

DIPARTIMENTO DI IDRAULICA, TRASPORTI ED INFRASTRUTTURE CIVILI
POLITECNICO DI TORINO

**Elisa Bartolini¹, Paola Allamano¹,
Francesco Laio¹, Pierluigi Claps¹**

(1) Politecnico di Torino [pierluigi.claps@polito.it]

**ANALISI SPAZIALE
DELLE PRECIPITAZIONI MEDIE ED INTENSE
SU PIEMONTE E VALLE D'AOSTA**

Working Paper 2011- 02
Settembre 2011

Sommario

In questo lavoro viene presentata una procedura per la caratterizzazione statistica e la distribuzione spaziale delle precipitazioni sul territorio piemontese. In particolare sono stati analizzati gli eventi estremi di precipitazione (massimi annuali di pioggia per durate pari a 1, 3, 6, 12 e 24 ore), è stata ricostruita la curva di probabilità pluviometrica e sono stati calcolati gli indici necessari alla caratterizzazione probabilistica delle precipitazioni.

Il metodo si avvale di strumenti robusti (i.e., kriging ordinario) e tiene in considerazione la variabilità annuale del numero di stazioni pluviometriche attive sul territorio, consentendo così di unire in un'unica base dati le osservazioni raccolte nel corso dell'ultimo secolo dai diversi enti preposti al monitoraggio idrologico (ARPA Piemonte, Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale, CNR). La procedura di spazializzazione delle piogge tramite kriging è stata anche applicata alle precipitazioni totali annue, al fine di ottenere una stima della variabilità spaziale dell'afflusso medio annuo, che costituisce una grandezza di grande utilità nelle analisi idrologiche a scala di bacino.

Parole Chiave: Variabilità spaziale, precipitazioni estreme di durata sub-giornaliera, kriging

Abstract

This study presents a methodological approach to obtain a statistical characterization of the extreme precipitations as well as the spatial distribution over the Piedmont Region. In particular, the annual maximum precipitation, for duration of 1, 3, 6, 12 and 24 hours, have been analyzed and the intensity duration curve, together with the indices necessary to quantify the probabilistic relations between precipitation and return period, has been computed.

The proposed approach is based on robust methodologies, such as the ordinary kriging, and takes into account the interannual variability in the number of stations which are located over the study region. As a consequence, all the observations which have been measured in the last century by the institutions in charge (i.e., ARPA Piemonte, SIMN, CNR) have been unified into a unique database. Furthermore, the spatialization has been applied, by means of the kriging approach, to the mean annual precipitation in order to obtain an estimate of the spatial variability of the mean annual inflow; indeed, these variables have a huge importance for hydrological investigations at the basin scale.

Keywords: Spatial variability, extreme precipitation, kriging

Indice

INTRODUZIONE	2
1 DATI	3
1.1 Precipitazioni massime annue di durata pari a 1, 3, 6, 12, 24 ore	3
1.1.1 Fonte Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale	4
1.1.2 Fonte ARPA Piemonte	5
1.1.3 Fonte CNR	5
1.2 Precipitazioni totali annue	6
1.2.1 Fonte Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale	7
1.2.2 Fonte ARPA Piemonte	8
2 IL KRIGING ORDINARIO	10
2.1 Determinazione del trend tra quota e precipitazione	12
2.2 Determinazione del variogramma campionario	15
2.3 Determinazione del variogramma modello	16
2.4 Definizione della griglia di interpolazione	17
2.5 Determinazione del valore medio	19
3 DESCRITTORI STATISTICI DELLE PRECIPITAZIONI ESTREME	21
3.1 Determinazione della curva di probabilità pluviometrica media	21
3.1.1 Validazione dei risultati	25
3.2 Metodo della precipitazione indice	28
3.3 Altri modelli probabilistici – Stima degli L coefficienti	29
BIBLIOGRAFIA	32

Introduzione

Il presente lavoro, inquadrato all'interno dei progetti Flora e Risknat, si propone di riorganizzare ed aggiornare in modo sistematico i dati pluviometrici raccolti nel periodo compreso tra il 1913 ed il 2006 dai diversi organi preposti al monitoraggio dei dati meteorologici, con particolare riferimento al passaggio dalla rete di monitoraggio nazionale gestita dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale alla rete regionale di competenza di Arpa Piemonte.

Particolare attenzione è stata posta nello studio delle precipitazioni estreme (massimi annui di precipitazione per durate pari a 1, 3, 6, 12 e 24 ore) e nella determinazione della curva di probabilità pluviometrica, che ad oggi rappresenta lo strumento di elezione nella progettazione idraulica e nella valutazione probabilistica delle portate di piena. Un ulteriore valore caratteristico di precipitazione considerato nel presente studio è quello dalla pioggia media annua che consente di avere una stima dell'afflusso mediamente ricevuto da un bacino idrografico.

Le variabili di precipitazione sono state spazializzate sull'intero territorio piemontese attraverso l'applicazione del kriging ordinario, che consente di discretizzare il dominio di studio attraverso una griglia a maglia regolare e di stimare, per ogni punto, un valore della variabile, a sua volta associato ad una varianza di stima (Kitanidis 1997). Inoltre, rispetto ad altre metodologie utilizzate per la spazializzazione di variabili, come ad esempio il metodo delle distanze inverse pesate, il kriging consente una migliore stima dei volumi di pioggia preservando le caratteristiche spaziali dell'evento (Tobin, et al. 2011).

Rispetto ai precedenti lavori di spazializzazione di valori caratteristici di precipitazione (Bartolini, Claps e Laio 2008), l'aspetto innovativo di questo studio consiste nell'applicazione del kriging a scala annuale e nella determinazione solo successiva dei valori medi e degli indici necessari per la caratterizzazione statistica delle precipitazioni estreme e medie annuali. Come conseguenza di questa scelta, non risulta necessario determinare una base dati omogenea sull'intera finestra temporale o fissare dei limiti sulla numerosità delle serie storiche delle stazioni. Durante la spazializzazione viene infatti considerata, di anno in anno, la totalità delle stazioni pluviometriche che presentano una misurazione della variabile in esame, garantendo una massimizzazione dell'informazione disponibile.

Nel seguito vengono presentati i dati raccolti dalle diverse fonti e una descrizione puntuale della procedura di kriging applicata. Laddove è stato possibile, i risultati sono stati confrontati con simili studi. I risultati sono riportati nelle Appendici.

1 Dati

Sono stati raccolte ed organizzate in un unico database omogeneo le osservazioni relative a:

- massime precipitazioni annue per durate pari a 1, 3, 6, 12 e 24 ore raccolte dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale, da Arpa Piemonte e dal CNR;
- precipitazioni medie mensili, raccolte dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale;
- precipitazioni medie giornaliere, raccolte da Arpa Piemonte.

Le uniche osservazioni escluse riguardano stazioni per le quali non è stato possibile definire univocamente la loro ubicazione nel territorio.

1.1 Precipitazioni massime annue di durata pari a 1, 3, 6, 12, 24 ore

Complessivamente sono state considerate 565 stazioni pluviografiche, la cui disponibilità ha subito notevoli variazioni nell'arco temporale di studio, dal 1928 al 2006 (Figura 1-1).

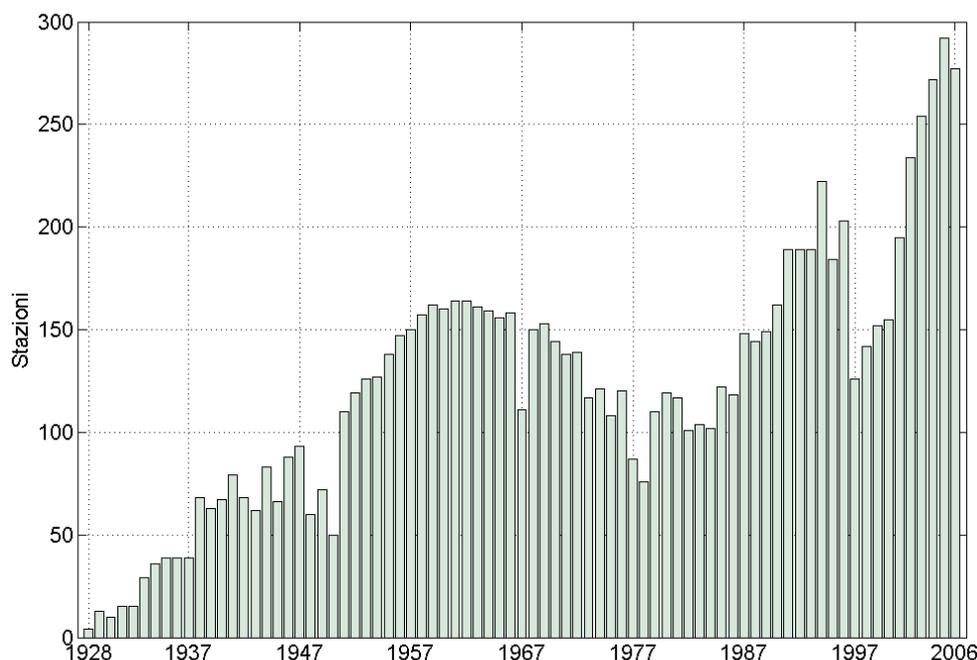


Figura 1-1: Variazione della numerosità di stazioni pluviografiche attive nel periodo 1928-2006.

Il numero elevato dipende dal passaggio dalla rete di monitoraggio nazionale alla rete regionale gestita da ARPA Piemonte, che ha comportato la duplicazione di alcune stazioni, anche se per brevi periodi di tempo, l'installazione di nuove stazioni e la ricollocazione di stazioni già esistenti. In questi casi, una stazione che presenti la stessa denominazione ma

coordinate anche solo leggermente diverse è stata considerata come una nuova stazione, in modo da non alterare le informazioni spaziali necessarie per la corretta esecuzione del kriging. Ne consegue che il numero di stazioni contemporaneamente attive sul territorio piemontese è molto inferiore alla totalità di stazioni considerate ed in particolare si può osservare come la massima copertura del territorio sia stata raggiunta nel 2005 con 292 punti di misura.

Si osservi comunque che, se da un lato le modifiche nella dislocazione e nelle caratteristiche tecniche delle stazioni pluviometriche ha come diretta conseguenza l'impossibilità, in molti casi, di considerare un'unica serie storica relativa alla stazione e di avere quindi osservazioni molto meno estese nel tempo, la scelta effettuata nel presente studio di spazializzare le precipitazioni a scala annuale ed elaborare il dato medio solo successivamente consente di ovviare a questo problema.

1.1.1 Fonte Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale

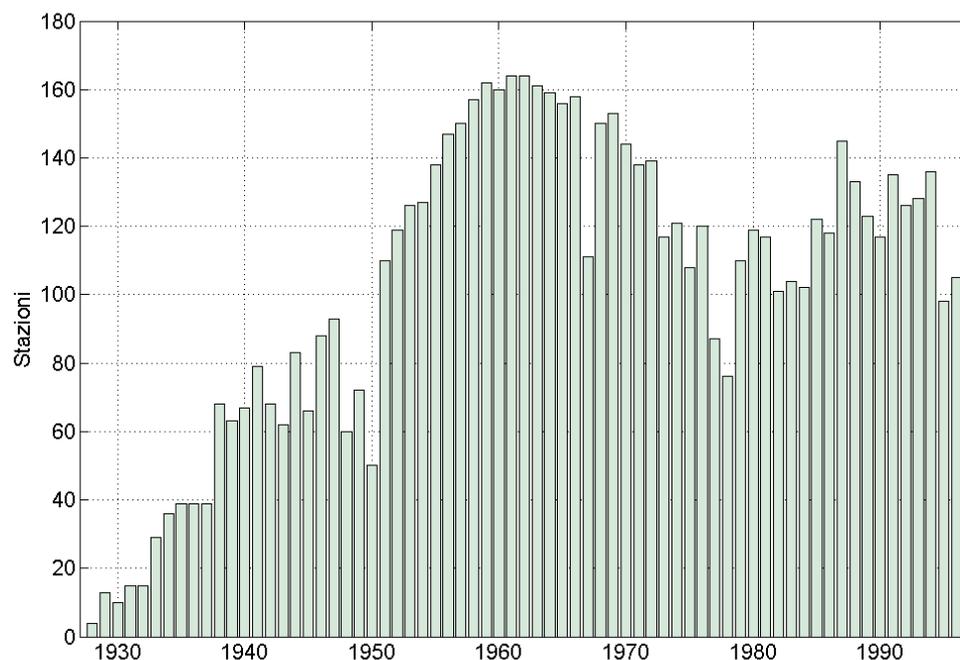


Figura 1-2: Variazione della numerosità di stazioni pluviografiche attive gestite dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale nel periodo 1928-1996.

