

POLITECNICO DI TORINO

**DIPARTIMENTO DI INGEGNERIA DELL'AMBIENTE, DEL TERRITORIO
E DELLE INFRASTRUTTURE**

Laurea Magistrale in Ingegneria Civile



**INTERAZIONE TRA FLUSSI ATMOSFERICI E FENOMENI DI
PRECIPITAZIONE INTENSA SU OROGRAFIA COMPLESSA**

Relatori:

Prof. Pierluigi Claps

Prof. Costantino Manes

Ing. Libertino Andrea

Candidato:

Marco Comodi Ballanti

Anno accademico 2017-2018

Abstract

Il problema dell'identificazione spaziale della vulnerabilità dal rischio alluvionale è oggetto di molti studi della comunità scientifica. Numerosi gravi fenomeni alluvionali, legati a precipitazioni estremamente violente e localizzate, hanno causato, negli anni, perdite di vite umane ed ingenti danni. Si cerca di capire come il territorio possa interagire con i fenomeni precipitativi intensi. Modelli che cercano di quantificare l'interazione tra orografia e precipitazione sono disponibili in letteratura, ma hanno delle limitazioni dal punto di vista computazionale e dal punto di vista spaziale. In questo lavoro di tesi si pone l'attenzione sulla componente verticale della velocità del vento che garantisce l'alimentazione dei sistemi temporaleschi stazionari con convezione intensa. Lo scopo di questo studio è valutare le performance di un modello speditivo per la caratterizzazione spaziale del rischio basato sulla correlazione tra velocità verticali del vento e precipitazione, nei dintorni di Genova. Nella prima parte ci si è concentrati su un singolo evento e si è cercato di capire se l'andamento delle velocità verticali potesse giustificare la zonazione delle precipitazioni. Nella seconda parte, dopo aver compreso le limitazioni del modello nell'applicazione al singolo evento, si è passati alla serie storica dei dati pluviometrici. Confrontando i dati pluviometrici con le velocità verticali si è cercato di individuare una correlazione spaziale tra pluviometri che hanno registrato il maggior numero di fenomeni precipitativi considerevoli e zone con velocità verticale positiva.

SOMMARIO

1	INTRODUZIONE	1
2	<i>Precipitazioni intense causate dai rilievi</i>	4
2.1	Introduzione	4
2.2	Influenza orografica nella variabilità dei parametri delle curve DDF	5
2.3	Amplificazione regionale correlata agli effetti orografici	9
2.4	Criticità dei metodi di analisi standard e nuovi campi di studio	13
3	<i>Nuovo approccio: analisi fluidodinamica di flussi atmosferici su orografia complessa e confronto con un evento estremo di precipitazione</i>	15
3.1	Area di studio	15
3.2	Evento del 9 ottobre 2014	17
3.3	Flussi incomprimibili e irrotazionali	21
3.4	Software di calcolo MODFLOW	23
3.5	Implementazione del modello	24
3.6	Confronto visivo tra mappa delle velocità verticali e mappa radar di precipitazione	25
4	<i>Correlazione di immagini tra velocità verticali, precipitazione cumulata radar 4h e modello digitale del terreno.</i>	28
4.1	Cross-correlation	28
4.2	Dati a disposizione	30
4.3	Analisi di correlazione automatica tramite la funzione <i>normxcorr2</i>	31
4.3.1	Correlazione automatica tra precipitazione cumulata radar 4h e velocità verticali	33
4.3.2	Correlazione automatica tra modello digitale del terreno e precipitazione cumulata radar 4h	35
4.3.3	Correlazione automatica tra modello digitale del terreno e velocità verticali	38
4.3.4	Osservazioni	40
4.4	Analisi di correlazione manuale	41
4.4.1	Ritaglio dei raster	41
4.4.2	Correlazione manuale tra precipitazione cumulata radar 4h e velocità verticali	42
4.4.3	Correlazione manuale tra modello digitale del terreno e precipitazione cumulata radar 4h	43
4.4.4	Correlazione manuale tra modello digitale del terreno e velocità verticali	44

4.5	Osservazioni	45
5	<i>Correlazione sui transetti tra velocità verticale, intensità di precipitazione e modello digitale del terreno</i>	46
5.1	Intensità di precipitazione del 9 ottobre 2014	46
5.2	Transetti	48
5.3	Correlazioni lineari	48
5.3.1	Orografia - Velocità Verticali	49
5.3.2	Velocità verticali - Intensità di Precipitazione	56
5.3.3	Orografia - Intensità di Precipitazione	63
5.4	Osservazioni	71
6	<i>Correlazioni con i dati pluviometrici delle stazioni ricadenti nell'area studio</i>	72
6.1	Stazioni pluviometriche	72
6.2	Soglie pluviometriche	74
6.3	Dati pluviometrici e velocità verticali del vento	76
6.4	Caratterizzazione spaziale del rischio da precipitazioni intense sulla base delle velocità verticali del vento	78
7	<i>Conclusioni</i>	81

INDICE DELLE FIGURE

<i>Figura 2.1 Variabilità di a_1 e n sul territorio italiano (Avanzi, et al., 2015).</i>	7
<i>Figura 2.2 Variazione dei parametri a e n delle curve DDF con l'altezza (Allamano, et al., 2009).</i>	8
<i>Figura 2.3 Variazione dei parametri a e n delle curve DDF con l'altezza in tre sub-regioni: alpi occidentali, alpi centrali e alpi orientali (Allamano, et al., 2009).</i>	9
<i>Figura 2.4 Confronto tra $\ln(AF)$ osservato e stimato (Pelosi & Furcolo, 2015).</i>	12
<i>Figura 2.5 Localizzazione delle anomalie (in nero) e delle barriere orografiche (linea rossa) (Pelosi, et al., 2016).</i>	13
<i>Figura 3.1 Inquadramento dell'area di studio.</i>	16
<i>Figura 3.2 Modello digitale di elevazione del terreno.</i>	16
<i>Figura 3.3 Precipitazioni cumulate in 3h dalle 05 alle 08 locali del 9 ottobre 2014 (ARPAL).</i>	18
<i>Figura 3.4 Precipitazioni cumulate in 3h dalle 08 alle 11 locali del 9 ottobre 2014 (ARPAL).</i>	18
<i>Figura 3.5 Precipitazioni cumulate in 3h dalle 11 alle 14 locali del 9 ottobre 2014 (ARPAL).</i>	19
<i>Figura 3.6 Precipitazioni cumulate in 3h dalle 14 alle 17 locali del 9 ottobre 2014 (ARPAL).</i>	19
<i>Figura 3.7 Precipitazioni cumulate in 3h dalle 17 alle 20 locali del 9 ottobre 2014 (ARPAL).</i>	20
<i>Figura 3.8 Precipitazioni cumulate in 3h dalle 20 alle 23 locali del 9 ottobre 2014 (ARPAL).</i>	20
<i>Figura 3.9 Precipitazioni cumulate in 24h dalle 00 UTC del 9 alle 00 UTC del 10 ottobre 2014 (ARPAL).</i>	21
<i>Figura 3.10 Esempio di dominio in MODFLOW (Gerbino, et al., 2017).</i>	24
<i>Figura 3.11 Mappa normalizzata delle velocità verticali (Gerbino, et al., 2017).</i>	25
<i>Figura 3.12 Cumulata radar meteorologico dalle 20:00 alle 24:00 del 9 ottobre 2014. In giallo si hanno le intensità di pioggia.</i>	26
<i>Figura 3.13 Sovrapposizione tra la cumulata del radar meteorologico dalle 20:00 alle 24:00 locali del 9 ottobre 2014 e mappa delle velocità verticali del vento. In giallo si hanno i valori maggiori di pioggia ed in nero si hanno i picchi delle velocità verticali (Gerbino, et al., 2017).</i>	27
<i>Figura 4.1 Correlazione incrociata di due serie temporali f e g.</i>	29
<i>Figura 4.2 Immagini di riferimento traslate di un certo Δx e Δy.</i>	29
<i>Figura 4.3 Mappa georeferenziata delle velocità verticali del vento.</i>	30
<i>Figura 4.4 Mappa di precipitazione cumulata radar 4h delimitata dal tratteggio nero e area su cui si hanno le velocità verticali delimitata dal tratteggio rosso.</i>	31

<i>Figura 4.5 Modello digitale del terreno di un'area più ampia rispetto a quella oggetto di analisi (tratteggiata in rosso).</i>	31
<i>Figura 4.6 Precipitazione cumulata a sinistra e Velocità verticali a destra.</i>	33
<i>Figura 4.7 Rappresentazione tridimensionale della matrice di correlazione tra Precipitazione e Velocità.</i>	34
<i>Figura 4.8 Area di massima correlazione tra le matrici di Precipitazione e di Velocità.</i>	34
<i>Figura 4.9 Shift tra area di massima correlazione in nero e area su cui sono state calcolate le velocità verticali in rosso.</i>	35
<i>Figura 4.10 DTM a sinistra e Precipitazione cumulata a destra.</i>	36
<i>Figura 4.11 Rappresentazione tridimensionale della matrice di correlazione tra DTM e Precipitazione cumulata.</i>	36
<i>Figura 4.12 Area di massima correlazione tra le matrici del DTM e della Precipitazione.</i>	37
<i>Figura 4.13 Shift tra area di massima correlazione in nero ed area del ritaglio della precipitazione cumulata in rosso.</i>	37
<i>Figura 4.14 DTM a sinistra e velocità verticali a destra.</i>	38
<i>Figura 4.15 Rappresentazione tridimensionale della matrice di correlazione tra DTM e velocità verticali.</i>	38
<i>Figura 4.16 Area di massima correlazione tra la matrice del DTM e delle velocità verticali.</i>	39
<i>Figura 4.17 Shift tra area di massima correlazione in nero ed area su cui sono state calcolate le velocità verticali in rosso.</i>	39
<i>Figura 4.18 Ritaglio della cumulata di precipitazioni, senza trasparenza, per la correlazione manuale.</i>	41
<i>Figura 4.19 Ritaglio delle velocità verticali, senza trasparenza, per la correlazione manuale.</i>	42
<i>Figura 5.1 Ritaglio della precipitazione cumulata 4h di evento.</i>	47
<i>Figura 5.2 Ritaglio dell'intensità di precipitazione.</i>	47
<i>Figura 5.3 Serie di transetti paralleli, inclinati di 30° rispetto alla verticale, sovrapposti alla mappa dell'intensità di precipitazione.</i>	48
<i>Figura 5.4 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 1.</i>	49
<i>Figura 5.5 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 1.</i>	50
<i>Figura 5.6 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 2.</i>	50

<i>Figura 5.7 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 2.</i>	<i>50</i>
<i>Figura 5.8 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 3.....</i>	<i>51</i>
<i>Figura 5.9 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 3.</i>	<i>51</i>
<i>Figura 5.10 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 4.....</i>	<i>51</i>
<i>Figura 5.11 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 4.</i>	<i>52</i>
<i>Figura 5.12 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 5.....</i>	<i>52</i>
<i>Figura 5.13 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 5.</i>	<i>52</i>
<i>Figura 5.14 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 6.....</i>	<i>53</i>
<i>Figura 5.15 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 6.</i>	<i>53</i>
<i>Figura 5.16 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 7.....</i>	<i>53</i>
<i>Figura 5.17 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 7.</i>	<i>54</i>
<i>Figura 5.18 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 8.....</i>	<i>54</i>
<i>Figura 5.19 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 8.</i>	<i>54</i>
<i>Figura 5.20 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 9.....</i>	<i>55</i>
<i>Figura 5.21 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 9.</i>	<i>55</i>
<i>Figura 5.22 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 10.....</i>	<i>55</i>
<i>Figura 5.23 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 10.</i>	<i>56</i>
<i>Figura 5.24 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 1. .</i>	<i>57</i>
<i>Figura 5.25 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 1.</i>	<i>57</i>
<i>Figura 5.26 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 2. .</i>	<i>57</i>

<i>Figura 5.27 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali</i>	
- linea 2.	58
<i>Figura 5.28 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 3. .</i>	58
<i>Figura 5.29 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali</i>	
- linea 3.	58
<i>Figura 5.30 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 4. .</i>	59
<i>Figura 5.31 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali</i>	
- linea 4.	59
<i>Figura 5.32 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 5. .</i>	59
<i>Figura 5.33 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali</i>	
- linea 5.	60
<i>Figura 5.34 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 6. .</i>	60
<i>Figura 5.35 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali</i>	
- linea 6.	60
<i>Figura 5.36 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 7. .</i>	61
<i>Figura 5.37 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali</i>	
- linea 7.	61
<i>Figura 5.38 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 8. .</i>	61
<i>Figura 5.39 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali</i>	
- linea 8.	62
<i>Figura 5.40 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 9. .</i>	62
<i>Figura 5.41 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali</i>	
- linea 9.	62
<i>Figura 5.42 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea</i>	
<i>10.</i>	63
<i>Figura 5.43 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali</i>	
- linea 10.	63
<i>Figura 5.44 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 1.</i>	64
<i>Figura 5.45 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 1.....</i>	64
<i>Figura 5.46 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 2.</i>	64

<i>Figura 5.47 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 2.....</i>	<i>65</i>
<i>Figura 5.48 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 3.</i>	<i>65</i>
<i>Figura 5.49 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 3.....</i>	<i>65</i>
<i>Figura 5.50 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 4.</i>	<i>66</i>
<i>Figura 5.51 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 4.....</i>	<i>66</i>
<i>Figura 5.52 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 5.</i>	<i>66</i>
<i>Figura 5.53 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 5.....</i>	<i>67</i>
<i>Figura 5.54 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 6.</i>	<i>67</i>
<i>Figura 5.55 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 6.....</i>	<i>67</i>
<i>Figura 5.56 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 7.</i>	<i>68</i>
<i>Figura 5.57 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 7.....</i>	<i>68</i>
<i>Figura 5.58 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 8.</i>	<i>68</i>
<i>Figura 5.59 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 8.....</i>	<i>69</i>
<i>Figura 5.60 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 9.</i>	<i>69</i>
<i>Figura 5.61 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 9.....</i>	<i>69</i>
<i>Figura 5.62 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 10.</i>	<i>70</i>
<i>Figura 5.63 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 10.....</i>	<i>70</i>
<i>Figura 6.1 Stazioni pluviometriche sovrapposte alla mappa delle velocità verticali del vento..</i>	<i>74</i>
<i>Figura 6.2 Percentuale di superamento della soglia pluviometrica di 10 mm giornalieri e mappa delle velocità verticali del vento.</i>	<i>76</i>
<i>Figura 6.3 Percentuale di superamento della soglia pluviometrica di 20 mm giornalieri e mappa delle velocità verticali del vento.</i>	<i>77</i>

<i>Figura 6.4 Percentuale di superamento della soglia pluviometrica di 30 mm giornalieri e mappa delle velocità verticali del vento.</i>	<i>77</i>
<i>Figura 6.5 Percentuale di superamento della soglia pluviometrica di 40 mm giornalieri e mappa delle velocità verticali del vento.</i>	<i>78</i>

INDICE DELLE TABELLE

<i>Tabella 2.1 Scale dei moti atmosferici.</i>	<i>4</i>
<i>Tabella 4.1 Risultati della correlazione manuale tra Precipitazione e Velocità verticali</i>	<i>43</i>
<i>Tabella 4.2 Risultati della correlazione manuale tra DTM e precipitazione.....</i>	<i>43</i>
<i>Tabella 4.3 Risultati della correlazione manuale tra DTM e velocità verticali.</i>	<i>44</i>
<i>Tabella 6.1 Elenco delle stazioni pluviometriche.</i>	<i>74</i>
<i>Tabella 6.2 Percentuale dei giorni sopra soglia di ogni stazione pluviometrica.</i>	<i>76</i>
<i>Tabella 6.3 Numerosità e probabilità di appartenenza a zone di velocità positive e negative con soglia pluviometrica di 10 mm giornalieri.</i>	<i>79</i>
<i>Tabella 6.4 Numerosità e probabilità di appartenenza a zone di velocità positive e negative con soglia pluviometrica di 20 mm giornalieri.</i>	<i>79</i>
<i>Tabella 6.5 Numerosità e probabilità di appartenenza a zone di velocità positive e negative con soglia pluviometrica di 30 mm giornalieri.</i>	<i>80</i>
<i>Tabella 6.6 Numerosità e probabilità di appartenenza a zone di velocità positive e negative con soglia pluviometrica di 40 mm giornalieri.</i>	<i>80</i>

CAPITOLO 1

1 INTRODUZIONE

Gli eventi di precipitazione intensa possono causare innumerevoli danni al patrimonio pubblico e privato e, a volte, perdite di vite umane. La pericolosità di tali eventi, unita alla vulnerabilità del territorio italiano, richiede alla comunità scientifica numerosi sforzi per mitigare gli effetti negativi. L'Italia è un paese ad elevato rischio idrogeologico, in tutto il territorio ci sono 7145 comuni (l'88% del totale) che hanno almeno un'area classificata come ad elevato rischio idrogeologico, ciò si traduce in 7 milioni di persone che vivono o lavorano in queste zone. Dal 2013 al 2016 le regioni italiane sono state colpite da 102 eventi estremi che hanno provocato alluvioni o fenomeni franosi. Dal 2010 al 2017 le vittime delle alluvioni sono state 145 (Ruggiù, 2017). Nel presente lavoro particolare attenzione viene posta sui temporali associati a fenomeni di convezione intensa, strutture temporalesche longeve che insistono sempre sulla stessa zona, responsabili di alluvioni lampo e nubifragi, come i temporali autorigeneranti. Il nome auto-rigenerante deriva dal fatto che dopo la formazione del primo cumulonembo e del primo rilascio di precipitazione, questo verrà trascinato via dalle correnti e verrà sostituito da un secondo e poi da un terzo e così via, ed apparirà come un temporale stazionario.

Si assiste con frequenza a questi fenomeni in zone costiere dove si ha uno sviluppo rapido dell'orografia che favorisce l'alimentazione e la formazione delle celle grazie alla componente verticale della velocità del vento.

L'analisi della magnitudo delle precipitazioni estreme è una questione chiave nell'idrologia anche a causa della loro possibile variazione in futuro come risposta al cambiamento climatico. Nonostante si tratti di pratiche robuste e consolidate, in presenza di eventi molto intensi e localizzati, le classiche tecniche di inferenza statistica possono non essere sufficienti a caratterizzare spazialmente il rischio di nubifragio. Le problematiche maggiori sono legate agli eventi intensi di breve durata che l'inferenza statistica identifica come molto rari ed a cui sono associati tempi di ritorno irrealistici. Per fare fronte a queste difficoltà diverse tecniche avanzate, che prevedono l'uso di complicati modelli fisicamente basati, sono talvolta adottati. Questi modelli richiedono però uno sforzo computazionale talmente pesante che difficilmente possono essere usati sistematicamente.

Lo scopo di questa tesi è esplorare nuovi metodi che superino la relazione tra orografia e precipitazione, che si è dimostrata non sufficiente a ricostruire la localizzazione dei nubifragi, e che possano essere utilizzati per una caratterizzazione speditiva e spaziale del rischio associato a questo tipo di eventi. Particolare attenzione è stata posta alla correlazione tra velocità verticali del vento e precipitazioni intense. Con lo scopo di mantenere il metodo il più speditivo possibile e di ridurre i tempi computazionali si è scelto di utilizzare la teoria dei flussi incomprimibili ed irrotazionali per ricavare la componente verticale della velocità del vento. Nel dettaglio, si è ripreso il lavoro di tesi di Gerbino (2017) in cui è stato utilizzato un codice di calcolo che risolve l'equazione di Laplace, MODFLOW, tramite il quale, imponendo appropriate condizioni al contorno, si è ricostruita la componente verticale della velocità del vento. Si è scelta come area di studio il territorio nei dintorni di Genova dove a poche decine di chilometri dalla costa si raggiungono quote superiori ai 1000 metri sul livello del mare. L'area, frequentemente colpita da nubifragi, come quello che si verificò il 9 ottobre 2014 che causò una vittima e 300 milioni di euro di danni (Onorato, et al., 2014), è soggetta alla formazione di tali eventi. Il lavoro di tesi si divide sostanzialmente in 2 parti:

- Nella prima parte si valuta la performance del modello di Gerbino (2017) andando ad analizzare la correlazione tra velocità verticali del vento e precipitazione in concomitanza di un evento di precipitazione particolarmente intenso. L'analisi è stata portata avanti considerando diverse scale temporali utilizzando mappe radar, sia in campo bidimensionale, sia lungo alcune direzioni preferenziali.
- Nella seconda parte si valuta la performance del modello di Gerbino (2017) abbandonando la scala di evento e considerando i dati pluviometrici giornalieri delle stazioni ricadenti nell'area al fine di identificare un metodo speditivo per la caratterizzazione della vulnerabilità spaziale a questa tipologia di fenomeni.

Nel dettaglio il lavoro svolto è strutturato come segue: nel Capitolo 2 vengono descritti stato dell'arte e le limitazioni dei metodi disponibili in letteratura, nel Capitolo 3 viene descritto il lavoro di Gerbino (2017) e se ne descrivono le potenzialità, vengono presentati l'area di studio e l'evento considerato, nel Capitolo 4 viene fatta una correlazione di immagini tra DTM, precipitazione cumulata nelle ore in cui l'evento è stato quasi

stazionario e mappa delle velocità verticali con l'obiettivo di individuare dei pattern simili nelle immagini della precipitazione e in quella delle velocità verticali. La correlazione della precipitazione con il modello digitale del terreno viene utilizzata come metro di valutazione dell'efficacia del metodo. Nel Capitolo 5 si considera l'intensità di precipitazione, sostituendo la cumulata, e vengono fatte delle correlazioni tra i tre livelli tematici su una serie di transetti con l'obiettivo di individuare, con un dettaglio maggiore, delle relazioni tra profili delle velocità verticali e profili dell'intensità di precipitazione. Anche qui il modello digitale del terreno viene utilizzato per valutare l'efficacia del metodo. Nel Capitolo 6, considerati i risultati ottenuti, si abbandona la scala di evento passando alla serie storica dei dati pluviometrici e ci si focalizza sulle potenzialità della metodologia per la caratterizzazione spaziale della vulnerabilità.

CAPITOLO 2

2 Precipitazioni intense causate dai rilievi

Nel seguente capitolo viene fornito un quadro d'insieme sui recenti studi riguardanti l'interazione tra precipitazioni intense ed orografia. Nella prima parte si inquadra il fenomeno in ambito meteorologico e nella restante parte vengono riassunti i recenti studi in materia.

2.1 Introduzione

I moti atmosferici possono essere analizzati su scale spaziali e temporali di dimensione e tempo differenti, che vanno dalla dimensione della Terra su tempi di anni, fino al cammino libero della singola molecola su tempi minori di un secondo. I comportamenti esibiti sono molto diversi, quindi si considerano delle scale sulle quali le caratteristiche sono molto simili che sono: la scala planetaria, la scala sinottica, la mesoscala e la microscala. I fenomeni relativi alla scala sinottica sono cicloni e anticicloni con lunghezza d'onda superiore ai 2000 km e persistono per giorni, i fenomeni che caratterizzano la mesoscala vanno dai fronti sino alle singole celle convettive di pochi chilometri e durata inferiore all'ora.

Categoria	Scala temporale	Scala spaziale	Esempi
Scala planetaria	settimane-mesi	> 10000 km	onde ultralunghe
Scala sinottica	giorni-settimane	2000-10000 km	fronti, cicloni, anticicloni
Mesoscala	minuti-ore	2-2000 km	temporali, mountain wind, sea breeze
Microscala	secondi-minuti	< 2 km	tornado, dust devils

Tabella 2.1 Scale dei moti atmosferici.

Gli eventi di precipitazione intensa causati dall'interazione con l'orografia sono guidati da diverse forzanti a scala sinottica, tuttavia i fattori decisivi per l'intensità, la localizzazione e la stazionarietà dei fenomeni si inquadrano in scale più fini e permettono di classificare questi eventi come classici esempi di interazione a mesoscala.

In particolare Lin, et al. (2001) sottolineano delle caratteristiche comuni agli eventi di precipitazione orografica intensa registrati negli Stati Uniti, nella regione alpina e nel Sud-Est Asiatico. Nel loro studio si osserva che le caratteristiche sinottiche ed a mesoscala di questi eventi, indipendentemente dalle caratteristiche della particolare catena montuosa, sono: l'alta efficienza di precipitazione, l'orografia ripida e con geometria favorevole alla formazione di convergenze del vento nei bassi strati, l'instabilità condizionale e potenziale del flusso incidente, la presenza di una profonda saccatura e di strutture quasi stazionarie che garantiscano una lenta evoluzione del sistema perturbato.

2.2 Influenza orografica nella variabilità dei parametri delle curve DDF

La rarità delle precipitazioni estreme viene solitamente investigata per mezzo della teoria dei valori estremi ed è quantificata attraverso il concetto di periodo di ritorno T . Le curve DDF (depth-duration-frequency) descrivono l'altezza di pioggia in funzione della durata per determinati periodi di ritorno. Avanzi, et al. (2015) analizzano l'influenza dell'orografia nelle precipitazioni estreme e nella variabilità spaziale dei parametri delle curve DDF assumendo un modello probabilistico stazionario che descrive precipitazioni estreme in un determinato sito ponendo l'attenzione nella variabilità spaziale dei parametri. I dati utilizzati sono i massimi annui di precipitazione di durate differenti (1,3,6,12,24 h) in Italia. Il rapporto tra il quantile $h(\lambda D, F)$ e il momento statico del primo ordine $E[H(\lambda D)]$, che sarebbe la media, è chiamato quantile normalizzato ω_f . Il quantile F_{simo} di $H(D)$ si può scrivere come:

$$h(D, F) = E[H(D)]\omega_f = a_1 D^n \omega_f \quad (2.1)$$

Se viene utilizzata la distribuzione GEV per descrivere $H(D)$, allora il quantile normalizzato ha la seguente espressione:

$$\omega_f = \varepsilon + \frac{\alpha}{k} [1 - \ln(f)]k \quad (2.2)$$

Il parametro ε è la posizione, α è la scala e k è il parametro di forma. L'equazione (2.1) rappresenta l'insieme di curve DDF al variare della durata D e con livello di probabilità F . L'equazione è caratterizzata da cinque parametri: a_1 , n , ε , α , e k . Il parametro a_1 è il valore medio della profondità massima annua di precipitazione per la durata unitaria. L'esponente di scala n governa la variabilità di $h(\lambda D, F)$ rispetto a $h(D, F)$. Il parametro di scala α , il parametro di posizione ε , e il parametro di forma k regolano il valore di ω_f per un dato F . I parametri delle DDF in un determinato sito sono stati stimati dalle serie temporali dei massimi annui di precipitazione, di cui sopra, utilizzando:

1. il metodo dei minimi quadrati per stimare a_1 e n ;
2. il metodo degli L-momenti per stimare ε , α , k .

Avendo determinato i parametri puntualmente, l'interpolazione è stata fatta tramite la tecnica IDW (inverse distance weighted) poiché semplice e facile da interpretare.

I valori massimi di a_1 si trovano in Liguria, in Friuli-Venezia Giulia, sulle coste del sud-est della Sicilia e della Calabria. Al contrario i minimi si trovano lungo la costa adriatica, sulla catena alpina interna e in Sardegna. Queste aree di massimi (minimi) corrispondono ad aree di massimo (minimo) di precipitazione. L'esponente di scala dipende dall'orografia, questo è supportato da bassi valori di n in tutta la valle del Po e sulla coste centrali e meridionali italiane e da un graduale aumento in prossimità dei rilievi (sia nelle Alpi che nell'Appennino). L'esponente di scala è elevato nelle zone in cui l'altitudine $z > 1000$ m MSL. Tutto ciò è mostrato in Figura 2.1.

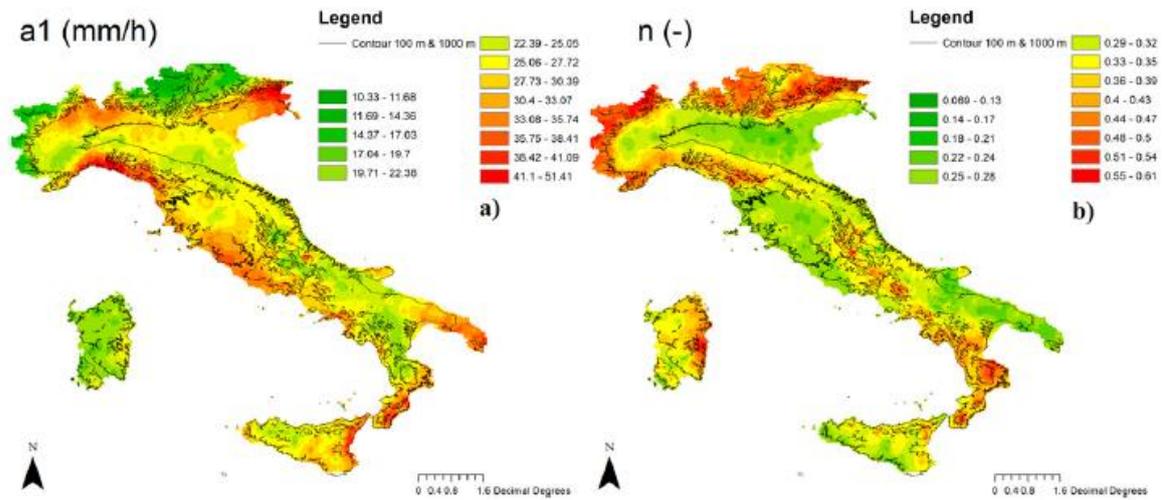


Figura 2.1 Variabilità di a_1 e n sul territorio italiano (Avanzi, et al., 2015).

