=0$ .

La media  $[\mu(x)]$ , il coefficiente di variazione  $[Cv(x)]$  e di asimmetria  $[Ca(x)]$  teorici della distribuzione PEV sono stati esplicitati da Villani (1993):

$$\mu(x) = \Lambda \theta^{1/\nu} \Gamma(1+1/\nu) S_1 \quad (4.15)$$

$$Cv(x) = \frac{1}{\Lambda} \frac{\Gamma(2/\nu+1) S_2}{\Gamma^2(1/\nu+1) S_1^2} - 1 \quad (4.16)$$

$$Ca(x) = \frac{1}{Cv(x)^3} \frac{1}{\Lambda^2} \left( \frac{\Gamma(3/\nu+1) S_3}{\Gamma^3(1/\nu+1) S_1^3} - 1 \right) - \frac{3}{Cv(x)} \quad (4.17)$$

con

$$S_r = \sum_{i=0}^{\infty} \frac{(-1)^i \Lambda^i}{i!(i+1)^{(\nu+1)}} \quad (4.18)$$

Nello studio della distribuzione PEV è stato visto che data una regione con n serie di dati, stimando il parametro regionale  $\Lambda$  per fissati valori del parametro  $\nu$  e diagrammando in scala semilogaritmica i risultati ottenuti, si rileva un coefficiente di correlazione unitario con una legge interpolatrice di potenza (Fig. 4.1).

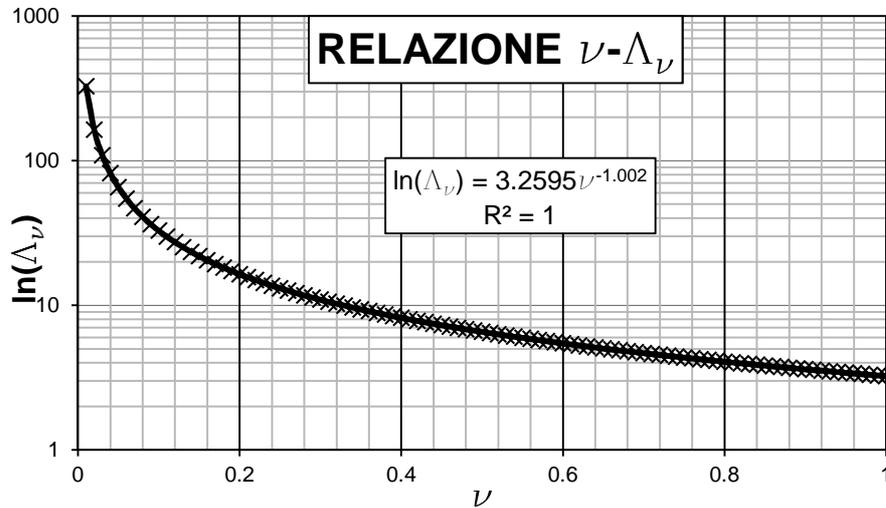


Figura 4.1 Relazione empirica tra  $\nu$  e il corrispondente valore di  $\Lambda$  per la distribuzione PEV

Tale circostanza ha fatto pensare che esistesse una relazione analitica tra  $\nu$  e  $\Lambda$ .

Tale relazione è stata trovata considerando una variabile casuale trasformata  $y=g(x)$  del tipo  $y=x^\nu$  per la quale, dalla statistica, è noto che per la media vale:

$$\mu(x^\nu) \cong [\mu(x)]^\nu \tag{4.19}$$

e per la varianza si ha:

$$\sigma^2(y) \cong [g'(\bar{x})]^2 \sigma_x^2 \tag{4.20}$$

$$g'(x) = \nu x^{\nu-1} \tag{4.21}$$

$$\sigma^2(y) \cong [\nu \bar{x}^{\nu-1}]^2 \sigma_x^2 \rightarrow \sigma(x^\nu) \cong \nu \mu(x)^{\nu-1} \sigma_x \tag{4.22}$$

Passando quindi al calcolo del coefficiente di variazione della serie trasformata si può osservare che:

$$\frac{Cv(x^\nu)}{Cv(x)} = \frac{\mu(x)}{\mu(x^\nu)} \cdot \frac{\sigma(x^\nu)}{\sigma(x)} \cong \nu \rightarrow Cv(x^\nu) = \nu Cv(x) \tag{4.23}$$

Considerando che per la distribuzione di Gumbel si ha:

$$\Lambda = \exp\left(\frac{\pi}{\sqrt{6} C_V} - 0.5772\right) \quad (4.24)$$

si può giungere al legame analitico tra  $\Lambda_\nu$  della serie trasformata e  $\nu$  cercato:

$$\ln(\Lambda_\nu) = \frac{\pi}{\sqrt{6} C_V \nu} - 0.5772 \quad (4.25)$$

Una volta stimato il coefficiente di variazione campionario della serie non trasformata ( $C_V$ ), per diversi valori di  $\nu$  è stato valutato il  $\Lambda$  regionale mediante la 4.25. Sono stati quindi diagrammati (Fig. 4.2) i risultati ottenuti comparandoli con i dati della figura 4.1 ottenendo un buon riscontro.

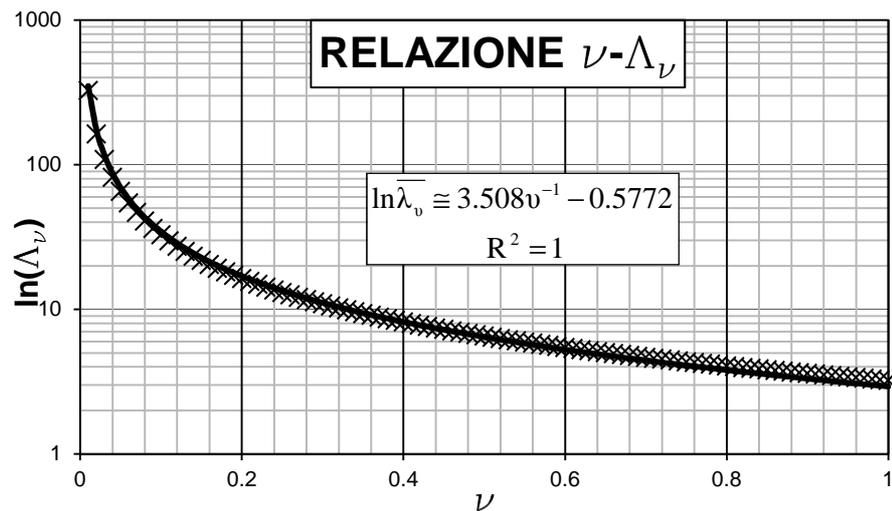


Figura 4.2 Relazione teorica tra  $\nu$  e il corrispondente valore di  $\Lambda$  per la distribuzione PEV

### 4.3 ANALISI REGIONALE E STIMA DEI PARAMETRI

La procedura di regionalizzazione adottata è quella basata sulla distribuzione PEV e proposta da Villani (1993) in analogia alla procedura gerarchica a tre livelli basata sulla TCEV generalizzata da Fiorentino et al. (1987).

Tale procedura (Villani, 1993) si basa sull'individuazione di zone omogenee a differenti livelli di scala spaziale:

- il primo livello è volto alla stima del parametro di forma  $\nu$ , costante su un'ampia area omogenea;
  - il secondo livello è finalizzato alla stima del parametro di scala  $\Lambda$ ;
  - il terzo livello riguarda la stima del parametro di posizione  $\vartheta$ ;
- e viene di seguito dettagliatamente descritta.

#### 4.3.1 Primo livello di regionalizzazione

Al primo livello di regionalizzazione viene stimato il parametro  $\nu$  mediante la tecnica della massima verosimiglianza regionale (Rossi e Silvagni, 1980) che mira a trovare il valore di  $\nu$  che massimizza la somma dei logaritmi della funzione di verosimiglianza in ogni stazione. Dal punto di vista operativo ciò può essere fatto fissando un valore regionale di  $\nu$  e stimando i parametri  $\Lambda_i$  e  $\vartheta_i$  in ogni stazione mediante la massima verosimiglianza. Villani (1993) ha dimostrato che l'espressione analitica di tali parametri è equivalente alla soluzione della massima verosimiglianza della distribuzione di Gumbel (Kimball, 1946) della serie trasformata  $x^\nu$  e pertanto si ha:

$$\hat{\Lambda}_j = \frac{1}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n e^{-\frac{x_i^\nu}{\theta}}} \quad (4.26)$$

$$\hat{\theta}_j = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^\nu - \frac{\sum_{i=1}^n x_i^\nu e^{-\frac{x_i^\nu}{\theta}}}{\sum_{i=1}^n e^{-\frac{x_i^\nu}{\theta}}} \quad (4.27)$$

Noti tali valori in ogni sito della regione si calcola il logaritmo della funzione di verosimiglianza in ciascuno dei  $k$  siti e se ne valuta la somma (S) mediante le seguenti espressioni:

$$\begin{aligned}
 L_j(\nu, \Lambda, \theta/x_1, \dots, x_n) &= \sum_{i=1}^n \ln f_x(x_i) = \\
 &= n[\ln \nu + \ln \Lambda - \ln \theta] + (\nu - 1) \sum_{i=1}^n \ln x_i + \\
 &\quad - \frac{1}{\theta} \sum_{i=1}^n x_i^\nu - \Lambda \sum_{i=1}^n \exp\left(-\frac{x_i^\nu}{\theta}\right)
 \end{aligned} \tag{4.28}$$

$$S(\nu) = \sum_{j=1}^k L_j(\nu) \tag{4.29}$$

Il valore di  $\nu$  che massimizza la 4.29 è il valore regionale del parametro di forma cercato.

La stima del parametro di forma può anche essere svolta tenendo conto del fatto che la distribuzione PEV coincide con la distribuzione di Gumbel della variabile trasformata  $x^\nu$ .

Per tale distribuzione Hosking (1986) ha trovato che il valore dell' L-coefficiente di asimmetria (L-Ca) è pari a 0.1699, per cui è possibile stimare  $\nu$  come quel valore che trasforma la serie delle  $x$  in maniera tale che il valore medio regionale dell'L-Ca della serie delle  $x^\nu$  sia pari al valore teorico. Tale metodo di stima, tuttavia, non è da preferire a quello della massima verosimiglianza regionale in quanto è concepito in modo da attenuare gli effetti dei valori straordinari.

### 4.3.2 Secondo livello di regionalizzazione

Al secondo livello di regionalizzazione il parametro di scala  $\Lambda$  è da considerarsi costante su tutta la regione.

Visto che le equazioni 4.26 e 4.27 coincidono con le classiche soluzioni di massima verosimiglianza di Gumbel, rifacendosi allo studio di Fiorentino e Gabriele (1985), Villani (1993) propone di utilizzare come stimatore che minimizza la varianza asintotica il Cv della serie trasformata ( $Cv_\nu$ ), per cui lo stimatore regionale del parametro di scala è il seguente:

$$\Lambda_R = \exp\left[\frac{\pi/\sqrt{6}}{Cv_v} - \gamma\right] \approx 0.5615 \exp\left[\frac{1.283}{Cv_v}\right] \quad (4.30)$$

nella quale  $\gamma$  è la costante di Eluero (0.5772) e  $\overline{Cv_v}$  è la media aritmetica del coefficiente di variazione ( $Cv_v$ ) su tutte le serie della regione omogenea.

La stima del parametro di scala può anche essere svolta tenendo conto del fatto che la distribuzione PEV coincide con la distribuzione di Gumbel della variabile trasformata  $x^\nu$ . Per tale distribuzione Hosking (1986) ha ricavato l'espressione teorica dell'L-coefficiente di variazione (L-Cv) che può essere così riscritta:

$$\Lambda = \exp\left(\frac{\ln 2}{L-Cv} - 0.5772\right) \quad (4.31)$$

per cui si può stimare  $\Lambda$  sostituendo nella precedente relazione il valore medio regionale dell'L-Cv della serie delle  $x^\nu$ .

### 4.3.3 Terzo livello di regionalizzazione

Il terzo livello di regionalizzazione mira alla stima del parametro di posizione  $\vartheta$ . Tale parametro è legato alla media dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere e deve quindi tenere conto della presenza delle barriere orografiche (Cuomo e Guida, 2010; Cuomo, 2012) e dell'effetto che queste hanno sulla distribuzione spaziale delle piogge (Roe, 2005) così come già mostrato in diversi lavori (es. Furcolo et al., 2004; Tropeano et al., 2005; De Luca et al., 2011).

È ormai noto che la presenza delle barriere orografiche produce un'amplificazione delle precipitazioni, specialmente durante gli eventi frontali, che si ripercuote in una marcata variabilità spaziale del campo di pioggia.

Tropeano et al. (2005) hanno proposto un modello, calibrato per le regioni del Sud Italia, che tiene conto della direzione predominante degli eventi (SW-NE) e della presenza dell'orografia proponendo l'utilizzo di:

- un fattore di amplificazione ( $AF = P_2/P_1$ ) per il versante sopravvento, dato dal rapporto tra la precipitazione sul versante ( $P_2$ ) e la precipitazione nella vallata precedente ( $P_1$ );

- un fattore di riduzione ( $RF=P_3/P_2$ ) per il versante sottovento dato dal rapporto tra la precipitazione in una stazione sottovento ( $P_3$ ) e la precipitazione sul versante ( $P_2$ ).

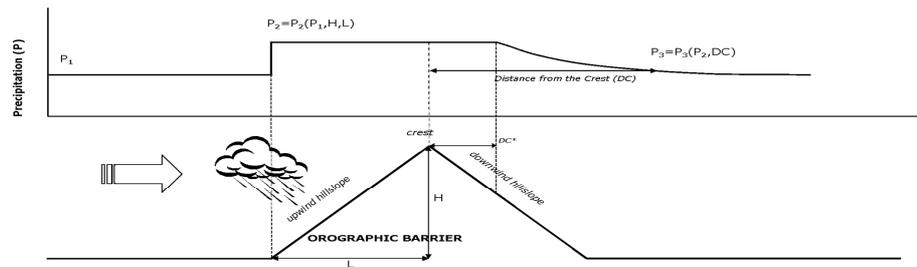


Figura 4.3 Modello meteo-morfologico proposto da Tropeano et al. (2005)

Per tali fattori gli autori hanno proposto l'utilizzo di:

- un modello di regressione lineare tra il fattore di amplificazione (AF) e la pendenza ( $H/L$ ) per il versante sopravvento

$$AF=1+a_1 \frac{H}{L} \quad (4.32)$$

- la valutazione del fattore di riduzione in funzione della distanza dalla cresta della barriera (DC)

$$RF=a_2 DC^{a_3} \quad (4.33)$$

#### 4.4 ZONE OMOGENEE E TEST DI OMOGENEITÀ REGIONALE

L'individuazione delle regioni omogenee può essere svolta mediante tecniche di *cluster analysis* (es. Burn, 1989; Ward, 1963; Beale, 1969; Everit, 1981) per l'individuazione di regioni caratterizzate da omogeneità rispetto al Ca al primo livello e al Cv al secondo livello.

Le tecniche di *cluster analysis* possono essere di tipo gerarchico o non gerarchico, possono prevedere l'utilizzo di diverse definizioni della distanza tra i gruppi e della distanza all'interno di un gruppo (es. Mimmack et al., 2000).

Una delle tecniche di *cluster analysis* più utilizzata è quella di tipo gerarchico aggregativa delle distanze euclidee che prevede l'utilizzo:

- della media delle distanze tra ogni coppia  $(x_i, y_j)$  di punti presenti in due gruppi differenti  $(X, Y)$  costituiti rispettivamente da  $N_X$  e  $N_Y$  punti, data dalla seguente espressione:

$$D(X, Y) = \frac{1}{N_X \times N_Y} \sum_{i=1}^{N_X} \sum_{j=1}^{N_Y} d(x_i, y_j) \quad (4.34)$$

con  $x_i \in X, y_j \in Y$ ;

- della distanza euclidea tra i punti appartenenti ad uno stesso gruppo:

$$d_{ij} = \left[ \sum_{h=1}^k (x_{ih} - x_{jh})^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.35)$$

Tale metodo procede aggregando ad ogni passo le due classi che presentano minore distanze tra loro nel passo precedente, in questo modo il metodo parte dal passo iniziale in cui ogni punto costituisce un gruppo e arriva al passo finale in cui esiste un solo gruppo.

Il processo può essere visualizzato graficamente in un grafico chiamato dendrogramma che visualizza il livello di dissomiglianza tra i diversi gruppi. Il numero di gruppi ottimale si ha generalmente sezionando il dendrogramma sui rami in cui si registra il livello di dissomiglianza maggiore.

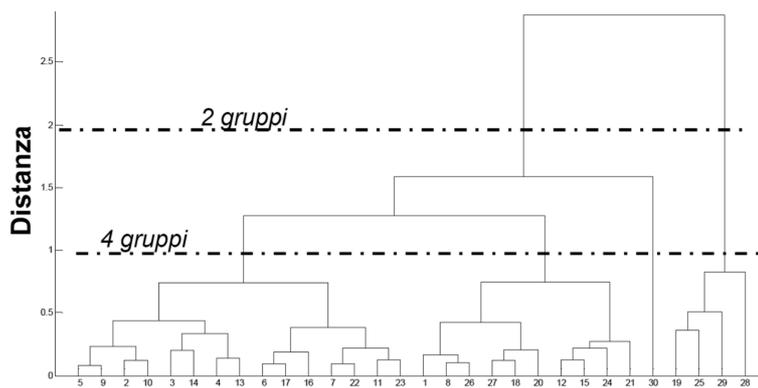


Figura 4.3 Esempio di dendrogramma

In letteratura sono stati proposti diversi test per la verifica dell'omogeneità dei gruppi. Viglione et al. (2007) hanno effettuato un confronto tra i diversi metodi, evidenziando che il test di Hosking e Wallis (1993, 1997) basato sull'L-CV è molto significativo quando la regione è caratterizzata da una bassa asimmetria, mentre il test Anderson-Darling (Sholz e Stephens, 1987) sembrerebbe più adatto a regioni maggiormente asimmetriche.

#### 4.4.1 Test di Hosking e Wallis

Il test di Hosking e Wallis (1993, 1997) è tra quelli maggiormente utilizzati in campo idrologico. Esso si basa sull'analisi della variabilità dei rapporti degli L-momenti campionari e sul confronto con la variabilità che ci si aspetterebbe in una regione omogenea generata a partire da una distribuzione kappa.

Le misure di eterogeneità di Hosking e Wallis su cui si basa il test sono fornite dalle seguenti espressioni:

$$\theta_{HW_1} = \frac{V - \mu_V}{\sigma_V} \quad \theta_{HW_2} = \frac{V_2 - \mu_{V_2}}{\sigma_{V_2}} \quad (4.36)$$

Nelle quali:

- $V$  e  $V_2$  sono statistiche legate ai rapporti degli L-momenti campionari valutati nei  $k$  siti di misura, ed in particolare all'L-coefficiente di variazione nel sito  $i$ -esimo ( $t^{(i)}$ ), all'L-coefficiente di asimmetria nel sito  $i$ -esimo ( $t_3^{(i)}$ ), all'L-coefficiente di curtosi nel sito  $i$ -esimo ( $t_4^{(i)}$ ) ed alle loro stime regionali, contrassegnate dall'apice  $R$

$$V = \left\{ \sum_{i=1}^k n_i (t^{(i)} - t^R)^2 / \sum_{i=1}^k n_i \right\}^{1/2} \quad (4.37)$$

$$V_2 = \sum_{i=1}^k \left\{ (t^{(i)} - t^R)^2 + (t_3^{(i)} - t_3^R)^2 \right\}^{1/2} / \sum_{i=1}^k n_i$$

- $\mu_V$  e  $\sigma_V$  sono rispettivamente la media e la deviazione standard di un vettore  $V$  costituito da  $N_{sim}$  valori della statistica  $V$  stimata su un numero elevato di regioni simulate ( $N_{sim}$ ), ciascuna delle quali costituita da  $k$  serie di lunghezza  $n_i$ .

Le singole serie che costituiscono le regioni omogenee sono generate a partire da una distribuzione kappa con i quattro parametri legati alle stime regionali dei rapporti degli L-momenti ( $t^R, t_3^R, t_4^R$ ).

Secondo Hosking e Wallis, valori di  $\mathcal{V}_{HW1} < 1$  indicano regioni accettabilmente omogenee, valori di  $1 \leq \mathcal{V}_{HW1} \leq 2$  indicano possibili eterogeneità, valori di  $\mathcal{V}_{HW1} > 2$  sono indici di regioni eterogenee. In particolare  $\mathcal{V}_{HW1}$  misura l'eterogeneità solo rispetto alla dispersione dei campioni essendo basata solo sugli L-Cv, mentre  $\mathcal{V}_{HW2}$  è legato anche agli L-Ca.

Uno dei maggiori limiti del test descritto è la generazione delle serie omogenee a partire dalla distribuzione kappa che rende di fatto il test una verifica congiunta dell'omogeneità e del fatto che distribuzione generatrice sia la kappa (Viglione, 2007). A limitare tale inconveniente c'è il fatto che la distribuzione kappa, essendo una distribuzione a quattro parametri, risulta abbastanza flessibile.

#### 4.4.2 Trend dell'asimmetria

Il test consiste nella generazione con tecniche di tipo MonteCarlo di un numero elevato di serie a partire da una distribuzione PEV nota, con parametri di forma e di scala assegnati.

La dimensione media dei campioni generati si assume pari alla dimensione campionaria media delle singole serie che compongono la regione. Le serie generate, tuttavia, hanno dimensione variabile per tenere conto della variabilità della lunghezze delle serie storiche.

Per le serie generate si valuta il coefficiente di asimmetria e se ne confrontano i parametri (media e varianza) con i corrispondenti valori stimati sulla distribuzione osservata.

Lo stesso approccio può essere utilizzato rispetto al coefficiente di variazione, all'L-coefficiente di asimmetria e all'L-coefficiente di variazione.

Negli ultimi due casi il confronto tra distribuzione osservata e campionaria può essere svolto anche in carta probabilistica normale in quanto è noto (Hosking e Wallis, 1986) che tali rapporti degli L-momenti si distribuiscono normalmente.

## 5 DATABASE DELLE PIOGGE ESTREME DI UN'AREA DI STUDIO

In Italia la raccolta, l'analisi e la pubblicazione dei dati idro-pluviometrici è stata affidata per lungo tempo al Servizio Idrografico Italiano (S.I.I.), successivamente Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (S.I.M.N.), istituito in Italia nel 1917, con il D.L. 1055 del 17 giugno e il D.L. n. 2187 del 25 ottobre.

Inizialmente il territorio nazionale era diviso in 8 compartimenti (Pisa, Roma, Napoli, Catanzaro, Chieti, Bologna, Palermo e Cagliari) che si aggiungevano ai già esistenti Uffici Idrografici del Regio Magistrato delle Acque a Venezia (istituito nel 1907) e del Po a Parma (nato nel 1912). Negli anni si sono succedute diverse modifiche alla iniziale distribuzione degli uffici compartimentali, fino a giungere alla configurazione definitiva del 1975 costituita da: Direzione centrale (con sede a Roma), dieci Uffici compartimentali (Venezia, Parma, Bologna, Pescara, Bari, Catanzaro, Napoli, Roma, Pisa e Genova), sette Sezioni staccate (Udine, Padova, Milano, Torino, Sondrio, Potenza e Firenze) e l'officina di Strà a cui si aggiungevano gli Uffici Idrografici di Bolzano, Trento, Cagliari e Palermo (fonte sito dell'ISPRA).

Nella fase iniziale, il Servizio Idrografico era stato posto sotto la vigilanza del Consiglio Superiore delle Acque, organo consultivo presso il Ministero dei Lavori Pubblici, successivamente la L. 183/1989 lo unificò al servizio Mareografico istituito nel 1942, dando vita al Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (S.I.M.N.) presso i Servizi Tecnici Nazionali della Presidenza del Consiglio dei Ministri.

Dopo diverse variazioni ai compiti del S.I.M.N., il D.Lgs. n. 112 del 31 marzo 1998 trasferì gli uffici periferici del Dipartimento dei Servizi Tecnici Nazionali alle regioni, trasferimento divenuto definitivo con il D.P.C.M. del 24/07/2002.

Periodicamente il S.I. prima, e il S.I.M.N. dopo, pubblicavano i dati negli annali idrologici. Questi ultimi erano divisi in due parti:

- la parte I che conteneva la termometria (massime e minime temperature giornaliere; valori medi estremi delle temperature mensili) e la pluviometria (totali giornalieri, mensili e annuali;



Settore Programmazione Interventi di Protezione Civile sul territorio.  
(Centro Funzionale Regione Campania, 20xx).



Figura 5.2 Compartimenti del S.I.M.N. con evidenziato l'ufficio compartimentale di Napoli (immagine tratta dal sito dell'I.S.P.R.A.)

Per quest'area sono state preliminarmente esaminate le serie dei massimi annuali delle piogge giornaliere per individuare gli eventi estremi più severi da sottoporre a successive analisi andando ad esaminare le piogge giornaliere.

Per una più facile consultazione e per rendere più agevole l'elaborazione dei dati, le piogge giornaliere sono state implementate in un database digitale contenente le precipitazioni giornaliere relative al giorno dell'evento, al giorno precedente e a quello successivo.

Nei paragrafi che seguono, a valle della descrizione dell'area di studio e della base dati di partenza, si riporta: l'analisi della distribuzione spazio temporale degli eventi considerati, la procedura di individuazione a priori delle diverse strutture meteorologiche, l'analisi geostatistica degli eventi individuati con alcune considerazioni sui *pattern* di precipitazione, il confronto con alcuni indici meteorologici.

### 5.1 INDIVIDUAZIONE DELL'AREA DI STUDIO

L'area oggetto di studio è quella relativa al territorio di competenza dell'ex Ufficio Compartimentale di Napoli del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (S.I.M.N).

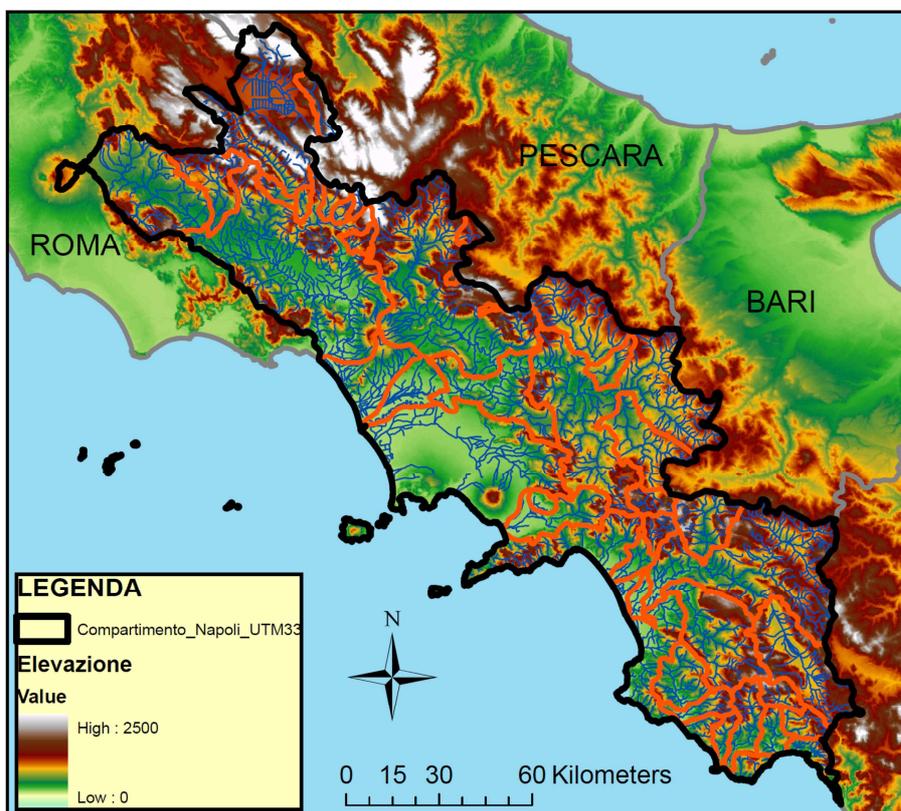


Figura 5.3 Territorio di competenza dell'ex Ufficio Compartimentale di Napoli del S.I.M.N.

L'area comprende i bacini con foce sul litorale tirrenico, dal fiume Garigliano al fiume Bussento e nel tratto costiero compreso tra la foce del Noce e la foce del Garigliano compresa. Essa ha una forma allungata in direzione Nord Ovest – Sud Est e un'estensione di circa 19.340 km<sup>2</sup>.