Le osservazioni delle precipitazioni intense della rete del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale coprono il periodo compreso tra il 1928 ed il 1996 e interessano le regioni Piemonte e Valle d'Aosta. In merito alle osservazioni relative alle stazioni pluviometriche ubicate in Valle D'Aosta, è bene menzionare che con l'avvento della rete di monitoraggio regionale non è stato possibile reperire ulteriori osservazioni per il periodo successivo al 1996. Nonostante la presenza di un'informazione così frammentata, si è ritenuto comunque utile, nel presente

studio, considerare anche tali dati allo scopo di ricostruire il più fedelmente possibile i campi di precipitazione della zona montuosa piemontese posta a ridosso della regione Valle d'Aosta. L'evoluzione storica del numero di stazioni pluviometriche attive è rappresentata in Figura 1-2.

1.1.2 Fonte ARPA Piemonte

La rete di monitoraggio regionale è stata attivata nel 1988 rimanendo affiancata, fino al 1996, dalla rete di monitoraggio del Servizio Idrografico. I dati considerati nel presente studio sono aggiornati al 2006. L'evoluzione storica del numero di stazioni pluviometriche attive è rappresentato in Figura 1-3.

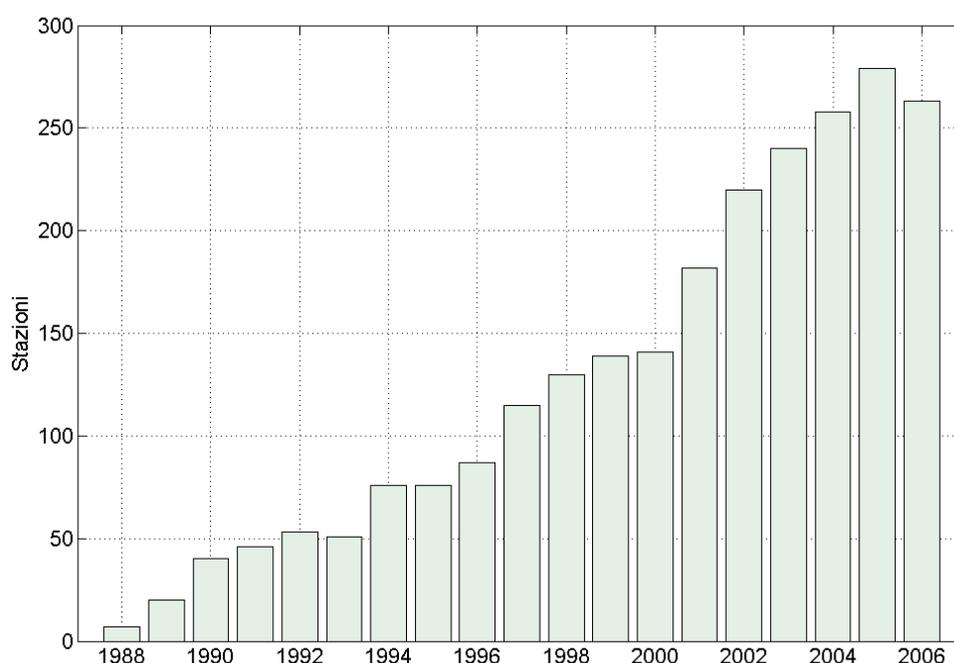


Figura 1-3: Variazione della numerosità di stazioni pluviografiche attive gestite da Arpa Piemonte nel periodo 1988-2006.

1.1.3 Fonte CNR

Accanto alle reti di monitoraggio già citate, si inserisce anche la rete di stazioni pluviometriche gestita dal CNR che interessa il Verbano Cusio Ossola, attiva dal 1987. Nonostante sia composta da un numero di stazioni pluviografiche limitato, tale rete consente di reperire informazioni puntuali e aggiornate per una zona, il Verbano Cusio Ossola appunto, caratterizzata da precipitazioni estreme di significativa entità.

L'evoluzione storica del numero di stazioni pluviometriche attive è rappresentato in Figura 1-4.

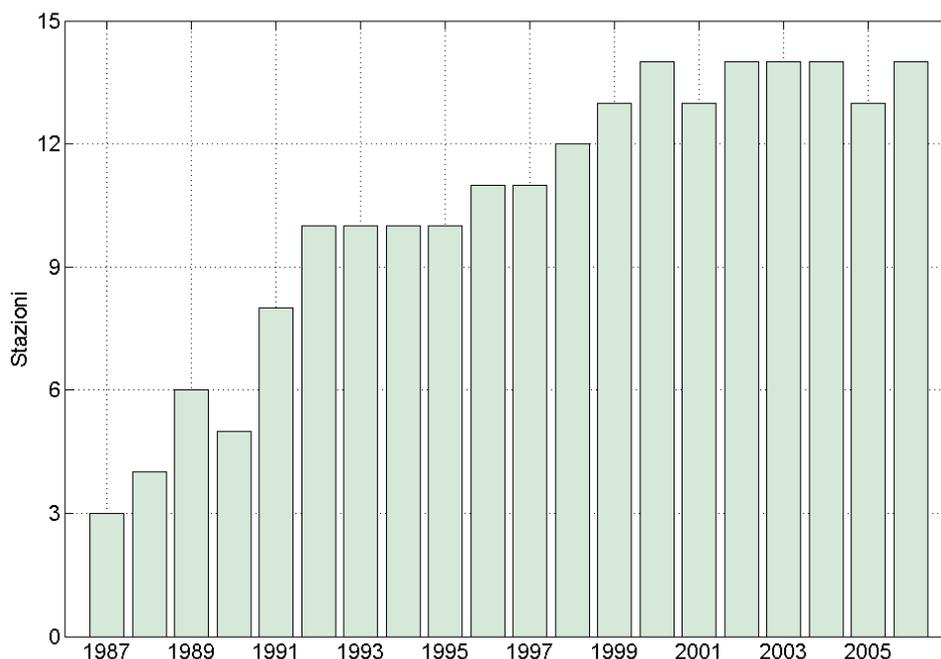


Figura 1-4: Variazione della numerosità di stazioni pluviografiche gestite dal CNR nel periodo 1987-2006.

1.2 Precipitazioni totali annue

Le precipitazioni totali annue sono state determinate accorpando le osservazioni fornite dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale per il periodo 1913-2002 e le misurazioni effettuate da Arpa Piemonte a seguito della creazione della rete di monitoraggio regionale per gli anni 1990-2006.

La numerosità delle stazioni attive nel periodo di studio, variabile di anno in anno, è rappresentata in Figura 1-5. Dopo un progressivo incremento nel numero di stazioni relativo ai primi anni del XX secolo, fino alla massima copertura del territorio piemontese raggiunta alla fine degli anni '30, si osserva la brusca diminuzione del numero di stazioni attive in concomitanza alla II Guerra Mondiale, seguito da un secondo minimo tra la fine degli anni '80 e gli anni '90.

Per garantire una corretta riproduzione della precipitazione totale annua, alcune stazioni sono state eliminate dallo studio a causa del numero eccessivo di dati mancanti. Questa selezione ha comportato la perdita di circa il 16% in media delle stazioni, con picchi che hanno raggiunto il 62% nel 1913 e il 51% nel 1978. Per i criteri relativi alla selezione delle stazioni da utilizzare, si rimanda alla descrizione dettagliata delle varie fonti.

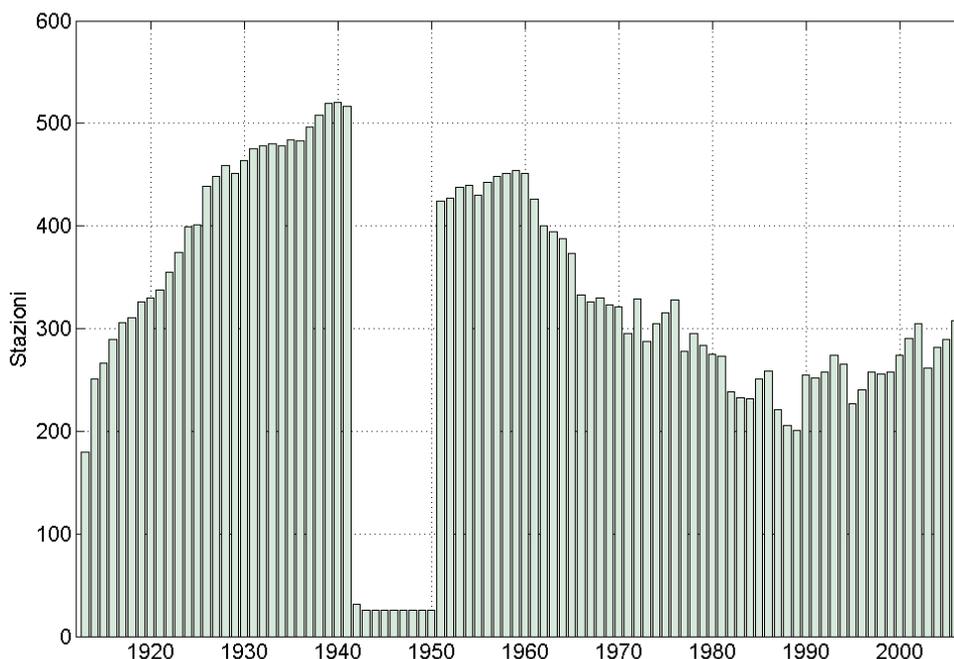


Figura 1-5: Variazione della numerosità di stazioni pluviometriche attive nel periodo 1913-2006.

1.2.1 Fonte Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale

Le precipitazioni totali annue sono state determinate a partire dalle osservazioni mensili e giornaliere raccolte dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale nel periodo compreso tra il 1913 ed il 2002. Nel dettaglio:

- per gli anni compresi tra il 1913 ed il 1986, la precipitazione totale annua è stata calcolata sommando le precipitazioni medie mensili solo nei casi in cui la stazione avesse a disposizione, per l'anno di riferimento, la totalità dei valori mensili;
- per gli anni compresi tra il 1987 ed il 2002, la precipitazione totale annua è stata calcolata sommando le precipitazioni medie giornaliere solo nei casi in cui il record della stazione non presentasse, per l'anno di riferimento, più di 10 valori mancanti. Per tenere comunque in conto l'effetto dei giorni di mancato funzionamento della stazione, il valore della precipitazione totale annua è stata corretto proporzionalmente al numero di dati mancanti.

L'evoluzione storica del numero di stazioni per le quali è stato possibile calcolare il valore di precipitazione totale annua è rappresentato in Figura 1-6.

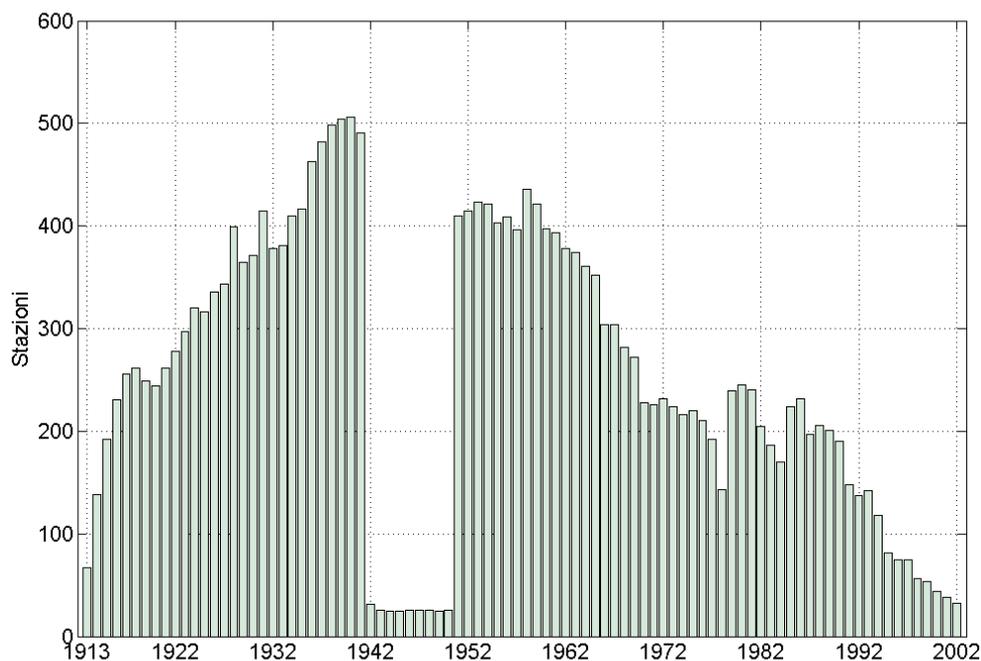


Figura 1-6: Variazione della numerosità di stazioni pluviometriche gestite dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale utilizzate per la determinazione della precipitazione totale annua (1913-2002).

1.2.2 Fonte ARPA Piemonte

I dati di precipitazione giornaliera ricavati dalla rete di monitoraggio regionale gestita da Arpa Piemonte interessano il periodo 1990-2006, andando quindi parzialmente a sovrapporsi, come accaduto per le osservazioni delle precipitazioni estreme orarie, alla rete del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale.