I parametri α (scala) e ϵ (posizione) mostrano una ridotta variabilità nell'intera penisola, mentre il parametro di forma, k , è altamente variabile sul territorio. Considerando la caratterizzazione fisica degli eventi estremi di precipitazione, gli autori, si sono concentrati sul flusso di umidità atmosferica integrato verticalmente J . L'indice descrive il trasporto sinottico del vapore in atmosfera ed è stato calcolato utilizzando la formula seguente:

$$J = (J_u, J_v) = -\frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_t} qV dp \quad (2.3)$$

dove J_u e J_v sono rispettivamente le componenti in direzione ovest-est e nord-sud di J ; V è il vettore velocità del vento; q è l'umidità atmosferica specifica, g è l'accelerazione di gravità; p_s e p_t sono le pressioni in superficie e al limite superiore dell'atmosfera. Analizzando l'interpolazione IDW di J gli autori hanno notato l'influenza delle barriere orografiche.

Anche nell'articolo di Allamano, et al. (2009) si analizza la dipendenza dei parametri a e n delle curve DDF con l'elevazione ponendo l'attenzione sulle precipitazioni estreme di breve durata. L'area di studio considerata è quella alpina. Per quantificare in modo statistico l'effetto orografico, gli autori propongono una legge di potenza per il parametro a :

$$a = a_0 \cdot z^{a_1} \quad (2.4)$$

mentre per il parametro n viene proposto un modello logaritmico:

$$n = n_0 + n_1 \cdot \ln(z) \quad (2.5)$$

Queste specifiche formulazioni matematiche di $a(z)$ e $n(z)$ sono state adottate per ottenere una legge di potenza che descriva la relazione $h_d(z)$. I coefficienti sono stati stimati tramite regressione lineare su un database di 567 stazioni pluviometriche.

Si osserva una significativa dipendenza di a e n dall'elevazione (Figura 2.2). In particolare si osserva che il coefficiente a diminuisce con l'elevazione mentre n aumenta.

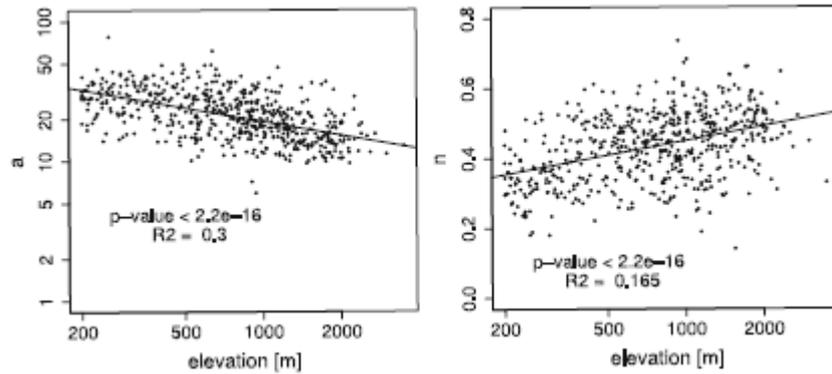


Figura 2.2 Variazione dei parametri a e n delle curve DDF con l'altezza (Allamano, et al., 2009).

Contrariamente alle aspettative, le curve corrispondenti al modello di $h_d(z)$ mostrano che la profondità di precipitazione diminuisce significativamente con l'elevazione per durate molto brevi (1-3 h), mentre la diminuzione è meno accentuata per eventi di durata più lunga. Gli autori hanno poi individuato una variazione diversa dei parametri, in particolare per il parametro n , tra la parte occidentale e le alpi orientali come mostrato in Figura 2.3.

Questo suggerisce che ci sono comportamenti diversi delle piogge anche nelle stessa catena montuosa e implica lo studio di nuovi metodi di analisi per giustificare questa variazione.

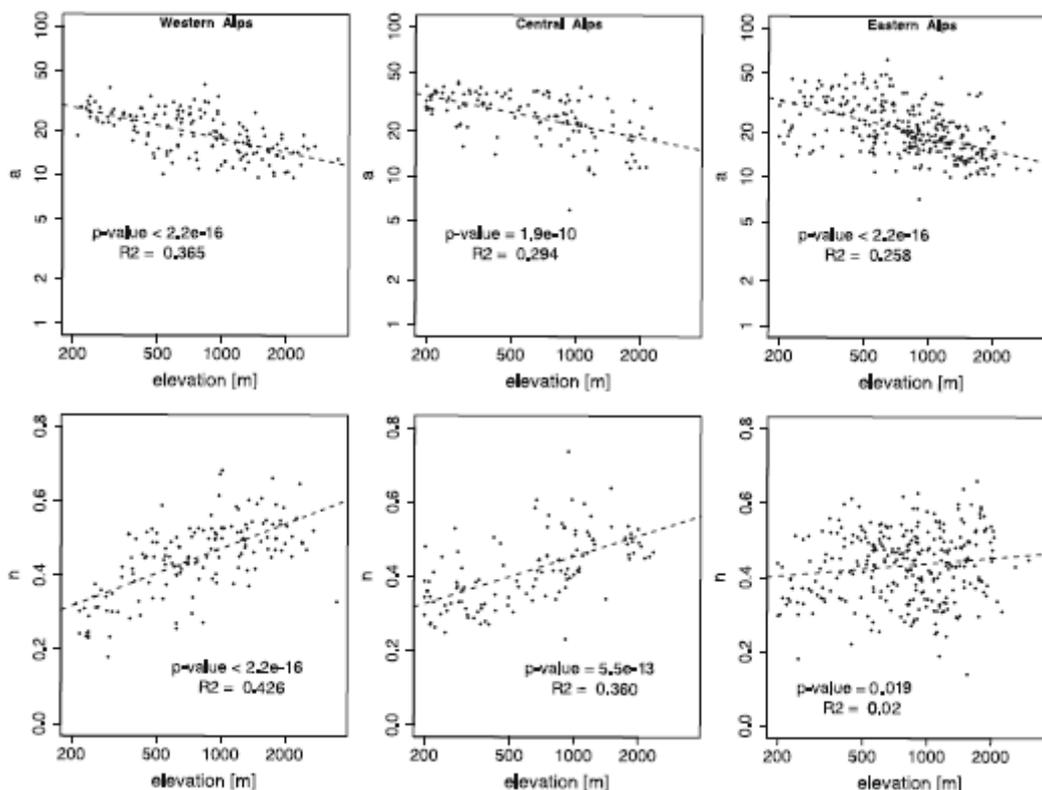


Figura 2.3 Variazione dei parametri a e n delle curve DDF con l'altezza in tre sub-regioni: alpi occidentali, alpi centrali e alpi orientali (Allamano, et al., 2009).

2.3 Amplificazione regionale correlata agli effetti orografici

L'orografia interagisce fortemente con la circolazione generando una maggiore variabilità spaziale nel campo delle precipitazioni. I modelli regionali degli estremi di precipitazione devono tenere in conto di questa interazione al fine di fornire una buona stima spaziale delle variabili regionalizzate. Questo approccio rappresenta un passo avanti verso il miglioramento della capacità predittiva di precipitazioni estreme all'interno di aree orograficamente complesse. Pelosi & Furcolo (2015) propongono un approccio in cui gli oggetti orografici diventano elementi costitutivi di un modello regionale. La regione presa in considerazione è la Campania, regione a topografia complessa, dove sono presenti 245 pluviometri. Nel loro lavoro gli autori hanno analizzato i massimi annui di precipitazione giornaliera. Tramite una procedura statistica sono stati individuati 19 pluviometri anomali che hanno una media annuale molto superiore agli altri pluviometri. In una regione climaticamente omogenea come quella analizzata, l'orografia può essere identificata come la caratteristica principale che può causare questa amplificazione degli eventi che

producono i massimi annui. La conferma giunge dal confronto tra le anomalie pluviometriche e la posizione delle zone orografiche. I risultati mostrano che circa il 70% dei pluviometri "anomali" si trovano nelle vicinanze di barriere orografiche. Sulla base di questo gli autori propongono un modello preliminare. Suppongono che la media dei valori massimi annui di precipitazione giornaliera, $Y(x)$, può essere espressa come il prodotto di un processo debolmente stazionario base, $Y'(x)$, e di un fattore di amplificazione, AF , che si presenta solo nelle zone orografiche:

$$Y(x) = AF \cdot Y'(x) \quad (2.6)$$

Se si indica con $Z(x)$ il logaritmo di $Y(x)$ si ha:

$$Z(x) = Z'(x) + \ln (AF) \quad (2.7)$$

Dove $Z'(x)$ può essere calcolata utilizzando le classiche tecniche di interpolazione spaziale lineari, come il KUD (Kriging with Uncertain Data) dalle misurazioni delle precipitazioni nelle valli e nelle pianure, mentre il fattore di amplificazione, AF , corregge le stime lineari nelle aree dove l'effetto orografico è più significativo ed è calcolato tramite un modello di amplificazione. Questo modello mette in relazione i valori di alcune caratteristiche globali delle barriere orografiche. Ogni oggetto isolato orografico è stato trattato come una forma omogenea unica. Sono stati presi in considerazione cinque indici topografici che sono stati ritenuti rappresentativi del processo di interazione orografica con le precipitazioni estreme.

- I. Pendenza media, indicata come Sl (%), che è strettamente correlata alla velocità di salita delle masse di aria fredda in prossimità dell'oggetto orografico.
- II. Elevazione media, z_{mean} (m.s.l.), rappresentativo della forza che porta le masse sopra gli ostacoli orografici.
- III. Quota massima, z_{max} (m.s.l.), che potrebbe indicare l'intensità della forza che porta le masse verso l'alto sugli ostacoli orografici.
- IV. Prominenza, P (m), definito come la differenza tra la massima elevazione, z_{max} , e l'altezza media della linea perimetrale dell'ostacolo.
- V. Esposizione, $\cos\varphi$, definita come il coseno dell'angolo tra la direzione dominante delle masse di aria fredda e la direzione principale di inerzia di ogni oggetto orografico.

Nel modello, il fattore di amplificazione è preso in considerazione solo nelle zone orografiche, in modo che fuori dalle zone orografiche il suo valore sia pari all'unità. All'interno delle zone orografiche il logaritmo di AF può essere calcolato come la differenza tra il valore osservato $Z(x_i)$ e il valore stimato dal KUD $Z'(x_i)$ utilizzando solo le misurazioni delle precipitazioni nelle valli e in pianura. In questo modo è stato valutato $\ln(AF)$ in ciascuno dei 47 pluviometri collocati in zone orografiche e, quindi, è stato assegnato a ciascun elemento orografico un valore rappresentativo di $\ln(AF)$, mediando i valori se più di un pluviometro fosse ricaduto all'interno dell'oggetto.

Per la stima di $\ln(AF)$ sono stati studiati vari modelli di regressione a 2 e a 3 variabili, andando a ricercare la correlazione maggiore con alcune variabili topografiche. È stato scelto il modello M31 poiché, nonostante la povertà statistica, include una variabile fisicamente significativa ossia la prominenza (P):

$$\ln(AF) = 0.0796 - 0.0221 \cdot \cos\varphi + 0.543 \cdot Sl + 2.532 \cdot 10^{-5} \cdot P \quad (2.8)$$

Gli autori hanno confrontato il valore di $\ln(AF)_{osservato}$ nelle quattordici forme orografiche individuate nell'area di studio con i risultati del modello M31 (Figura 2.4). L'allineamento dei punti nel grafico (Figura 2.4) mostra una notevole dispersione residua, il che suggerisce che il modello di amplificazione può essere migliorato ulteriormente.

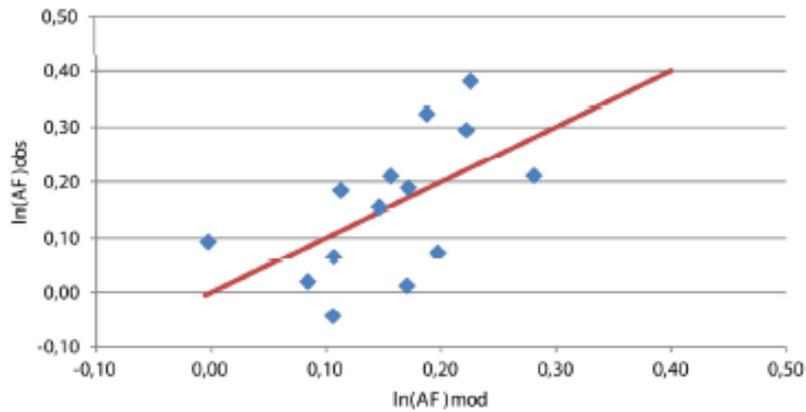


Figura 2.4 Confronto tra $\ln(AF)$ osservato e stimato (Pelosi & Furcolo, 2015).

In un diverso articolo, Pelosi, et al. (2016), descrivono il procedimento statistico, sopra citato, per l'individuazione degli outlier spaziali. Le posizioni di questi outlier vengono quindi confrontate con un modello di oggetti orografici che sono stati individuati attraverso l'applicazione di una procedura geomorfologia automatica realizzata da Cuomo, et al. (2011). I risultati mostrano un collegamento diretto tra un determinato insieme di oggetti orografici e un aumento locale della variabilità spaziale delle piogge estreme. Questa analisi ha permesso di identificare oggettivamente le aree in cui l'orografia produce una maggiore variabilità nelle piogge estreme. Dalla Figura 2.5 è evidente come le anomalie si trovino in prossimità delle barriere orografiche.

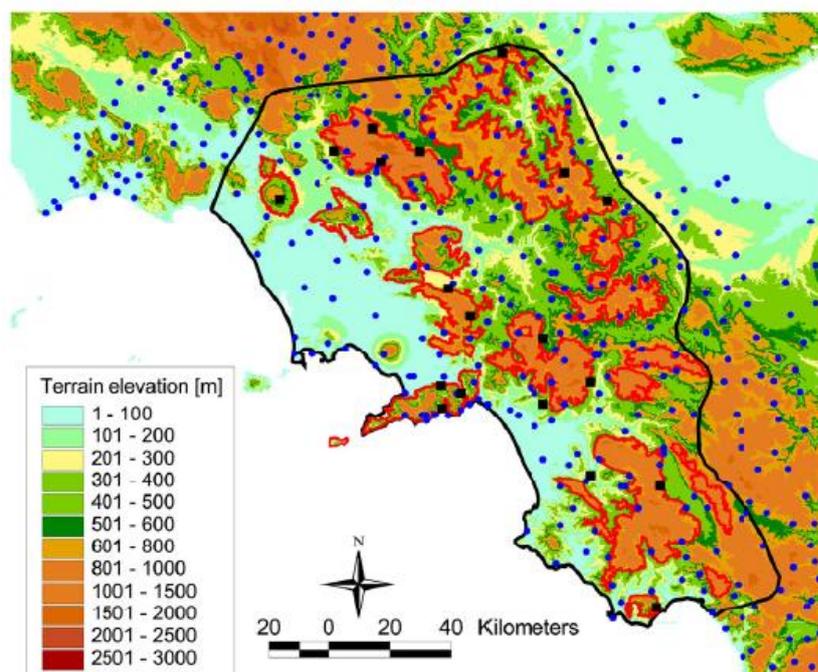


Figura 2.5 Localizzazione delle anomalie (in nero) e delle barriere orografiche (linea rossa) (Pelosi, et al., 2016).

2.4 Criticità dei metodi di analisi standard e nuovi campi di studio

In Italia la maggior parte delle analisi idrologiche sono condotte partendo dai dati della rete pluviometrica. Purtroppo non esiste un database aggiornato ed efficace degli eventi estremi di precipitazione tale da poter assicurare un'analisi accurata del rischio a livello nazionale. Dallo studio di Allamano, et al. (2009) è emerso un diverso comportamento delle piogge tra le alpi occidentali e quelle orientali sottolineando l'importanza di analisi a scale regionali piuttosto che analisi a scala nazionale. E' emerso un trend negativo del parametro α con l'elevazione che gli autori hanno giustificato con una possibile assenza di dati ad alta quota. Dallo studio di Pelosi & Furcolo (2015) è emersa la necessità di correggere le stime lineari di precipitazione, in zone ad orografia complessa, con un fattore di amplificazione che tenga conto delle barriere orografiche.

Si è appurato che l'interazione tra orografia e fenomeni intensi di precipitazione deve essere una componente fondamentale nelle analisi del rischio idrologico. I metodi sopra citati hanno delle limitazioni dal punto di vista spaziale, poiché ricorrono ad arbitrarie regionalizzazioni a priori, e delle limitazioni dal punto di vista computazionale, poiché hanno a monte analisi approfondite del territorio. In questo lavoro di tesi si cercherà di implementare un metodo speditivo di caratterizzazione spaziale del rischio da nubifragi

partendo dalla mappa delle velocità verticali del vento. Il modello per ricavare tale mappa, descritto nella tesi di Gerbino (2017), ha il vantaggio di avere un'implementazione semplice e uno sforzo computazionale ridotto. Questo metodo permette di lavorare nel campo del continuo, dal punto di vista spaziale, senza dover ricorrere a particolari regionalizzazioni viste pocanzi.

Capitolo 3

3 Nuovo approccio: analisi fluidodinamica di flussi atmosferici su orografia complessa e confronto con un evento estremo di precipitazione

In questo capitolo verrà presentato un nuovo approccio al problema partendo dall'analisi semplificata dei flussi atmosferici. Attraverso una modellazione fluidodinamica operata in ambiente MODFLOW e basata sulle equazioni di Navier-Stokes, con alcune ipotesi, si è arrivati a determinare una mappa delle velocità verticali del flusso di aria sull'area di studio. L'obiettivo è il confronto tra le velocità verticali che sono strettamente legate all'orografia e un'immagine radar di un evento di precipitazione intensa per capire se le velocità verticali possano essere usate per identificare zone suscettibili allo sviluppo di fenomeni intensi.

3.1 Area di studio

In questo capitolo viene inquadrata l'area, ad orografia complessa, scelta per le analisi e viene descritto un evento estremo di precipitazione che è stato scelto per mettere in relazione il risultato della simulazione con le precipitazioni.

L'area di studio scelta è quella nei pressi di Genova (Figura 3.1), dove l'orografia è caratterizzata da un rapido sviluppo non appena ci si allontana dalla costa, si passa infatti dal livello del mare a quote superiori i 1000 m in poche decine di km. L'area è stata fortemente colpita da eventi estremi di precipitazione negli ultimi anni.

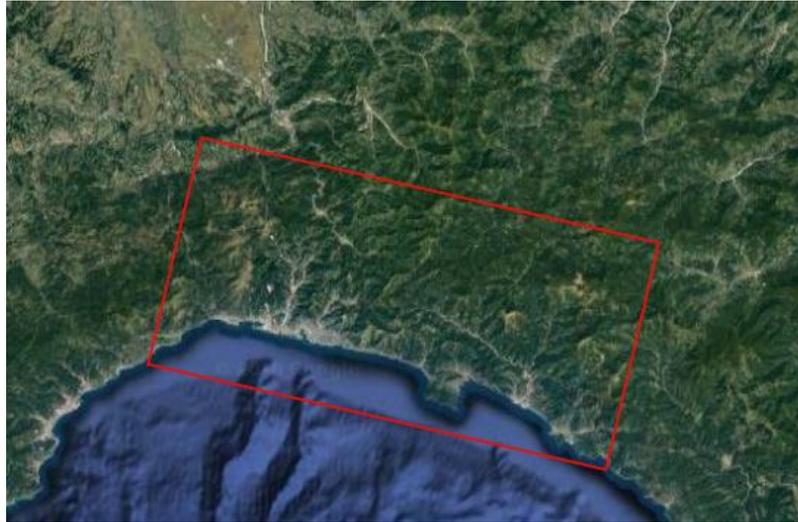


Figura 3.1 Inquadramento dell'area di studio.

L'area racchiusa all'interno della cornice rossa è quella su cui verranno effettuate le simulazioni. Dall'area scelta è stato ritagliato il modello digitale del terreno (DTM) mostrato in Figura 3.2. Il DTM è costituito da una griglia con celle di lato pari a 27 m, a poche decine di km dalla costa si arriva ad una quota di 1600 m. Si osserva la presenza di possibili barriere orografiche che potrebbero favorire l'alimentazione dei cosiddetti temporali stazionari.

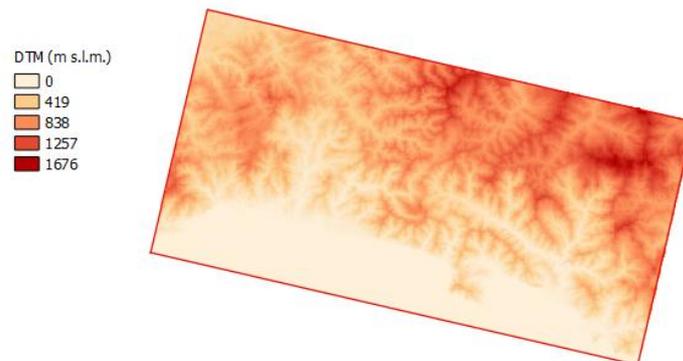


Figura 3.2 Modello digitale di elevazione del terreno.

Dopo aver scelto l'area di studio è stato scelto un evento significativo che ha interessato tale zona. L'evento scelto è quello del 9 ottobre 2014 per il quale l'ARPAL (Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente Ligure) ha redatto un rapporto di evento (Onorato, et al., 2014).

3.2 Evento del 9 ottobre 2014

Il 9 ottobre si è verificata la convergenza di flussi di due masse d'aria con caratteristiche termodinamiche diverse (caldo-umido dal Tirreno e relativamente freddo e secco dalla Pianura Padana) e si è verificato un sovrascorrimento nei livelli medi di aria calda umida di origine subtropicale proveniente da Sud-Ovest, tutto ciò ha determinato una forte instabilità per tutta la giornata del 9 ottobre sul Mar Ligure, ed in particolare nell'area genovese. La struttura temporalesca stazionaria venutasi a formare nella serata sul settore centrale della regione, ha riversato notevoli quantitativi di precipitazione in poche ore sulla porzione di territorio compresa tra la città di Genova ed il promontorio di Portofino e sui relativi entroterra. La precipitazione è stata caratterizzata da intensità, stazionarietà e quantitativi del tutto inusuali per fenomeni non direttamente associabili ad una struttura perturbata a più larga scala, quale il passaggio del sistema frontale. Le forzanti dell'evento, quindi, non sono da ricercarsi alla scala sinottica quanto piuttosto ad una locale convergenza dei flussi nei bassi strati. Sono stati individuati due episodi temporaleschi con caratteristiche diverse, la prima fase dell'evento, caratterizzata da temporali autorigeneranti, ha interessato il centro-levante della regione fino al pomeriggio, la seconda fase, caratterizzata da un nuovo sistema precipitativo nell'entroterra di Genova, ha rilasciato precipitazioni molto più elevate della prima. Nelle figure sottostanti sono rappresentate le mappe interpolate delle precipitazioni cumulate in 3 ore durante la giornata del 9 ottobre.

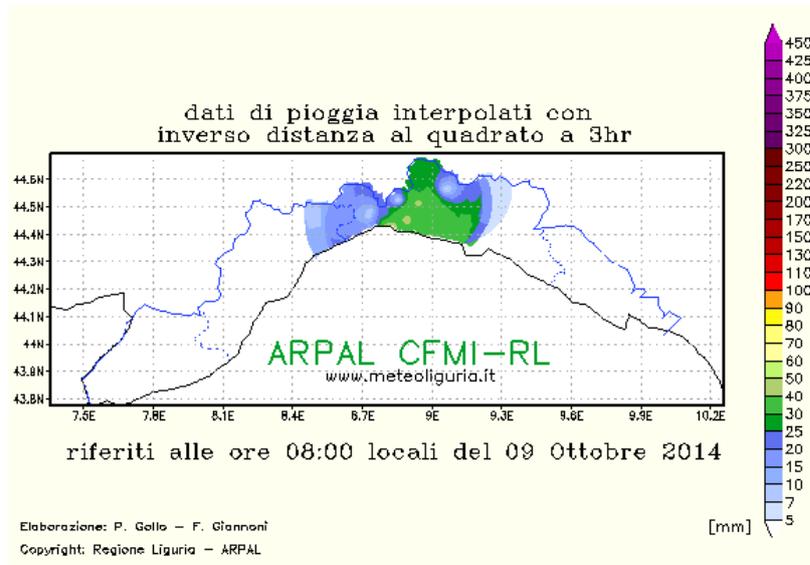


Figura 3.3 Precipitazioni cumulate in 3h dalle 05 alle 08 locali del 9 ottobre 2014 (ARPAL).

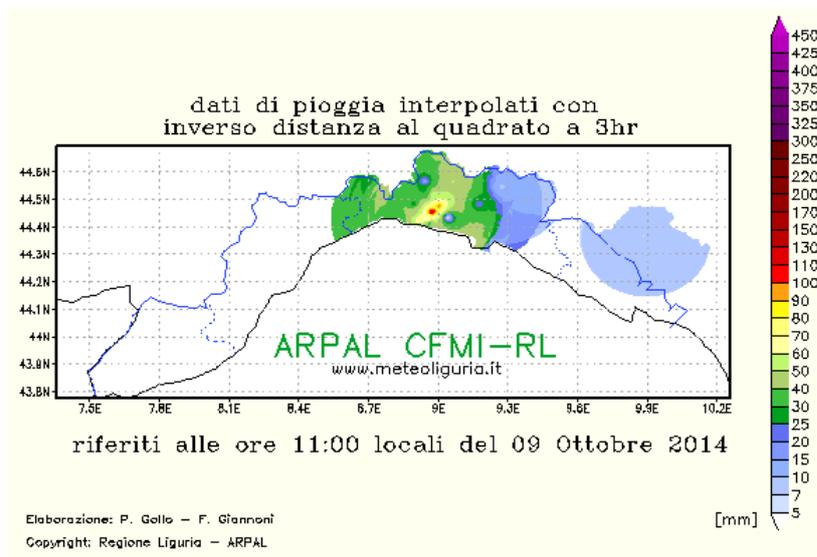


Figura 3.4 Precipitazioni cumulate in 3h dalle 08 alle 11 locali del 9 ottobre 2014 (ARPAL).

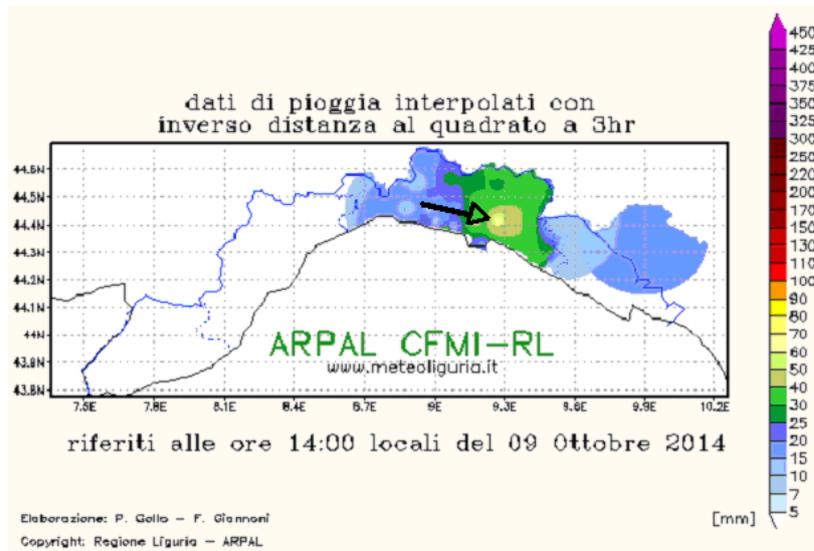


Figura 3.5 Precipitazioni cumulate in 3h dalle 11 alle 14 locali del 9 ottobre 2014 (ARPAL).