Le sue caratteristiche salienti sono dettagliatamente descritte nella presentazione degli annali idrologici e delle altre pubblicazioni del Compartimento di Napoli del S.I.M.N. redatta a cura del Centro Funzionale per la previsione meteorologica e il monitoraggio meteoridropluviometrico e delle frane della Regione Campania e possono essere così sintetizzate:

- a Ovest l'area di studio è delimitata dalla linea di costa compresa tra Sperlonga, precisamente a Nord di Capo d'Orlando, e Torre di Mezzanotte a Sapri, sui restanti lati il confine segue lo spartiacque dei monti Volsci e Lepini, raggiungendo i Colli Laziali e interessando i Monti Prenestini prima, i massicci del Velino (2.407 m s.l.m.m.) e del Sirente (2.349 m s.l.m.m.) dopo, raggiungendo monte Cornacchia presso Balsorano dopo avere contornato a nord e ad est il Fucino, e proseguendo lungo il displuvio appenninico che separa la valle del fiume Volturno da quella del Biferno, del Fortore e del Trigno, attraversa quindi le cime dei monti Meta, Mainarde e Matese per proseguire con direzione ovest-est e separare la valle del fiume Sele da quella dell'Ofanto e infine con direzione nord-sud per dividere la valle del Sele da quella dell'Agri, infine il massiccio del Sirino e del Coccovello;
- al territorio sopra individuato si aggiungono le isole degli arcipelaghi Campano e Pontino;
- l'area è caratterizzata da numerosi corsi d'acqua, e dalla presenza predominante di montagne, alcune delle quali con vette superiori ai 2.000 m, e colline che interessano insieme circa l'80% dell'intero territorio, conferendogli una morfologia molto articolata;
- le pianure sono poco estese e comprendono le piane litorali (piana Campana, piana del Sarno, piana del Sele, piana dell'Alento) e le piane interne a quote più elevate (piane del Fucino a 650 m s.l.m.m., del Beneventano a 350 m s.l.m.m. e del Vallo di Diano a 450 m s.l.m.m.);
- i bacini principali sono quelli del Liri-Garigliano (4.992 km<sup>2</sup> e altitudine media di 628 m s.l.m.m.), del Volturno (5.560 km<sup>2</sup> con

altitudine media di 532 m s.l.m.m.) e del Sele (3.236 km<sup>2</sup> con altitudine media di 670 m s.l.m.m.).

## 5.2 DESCRIZIONE DELLA BASE DATI

L'analisi svolta si basa sulle piogge giornaliere, in particolare, con riferimento all'area di studio individuata al paragrafo precedente sono state considerate:

- le serie storiche dei massimi annuali delle piogge giornaliere;
- i valori delle precipitazioni giornaliere registrate nell'area di studio in alcune date caratterizzate da eventi meteorici particolarmente severi.

I paragrafi a seguire riportano la descrizione completa dei due database con l'indicazione delle stazioni considerate e la relativa analisi.

### 5.2.1 Massimi annuali delle piogge giornaliere

La base dati dei massimi annuali delle piogge giornaliere è costituita dalle osservazioni pluviometriche registrate nelle stazioni di misura di competenza dell'ex ufficio compartimentale di Napoli del S.I.M.N. e riportate negli annali idrologici.

In particolare al fine di trattare campioni statisticamente consistenti, sono state prese in considerazione soltanto le stazioni dotate di serie storiche dei massimi annuali delle piogge giornaliere con almeno 30 osservazioni.

In questo modo è stato ottenuto il database dei massimi annuali delle piogge giornaliere costituito da 209 stazioni, e quindi altrettante serie storiche, aventi una numerosità media di circa 55 anni con dati che vanno, seppure con discontinuità, dal 1917 al 1999.

La densità dei pluviometri per la rete di misura considerata è di 1 stazione ogni 92.5 km<sup>2</sup>, ovvero meno di una stazione ogni 100 km<sup>2</sup>.

La Figura 5.4 riporta la distribuzione spaziale delle stazioni considerate.

L'elenco completo delle stazioni è riportato in Tabella 5.1 con l'indicazione di: numero di osservazioni (n.oss), media (m), deviazione standard (s), coefficiente di variazione (Cv), coefficiente di asimmetria (Ca) e kurtosi (Ck) campionari delle serie storiche osservate.

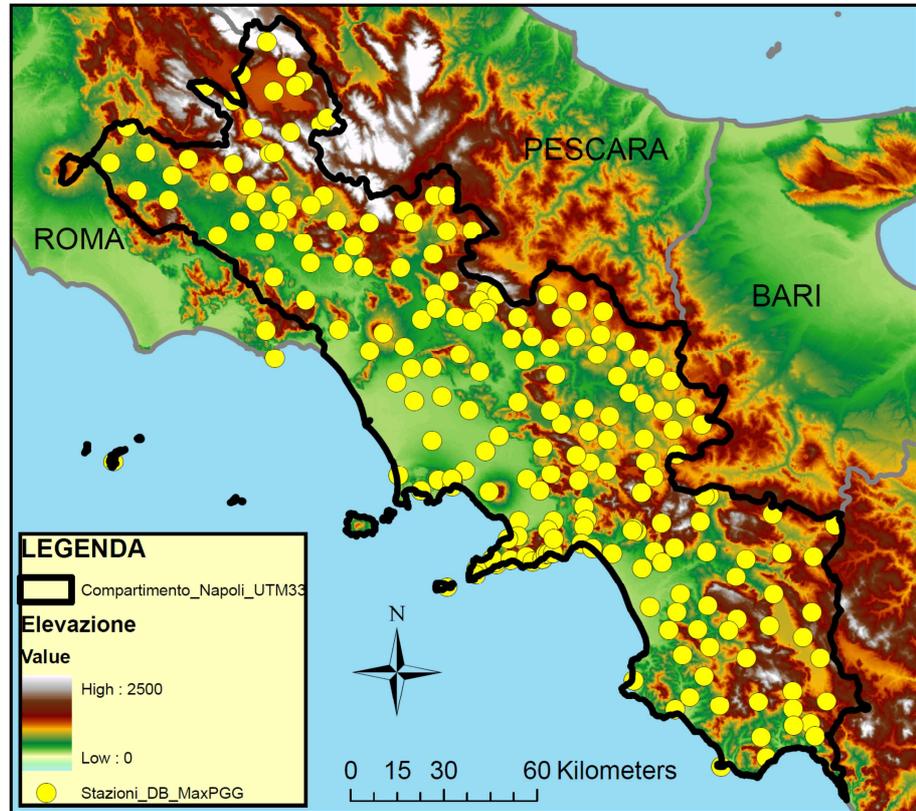


Figura 5.4 Distribuzione spaziale delle stazioni pluviometriche costituenti il database dei massimi annuali delle piogge giornaliere.

Tabella 5.1 Stazioni pluviometriche costituenti il database dei massimi annuali delle piogge giornaliere e momenti campionari delle serie storiche

Stazione	N. Oss.	m	s	Cv	Ca	Ck
ITRI	45	80	34	0.43	2.50	-3.22
GAETA (Istituto Nautico)	47	67	24	0.35	0.69	-3.21
CAPPADOCIA	40	76	33	0.43	0.18	-3.25
CAPISTRELLO	44	73	23	0.31	0.34	-3.22
GIOIA VECCHIA	44	62	19	0.31	0.90	-3.22
BISEGNA (E. F.)	31	71	28	0.40	1.19	-3.33
PESCINA	35	47	14	0.31	1.53	-3.28
S. BENEDETTO DEI MARSI (E. F.)	34	44	18	0.40	2.32	-3.29
CERCHIO	35	41	13	0.33	0.75	-3.28
OVINDOLI	47	58	19	0.33	0.62	-3.21

AVEZZANO	48	50	17	0.34	0.72	-3.20
VILVAVALLELONGA	71	83	33	0.40	0.94	-3.13
LAGO FUCINO 8000	63	46	14	0.31	0.45	-3.15
CIVITA D'ANTINO	44	88	29	0.33	0.77	-3.22
ROCCAVIVI	58	86	29	0.34	1.20	-3.16
BALSORANO (E. F.)	31	112	47	0.42	1.36	-3.33
ISOLA LIRI SUP. (Cartiera Boimond)	51	74	20	0.27	1.34	-3.19
ARPINO	37	74	20	0.27	0.60	-3.27
FONTANA LIRI SUP. (Enel)	30	69	18	0.26	0.71	-3.34
FONTANA LIRI (Diga Cerasoli - Enel)	31	69	18	0.26	0.67	-3.33
S. FRANCESCA DI VEROLI	70	73	22	0.31	1.03	-3.13
CASAMARI	57	72	25	0.35	1.42	-3.17
RIPI	45	63	25	0.40	2.30	-3.22
CEPRANO	47	71	22	0.31	0.63	-3.21
S. VITO ROMANO (Sacco)	43	78	20	0.26	1.44	-3.23
PALIANO	49	62	21	0.34	1.13	-3.20
VALMONTONE (Sacco)	47	70	19	0.27	2.01	-3.21
SEGNI	43	77	25	0.33	0.51	-3.23
ANAGNI (Paese)	40	75	28	0.37	2.29	-3.25
SGURGOLA	68	89	35	0.39	1.48	-3.14
COLLEPARDO (Trisulti)	55	93	25	0.27	1.18	-3.17
FIUGGI (Fonte Vecchia)	53	76	31	0.41	1.40	-3.18
ALATRI	62	74	26	0.35	1.16	-3.15
CECCANO	38	72	27	0.38	1.10	-3.26
S. BIAGIO SARACINESCO	50	91	27	0.29	0.84	-3.19
ATINA	54	101	40	0.40	1.02	-3.18
ALVITO	39	73	27	0.37	2.03	-3.25
CASALVIERI	53	77	29	0.37	1.67	-3.18
ROCCASECCA	38	70	25	0.36	1.43	-3.26
PICO	31	75	27	0.37	1.06	-3.33
ESPERIA INFERIORE	44	106	37	0.35	1.14	-3.22
AQUINO	31	72	25	0.34	1.06	-3.33
S. ELIA FIUME RAPIDO / CHIUSANOVA S. ELIA	51	84	31	0.37	1.29	-3.19
CASSINO (Genio Civile)	37	87	36	0.41	1.30	-3.27
CERVARO	40	91	44	0.49	2.85	-3.25
SS. COSMO E DAMIANO	44	84	24	0.28	0.08	-3.22
SESSA AURUNCA	61	66	28	0.42	2.03	-3.16
ROCCAMONFINA	67	91	43	0.47	2.60	-3.14
TEANO	61	68	25	0.37	1.25	-3.16
PIGNATARO MAGGIORE	68	71	38	0.54	3.03	-3.14
SPARANISE	60	64	25	0.40	1.52	-3.16

## 5. Database delle piogge estreme di un'area di studio

S. ANDREA AL PIZZONE	58	71	26	0.36	0.93	-3.16
CASTEL SAN VINCENZO (Enel)	63	77	32	0.42	1.72	-3.15
COLLI AL VOLTURNO (Enel)	42	84	26	0.31	0.44	-3.23
FORLI' DEL SANNIO	60	74	25	0.34	1.53	-3.16
ROCCASICURA	79	68	24	0.36	2.01	-3.12
CARPINONE	75	63	23	0.37	1.02	-3.13
ISERNIA	63	66	24	0.36	0.93	-3.15
MONTERODUNI	60	80	28	0.36	1.04	-3.16
VENAFRO	66	89	38	0.43	1.54	-3.14
VAIRANO PATENORA	73	88	33	0.38	1.28	-3.13
LETINO (Bacino Enel)	73	98	39	0.40	1.12	-3.13
PRATELLA	72	94	35	0.38	0.90	-3.13
AILANO (Cons. Bonifica)	58	92	32	0.35	0.70	-3.16
S. ANGELO D'ALIFE	48	66	30	0.46	1.89	-3.20
LAGO MATESE (Brecce Enel)	67	128	39	0.30	0.81	-3.14
LAGO MATESE (Scennerato)	41	128	46	0.36	0.48	-3.24
S. GREGORIO MATESE (Enel)	52	105	38	0.36	1.34	-3.18
PIEDIM. D'ALIFE (Monte Muto)	54	73	31	0.42	0.34	-3.18
PIEDIMONTE D'ALIFE	51	84	47	0.56	3.86	-3.19
ALIFE	30	67	34	0.50	1.62	-3.34
CUSANO MUTRI	71	105	42	0.40	2.03	-3.13
CERRETO SANNITA	74	76	32	0.42	2.68	-3.13
FAICCHIO	73	69	24	0.35	1.79	-3.13
PIANO DI VERTEGLIA	53	92	35	0.38	1.04	-3.18
MONTEMARANO	49	65	25	0.38	3.15	-3.20
CASSANO IRPINO	58	100	39	0.39	1.71	-3.16
TORELLA DEI LOMBARDI	60	55	15	0.28	0.48	-3.16
LUOGOSANO	67	55	28	0.51	3.47	-3.14
S. NAZZARO CALVI	74	58	24	0.41	1.49	-3.13
APICE	71	47	20	0.42	2.50	-3.13
CARIFE	35	54	19	0.36	1.58	-3.28
FRIGENTO	71	53	16	0.30	0.93	-3.13
GROTTAMINARDA	66	51	24	0.46	1.91	-3.14
FLUMERI	73	42	22	0.52	2.34	-3.13
ARIANO DI PUGLIA / ARIANO IRPINO	75	47	19	0.40	1.63	-3.13
BONITO	32	46	18	0.39	2.37	-3.31
MONTECALVO IRPINO (Malvizza)	70	42	17	0.39	1.34	-3.13
BUONALBERGO	31	47	16	0.34	1.30	-3.33
SEPINO	71	90	35	0.39	0.81	-3.13
MORCONE	60	75	22	0.29	0.76	-3.16
S. CROCE DEL SANNIO	69	55	30	0.54	4.72	-3.14
CAMPOLATTARO	64	55	19	0.34	0.74	-3.15
COLLE SANNITA	68	53	20	0.37	2.41	-3.14

REINO	63	45	13	0.28	1.31	-3.15
PESCOLAMAZZA / PESCOSANNITA	73	50	18	0.36	1.72	-3.13
S. GIORGIO LA MOLARA	60	44	14	0.31	1.12	-3.16
PADULI	76	45	16	0.37	1.63	-3.12
SERINO (Sorgente Urciuoli)	64	80	28	0.35	1.33	-3.15
AVELLINO	70	71	26	0.37	1.50	-3.13
MONTEVERGINE	68	105	39	0.37	1.23	-3.14
ALTAVILLA IRPINA	65	70	27	0.38	1.05	-3.15
S. LEUCIO DEL SANNIO	76	56	20	0.36	2.50	-3.12
PRATOLA SERRA	44	66	22	0.34	1.15	-3.22
S. MARTINO VALLE CAUDINA	52	89	36	0.40	1.92	-3.18
VITULANO	59	60	19	0.32	0.62	-3.16
TELESE	58	58	29	0.50	3.80	-3.16
S. LORENZO MAGGIORE	73	65	24	0.37	1.90	-3.13
MONTESARCHIO (Monaco)	74	69	28	0.41	2.28	-3.13
S. AGATA DEI GOTI	61	72	32	0.44	2.72	-3.16
CAIAZZO	70	68	33	0.48	1.51	-3.13
MERANGELI DEI LIBERI	57	81	26	0.33	0.45	-3.17
CAPUA	70	60	23	0.38	2.18	-3.13
GRAZZANISE	42	71	42	0.59	4.18	-3.23
LAURO	31	74	24	0.32	1.65	-3.33
PALMA CAMPANIA	71	61	26	0.43	2.90	-3.13
AVELLA	69	64	21	0.33	1.49	-3.14
ACERRA	66	65	29	0.44	2.04	-3.14
TRENTOLA DUCENTA	35	54	27	0.51	2.91	-3.28
CANCELLO / COLLINA CANCELLO	50	63	26	0.42	1.66	-3.19
CASERTA	69	62	24	0.38	2.44	-3.14
LICOLA (Bonif.Op.Naz.Combattenti)	51	61	24	0.40	1.33	-3.19
NAPOLI (Camaldoli - Eremiti)	43	63	27	0.42	2.86	-3.23
NAPOLI (Aeroporto di Capodichino)	61	67	26	0.38	1.05	-3.16
NAPOLI (Istituto di Fisica Terrestre)	62	61	21	0.34	1.21	-3.15
NAPOLI (Servizio Idrografico)	63	61	22	0.36	1.64	-3.15
NAPOLI (Osservatorio di Capodimonte)	51	61	23	0.37	1.21	-3.19
NAPOLI (Serbatoio di Capodimonte - AMAN)	38	60	19	0.32	1.22	-3.26
ERCOLANO (Osservatorio Vesuviano)	74	57	23	0.40	1.69	-3.13
FORINO	50	75	20	0.27	0.11	-3.19
MERCATO SAN SEVERINO	59	97	40	0.41	1.69	-3.16
NOCERA INFERIORE	71	89	29	0.33	1.28	-3.13
SARNO (S.Maria La Foce)	64	56	23	0.40	2.39	-3.15

## 5. Database delle piogge estreme di un'area di studio

SCAFATI (Ist. Sp. Tabacchi)	71	57	16	0.29	1.97	-3.13
DESERTO DI MASSALUBRENSE	30	62	26	0.41	0.73	-3.34
GRAGNANO	57	106	38	0.36	0.28	-3.17
CASTELLAMMARE DI STABIA	55	76	35	0.46	1.63	-3.17
PIANO DI SORRENTO (Colli S. Pietro)	33	69	22	0.32	0.67	-3.30
PIANO DI SORRENTO (Casa d'Ardia)	64	69	23	0.34	1.22	-3.15
PIANO DI SORRENTO (Istituto Nautico)	64	76	29	0.38	1.76	-3.15
MASSALUBRENSE (Frazione Turro)	35	74	30	0.40	1.74	-3.28
MASSALUBRENSE (Frazione Nerano)	30	56	20	0.36	1.31	-3.34
POSITANO	58	71	22	0.32	1.03	-3.16
AGEROLA / AGEROLA (S.Lazzaro)	38	81	34	0.42	1.75	-3.26
AGEROLA (Pianillo)	68	63	26	0.41	0.87	-3.14
AMALFI	34	94	41	0.43	1.24	-3.29
AMALFI (Ente Provinciale del Turismo)	47	89	39	0.44	1.37	-3.21
RAVELLO	42	74	27	0.37	0.93	-3.23
MINORI	31	103	34	0.33	0.57	-3.33
MAIORI	43	78	37	0.48	1.93	-3.23
TRAMONTI (Frazione Chiunzi)	44	135	49	0.36	0.65	-3.22
TRAMONTI (Casa Salzano - Fraz.Gete)	30	116	43	0.37	0.49	-3.34
BARONISSI	34	99	44	0.45	2.99	-3.29
PELLEZZANO	34	96	31	0.33	0.28	-3.29
SALERNO	73	89	62	0.70	4.45	-3.13
SALERNO (Contrada Pastena)	67	83	32	0.38	0.58	-3.14
GAURO	30	94	39	0.41	3.61	-3.34
GIFFONI VALLEPIANA (Centrale Carpinelli)	55	87	38	0.44	2.00	-3.17
GIFFONI VALLEPIANA	66	85	30	0.36	1.42	-3.14
PONTECAGNANO (Paese)	55	74	27	0.36	1.13	-3.17
ACERNO	48	99	29	0.30	0.72	-3.20
OLEVANO SUL TUSCIANO (Enel)	53	107	43	0.40	1.14	-3.18
BATTIPAGLIA	34	61	14	0.23	0.57	-3.29
MATERDOMINI (Casa priv.)	51	62	26	0.41	2.17	-3.19
CAPOSELE (Acquedotto Pugliese)	64	73	24	0.33	2.00	-3.15
SENERCHIA	69	105	45	0.43	1.63	-3.14
CONTURSI	64	65	18	0.28	0.92	-3.15
CASALBUONO	77	105	38	0.36	0.45	-3.12
PADULA	65	59	25	0.42	1.20	-3.15

SALA CONSILINA	53	48	17	0.35	0.91	-3.18
S. RUFO	64	79	26	0.33	1.21	-3.15
POLLA (Molino Maltempo Enel)	63	61	17	0.28	1.27	-3.15
PICERNO	58	45	11	0.25	0.39	-3.16
AVIGLIANO	74	52	24	0.46	4.25	-3.13
MURO LUCANO	63	62	41	0.65	4.40	-3.15
BALVANO	70	50	17	0.34	1.58	-3.13
BRIENZA	48	56	15	0.27	0.59	-3.20
BUCCINO	65	54	18	0.33	1.78	-3.15
CASTELLUCCIO COSENTINO	49	58	17	0.30	0.74	-3.20
CAMPAGNA	55	94	27	0.29	1.49	-3.17
EBOLI	63	66	18	0.28	0.02	-3.15
PIAGGINE ( Comune )	55	62	25	0.41	1.11	-3.17
FELITTO	45	84	29	0.35	0.53	-3.22
S. ANGELO A FASANELLA	74	64	19	0.30	1.34	-3.13
BELLOSGUARDO (C.so Garibaldi)	57	60	19	0.32	1.76	-3.17
ROCCADASPIDE	56	75	20	0.26	0.66	-3.17
CASTELCIVITA	55	55	11	0.21	0.47	-3.17
ALTAVILLA SILENTINA	62	59	16	0.27	0.93	-3.15
ALBANELLA (Paese)	59	68	21	0.31	0.31	-3.16
ALBANELLA (Contrada Barizzo)	55	55	22	0.40	1.44	-3.17
CAPACCIO	72	63	22	0.35	0.82	-3.13
CASTELLABATE	64	55	15	0.28	0.86	-3.15
CASALVELINO	71	59	22	0.37	1.60	-3.13
CICERALE CILENTO	41	60	18	0.30	2.00	-3.24
GIOI CILENTO	78	63	18	0.28	0.93	-3.12
S. SUMINO (VALLO DELLA LUCANIA)	31	70	14	0.20	0.56	-3.33
CASTELNUOVO CILENTO	47	58	18	0.30	0.64	-3.21
CAPO PALINURO (Aero.Militare)	67	46	17	0.38	1.09	-3.14
ROCCAGLIORIOSA	58	73	22	0.30	0.97	-3.16
S. GIOVANNI A PIRO	68	87	35	0.41	1.51	-3.14
SANZA (Enel)	51	99	31	0.31	0.68	-3.19
CASELLE IN PITTARI (Enel, Contrada Sabetta)	32	104	32	0.31	1.61	-3.31
CASALETTO SPARTANO (Enel)	34	112	25	0.22	0.16	-3.29
MORIGERATI	74	92	32	0.35	1.40	-3.13
TORRACA	74	88	32	0.36	1.86	-3.13
CAPRI (Aeronautica Militare)	37	48	20	0.41	0.85	-3.27
PONZA (Aeroporto Militare)	40	61	26	0.44	1.15	-3.25
POZZUOLI	38	63	29	0.46	1.29	-3.26
ROFRANO	59	89	28	0.31	0.86	-3.16
<b>Medie</b>	<b>55</b>	<b>73</b>	<b>27</b>	<b>0.37</b>	<b>1.43</b>	<b>-3.19</b>

Analizzando le serie storiche delle stazioni suindicate si può verificare l'andamento del numero di dati che compongono le singole serie in funzione degli anni.

La Figura 5.5 mostra il numero di stazioni con dati sull'intero compartimento nel periodo 1917-1999, la serie presenta un minimo nel 1917 (5 stazioni) e un massimo nel 1978 (193 stazioni) con un valore medio di 138 stazioni all'anno. Nel grafico è interessante osservare la significativa riduzione di dati negli anni dal 1943 al 1950 dovuta alle conseguenze del secondo conflitto mondiale

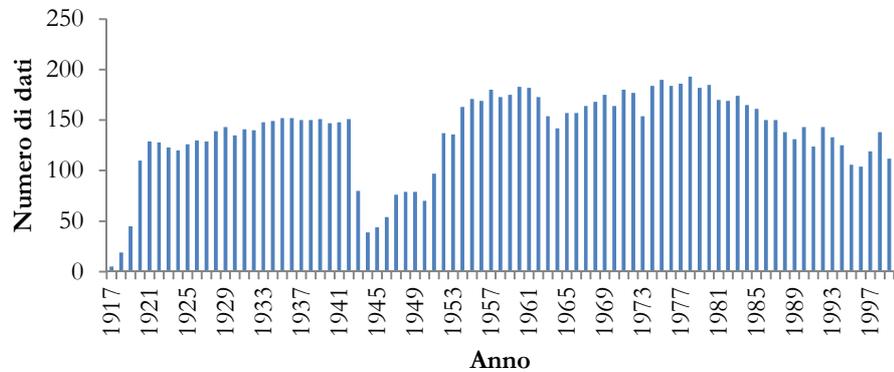


Figura 5.5 Numero di stazioni con massimi annuali in funzione dell'anno.

Ai fini dell'individuazione degli eventi più severi è stata calcolata la serie della variabile  $K_{i,j}$  definita dal rapporto tra il valore del massimo annuale delle piogge giornaliere ( $MP_{gg,i,j}$ ) nella stazioni  $i$ -esima per l'anno  $j$ -esimo e il valore medio campionario dei massimi annuali delle piogge giornaliere della stazione  $i$ -esima ( $mMP_{gg,i}$ ).

$$K_{i,j} = \frac{MP_{gg,i,j}}{mMP_{gg,i}} \quad (5.1)$$

Sono stati quindi considerati tutti i valori caratterizzati da un valore di  $K \geq 2$ , individuando 269 massimi annuali. Secondo l'attuale formulazione del rapporto VAPI Campania (Rossi e Villani, 1994c), infatti, il valore teorico del coefficiente probabilistico di crescita  $K_T$  corrispondente ad un periodo di ritorno di 50 anni è pari a 1.98 (Tab. 5.2.)

**Tabella 5.2 Valori teorici del coefficiente probabilistico di crescita  $K_T$  per le piogge in Campania per alcuni valori del periodo di ritorno T (Rossi e Villani, 1994c)**

<b>T(anni)</b>	5	10	20	25	40	<b>50</b>	100	200	500	1000
<b><math>K_T</math> (piogge)</b>	1.22	1.43	1.65	1.73	1.90	<b>1.98</b>	2.26	2.55	2.95	3.26

A ciascuno dei 269 massimi annuali individuati è stata associata la data di accadimento cercandola dagli annali idrologici. Dall'analisi dei dati è emerso che alcuni eventi meteorici hanno generato nello stesso giorno più massimi annuali con  $K \geq 2$ . In definitiva sono stati individuati i 147 eventi pluviometrici indicati in Tabella 5.3.