Le precipitazioni totali annue desunte dalla rete di monitoraggio regionale di Arpa Piemonte sono state ottenute sommando le precipitazioni medie giornaliere solo nei casi in cui il record della stazione non presentasse, per l'anno di riferimento, più di 10 valori mancanti, e correggendole proporzionalmente al loro numero.

L'evoluzione storica del numero di stazioni per le quali è stato possibile calcolare il valore di precipitazione totale annua è rappresentato in Figura 1-7.

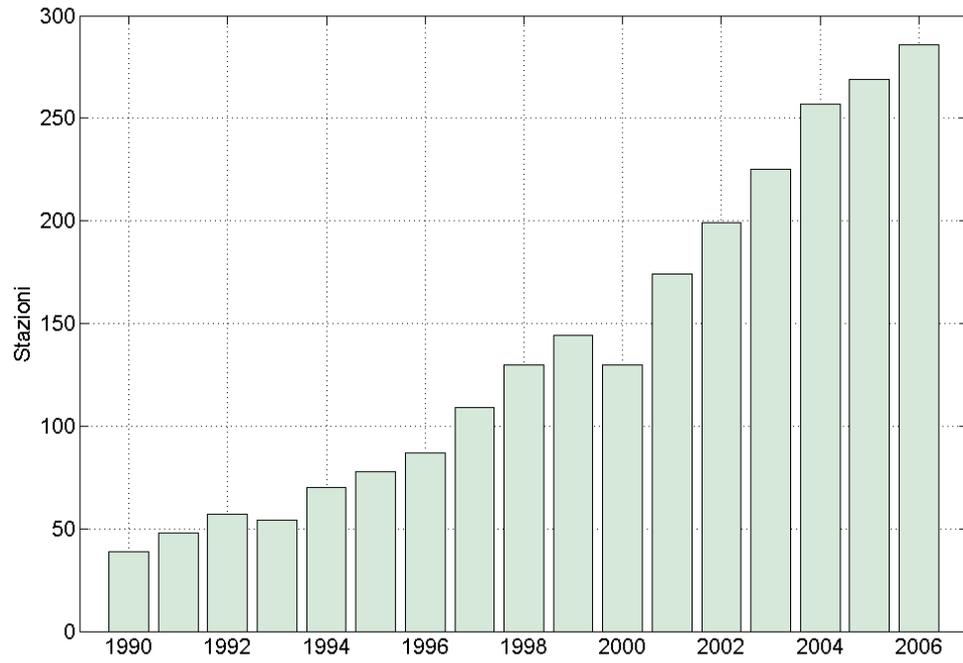


Figura 1-7: Variazione della numerosità di stazioni pluviometriche gestite da Arpa Piemonte utilizzate per la determinazione della precipitazione totale annua (1990-2006).

2 Il kriging ordinario

Le precipitazioni sono fenomeni naturali che si sviluppano su base spaziale e come tali possono essere studiate per mezzo della geostatistica. Come per molte altre grandezze utilizzate nell'idrologia, infatti, la variabilità spaziale delle precipitazioni non è puramente casuale ed in essa è spesso rintracciabile una sorta di struttura, esemplificabile nella varianza empirica.

Considerato un campionamento della precipitazione P , misurato in una stazione pluviometrica ubicata in un generico punto x di coordinate (N, E), si definisce Variabile Regionalizzata, VR , la funzione numerica $P(x)$ che rappresenta la precipitazione nei punti del dominio.

Si consideri ora un coppia di punti appartenenti al dominio distanti h , ubicati in x e $x+h$, in cui la variabile regionalizzata assuma rispettivamente i valori $P(x)$ e $P(x+h)$, e si immagini di ripetere il campionamento facendo assumere al primo punto n posizioni x_i ottenendo altrettante coppie di valori $P(x_i)$ e $P(x_i+h)$. Il legame esistente tra i valori $P(x_i)$ e $P(x_i+h)$ è espresso dalla covarianza empirica:

$$S_{x,x+h} = \frac{\sum_{i=1}^n P(x_i)P(x_i+h)}{n} - \sum_{i=1}^n P(x_i) \sum_{i=1}^n \frac{P(x_i+h)}{n} / n. \quad (2.1)$$

Grazie a questa proprietà, formulando un opportuno modello geostatistico, è possibile utilizzare una serie di osservazioni per stimare il valore che la precipitazione stessa assume in tutti gli altri punti del dominio.

La caratterizzazione della variabilità spaziale della precipitazione avviene attraverso il variogramma campionario, che esprime la semivarianza di una variabile regionalizzata $P(x)$ in due punti x_0 e x_0+h :

$$\gamma(x_0, h) = \frac{1}{2} \text{Var}\{[P(x_0 + h)] - P(x_0)\}. \quad (2.2)$$

Utilizzando le informazioni relative alle precipitazioni misurate all'interno del dominio di studio è possibile determinare un variogramma campionario in funzione di diverse distanze h ; nel caso di una variabile regionalizzata, rappresentabile da una funzione aleatoria stazionaria, esso assume generalmente un andamento simile a quanto riportato in Figura 2-1. In esso si riconosce un andamento crescente che, pur con delle fluttuazioni, si attesta nell'intorno di un valore che rimane poi costante, circa coincidente con la varianza empirica. Tuttavia è bene considerare che alcuni fenomeni naturali possono inglobare, all'interno della correlazione spaziale, anche altri processi di dipendenza. Questo è il caso, ad esempio, della precipitazione totale annua, caratterizzata da un trend crescente rispetto alla quota. A meno di non considerare l'opportunità di utilizzare altri algoritmi di kriging (i.e., kriging con deriva, cokriging), per l'applicazione del kriging ordinario è necessario identificare ed eliminare le

possibili dipendenze che la variabile regionalizzata presenta in funzione di grandezze diverse dalla posizione (Philips, Dolph e Marks 1992) .

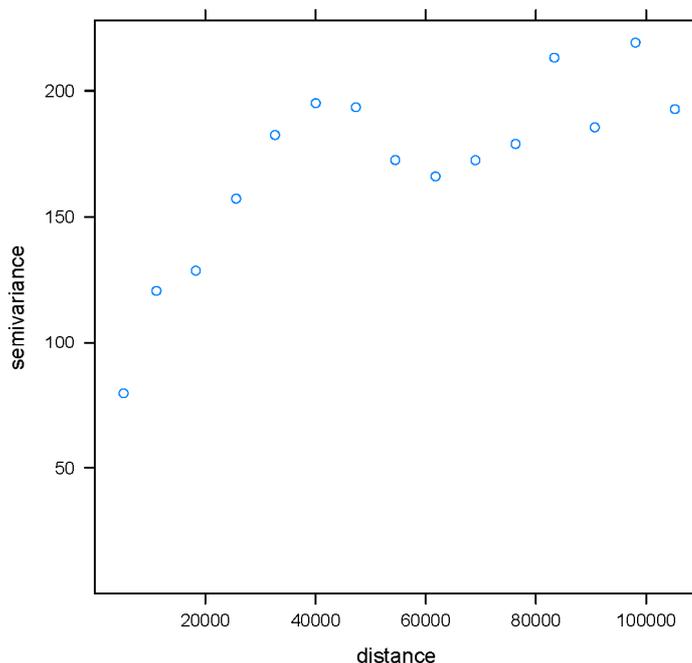


Figura 2-1: esempio di variogramma campionario relativo alla massima precipitazione per durata pari a 1ora (2001)

Definito il variogramma sperimentale è necessario trasformarlo in una funzione analitica, definita spesso come variogramma modello o variogramma teorico, il quale fornisce un valore di $\gamma(h)$ di una qualsiasi coppia di punti appartenenti al dominio di studio, consentendo quindi la spazializzazione della variabile regionalizzata considerata. Nel variogramma modello si identificano alcune caratteristiche fondamentali, rappresentate in Figura 2-2, che sono:

- Nugget: descrive la variabilità casuale dei dati campionari e rappresenta il valore di semivarianza per una distanza h nulla;
- Sill: esprime il massimo valore della semivarianza quando si raggiunge la stazionarietà;
- Range: massima distanza per la quale si osserva la presenza di correlazione tra semivarianza ed intervalli di distanza.

Le fasi necessarie per l'applicazione del kriging ordinario possono quindi riassumersi in:

- ricerca di eventuali relazioni regressive tra la variabile da regionalizzare ed eventuali descrittori (i.e., quota);
- calcolo del variogramma campionario;
- determinazione del variogramma modello;
- definizione della griglia di interpolazione del dominio di studio;
- calcolo dei valori della variabile regionalizzata per ogni punto appartenente al dominio.

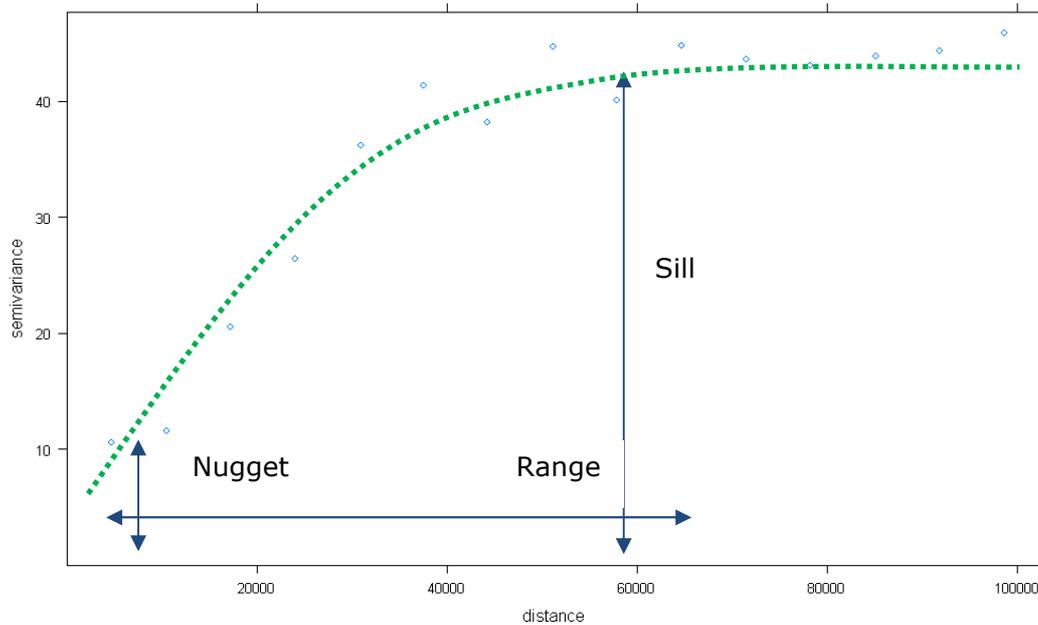


Figura 2-2: elementi caratteristici di un variogramma

2.1 Determinazione del trend tra quota e precipitazione

La regione di studio comprende un territorio dall'orografia assai eterogenea, con quote minime dell'ordine di pochi metri sul livello del mare e massime che superano i 4000 m s.l.m. In considerazione della dipendenza che molti parametri climatici esibiscono in relazione all'altimetria, è stato deciso di verificare l'effettiva esistenza ed entità di trend tra le variabili considerate e la quota di riferimento delle stazioni meteorologiche.

L'analisi del trend è stata effettuata attraverso una procedura di interpolazione lineare considerando come variabile indipendente la grandezza:

$$P = \log(\text{quota} + 1), \quad (2.3)$$

che, grazie alla presenza del logaritmo, essendo la distribuzione delle stazioni meteorologiche rispetto alla quota non uniforme, consente di limitare il maggior peso che l'interpolazione lineare andrebbe altrimenti ad attribuire alle stazioni collocate a basse quote. I trend sono stati considerati significati nell'ipotesi che il test T di Student compiuto sul coefficiente angolare della retta di regressione risultasse superato per un livello di significatività $\alpha=0.05$.

L'eliminazione del trend esistente tra la quota della stazione rappresenta un passo imprescindibile per l'applicazione del kriging ordinario, che si basa sull'ipotesi di stazionarietà dei dati. Inoltre, l'uso dell'informazione topografica consente di compensare la mancanza di informazioni relative alla piccola scala, migliorando la performance del metodo (Prudhomme e Reed 1999). Per eliminare i trend riscontrati nei parametri oggetto di studio, ogni singolo dato è stato riportato ad una quota base pari ad 1 m s.l.m. attraverso le leggi di crescita e

decrescita determinate con la procedura di interpolazione lineare precedentemente descritta (Figura 2-3).