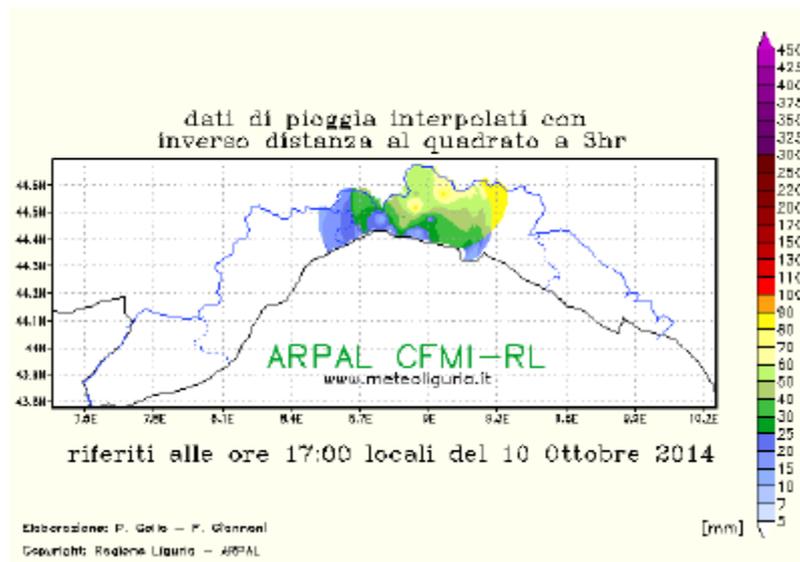


Figura 3.6 Precipitazioni cumulate in 3h dalle 14 alle 17 locali del 9 ottobre 2014 (ARPAL).

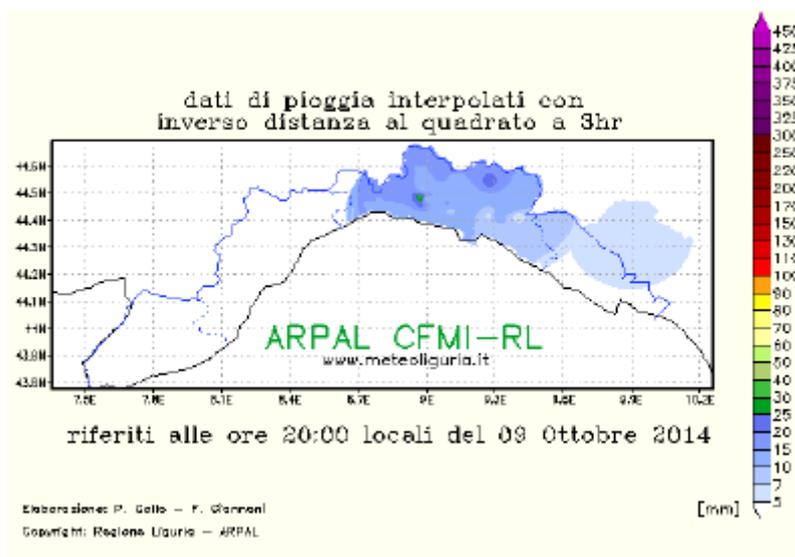


Figura 3.7 Precipitazioni cumulate in 3h dalle 17 alle 20 locali del 9 ottobre 2014 (ARPAL).

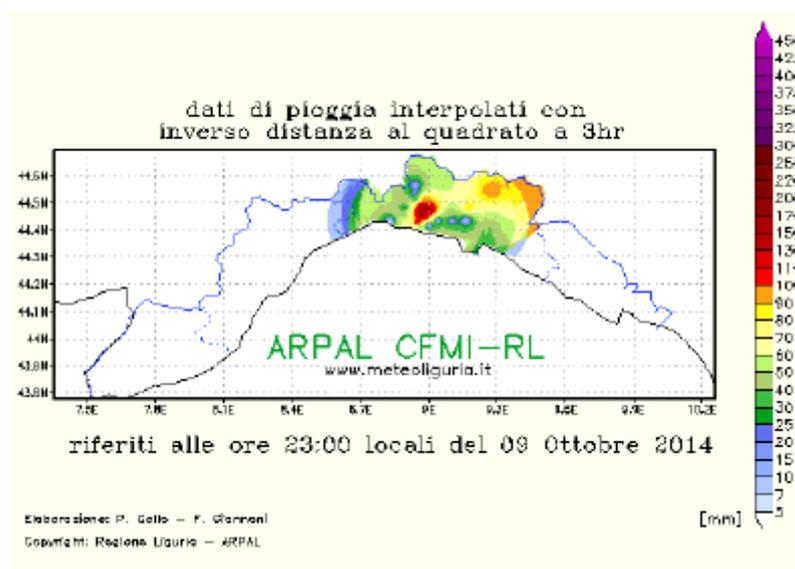


Figura 3.8 Precipitazioni cumulate in 3h dalle 20 alle 23 locali del 9 ottobre 2014 (ARPAL).

Nella prima fase dell'evento, in mattinata, la struttura temporalesca ha insistito sull'area compresa tra Genova ed il Golfo Paradiso, poi dalle 12 il sistema si è spostato verso levante oltrepassando Portofino e interessando la zona del Tigullio. Il sistema temporalesco ha diminuito la sua intensità dopo le 17 ma dalle 20 in poi il nuovo sistema temporalesco, stazionario autorigenerante, che ha interessato maggiormente la Valle Scrivia, la Val Bisagno ed il levante genovese, ha scaricato notevoli quantità di precipitazione tali da provocare l'esondazione del Bisagno, del Fereggiano, dello Sturla e del Vernazza nel capoluogo genovese.

In Figura 3.9 è mostrata la precipitazione cumulata giornaliera del 9 ottobre 2014.

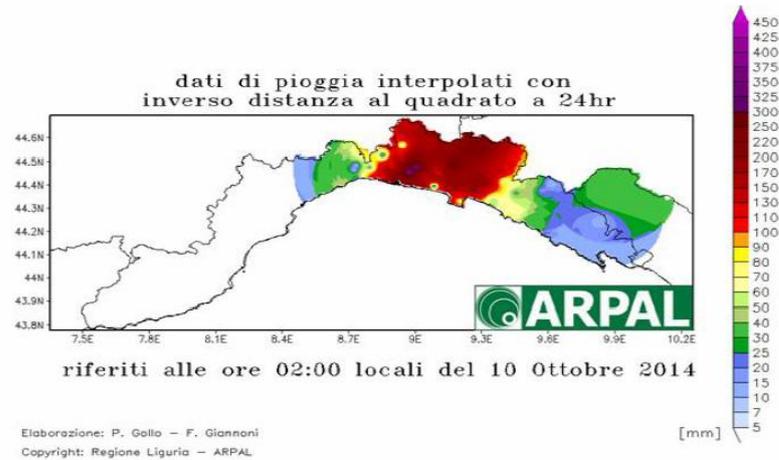


Figura 3.9 Precipitazioni cumulate in 24h dalle 00 UTC del 9 alle 00 UTC del 10 ottobre 2014 (ARPAL).

3.3 Flussi incomprimibili e irrotazionali

In fluidodinamica le equazioni di Navier-Stokes sono un sistema di equazioni differenziali alle derivate parziali che descrivono il comportamento di un fluido. Le equazioni di Navier-Stokes sono la formalizzazione matematica di principi fisici ai quali i fluidi rispondono, ossia la conservazione della massa e della quantità di moto:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{V}) = 0 \quad (3.1a)$$

$$\rho(\vec{R} - \vec{A}) = \nabla p - \mu \nabla^2 \vec{V} + \nabla |\nabla \cdot \vec{V}| \quad (3.1b)$$

L'equazione di conservazione della massa (3.1a) è anche detta equazione di continuità, ρ rappresenta la densità del fluido e V è il vettore velocità. Nell'equazione di conservazione della quantità di moto (3.1b) R rappresenta il vettore delle forze, A il vettore accelerazione come derivata della velocità ($A = \frac{D\vec{V}}{Dt}$) e p la pressione. Sotto le ipotesi di incomprimibilità e di irrotazionalità le equazioni di Navier-Stokes vengono semplificate notevolmente sino ad arrivare all'equazione di Laplace ed a quella di Bernoulli.

Ipotizzando l'irrotazionalità del campo di velocità ($\nabla \times \vec{V} = 0$), ovvero che il campo della vorticità sia sempre nullo ovunque, la velocità irrotazionale può essere espressa come il gradiente di una funzione scalare, definito potenziale scalare:

$$\vec{V} = \nabla\phi \quad (3.2)$$

Sotto l'ipotesi di densità costante l'equazione di conservazione della massa si semplifica:

$$\nabla \cdot \vec{V} = 0 \quad (3.3)$$

Sfruttando la rappresentazione della velocità irrotazionale V in termini di potenziale, la conservazione della massa diventa:

$$\nabla^2\phi = 0 \quad (3.4)$$

In cui ∇^2 è l'operatore laplaciano:

$$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} \quad (3.5)$$

Per un sistema cartesiano l'equazione di Laplace diventa:

$$\nabla^2\phi(x, y, z) = \frac{\partial^2\phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2\phi}{\partial z^2} \quad (3.6)$$

L'equazione di Laplace permette di determinare il campo di velocità, ma la soluzione completa del problema fluidodinamico incomprimibile e irrotazionale necessita della conoscenza del relativo campo di pressione, che dovrà essere ricavato partendo dal campo di velocità.

L'ipotesi di incomprimibilità e di campo di moto irrotazionale, insieme alle proprietà matematiche dell'operatore nabla, permette di riscrivere l'equazione di conservazione della quantità di moto (3.1b):

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla\phi + \nabla \frac{V^2}{2} = -\frac{\nabla P}{\rho} - \nabla\xi \quad (3.7)$$

dove ξ rappresenta l'energia potenziale per unità di massa del campo di forze di volume esterne. Riordinando l'equazione (3.7) si ha:

$$\nabla \left(\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{V^2}{2} + \frac{P}{\rho} + \xi \right) = 0 \quad (3.8)$$

Nell'equazione (3.8) si può notare il quadrinomio di Bernoulli, l'integrazione e l'ipotesi di trascurabilità degli effetti legati alle forze di massa fornisce la seguente equazione:

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{V^2}{2} + \frac{P}{\rho} + \xi \right) = cost \quad (3.9)$$

Quest'ultima equazione permette la risoluzione del campo di pressione, una volta noti i campi del potenziale e di conseguenza della velocità, che sono stati calcolati separatamente con l'equazione di Laplace.

3.4 Software di calcolo MODFLOW

MODFLOW è un codice di calcolo sviluppato dallo USGS (United States Geological Survey). La prima versione, chiamata "USGS Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model", è stata sviluppata tra il 1981 ed il 1983 ed utilizzava il linguaggio Fortran. Inizialmente concepito come codice di simulazione del flusso delle acque sotterranee, la struttura di MODFLOW ha permesso l'integrazione e l'aggiunta di nuove funzionalità di simulazione.

Nei modelli di flusso delle acque sotterranee il codice necessita di una discretizzazione nello spazio sia in direzione orizzontale che verticale andando quindi a costruire un insieme di celle di forma rettangolare o quadrata. Il codice risolve l'equazione di Laplace e restituisce, in corrispondenza del centro di ciascuna cella il carico idraulico ottenuto dal metodo di risoluzione. Per ricavare la velocità a partire dal carico idraulico si ricorre alla legge di Darcy.

3.5 Implementazione del modello

Il modello viene costruito andando a definire un dominio delimitato da una superficie inferiore e da una superiore, per la superficie inferiore viene utilizzato il DTM dell'area considerata mentre per la superficie superiore un piano orizzontale, come mostrato in Figura 3.10.

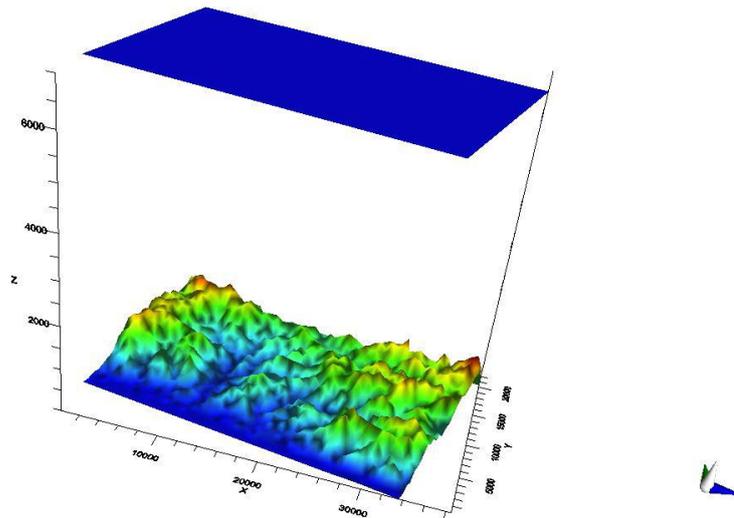


Figura 3.10 Esempio di dominio in MODFLOW (Gerbino, et al., 2017).

Per i lati del modello sono state inserite delle condizioni al contorno che possono essere:

- Impermeabile: se non viene specificata nessuna condizione al contorno per il software tale superficie risulta impermeabile.
- Carico costante: viene fissato un valore di carico costante nelle celle selezionate il che si traduce in una fonte infinita di acqua che entra nel sistema o come un buco infinito per l'acqua che esce dal sistema.
- Flusso specificato: viene fissato un valore specifico di flusso e viene utilizzata per specificare il flusso entrante nel modello.

Da un'analisi di sensitività sulle condizioni al contorno del modello è emerso che le condizioni che forniscono una soluzione più corretta sono il carico costante sul bordo dietro e sul bordo sinistro ed il bordo destro senza imposizione di condizione al contorno.

Per definire l'altezza ottimale del modello è stata condotta un'analisi di sensitività con altezze del dominio pari a 5000 m, 7000 m, 10000 m, 15000 m, dai risultati dell'analisi di

sensibilità è emerso che l'altezza del dominio non è un parametro influente sui risultati delle simulazioni quindi è stata scelta l'altezza di 5000 m che comporta un minor tempo computazionale.

Come direzione del flusso entrante nel modello si è scelto un flusso proveniente da SE, essendo la direzione del flusso negli eventi autorigeneranti che si sono verificati secondo i rapporti ARPAL.

Completata la simulazione il software fornisce come output il valore di carico idraulico al centro di ogni cella del reticolo, tramite un codice matlab dal carico idraulico si sono ottenute le componenti della velocità del vento volute. Le velocità sono state normalizzate rispetto alla velocità del flusso entrante. In Figura 3.11 viene mostrata la mappa delle velocità verticali ottenuta dalla modellazione.

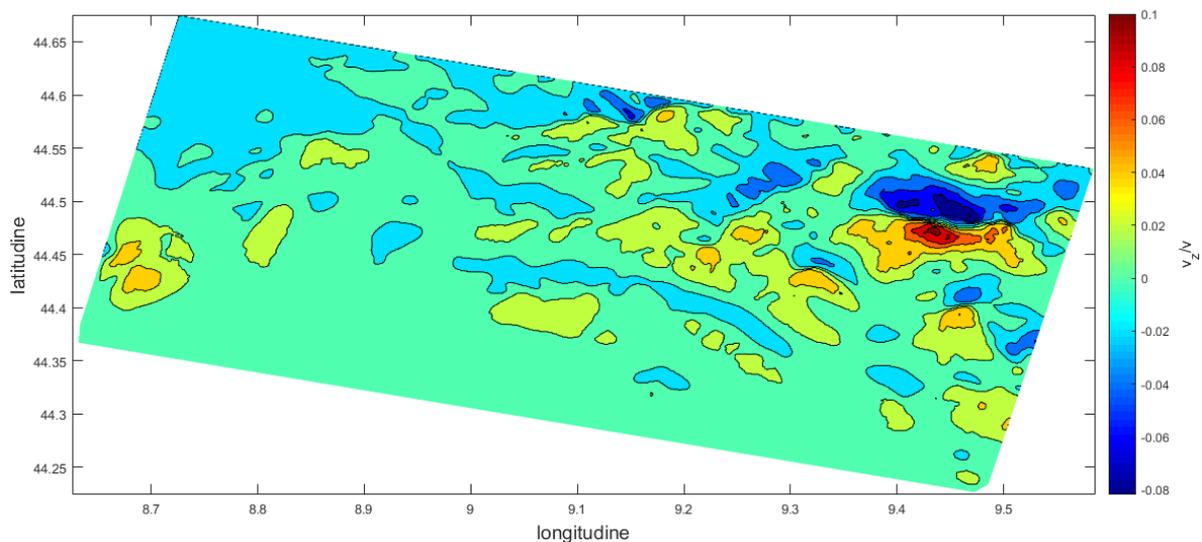


Figura 3.11 Mappa normalizzata delle velocità verticali (Gerbino, et al., 2017).

3.6 Confronto visivo tra mappa delle velocità verticali e mappa radar di precipitazione

I dati radar di precipitazione sono stati forniti dall'ARPAL. Il radar di riferimento è il radar meteorologico di Monte Settepani, appartenente sia alla regione Liguria che a al Piemonte, è un radar GPM250C, in banda C, doppler, polarimetrico, installato a circa 1400 metri s.l.m. (latitudine 44.247, longitudine 8.199). Radar doppler è un particolare tipo di radar che si basa sull'effetto slittamento della frequenza, detto effetto doppler, del segnale ricevuto

rispetto a quello irradiato. Radar polarimetrico significa che il radar è polarizzato sia orizzontalmente che verticalmente permettendo di risalire quindi alla forma prevalente delle idrometeore.

I dati forniti dal radar Settepani per l'evento del 9 ottobre 2014 presentano una scansione ogni 10 minuti.

Al fine di effettuare un confronto tra le velocità verticali, ottenute dalla modellazione, e l'evento estremo di precipitazione, è stata presa in considerazione la cumulata delle scansioni dalle 20:00 alle 24:00 locali del 9 ottobre (Figura 3.12) poiché in questo arco di tempo il sistema temporalesco è rimasto pressoché stazionario ed ha raggiunto la massima intensità.

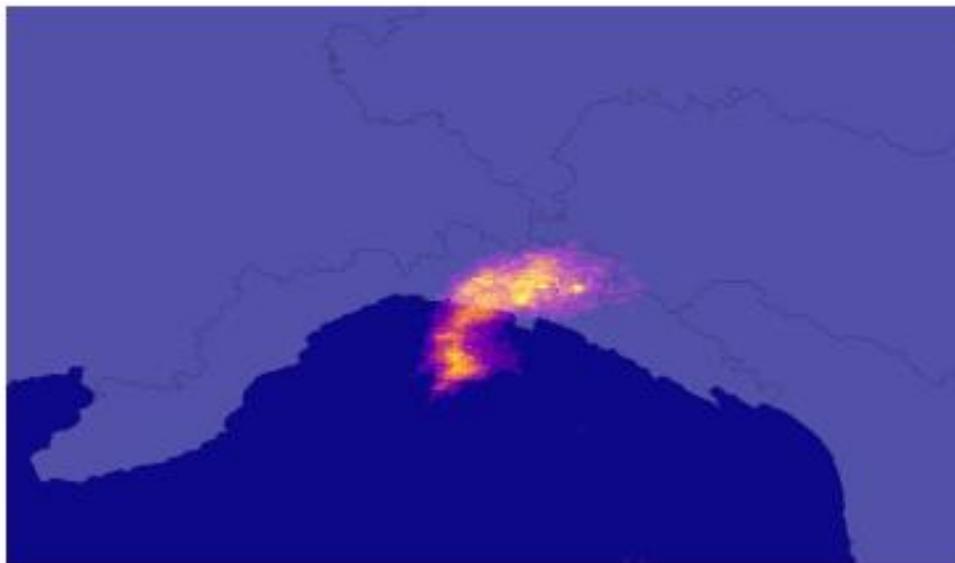


Figura 3.12 Cumulata radar meteorologico dalle 20:00 alle 24:00 del 9 ottobre 2014. In giallo si hanno le intensità di pioggia.

In Figura 3.13 viene mostrata la sovrapposizione tra la mappa delle velocità verticali, in scala di grigi, e la cumulata radar di precipitazione.

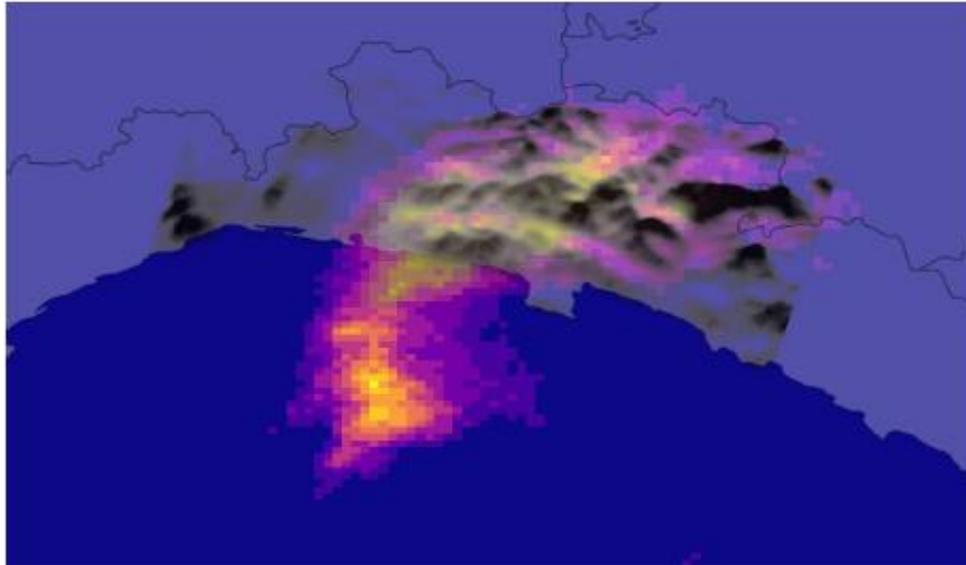


Figura 3.13 Sovrapposizione tra la cumulata del radar meteorologico dalle 20:00 alle 24:00 locali del 9 ottobre 2014 e mappa delle velocità verticali del vento. In giallo si hanno i valori maggiori di pioggia ed in nero si hanno i picchi delle velocità verticali (Gerbino, et al., 2017).

Si nota una buona correlazione visiva tra i picchi delle velocità verticali e le massime intensità di pioggia, è quindi plausibile che i picchi di velocità verticale del vento possano essere usati per tracciare la presenza di aree suscettibili allo sviluppo di tali fenomeni estremi. Il lavoro di Gerbino (2017), descritto pocanzi, sebbene promettente dal punto di vista qualitativo, manca di un'analisi quantitativa della qualità dei risultati. Nei capitoli seguenti verranno presentate una serie di analisi volte alla quantificazione della correlazione tra velocità verticali, precipitazione ed orografia e verrà proposto un metodo speditivo per la caratterizzazione spaziale del rischio da nubifragi basato sulle velocità verticali.

Capitolo 4

4 Correlazione di immagini tra velocità verticali, precipitazione cumulata radar 4h e modello digitale del terreno.

In questo capitolo si cercherà di studiare e di quantificare la correlazione bidimensionale tra velocità verticali del vento e precipitazione cumulata a scala di evento, per capire se il dato delle velocità verticali possa portare informazioni maggiori rispetto al dato orografico standard e quindi valutare l'efficacia dell'approccio proposto. Per fare questo si confrontano le correlazioni incrociate a due a due tra i tre livelli tematici che sono: mappa delle velocità verticali del vento, mappa della precipitazione cumulata e modello digitale del terreno. Le analisi verranno eseguite prima utilizzando la cross correlazione 2D in Matlab come spiegato al paragrafo 4.3 e poi in modo manuale andando a ritagliare i layer in posizioni diverse come spiegato al paragrafo 4.4.

4.1 Cross-correlation

La cross-correlation o correlazione mutua rappresenta la misura di similitudine di due serie di dati in funzione della traslazione di una serie rispetto all'altra. Viene applicata maggiormente nella teoria dei segnali a serie temporali. Se si considerano due funzioni continue f e g , la correlazione incrociata è definita come:

$$(f \times g) \triangleq \int_{-\infty}^{+\infty} f^*(t) g(t + \tau) d\tau \quad (4.1)$$

dove f^* rappresenta il complesso coniugato di f e τ lo spostamento, noto anche come ritardo.

Se si considerano due funzioni reali f e g dove g differisce da f solo da uno spostamento sconosciuto lungo l'asse x , la formula, facendo scorrere g lungo l'asse x , calcola l'integrale del prodotto in ogni posizione. Quando le funzioni corrispondono il valore $(f \times g)$ assume il valore massimo (Figura 4.1).

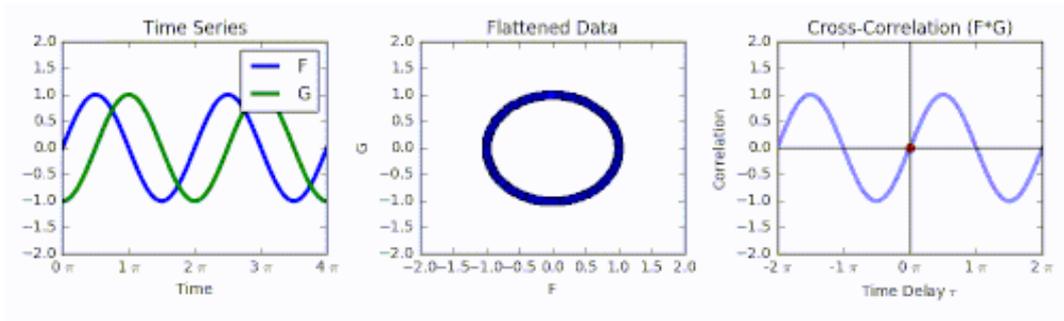


Figura 4.1 Correlazione incrociata di due serie temporali f e g .

Se i due segnali sono discreti l'integrale diventa una sommatoria:

$$(f \times g) \triangleq \sum_{m=-\infty}^{+\infty} f^*[m] g(m+n) \quad (4.2)$$

La correlazione incrociata è usata anche nell'analisi delle immagini per determinare il grado di somiglianza facendole scorrere una sopra l'altra e nella pattern recognition per ricercare un template all'interno di un'immagine. Se si considerano due immagini di cui una è traslata rispetto all'altra di un generico Δx e Δy come in Figura 4.2.

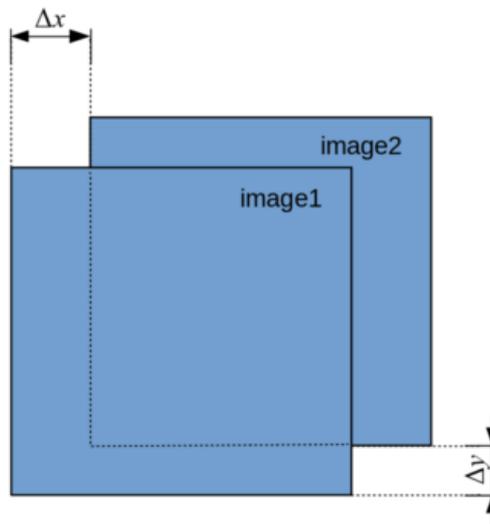


Figura 4.2 Immagini di riferimento traslate di un certo Δx e Δy .

Per ogni combinazione di Δx e Δy il coefficiente di correlazione normalizzato è espresso da:

$$\gamma(\Delta x, \Delta y) = \frac{\sum_{x,y} [f(x,y) - \bar{f}_{x,y}] [g(x - \Delta x, y - \Delta y) - \bar{g}_{x,y}]}{\sqrt{\sum_{x,y} [f(x,y) - \bar{f}_{x,y}]^2 \sum_{x,y} [g(x - \Delta x, y - \Delta y) - \bar{g}_{x,y}]^2}} \quad (4.3)$$

Il coefficiente di correlazione sarà compreso tra -1 e 1.

4.2 Dati a disposizione

I 3 livelli tematici oggetto di analisi sono le velocità verticali del vento, la precipitazione cumulata di 4 ore ottenuta dal radar ed il modello digitale del terreno (DTM). Poiché le mappe di precipitazione fornite dal radar Settepani hanno una risoluzione spaziale di 1 km per 1 km anche le altre mappe sono state ricampionate a questa risoluzione spaziale.

Dalla simulazione fluidodinamica eseguita in ambiente MODFLOW da Gerbino si ha a disposizione la mappa delle velocità verticali del vento su di un'area delimitata mostrata in Figura 4.3. Poiché il lato maggiore dell'area scelta per l'analisi è inclinato rispetto ai paralleli, la matrice delle velocità verticali sarà composta da una serie di valori nulli al di fuori dei valori delle velocità verticali, il contorno della matrice delle velocità verticali è delimitato con il tratteggio rosso in Figura 4.3.