**Tabella 5.3 Date (G/M/A) degli eventi che hanno generato almeno un massimo annuale (Max) caratterizzato da un valore di  $K \geq 2$  sull'intera area di studio.**

<b>G</b>	<b>M</b>	<b>A</b>	<b>STAZIONE</b>	<b>Max (mm)</b>	<b>K</b>
5	10	1918	NAPOLI (Osservatorio di Capodimonte)	125	2.06
			ANACAPRI (Capri)	142.5	2.18
31	8	1920	PESCOLAMAZZA / PESCOSANNITA	120.2	2.38
7	12	1920	S. NAZZARO CALVI	120.5	2.09
15	6	1921	ALIFE	146.5	2.18
28	8	1921	NAPOLI (Camaldoli - Eremo)	192	3.06
25	10	1921	PALMA CAMPANIA	131	2.16
			TORRE DEL GRECO	120.8	2.31
			PICO	153.5	2.05
5	11	1922	CUSANO MUTRI	286.5	2.73
11	2	1924	PIANO DI SORRENTO (Istituto Nautico)	174.6	2.28
13	10	1925	LAGO LACENO	272.9	2.76
28	11	1925	SENERCHIA	274	2.60
29	11	1925	ALTAVILLA IRPINA	142.4	2.03
			POLLA (Molino Maltempo Enel)	123.5	2.04
5	11	1926	ROCCAMONFINA	185	2.03
9	11	1926	LETINO (Bacino Enel)	211	2.16
16	10	1927	S. PIETRO INFINE	197	2.11
			VENAFRO	190.6	2.15
24	10	1927	AGEROLA (Pianillo)	144.9	2.30
4	9	1928	ALBANELLA (Contrada Barizzo)	136.7	2.48
11	12	1928	PIAGGINE ( Comune )	140	2.26
21	9	1929	COLLE SANNITA	132.6	2.49
22	9	1929	AVIGLIANO	205	3.97
			MURO LUCANO	317	5.11
26	10	1929	ALBANELLA (Contrada Barizzo)	117	2.12
19	11	1929	FORIO D'ISCHIA	122	2.44

## 5. Database delle piogge estreme di un'area di studio

15	12	1930	S. ANGELO D'ALIFE	180	2.73
23	9	1933	FUSARO	133	2.29
13	6	1934	PONTECAGNANO (Paese)	155.5	2.10
5	10	1934	SPARANISE	160	2.50
			CAIAZZO	180	2.65
1	3	1935	OLEVANO SUL TUSCIANO (Enel)	272	2.54
			SENERCHIA	271.7	2.58
21	8	1935	FORIO D'ISCHIA	110	2.20
3	10	1935	VENAFRO	180.5	2.04
			LETINO (Bacino Enel)	207	2.12
22	12	1935	TORRACA	180	2.04
			MURO LUCANO	131.6	2.12
18	4	1936	CAPO PALINURO (Aero.Militare)	95	2.06
24	10	1937	S. ELIA FIUME RAPIDO / CHIUSANOVA S. ELIA	180	2.15
22	1	1938	MURO LUCANO	138	2.22
30	9	1938	AVELLA	134.5	2.10
			ACERRA	198	3.06
1	10	1938	CASERTA	153.7	2.46
27	10	1938	FORLI' DEL SANNIO	182	2.47
			ROCCASICURA	159.2	2.33
14	9	1939	AMALFI	196	2.08
			RAVELLO	150.3	2.04
			MAIORI	203.7	2.61
			SALERNO	185.8	2.08
			PONTECAGNANO (Paese)	151	2.04
			AMALFI (Ente Provinciale del Turismo)	196	2.20
30	9	1939	CASALVELINO	140	2.36
23	9	1942	ALATRI	165	2.23
			S. ANGELO D'ALIFE	135	2.05
7	9	1947	NAPOLI (Osservatorio di Capodimonte)	125.5	2.07
2	10	1949	ARIANO DI PUGLIA / ARIANO IRPINO	120	2.54
			ROCCAMONFINA	223	2.45
			LAGO MATESE (Breccie Enel)	266.5	2.09
			CERRETO SANNITA	240	3.16
			LUOGOSANO	126	2.29
			S. NAZZARO CALVI	151	2.62
			APICE	139.4	2.96
			GROTTAMINARDA	125	2.44
			FLUMERI	123	2.93
			SEPINO	180	2.01
			S. CROCE DEL SANNIO	254.4	4.63
			COLLE SANNITA	143	2.68
			REINO	96	2.13
			PESCOLAMAZZA / PESCOSANNITA	115	2.28
			PADULI	118	2.63

			AVELLINO	170.7	2.40
			MONTEVERGINE	250	2.37
			S. LEUCIO DEL SANNIO	165	2.94
			S. LORENZO MAGGIORE	174.2	2.66
			S. AGATA DEI GOTI	178.8	2.49
27	6	1950	GROTTAMINARDA	140	2.73
2	10	1952	CARPINONE	127.6	2.03
15	12	1952	ROCCAVIVI	200	2.33
11	9	1953	SALERNO	199.8	2.24
26	10	1954	TEANO	146.4	2.16
			SALERNO	504	5.64
			GAURO	274	2.92
			GIFFONI VALLEPIANA (Centrale Carpinelli)	247.2	2.84
12	9	1955	MERCATO SAN SEVERINO	261	2.69
			NOCERA INFERIORE	195.4	2.20
21	10	1957	S. VITO ROMANO (Sacco)	156	2.01
22	10	1957	PIGNATARO MAGGIORE	285	4.02
			SPARANISE	133	2.08
			S. AGATA DEI GOTI	160	2.23
			CAIAZZO	165.5	2.43
			CAPUA	176	2.92
			GRAZZANISE	300.5	4.23
			TRENTOLA DUCENTA	176.4	3.27
			CANCELLO / COLLINA CANCELLO	145.4	2.32
			CASERTA	158	2.53
			VILLA LITERNO	150	2.46
			LICOLA (Bonif.Op.Naz.Combattenti)	145	2.37
			DESERTO DI MASSALUBRENSE	125	2.01
			AGEROLA / AGEROLA (S.Lazzaro)	164	2.02
2	12	1959	PALIANO	139	2.25
8	12	1960	AGEROLA / AGEROLA (S.Lazzaro)	181	2.22
			AGEROLA (Pianillo)	130	2.06
15	1	1961	PADULA	121	2.04
21	8	1961	PONZA (Aeroporto Militare)	130	2.14
8	10	1961	CERRETO SANNITA	188	2.47
			FAICCHIO	172.3	2.51
			TELESE	227	3.91
			MONTESARCHIO (Monaco)	195	2.81
			S. AGATA DEI GOTI	215	3.00
			CAIAZZO	139.2	2.05
			ACERRA	131.1	2.03
			CASERTA	145.2	2.33
19	10	1961	S. ANGELO D'ALIFE	150	2.27
			ALIFE	143.5	2.13
			LUOGOSANO	221	4.02
			APICE	104	2.21

## 5. Database delle piogge estreme di un'area di studio

			GROTTAMINARDA	121	2.36
			FLUMERI	122	2.91
9	11	1962	PIGNATARO MAGGIORE	160.3	2.26
			ALIFE	164	2.44
23	11	1962	SESSA AURUNCA	197	2.99
2	2	1963	BUCCINO	116	2.16
3	2	1963	PADULA	120	2.02
17	2	1963	CAMPAGNA	210	2.22
26	9	1963	AGEROLA / AGEROLA (S.Lazzaro)	177	2.18
4	10	1963	CASAMARI	157.5	2.17
8	10	1963	AMALFI (Ente Provinciale del Turismo)	178.6	2.00
15	12	1963	ROCCAMONFINA	307	3.38
16	12	1963	CASSANO IRPINO	208	2.08
17	12	1963	SERINO (Sorgente Urciuoli)	172.5	2.15
30	5	1964	CASALVELINO	121	2.04
8	8	1964	CUSANO MUTRI	220	2.10
9	10	1964	PADULA	125	2.10
12	10	1964	PIEDIMONTE D'ALIFE	218.6	2.60
25	10	1964	ATINA	222	2.20
1	9	1965	RIPI	177.6	2.81
2	9	1965	ITRI	231	2.90
			CASAMARI	150.6	2.08
			CECCANO	150	2.07
20	11	1965	CAPACCIO	135.2	2.14
25	10	1966	VENAFRO	220	2.48
26	10	1966	S. GREGORIO MATESE (Enel)	257.6	2.44
			PIEDIMONTE D'ALIFE	339	4.03
			CUSANO MUTRI	245	2.34
			SEPINO	190	2.12
			BARONISSI	300	3.03
			GIFFONI VALLEPIANA (Centrale Carpinelli)	190	2.18
			GIFFONI VALLEPIANA	190	2.25
20	11	1966	BALVANO	121	2.42
6	11	1967	CASSINO (Genio Civile)	183.4	2.10
9	11	1967	CASTEL SAN VINCENZO (Enel)	165	2.15
9	12	1968	FROSINONE (Genio Civile)	179.6	2.24
			ALVITO	184.6	2.52
			CASALVIERI	175	2.28
11	12	1968	ISCHIA (Porto)	180	2.62
19	12	1968	BONITO	100	2.17
			S. CROCE DEL SANNIO	111.2	2.02
			S. MARTINO VALLE CAUDINA	180	2.02
20	12	1968	VITULANO	121	2.01
15	3	1969	S. GIOVANNI A PIRO	225	2.60
24	3	1969	AMALFI	194.4	2.06

			AMALFI (Ente Provinciale del Turismo)	194.4	2.18
19	9	1969	NAPOLI (Aeroporto di Capodichino)	136.8	2.04
21	11	1969	VENAFRO	180	2.03
20	2	1970	BUCCINO	120	2.23
25	12	1970	CASTELLAMMARE DI STABIA	155	2.04
			MASSALUBRENSE (Frazione Turro)	147.5	2.01
29	12	1970	FLUMERI	123	2.93
21	1	1971	ESPERIA INFERIORE	237.6	2.24
15	10	1971	MAIORI	165.4	2.12
10	11	1971	PESCINA	100	2.13
9	9	1972	VALMONTONE (Sacco)	149	2.14
			FIUGGI (Fonte Vecchia)	169	2.22
1	1	1973	MASSALUBRENSE (Frazione Turro)	171	2.33
2	1	1973	ERCOLANO (Osservatorio Vesuviano)	160	2.80
			SARNO (S.Maria La Foce)	115	2.05
			SCAFATI (Ist. Sp. Tabacchi)	142.8	2.49
			CASTELLAMMARE DI STABIA	193	2.54
4	1	1973	CAIAZZO	150	2.21
25	9	1974	MONTESARCHIO (Monaco)	195	2.81
31	12	1974	MERCATO SAN SEVERINO	200	2.06
13	7	1976	MONTECALVO IRPINO (Malvizza)	87	2.07
12	10	1976	CANCELLO / COLLINA CANCELLO	140	2.23
4	11	1976	GIFFONI VALLEPIANA (Centrale Carpinelli)	177.2	2.03
			GIFFONI VALLEPIANA	177.2	2.09
21	11	1977	SERINO (Sorgente Urciuoli)	165	2.06
29	1	1978	ISERNIA	139.8	2.12
14	5	1978	CASTEL SAN VINCENZO (Enel)	210	2.73
31	8	1978	MATERDOMINI (Casa priv.)	177.6	2.84
			CAPOSELE (Acquedotto Pugliese)	184.6	2.53
			MURO LUCANO	135	2.17
6	9	1978	LETINO (Bacino Enel)	203.4	2.09
6	10	1979	ROCCASECCA	154	2.20
11	10	1979	PONZA (Aeroporto Militare)	141.2	2.33
28	10	1979	NAPOLI (Istituto di Fisica Terrestre)	137.6	2.25
29	10	1979	NAPOLI (Servizio Idrografico)	125.4	2.06
8	10	1980	SERINO (Sorgente Pelosi)	240	2.33
12	10	1980	MONTEMARANO	196	3.01
			MONTESANO (Ferme)	193.6	2.63
11	11	1980	VALLO DELLA LUCANIA	216	2.72
24	7	1982	FLUMERI	87.8	2.09
6	10	1982	CAPO PALINURO (Aero.Militare)	92.4	2.01
			ROCCAGLIORIOSA	149.6	2.05
			MORIGERATI	200.6	2.17
1	10	1984	PONTECORVO (Enel)	154.2	2.05
7	11	1984	MONTERODUNI	173.2	2.17

## 5. Database delle piogge estreme di un'area di studio

4	11	1985	MORIGERATI	204	2.21
17	11	1985	VITULAZIO	120	2.09
			APICE	115.8	2.46
			FLUMERI	90	2.14
			MONTECALVO IRPINO (Malvizza)	90.2	2.15
			PAGO VEIANO	91.2	2.22
			PADULI	91.4	2.04
			ALTAVILLA IRPINA	142	2.02
			LAURO	156.4	2.10
			PALMA CAMPANIA	203	3.35
			CASERTA (Genio Civile)	144	2.31
			NAPOLI (Servizio Idrografico)	136.8	2.25
			ERCOLANO (Osservatorio Vesuviano)	129	2.26
			SARNO (S.Maria La Foce)	170.4	3.04
			MAIORI	194	2.49
			CAVA DE' TIRRENI (Ente Provinciale Turismo)	223.4	2.09
			SALERNO	207	2.32
31	1	1986	PIGNATARO MAGGIORE	156.8	2.21
28	9	1986	CAPRI (Aeronautica Militare)	102	2.11
10	11	1987	NAPOLI (Servizio Idrografico)	135.8	2.23
			CASTELLAMMARE DI STABIA	182	2.40
			PIANO DI SORRENTO (Casa d'Ardia)	165.4	2.40
			PIANO DI SORRENTO (Istituto Nautico)	196.8	2.57
			SORRENTO	188	2.10
26	2	1989	CASSANO IRPINO	260	2.60
30	8	1990	ARIANO DI PUGLIA / ARIANO IRPINO	105	2.22
28	10	1990	TORRACA	210	2.38
9	12	1990	BISEGNA (E. F.)	143	2.01
10	12	1990	ALATRI	150.2	2.03
27	9	1991	TEANO	139.2	2.05
			VAIRANO PATENORA	197.8	2.26
			PRATELLA	196	2.09
5	12	1992	BALSORANO (E. F.)	250.6	2.23
6	12	1992	PALMA CAMPANIA	129	2.13
2	10	1993	S. BENEDETTO DEI MARSI (E. F.)	118	2.69
			VILVALLELONGA	208.8	2.51
			ORTUCCHIO	146.8	2.56
			BALSORANO (E. F.)	228	2.03
			CASSINO (Genio Civile)	186.8	2.14
			CERVARO	302.6	3.33
			CARPINONE	137.6	2.19
3	10	1993	SGURGOLA	244.4	2.75
			FIUGGI (Fonte Vecchia)	170.6	2.24
4	10	1993	ANAGNI (Paese)	190	2.55
27	12	1993	CICERALE CILENTO	135	2.25
3	1	1995	ARIANO DI PUGLIA / ARIANO IRPINO	100	2.12

4	1	1995	CARIFE	123	2.28
			FRIGENTO	106	2.02
4	9	1995	FAICCHIO	137.4	2.00
3	11	1995	TORRACA	180	2.04
5	11	1995	ROCCASICURA	172	2.51
6	12	1995	GINESTRA DEGLI SCHIAVONI	148	2.79
12	12	1995	NAPOLI (Aeroporto di Capodichino)	134.8	2.01
20	9	1996	SALERNO (Contrada Pastena)	165.6	2.00
13	11	1997	S. CROCE DEL SANNIO	118.8	2.16
			S. LORENZO MAGGIORE	136	2.08
13	9	1998	S. ANGELO A FASANELLA	147.8	2.32
			BELLOSGUARDO (C.so Garibaldi)	148	2.47
22	11	1999	PICINISCO (Grotta Campanara)	190	2.01
16	12	1999	S. MARTINO VALLE CAUDINA	247.8	2.78
17	12	1999	ACERNO	205	2.07

Nel complesso, per gli eventi considerati, il valore massimo dei massimi annuali delle piogge giornaliere osservate è di 504 mm verificatosi il 26.10.1954 nella stazione di Salerno (alluvione di Salerno) cui corrisponde un  $K_{ij}$  di 5.64, mentre il valore minimo è di 87 mm verificatosi il 13.07.76, il valore medio è di 171 mm.

Osservando la distribuzione campionaria dei valori di  $K$  degli eventi in Tabella 5.3 (Figura 5.6 e 5.7) si rileva che oltre il 50% di essi hanno una valore compreso tra 2 e 2.25 (53%). Se si considera l'intervallo 2-2.5 i valori di  $K$  osservati coprono addirittura il 73% circa dell'intera popolazione.

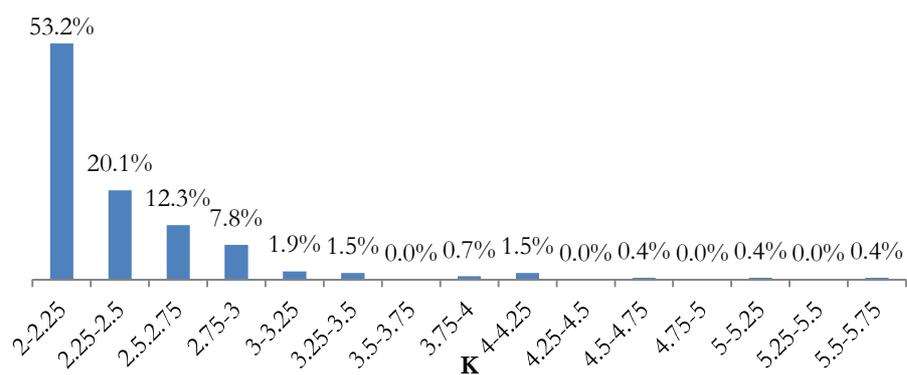


Figura 5.6 Distribuzione campionaria dei valori di  $K$  osservati per gli eventi di Tabella 5.3

Circa un 20% dei valori osservati sono compresi nell'intervallo 2.5-3. Il restante 7% degli eventi ha un valore di K compreso tra 3 e 3.75, con una predominanza di valori tra 3 e 3.5 (3.3%) e pochi valori oltre 4.25, che complessivamente riguardano circa l'1,1% del campione.

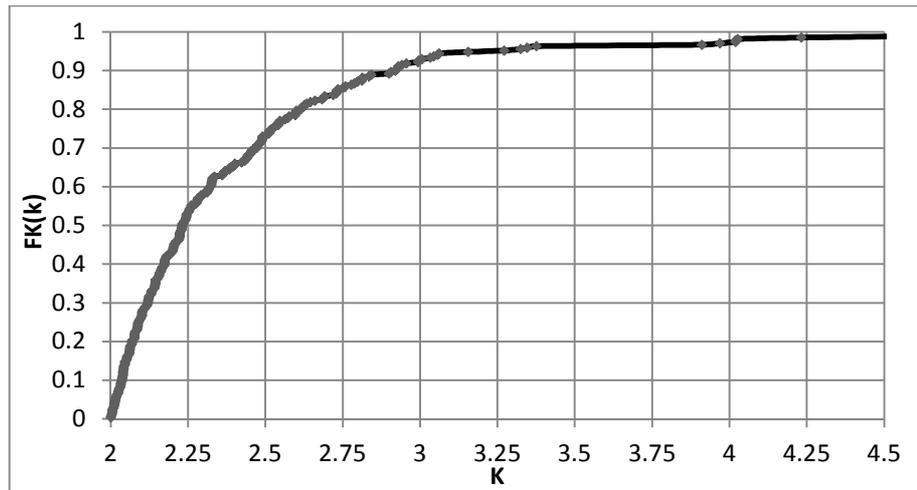


Figura 5.7 Distribuzione cumulata campionaria dei valori di K osservati per gli eventi di Tabella 5.3

### 5.2.2 Piogge giornaliere

La base dati delle piogge giornaliere è costituita dalle osservazioni pluviometriche registrate nelle stazioni di misura di competenza dell'ex ufficio compartimentale di Napoli del S.I.M.N. e riportate negli annali idrologici.

La base dati è leggermente più ampia rispetto a quella dei massimi annuali in quanto sono state considerate tutte le stazioni per le quali erano disponibili i dati, quindi anche di quelle con meno di 30 anni di osservazione. Al fine di avere una base dati quanto più ampia possibile, inoltre, sono state aggiunte alcune stazioni per le quali il Laboratorio di Idraulica Ambientale e Marittima dell'Università degli Studi di Salerno disponeva dei dati di pioggia giornaliera. La Figura 5.8 riporta la distribuzione spaziale delle stazioni considerate.

Più in dettaglio i dati considerati sono le piogge giornaliere relative ai giorni in cui si sono verificati gli eventi in Tabella 5.3, al giorno precedente e a quello successivo.

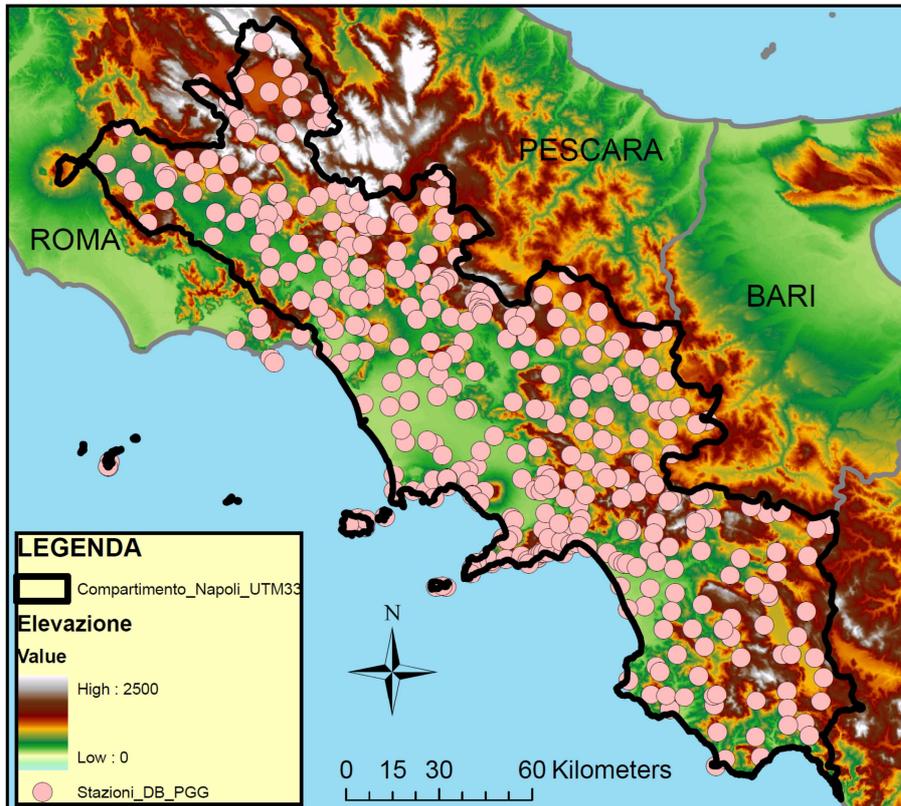


Figura 5.8 Distribuzione spaziale delle stazioni pluviometriche costituenti il database delle piogge giornaliere.

I dati raccolti sono stati quindi organizzati in un database costituito da 387 stazioni e 147 eventi estremi con dati che vanno dal 1918 al 1999.

Il numero di dati disponibili varia da evento ad evento, mediamente si riscontrano 193 stazioni con dati per ogni evento, con un massimo di 238 stazioni nel 1984 e un minimo di 12 stazioni negli anni 1947 e 1949 (cfr. Figura 5.9).

Mediamente, quindi, la densità dei pluviometri è di una stazione ogni 102 km<sup>2</sup> circa, con un minimo di una stazione ogni 1.612 km<sup>2</sup> e un massimo di una stazione ogni 81 km<sup>2</sup>.

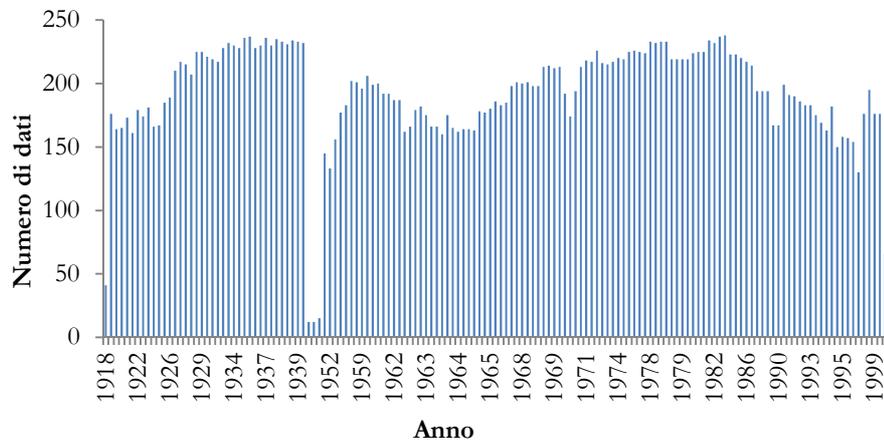


Figura 5.9 Numero di dati disponibili in funzione dell'anno.

### 5.3 INDIVIDUAZIONE A PRIORI DELLE DIVERSE TIPOLOGIE DI EVENTI

Per ciascuno degli eventi indicati in Tabella 5.3, utilizzando i dati descritti al paragrafo 5.2.2, sono stati disegnati i campi di precipitazione giornaliera registrati sull'area di studio nel giorno in cui si è verificato l'evento.

Il tracciamento dei campi di precipitazione è stato svolto interpolando i dati, sia con il metodo dell'inverso del quadrato della distanza (IDW), sia con il *kriging* ordinario, utilizzando gli strumenti *Geostatistical Analyst* del software ArcMAP della ESRI.

Per quanto riguarda l'interpolazione IDW è stata implementata in Matlab una procedura automatica che prende i dati dal database delle piogge giornaliere e traccia le isoiete giornaliere relative ad un dato evento.

I risultati ottenuti con i tre metodi non mostrano apprezzabili differenze come si può verificare dai grafici dei paragrafi che seguono, si può solo commentare che il metodo IDW tende a mettere maggiormente in evidenza gli eventi localizzati.

L'individuazione delle diverse tipologie di eventi è stata svolta osservando le configurazioni spaziali dei campi di pioggia e tenendo conto delle caratteristiche spaziali delle singole tipologie di eventi.

### 5.3.1 Uragani mediterranei

L'individuazione dei *medicane* è stata svolta tenendo conto delle loro caratteristiche, in particolare si è tenuto conto della ridotta scala spaziale interessata del fenomeno, la forte persistenza delle precipitazioni, la prossimità al mare e la stagione di occorrenza (cfr. § 3.1.3).

Operando in questo modo è stato individuato un solo evento con caratteristiche che sembrano essere plausibilmente riconducibili a quelle tipiche dei *medicane*, l'evento alluvionale di Salerno del 26 Ottobre 1954.

Le Figure 5.10, 5.11 e 5.12 riportano il campo delle piogge giornaliere osservate nel giorno dell'evento, ricostruiti mediante, rispettivamente, il codice Matlab che implementa il metodo dell'IDW, il software ArcMAP con il metodo dell'IDW, il software ArcMAP con la tecnica del *kriging* ordinario.

La Figura 5.13, invece, riproduce la carta delle isoiete riportata nella Parte II dell'Annale Idrologico del 1954.

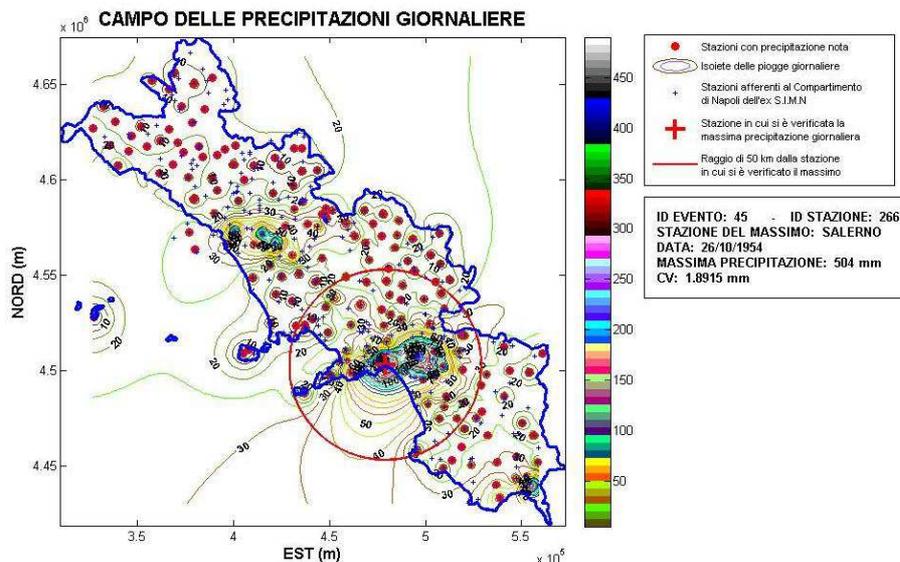


Figura 5.10 Interpolazione IDW delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 26.10.54 effettuata con apposito codice di calcolo in Matlab

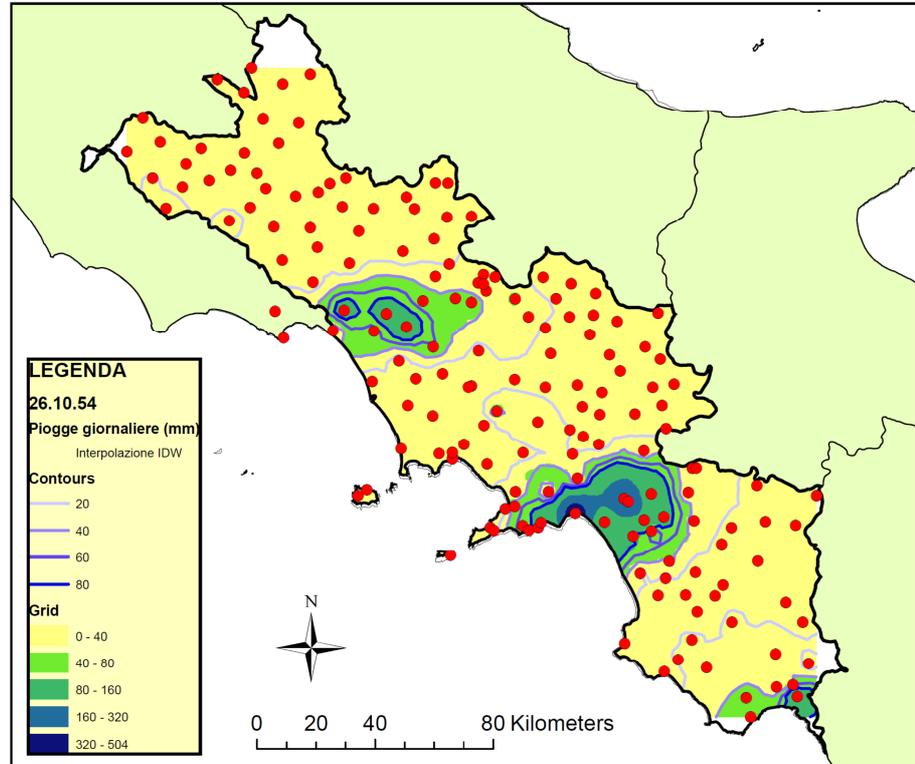


Figura 5.11 Interpolazione IDW delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 26.10.54 effettuata con il software ArcMAP della ESRI

Tutte le figure evidenziano un centro di massima piovosità nella zona costiera in prossimità della città di Salerno con precipitazioni che sono andate rapidamente diminuendo procedendo verso l'entroterra.