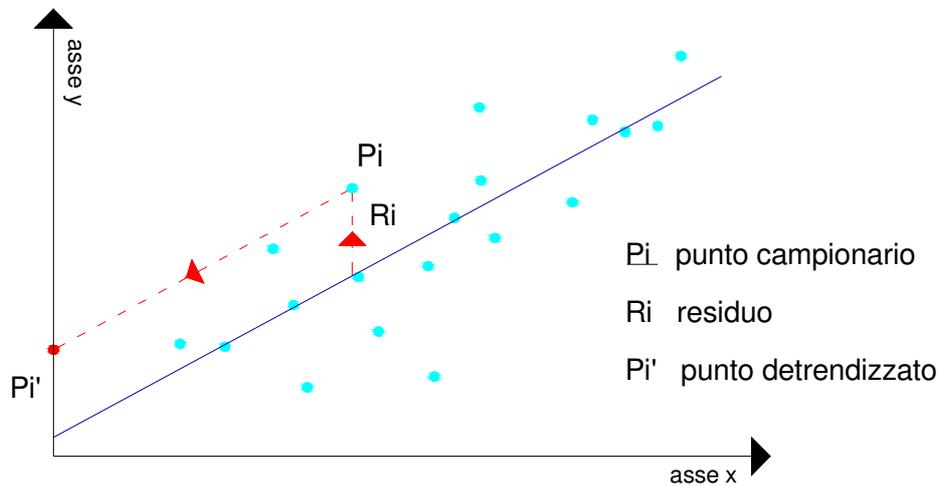


Figura 2-3: Procedura di eliminazione del trend delle variabili

In particolare, è stata applicata la relazione

$$P_{i,quota} = m \cdot \log(quota + 1) + R_i, \quad (2.4)$$

che, assumendo il valore della quota pari a zero, diventa:

$$P_{i,quota=0} = m \cdot \log(1) + R_i = R_i, \quad (2.5)$$

dove $P_{i,quota=0}$ rappresenta il dato detrendizzato, m il coefficiente angolare della retta di interpolazione lineare ed R_i il residuo della stessa.

I parametri delle rette di regressione ottenute per la variabili considerate sono riportati in Tabella 1.

In Figura 2-4 è rappresentato il trend di segno positivo riscontrato tra la precipitazione totale annua e la quota delle stazioni. Si osservi come siano stati considerati tutti i valori registrati in tutte le stazioni per tutti gli anni contemporaneamente. Tale scelta procedurale, mantenuta per tutte le variabili di precipitazioni considerate, è motivata dal fatto che le relazioni di dipendenza tra la precipitazione e la quota sono invariante nel tempo.

	M	Int	R ² _{adj}
P_{d=1h}	-3.75*	49.58	0.05
P_{d=3h}	-2.64*	55.96	0.01
P_{d=6h}	-0.39	55.14	2.13e-5
P_{d=12h}	3.28*	51.25	0.04
P_{d=24h}	7.98*	48.14	0.01
P_{tot annua}	87.12*	634.18	0.02

Tabella 1: parametri delle regressioni identificate tra precipitazioni e quote

* indica il superamento del test di Student per un livello di significatività $\alpha=0.05$

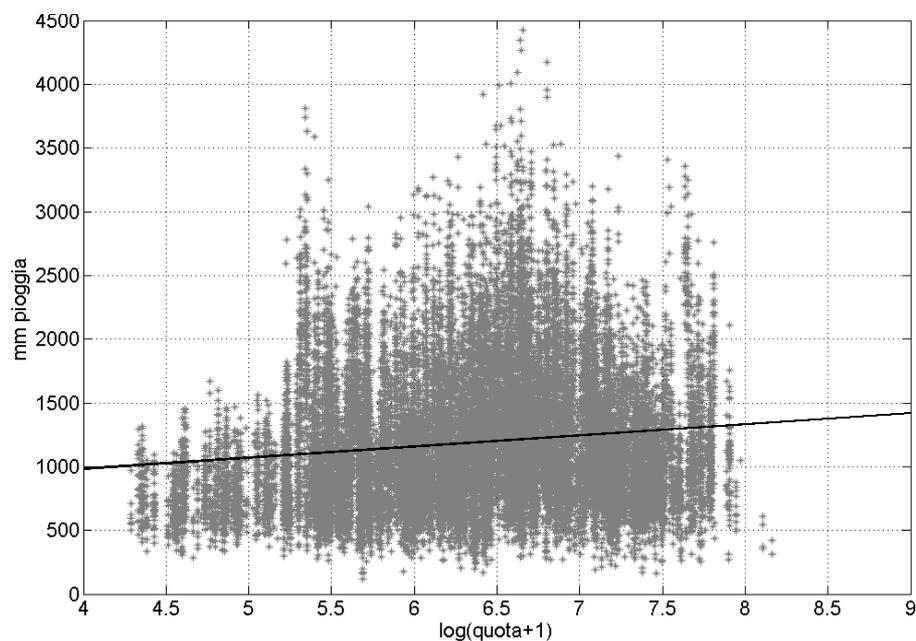


Figura 2-4: Regressione lineare tra precipitazione totale annua e la quota della stazione

Nell'Allegato I sono rappresentati i trend ottenuti rispettivamente per le massime precipitazioni annue di durata pari a 1, 3, 6, 12 e 24 ore. Le precipitazioni massime annue di durata pari a 1 e 3 ore presentano un trend decrescente con la quota, che perde significatività per la durata pari a 6 ore e diventa infine di segno positivo nel caso di durate pari a 12 e 24 ore. Questa variazione nella relazione che lega precipitazioni estreme e quota trova una giustificazione nel diverso tipo di evento precipitativo, principalmente a carattere temporalesco per le brevi durate, e di tipo stratiforme per durate maggiori.

Considerata la mancata significatività della regressione lineare tra quota e massima precipitazione annua per durata pari a 6 ore, in questo caso il trend è stato considerato inesistente e, nella procedura di kriging, sono stati quindi usati direttamente i dati osservati.

2.2 Determinazione del variogramma campionario

Come precedentemente menzionato, il variogramma è un algoritmo geostatistico utilizzato per valutare l'autocorrelazione spaziale dei dati osservati in punti georiferiti e rappresenta la semivarianza dei valori osservati in gruppi di coppie di punti a determinate distanze.

Nonostante la presente applicazione preveda di utilizzare il kriging su base annuale, è stato deciso di ricavare un unico variogramma campionario utilizzando contemporaneamente tutti i dati a disposizione, e quindi la totalità delle serie storiche misurate. Questa scelta deriva dall'impostazione seguita nel presente studio, dove la determinazione dei valori medi di precipitazione viene perseguita a valle della procedura di spazializzazione. In questo senso, l'utilizzo di un variogramma unico per ogni precipitazione caratteristica considerata consente di garantire una certa omogeneità di impianto.

Il variogramma campionario totale è stato ottenuto dall'interpolazione dei variogrammi campionari annuali pesata in base al numero di stazioni attive in ciascun anno. In questo modo è stato possibile dare un peso maggiore agli anni caratterizzati da un elevato numero di stazioni attive, in quanto presumibilmente la maggiore distribuzione spaziale delle stazioni garantisce una migliore descrizione della variabilità spaziale del dato stesso di precipitazione.

Il variogramma campionario relativo alla precipitazione totale annua è riportato in Figura 2-5 mentre i risultati relativi alle massime precipitazioni annue per durate pari a 1, 3, 6, 12 e 24 ore sono riportati in Appendice II.

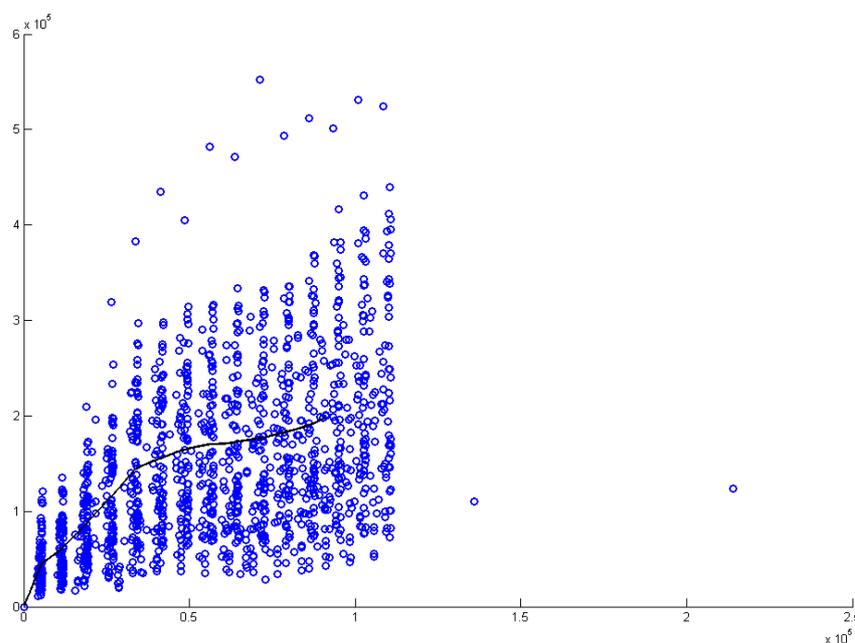


Figura 2-5: Variogramma campionario e sua interpolazione pesata – Precipitazione totale annua

2.3 Determinazione del variogramma modello

Una volta determinata la relazione spaziale sperimentale che lega i dati osservati, è necessario interpolarla attraverso una funzione matematica che la trasformi da discreta a continua. Si tratta di una procedura molto importante in quanto consiste nello scegliere la curva che meglio approssimi i punti campionari e che fornisca i pesi da assegnare alle osservazioni per stimare la variabile in tutto il dominio.

Nel presente lavoro si è scelto di utilizzare come variogramma teorico il variogramma esponenziale:

$$\gamma(h) = c_1 \cdot (1 - e^{-h/c_2}), \quad (2.6)$$

caratterizzato da sill pari a c_1 e da un range infinito. Per avere una misura della distanza entro cui si manifesta la correlazione spaziale dei dati viene tuttavia introdotto un range pratico, stimato in 5 volte il parametro c_2 .

I parametri c_1 e c_2 stimati dall'interpolazione del variogramma campionario al variogramma teorico sono riportati in Tabella 2. In Figura 2-6 è possibile verificare qualitativamente l'adattamento del variogramma teorico al variogramma campionario nel caso della precipitazione totale annua. Per le altre grandezze caratteristiche di precipitazione considerate in questo studio si rimanda all'Appendice III.

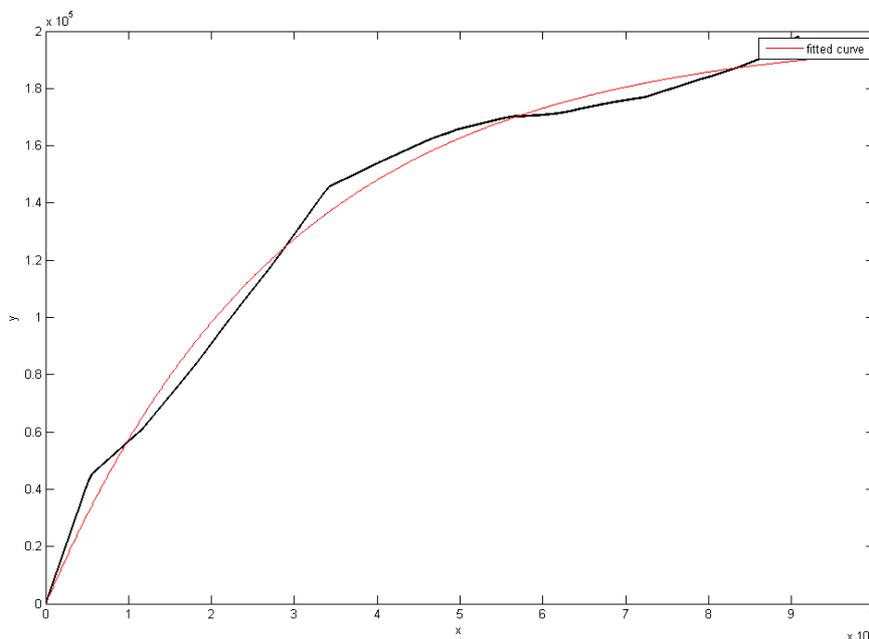


Figura 2-6: Adattamento ai dati del variogramma teorico esponenziale – Precipitazione totale annua

	C ₁	C ₂	range
P_{d=1h}	142	6709	33545
P_{d=3h}	334.7	8798	43990
P_{d=6h}	574.2	10240	51200
P_{d=12h}	1051	11520	57600
P_{d=24h}	2028	13650	68250
P_{tot annua}	198700	29280	146400

Tabella 2: Parametri stimati per la costruzione del variogramma teorico esponenziale

2.4 Definizione della griglia di interpolazione

La griglia di interpolazione, a maglia quadrata e di lato pari a 250 m, si compone di 1334 righe e 945 colonne, e presenta i seguenti vertici, espressi in coordinate cartografiche (fuso 32N) nel sistema di riferimento ED50:

- Nord: 5185458.57 m,
- Sud: 4851958.57 m,
- Est: 54238402 m,
- Ovest: 306134.02 m.