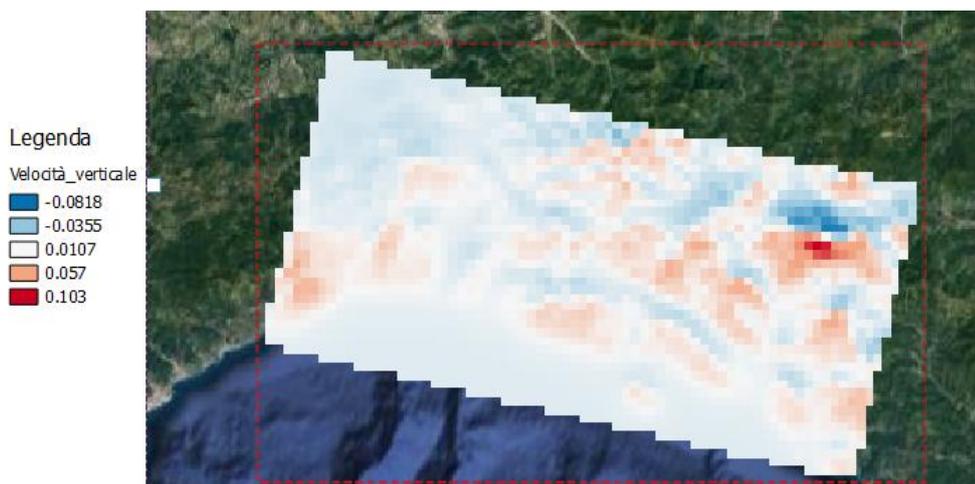


Figura 4.3 Mappa georeferenziata delle velocità verticali del vento.

Si considerano poi la mappa radar della precipitazione cumulata e il modello digitale del terreno su di un'area più ampia rispetto a quella delle velocità verticali, come mostrato in Figura 4.4 e Figura 4.5. Questi due layer vengono presi più ampi rispetto alla mappa delle velocità verticali per poter applicare l'analisi di correlazione tramite Matlab come verrà spiegato al paragrafo 4.3.

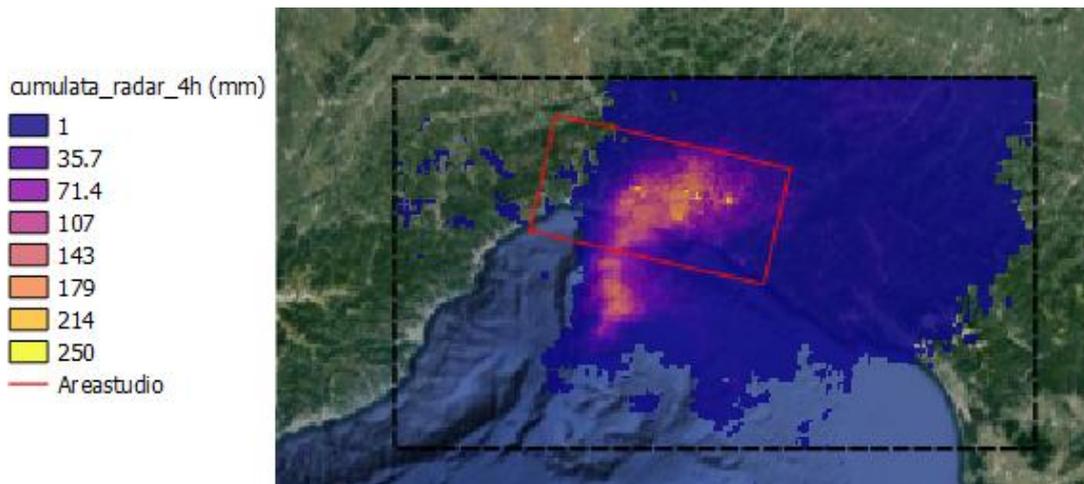


Figura 4.4 Mappa di precipitazione cumulata radar 4h delimitata dal tratteggio nero e area su cui si hanno le velocità verticali delimitata dal tratteggio rosso.

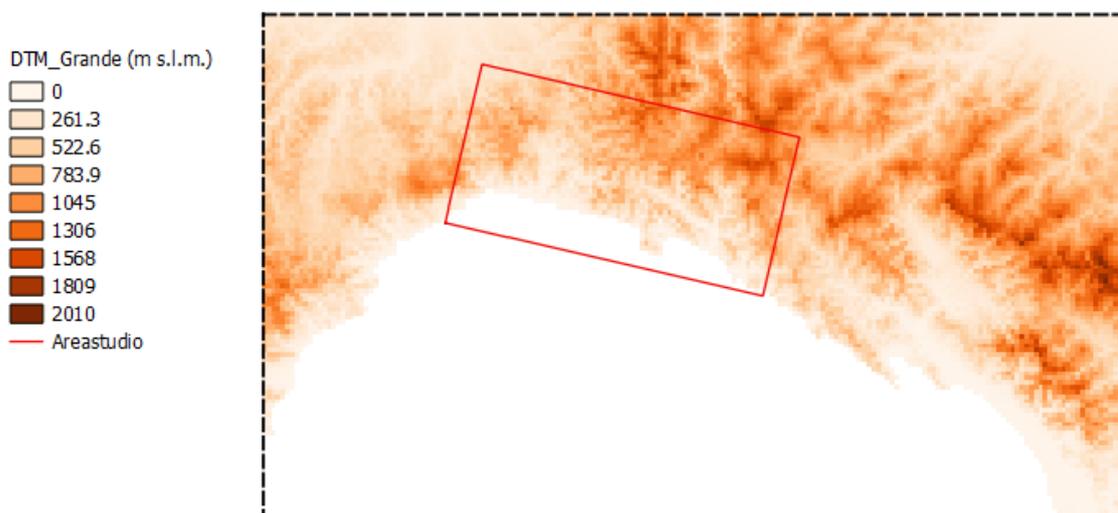


Figura 4.5 Modello digitale del terreno di un'area più ampia rispetto a quella oggetto di analisi (tratteggiata in rosso).

4.3 Analisi di correlazione automatica tramite la funzione *normxcorr2*

L'analisi di correlazione 2D tra i 3 diversi livelli tematici è stata implementata tramite Matlab attraverso la funzione *normxcorr2* andando ad operare sulle matrici delle immagini. Per capire la metodologia della funzione *normxcorr2* si parte dalla funzione *xcorr2*. Operativamente la funzione prende la matrice più piccola la fa traslare sopra la matrice più grande ed in ogni posizione calcola il coefficiente di correlazione. Il codice da utilizzare è:

$$C = \text{xcorr2}(A, B) \quad (4.4)$$

dove A e B sono le matrici di cui si vuole calcolare la correlazione incrociata. Si considerino per esempio le seguenti matrici:

$$A = \begin{bmatrix} 17 & 21 & 1 & 8 & 15 \\ 23 & 5 & 7 & 14 & 16 \\ 4 & 6 & 13 & 20 & 22 \\ 10 & 12 & 19 & 21 & 3 \\ 11 & 18 & 25 & 2 & 9 \end{bmatrix}; \quad B = \begin{bmatrix} 8 & 1 & 6 \\ 3 & 5 & 7 \\ 4 & 9 & 2 \end{bmatrix}; \quad (4.5)$$

La matrice risultante C sarà una $7(5+3-1) \times 7(5+3-1)$ e sarà:

$$C = \begin{bmatrix} C_{-2,-2} & C_{-2,-1} & C_{-2,0} & C_{-2,1} & C_{-2,2} & C_{-2,3} & C_{-2,4} \\ C_{-1,-2} & C_{-1,-1} & C_{-1,0} & C_{-1,1} & C_{-1,2} & C_{-1,3} & C_{-1,4} \\ C_{0,-2} & C_{0,-1} & C_{0,0} & C_{0,1} & C_{0,2} & C_{0,3} & C_{0,4} \\ C_{1,-2} & C_{1,-1} & C_{1,0} & C_{1,1} & C_{1,2} & C_{1,3} & C_{1,4} \\ C_{2,-2} & C_{2,-1} & C_{2,0} & C_{2,1} & C_{2,2} & C_{2,3} & C_{2,4} \\ C_{3,-2} & C_{3,-1} & C_{3,0} & C_{3,1} & C_{3,2} & C_{3,3} & C_{3,4} \\ C_{4,-2} & C_{4,-1} & C_{4,0} & C_{4,1} & C_{4,2} & C_{4,3} & C_{4,4} \end{bmatrix} \quad (4.6)$$

Quando la posizione 1,1 della matrice B coincide con la posizione 1,1 della matrice A la funzione calcola il valore $C_{0,0}$, se si vuole calcolare il valore $C_{0,2}$ si deve posizionare la matrice B in alto a destra nella matrice A , e verrà calcolato come segue:

$$C_{0,2} = (1 \cdot 8 + 8 \cdot 1 + 15 \cdot 6 + 7 \cdot 3 + 14 \cdot 5 + 16 \cdot 7 + 13 \cdot 4 + 20 \cdot 9 + 22 \cdot 2) \quad (4.7)$$

La funzione di Matlab *normxcorr2* opera con lo stesso procedimento visto pocanzi con l'unica differenza che calcola il coefficiente di correlazione normalizzato per ogni traslazione seguendo l'equazione (4.3)

Sono state condotte tre analisi di correlazione:

- Precipitazione cumulata 4h - Velocità verticali: la precipitazione rappresenta la matrice più ampia mentre la matrice delle velocità quella più piccola;
- DTM - Precipitazione cumulata 4h: Il DTM rappresenta la matrice più ampia mentre la matrice della precipitazione quella più piccola essendo stata ritagliata con il contorno mostrato in Figura 4.3;
- DTM - Velocità verticali: Il DTM rappresenta la matrice più ampia mentre la matrice della velocità quella più piccola.

Partendo dalla matrice di correlazione è possibile individuare nella matrice più ampia l'area dove la sovrapposizione ha portato al coefficiente di correlazione maggiore che sarà l'area di match.

4.3.1 Correlazione automatica tra precipitazione cumulata radar 4h e velocità verticali

In questo caso la precipitazione rappresenta la matrice più ampia nella quale è stata fatta scorrere la matrice delle velocità come spiegato precedentemente. In Figura 4.6 viene presentato un confronto visivo tra le immagini.

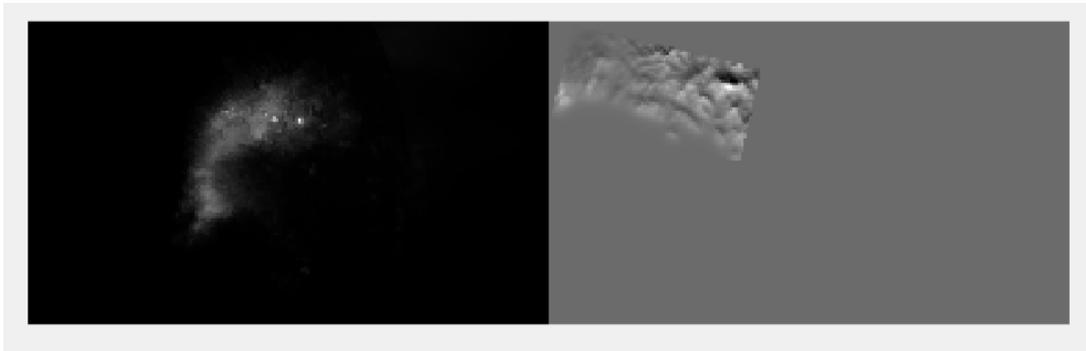


Figura 4.6 Precipitazione cumulata a sinistra e Velocità verticali a destra.

E' possibile raffigurare tridimensionalmente la matrice di correlazione ottenuta, le prime due dimensioni saranno le righe e le colonne della matrice dei coefficienti di correlazione e la terza dimensione sarà il valore del coefficiente di correlazione come mostrato in Figura 4.7.

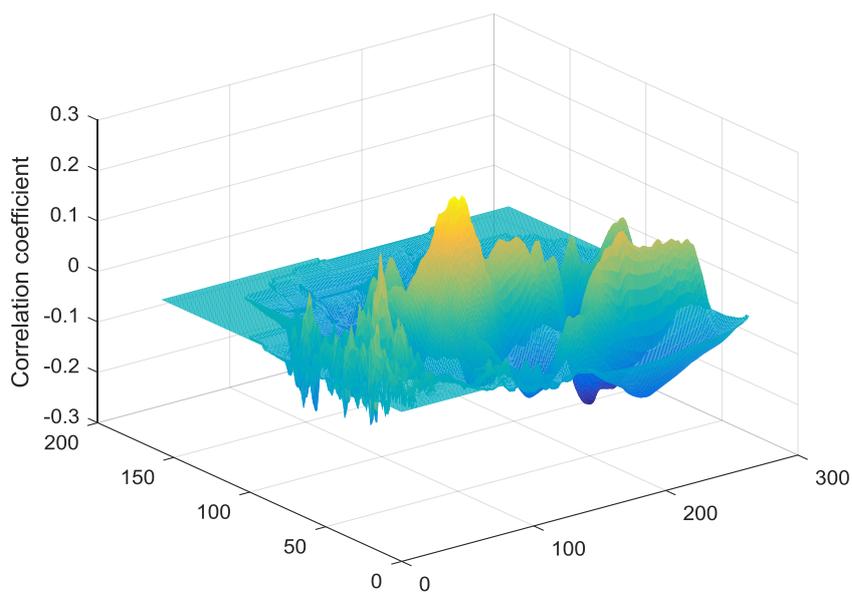


Figura 4.7 Rappresentazione tridimensionale della matrice di correlazione tra Precipitazione e Velocità.

I valori di massimo e di minimo della matrice di correlazione sono:

Coefficiente Minimo	-0,2024
Coefficiente Massimo	0,2740

In Figura 4.8 viene evidenziata, nella matrice più ampia, l'area dove si è ottenuta la massima correlazione.

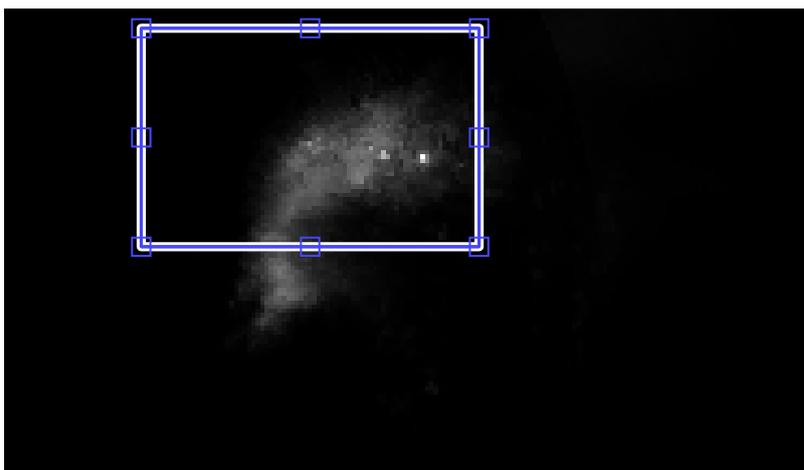


Figura 4.8 Area di massima correlazione tra le matrici di Precipitazione e di Velocità.

Per effettuare un confronto e vedere di quanto l'area di massima correlazione si discosta dall'area dove sono state calcolate le velocità verticali del vento si è georeferenziata l'area di match (Figura 4.9).

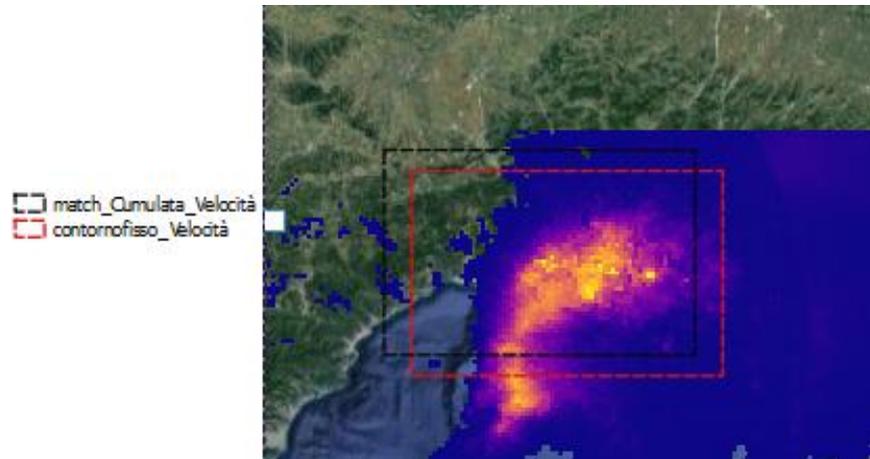


Figura 4.9 Shift tra area di massima correlazione in nero e area su cui sono state calcolate le velocità verticali in rosso.

I valori in chilometri dello shift sono:

$\Delta X(\text{verso ovest})$ [km]	7,02
$\Delta Y(\text{verso nord})$ [km]	5,9

Dall'analisi è emerso che la massima correlazione tra la mappa delle velocità verticali del vento e la mappa della precipitazione cumulata 4h si ha con un gap di pochi chilometri in direzione nord-ovest. Si evidenzia che il coefficiente di correlazione massimo è un valore moderatamente basso e di conseguenza non vi si può far affidamento.

4.3.2 Correlazione automatica tra modello digitale del terreno e precipitazione cumulata radar 4h

In questo caso il DTM rappresenta la matrice più ampia nella quale è stata fatta scorrere la matrice delle precipitazioni ritagliata sul contorno mostrato in Figura 4.3 come spiegato precedentemente. In Figura 4.10 viene presentato un confronto visivo tra le immagini.

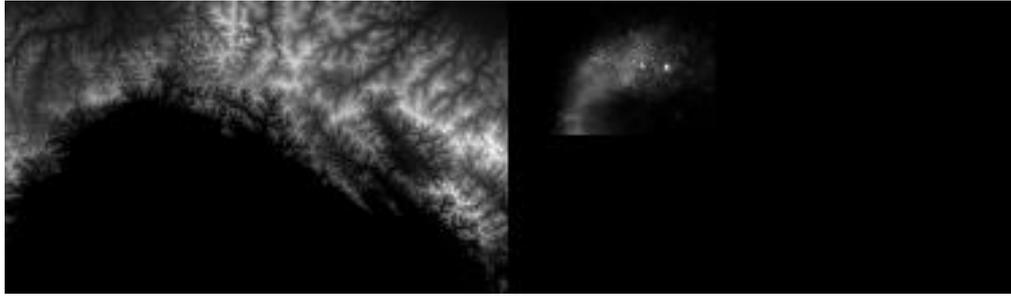


Figura 4.10 DTM a sinistra e Precipitazione cumulata a destra.

E' possibile raffigurare tridimensionalmente la matrice di correlazione ottenuta, le prime due dimensioni saranno le righe e le colonne della matrice dei coefficienti di correlazione e la terza dimensione sarà il valore del coefficiente di correlazione come mostrato in Figura 4.11

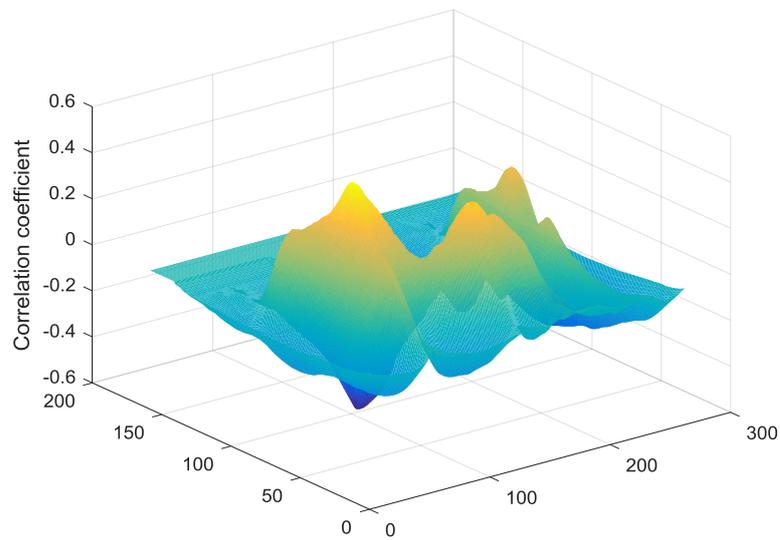


Figura 4.11 Rappresentazione tridimensionale della matrice di correlazione tra DTM e Precipitazione cumulata.

I valori di massimo e di minimo della matrice di correlazione sono:

Coefficiente Minimo	-0,4823
Coefficiente Massimo	0,5761

In Figura 4.12 viene evidenziata, nella matrice più ampia, l'area in cui si è ottenuta la massima correlazione.

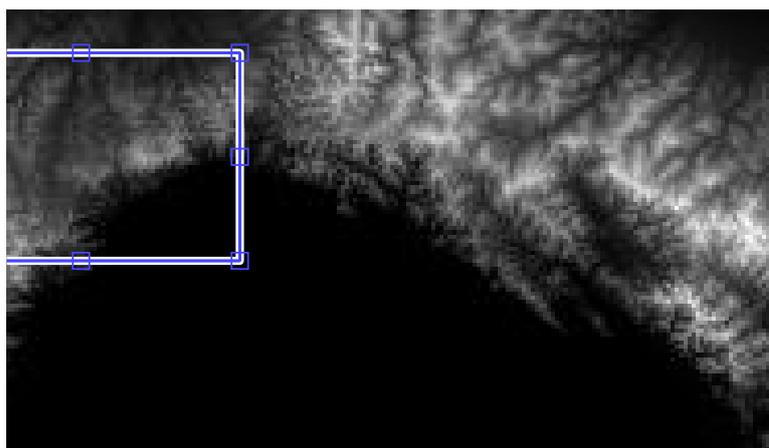


Figura 4.12 Area di massima correlazione tra le matrici del DTM e della Precipitazione.

Per effettuare un confronto e vedere di quanto l'area di massima correlazione si discosta dall'area del ritaglio iniziale della precipitazione cumulata si è georeferenziata l'area di match (Figura 4.13).

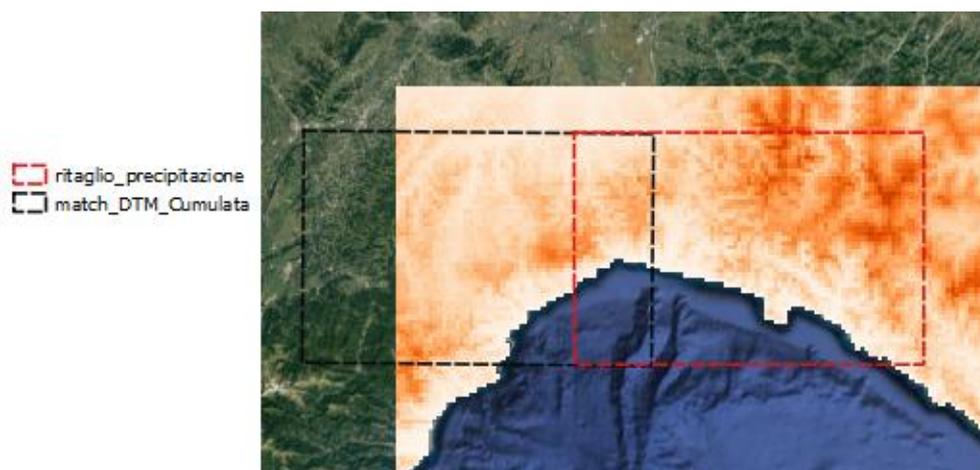


Figura 4.13 Shift tra area di massima correlazione in nero ed area del ritaglio della precipitazione cumulata in rosso.

I valori in chilometri dello shift sono:

$\Delta X(\text{verso ovest})$ [km]	58
$\Delta Y(\text{verso sud})$ [km]	1,2

In questo caso si ha un valore più alto del coefficiente di correlazione ma l'area di match è stata identificata a 58 km a ovest rispetto all'area di riferimento, questo perché la correlazione è influenzata notevolmente dalla forma della nuvola della precipitazione cumulata e dalla forma della costa del ponente ligure.

4.3.3 Correlazione automatica tra modello digitale del terreno e velocità verticali

In questo caso il DTM rappresenta la matrice più ampia nella quale è stata fatta scorrere la matrice delle velocità come spiegato precedentemente. In Figura 4.14 viene presentato un confronto visivo tra le immagini.

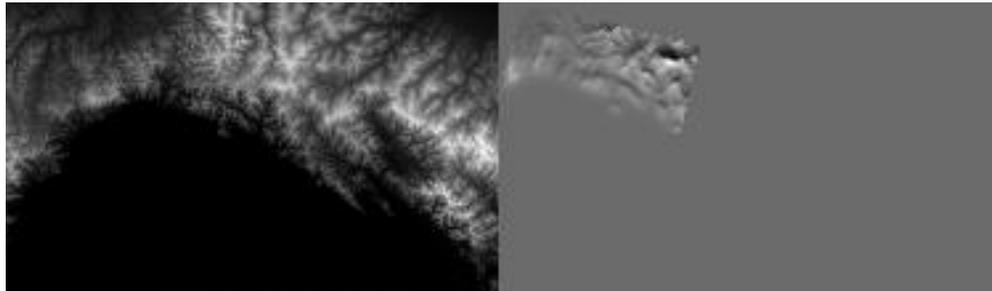


Figura 4.14 DTM a sinistra e velocità verticali a destra.

Anche in questo caso si raffigura tridimensionalmente la matrice di correlazione ottenuta, le prime due dimensioni saranno le righe e le colonne della matrice dei coefficienti di correlazione e la terza dimensione sarà il valore del coefficiente di correlazione come mostrato in Figura 4.15.

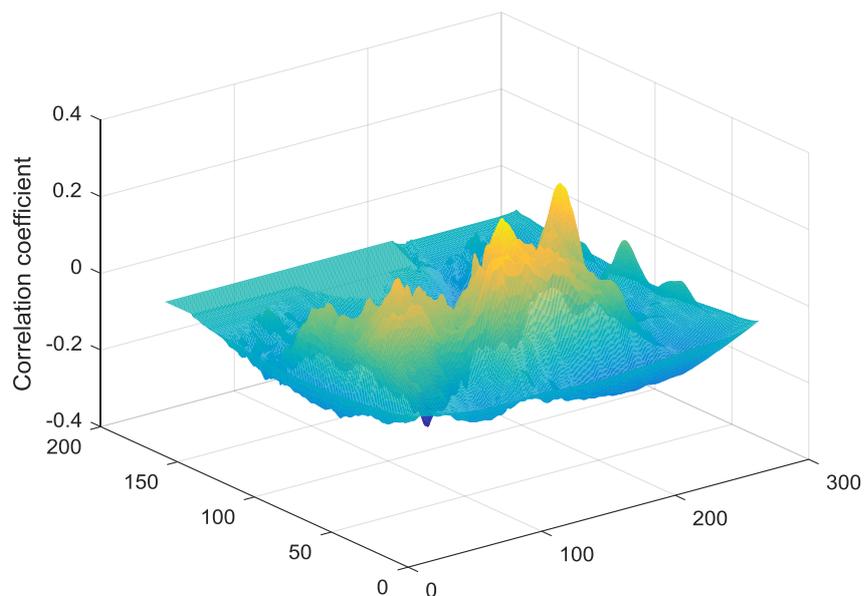


Figura 4.15 Rappresentazione tridimensionale della matrice di correlazione tra DTM e velocità verticali

I valori di massimo e di minimo della matrice di correlazione sono:

Coefficiente Minimo	-0,2668
Coefficiente Massimo	0,3198

In Figura 4.16 viene rappresentata, nella matrice più ampia, l'area in cui si è ottenuta la massima correlazione.

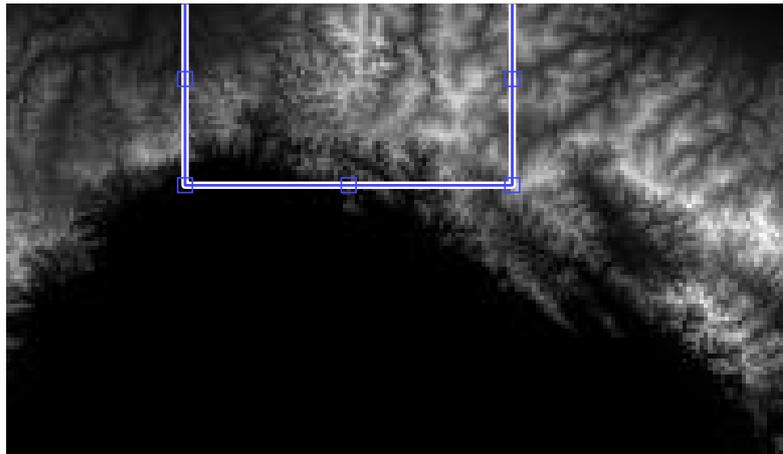


Figura 4.16 Area di massima correlazione tra la matrice del DTM e delle velocità verticali.

Per effettuare un confronto e vedere di quanto l'area di massima correlazione si discosta dall'area dove sono state calcolate le velocità verticali si è georeferenziata l'area di match (Figura 4.17).