È interessante osservare che l'evento si è verificato in uno dei mesi in cui è più probabile che si sviluppino i medicane (cfr. § 3.1.3).

Nell'area interessata dall'evento sono stati quindi individuati i valori dei massimi annuali che nell'anno 1954 si sono verificati il giorno 26 ottobre, trovando le stazioni indicate in Tabella 5.4.

Per le motivazioni sopra espote, tali massimi sono stati quindi attribuiti ad una struttura meteorologica tipo uragano mediterraneo.

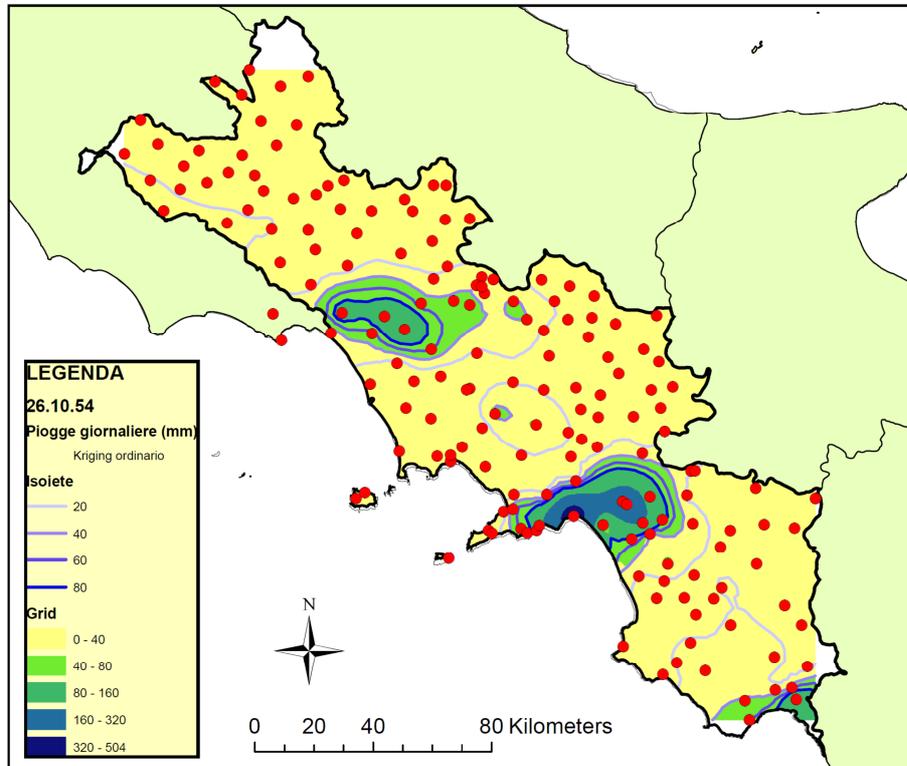


Figura 5.12 *Kriging* ordinario delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 26.10.54 effettuato con il software ArcMAP della ESRI

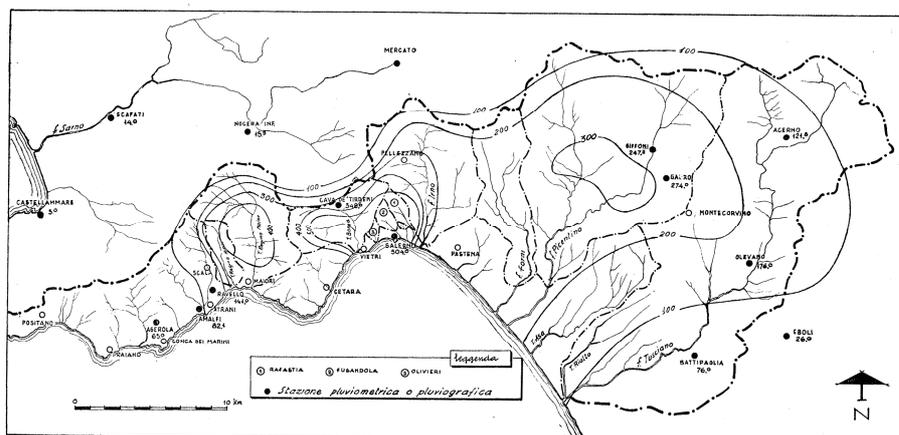


Figura 5.13 Carta delle piogge del 25-26 ottobre 1954 (tratta dalla Parte II dell'Annale Idrologico del 1954)

**Tabella 5.4 Stazioni che hanno registrato il massimo annuale delle piogge giornaliere il 26.10.1954**

Stazione	Massimo (mm)
Teano	146.4
Salerno	504
Gauro	274
Giffoni Vallepiiana (Centrale Carpinelli)	247.2
Ravello	141
Acerno	122
Olevano sul Tusciano	176
Battipaglia	76
Campagna	94
Altavilla Silentina	45
Cava	348.6
SS. Cosmo e Damiano	112
Roccamonfina	118
Torraca	167

### 5.3.2 Celle temporalesche isolate

L'individuazione delle celle temporalesche isolate è stata svolta tenendo conto delle caratteristiche descritte al paragrafo 3.1.2, in particolare si è tenuto conto della estrema variabilità spaziale che le caratterizza, della ridotta estensione delle aree investite, della rapida decadenza delle precipitazioni con la distanza.

A mò di esempio le Figura 5.14, 5.15 e 5.16 riportano il campo delle piogge giornaliere osservate nel giorno dell'evento che ha interessato la stazione di Flumeri il 29.12.1970, ricostruiti mediante, rispettivamente, il codice Matlab che implementa il metodo dell'IDW, il software ArcMAP con il metodo dell'IDW, il software ArcMAP con la tecnica del *kriging* ordinario.

Le mappe del tipo indicato nelle suddette figure sono state tracciate per tutti gli eventi indicati in Tabella 5.3, analizzando tali mappe sono stati individuati 29 eventi che sembrano essere plausibilmente generati da celle temporalesche isolate, l'elenco completo è indicato in Tabella 5.5.

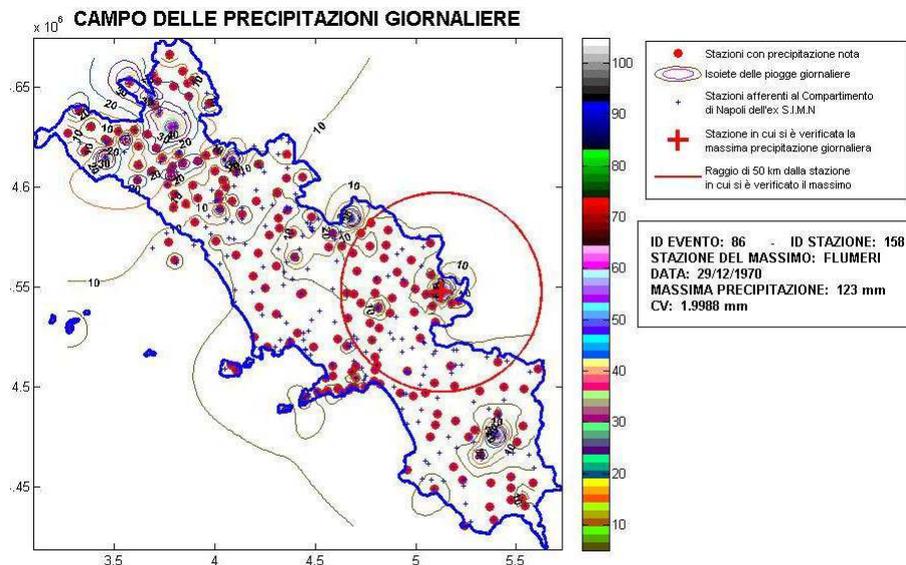


Figura 5.14 Interpolazione IDW delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 29.12.70 effettuata con apposito codice di calcolo in Matlab

Tabella 5.5 Date (G/M/A) degli eventi classificati come celle temporalesche isolate con indicazione del massimo annuale (Max) e dei K osservati.

G	M	A	STAZIONE	Max (mm)	K
31	8	1920	PESCOLAMAZZA / PESCOSANNITA	120.2	2.38
15	6	1921	ALIFE	146.5	2.18
28	8	1921	NAPOLI (Camaldoli - Eremo)	192	3.06
13	6	1934	PONTECAGNANO (Paese)	155.5	2.10
22	1	1938	MURO LUCANO	138	2.22
27	6	1950	GROTTAMINARDA	140	2.73
21	8	1961	PONZA (Aeroporto Militare)	130	2.14
15	12	1963	ROCCAMONFINA	307	3.38
30	5	1964	CASALVELINO	121	2.04
8	8	1964	CUSANO MUTRI	220	2.10
25	10	1966	VENAFRO	220	2.48
11	12	1968	ISCHIA (Porto)	180	2.62
20	2	1970	BUCCINO	120	2.23
29	12	1970	FLUMERI	123	2.93
4	1	1973	CAIAZZO	150	2.21
31	12	1974	MERCATO SAN SEVERINO	200	2.06
13	7	1976	MONTECALVO IRPINO (Malvizza)	87	2.07
21	11	1977	SERINO (Sorgente Urciuoli)	165	2.06

5. Database delle piogge estreme di un'area di studio

14	5	1978	CASTEL SAN VINCENZO (Enel)	210	2.73
11	10	1979	PONZA (Aeroporto Militare)	141.2	2.33
8	10	1980	SERINO (Sorgente Pelosi)	240	2.33
11	11	1980	VALLO DELLA LUCANIA	216	2.72
24	7	1982	FLUMERI	87.8	2.09
28	9	1986	CAPRI (Aeronautica Militare)	102	2.11
30	8	1990	ARIANO DI PUGLIA / ARIANO IRPINO	105	2.22
5	12	1992	BALSORANO (E. F.)	250.6	2.23
4	10	1993	ANAGNI (Paese)	190	2.55
3	1	1995	ARIANO DI PUGLIA / ARIANO IRPINO	100	2.12
5	11	1995	ROCCASICURA	172	2.51

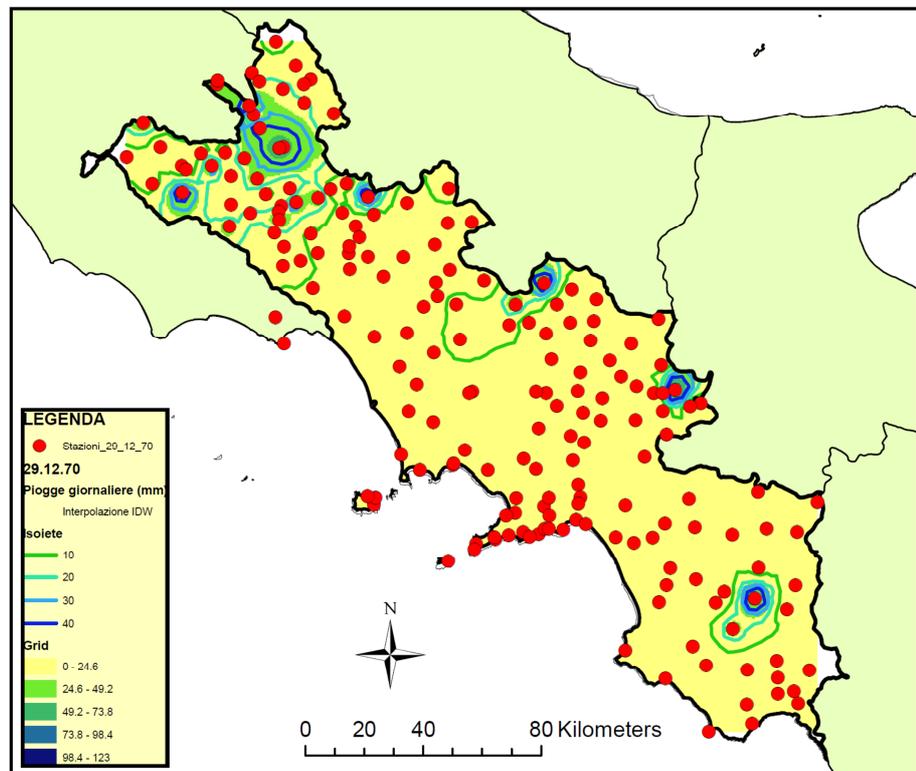


Figura 5.15 Interpolazione IDW delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 29.12.70 effettuata con il software ArcMAP della ESRI

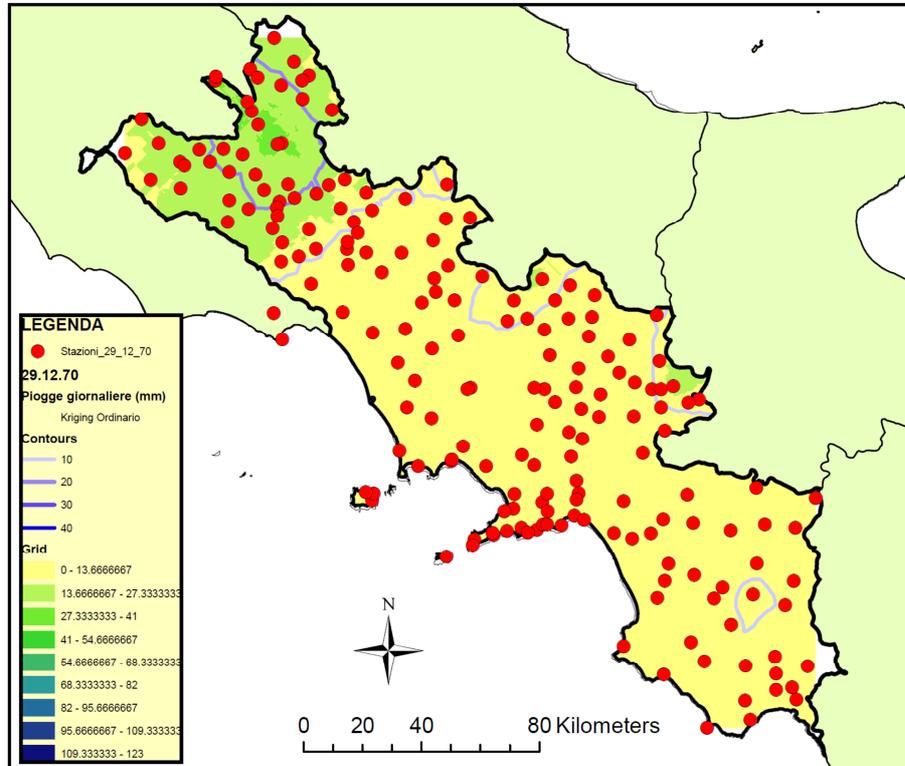


Figura 5.16 Kriging ordinario delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 29.12.70 effettuato con il software ArcMAP della ESRI

### 5.3.3 Eventi frontali

Individuati gli eventi appartenenti alla tipologia degli uragani mediterranei (Tabella 5.4) e a quella delle celle temporalesche isolate (Tabella 5.5), i restanti massimi annuali sono stati considerati come generati da eventi di tipo frontale. Tale assunto è confortato dall'analisi dei loro campi spaziali di precipitazione.

Per tali eventi, infatti, le mappe delle precipitazioni giornaliere mostrano piogge che hanno interessato aree abbastanza estese, con ridotta variabilità spaziale.

A titolo di esempio nelle figure che seguono si mostra il campo delle piogge giornaliere osservato nel giorno dell'evento che ha interessato la stazione di Palma Campania e diverse altre stazioni il 17.11.1985, ricostruiti con i tre metodi indicati in precedenza.

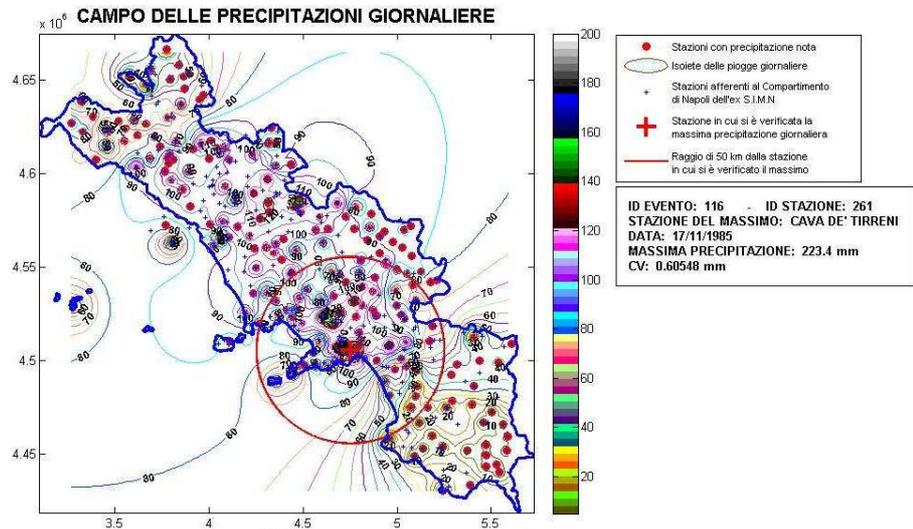


Figura 5.17 Interpolazione IDW delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 17.11.85 effettuata con apposito codice di calcolo in Matlab

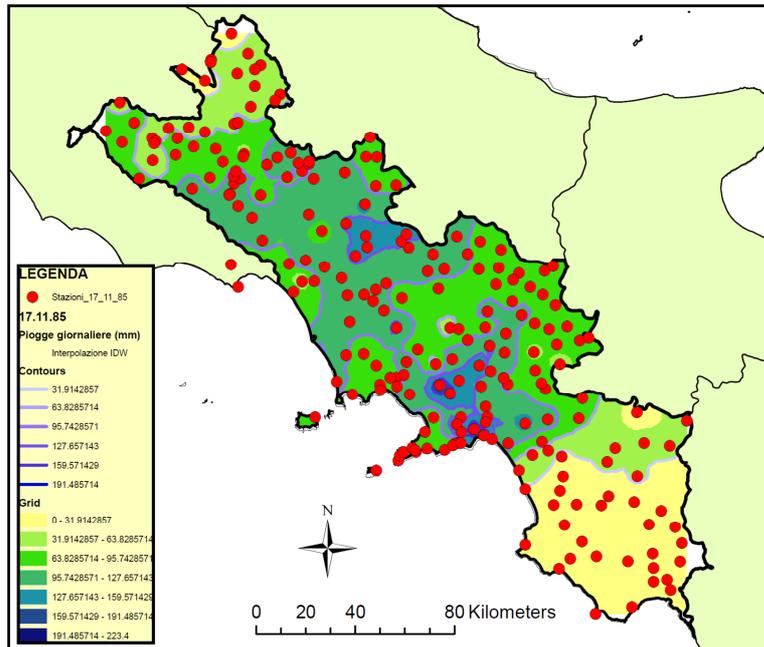


Figura 5.18 Interpolazione IDW delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 17.11.85 effettuata con il software ArcMAP della ESRI

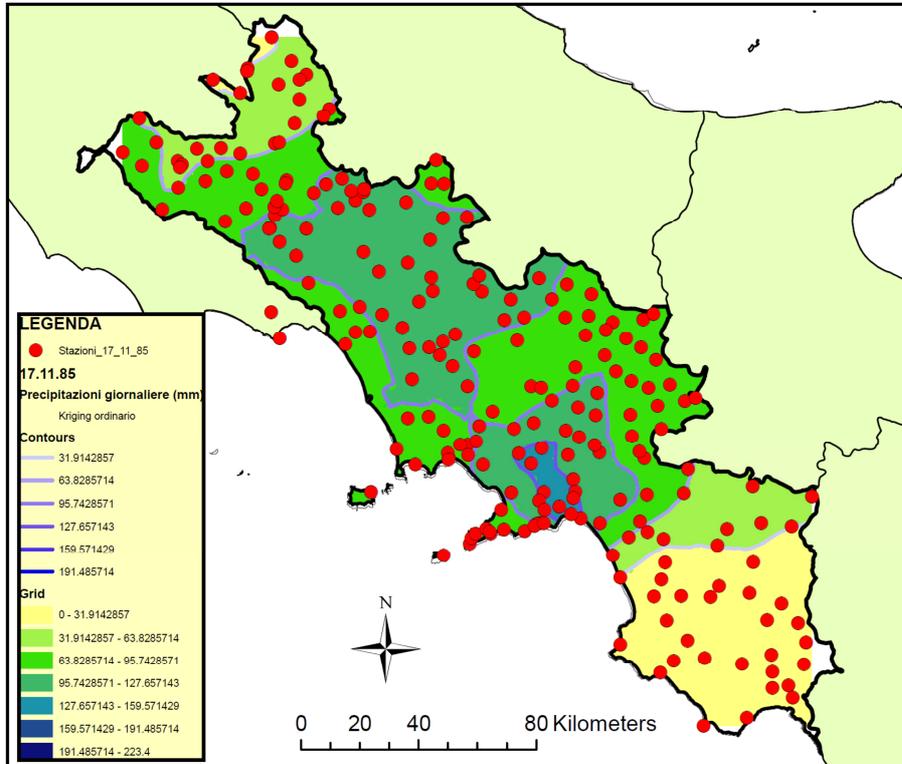


Figura 5.19 Kriging ordinario delle piogge giornaliere osservate nell'area di studio il giorno 17.11.85 effettuato con il software ArcMAP della ESRI

#### 5.4 DISTRIBUZIONE TEMPORALE DEGLI EVENTI

Analizzando la distribuzione dei massimi annuali caratterizzati da un valore di  $K > 2$  negli anni, si osserva che nel periodo 1918-1999, il numero medio di eventi per anno è circa 3, con un massimo nel 1948 (20 eventi) e alcuni anni senza eventi (cfr. Fig. 5.20).

Passando invece all'analisi della distribuzione degli stessi eventi in funzione del mese (Fig. 5.21) si osserva che circa il 40% si sono verificati nel mese di ottobre e che circa l'84% si sono verificati nel quadrimestre ottobre-dicembre.

Per analizzare la stagionalità degli eventi più intensi, il grafico in Figura 5.22 riporta, per ogni mese, il numero di eventi in funzione del relativo valore di  $K$ .

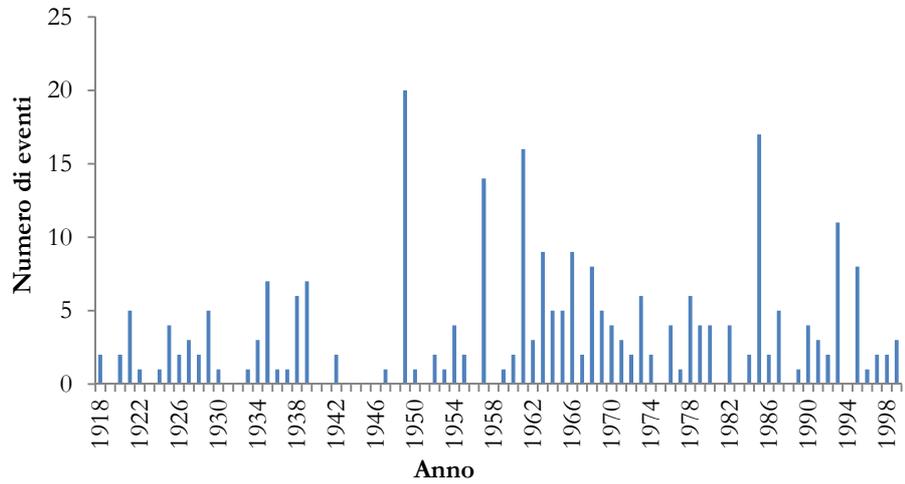


Figura 5.20 Distribuzione del numero di massimi annuali con  $K > 2$  tra i diversi anni

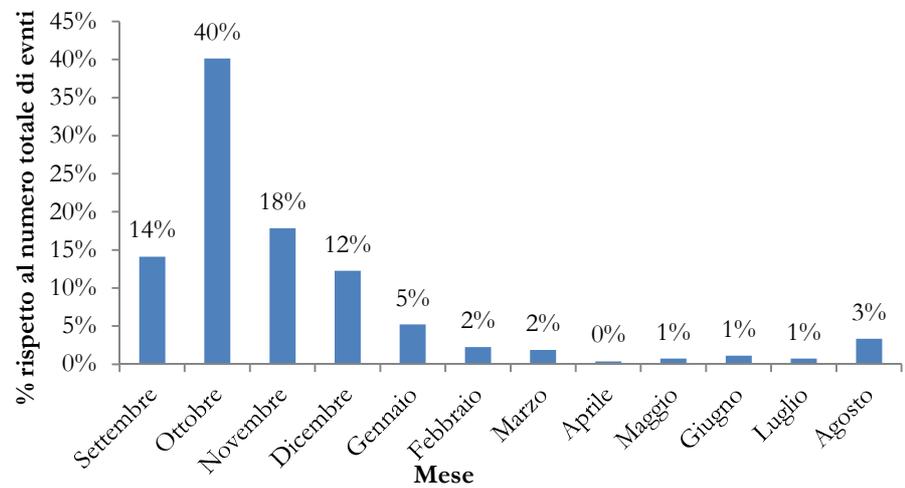


Figura 5.21 Distribuzione dei massimi annuali con  $K > 2$  tra i diversi mesi dell'anno

Il grafico evidenzia che:

- i valori di  $2 < K < 2.25$  sono stati osservati in tutti i mesi dell'anno, anche se la maggior parte si concentrano nel periodo autunnale;
- eventi con  $2.25 < K < 2.5$  non sono stati osservati nel periodo primaverile;
- valori di  $2.5 < K < 2.75$  sono stati osservati in ogni mese dell'anno ad eccezione di aprile e luglio;
- valori di  $2.75 < K < 3.5$  si sono verificati nel periodo agosto-dicembre con una prevalenza di eventi nel mese di ottobre;
- i valori  $K > 3.5$  si osservano prevalentemente nel mese di ottobre, con qualche evento nel mese di settembre.