La griglia di interpolazione coincide perfettamente con quella che caratterizza il Modello Digitale del Terreno (DTM) utilizzato per ricavare i valori di elevazione di tutti i punti appartenenti alla griglia, riportato in Figura 2-7.

Si osservi come in corrispondenza dei grandi laghi che interessano la regione alpina occidentale (Lago Maggiore, Lago di Como) la quota associata al DTM è di segno negativo. Pertanto, nelle analisi successive i dati relativi ai laghi saranno schermati.

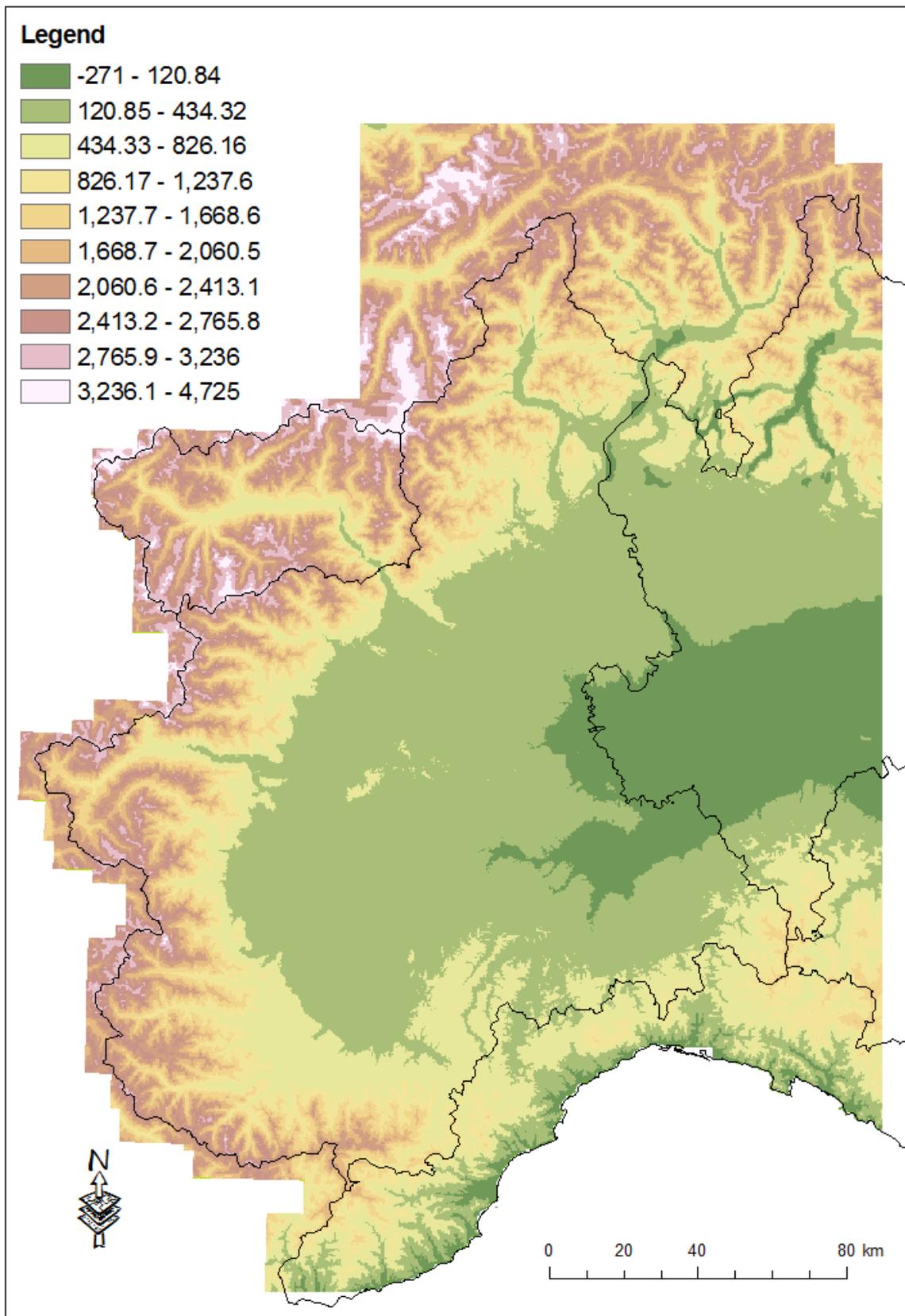


Figura 2-7: Rappresentazione del Modello Digitale del Terreno utilizzato nel presente studio

2.5 Determinazione del valore medio

Dall'applicazione del kriging ordinario si ottiene, per ogni variabile di interesse e per ogni anno di osservazioni, una mappa contenente un valore stimato per ogni punto della griglia, a sua volta associato ad un valore di varianza di stima.

Come precedentemente menzionato, il kriging ordinario è stato applicato alle variabili detrendizzate, con l'eccezione della massima precipitazione annua per durata pari a 6 ore, il cui trend con la quota non è risultato significativo. Successivamente, con una procedura inversa rispetto a quanto rappresentato in Figura 2-3, le variabili di studio sono state ricondotte alla quota reale, ricavata dal DTM rappresentato in Figura 2-7, utilizzando la legge di regressione lineare precedentemente ricavata.

Se la scelta di applicare il kriging ordinario a scala annuale è motivata dalla volontà di considerare il maggior numero possibile di osservazioni, questo comporta anche un maggiore sforzo nell'elaborazione dei risultati. In modo particolare è necessario, data la serie storica di mappe, ottenere un valore medio che possa essere utilizzato per la determinazione delle caratteristiche e dei descrittori statistici delle precipitazioni estreme. A tal fine, nel presente studio sono stati seguiti due approcci differenti:

- la determinazione del valore medio aritmetico tra le mappe;
- la determinazione del valore medio pesato rispetto alla varianza di stima dei vari punti.

In questo caso, il valore medio pesato viene calcolato con la relazione

$$\overline{P_d} = \frac{1}{\sum_{i=1}^n p_i} \sum_{i=1}^n p_i P_{d,i} \quad (2.7)$$

dove:

- $\overline{P_d}$ rappresenta il valore medio di precipitazione relativo a una certa durata, con $d=1, 3, 6, 12, 24$ ore oppure un anno nel caso della precipitazione totale annua;
- n è il numero totale di celle i in cui è suddiviso il dominio di studio, alle quali corrisponde un valore di precipitazione $P_{d,i}$;
- p_i è il peso ottenuto in funzione della varianza di stima s_{i}^2 , associata all' i -esimo valore di precipitazione e all' i -esima cella, secondo l'equazione:

$$p_i = \frac{1}{s_i^2} \quad (2.8)$$

Il secondo approccio appare di maggiormente significativo, in quanto consente di dare un peso maggiore ai valori stimati con una bassa varianza di stima, che corrispondono agli anni per i quali è disponibile un maggior numero di osservazioni.

Per motivi di completezza, negli Allegati IV-IX sono comunque riportati i risultati relativi sia alle medie aritmetiche che alle medie pesate delle variabili regionalizzate di precipitazione, oltre che le differenze riscontrate tra le due e le varianze di stima.

La precipitazione massima annua di durata pari a 1 ora è caratterizzata da valori piuttosto bassi sui rilievi montani, che tendono a crescere nella zona padana settentrionale e raggiungono un massimo nel Piemonte settentrionale in corrispondenza della zona dei laghi.

Incrementando la durata si ha una variazione nello schema spaziale di precipitazione. Alle durate corrispondenti a 3, 6, 12 e 24 ore infatti, pur mantenendosi la condizione di minimo sui rilievi, è possibile riscontrare elevati valori di precipitazione in corrispondenza delle vallate subalpine mentre diventa maggiormente evidente la caratteristica di elevata piovosità che interessa la punta settentrionale del Piemonte ed in particolare la Val d'Ossola e la Valle Sesia.

Le maggiori differenze sistematiche tra le precipitazioni ottenute come medie aritmetiche e come medie pesate si riscontrano principalmente in Valle d'Aosta e nell'Alto Piemonte. Nel primo caso le differenze, di segno negativo, indicano una sovrastima nelle medie aritmetiche che può essere facilmente spiegata analizzando il pattern spaziale della varianza media di stima. Infatti, poiché è stato possibile reperire le misurazioni di precipitazione sul territorio valdostano solo nel periodo 1928-1996, negli anni successivi la varianza di stima associata alla Valle d'Aosta è abbastanza elevata e le stime di pioggia risentono delle elevate precipitazioni presenti sul Piemonte settentrionale. Questo effetto viene eliminato utilizzando la media pesata, che tiene conto dell'elevata varianza di stima assegnando pesi limitati.

In merito invece all'Alto Piemonte si riscontrano differenze di segno positivo, che indicano una sottostima della media aritmetica. Anche in questo caso la spiegazione del fenomeno può essere fatta risalire alla disomogeneità del numero di stazioni attive sulla regione, che presenta una capillare copertura del territorio solo dal 1987 al 2006 grazie alla rete di monitoraggio gestita dal CNR.

Ulteriori differenze si osservano, per durate superiori alle 3 ore, lungo l'arco alpino e nel Basso Piemonte. Qui, nonostante la varianza media di stima presenti valori contenuti, la sua deviazione standard presenta invece valori elevati, indicando quindi una grande variabilità nei pesi associati al calcolo dei valori caratteristici medi di precipitazione.

Per quanto riguarda la precipitazione totale annua, essa presenta invece un andamento almeno parzialmente crescente con la quota. I valori medi minimi sono, infatti, associati alla Pianura Padana mentre spostandosi verso i rilievi alpini si osserva un incremento delle precipitazioni. Ad eccezione di questo comportamento però è bene menzionare la situazione della Valle d'Aosta, la cui precipitazione totale annua assume valori ridotti nonostante le quote caratteristiche della regione, e le importanti precipitazioni caratterizzanti la Val d'Ossola.

3 Descrittori statistici delle precipitazioni estreme

Determinati i valori medi regionalizzati delle massime precipitazioni annue per le durate pari a 1, 3, 6, 12 e 24 ore, è possibile calcolare, per ogni punto del dominio di studio, la curva di probabilità pluviometrica media. Inoltre, allo scopo di caratterizzare statisticamente le piogge estreme, è necessario anche determinare gli indici che consentano, a seconda delle formulazioni probabilistiche adottate, di associare ad un determinato evento un tempo di ritorno.

Allo scopo di fornire gli strumenti necessari alla caratterizzazione di un maggior numero di modelli probabilistici possibile, si è deciso di determinare, per le medie dei massimi annui di precipitazione per durate pari a 1, 3, 6, 12 e 24 ore:

- il coefficiente di variazione, che consente di applicare il metodo della precipitazione indice nell'ipotesi di adottare una distribuzione delle precipitazioni di tipo Gumbel;
- Gli L coefficienti, da utilizzarsi per la stima dei parametri di un qualsivoglia modello probabilistico, con il metodo degli L momenti.

3.1 Determinazione della curva di probabilità pluviometrica media

La curva di probabilità pluviometrica media consente di valutare l'altezza massima di pioggia di assegnata durata che può verificarsi in una determinata zona e viene generalmente espressa per mezzo della formula monomia

$$P = ad^n \quad (3.1)$$

L'altezza di pioggia P è espressa in funzione della durata dell'evento meteorico d a meno di due parametri:

- il coefficiente pluviale orario a , che rappresenta l'altezza media di pioggia caduta in un intervallo di tempo pari ad un'ora;
- l'esponente di invarianza di scala n , che governa l'andamento della curva e l'entità della dipendenza dalla durata della precipitazione.

Per ognuna delle celle che compongono la regione in esame la procedura standard per la stima dei parametri della curva di probabilità pluviometrica consiste nel riportare e interpolare linearmente su un piano bilogarithmico i valori medi della precipitazione in relazione alle varie durate disponibili (Figura 3-1).