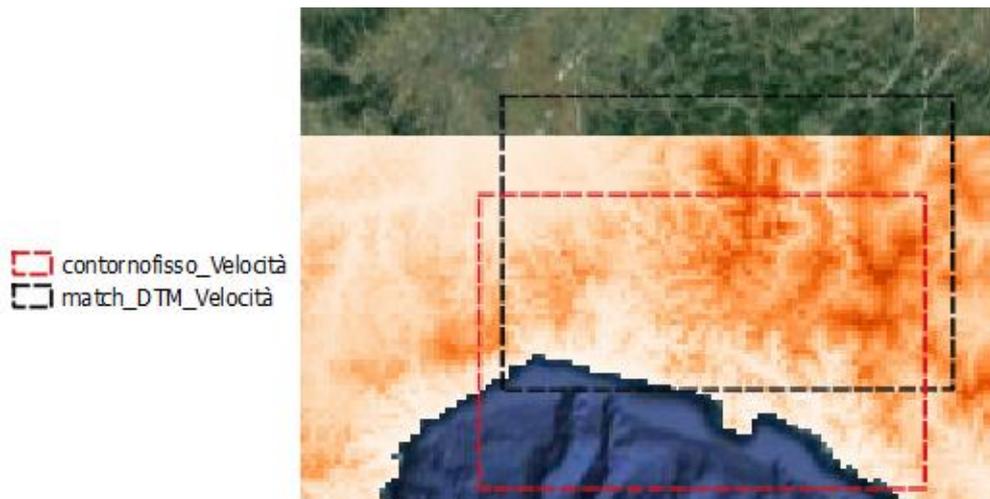


Figura 4.17 Shift tra area di massima correlazione in nero ed area su cui sono state calcolate le velocità verticali in rosso.

I valori in chilometri dello shift sono:

$\Delta X(\text{verso est})$ [km]	5
$\Delta Y(\text{verso nord})$ [km]	17,2

Il coefficiente di correlazione nella posizione di match è un valore modesto ed il gap tra le due aree è di 17 km verso nord, anche in questo caso sembra aver influito molto nell'analisi il rumore.

4.3.4 Osservazioni

Il metodo della correlazione incrociata automatica di immagini ha dato buoni risultati per la correlazione tra precipitazione cumulata e velocità verticali ma ha dato dei risultati non trattabili per quanto riguarda le altre due correlazioni. Si è evidenziato che il rumore influenza moltissimo l'analisi di correlazione automatica fatta tramite la funzione `normxcorr2` e ne sancisce la non attendibilità. Per capire se l'analisi di correlazione di immagini può essere o meno un metodo per lo studio dell'interazione tra velocità verticali ed i fenomeni di precipitazione considerati, nel capitolo successivo si andrà a studiare una correlazione di immagini manuale, senza gap, eliminando il rumore dato dal mare e dai valori nulli delle matrici.

4.4 Analisi di correlazione manuale

Data l'incertezza dei risultati ottenuti nel capitolo 5, in questo capitolo si presenterà un'analisi di correlazione manuale tra i 3 livelli tematici per capire se questo tipo di analisi possa essere in grado di quantificare la possibile relazione tra velocità verticale e precipitazione.

4.4.1 Ritaglio dei raster

Per circoscrivere la correlazione a porzioni significative dei raster a disposizione si è scelta una zona di riferimento su cui sono stati ritagliati. La risoluzione dei dati è la stessa ed è 1km x 1km. L'area è stata selezionata cercando di scartare il mare e cercando di prendere i valori più elevati della nuvola delle precipitazioni. La mappa delle precipitazioni cumulate di 4 ore ritagliata per la correlazione manuale, senza trasparenza, è mostrata in Figura 4.18.

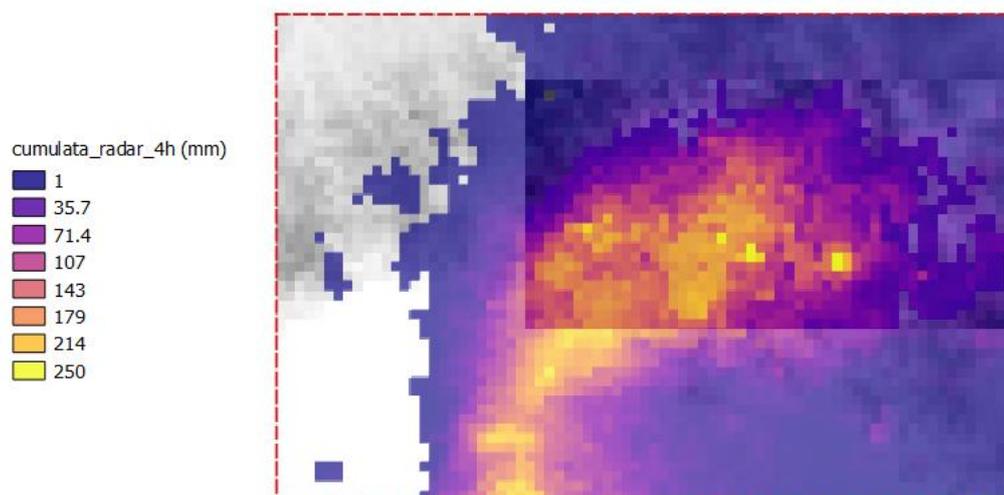


Figura 4.18 Ritaglio della cumulata di precipitazioni, senza trasparenza, per la correlazione manuale.

In Figura 4.19 viene mostrato il raster delle velocità verticali ritagliato per la correlazione manuale.

Velocità_verticale

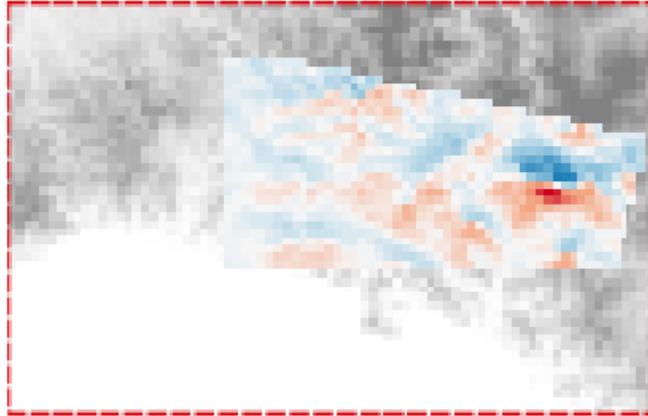
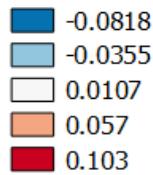


Figura 4.19 Ritaglio delle velocità verticali, senza trasparenza, per la correlazione manuale.

La correlazione manuale è stata effettuata tramite un codice matlab andando a trasformare le matrici in vettori e facendo la correlazione incrociata delle coppie di vettori trascurando i NaN. Dati i due vettori A e B il coefficiente di correlazione è stato calcolato come segue:

$$\rho(A, B) = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N \left(\frac{A_i - \mu_A}{\sigma_A} \right) \left(\frac{B_i - \mu_B}{\sigma_B} \right) \quad (4.8)$$

dove μ è la media e σ lo scarto quadratico medio.

Si è effettuata prima una correlazione a lag 0 tra i vari livelli tematici e poi si sono ricavate le correlazioni a coppia andando a traslare uno dei due raster di 1 e 2 km verso le direzioni principali N,S,E,O. L'operazione di traslazione è stata fatta andando a ritagliare, per ogni direzione principale e per ogni lag uno dei due raster, nella direzione opposta. Le dimensioni delle matrici sono sempre le stesse.

4.4.2 Correlazione manuale tra precipitazione cumulata radar 4h e velocità verticali

In questo caso il ritaglio delle velocità verticali è fisso mentre si è andati a spostare il ritaglio della precipitazione cumulata. I risultati sono mostrati in Tabella 4.1.

Coefficiente di Correlazione tra Precipitazione e Velocità verticali (fisso)	
Lag 0	0.0401
Lag 1 Nord	0.0334
Lag 2 Nord	0.0374
Lag 1 Est	0.0686
Lag 2 Est	0.1071
Lag 1 Sud	0.0706
Lag 2 Sud	0.0907
Lag 1 Ovest	0.0431
Lag 2 Ovest	0.0455

Tabella 4.1 Risultati della correlazione manuale tra Precipitazione e Velocità verticali

Dai risultati è emersa una correlazione molto scarsa tra i due layers per ogni lag considerato.

4.4.3 Correlazione manuale tra modello digitale del terreno e precipitazione cumulata radar 4h

In questo caso il ritaglio del modello digitale del terreno è il layer fisso mentre si è andati a spostare il ritaglio della precipitazione cumulata. I risultati sono mostrati in Tabella 4.2.

Coefficiente di Correlazione tra DTM (fisso) e Precipitazione	
Lag 0	-0.4301
Lag 1 Nord	-0.3952
Lag 2 Nord	-0.3480
Lag 1 Est	-0.4159
Lag 2 Est	-0.3762
Lag 1 Sud	-0.4449
Lag 2 Sud	-0.4669
Lag 1 Ovest	-0.4223
Lag 2 Ovest	-0.4122

Tabella 4.2 Risultati della correlazione manuale tra DTM e precipitazione

Dai risultati è emerso che il coefficiente di correlazione è sempre negativo e varia di poco considerando le traslazioni. I risultati di questa correlazione incrociata derivano dal fatto che il ritaglio del raster della precipitazione varia di poco considerando un lags e perchè la quota è molto autocorrelata.

4.4.4 Correlazione manuale tra modello digitale del terreno e velocità verticali

In questo caso il ritaglio delle velocità verticali è il layer fisso mentre si è andati a spostare il ritaglio del modello digitale del terreno. I risultati sono mostrati in Tabella 4.3.

Coefficiente di Correlazione tra DTM e Velocità verticali (fisso)	
Lag 0	-0.0328
Lag 1 Nord	-0.3066
Lag 2 Nord	-0.3706
Lag 1 Est	-0.0723
Lag 2 Est	-0.0888
Lag 1 Sud	0.2125
Lag 2 Sud	0.2607
Lag 1 Ovest	-0.0160
Lag 2 Ovest	-0.0280

Tabella 4.3 Risultati della correlazione manuale tra DTM e velocità verticali.

Dai risultati è emerso che il coefficiente di correlazione aumenta andando a traslare il ritaglio del modello digitale del terreno verso sud mentre diminuisce se lo si va a traslare verso nord. Questo andamento si può spiegare considerando che i picchi delle velocità verticali non sono in corrispondenza dei picchi orografici ma sono subito a sopravvento rispetto alla direzione del flusso entrante che per semplicità lo possiamo ipotizzare proveniente dal mare.

4.5 Osservazioni

Dalle analisi di correlazione di immagini, sia automatica che manuale, svolte in questo capitolo è emerso che i risultati sono esplicitivi di una discreta firma orografica nei confronti della precipitazione cumulata basandosi sull'orografia standard ma è emersa una pessima correlazione tra velocità verticali e precipitazione. Il confronto visivo è più significativo dei risultati quantitativi ottenuti. L'uso delle velocità verticali non è giustificato per la ricostruzione semplificata di un evento. Con questo tipo di analisi non è emerso nessun tipo di vantaggio nell'usare le velocità verticali piuttosto che l'orografia nell'individuazione di aree soggette a nubifragi. In questa fase ci si è chiesti se la cumulata 4 ore di evento dalle 20:00 alle 24:00 locali fosse un dato rappresentativo dell'evento estremo di precipitazione del 9 ottobre 2014. Si è arrivati alla conclusione che, avendo a disposizione un solo evento, la ricerca di aree favorevoli al rilascio di precipitazioni distruttive debba essere correlata all'intensità di precipitazione e non alla cumulata di un particolare intervallo di tempo. Nel capitolo seguente si passerà a considerare l'intensità di precipitazione e si analizzerà una correlazione incrociata, non più sulle immagini, ma su dei transetti paralleli inclinati con la stessa angolazione del flusso entrante nel modello.

Capitolo 5

5 Correlazione sui transetti tra velocità verticale, intensità di precipitazione e modello digitale del terreno

Nel capitolo precedente si sono evidenziati i limiti dell'analisi di correlazione di immagini applicata in questo ambito. La correlazione di immagini sia automatica che manuale non ha sottolineato evidenze quantitative del legame tra picchi di velocità verticali e fenomeni di precipitazione intensi e stazionari. I risultati hanno evidenziato che l'orografia ha un legame maggiore con le precipitazioni rispetto alle velocità verticali. In questo capitolo si passa ad un nuovo tipo di analisi di correlazione, non più fatto su immagini alla ricerca di pattern simili, ma su dei transetti paralleli. L'obiettivo è capire se i picchi di velocità verticale possano giustificare l'andamento della precipitazione meglio di quanto possa fare l'andamento orografico. Inoltre si è deciso di passare dalla cumulata di precipitazione dalle 20:00 alle 24:00 locali all'intensità di precipitazione considerando tutta la giornata del 9 ottobre 2014.

5.1 Intensità di precipitazione del 9 ottobre 2014

Una zona che è stata soggetta ad un rilascio di precipitazione con intensità elevata non è detto che sia stata colpita da un valore di precipitazione cumulata elevato e, considerando che si sta analizzando un solo evento e che l'obiettivo è indagare la firma orografica su eventi estremi di precipitazione, l'intensità potrebbe essere la quantità più rappresentativa. Si hanno a disposizione le scansioni pluviometriche, ogni 10 minuti, del radar meteorologico di Monte Settepani per la giornata del 9 ottobre 2014. Alle scansioni pluviometriche è stata applicata una soglia di 5 mm in 10 minuti per eliminare eventuale rumore. Per ogni cella della scansione si è trovato il numero di volte, che durante la giornata, è stata superata la soglia, si è calcolata la precipitazione caduta in questi set da 10 minuti individuati e tramite una divisione e una conversione si è arrivati ad una mappa di intensità di precipitazione in mm/h.

Per un confronto viene presentata la mappa della precipitazione cumulata 4 ore di evento, utilizzata nel capitolo 3 e 4, in Figura 5.1 e viene rappresentata la mappa dell'intensità di

precipitazione in Figura 5.2, entrambe le mappe sono state ritagliate nell'area in cui si hanno a disposizione le velocità verticali.

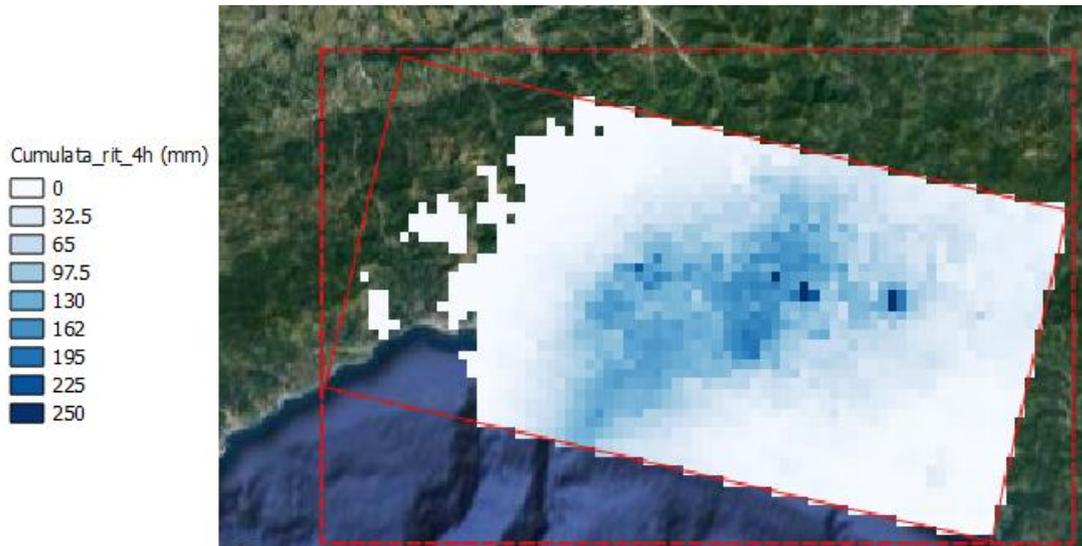


Figura 5.1 Ritaglio della precipitazione cumulata 4h di evento.

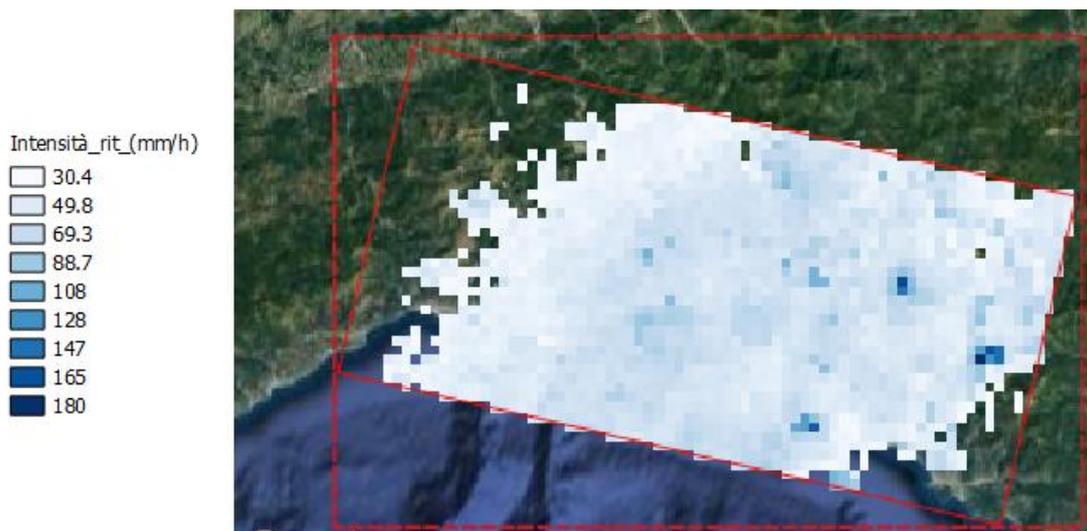


Figura 5.2 Ritaglio dell'intensità di precipitazione.

Dal confronto visivo delle figure è evidente che le aree ad intensità di precipitazione più elevata non corrispondono alle zone in cui i valori di precipitazione cumulata sono stati considerevoli.

5.2 Transetti

Per studiare la correlazione tra intensità di precipitazione e velocità verticali e capire se l'informazione delle velocità verticali riesca a spiegare meglio dell'orografia l'andamento delle precipitazioni, si sono disegnati una serie di transetti paralleli nell'area di interesse e su questi sono stati ricavati i profili dei tre livelli tematici. Questo tipo di rappresentazione evidenzia l'andamento dei profili dei tematismi e permette di valutare graficamente le somiglianze e le differenze. I transetti, mostrati in Figura 5.3, sono stati creati con la stessa direzione del flusso entrante utilizzato da Gerbino (2007) per ricavare la mappa delle velocità verticali del vento.

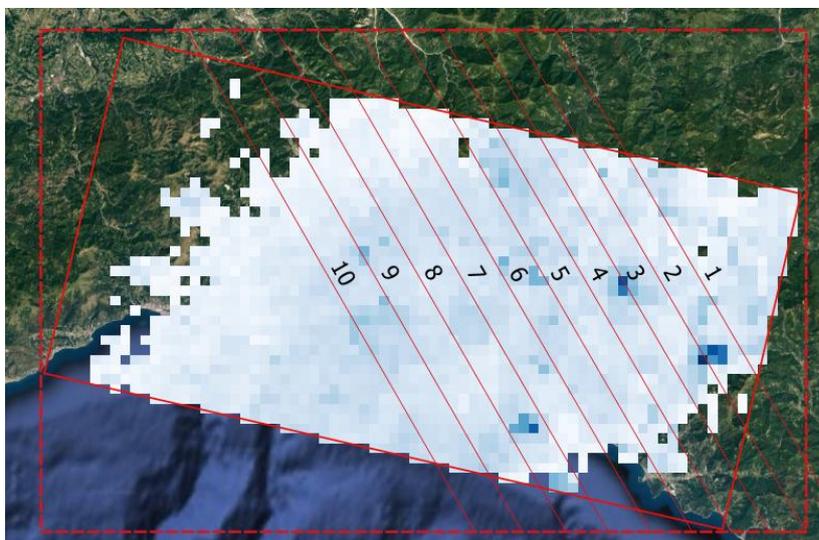


Figura 5.3 Serie di transetti paralleli, inclinati di 30° rispetto alla verticale, sovrapposti alla mappa dell'intensità di precipitazione.

5.3 Correlazioni lineari

Per ogni transetto si sono creati i profili di intensità di precipitazione, di velocità verticale ed orografici. Ogni livello tematico è stato normalizzato in Qgis in modo da ottenere una rappresentazione in scala paragonabile. I profili non normalizzati sono stati poi esportati in matlab e correlati a coppie con l'obiettivo di studiare la variazione del coefficiente di correlazione in funzione dello spostamento di un profilo su di un altro. La correlazione è stata condotta tramite matlab sfruttando la funzione *xcorr* con l'opzione di normalizzazione *coeff*. Date due serie di dati x e y il coefficiente di correlazione (dato dalla somma dei prodotti dei termini) tra le due serie R_{xy} , il coefficiente normalizzato è dato da:

$$R_{xy,coeff}(m) = \frac{R_{xy}(m)}{\sqrt{R_{xx}(0)R_{yy}(0)}} \quad (5.1)$$

dove m è il valore dello shift nella cross correlazione e $R_{xx}(0)$ e $R_{yy}(0)$ sono le autocorrelazione dei due vettori. In questo caso gli scorrimenti hanno passo pari a 1156 m. Di seguito vengono elencate le correlazioni per ogni coppia tematica e per ogni transetto. I colori utilizzati per i diversi profili sono i seguenti:

- Velocità verticali;
- Orografia;
- Intensità di precipitazione.

5.3.1 Orografia - Velocità Verticali

Di seguito vengono riportati i profili orografici e di velocità verticale per ogni transetto, viene inoltre riportato il grafico della variazione del coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali.

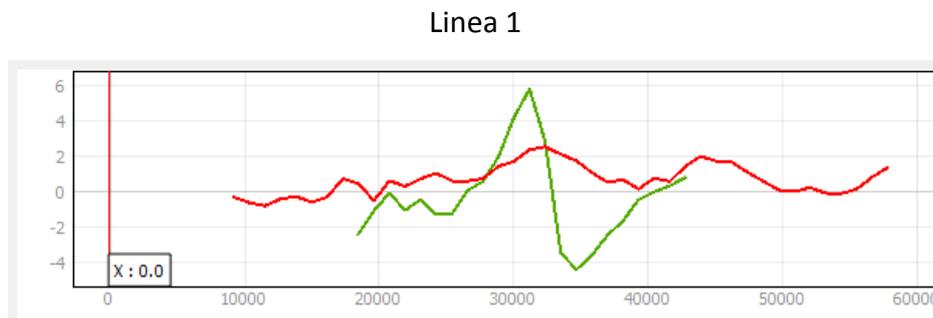


Figura 5.4 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 1.

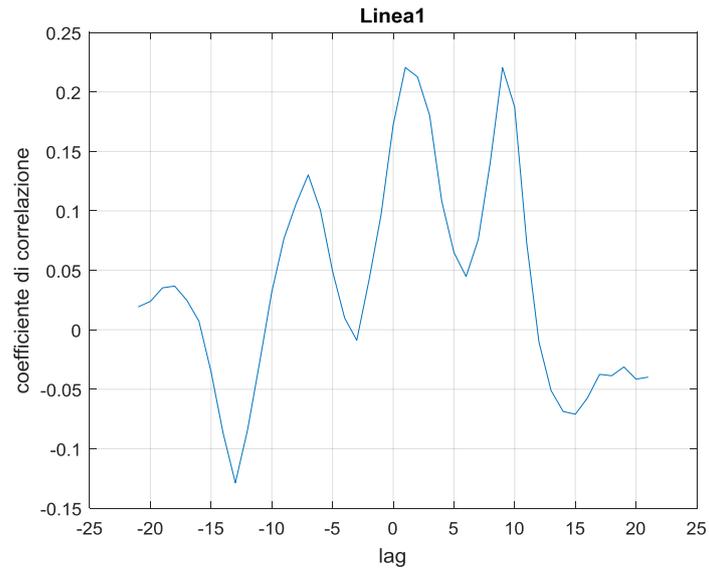


Figura 5.5 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 1.

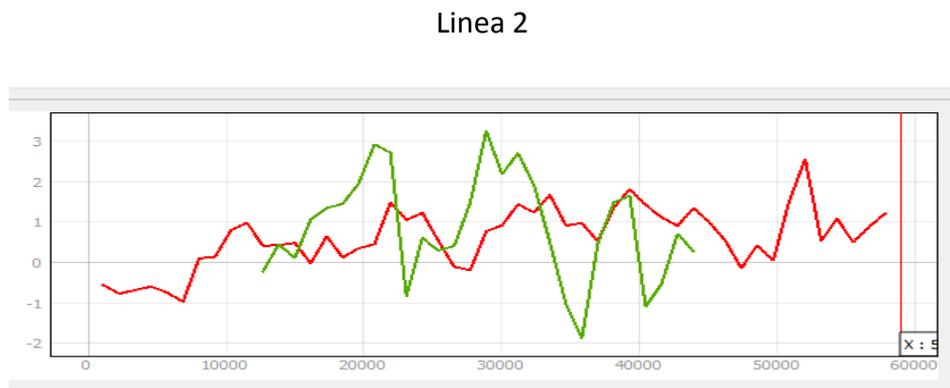


Figura 5.6 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 2.

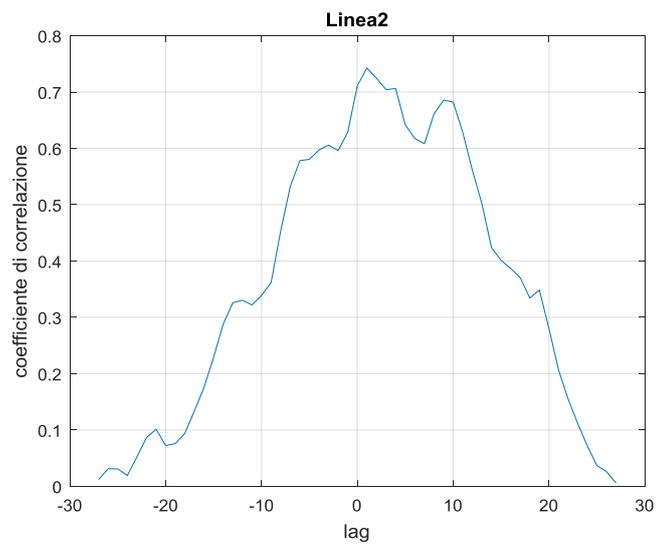


Figura 5.7 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 2.

Linea 3

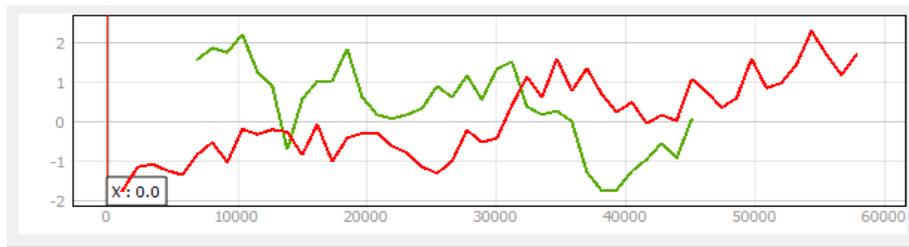


Figura 5.8 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 3

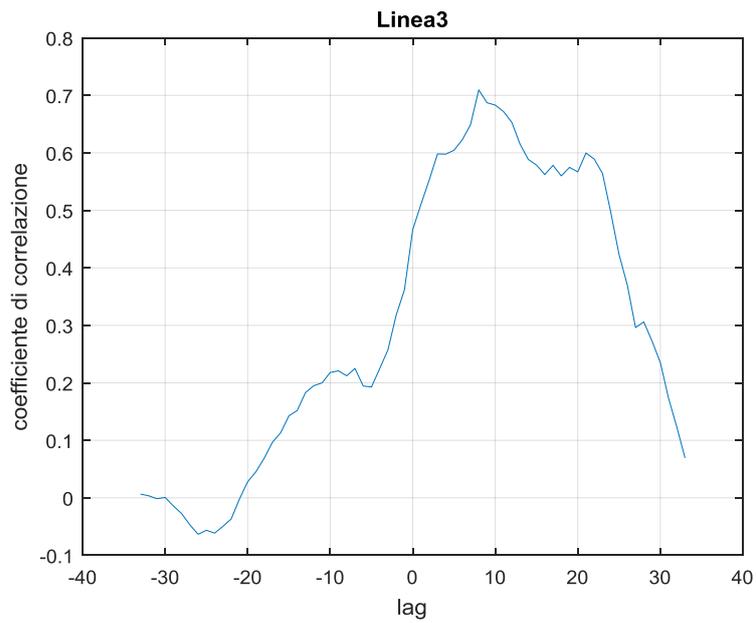


Figura 5.9 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 3.