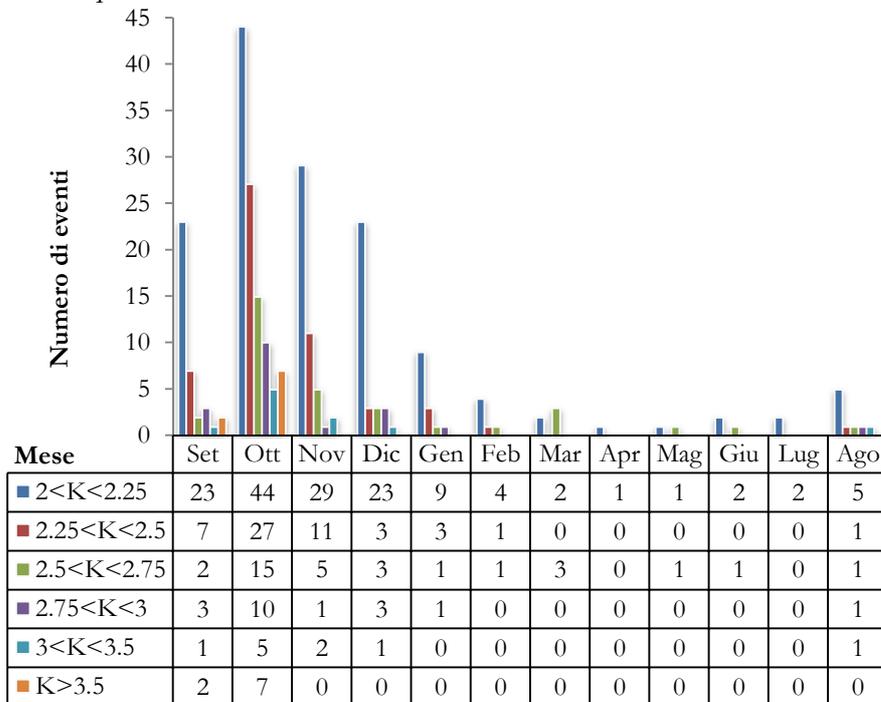
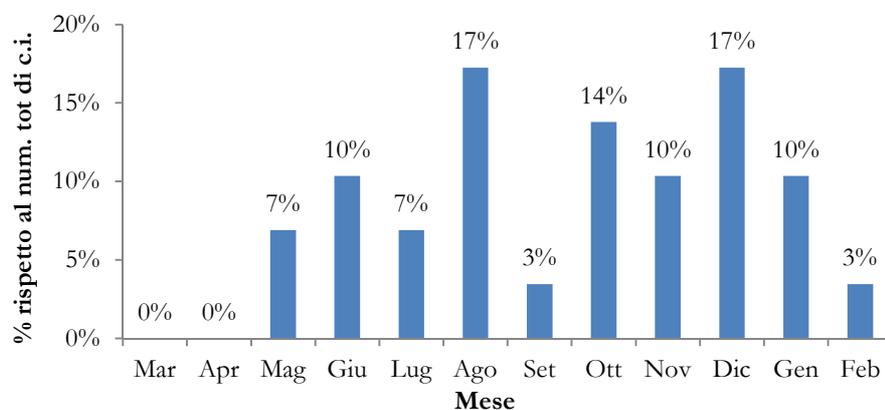


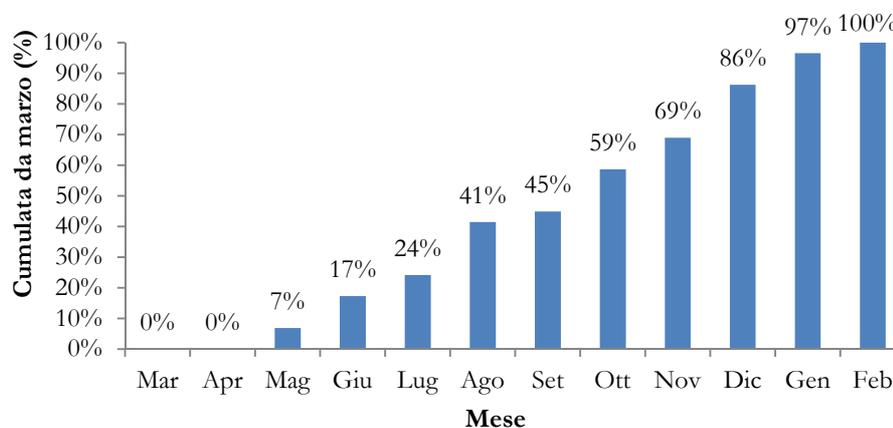
Figura 5.22 Numero di eventi in funzione dei mesi e del valore di K

Passando all'analisi della distribuzione del numero di eventi del tipo cella isolata (Tabella 5.5) tra i diversi mesi dell'anno (Figura 5.23 e 5.24) si osserva che la maggior parte degli eventi si verificano nei mesi di agosto, ottobre e dicembre.



**Figura 5.23 Distribuzione delle celle temporalesche isolate tra i diversi mesi dell'anno**

Il grafico che segue riporta, per ogni mese, il numero di eventi espresso in % rispetto al numero totale di celle isolate che si sono verificati da marzo al mese considerato. Si osserva che la maggior parte degli eventi si concentrano tra maggio e ottobre (59%), il restante 41% si ripartisce tra novembre e febbraio.



**Figura 5.24 Distribuzione cumulata delle celle temporalesche isolate dal mese di marzo ai diversi mesi dell'anno**

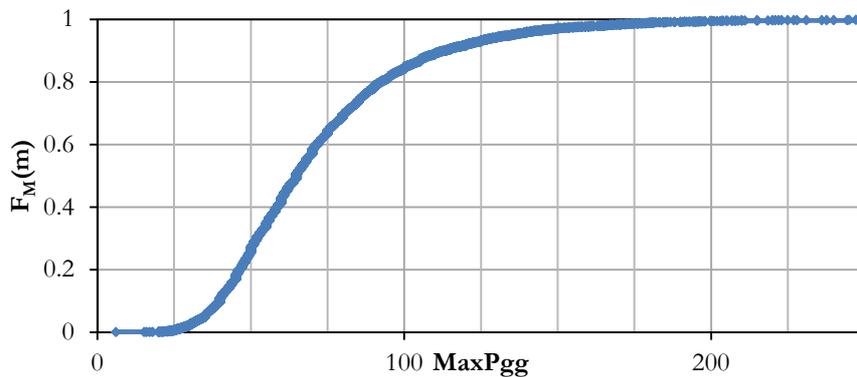
## 5.5 DISTRIBUZIONE SPAZIALE DEGLI EVENTI

Per caratterizzare la distribuzione spaziale dei massimi della pioggia giornaliera sull'intera area di studio è stato seguito l'approccio proposto da Gabriele e Chiaravalloti (2012).

In particolare è stata preliminarmente determinata la distribuzione cumulata campionaria dei valori dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere aggregati in un unico vettore che raccoglie le serie storiche di tutte le stazioni (Figura 5.25).

In questo modo è stato possibile stimare il valore mediano regionale  $H_{med}$  (percentile 0.5) di tutti i massimi annuali considerati e quindi valutare, per ciascuna serie storica di tabella 5.1, la frequenza dei valori superiori ad  $H_{med}$ .

Operando in questa maniera le stazioni nelle quali tutti i valori della serie storica sono superiori ad  $H_{med}$  sono caratterizzate da una frequenza pari a 1 e viceversa, per quelle in cui nessun valore è superiore ad  $H_{med}$ , si ha una frequenza pari a 0.



**Figura 5.25** Distribuzione cumulata campionaria dei massimi annuali delle piogge giornaliere osservati nell'area di studio

La Figura 5.26 riporta la distribuzione spaziale delle stazioni con indicazione, per ciascuna di esse, della frequenza di superamento del valore corrispondente al percentile 0.5.

Essa mostra come le massime frequenze si verificano sostanzialmente in prossimità dei rilievi montuosi più elevati dell'Appennino Abruzzese-Sannita, a Nord, Campano al centro e Lucano al Sud.

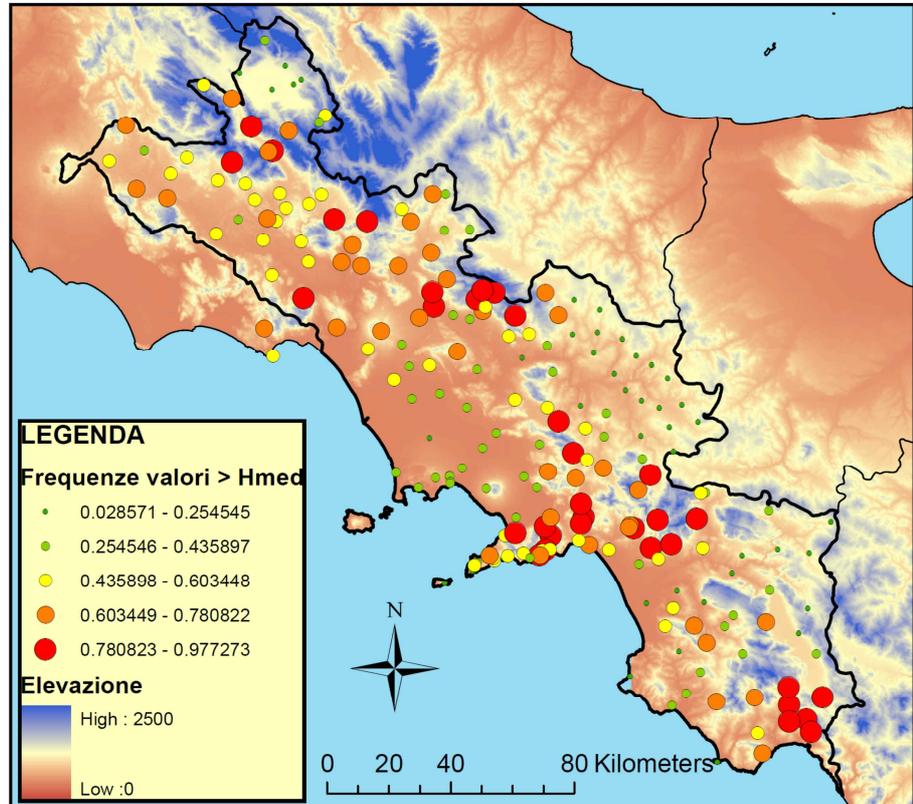


Figura 5.26 Distribuzione spaziale della frequenza di superamento del valore mediano regionale (percentile 0.5) dei massimi annuali delle piogge giornaliere

La Figura 5.27, invece, mostra la distribuzione spaziale degli eventi di Tabella 5.3 con mappati i rispettivi valori di K. L'immagine evidenzia che i valori di K inferiori a 2.4 sembrano essere abbastanza casuali sul territorio, anche i valori compresi tra 2.4 e 2.76 sembrano essere distribuiti abbastanza uniformemente sul territorio, ma a ben guardare essi sembrano verificarsi tentenzialmente in prossimità dei rilievi montuosi più elevati. I valori di K superiori a 2.76, infine, sembrano concentrarsi nella zona centrale dell'area di studio.

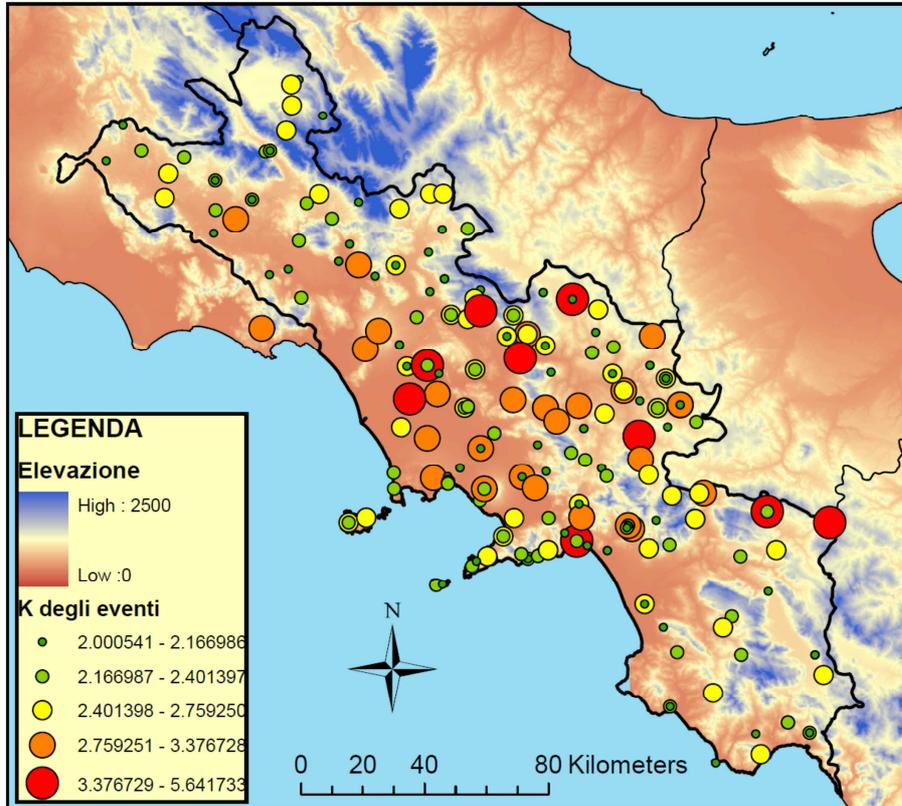


Figura 5.27 Distribuzione spaziale degli eventi considerati (Tabella 5.3) con indicazione dei rispettivi valori di K

La distribuzione spaziale delle celle temporalesche isolate (Figura 5.28) evidenzia che la maggior parte di esse si sono verificate in prossimità dei rilievi montuosi più elevati.

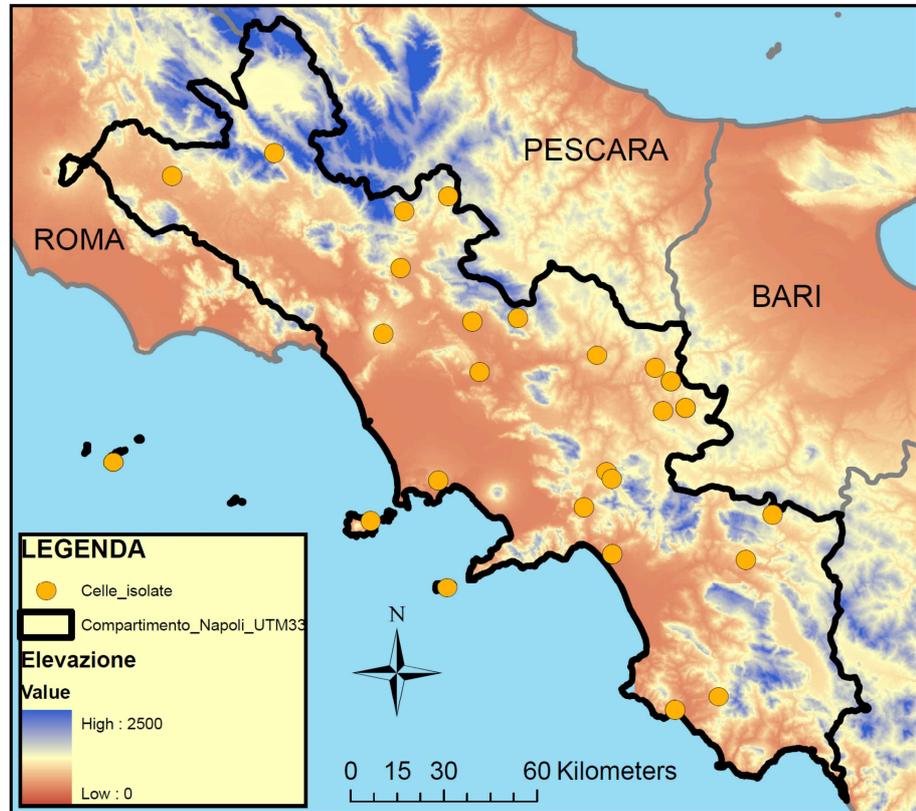


Figura 5.28 Distribuzione spaziale delle celle temporalesche isolate (Tabella 5.5)

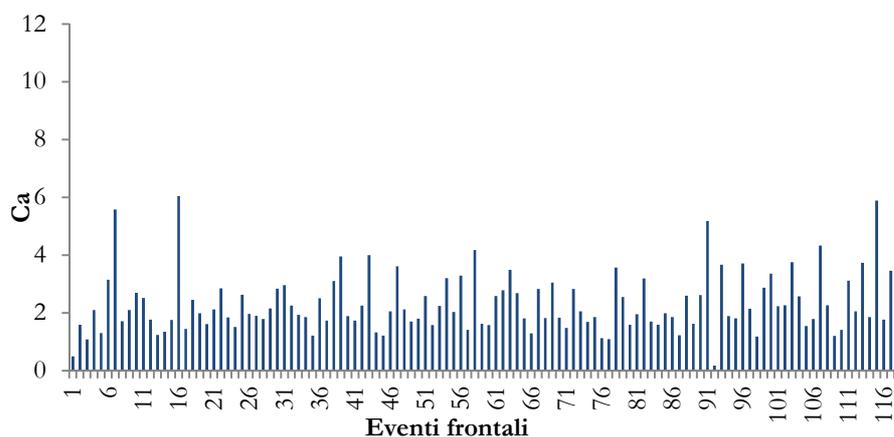
## 5.6 CONFRONTO EVENTI FRONTALI-CELLE ISOLATE

Nel presente paragrafo vengono commentate alcune differenze che sono state riscontrate nell'analisi degli eventi frontali e delle celle isolate

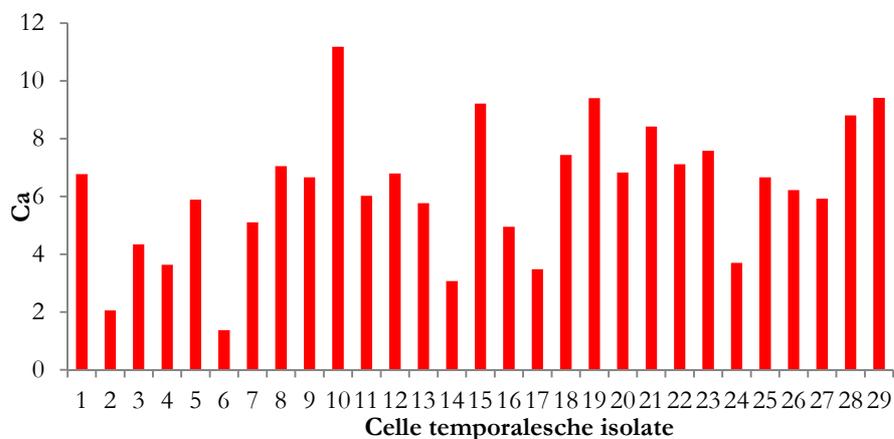
### 5.6.1 Indici statistici

Confrontando i valori dei coefficienti di asimmetria delle precipitazioni giornaliere osservati sull'intera area di studio durante ciascun evento (Figure 5.29 e 5.30), si osserva che i valori relativi agli eventi frontali sono mediamente  $1/3$  di quelli calcolati per gli eventi tipo celle isolate. I valori del coefficiente di asimmetria per gli eventi frontali infatti sono

mediamente pari a 2.31, a fronte di un valore medio di 6.23 associato agli eventi di tipo isolato.



**Figura 5.29** Coefficienti di asimmetria delle piogge giornaliere associate agli eventi frontali



**Figura 5.30** Coefficienti di asimmetria delle piogge giornaliere associate alle celle temporalesche isolate

Analogamente, confrontando i valori dei coefficienti di variazione delle precipitazioni giornaliere osservati sull'intera area di studio durante ciascun evento (Figure 5.31 e 5.32) si osserva che i valori relativi agli eventi frontali sono mediamente 1/2 di quelli calcolati per gli eventi tipo

celle isolate. I valori del coefficiente di variazione per gli eventi frontali, infatti, sono mediamente pari a 1.13, a fronte di un valore medio di 2.78 associato agli eventi di tipo isolato.

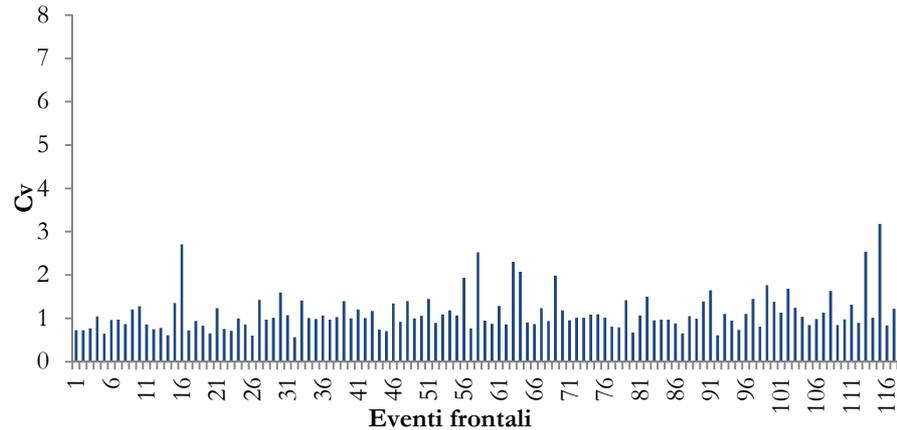


Figura 5.31 Coefficienti di variazione delle piogge giornaliere associate agli eventi frontali

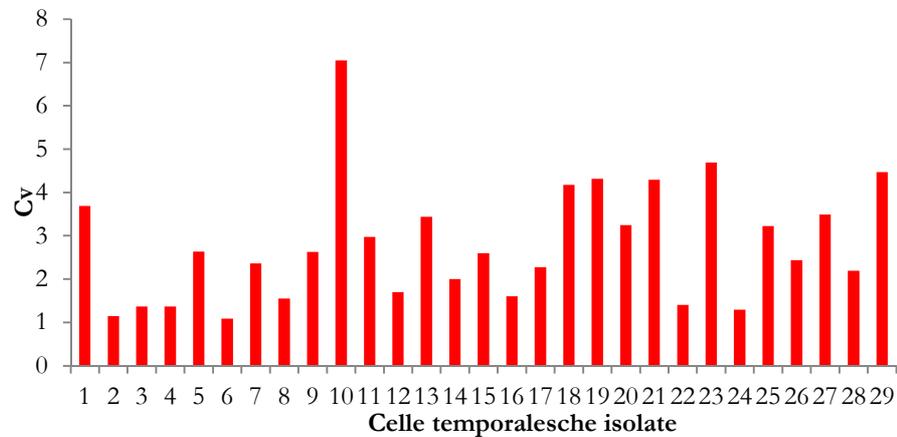


Figura 5.32 Coefficienti di variazione delle piogge giornaliere associate alle celle temporalesche isolate

Un risultato analogo è stato trovato da Garcia et al. (2008) che hanno proposto di utilizzare il valore spaziale del Cv come indicatore per l'identificazione degli eventi convettivi.

### 5.6.2 Analisi geostatistica

Per ciascuno degli eventi considerati, è stato tracciato il semivariogramma sperimentale ed è stato interpolato con il modello teorico esponenziale al fine di individuare il valore del *range*. A tal fine è stato utilizzato l'apposito strumento *Geostatistical Analyst* del software ArcMAP della ESRI.

L'adattamento del semivariogramma teorico a quello sperimentale non sempre è riuscito. In alcuni casi, infatti, non è stato possibile individuare un valore netto del range, come avviene ad esempio nel caso di Figura 5.33.

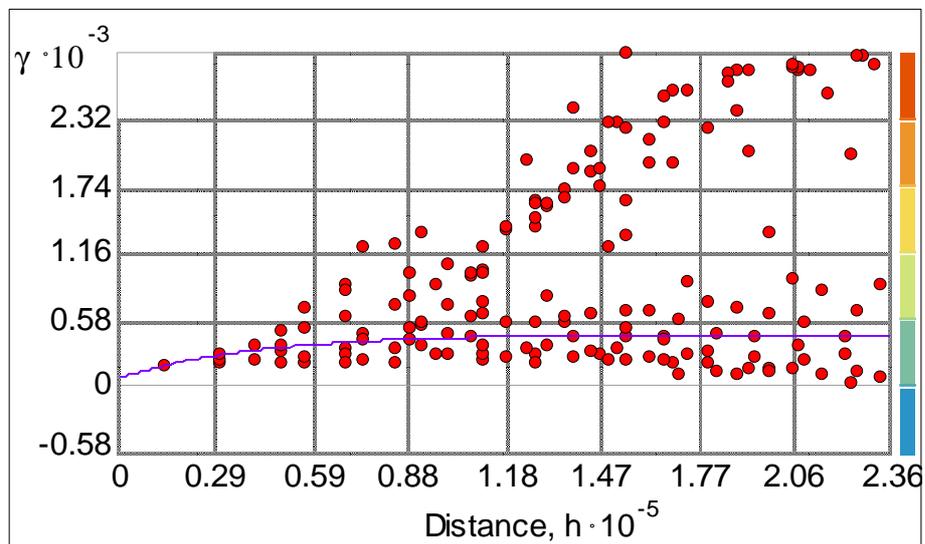


Figura 5.33 Esempio di semivariogramma per il quale non si riesce a definire chiaramente il range

Le Figure 5.34 e 5.35 mostrano due esempi di interpolazione del semivariogramma sperimentale con quello teorico, in particolare la prima si riferisce ad un evento frontale, la seconda ad un evento isolato.

Per le celle temporalesche isolate, in 12 casi su 29, non è stato possibile interpolare adeguatamente il semivariogramma sperimentale con quello teorico. Per i restanti 17 eventi è stato riscontrato che i semivariogrammi sono caratterizzati da un valore medio del range di circa 53 km, circa il 65% degli eventi hanno un range inferiore a 55 km, percentuale che sale al 76% se si considerano i valori di range inferiori a 65 km.

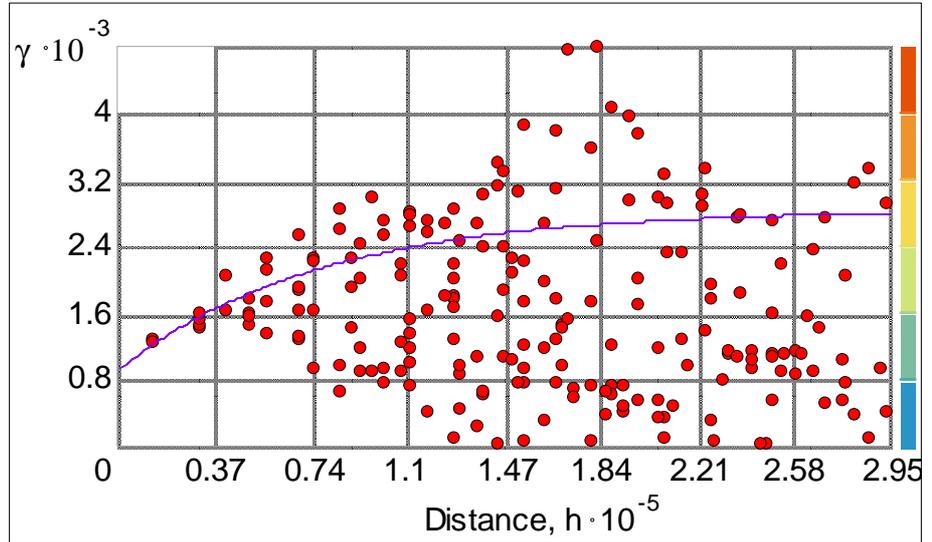


Figura 5.34 Esempio di semivariogramma di un evento frontale

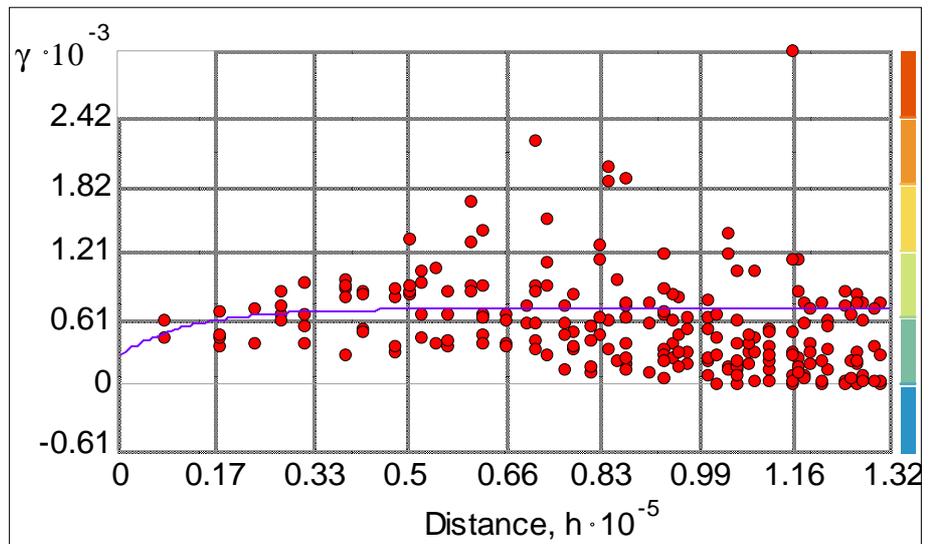


Figura 5.35 Esempio di semivariogramma di una cella temporalesca isolata

I valori del range relativi agli eventi frontali, invece, risultano generalmente più elevati.

Ricordando che il range di un semivariogramma è la distanza entro la quale il valore del campo risente del valore nei punti circostanti, i risultati

appena discussi sembrano confermare la possibilità di utilizzare il semivariogramma per l'individuazione delle strutture meteorologiche che hanno generato il campo di precipitazione. Reinterpretando il semivariogramma nella chiave di lettura appena descritta, si potrebbero spiegare semivariogrammi tipo quello di Figura 5.33, quello di seguito riportato (Figura 5.36) ed in misura meno accentuata anche di Figura 5.34 e 5.35.