Definita la retta di regressione

$$y = m \cdot x + int \quad (3.2)$$

e considerando come si trasforma la formula monomia (3.2) nel piano bilogarithmico:

$$\ln(P) = m \cdot \ln(d) + \text{int} \quad (3.3)$$

i parametri della curva di probabilità pluviometrica si determinano tramite le seguenti relazioni:

$$a = e^{\text{int}} \quad (3.4)$$

$$n = m \quad (3.5)$$

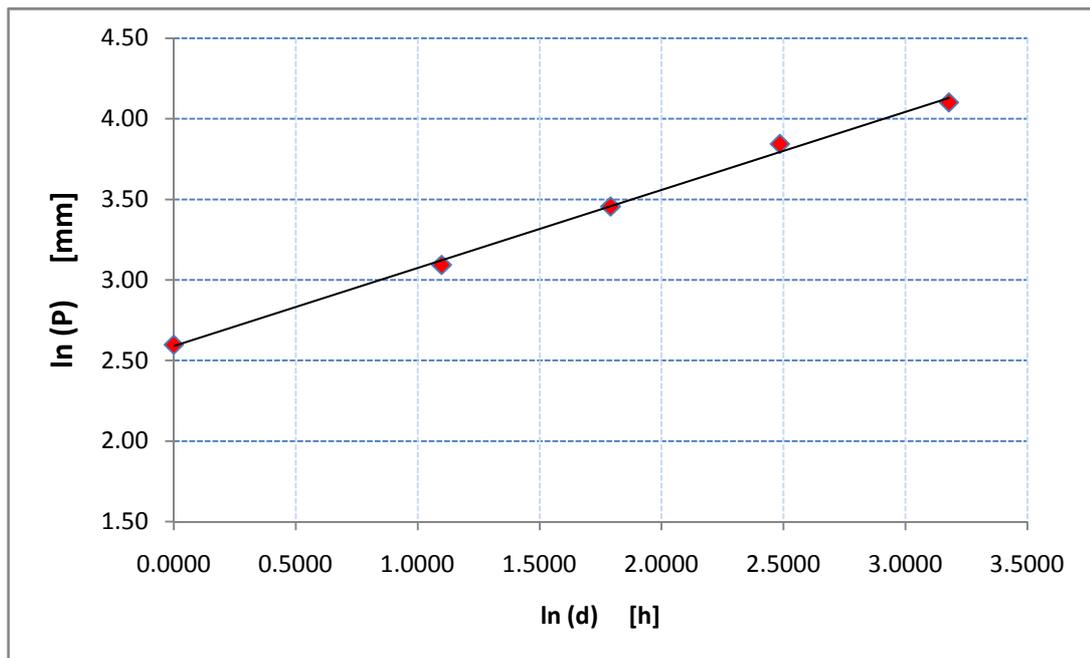


Figura 3-1: Esempio della determinazione dei parametri della curva di possibilità pluviometrica, stazione di Pragelato

La determinazione dei coefficienti della curva di probabilità pluviometrica è stata effettuata considerando sia le medie pesate che le medie aritmetiche delle massime precipitazioni per durate pari a 1, 3, 6, 12 e 24 ore.

Il coefficiente pluviometrico orario a ottenuto dai valori medi pesati di precipitazione è rappresentato in Figura 3-2. Esso presenta un andamento decrescente rispetto alla quota e assume valori minimi e massimi rispettivamente in corrispondenza della Valle d'Aosta e della Val d'Ossola. Comportamento contrario si riscontra invece per l'esponente di invarianza di scala n , rappresentato in Figura 3-3.

Per la consultazione dei risultati ottenuti utilizzando le medie aritmetiche e delle differenze riscontrate tra i due approcci si rimanda all'Allegato X.

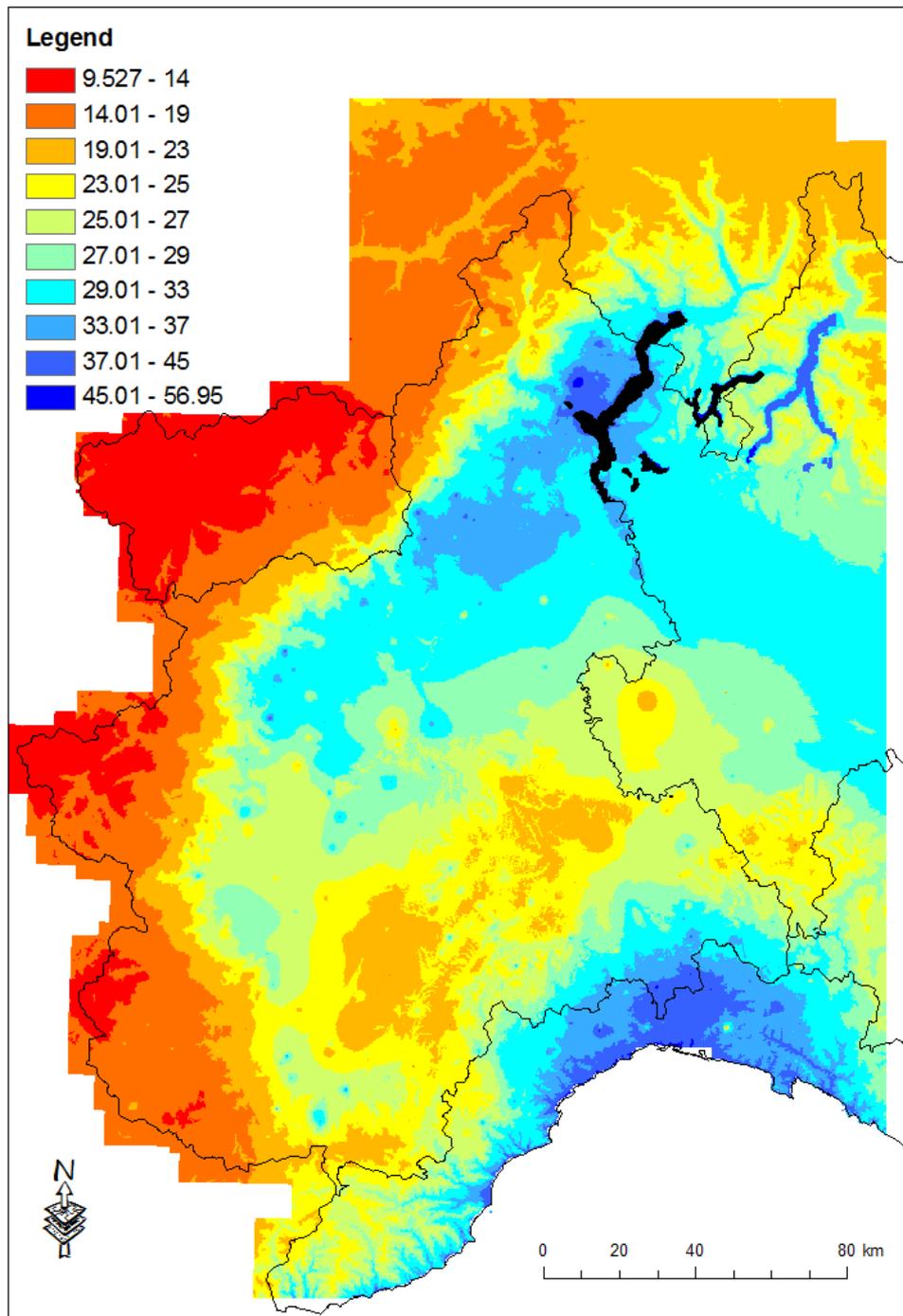


Figura 3-2: Coefficiente pluviale orario a ottenuto dal valore medio pesato della precipitazione massima annuale per durate 1, 3, 6, 12 e 24 ore

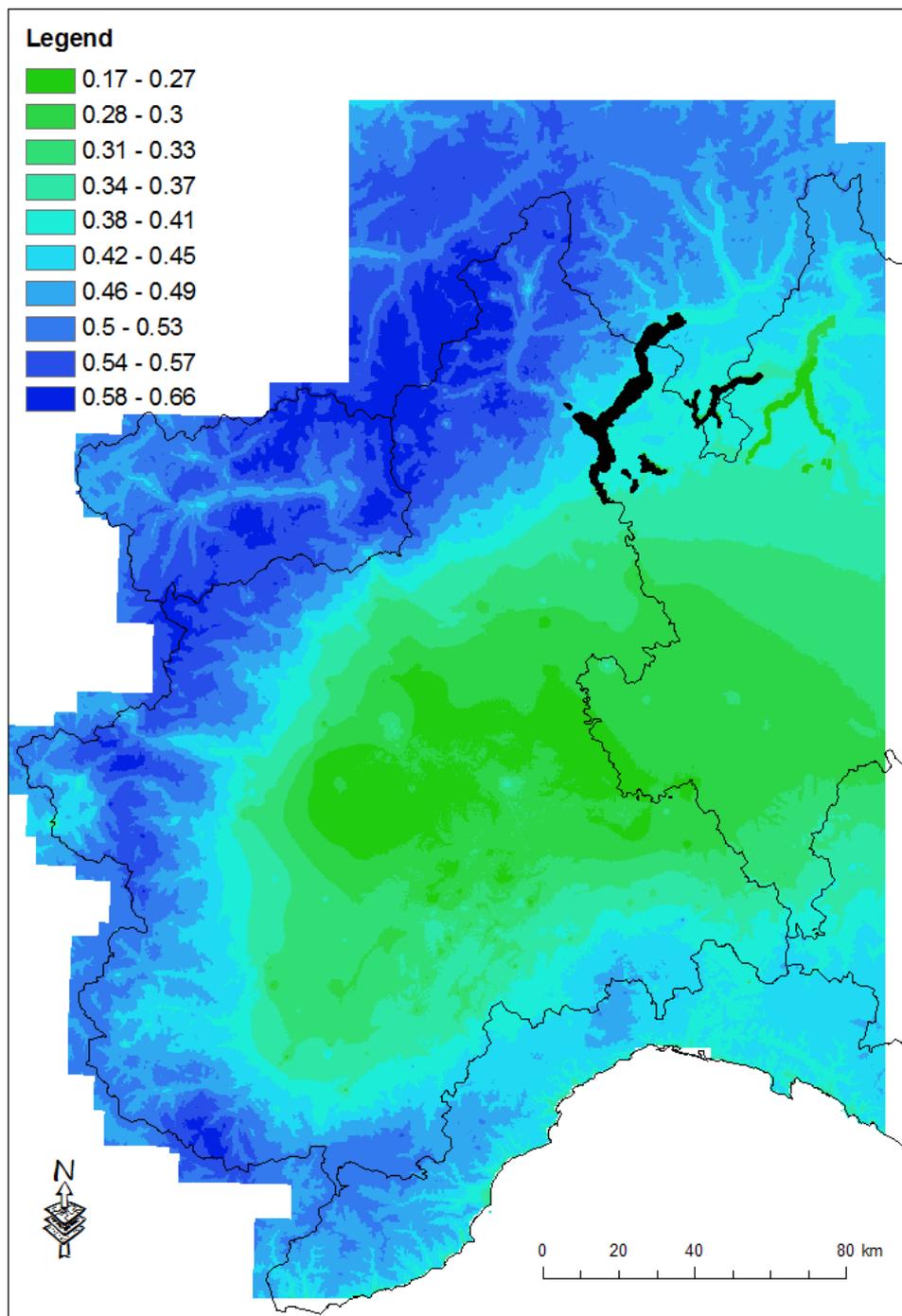


Figura 3-3: Esponente di invarianza di scala n ottenuto dal valore medio pesato della precipitazione massima annuale per durate 1, 3, 6, 12 e 24 ore

3.1.1 Validazione dei risultati

Per validare la procedura di regionalizzazione applicata in questo studio per la determinazione della curva di probabilità pluviometrica media si è ritenuto opportuno confrontare i risultati ottenuti con quelli presentati in ricerche affini, come il progetto VAPI (Figura 3-4).

Il progetto VAPI Piemonte nasce, dapprima in modo informale e in seguito attraverso una convenzione tra la Regione Piemonte ed il Cugri (Consorzio Universitario per la previsione e la prevenzione dei grandi rischi), a seguito di alcune alluvioni del fiume Tanaro, con lo scopo di caratterizzare il rischio idrogeologico nel territorio regionale.

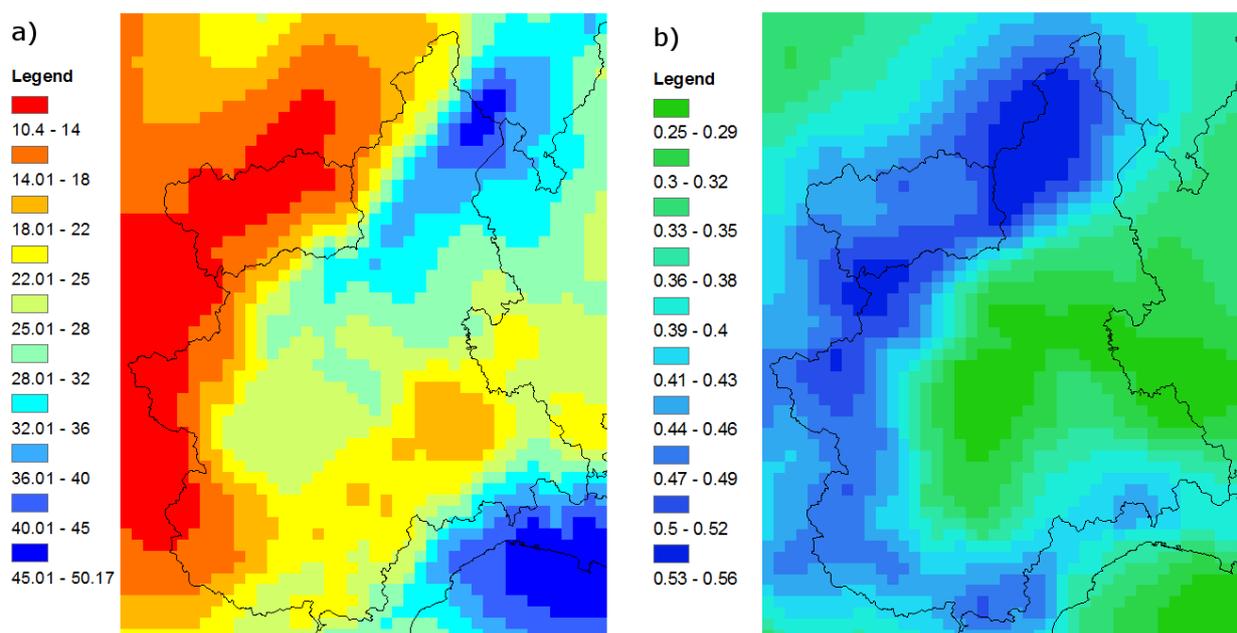


Figura 3-4: mappe dei parametri medi della curva di probabilità pluviometrica come desunti dal Vapi; a) parametro a; b) parametro n.