Linea 4

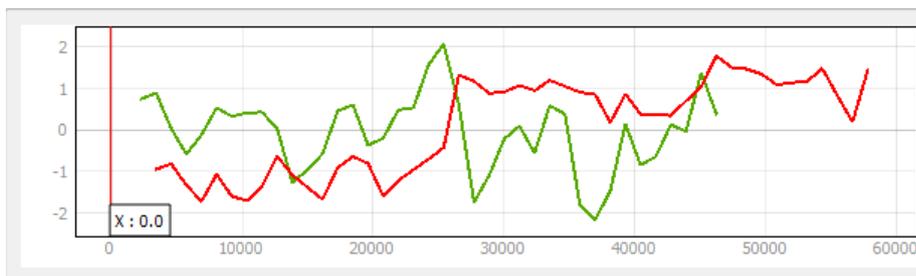


Figura 5.10 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 4.

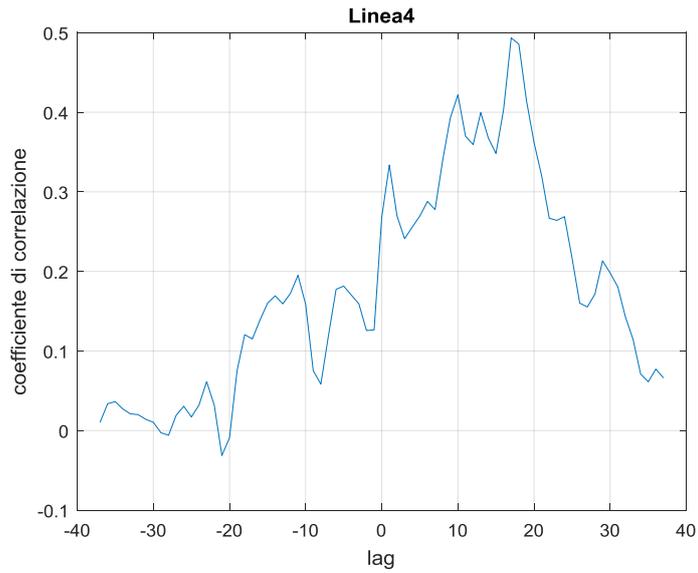


Figura 5.11 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 4.

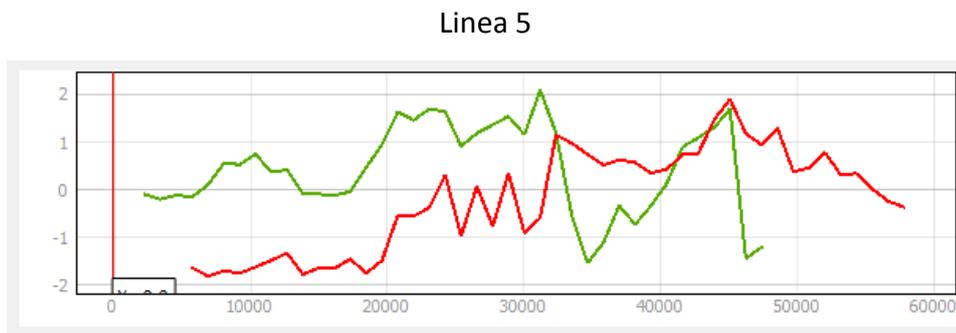


Figura 5.12 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 5.

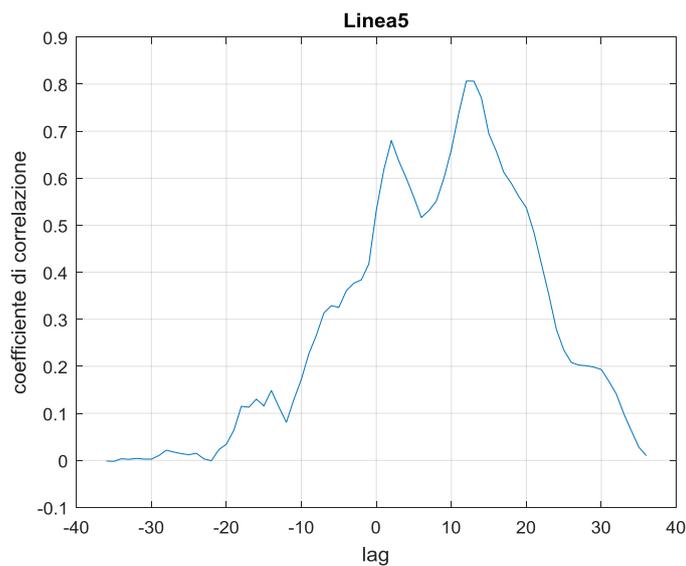


Figura 5.13 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 5.

Linea 6

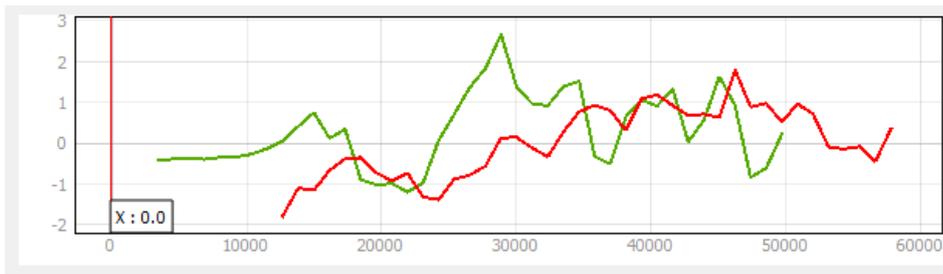


Figura 5.14 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 6.

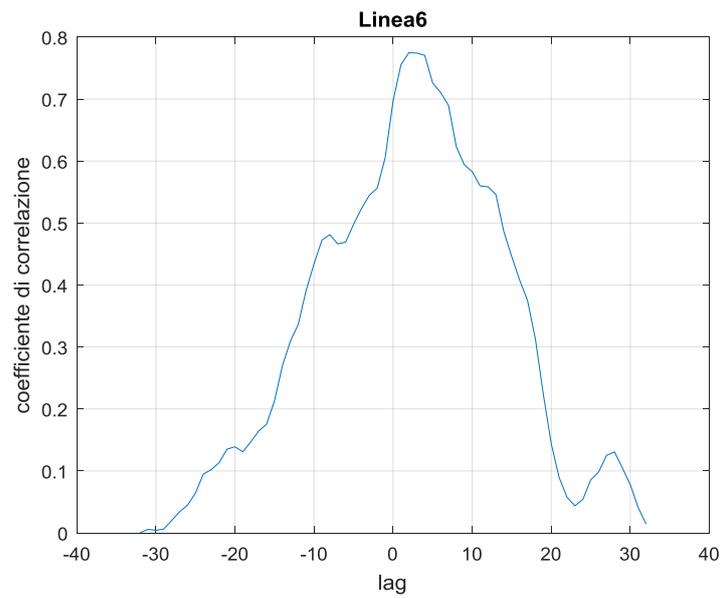


Figura 5.15 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 6.

Linea 7

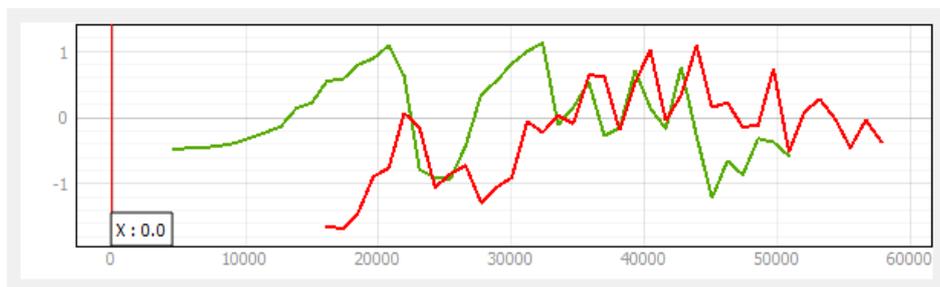


Figura 5.16 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 7.

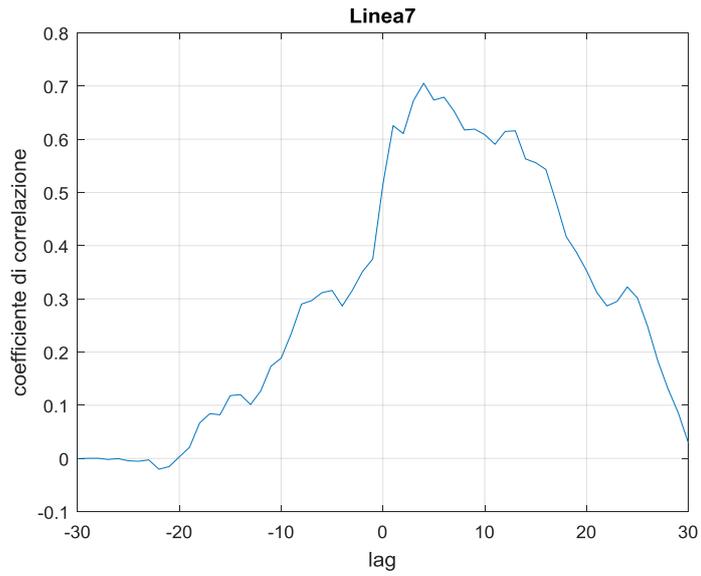


Figura 5.17 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 7.

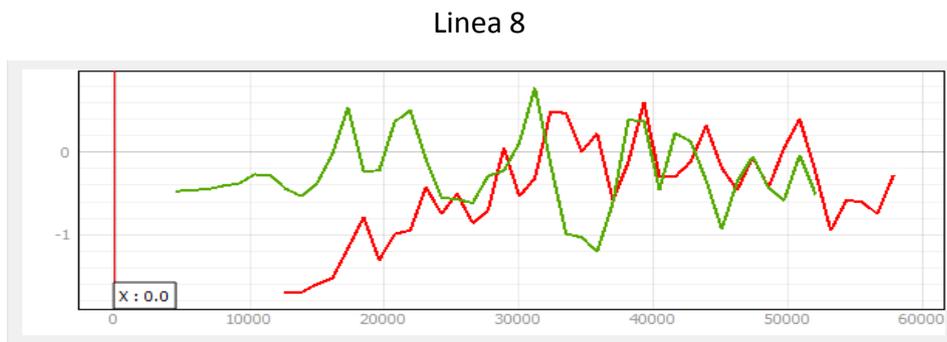


Figura 5.18 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 8.

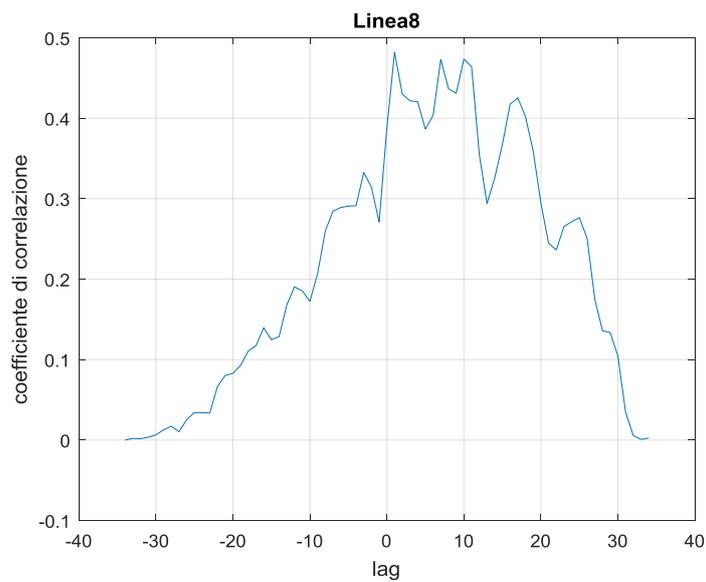


Figura 5.19 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 8.

Linea 9

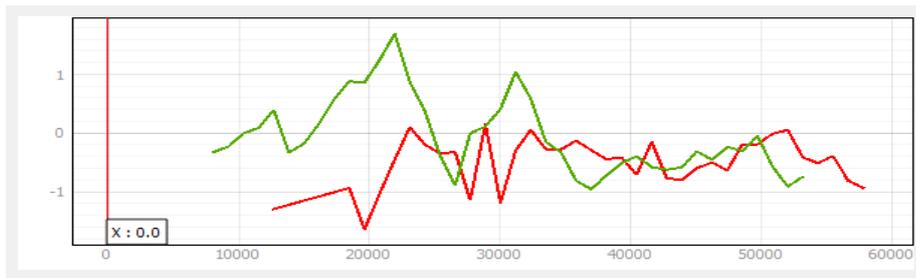


Figura 5.20 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 9.

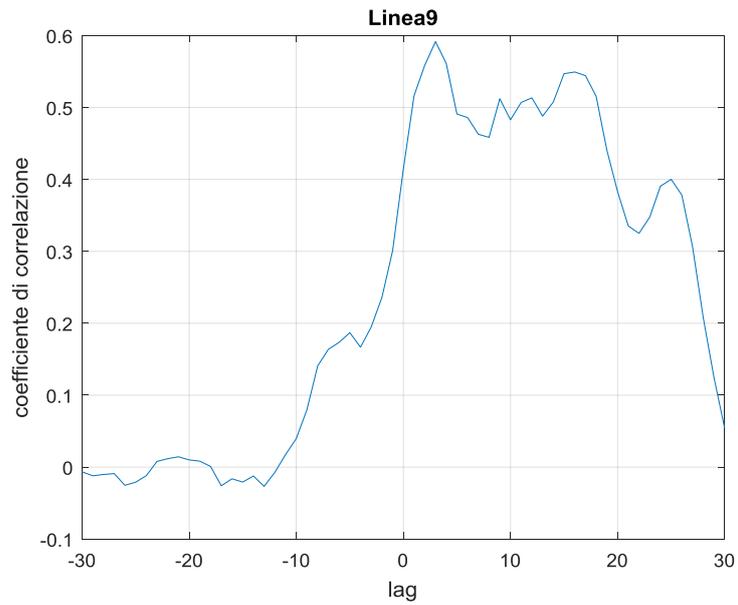


Figura 5.21 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 9.

Linea 10

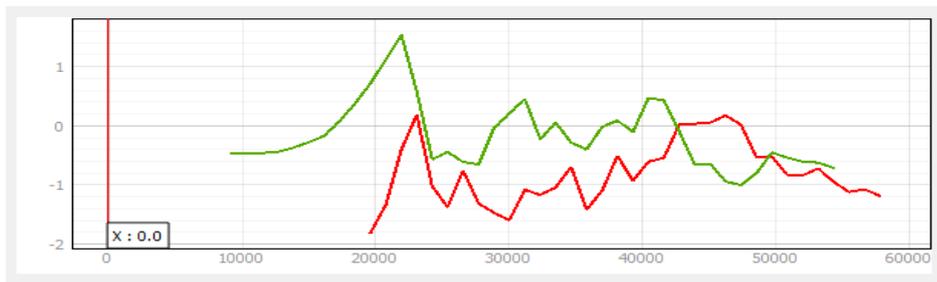


Figura 5.22 Profilo orografico (rosso) e di velocità verticale (verde) - linea 10.

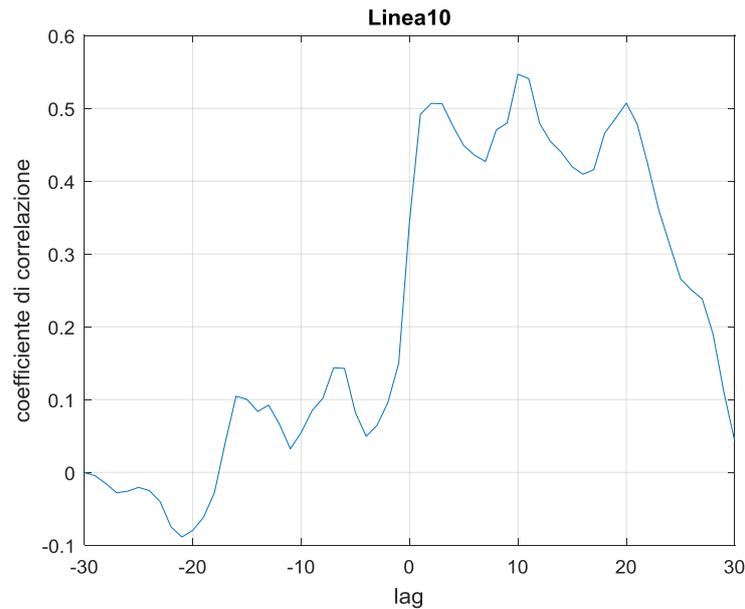


Figura 5.23 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 10.

Dai grafici emerge che il lag 0 è sempre attraversato da un linea crescente andando verso lag positivi, questo è giustificabile dal fatto che i picchi delle velocità verticali si trovano sempre leggermente a sopravento rispetto al picco orografico, questo è evidente dal confronto visivo tra la mappa delle velocità verticali e il modello digitale del terreno e da questi grafici si sottolinea questo trend in modo quantitativo. In alcuni casi, come nelle linee 2, 3, 6, 7 e 9 si evidenzia un elevato coefficiente di correlazione con un scorrimento positivo inferiore ai 5 km. L'intervallo significativo in cui viene studiato il coefficiente di correlazione è tra lag -10 e lag 10 che sarebbe un intervallo di circa ± 12 km.

5.3.2 Velocità verticali - Intensità di Precipitazione

Di seguito vengono riportati i profili della velocità verticale del vento e dell'intensità di precipitazione per ogni linea. Viene inoltre riportato il grafico della variazione del coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali.

Linea 1



Figura 5.24 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 1.

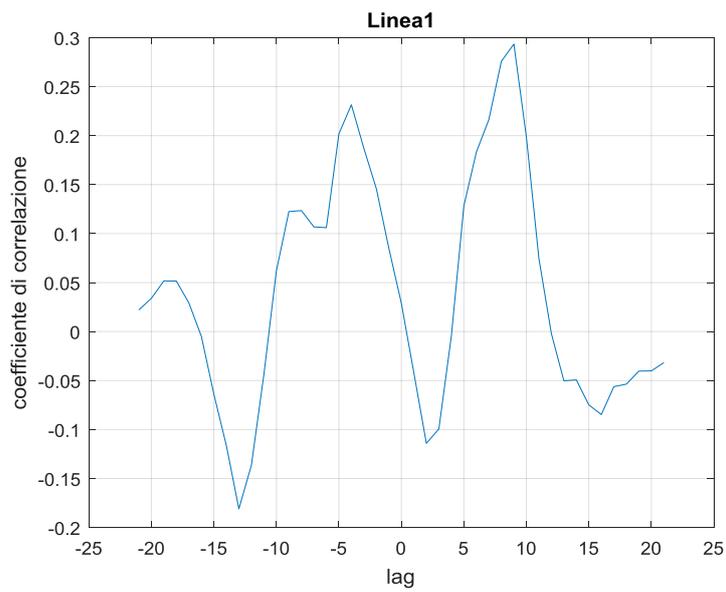


Figura 5.25 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 1.

Linea 2



Figura 5.26 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 2.

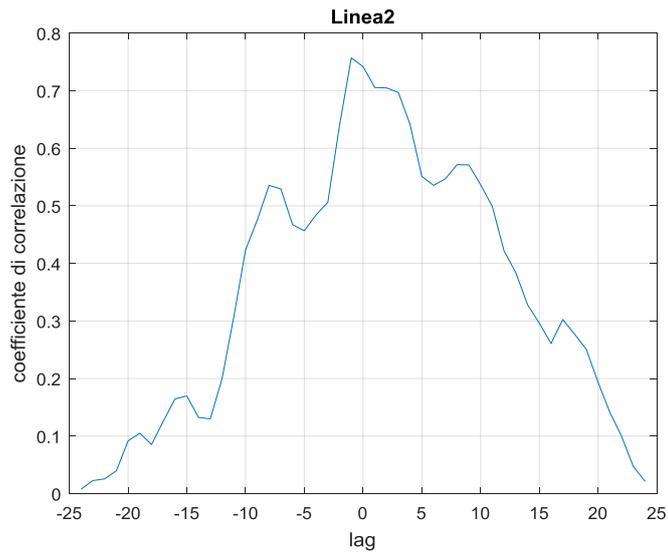


Figura 5.27 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 2.

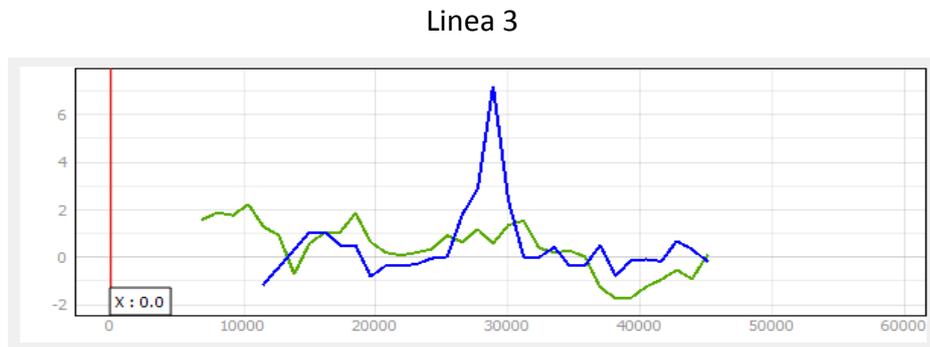


Figura 5.28 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 3.

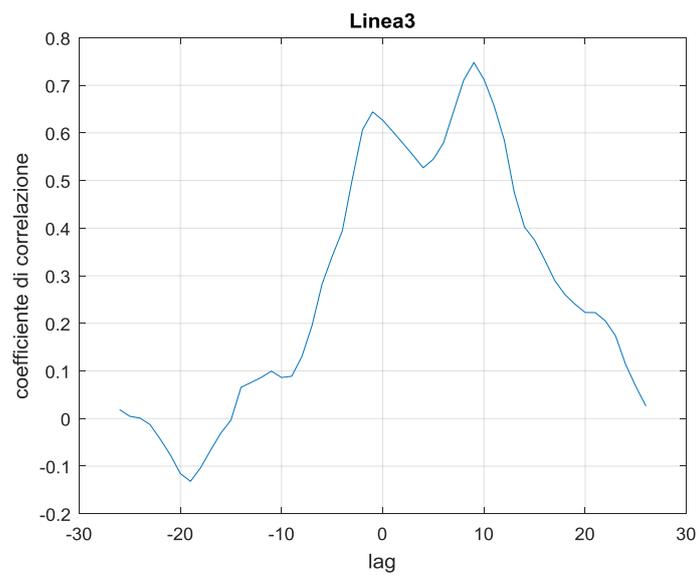


Figura 5.29 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 3.

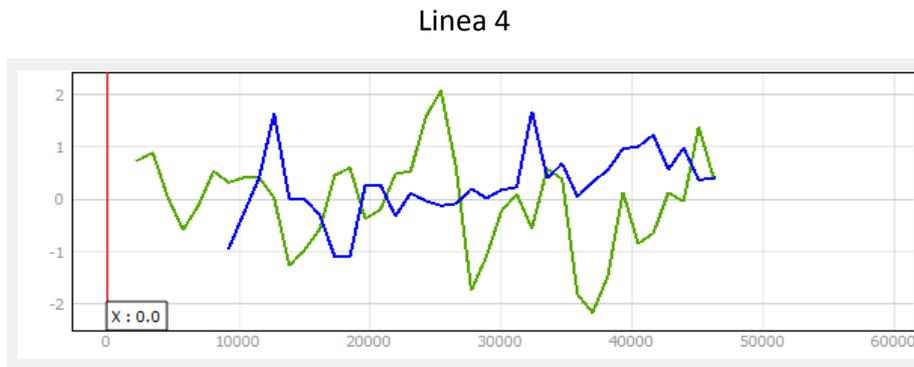


Figura 5.30 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 4.

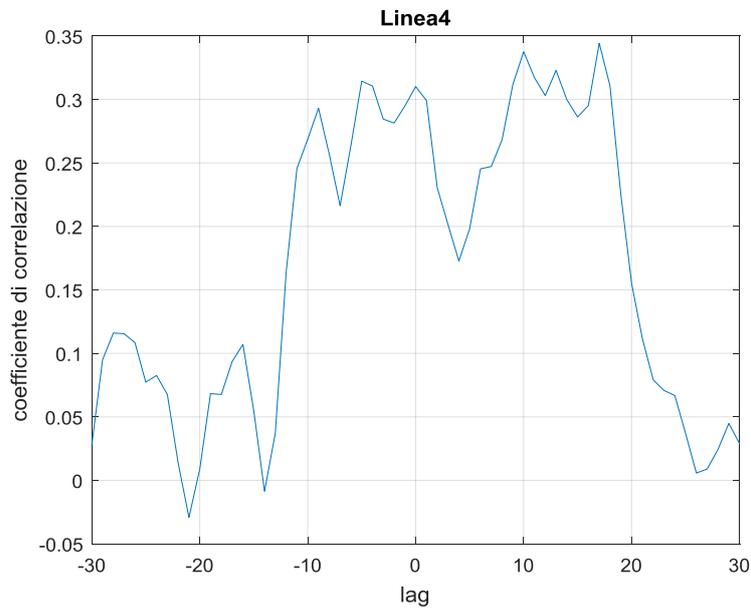


Figura 5.31 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 4.

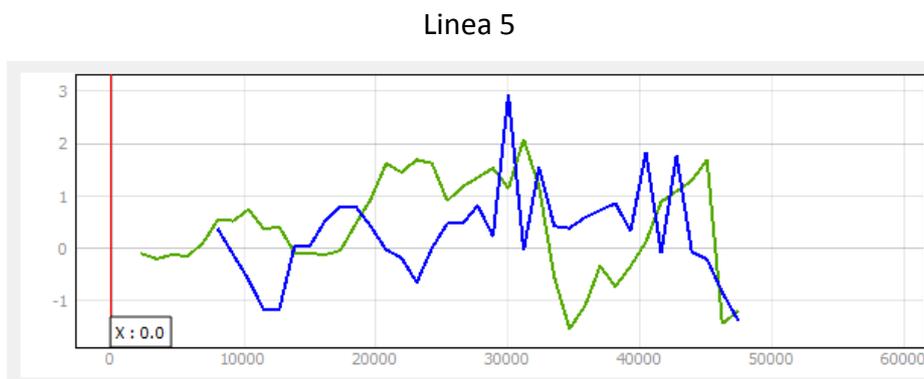


Figura 5.32 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 5.

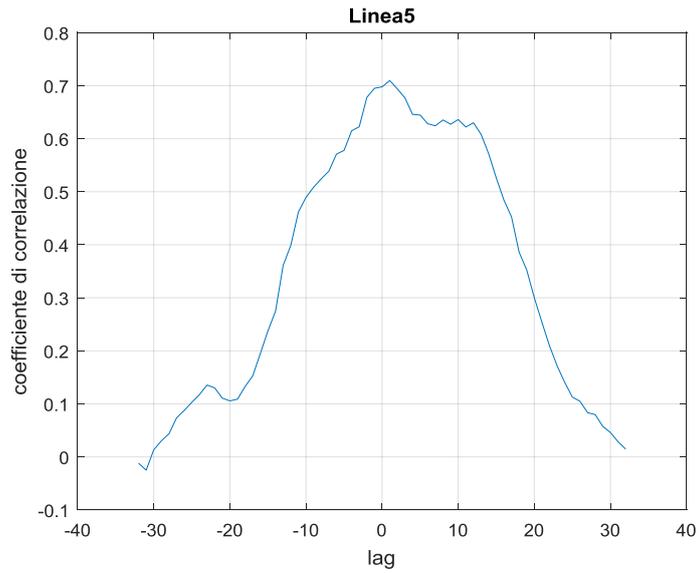


Figura 5.33 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 5.

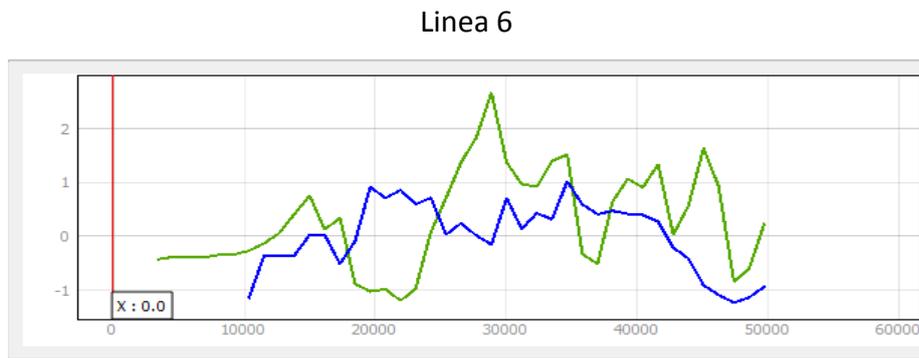


Figura 5.34 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 6.