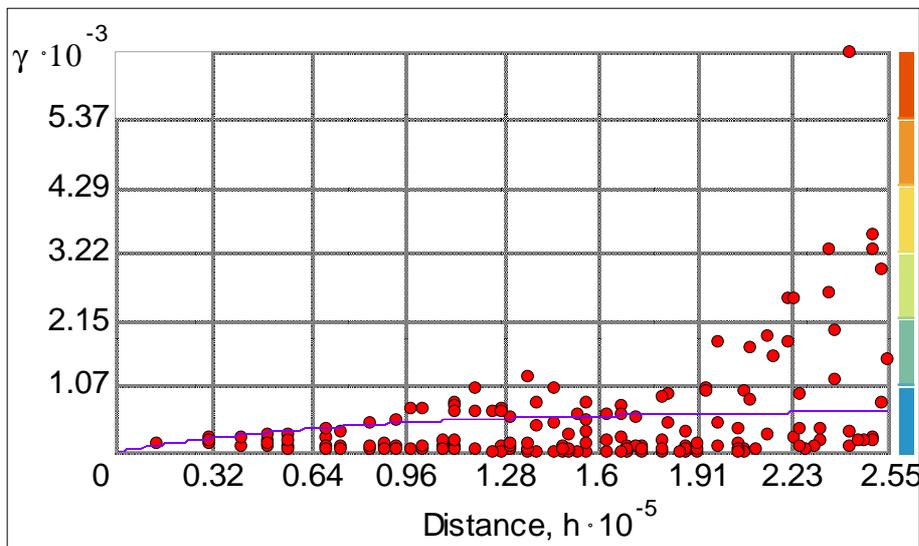


Figura 5.36 Esempio di semivariogramma con una ripresa della correlazione dopo una certa distanza

In questi casi infatti, dopo un tratto più o meno breve in cui i valori del campo non sembrano risentire più del valore nei punti circostanti, la correlazione si ripresenta dopo una certa distanza. Tale fenomeno potrebbe essere spiegato con l'esistenza di più celle, ubicate ad una certa distanza l'una dall'altra, organizzate in *cluster*.

In questa ottica anche i valori del *range* trovati per le celle isolate sembrano essere consistente con la scala spaziale di riferimento per questa tipologia di eventi.

### 5.6.3 Pattern di precipitazione

Definita  $PDR_0$  la pioggia giornaliera massima osservata sull'intera area di studio per un dato evento,  $PDR_i$  la pioggia osservata nello stesso giorno dell'evento nella stazione  $i$  ubicata a distanza  $d_i$  dalla stazione in cui si è verificato il massimo (0) e  $PDR_{medio}$  il valore medio regionale della pioggia giornaliera relativa all'evento considerato, per tutti gli eventi sono stati diagrammati i rapporti  $PDR_i/PDR_0$  e  $K_i = PDR_i/PDR_{medio}$ .

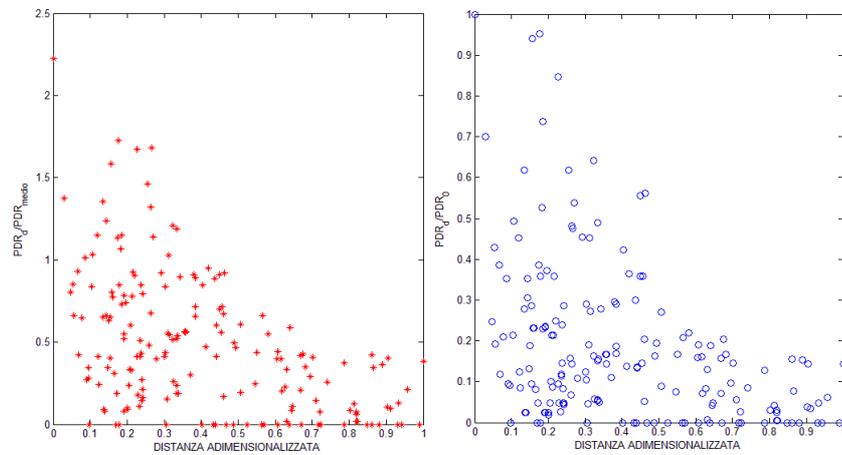


Figura 5.37 Esempio di diagramma del rapporto  $PDR_i/PDR_0$  e  $PDR_i/PDR_{medio}$  in funzione della distanza dalla stazione in cui si è verificato il massimo per un evento frontale

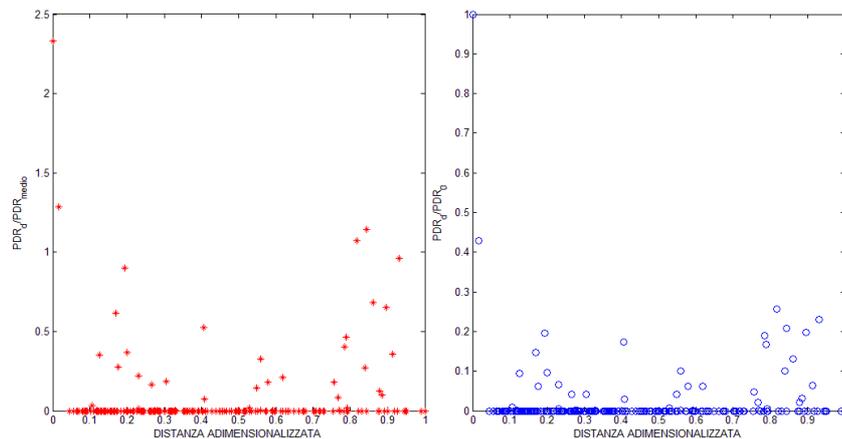


Figura 5.38 Esempio di diagramma del rapporto  $PDR_i/PDR_0$  e  $PDR_i/PDR_{medio}$  in funzione della distanza dalla stazione in cui si è verificato il massimo per un evento tipo cella temporalesca isolata

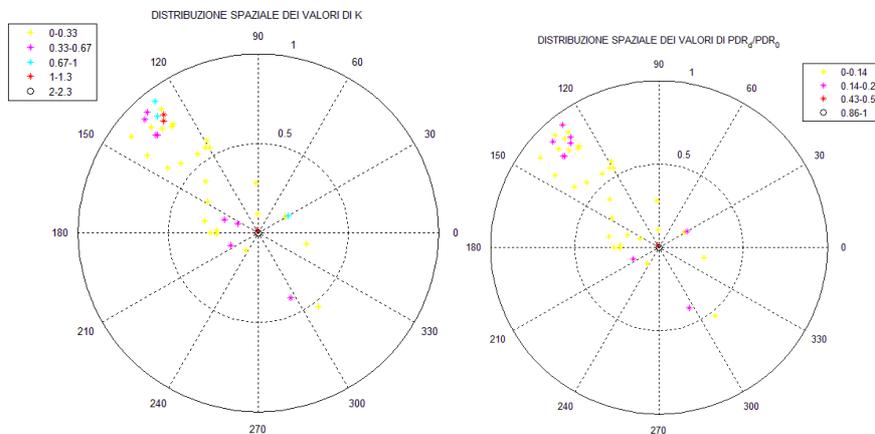
Generalmente, osservando i grafici relativi agli eventi del tipo celle temporalesche isolate (Figura 5.37) si osserva un rapido decadimento dei due rapporti con la distanza, a differenza di quanto accade per gli eventi frontali (Figura 5.38).

La Figura 5.38 mostra la presenza di più centri di pioggia con picchi secondari, per avere informazioni sulla posizione dei centri di pioggia sono stati diagrammati gli stessi rapporti definiti in precedenza con le relative intensità su un diagramma polare avente origine nella stazione in cui si è verificato il massimo e distanze rispetto alla distanza della stazione in cui si è verificato il massimo adimensionalizzate rispetto alla distanza della stazione più lontana.

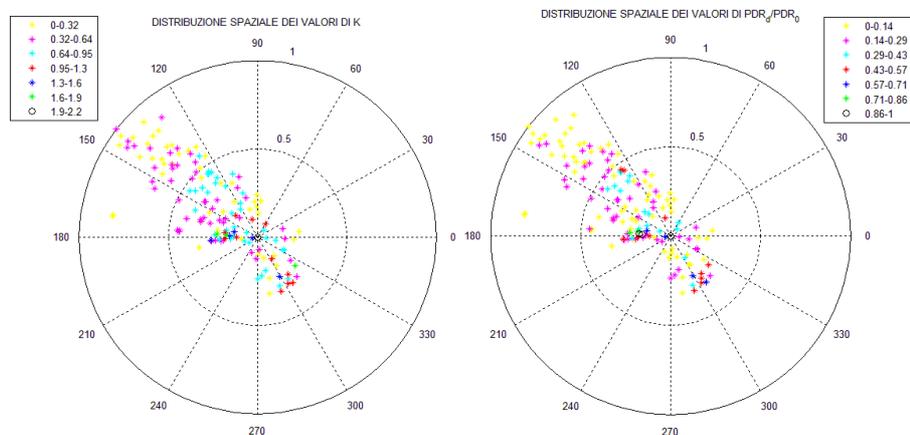
L'immagine relativa ad un esempio di cella temporalesca isolata (Figura 5.39) mostra chiaramente la presenza di due centri di pioggia più intensi, distanziati da alcune stazioni in cui si sono verificate precipitazioni di minore intensità.

Riproponendo lo stesso diagramma, ma relativo ad un evento di tipo frontale (Figura 5.40), si osserva una minore variabilità spaziale.

Gli andamenti sopra descritti sono stati riscontrati per la maggior parte degli eventi di tipo frontale e di tipo celle temporalesche isolate.



**Figura 5.39** Esempio di distribuzione spaziale dei valori dei rapporti  $PDR_i/PDR_0$  e  $PDR_i/PDR_{medio}$  per una cella temporalesca isolata



**Figura 5.40 Esempio di distribuzione spaziale dei valori dei rapporti  $PDR_i/PDR_0$  e  $PDR_i/PDR_{medio}$  per un evento frontale**

Sono stati infine diagrammati i valori delle precipitazioni osservate in ciascuna stazione adimensionalizzati rispetto alla somma delle precipitazioni giornaliere osservate su tutta l'area, in funzione della distanza di ciascun punto di misura dalla stazione in cui si è verificata la massima precipitazione. Sono stati inoltre diagrammati i valori della precipitazione cumulata al variare della distanza, in tal senso per precipitazione cumulata alla distanza  $d$  si è intesa la somma delle precipitazioni registrate nelle stazioni distanti meno di  $d$  dalla stazione in cui si è verificato il massimo (Figure 5.41 e 5.42).

Osservando i diagrammi tipici di un evento frontale e di un evento del tipo cella temporalesca isolata si può osservare che per i primi l'incremento della pioggia cumulata con la distanza è abbastanza graduale, mentre per i secondi si osserva un tipico comportamento a soglia, con una precipitazione massima nella stazione 0 e valori che crescono man mano che si sommano le precipitazioni degli altri centri pioggia.

È interessante osservare anche che mentre per l'evento frontale in figura la precipitazione cumulata caduta entro i primi 25 km a partire dalla stazione in cui si è verificato il massimo è dell'ordine del 10% della precipitazione totale, per l'evento isolato nei primi 25 km si registrano precipitazioni dell'ordine del 32-33% della pioggia totale.

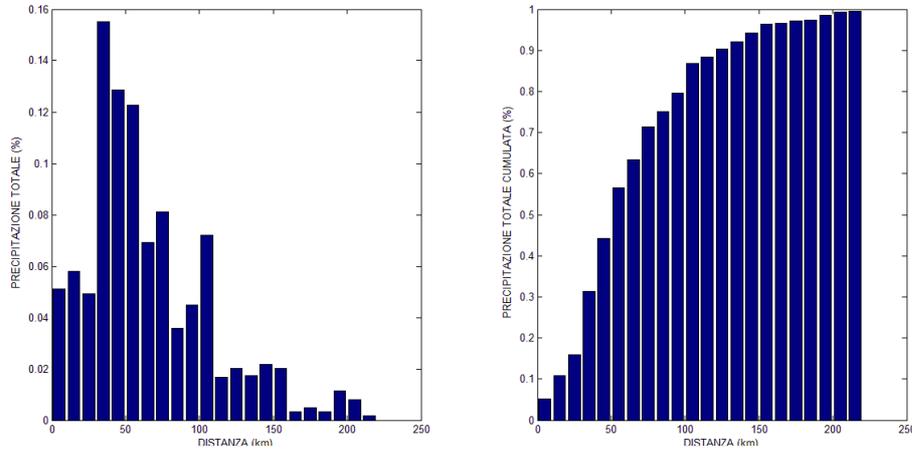


Figura 5.41 Esempio di variabilità con la distanza della precipitazione osservata nelle singole stazioni e della precipitazione totale per un evento frontale

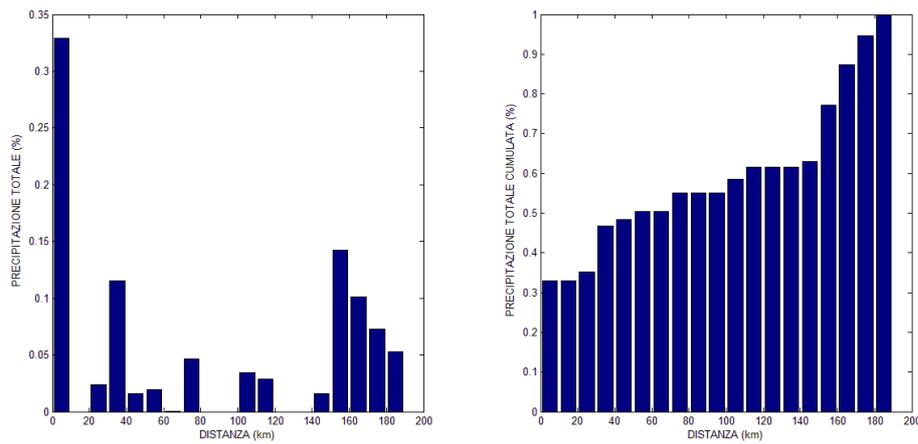


Figura 5.42 Esempio di variabilità con la distanza della precipitazione osservata nelle singole stazioni e della precipitazione totale per un evento isolato

### 5.6.4 Indici meteorologici

Gabriele e Chiaravalloti (2012) hanno calcolato, a partire dai dati atmosferici ERA-40 dell'ECMWF, i profili meteorologici di un gran numero di eventi pluviometrici che hanno interessato l'Italia dal 1958 al 2005.

In particolare sono stati calcolati i valori della divergenza del vettore Q (QD) e dell'energia potenziale convettiva disponibile (CAPE) a diverse ore della giornata.

A partire dai valori di QD e CAPE forniti da Gabriele, quindi, è stato possibile procedere all'analisi dei valori di tali indici meteorologici in funzione della tipologia di evento.

In particolare da tali dati sono stati estratti quelli che riguardavano l'area oggetto di studio e da questi sono stati selezionati i dati relativi alle date di tutti gli eventi di Tabella 5.3.

Per ogni evento è stato calcolato il valore medio del CAPE e del QD alle diverse ore considerate sull'intera area di studio.

I grafici che seguono riportano i risultati ottenuti, diagrammati distinguendo gli eventi classificati come celle temporalesche isolate individuati al §5.3.2 dagli eventi frontali.

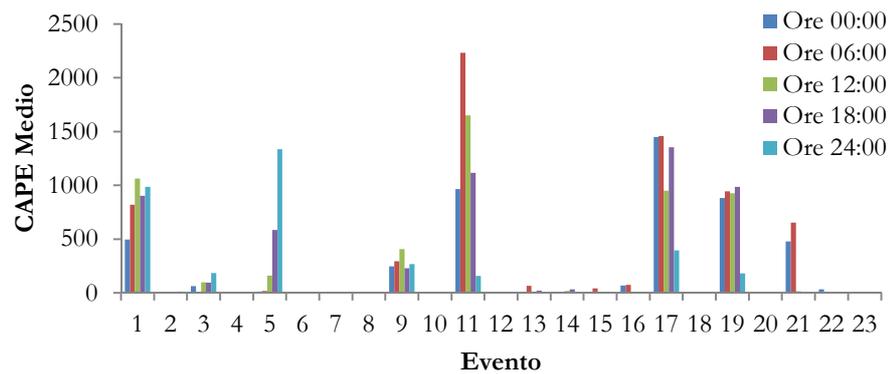


Figura 5.43 Valori medi del CAPE per le celle isolate

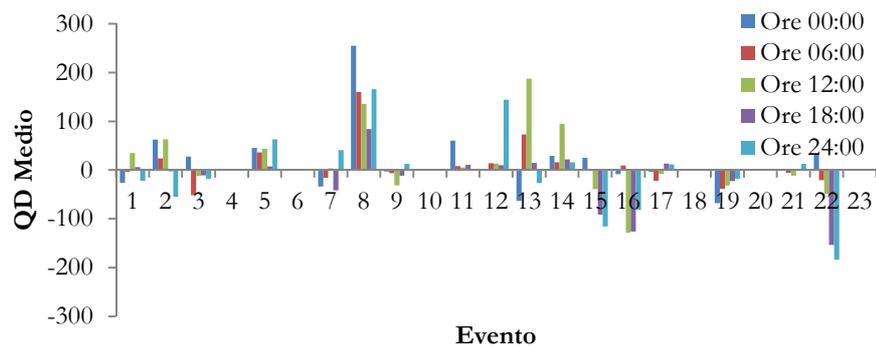


Figura 5.44 Valori medi del QD per le celle isolate

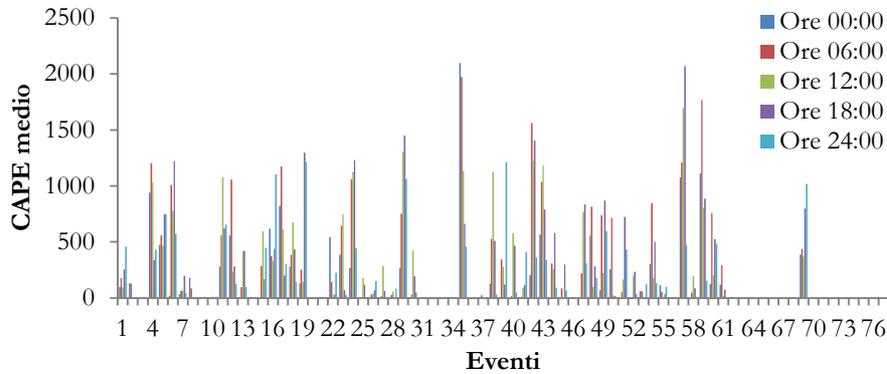


Figura 5.45 Valori medi del CAPE per gli eventi frontali

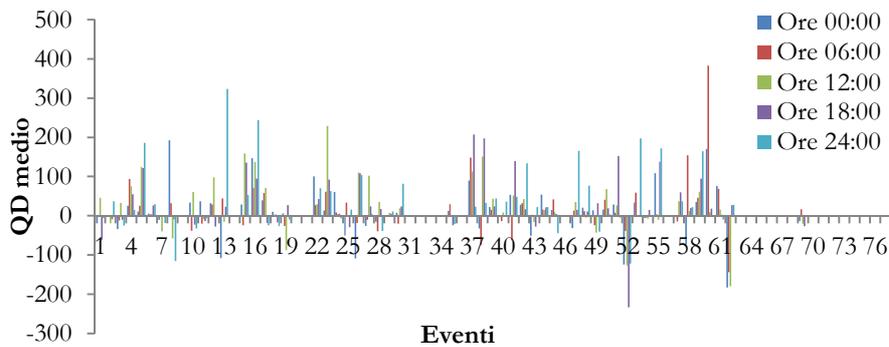


Figura 5.46 Valori medi del QD per gli eventi frontali

Per le celle temporalesche isolate i diagrammi mostrano valori del CAPE mediamente abbastanza elevati, tale circostanza, in accordo con l'ipotesi di celle temporalesche isolate, è indice di instabilità convettiva. I valori del QD presentano una grande variabilità, ma mediamente non sono molto elevati, in alcuni casi sono addirittura negativi (stabilità atmosferica).

I valori del CAPE relativi agli eventi frontali, invece, risultano mediamente meno elevati rispetto a quelli delle celle isolate, anche se alcuni eventi mostrano comunque picchi significativi. Tale circostanza potrebbe essere dovuta alla presenza, all'interno dei fronti di eventi convettivi localizzati.

## **6 APPLICAZIONE DELLA NUOVA METODOLOGIA ALL'AREA DI STUDIO**

A valle dell'identificazione dei massimi annuali appartenenti alle diverse tipologie di eventi (Capitolo 5) si è proceduto all'applicazione della metodologia descritta al Capitolo 4 all'area di studio.

In particolare con riferimento alla serie degli eventi frontali si è proceduto alla stima regionale dei valori del parametro di scala e di forma di una distribuzione PEV.

Per quanto riguarda la serie delle celle temporalesche isolate, data la ridotta consistenza del campione individuato, è stato possibile verificare soltanto l'adattamento di una distribuzione di Gumbel alla serie regionale.

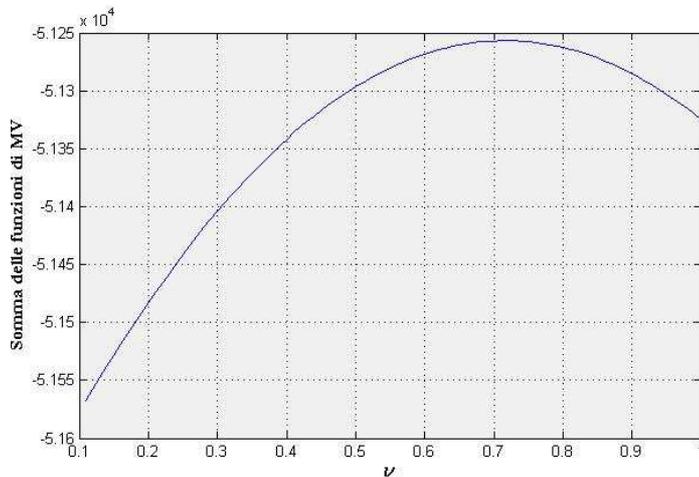
Con riferimento alla serie degli uragani mediterranei non è stato possibile effettuare inferenza statistica in quanto è stato individuato un solo evento. Ciò, d'altro canto, sembra esser consistente con la caratteristica di rarità di questa tipologia di eventi. La loro modellazione probabilistica richiede quindi l'ampliamento dell'area di studio al fine di considerare aree più ampie su cui è possibile che si riesca ad individuare un campione di eventi più consistente.

### **6.1 APPLICAZIONE ALLA SERIE DEGLI EVENTI FRONTALI**

Come già evidenziato al paragrafo 5.3.3 la serie degli eventi frontali è stata ottenuta togliendo dal database dei massimi annuali delle piogge giornaliere i massimi annuali relativi agli anni e alle stazioni individuati nelle Tabelle 5.4 e 5.5.

L'ipotesi iniziale è stata quella che l'intera area di studio fosse omogenea sia al primo che al secondo livello di regionalizzazione. La stima dei parametri regionali della distribuzione PEV, effettuata secondo lo schema indicato al paragrafo 4.3.1 e 4.3.2 ha fornito un valore del parametro di forma  $\nu=0.71$  e un valore del parametro di scala  $\Lambda=101$ .

In Figura 6.1 viene riportato il grafico del valore della somma del logaritmo della massima verosimiglianza regionale in funzione del valore di  $\nu$ , dalla quale si evince che il valore per cui tale somma è massima è 0.71. È interessante osservare come il parametro di forma ottenuto non sia molto diverso dal valore teorico ottenuto da Wilson e Toumi (2005). Questi, infatti, hanno dimostrato che un meccanismo probabilistico teorico per la distribuzione dei valori del processo di base degli eventi di pioggia intensi, porta, sotto certe condizioni, ad una distribuzione esponenziale stirata (*stretched*) con un parametro di forma universale pari a  $2/3$ .



**Figura 6.1 Valori della somma del logaritmo della massima verosimiglianza al variare di  $\nu$  per la serie degli eventi frontali**

Effettuando il test di Hosking e Wallis si osservano valori di  $\mathcal{V}_{HW1}=4.91$  e di  $\mathcal{V}_{HW2}=4.62$ , che indicano la presenza di eterogeneità.

Confrontando le distribuzioni campionarie del Ca, del Cv, dell'L-Ca e dell'L-Cv con le rispettive distribuzioni teoriche ottenute dalla generazione di un gran numero di serie a distribuzione nota, si osservano i grafici di Figura 6.2 e 6.3 e i risultati in Tabella 6.1.

**Tabella 6.1 Confronto tra Cv, Ca, L-Cv ed L-Ca della distribuzione teorica e campionaria della serie degli eventi frontali**

		Ca	Cv	L-Ca	L-Cv
<b>Valori osservati</b>	Media	1.3689	0.3615	0.2121	0.1899
	Varianza	0.6885	0.0046	0.0081	0.0007
<b>Valori teorici</b>	Media	1.2628	0.3531	0.2120	0.1882
	Varianza	0.3885	0.0026	0.0054	0.0004

Il confronto delle distribuzioni campionarie con quelle teoriche evidenzia che c'è una leggera distorsione nella media e che il modello teorico spiega poco più del 56% della varianza campionaria del Ca, del Cv, dell'L-Ca e dell'L-Cv.

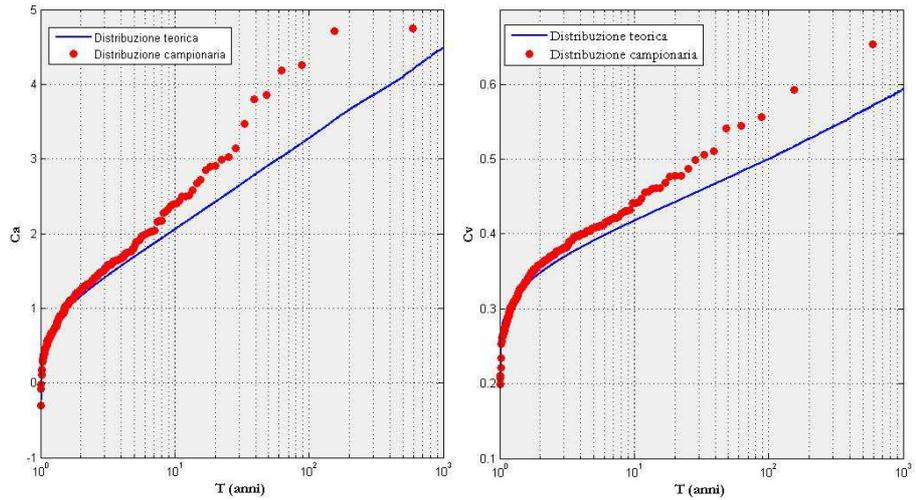


Figura 6.2 Confronto della distribuzione teorica e campionaria di Cv e Ca relativi alla serie degli eventi frontali

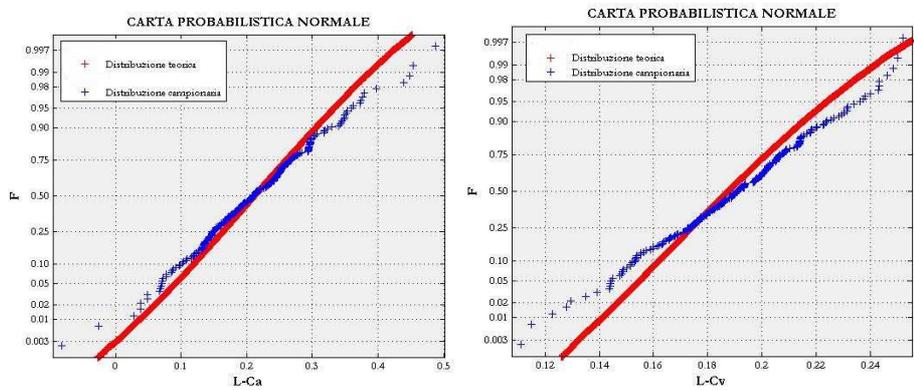


Figura 6.3 Confronto della distribuzione teorica e campionaria di L-Cv e L-Ca relativi alla serie degli eventi frontali

Sia il test di Hosking e Wallis, sia il confronto della distribuzione teorica e campionaria di Ca, Cv, L-Ca e L-Cv suggeriscono che la regione non può essere ritenuta omogenea al primo livello di regionalizzazione. Si è proceduto quindi all'individuazione delle sottozone omogenee rispetto al coefficiente di asimmetria mediante la tecnica di *cluster analysis* di tipo gerarchico aggregativo descritta al paragrafo 4.4.