I risultati della regionalizzazione dei parametri della curva di probabilità pluviometrica desunti dal progetto VAPI appartengono ad una griglia quadrata di lato pari a 5 km proiettata secondo il sistema di riferimento Gauss Boaga. Per permettere il confronto con i valori determinati nel presente studio è stato necessario ricampionarli e riproiettarli in modo da ottenere due griglie omogenee e confrontabili.

Per quanto riguarda il coefficiente pluviale orario a , le stime ottenute dall'attuale studio e dal progetto VAPI sono sostanzialmente in buon accordo, con differenze comprese nell'intervallo $-19.4 \div 15.7$ mm (Figura 3-5). Le principali differenze, di segno negativo, si osservano nel Verbano-Cusio-Ossola e sul territorio ligure, indicando una possibile sottostima nel modello di regionalizzazione proposto. Tuttavia, considerando la maggiore quantità di dati a disposizione in questo studio, che si avvale anche del raddoppio della rete di monitoraggio del CNR, è lecito

aspettarsi che i risultati attuali siano maggiormente rappresentativi del reale andamento delle precipitazioni estreme nell'Alto Piemonte.

Per quanto riguarda invece l'esponente di invarianza di scala n , le differenze tra i due studi appaiono leggermente più marcate (comprese nell'intervallo $-0.13 \div 0.14$) e localizzate, essendo di segno positivo nelle aree montane e di segno positivo sulla Pianura Padana (Figura 3-6).

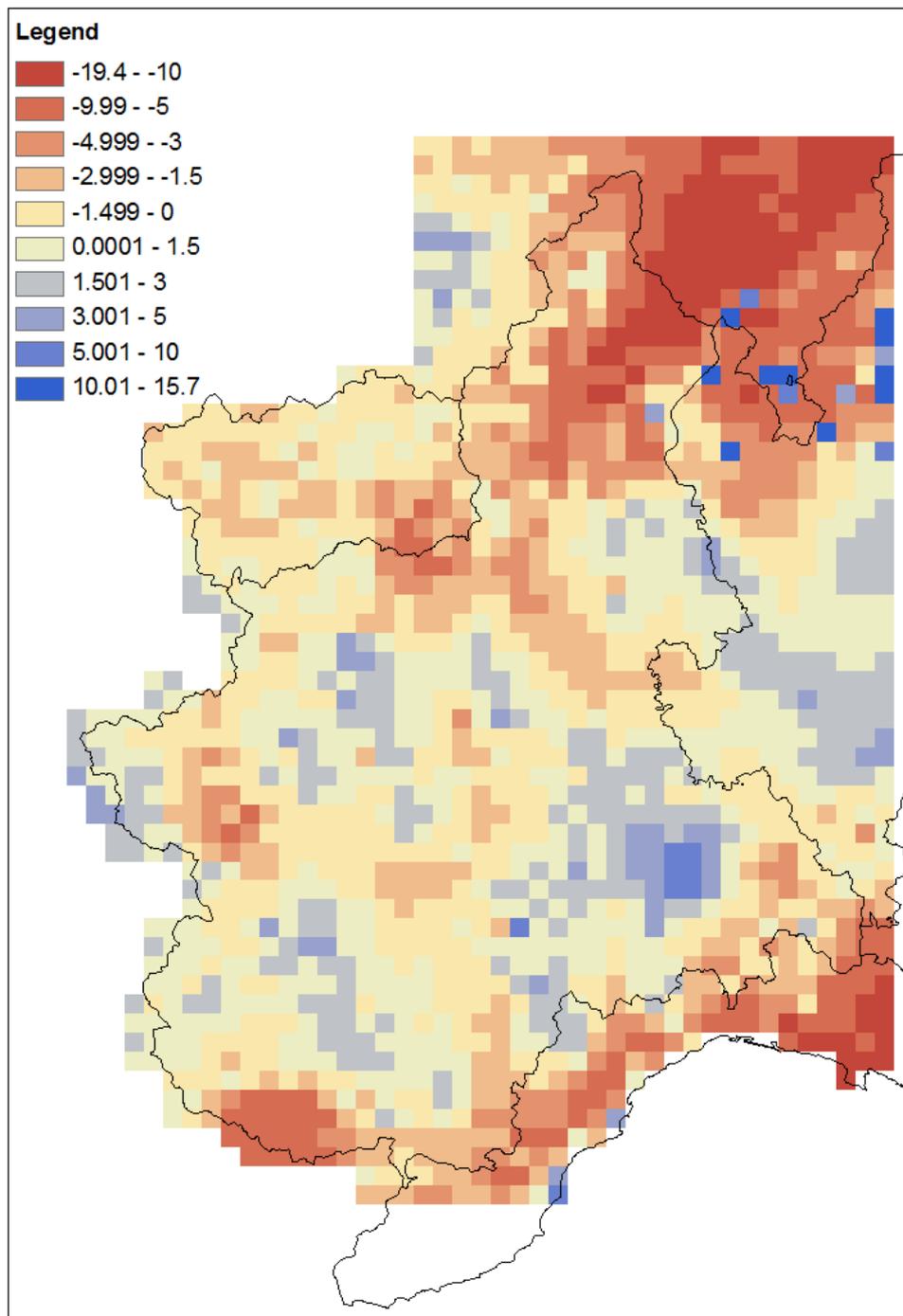


Figura 3-5: Differenza tra il coefficiente pluviale orario a come stimato nel presente studio e nel VAPI

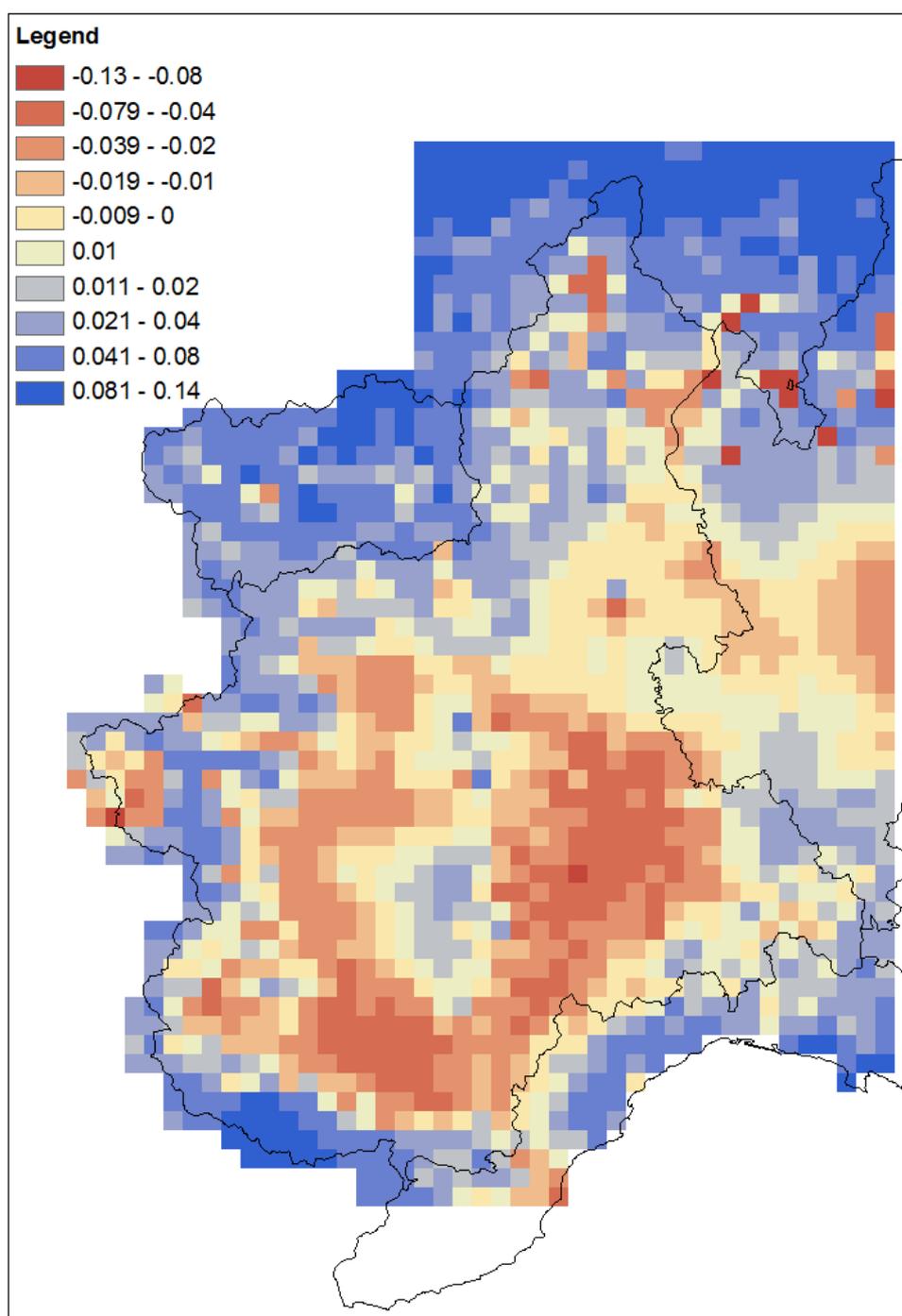


Figura 3-6: Differenza tra l'esponente di invarianza di scala n come stimato nel presente studio e nel VAPI

3.2 Metodo della precipitazione indice

Una delle formulazioni statistiche più utilizzate per la caratterizzazione probabilistica delle precipitazioni estreme è la legge di Gumbel, attraverso la quale è possibile determinare l'altezza di pioggia per una generica durata d associata ad un tempo di ritorno T :

$$P_{d,T} = \theta_1 - \theta_2 \ln \left[-\ln \left(\frac{T-1}{T} \right) \right], \quad (3.6)$$

con θ_1 e θ_2 i due parametri della distribuzione di Gumbel. Nell'ipotesi di utilizzare il metodo dei momenti, tali parametri possono stimarsi, a partire dalla media e dalla varianza campionaria del campione \bar{P}_d e σ_P , per mezzo delle relazioni:

$$\theta_1 = \bar{P}_d - 0.5772\theta_2, \quad (3.7)$$

$$\theta_2 = \frac{\sqrt{6}\sigma_P}{\pi}, \quad (3.8)$$

che, sostituite nell'Eq. 3.6, forniscono l'equazione:

$$P_{d,T} = \bar{P}_d \left\{ 1 - CV \left[0.45 + \frac{\sqrt{6}}{\pi} \ln \ln \left(\frac{T}{T-1} \right) \right] \right\}. \quad (3.9)$$

Si osservi come il valore di progetto $P_{d,T}$ risulti essere il prodotto della precipitazione media \bar{P}_d per un fattore di crescita K_T ,

$$K_T = 1 - CV \left[0.45 + \frac{\sqrt{6}}{\pi} \ln \ln \left(\frac{T}{T-1} \right) \right], \quad (3.10)$$

dipendente esclusivamente dal periodo di ritorno e dal coefficiente di variazione del campione. Assumendo che nel dominio di studio le precipitazioni estreme possano essere descritte dalla legge di Gumbel, è possibile quindi determinare l'altezza di pioggia relativa ad una determinata durata e ad un determinato periodo di ritorno avvalendosi della curva di probabilità pluviometrica media precedentemente determinata e del coefficiente di crescita:

$$P_{d,T} = \bar{P}_d \cdot K_T = ad^n K_T \quad (3.11)$$

Nel presente studio sono stati determinati i coefficienti di variazione delle piogge per ciascuna durata (i.e., 1, 3, 6, 12 e 24 ore), in modo da consentire la determinazione del fattore di crescita per un qualsivoglia periodo di ritorno. In particolare, sono state considerate sia le

precipitazioni medie che le medie pesate. In quest'ultimo caso è necessario utilizzare anche un valore pesato della deviazione standard, σ_p , calcolato secondo l'equazione:

$$\sigma_p = \sqrt{\frac{1}{\sum_{i=1}^n p_i} \sum_{i=1}^n p_i (P_{d,i} - \bar{P}_d)^2}, \quad (3.12)$$

dove $P_{d,i}$ è il valore di pioggia relativo alla durata d in una generica cella i del dominio di studio, \bar{P}_d è il valore medio pesato ottenuto con l'Eq. 2.7 e p_i rappresenta il peso associato alle varie osservazioni, calcolato in funzione della varianza di stima s :

$$p_i = \frac{1}{s_i^4}. \quad (3.13)$$

In Allegato XI sono riportati i risultati ottenuti considerando sia i risultati pesati che i risultati medi e le differenze riscontrate tra i due approcci. In particolare si osserva che, per tutte le durate, il coefficiente di variazione determinato con le serie storiche pesate presenta una maggiore variabilità. Inoltre esso assume valori minori per quanto concerne la Valle d'Aosta, ad indicare la presenza di un'osservazione storica incompleta.