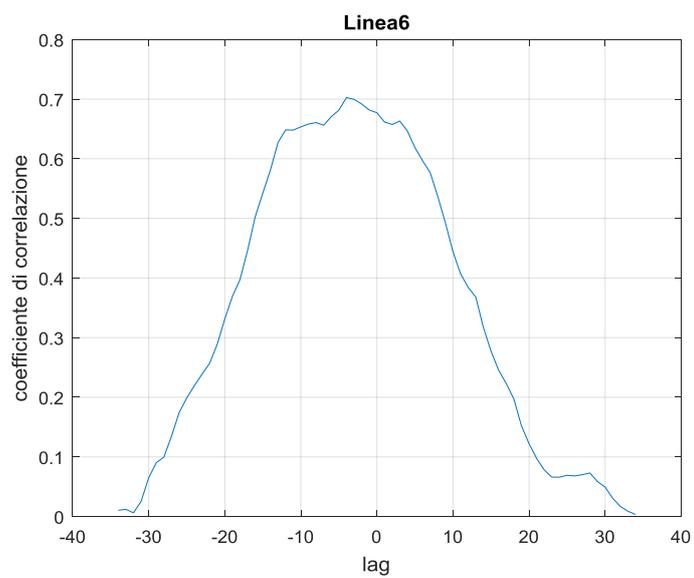


Figura 5.35 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 6.

Linea 7

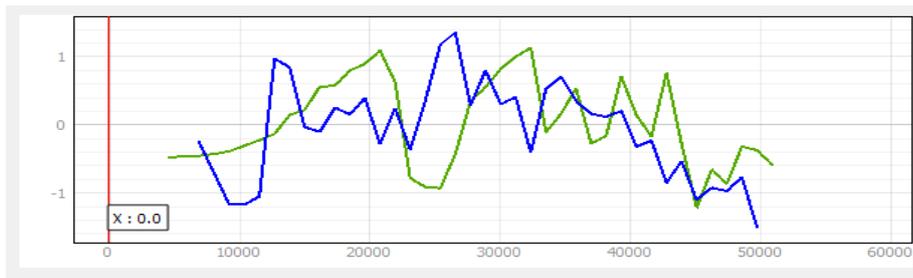


Figura 5.36 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 7.

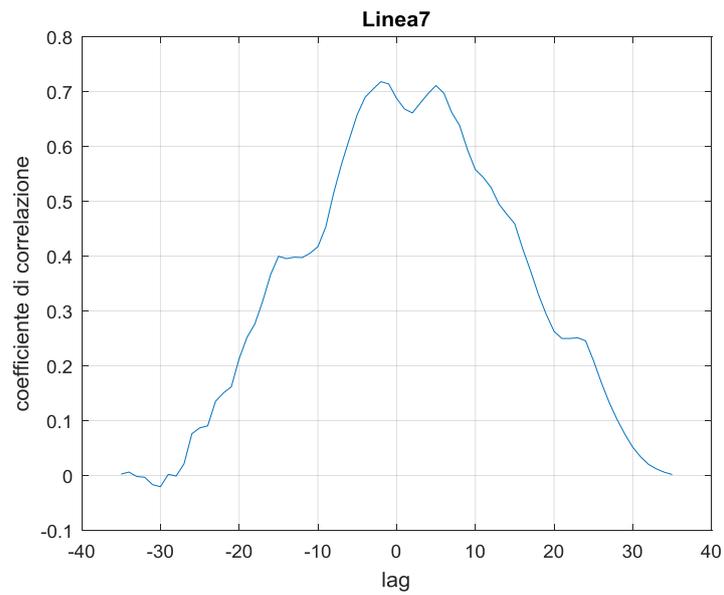


Figura 5.37 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 7.

Linea 8

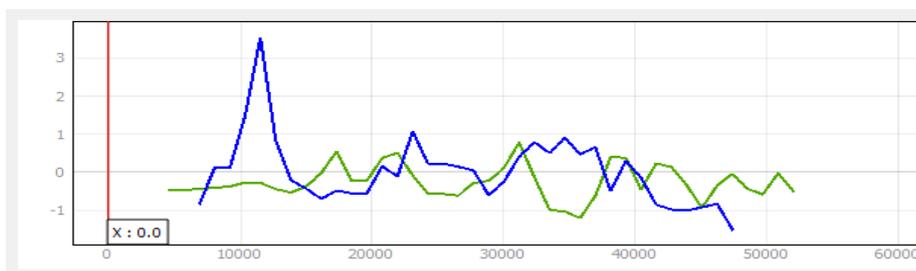


Figura 5.38 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 8.

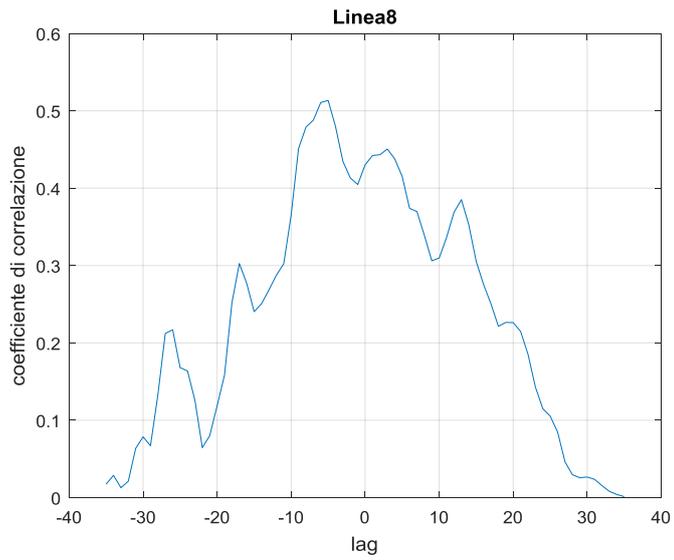


Figura 5.39 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 8.

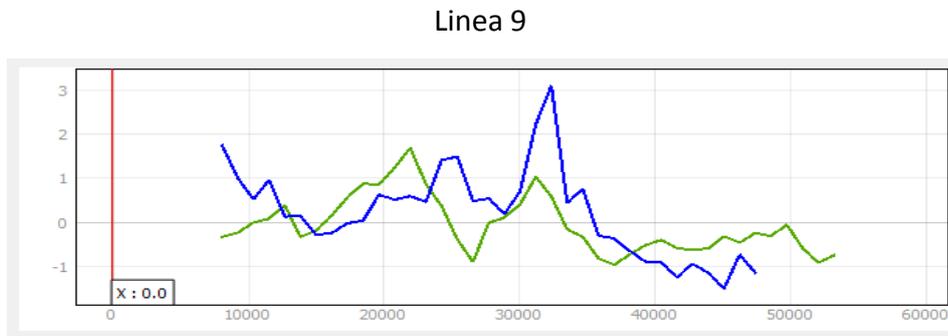


Figura 5.40 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 9.

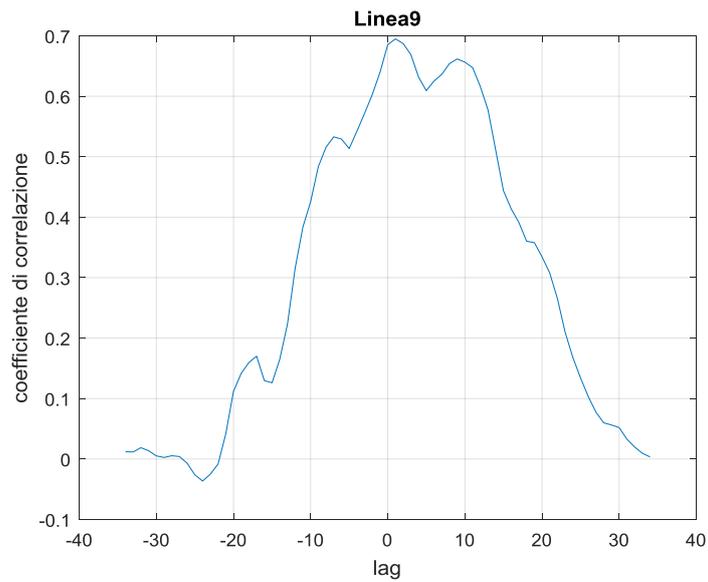


Figura 5.41 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 9.

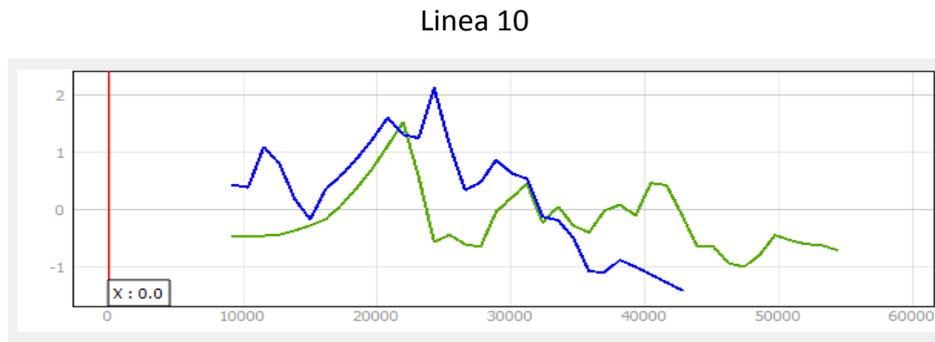


Figura 5.42 Profilo di velocità verticale (verde) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 10.

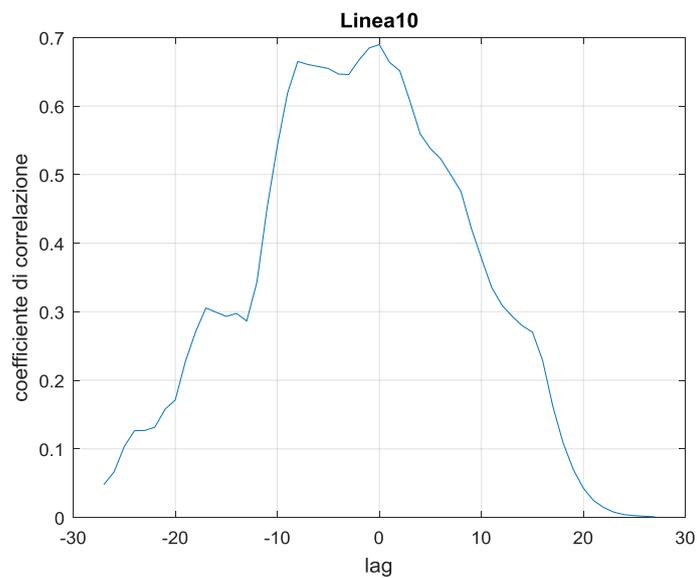


Figura 5.43 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo delle velocità verticali - linea 10.

Dai risultati emerge che solo per le linee 2, 5, 6, 7, 9 e 10 si ha una discreta correlazione con uno shift nullo o con uno shift di pochi km. Da sottolineare che il coefficiente di correlazione rimane sempre inferiore a 0,73. I massimi di intensità di precipitazione non coincidono quasi mai con i picchi delle velocità verticali ma si trovano o a sopravvento o a sottovento.

5.3.3 Orografia - Intensità di Precipitazione

Di seguito vengono riportati i profili orografici e dell'intensità di precipitazione per ogni linea. Viene inoltre riportato il grafico della variazione del coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione.

Linea 1

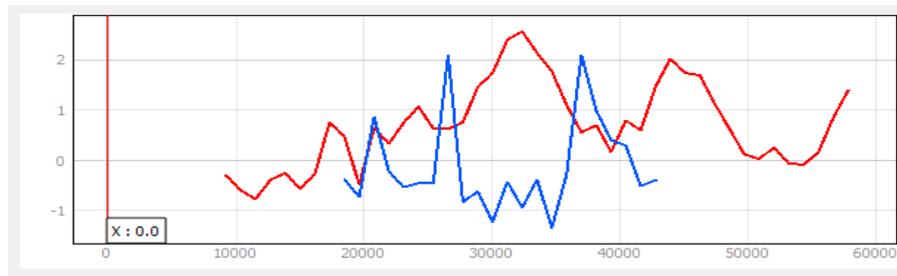


Figura 5.44 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 1.

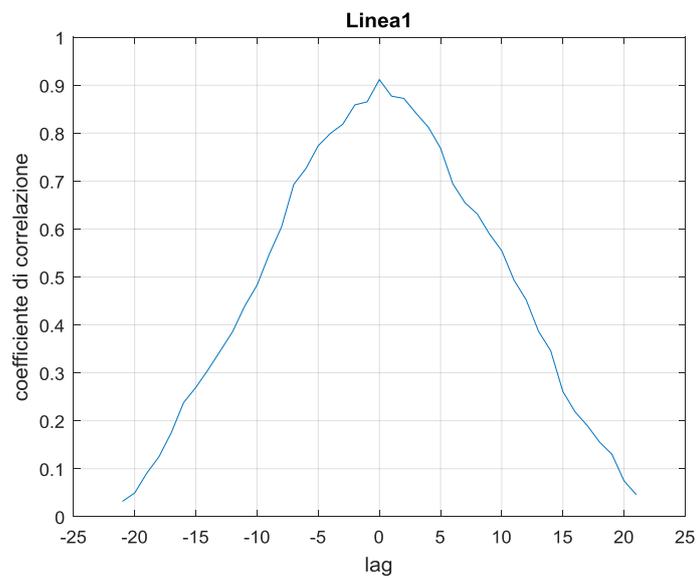


Figura 5.45 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 1.

Linea 2

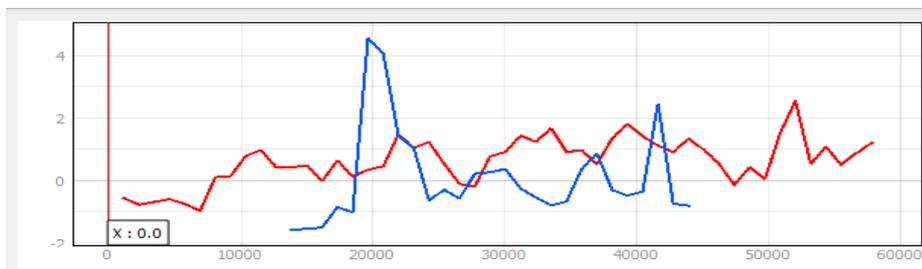


Figura 5.46 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 2.

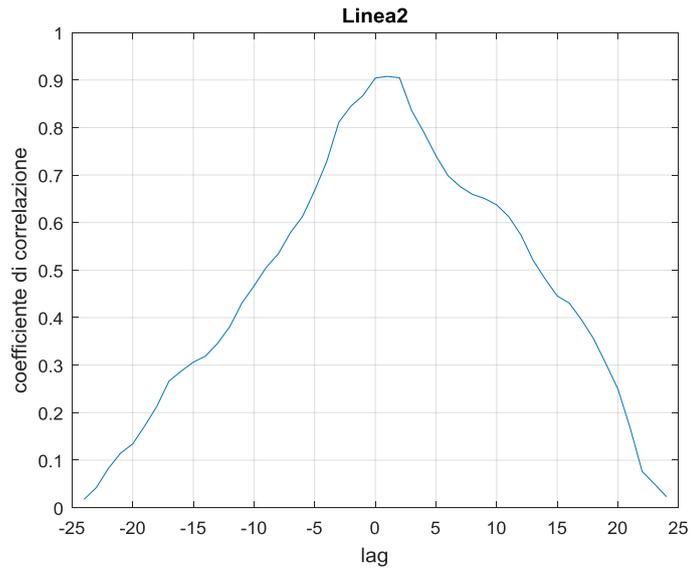


Figura 5.47 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 2.

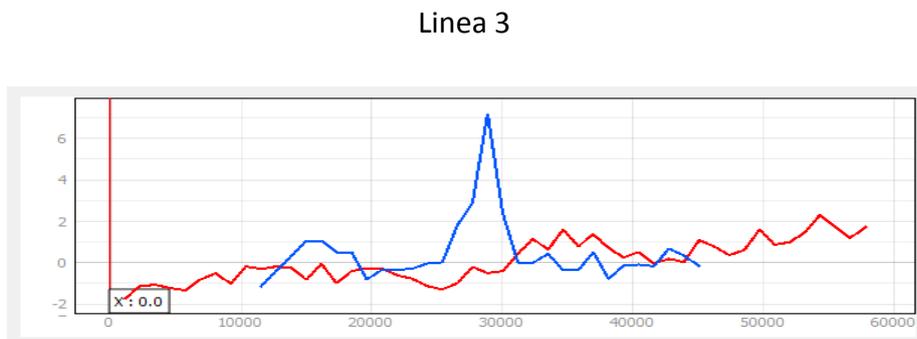


Figura 5.48 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 3.

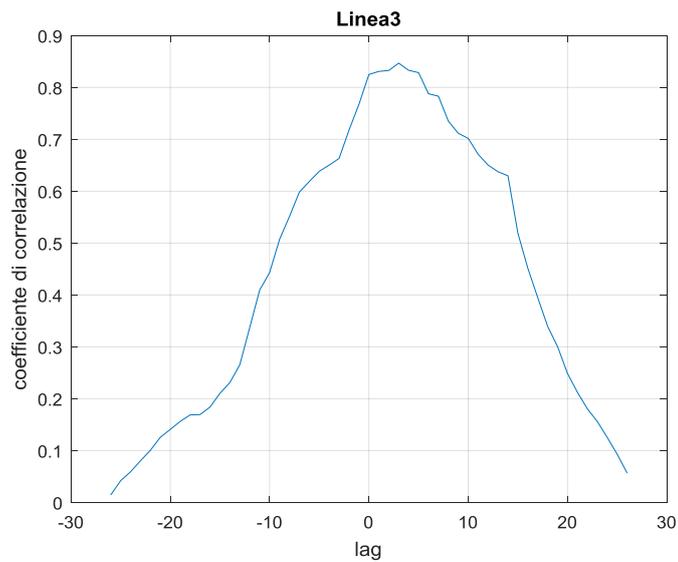


Figura 5.49 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 3.

Linea 4

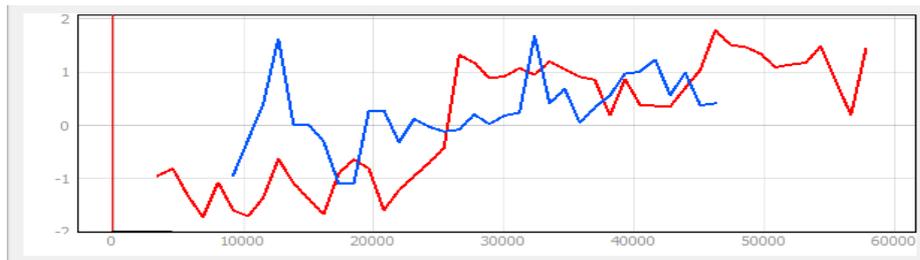


Figura 5.50 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 4.

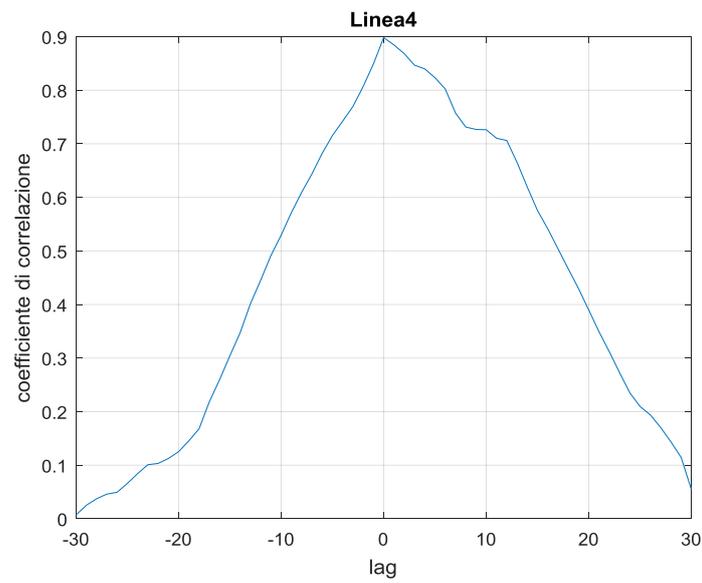


Figura 5.51 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 4.

Linea 5

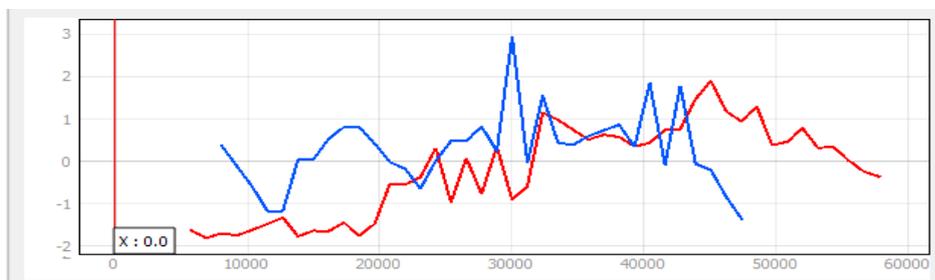


Figura 5.52 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 5.

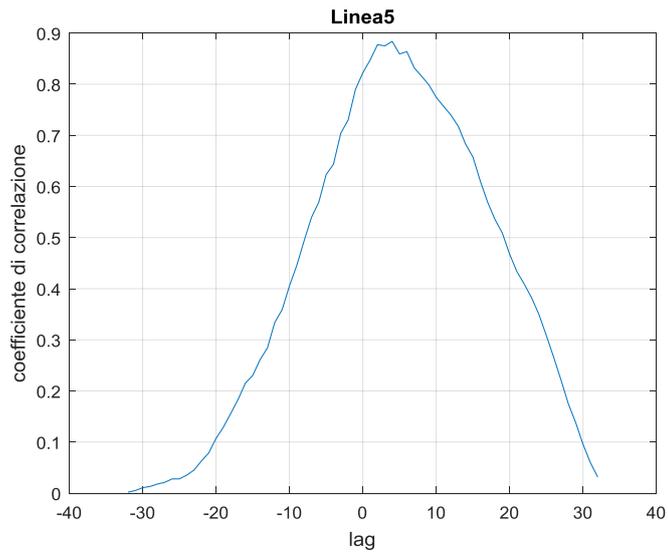


Figura 5.53 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 5.

Linea 6

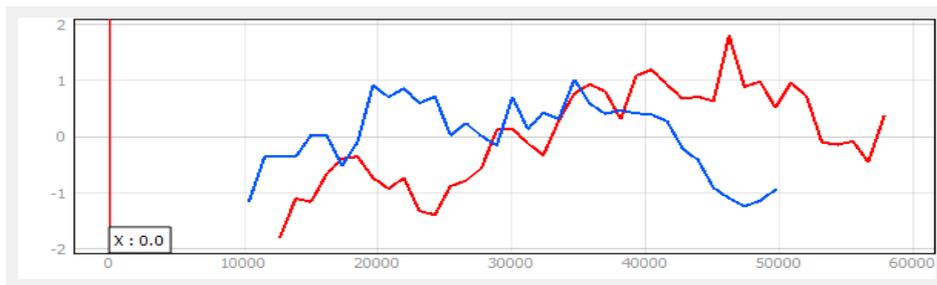


Figura 5.54 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 6.

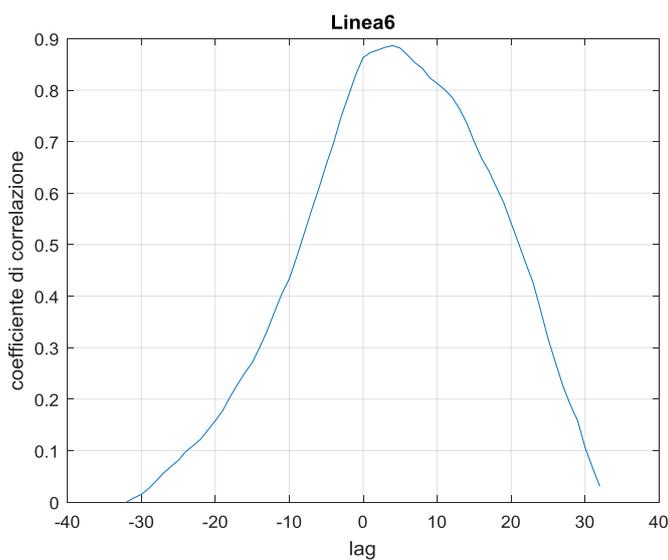


Figura 5.55 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 6.

Linea 7



Figura 5.56 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 7.

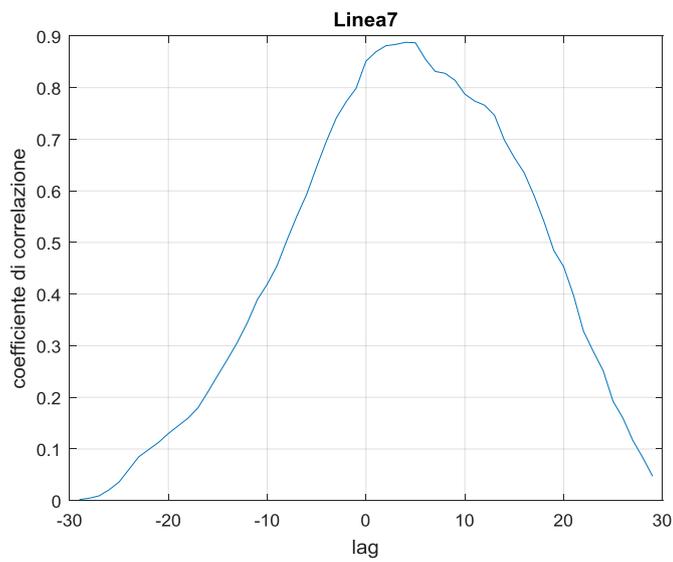


Figura 5.57 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 7.

Linea 8



Figura 5.58 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 8.

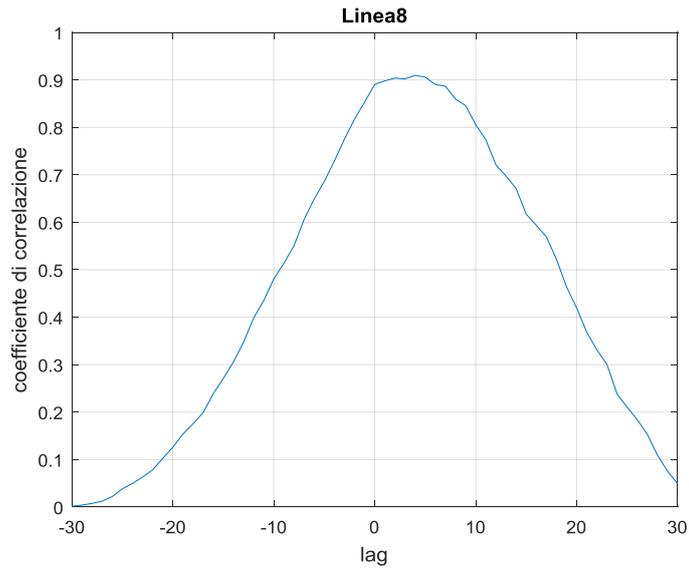


Figura 5.59 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 8.

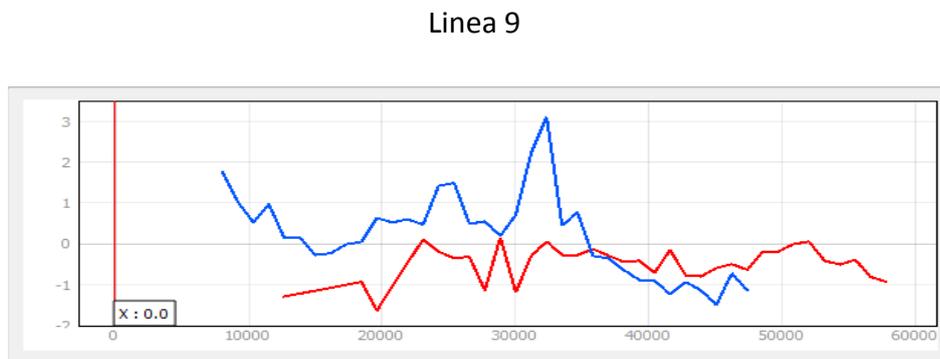


Figura 5.60 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 9.

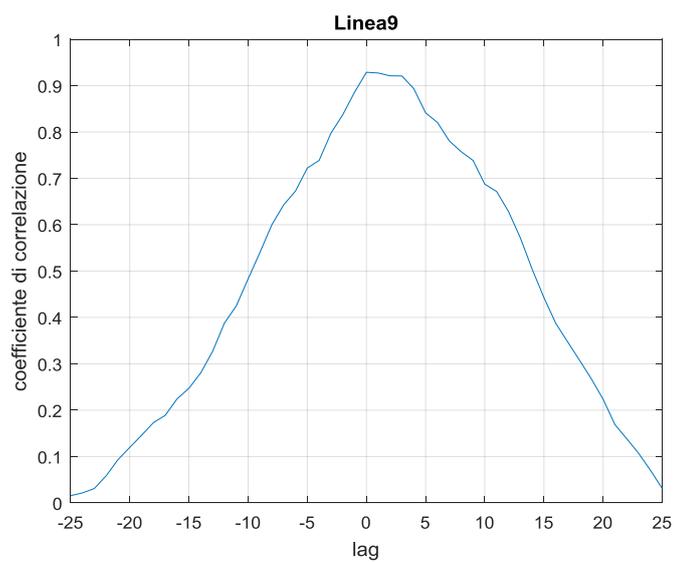


Figura 5.61 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 9.