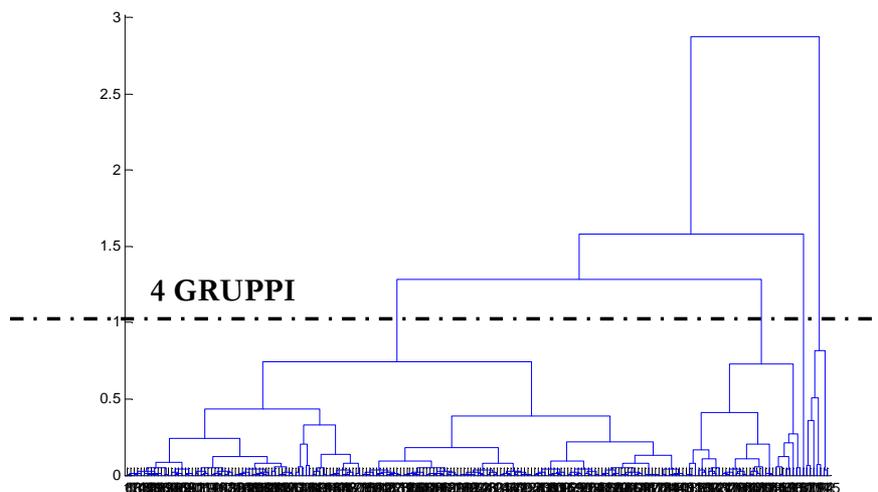


Figura 6.4 Dendrogramma relativo al Ca delle serie degli eventi frontali

Il dendrogramma ottenuto mediante il software Matlab è indicato in Figura 6.4, da esso si può ipotizzare una suddivisione in quattro gruppi. Riportando i diversi *cluster* su una mappa dell'area di studio, si rileva che in realtà tre dei quattro *cluster* (1,3 e 4) si concentrano nella zona centrale di tale area, per cui si possono sostanzialmente individuare due sottozone omogenee, ciascuna delle quali comprendente le stazioni indicate in Figura 6.5.

Rivalutando il parametro  $\nu$  e  $\Lambda$  della distribuzione PEV con riferimento alla zona omogenea I si ottiene  $\nu=0.81$  e  $\Lambda=58$ .

Confrontando le distribuzioni campionarie del Ca, del Cv, dell'L-Ca e dell'L-Cv con le rispettive distribuzioni teoriche ottenute dalla generazione di un gran numero di serie a distribuzione nota, si osservano i grafici di Figura 6.6 e 6.7 e i risultati in Tabella 6.2.

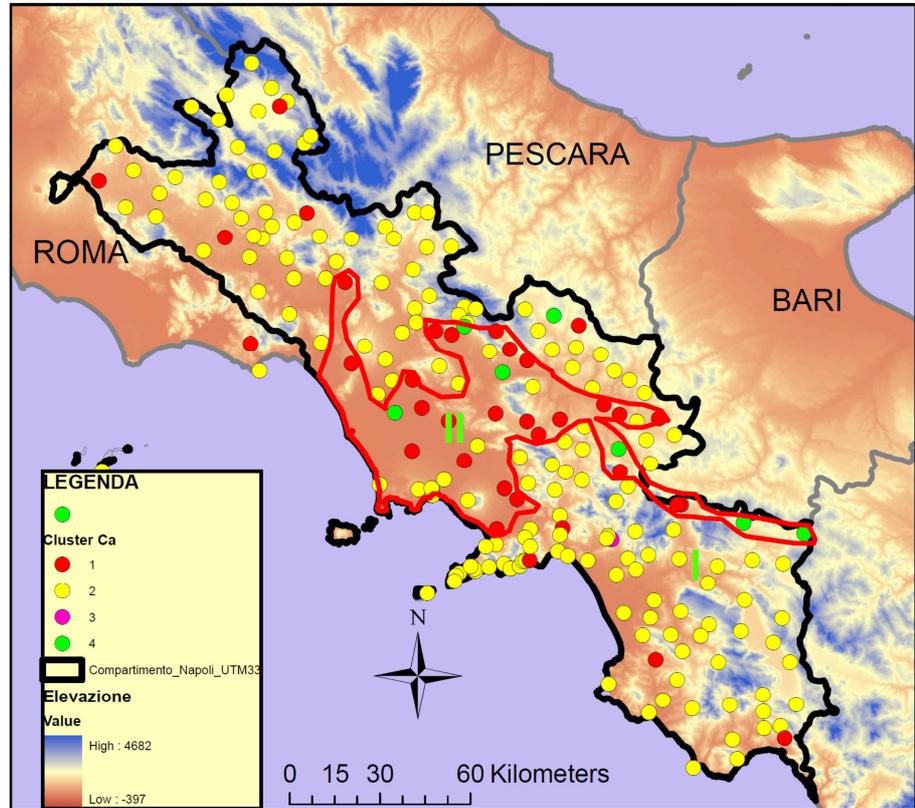


Figura 6.5 Ubicazione geografica dei diversi cluster e suddivisione in sottozone omogenee

Tabella 6.2 Confronto tra  $C_v$ ,  $C_a$ ,  $L-C_v$  ed  $L-C_a$  della distribuzione teorica e campionaria della serie degli eventi frontali per la zona omogenea I

		$C_a$	$C_v$	$L-C_a$	$L-C_v$
<b>Valori osservati</b>	Media	1.1256	0.3458	0.1921	0.1864
	Varianza	0.3520	0.0031	0.0063	0.0007
<b>Valori teorici</b>	Media	1.1592	0.3429	0.1957	0.1845
	Varianza	0.3342	0.0021	0.0053	0.0004

Il confronto delle distribuzioni campionarie con quelle teoriche evidenziano un netto miglioramento rispetto all'ipotesi di omogeneità regionale.

La media, infatti, è praticamente indistorta e il modello teorico spiega: circa il 95% della varianza campionaria del  $C_a$ ; circa l'84% della varianza

campionaria dell'L-Ca; circa il 68% della variabilità del Cv e circa il 57% di quella dell'L-Cv.

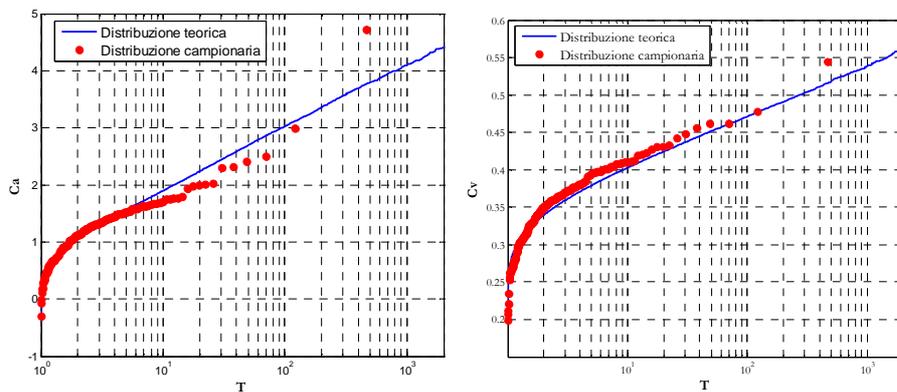


Figura 6.6 Confronto della distribuzione teorica e campionaria di Cv e Ca relativi alla serie degli eventi frontali per la zona omogenea I

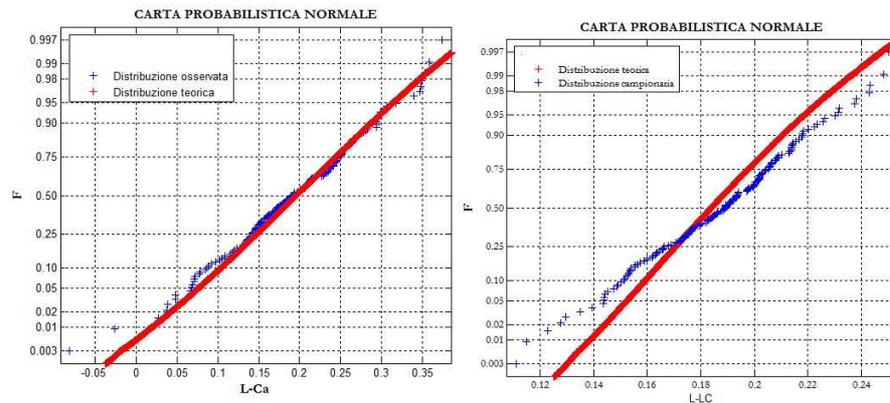


Figura 6.7 Confronto della distribuzione teorica e campionaria di L-Cv e L-Ca relativi alla serie degli eventi frontali per la zona omogenea

La regione può quindi essere ritenuta sufficientemente omogenea sia al primo livello che al secondo di regionalizzazione.

La procedura può essere iterata per la valutazione dei parametri sulle altre zone omogenee e per la suddivisione delle zone omogenee individuate al I livello in sottozone omogenee fino a giungere ad una configurazione di regioni omogenee ottimale.

## 6.2 APPLICAZIONE ALLA SERIE DELLE CELLE TEMPORALESCHESCHE ISOLATE

Come descritto al paragrafo 5.3.2, per l'area in studio sono state individuati 29 eventi con caratteristiche analoghe alle celle temporalesche isolate.

Tali eventi si sono verificati prevalentemente in siti diversi l'uno dall'altro, per cui non è stato possibile associare ad ogni stazione una serie storica di eventi del tipo celle temporalesche isolate.

Si è proceduto quindi a verificare l'adattamento di una distribuzione di Gumbel alla serie storica regionale, costituita da tutti i suddetti 29 eventi occorsi nell'area di studio.

Sono stati quindi stimati i parametri  $\Lambda$  e  $\vartheta$  della distribuzione con il metodo della massima verosimiglianza, ottenendo  $\vartheta=42.5$  e  $\Lambda=26$ .

L'adattamento della distribuzione ai dati è stata verificata confrontando la distribuzione teorica con quella campionaria in carta probabilistica di gumbel.

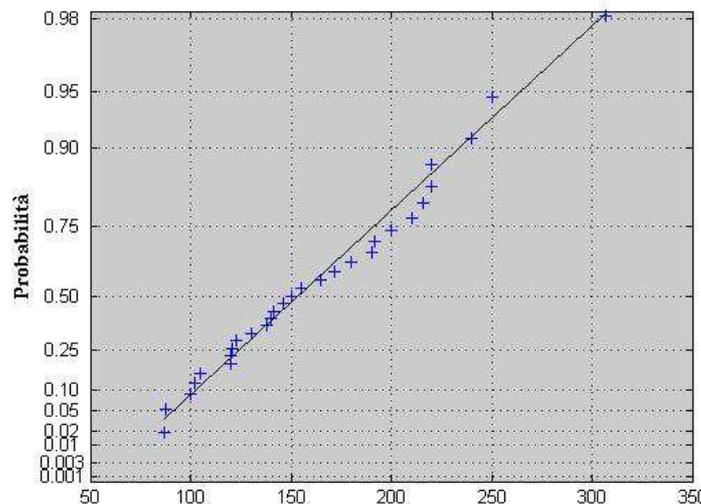


Figura 6.8 Rappresentazione in carta probabilistica di Gumbel della serie regionale delle celle temporalesche isolate.

Come si può rilevare dalla Figura 6.8, la distribuzione di Gumbel con parametri  $\vartheta=42.5$  e  $\Lambda=26$  mostra un buon andamento alla serie regionale delle celle temporalesche isolate.



## 7 VARIABILITÀ SPAZIALE DELLE PRECIPITAZIONI

La presenza delle barriere orografiche (Cuomo e Guida, 2010; Cuomo et al. 2011; Cuomo, 2012) nell'area di studio influenza in maniera significativa la distribuzione spaziale delle precipitazioni.

Nel presente capitolo vengono discusse alcune evidenze emerse durante l'analisi dei massimi annuali delle piogge giornaliere. Tali risultanze si crede possano essere utili per i futuri sviluppi della ricerca nell'analisi della variabilità spaziale delle precipitazioni.

Per l'area oggetto di studio Gabriele e Chiaravalloti (2012) hanno determinato la direzione dalla quale provengono gli eventi con maggiore frequenza, mentre Cuomo e Guida (2010) e Cuomo (2012) hanno delimitato le barriere orografiche.

Furcolo et al. (2004) hanno già analizzato il campo spaziale della media dei massimi annuali delle piogge giornaliere relative all'area di studio, mettendo in evidenza la presenza di siti in cui il *Kriging* Ordinario produce degli errori di interpolazione spaziale "anomali" e sul fatto che tali "anomalie" spesso si collocano in prossimità delle barriere orografiche.

Tropeano et al. (2005) con riferimento alla area di interesse hanno proposto un modello semplificato per la stima della media dei massimi annuali delle piogge giornaliere. Tale modello è stato già descritto al paragrafo 4.3.3 e può essere ben sintetizzato dalla figura seguente.

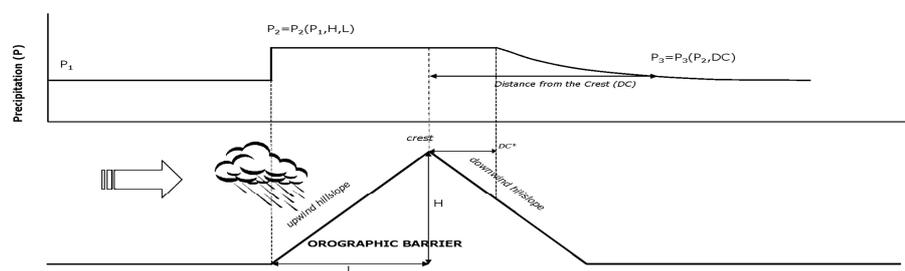
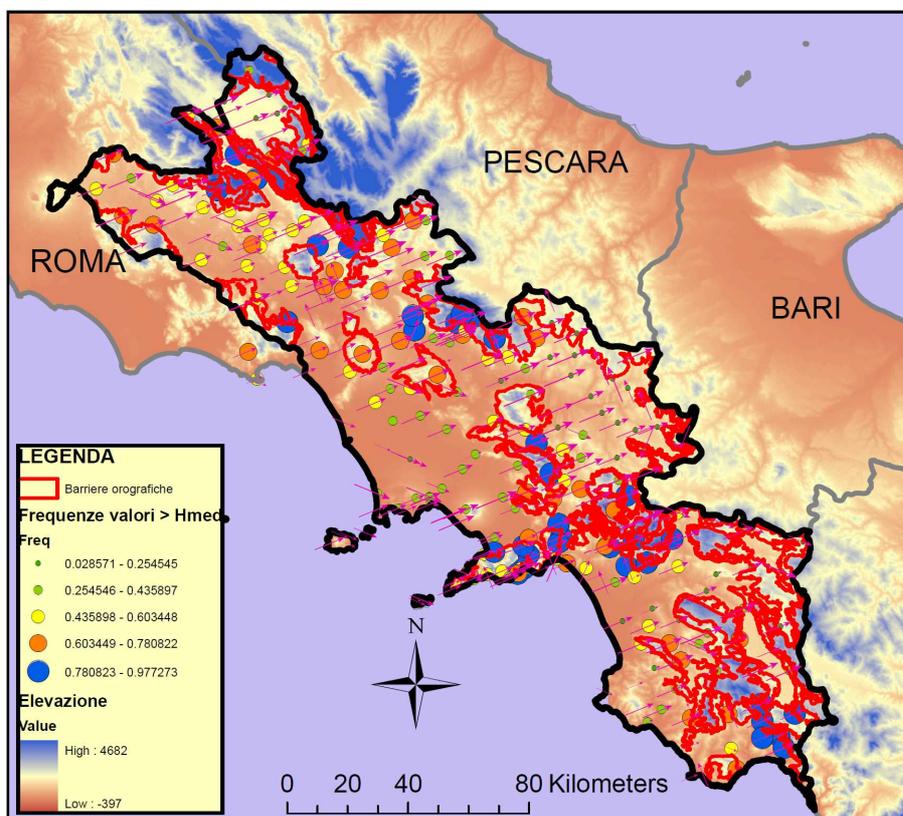


Figura 7.1 Modello meteo-morfologico proposto da Tropeano et al. (2005)

Reinterpretando i dati relativi all'analisi della distribuzione spaziale della frequenza di superamento del valore corrispondente al percentile 0.5 descritta al paragrafo 5.5 alla luce della presenza delle barriere orografiche e della direzione prevalente di provenienza degli eventi (Figura 7.1), si osserva come le massime frequenze si verificano quasi sempre in prossimità delle barriere orografiche.

Allo stesso modo riportando la mappa degli eventi più intensi già vista al paragrafo 5.5 sulla carta delle barriere orografiche (Figura 7.2) si può riscontrare l'intensificarsi del numero di eventi caratterizzati da valori elevati di K in prossimità delle barriere.



**Figura 7.2** Distribuzione spaziale della frequenza di superamento del valore mediano regionale (percentile 0.5) dei massimi annuali delle piogge giornaliere confrontata con le barriere orografiche (Cuomo e Guida, 2010; Cuomo 2012) e la direzione di provenienza prevalente degli eventi (Gabriele e Chiaravalloti, 2012)

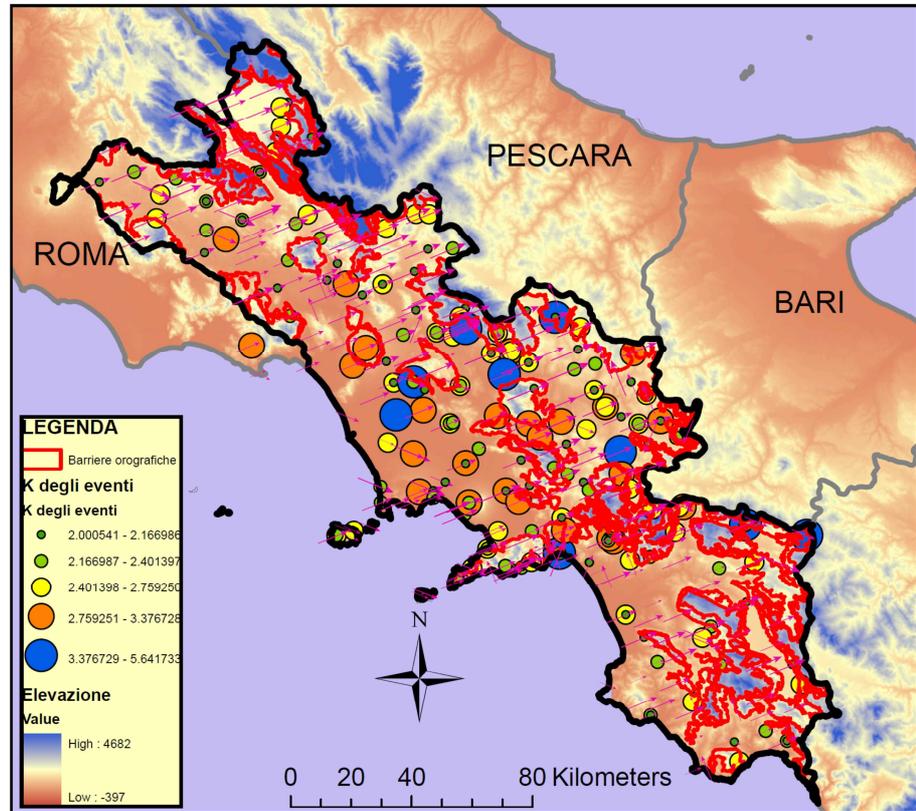


Figura 7.3 Distribuzione spaziale degli eventi in Tabella 5.3 con indicazione dei rispettivi valori di K confrontata con le barriere orografiche (Cuomo e Guida, 2010; Cuomo 2012) e la direzione di provenienza prevalente degli eventi (Gabriele e Chiaravalloti, 2012)

La stessa zona omogenea individuata in Figura 6.5 sembra delineare i contorni delle barriere orografiche.

Tale risultato è oltremodo significativo se si considera che la delimitazione delle zone omogenee al primo livello di regionalizzazione è stata fatta mediante *cluster analysis* senza tenere conto della presenza delle barriere.

È evidente quindi, sia alla luce degli studi pregressi sia alla luce delle evidenze sopra mostrate, che l'area di studio è interessata da una marcata forzante orografica.

Per approfondire l'effetto delle barriere orografiche sulla distribuzione spaziale della media delle precipitazioni giornaliere si è proceduto

all'interpolazione della media dei massimi annuali delle piogge giornaliere delle serie storiche relative alle singole stazioni per l'intera area mediante il *Kriging* Ordinario.

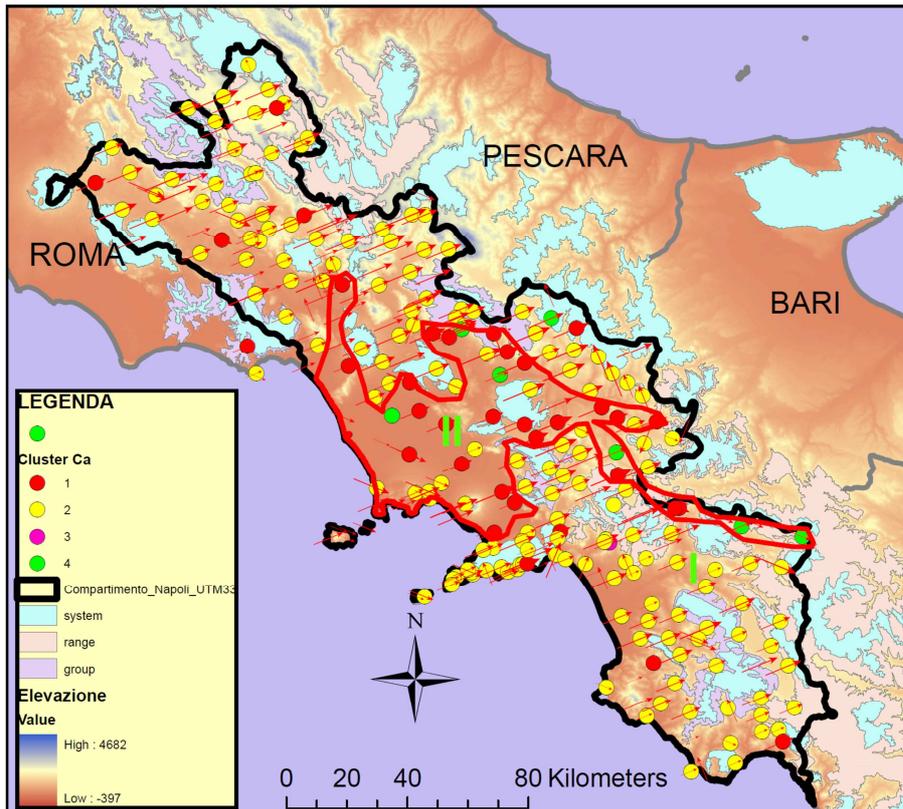


Figura 7.4 Ubicazione geografica dei diversi *cluster* e suddivisione in sottozone omogenee con sovrapposizione delle barriere orografiche (Cuomo e Guida, 2010; Cuomo 2012) e della direzione di provenienza prevalente degli eventi (Gabriele e Chiaravalloti, 2012)

Dall'interpolazione dei dati, pur nella consapevolezza che Furcolo et al. (2004) hanno individuato alcuni siti caratterizzati dalle anomalie in precedenza descritte, emerge chiaramente il legame con l'orografia.

La carta della media dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere (Fig. 7.5), infatti, mostra chiaramente l'incremento della precipitazione media sul versante sopravvento, seguito da una riduzione sul versante sottovento.

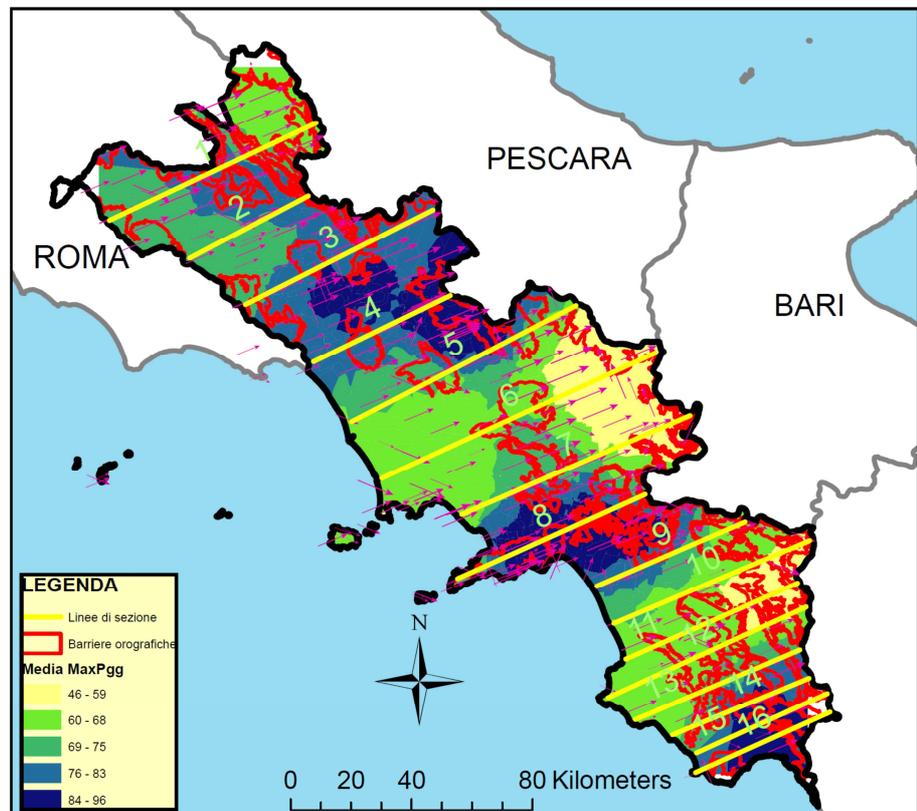


Figura 7.5 Carta della media dei massimi annuali delle precipitazioni con sovrapposizione delle barriere orografiche (Cuomo e Guida, 2010; Cuomo 2012) e della direzione di provenienza prevalente degli eventi (Gabriele e Chiaravalloti, 2012)

Per fare emergere in maniera ancora più netta l'effetto dell'orografia, sono state considerate diverse sezioni nella direzione parallela a quella prevalente di provenienza degli eventi (SW-NE).

Nelle sezioni sono stati diagrammati:

- in ordinata il valore della precipitazione ottenuta dall'interpolazione, adimensionalizzata rispetto al valore stimato nel punto della sezione più prossimo al mare, e l'elevazione, adimensionalizzata rispetto al punto della sezione ad elevazione maggiore;
- in ascissa la distanza dalla costa.

Le Figura che seguono riportano alcune delle sezioni considerate. Esse sono in pieno accordo con i concetti alla base del modello semplificato di Tropeano et al. (2005) mostrando una grande affinità concettuale con il modello semplificato di Figura 7.1, basato sull'uso di un fattore di amplificazione per il versante sopra vento, e di un fattore di riduzione per il versante sotto vento.