Linea 10

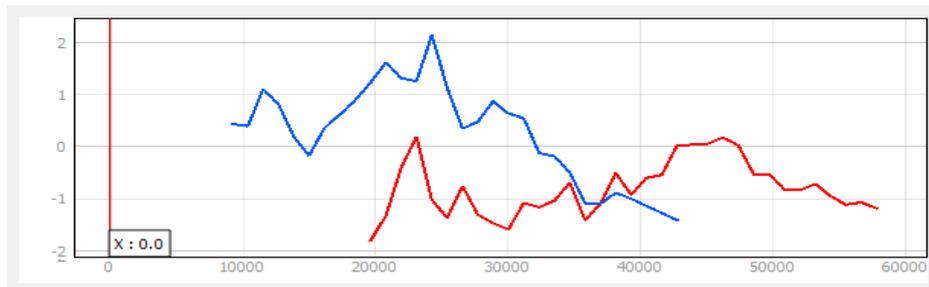


Figura 5.62 Profilo orografico (rosso) e di intensità di precipitazione (blu) - linea 10.

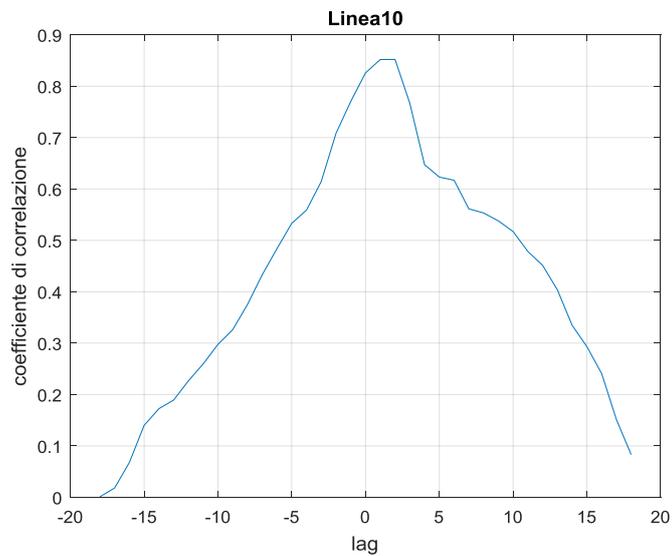


Figura 5.63 Coefficiente di correlazione con lo sfasamento del profilo dell'intensità di precipitazione - linea 10.

Andando a studiare l'andamento dei coefficienti di correlazione in funzione dello shift si evidenzia che per le linee 1, 2, 4, 9 il coefficiente di correlazione massimo si ha in condizioni stazionarie di shift nullo. Mentre per le altre linee il coefficiente di correlazione massimo si ha con uno shift positivo di pochi km. Questo evidenzia una buona correlazione tra i profili orografici e i profili di intensità di precipitazione.

5.4 Osservazioni

In questo capitolo si è evidenziata la necessità di passare dalla precipitazione cumulata di 4 ore di evento all'intensità di precipitazione per limitare l'influenza della scala di evento nelle correlazioni. L'analisi di correlazione non è stata più condotta sulle immagini, ma su delle linee tracciate arbitrariamente con la stessa inclinazione del flusso entrante utilizzato nella modellazione in Modflow. Con questo tipo di analisi è possibile valutare graficamente l'andamento dei profili normalizzati ed è possibile ricercare un confronto grafico con il coefficiente di correlazione in funzione dello scorrimento di un profilo su di un altro. Si sono individuate delle buone correlazioni tra il modello digitale del terreno e le velocità verticali e tra il modello digitale del terreno e l'intensità di precipitazione, mentre si sono evidenziate delle correlazioni meno importanti tra velocità verticali e intensità di precipitazione. Su questo ultimo confronto ci si attendevano delle correlazioni più robuste mentre quelle ottenute sono poco interpretabili e non riescono a quantificare adeguatamente il legame tra picchi di velocità verticale e zone con intensità di precipitazione elevata. Sono quindi necessarie ulteriori analisi che superino la limitazione della scala di evento.

Capitolo 6

6 Correlazioni con i dati pluviometrici delle stazioni ricadenti nell'area studio

Nei capitoli precedenti è emerso che il modello proposto non è adatto a descrivere la dinamica di un singolo evento precipitativo poiché non è in grado di quantificare in modo robusto la relazione tra velocità verticali del vento e zone soggette a fenomeni precipitativi significativi. A scala di evento entrano in gioco numerosi fattori che ne influenzano l'evoluzione, come le caratteristiche meteo locali, che sono troppo importanti per essere trascurate. Obiettivo dello studio è però caratterizzare una tendenza storica allo sviluppo, in una determinata zona, dei fenomeni sopra detti, per cui in questo capitolo verranno introdotti i dati pluviometrici, delle stazioni ricadenti nell'area in esame, dall'inizio delle misurazioni sino al 2017. Si è abbandonata la scala spaziale dettagliata per passare ad una serie storica dei dati. In questo capitolo si cercherà di implementare un metodo per quantificare la vulnerabilità spaziale che possa essere utilizzabile anche per altri casi studio.

6.1 Stazioni pluviometriche

All'interno dell'area di studio ricadono 48 stazioni pluviometriche di cui 5 piemontesi e 43 liguri. L'elenco delle stazioni è mostrato in Tabella 6.1.

REGIONE	NOME STAZIONE
Liguria	Bargagli
	Bavari
	Borzone
	Brugneto Diga
	Busalla
	Cabanne
	Chiavari-Caperana
	Cichero
	Colonia Arnaldi
	Creto
	Crocetta di Orero

	Davagna
	Fiorino
	Fontana Fresca
	Genova Castellaccio
	Genova Centro funzionale
	Genova Dipartimento di fisica
	Genova-Gavette
	Genova-Bolzaneto
	Genova-Pegli
	Genova-Pontedecimo
	Giacopiane-Diga
	Giacopiane-Lago
	Isoverde
	La presa
	Lerca
	Loco Carchelli
	Madonna delle Grazie
	Mele
	Mignanego
	Monte Cappellino
	Monte Domenico
	Panesi
	Passo del turchino
	Premanico
	Reppia
	Rovegno
	S.Michele
	Santuario Monte Gazzo
	Sestri Levante-Sara
	Valleregia
	Vicomorasso
	Viganego
Piemonte	Alpe Vobbia

	Bric Castellaro
	Capanne Marcarolo
	Fraconalto
	Lavagnina Lago

Tabella 6.1 Elenco delle stazioni pluviometriche.

Dalle stazioni pluviometriche sopra citate sono stati analizzati i dati di pioggia giornalieri dalla messa in funzione della stazione fino al 2017. Le stazioni pluviometriche georeferenziate e sovrapposte alla mappa delle velocità verticali del vento sono mostrate in Figura 6.1.

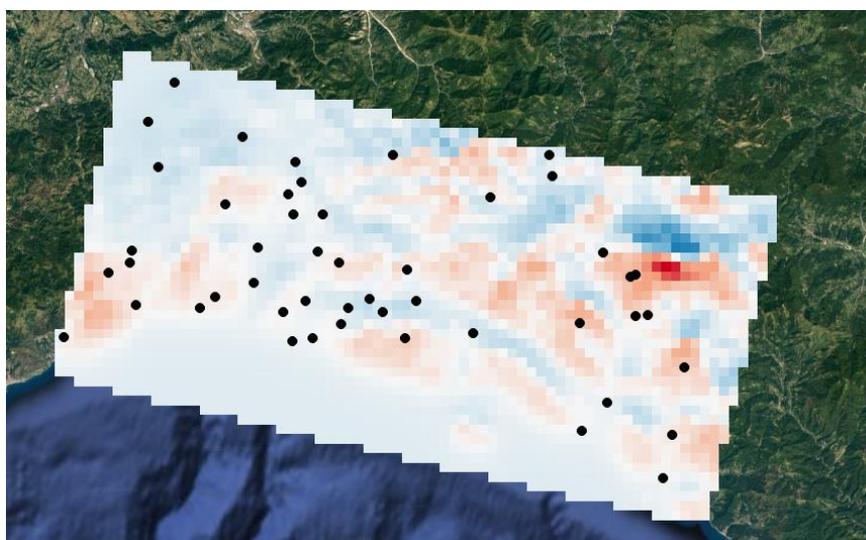


Figura 6.1 Stazioni pluviometriche sovrapposte alla mappa delle velocità verticali del vento.

6.2 Soglie pluviometriche

Con l'obiettivo di studiare le zone soggette maggiormente a fenomeni precipitativi importanti si sono fissate delle soglie pluviometriche variabili e si sono contate le giornate in cui in una determinata stazione si è superata una certa soglia. Sono state scelte le soglie di 10, 20, 30, 40 mm giornalieri. Dal momento che il numero di letture è diverso da stazione a stazione, il numero dei superamenti di soglia è stato diviso per il numero di letture totale andando quindi a ricavare, per ogni stazione, la percentuale sul totale dei giorni in cui si è superata una certa soglia pluviometrica.

Nelle tabelle seguenti vengono evidenziati i risultati per ogni soglia e per ogni stazione pluviometrica.

Stazioni	Percentuale dei giorni sopra soglia [%]			
	Soglia 10 mm	Soglia 20 mm	Soglia 30 mm	Soglia 40 mm
Alpe Vobbia	10,60	5,45	2,57	1,66
Bargagli	12,14	7,53	4,78	3,26
Bavari	9,35	5,15	3,26	2,17
Borzone	13,25	8,38	5,70	3,61
Bric castellaro	9,78	5,17	2,99	2,03
Brugneto Diga	13,34	7,88	5,57	3,71
Busalla	13,15	7,80	4,93	3,33
Cabanne	14,74	9,55	6,53	4,94
Capanne Marcarolo	11,33	6,80	4,30	2,90
Chiavari-Caperana	9,45	5,04	2,66	1,58
Cichero	14,86	9,15	6,51	4,49
Colonia Arnaldi	12,87	8,20	5,11	3,58
Creto	9,29	5,02	3,08	1,80
Crocetta di Orero	10,45	5,92	3,80	2,67
Davagna	11,71	7,05	4,73	3,17
Fiorino	11,81	7,00	4,86	3,18
Fontana Fresca	7,37	3,05	1,39	0,73
Fraconalto	12,67	7,56	4,56	3,17
Genova Castellaccio	8,58	4,66	2,62	1,74
Genova Centro funzionale	8,11	4,17	2,44	1,39
Genova Dipartimento di fisica	9,62	5,27	3,02	2,06
Genova Gavette	9,27	5,37	3,35	2,10
Genova-Bolzaneto	8,70	5,23	2,94	1,91
Genova-Pegli	9,39	5,86	3,55	2,45
Genova-Pontedecimo	10,34	5,87	3,78	2,58
Giacopiane-Diga	13,99	8,34	5,56	3,74
Giacopiane-Lago	13,05	7,66	4,61	2,82
Isoverde	11,94	7,15	4,92	3,30
La presa	10,65	6,75	4,43	3,05
Lavagnina Lago	6,76	3,56	2,13	1,45
Lerca	9,13	5,15	3,10	2,00
Loco Carchelli	11,83	6,75	4,17	2,70
Madonna delle Grazie	9,16	5,01	3,21	2,09
Mele	11,87	7,12	4,76	3,40
Mignanego	10,74	6,29	4,17	2,67
Monte Cappellino	10,88	6,33	3,94	2,41
Monte Domenico	9,70	5,27	2,93	1,54
Panesi	9,49	5,04	2,92	1,62
Passo del turchino	10,82	5,95	3,65	2,67

Premanico	9,14	5,19	3,10	1,74
Reppia	12,87	7,88	5,05	3,19
Rovegno	11,45	6,23	3,84	2,39
S.Michele	11,32	6,53	3,88	2,20
Santuario Monte Gazzo	9,61	5,74	3,44	2,25
Sestri Levante-Sara	9,34	5,07	2,59	1,26
Valleregia	9,55	5,63	3,25	2,17
Vicomorasso	10,39	5,94	3,87	2,76
Viganego	11,45	7,25	4,87	3,26

Tabella 6.2 Percentuale dei giorni sopra soglia di ogni stazione pluviometrica.

6.3 Dati pluviometrici e velocità verticali del vento

L'obiettivo di questo capitolo è il confronto tra i dati pluviometrici, ottenuti dalle stazioni di cui sopra, e la mappa delle velocità verticali del vento, al fine di trovare una relazione tra zone soggette maggiormente a fenomeni precipitativi e zone con velocità verticali del vento elevate. In prima battuta si è effettuato un confronto grafico andando a tematizzare, con una scala cromatica in scala di grigi, la percentuale dei giorni di superamento delle soglie pluviometriche considerate.

In Figura 6.2 vengono rappresentate le percentuali di superamento delle soglie di 10 - 20 - 30 - 40 mm giornalieri per ogni stazione, in sovrapposizione alla mappa delle velocità verticali del vento.

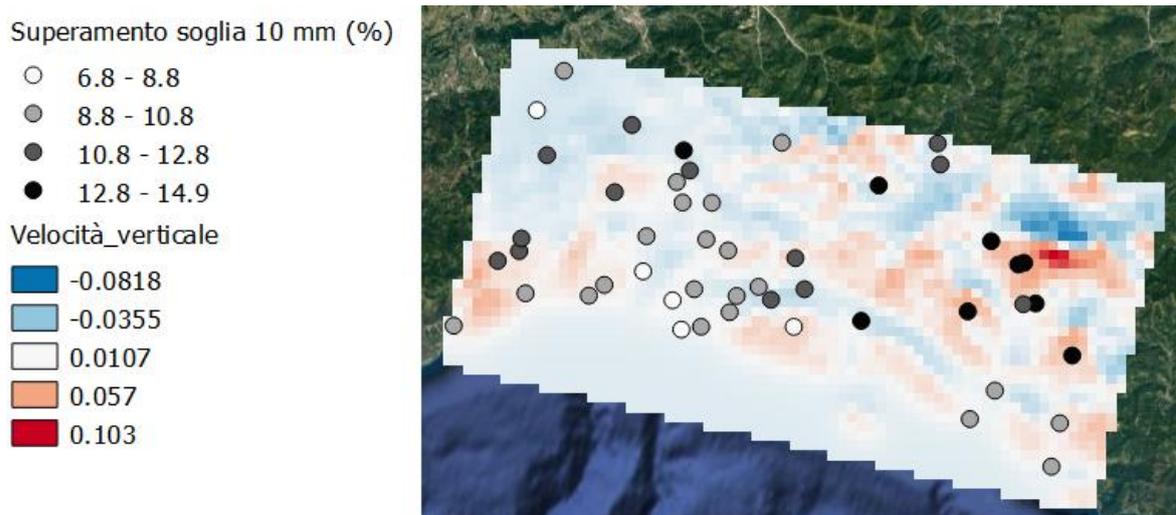


Figura 6.2 Percentuale di superamento della soglia pluviometrica di 10 mm giornalieri e mappa delle velocità verticali del vento.

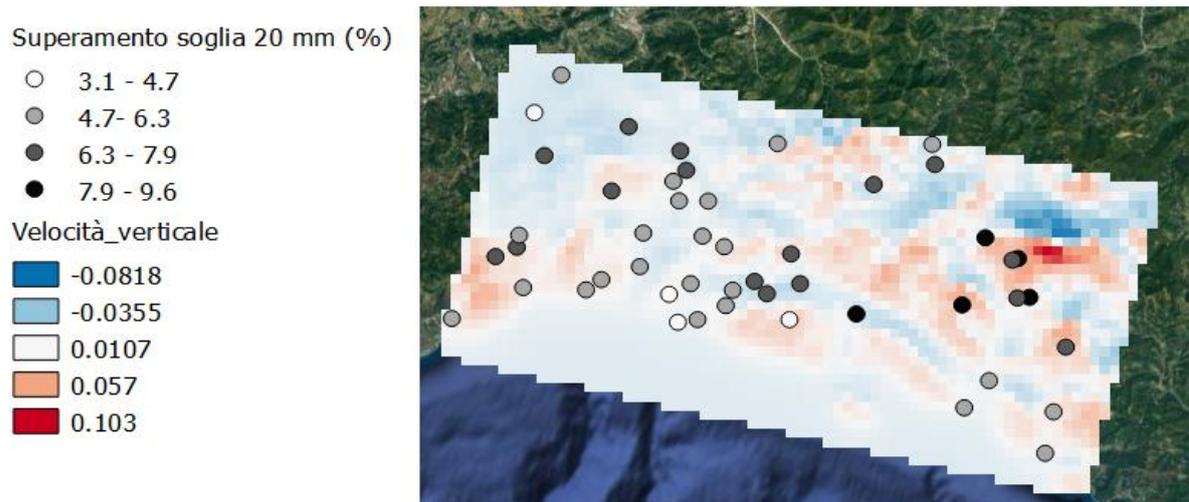


Figura 6.3 Percentuale di superamento della soglia pluviometrica di 20 mm giornalieri e mappa delle velocità verticali del vento.

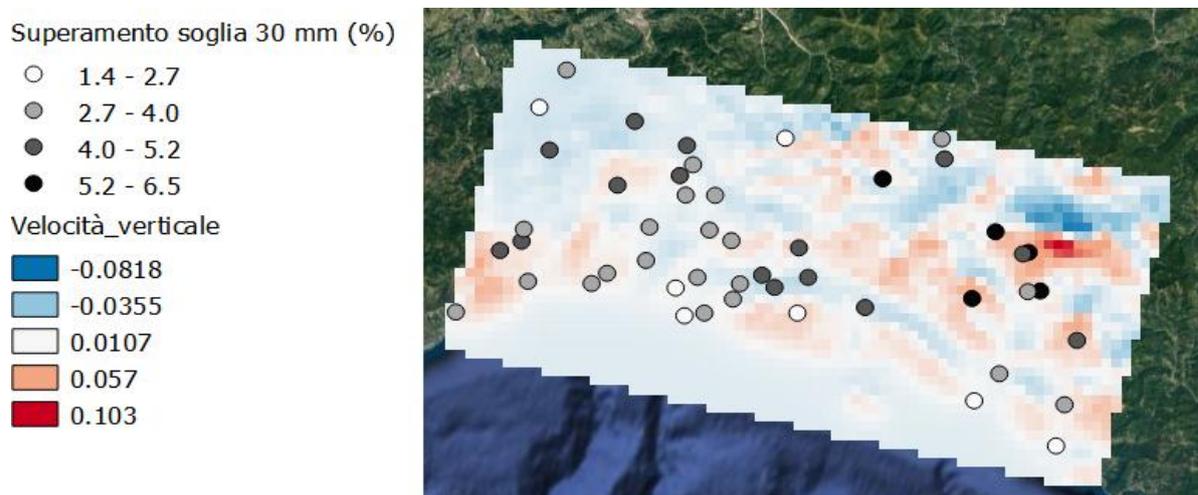


Figura 6.4 Percentuale di superamento della soglia pluviometrica di 30 mm giornalieri e mappa delle velocità verticali del vento.

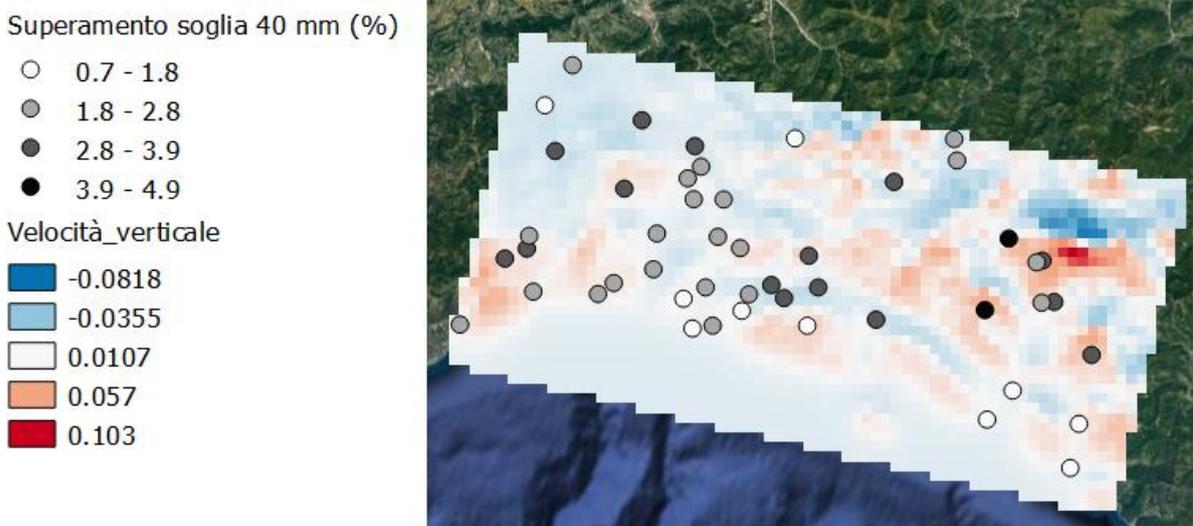


Figura 6.5 Percentuale di superamento della soglia pluviometrica di 40 mm giornalieri e mappa delle velocità verticali del vento.

Dall'analisi visiva dei risultati sembra emergere una tendenza, per ogni soglia considerata, aumentando la percentuale di superamento della soglia aumenta la probabilità che la stazione ricada in una zona con velocità verticale del vento positiva. L'obiettivo di questo capitolo è capire se questa tendenza può essere quantificata e se da questa tendenza è possibile derivare una caratterizzazione speditiva e spaziale del rischio. Ci si è chiesti quindi se la localizzazione di una stazione in un'area con velocità verticali positive possa essere relazionabile con percentuali di superamento di soglia significativi.

6.4 Caratterizzazione spaziale del rischio da precipitazioni intense sulla base delle velocità verticali del vento

In questo paragrafo si andrà a studiare la relazione tra velocità verticali "positive" e percentuale di superamento della soglia pluviometrica. Per ogni soglia pluviometrica giornaliera, le percentuali di superamento sono state divise in 4 intervalli, mostrati nelle Figure del paragrafo 6.3. Per dividere le velocità verticali in "positive" e "negative" si è scelto come valore soglia il valore mediano (0,0106) piuttosto che lo zero. Questo è stato fatto per eliminare, dai risultati finali, il rumore potrebbero portare tutti i valori nell'intorno dello zero. Si è calcolata la numerosità degli elementi che, per ogni intervallo di superamento di ogni soglia pluviometrica, ricadono in velocità "positive e "negative".

Si è calcolata poi la probabilità che un elemento appartenente ad un certo intervallo di superamento ricada in zone con velocità verticali "positive". Di seguito, per ogni soglia pluviometrica giornaliera, vengono mostrati i risultati.

- SOGLIA PLUVIOMETRICA = 10 mm

Intervalli [%]	Numerosità		Probabilità	
	Velocità +	Velocità -	Velocità +	Velocità -
6,75 - 8,78	2	3	40%	60%
8,78 - 10,81	5	16	24%	76%
10,81 - 12,84	5	8	39%	61%
12,84 - 14,9	6	3	60%	40%

Tabella 6.3 Numerosità e probabilità di appartenenza a zone di velocità positive e negative con soglia pluviometrica di 10 mm giornalieri.

- SOGLIA PLUVIOMETRICA = 20 mm

Intervalli [%]	Numerosità		Probabilità	
	Velocità +	Velocità -	Velocità +	Velocità -
3,05 - 4,68	2	2	50%	50%
4,68 - 6,30	5	18	22%	78%
6,30 - 7,93	7	9	44%	56%
7,93 - 9,55	4	1	80%	20%

Tabella 6.4 Numerosità e probabilità di appartenenza a zone di velocità positive e negative con soglia pluviometrica di 20 mm giornalieri.

- SOGLIA PLUVIOMETRICA = 30 mm

Intervalli [%]	Numerosità		Probabilità	
	Velocità +	Velocità -	Velocità +	Velocità -
1,39 - 2,68	2	5	29%	71%
2,68 - 3,96	6	15	29%	71%
3,96 - 5,25	6	9	40%	60%
5,25 - 6,53	4	1	80%	20%

Tabella 6.5 Numerosità e probabilità di appartenenza a zone di velocità positive e negative con soglia pluviometrica di 30 mm giornalieri.

- SOGLIA PLUVIOMETRICA = 40 mm

Intervalli [%]	Numerosità		Probabilità	
	Velocità +	Velocità -	Velocità +	Velocità -
0,73 - 1,78	3	7	30%	70%
1,78 - 2,83	6	15	29%	71%
2,83 - 3,89	7	8	44%	56%
3,89 - 4,94	2	0	100%	0%

Tabella 6.6 Numerosità e probabilità di appartenenza a zone di velocità positive e negative con soglia pluviometrica di 40 mm giornalieri.

Dai dati emerge un trend molto chiaro per le soglie pluviometriche di 30 e 40 mm giornalieri : con l'aumentare della percentuale dei giorni di superamento della soglia, aumenta la probabilità che quella stazione ricada in zone con velocità verticali del vento positive. Lo stesso trend non è così chiaro per le altre due soglie pluviometriche, ma dal momento che l'obiettivo è la caratterizzazione spaziale del rischio da fenomeni intensi di precipitazione, le soglie pluviometriche significative sono 30 e 40 mm.

7 Conclusioni

Obiettivo del lavoro di tesi è stata la ricerca di un metodo di caratterizzazione speditivo e spaziale della vulnerabilità da eventi di precipitazione intensi. Partendo dal modello speditivo implementato da Gerbino (2017), quindi dalla mappa delle velocità verticali del vento, si è cercato di capire se si potessero individuare zone soggette maggiormente a fenomeni precipitativi. La performance del modello è stata valutata utilizzando come confronto la correlazione tra quota e precipitazione. Nella prima parte del lavoro si è valutata la performance del modello andando a correlare le velocità verticali con un evento precipitativo che rientra nella casistica dei temporali stazionari. Si sono svolte una serie di analisi di correlazione, a scala di evento, tra: mappa delle velocità verticali del vento, mappa radar della precipitazione. Per l'evento selezionato, le analisi di correlazione hanno dimostrato che l'orografia riesce a giustificare in maniera migliore l'andamento della precipitazione rispetto alle velocità verticali. Dal momento che la finalità dello studio non era la ricostruzione di un singolo evento precipitativo, ma l'individuazione di zone dove una certa tipologia di evento è più probabile che si verifichi. Nella seconda parte del lavoro si è verificata la performance del modello abbandonando la scala di evento. Si è passati ad una serie storica di dati più ampia reperendo i dati delle stazioni pluviometriche nella zona in esame. Nel passaggio dal singolo evento alla serie storica è diminuito il dettaglio spaziale del confronto ma si è guadagnato in robustezza avendo una casistica molto più ampia. Fissando la soglia pluviometrica giornaliera a 30 e 40 mm è emerso che, per una stazione, con l'aumentare della percentuale dei giorni in cui è piovuto più della soglia, aumenta la probabilità di ricadere in zone con velocità verticali del vento positive. Da questa analisi preliminare è emerso che l'appartenenza di una stazione pluviometrica a zone con velocità verticale positiva aumenta la possibilità che tale zona sia soggetta a fenomeni precipitativi intensi, ma per poter applicare il metodo ad altri casi studio ulteriori approfondimenti sono necessari.

BIBLIOGRAFIA

Allamano, P., Claps, P., Laio, F. & and Thea, C., 2009. A data-based assessment of the dependence of short-duration precipitation on elevation. *Weather and Forecasting*, Issue 16, pp. 633-659.

Avanzi, F. et al., 2015. Orographic signature on extreme precipitation of short durations. *Journal of Hydrometeorology*, Issue 16, pp. 278-294.

Cuomo, A., Guida, D. & Palmieri, V., 2011. Digital orographic map of peninsular and insular Italy. *Journal of Maps*, Issue 7, pp. 447-463.

Gerbino, D., Claps, P., Manes, C. & Libertino, A., 2017. *Analisi fluidodinamica di flussi atmosferici su orografia complessa*, s.l.: Politecnico di Torino.

Lin, Y.-L. et al., 2001. Some common ingredients for heavy orographic rainfall.. *Weather and forecasting*, Issue 16, pp. 633-659.

Onorato, L., Bonati, V., Cavallo, A. & Turato, B., 2014. *Rapporto di evento meteoidrologico del 09/10/2014*, s.l.: Agenzia Regionale Protezione Ambiente Ligure.

Pelosi, A. & Furcolo, P., 2015. An amplification model for the regional estimation of extreme rainfall within orographic areas in Campania region (Italy). *Water*, Issue 7, pp. 6877-6891.

Pelosi, A., Furcolo, P. & and Rossi, F., 2016. Statistical identification of orographic effects in the regional analysis of extreme rainfall. *Hydrological Processes*, Issue 30, pp. 1342-1353.

Ruggiù, V., 2017. Clima, sei anni di disastri meteo in Italia: oltre 3mila morti e 126 comuni colpiti. *La Repubblica*, 24 Giugno.