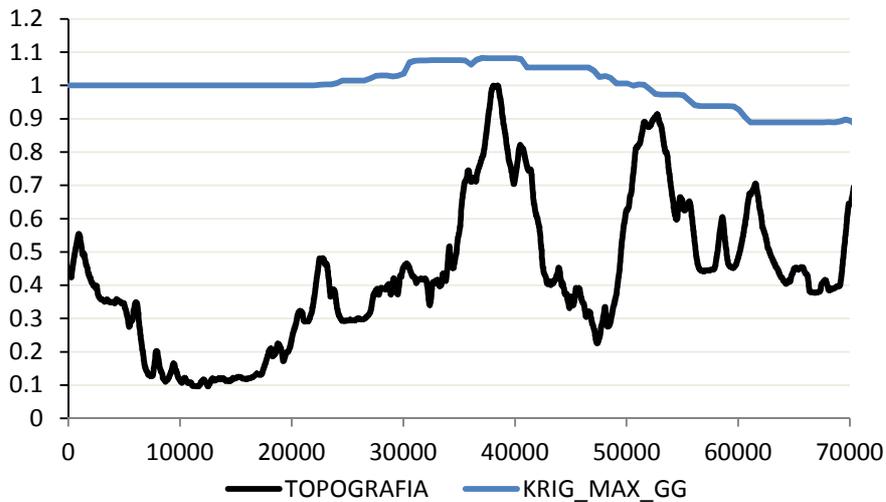


Figura 7.6 Sezione 1 di Figura 7.5

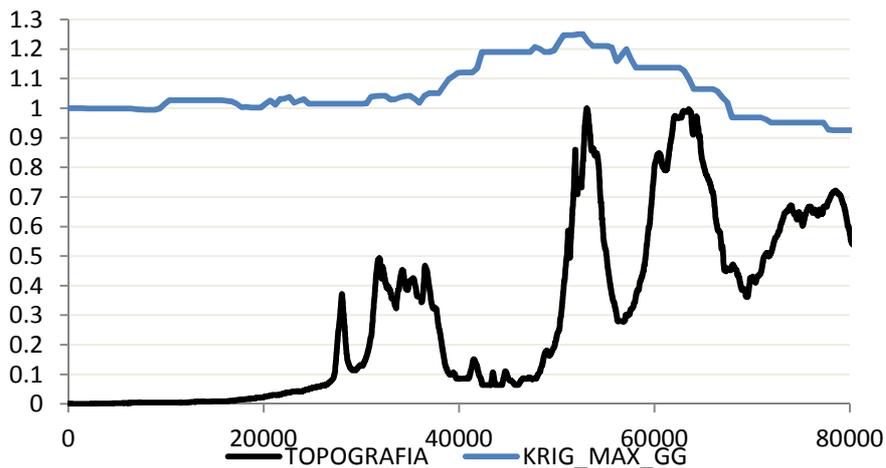


Figura 7.7 Sezione 5 di Figura 7.5

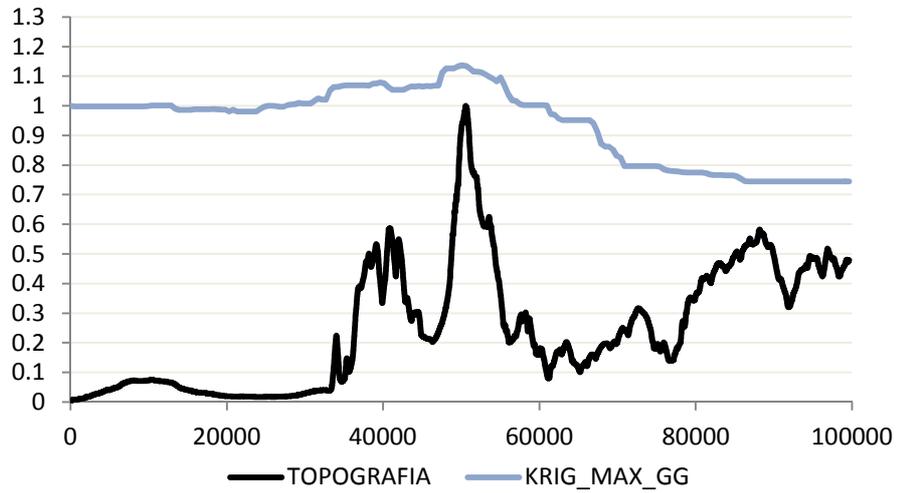


Figura 7.8 Sezione 6 di Figura 7.5

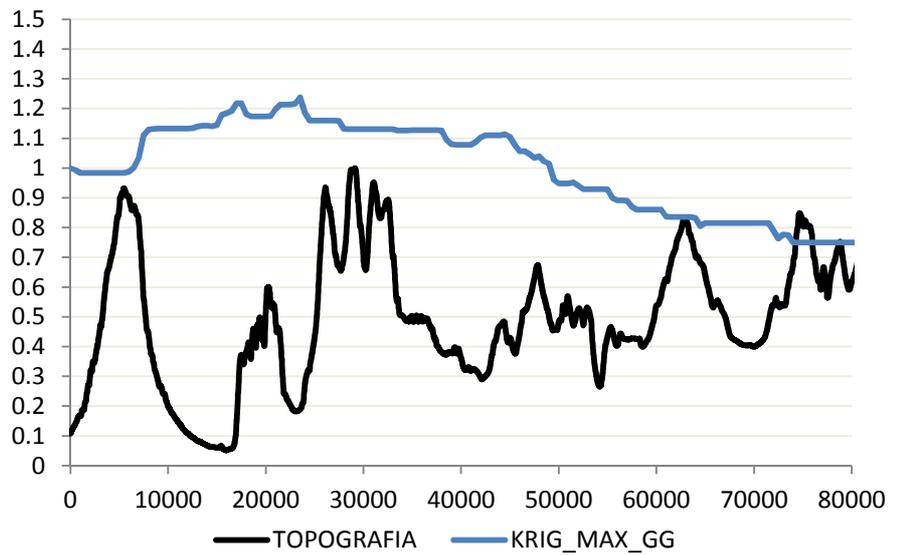


Figura 7.9 Sezione 7 di Figura 7.5



## 8 CONCLUSIONI

Lo studio proposto fornisce un contributo, sia pure parziale, al più ampio processo di revisione e aggiornamento della procedura VAPI in corso in Italia da qualche anno.

A partire dalla descrizione della suddetta procedura vengono richiamati i diversi punti che occorre affrontare per il suo processo di revisione e aggiornamento alla luce dei più recenti sviluppi scientifici nei diversi ambiti disciplinari e della disponibilità di nuovi dati.

Il lavoro concentra l'attenzione sulla possibilità di individuare su base fisica le diverse componenti che generano precipitazioni estreme, in modo da riuscire a superare l'approccio puramente statistico impiegato nel VAPI per l'individuazione della componente ordinaria e straordinaria della distribuzione TCEV.

Mettendo insieme diversi modelli disponibili in letteratura viene quindi proposto un nuovo approccio metodologico per la valutazione delle massime precipitazioni giornaliere a fissato periodo di ritorno.

Tale approccio si basa su:

- caratterizzazione, per ciascuno dei massimi annuali delle piogge giornaliere occorsi nel passato, della struttura meteorologica che li ha generati a partire dall'interpolazione spaziale delle precipitazioni giornaliere;
- individuazione, in ciascun sito, di tre serie omogenee rispetto agli eventi meteorologici generanti, una relativa agli eventi frontali, una relativa alle celle temporalesche isolate ed una relativa agli uragani mediterranei;
- utilizzo di modelli probabilistici adatti alla descrizione delle singole serie omogenee, focalizzando l'attenzione sull'utilizzo della distribuzione di potenza del valore estremo (PEV) e sulla distribuzione di Gumbel;
- procedura di regionalizzazione gerarchica su tre livelli per la stima dei parametri della distribuzione PEV.

Per quanto riguarda la distribuzione PEV, a partire da osservazioni empiriche sui legami esistenti tra il parametro di scala e il parametro di

forma della distribuzione, sono stati ricavati i legami analitici tra tali parametri.

Il lavoro mostra i risultati dell'applicazione della procedura proposta all'area di studio costituita dal territorio di competenza dell'ex Ufficio Compartimentale di Napoli del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (S.I.M.N).

Per tale area si è proceduto preliminarmente alla raccolta ed archiviazione dei dati relativi ai massimi annuali delle piogge giornaliere e ai valori delle piogge giornaliere osservati in occasione di diversi eventi particolarmente severi del passato.

Alla fase di archiviazione dei dati è seguita la caratterizzazione meteorologica di ciascuno degli eventi individuati. Sono stati quindi esaminati i campi spaziali delle piogge giornaliere di 147 eventi pluviometrici occorsi tra il 1919 e il 1999, individuando 29 celle temporalesche isolate e un solo evento di tipo uragano mediterraneo (l'evento di Salerno del 1954).

Si è proceduto quindi all'analisi spazio-temporale degli eventi individuati, evidenziando:

- la correlazione esistente tra intensità degli eventi e presenza dell'orografia;
- i mesi dell'anno in cui sono più frequenti gli eventi pluviometrici particolarmente severi (generalmente settembre e ottobre).

Per gli eventi considerati sono state anche svolte diverse considerazioni sulla possibilità di utilizzare indici statistici per l'individuazione delle diverse tipologie di eventi.

È stato visto ad esempio che il  $C_v$  e il  $C_a$  spaziali delle piogge giornaliere associate alle celle temporalesche isolate assumono valori molto più elevati rispetto a quelli che si osservano per gli eventi di tipo frontale.

Analogamente è stata discussa la possibilità di utilizzare il semivariogramma sperimentale per la caratterizzazione delle diverse tipologie di eventi, evidenziando che le celle temporalesche isolate sono caratterizzati da valori del *range* mediamente più bassi dei valori di range tipici degli eventi frontali.

È stato inoltre osservato che in alcuni casi i semivariogrammi osservati sembrano consentire l'individuazione di strutture meteorologiche complesse nelle quali sono presenti più celle, ubicate ad una certa distanza l'una dall'altra, organizzate in *cluster*.

Sono stati quindi proposti alcuni indicatori per l'analisi dei *pattern* di precipitazione tipici delle celle temporalesche isolate e degli eventi frontali.

Una volta individuate le diverse tipologie di eventi è stata verificata la possibilità di utilizzare una distribuzione di Gumbel per la serie regionale delle celle temporalesche isolate, constatando che una distribuzione di Gumbel con parametri  $\vartheta=42.5$  e  $\Lambda=26$  si adatta molto bene ai dati osservati.

L'analisi regionale dei massimi annuali delle piogge giornaliere frontali ha permesso di verificare la possibilità di utilizzare con risultati soddisfacenti una distribuzione PEV con parametro di forma  $\nu=0.81$  e di scala  $\Lambda=58$  per una vasta zona dell'area di studio.

Il lavoro discute infine alcune evidenze emerse nello studio della distribuzione spaziale degli eventi, della loro intensità e della media dei massimi annuali delle piogge giornaliere che rendono oltremodo palese l'influenza dell'orografia sulla distribuzione delle precipitazioni nell'area di studio.

Nel complesso il lavoro fornisce un contributo al più ampio processo di revisione e aggiornamento della procedura VAPI. I possibili sviluppi futuri della ricerca dovrebbero riguardare:

- l'integrazione di informazioni meteorologiche nella procedura di identificazione a priori degli eventi;
- l'individuazione di campioni più consistenti sia degli uragani mediterranei, sia delle celle temporalesche isolate effettuando analisi su aree più ampie di quella considerata;
- giungere alla formulazione di un'unica distribuzione di probabilità a tre componenti, una relativa alle celle temporalesche isolate, una afferente agli eventi frontali e una agli uragani mediterranei;
- considerare nei modelli di regressione per la stima della media dei massimi annuali delle precipitazioni giornaliere variabili caratteristiche delle barriere orografiche e della loro interazione con la direzione di provenienza degli eventi, quali ad esempio, la prominente, l'angolo tra l'asse principale della barriera e la direzione di provenienza predominante degli eventi, l'esposizione;
- approfondire l'ipotesi di indipendenza dei massimi annuali verificatisi nello stesso giorno e che per questo sembrano essere generati dalla stessa struttura meteorologica.



## BIBLIOGRAFIA

- Arnel N.W., Gabriele S. (1988). The performance of TCEV distribution in regional flood frequency analysis. *Water Resour. Res.* 24: 879-887.
- Bacchi B., Conati L. (1996). Estrapolazione spaziale delle piogge. In Bacchi B. (a cura di) *Metodi di ristrutturazione e progetto delle reti pluviometriche*: 23-34. Salerno: CNR – GNDCI.
- Beale E.M.L. (1969). Cluster analysis. Scientific Control Systems LTD, London
- Beran M., Hosking J.R.M., Arnell N. (1986). Comment on -Two component extreme value distribution for flood frequency analysis- by F. Rossi, M. Fiorentino e P. Versace. *Water Resour. Res.* (Vol. 22): 263-266.
- Box G.E.P., Cox D.R. (1964). An analysis of trasformations. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)* (Vol. 26, No. 2): 211-252
- Brutsaert W. (2005). *Hydrology - An introduction*: 79-115. Cambridge: Cambridge University Press.
- Burn D.H. (1989). Cluster analysis as applied to regional flood frequency. *Journal of Water Resources Planning and Management* (Vol. 115, No. 5): 567-582.
- Calenda G., Campolo F., Cosentino C. e Guercio R., a cura di (1994). Valutazione delle piene nei bacini delle sezioni idrografiche di Roma e Pescara, in *La valutazione delle piene in Italia-Rapporto Nazionale di Sintesi*, Bozza, CNR-GNDCI, Allegato F.
- Cannarozzo M., D'Asaro F., Ferro V. (1993). Valutazione delle piene in Sicilia. Palermo: CNR-GNDCI.
- Cao C., Piga E., Salis M., Sechi G.M. (1991). Valutazione delle piene in Sardegna. Cagliari: CNR-GNDCI.
- Centro Funzionale per la previsione meteorologica e il monitoraggio meteoidropluviometrico e delle frane (20xx). Presentazione degli annali idrologici e altre altre pubblicazioni del Compartimento di Napoli del S.I.M.N.
- Centro studi del Consiglio Nazionale dei Geologi (2010). *Terra e sviluppo - Decalogo della Terra 2010. Rapporto sullo stato del territorio italiano*, Nota Stampa del 13 ottobre 2010.
- CNR-GNDCI (2001). *La valutazione delle piene in Italia-Rapporto Nazionale di Sintesi*, Bozza.
- Conte D., Miglietta M.M., Levizzani V. (2011). Analysis of instability indices during the development of a Mediterranean tropical-like cyclone using

- 
- MSG-SEVIRI products and the LAPS model. *Atmospheric Research* 101: 264-279.
- Cuomo A. (2012). The contribute of the hydro-geomorphology in the evaluation of the flood discharge in Campania region. *Tesi di dottorato*. Fisciano (SA), Italy.
- Cuomo A., Guida D. (2010). Definizione GIS\_based delle barriere orografiche dell'appennino campano-lucano (Italia meridionale). *XXXII Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, Palermo, 14-17 Settembre, 2010.
- Cuomo A., Guida D. e Palmieri V. (2011). Digital orographic map of peninsular and insular Italy. *Journal of Maps*, 2011: 447-463.
- Dalrymple T. (1960). Flood frequency methods. Water Supply Paper (No. 1543-A).
- Davolio S., Miglietta M.M., Moscatello A., Pacifico F., Buzzi A., Rotunno R. (2009). Numerical forecast and analysis of a tropical-like cyclone in the Ionian Sea. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9: 551-562.
- De Luca C., Furcolo P., Rossi F., Villani P., Vitolo C. (2010). Extreme Rainfall in Mediterranean. *International Workshop Advances In Statistical Hydrology*, May 23-25, 2010 Taormina, Italy
- De Luca C., Pelosi A., Cuomo A., Furcolo P., Rossi F. (2011). An improved procedure for the regionalization of extreme rainfall in the Campania region. Extended Abstract, "3<sup>rd</sup> International Meeting on Meteorology and Climatology of the Mediterranean" June 6-9, 2011 Castellaneta Marina (TA), Italy.
- De Michele C. e Rosso R. (2001). Rapporto sulla valutazione delle piene nell'Italia Nord Occidentale. Estratto dal rapporto nazionale VAPI con aggiornamenti. Milano, 2001.
- Dell'Aera M., Gabriele S., Villani P. (1992). A conceptual geostatistical approach to the mean of the maximum annual daily rainfall estimation. *Proceedings of the Sixth LAHR International Symposium on Stochastic Hydraulics*: 799-806.
- Doswell III C.A., Rasmussen E.N. (1994). The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations. *Wea. Forecasting* (Vol. 9, No. 4): 625-629.
- Emanuel K. (2005). Genesis and maintenance of "Mediterranean hurricanes". *Advances in Geosciences* (Vol. 2): 217-220.
- Everitt B. (1981). Cluster Analysis. Wiley Pubbl., New York.
- Fiorentino M. e Copertino V. (1993). Valutazione delle piene in Puglia. Potenza: CNR-GNDCI.
- Fiorentino M., Gabriele S. (1985). Distribuzione TCEV: metodi di stima dei parametri e proprietà statistiche degli stimatori. Cosenza: Geodata 25.

- Fiorentino M., Gabriele S., Rossi F., Versace P. (1987). Hierarchical approach for regional flood frequency analysis. In V. P. Singh (Ed.), *Regional Flood Frequency Analysis*: 35-49.
- Fiorentino M., Versace P., Rossi F. (1985). Regional flood frequency estimation using the two-component extreme value distribution. *Hydrological Sciences Journal* 30,1: 51-64.
- Franchini, M. e Galeati G. (1994). Valutazione delle piogge estreme in Romagna e Marche, in “La valutazione delle piene in Italia-Rapporto Nazionale di Sintesi”, Bozza, CNR-GNDCI, Allegato D.
- Furcolo P. (20xx). Una rassegna di tecniche geostatistiche per l'inferenza su campi casuali spaziali. Dipartimento di Ingegneria Civile dell'Università degli studi di salerno. Nota interna non pubblicata.
- Furcolo P., Rossi F. e Villani P. (2004). A statistical tool for the identification of high spatial variability in extreme rainfall. Presentazione orale a *I General Assembly*. Nice, 28 April 2004.
- Gabriele S. (1987). Modello regionale TCEV-PWM. Proprietà statistiche. *Rapporto interno* (No. 199). Rende: CNR-IRPI.
- Gabriele S., Arnell N. (1991). A hierarchical approach to regional flood frequency analysis. *Water resources Research* (Vol. 27, No. 6): 1281-1289.
- Gabriele S., Chiaravalloti F. (2011). Meteorological information in regional rainfall frequency analysis. VI EWRA International Symposium “*Water Engineering and Management in a Changing Environment*” June 29- July 2, 2011 Catania, Italy.
- Gabriele S., Chiaravalloti F. (2012). Applicazioni meteorologiche nella regionalizzazione delle precipitazioni. Rende: CNR - IRPI.
- Gabriele S., Iritano G. (1994). Alcuni aspetti teorici ed applicativi nella regionalizzazione delle piogge con il modello TCEV. CNR - GNDCI, (Pubblicazione No.1089).
- Garcia M., Peters-Lidard C.D., Goodrich D.C. (2008). Spatial interpolation of precipitation in a dense gauge network for monsoon storm events in the southwestern United States. *Water Resources Research*, (Vol. 44), W05S13.
- Greenwood J.A., Landwehr J.M., Matalas N.C., Wallis J.R. (1979). Probability weighted moments: definition and relation to parameters of several distributions expressible in inverse form. *Water Resources Research*, (Vol. 15, No. 5): 1049-1054.
- Hobbs P.V., Locatelli J.D. (1978). Rainbands, precipitation cores and generating cells in a cyclonic storm. *Journal of Atmospheric Sciences* (Vol. 35): 230-241.
- Holton J.R., Hakim G.J. (1992). An Introduction to Dynamic Meteorology, 3d ed. Academic Press, 511 pp.
- Hosking J.R.M. (1986). The theory of probability weighted moments. *IBM Research Report*.

- 
- Hosking J.R.M. (1990). L-moments: Analysis and estimation of distribution using linear combinations of order statistics. *J. R. Statist. Soc.*, B52: 105-124.
- Hosking J.R.M., Wallis J.R. (1993). Some statistics useful in regional frequency analysis. *Water Resources Research*, (Vol. 29, No. 2): 271-281.
- Hosking J.R.M., Wallis J.R. (1997). Regional frequency analysis: an approach based on L-moments. New York: Cambridge Univ. Press.
- Hoskins B.J., Draghici I., Davies H.C. (1978). A new look at the  $\omega$ -equation. *Quart. J. R. Met. Soc.* (Vol. 104): 31-38.
- Hoskins B.J., Pedder M.A. (1980). The diagnosis of middle latitude synoptic development. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* (Vol. 106): 707-719.
- Houze R.A. Jr. (1997). Stratiform precipitation in regions of convection: a meteorological paradox?. *Bulletin of the American Meteorological Society* (Vol. 78, No. 10): 2179-2196.
- Houze R.A. Jr., Hobbs P.V. (1982). Organization and structure of precipitating cloud systems. *Advances in Geophysics* (Vol. 24): 225-315.
- Houze R.A., Hobbs P.V., Biswas K.D. e Davis W. (1976). Mesoscale rainbands in extratropical cyclones. *Mon. Weather Rev.* (Vol. 104):868-878.
- Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale (2011). Annuario dei dati ambientali 2011. 395:434
- Journel A.G., Huijbregts C.J. (1978). Mining Geostatistics. London: Academic Press.
- Jusem J.C., Atlas R. (1998). Diagnostic evaluation of vertical motion forcing mechanisms by using Q-Vector partitioning. *Mon. Wea. Rev.*, 126: 2166-2184.
- Kimball B.F. (1946). Sufficient statistical estimation function for the parameters of distribution of maximum value. *Ann. Math. Stat.*,17: 299-309.
- Laio F., Ganora D., Claps. P., Galeati G. (2011). Spatially smooth regional estimation of the flood frequency curve (with uncertainty). *Journal of Hydrology*.
- Lionello P., Bhend J., Buzzi A., Della-Marta P.M., Krichak S.O., Jansà A., Maheras P., Sanna A., Trigo I.F., Trigo R. (2006a). Cyclones in the Mediterranean region: climatology and effects on the environment. In P. Lionello P., Malanotte-Rizzoli P., Boscolo R. (Eds) *Mediterranean Climate Variability*: 325-372.
- Lionello P., Malanotte-Rizzoli P., Boscolo R., Alpert P., Artale V., Li L., Luterbacher J., May W., Trigo W., Tsimplis M., Ulbrich U., Xoplaki E. (2006b). The Mediterranean climate: an overview of the main characteristics and issues. In P. Lionello P., Malanotte-Rizzoli P., Boscolo R. (Eds) *Mediterranean Climate Variability*: 1-26.
- Manzato A., Morgan G. Jr. (2003). Evaluating the sounding instability with the Lifted Parcel Theory. *Atmos. Res.*, (Vol. 67-68): 455-473.

- Marzban C. e Sandgathe S. (2006). Cluster analysis for verification of precipitation fields. *Weather and Forecasting* (Vol. 21): 824-838.
- Matalas N.C. e Gilroy E. J. (1968). Some comments on regionalization in hydrologic studie. *Water Resources Research* (Vol. 4, No. 6): 1361-1369.
- Miglietta M.M., Davolio S., Moscatello A., Pacifico F., Rotunno R. (2008). The role of surface fluxes in the development of a tropical-like cyclone in southern Italy. *Advances in Science and Reserarch*, 2: 35-39.
- Miglietta M.M., Moscatello A., Conte D., Mannarini G., Lacorata G., Rotunno R. (2011). Numerical analysis of a Mediterranean 'hurricane' over south-eastern Italy: Sensitivity experiments to sea surface temperature. *Atmospheric Research* 101 (2011): 412-426.
- Mimmack G.M., Mason S.J., Galpin J.S. (2000). Choice of distance matrices in cluster analysis: defining regions. *Journal of Climatology* (Vol. 14): 2790-2797.
- Ministero dell'ambiente e della tutela del territorio e del mare (2008). Il rischio idrogeologico in Italia. Direzione generale per la difesa del suolo (a cura di). (Ver. 10).
- Moisello U. (1999). Idrologia Tecnica. Pavia: La Goliardica Pavese s.r.l.
- Moscatello A., Miglietta M.M., Rotunno R. (2008). Observational analysis of a Mediterranean 'hurricane' over south-eastern Italy. *Weather* (Vol. 63, No. 10): 307-311.
- Moscatello A., Miglietta M.M., Rotunno R. (2009). Sensitivity of a Mediterranean 'hurricane' to sea surface temperature. *EMS Annual Meeting Abstracts* (Vol. 6).
- Orlanski I. (1975). A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society* (Vol. 56, No. 5): 527-530.
- Pettersen S. (1956). Weather analysis and forecasting. New York: Mac Graw Hill.
- Prudhomme C., Reed D.W. (1999). Mapping extreme rainfall in a mountainous region using geostatistical techniques: a case study in Scotland. *International Journal of Climatology* 19: 1337-1356.
- Pytharoulis I., Craig G.C., Ballard, S.P. (2000). The hurricane-like Mediterranean cyclone of January 1995. *Meteorol. Appl.* (Vol. 7, No. 261): 261-279.
- Rasmusson E.M. (1967). Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America. Part I: Characteristics of the water vapour flux field. *Mon. Wea. Rev.*, (Vol. 95): 403-426.
- Rasmusson E.M. (1968). Atmospheric water vapor transport and the water balance of North America. Part II: Large-scale water balance investigation. *Mon. Wea. Rev.*, 96: 720-739.
- Reale O., Atlas R. (2001). Tropical Cyclone–Like Vortices in the Extratropics: Observational Evidence and Synoptic Analysis. *Weather and forecasting* (Vol. 16): 7-34.

- 
- Reed R.J., Kuo Y.-H., Albright M.D., Gao K., Guo Y.-R., Huang W. (2001). Analysis and modeling of a tropical-like cyclone in the Mediterranean Sea. *Meteorology and Atmospheric Physics* 76: 183-202.
- Réménieras G. (1965). L'hydrologie de l'ingénieur. Parigi:Eyrolles.
- Roe G.H. (2005). Orographic Precipitation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, (Vol. 33): 645-677.
- Rossi F. (1998). Relazione generale sul tema B "Idrologia e Controllo degli Eventi Estremi". Atti-Volume V del XXVI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche: 81-106, Catania, 9-12 settembre 1998. Catania: CUECM.
- Rossi F. (2006). L'analisi statistica degli eventi idrologici estremi. Relazione generale al XXX Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Roma, 10-15 Settembre, 2006 (Presentazione orale).
- Rossi F., Fiorentino M., Versace P. (1984). Two-component extreme value distribution for flood frequency analysis. *Water Resources Research* (Vol. 20, No. 7): 847-856.
- Rossi F., Silvagni G. (1980). Analysis of annual runoff series. "3<sup>rd</sup> International Symposium of Stochastic Hydraulics" August 5-7, 1980 Tokyo, Japan.
- Rossi F., Villani P. (1994a). A project for regional analysis of floods in Italy. In Rossi G. et al. (Eds) *Coping with Floods*: 193-217.
- Rossi F., Villani P. (1994b). Regional flood estimation methods. In Rossi G. et al. (Eds) *Coping with Floods*: 135-169.
- Rossi F., Villani P., a cura di (1994c). Valutazione delle piene in Campania. Salerno: CNR - GNDCI.
- Rudari R., Entekhabi D., Roth G. (2005). Large-scale atmospheric patterns associated with mesoscale features leading to extreme precipitation events in Northwestern Italy. *Adv. Water Res.*, (Vol. 28): 601-614.
- Scholz F.W., Stephens M.A. (1987). K-sample Anderson-Darling tests. *J. Am. Stat. Assoc.*, 82: 918-924.
- Snyder D.L., (1975). Random point processes. New York: John Wiley & Sons.
- Todorovic P., Zelanhasic E. (1970). A stochastic model for flood analysis. *Water Resources Research* (Vol. 6, No. 6):1641-1648.
- Tous M., Romero R. (2011). Medicanes: cataloguing criteria and exploration of meteorological environments. *Journal of Mediterranean Meteorology & Climatology*: 53-61.
- Tous M., Romero R. (2012). Meteorological environments associated with medicane development. *International Journal of Climatology*.
- Tous M., Romero R., Ramis C. (2012). Surface heat fluxes influence on medicane trajectories and intensification. *Atmospheric Research*.
- Trigo I.F., Davies T.D., Bigg G.R. (1999). Objective Climatology of Cyclones in the Mediterranean Region. *Journal of Climate*: 1685-1696.

- Tropeano R., Furcolo P., Guida D., Rossi F., Villani P. (2005). The effect of orography on extreme rainfall: a simplified meteo-morphological model. *Geophysical Research Abstracts* (Vol. 7).
- Versace P., Ferrari E., Fiorentino M., Gabriele S., Rossi F. (1989). La valutazione delle piene in Calabria. Cosenza: CNR-GNDCI, CNR-IRPI.
- Viglione A., Laio F., Claps P. (2007). A comparison of homogeneity tests for regional frequency analysis. *Water Resources Research* (Vol. 43).
- Villani P. (1993). Extreme flood estimation using Power Extreme Value (PEV) distribution. In M. H. Hamza (Ed.), *Modeling and Simulation*: 470-476. Pittsburgh, PA, U.S.A.: IASTED.
- Villi V., Bacchi B. (2001). Valutazione delle piene nel Triveneto. Padova-Brescia: CNR-GNDCI.
- Ward J.H. Jr. (1963). Hierarchical grouping to optimize an objective function. *Journal of the American Statistical Association* (Vol. 58): 236-244.
- Waymire E., Gupta V.K., Rodriguez-Iturbe I. (1984). A spectral theory of rainfall intensity at the meso- $\beta$  scale. *Water Resources Research* (Vol.20, No. 10): 1453-1465.
- Willems P. (2000). Compound intensity/duration/frequency-relationships of extreme precipitation for two seasons and two storm types. *Journal of Hydrology* 233: 189-205.
- Willems P. (2001). A spatial rainfall generator for small spatial scales. *Journal of Hydrology* 252: 126-144.
- Wilson P.S., Toumi R. (2005). A fundamental probability distribution for heavy rainfall. *Geophysical Research Letters* (Vol. 32).