3.3 Altri modelli probabilistici – Stima degli L coefficienti

Sia allo scopo di utilizzare la legge di Gumbel nella sua formulazione standard, sia per garantire la possibilità di scegliere modelli probabilistici differenti, è necessario determinare degli indicatori che consentano di stimare i parametri delle diverse distribuzioni di probabilità adottabili. Nella pratica corrente la stima dei parametri delle distribuzioni avviene attraverso la determinazione dei momenti campionari ordinari ma, come suggerito da (Hosking e Wallis 1997), risulta vantaggioso il ricorso agli L momenti, più robusti in presenza di outliers e meno soggetti a distorsioni di stima.

Gli L momenti sono delle combinazioni lineari dei momenti pesati in probabilità, definiti, per un generico ordine r , dall'equazione:

$$b_r = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(i-1)(i-2)\dots(i-r)}{(n-1)(n-2)\dots(n-r)}, \quad (3.14)$$

essendo n la dimensione del campione e i il numero d'ordine dell'elemento nel campione ordinato in senso crescente.

Determinando con l'Eq. 3.14 i momenti pesati in probabilità di ordine 0, 1, 2 e 3, si possono calcolare gli L momenti:

$$L_1 = b_0, \quad (3.15)$$

$$L_2 = 2b_1 - b_0, \quad (3.16)$$

$$L_3 = 6b_2 - 6b_1 + b_0, \quad (3.17)$$

$$L_4 = 20b_3 - 30b_2 + 12b_1 - b_0. \quad (3.18)$$

Gli L coefficienti, che misurano la forma di una distribuzione indipendentemente dalla scala, sono a loro volta definiti come misure adimensionali ottenute dal rapporto tra L momenti di ordine diverso:

- Coefficiente di L-variazione: $L_{CV} = \frac{L_2}{L_1}; \quad (3.19)$

- Coefficiente di L-asimmetria: $L_{CA} = \frac{L_3}{L_2} \quad (3.20)$

- Coefficiente di L-kurtosis: $L_{KUR} = \frac{L_4}{L_2} \quad (3.21)$

Gli L coefficienti calcolati per le massime precipitazioni medie annue alle diverse durate (d=1, 3, 6, 12 e 24 ore) sono riportati in Allegato XIII.

Bibliografia

Barrett, E. P. «Statistical analysis of precipitation chemistry measurements over the Eastern United States. Part II: kriging analysis of regional patterns and trends.» *Journal of Applied Meteorology*, 1987: 1334-1343.

Bartolini, E., P. Claps, e F. Laio. *Analisi della variabilità spaziale di valori caratteristici delle precipitazioni in Piemonte*. Working Paper 2008-01, Dipartimento di Idraulica, Trasporti e Infrastrutture Civili, Politecnico di Torino, 2008.

Faulkner, D. S., e C. Prudhomme. «Mapping an index of extreme rainfall across the UK.» *Hydrology and Earth System Sciences*, 2, 1999: 183-194.

Hosking, J. R. M., e J. R. Wallis. *Regional frequency analysis: an approach based on L-moments*. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press, 1997.

Kitanidis, P. K. *Introduction to geostatistics, application in hydrogeology*. Cambridge University Press, UK, 1997.

Philips, D. L., J. Dolph, e D. Marks. «A comparison of geostatistical procedures for spatial analysis of precipitation in mountainous terrain.» *Agricultural and Forest Meteorology*, 58, 1992: 119-141.

Prudhomme, C., e D. W. Reed. «Mapping extreme rainfall in a mountainous region using geostatistical techniques: a case study in Scotland.» *International Journal of Climatology*, 19, 1999: 1337-1356.

Tobin, C., L. Nicotina, M. B. Parlange, A. Berne, e A. Rinaldo. «Improved interpolation of meteorological forcings for hydrologic applications in a Swiss Alpine region.» *Journal of Hydrology*, 2011: 77-89.

Allegato I

Risultati dell'analisi del trend

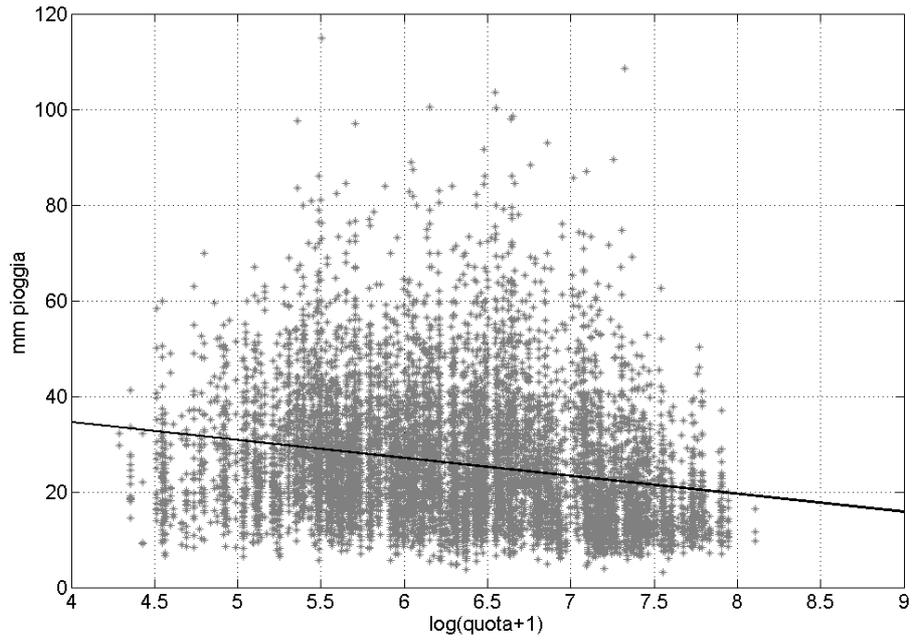


Figura I. 1: Regressione lineare tra precipitazione massima annua di durata pari a 1 ora e quota della stazione

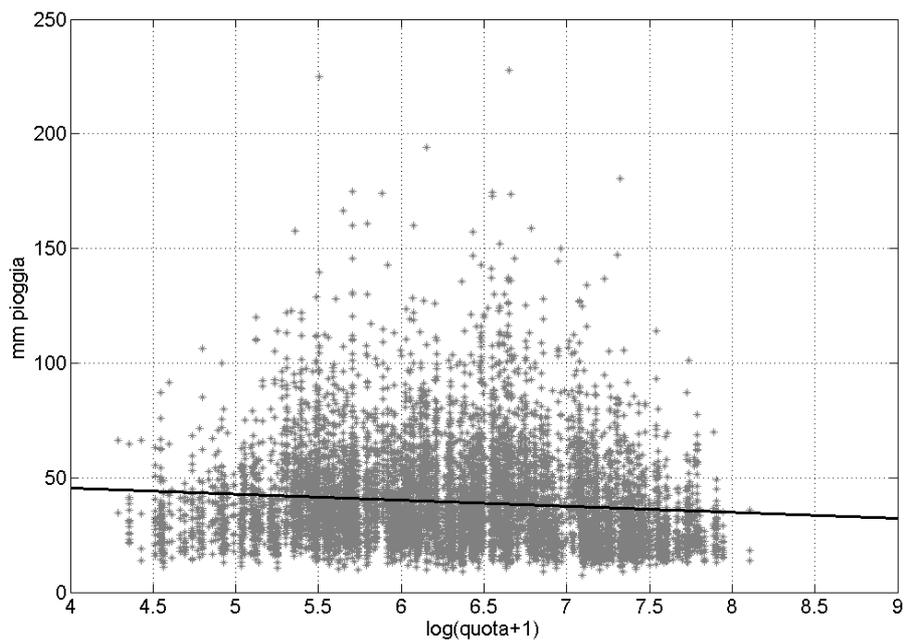


Figura I. 2: Regressione lineare tra precipitazione massima annua di durata pari a 3 ore e quota della stazione

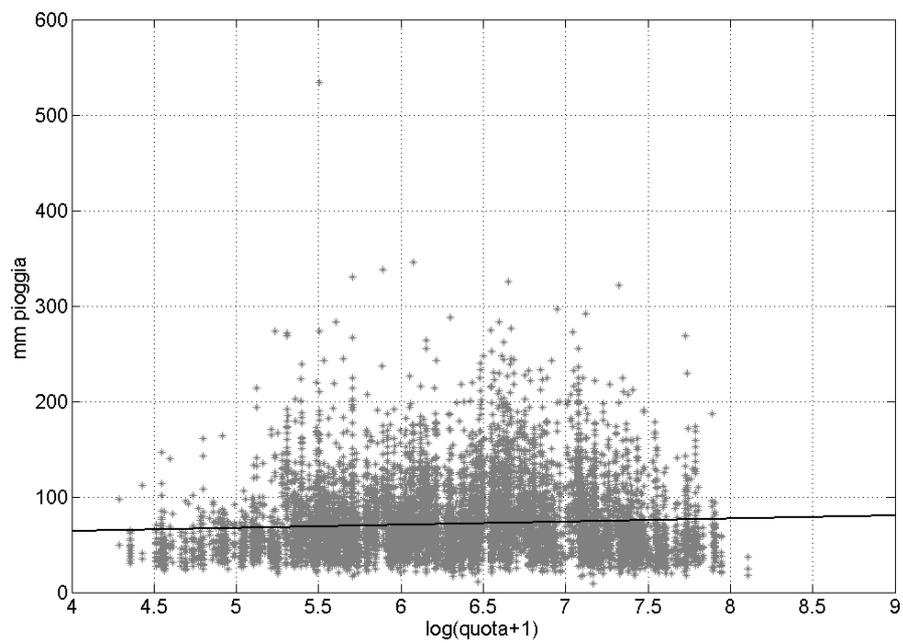
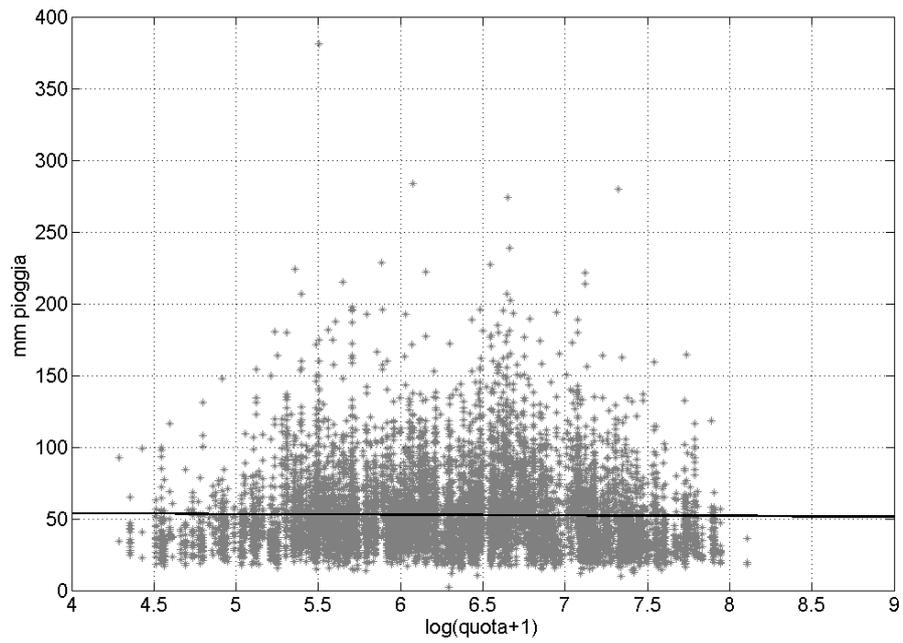


Figura I. 3: Regressione lineare tra precipitazione massima annua di durata pari a 12 ore e quota della stazione

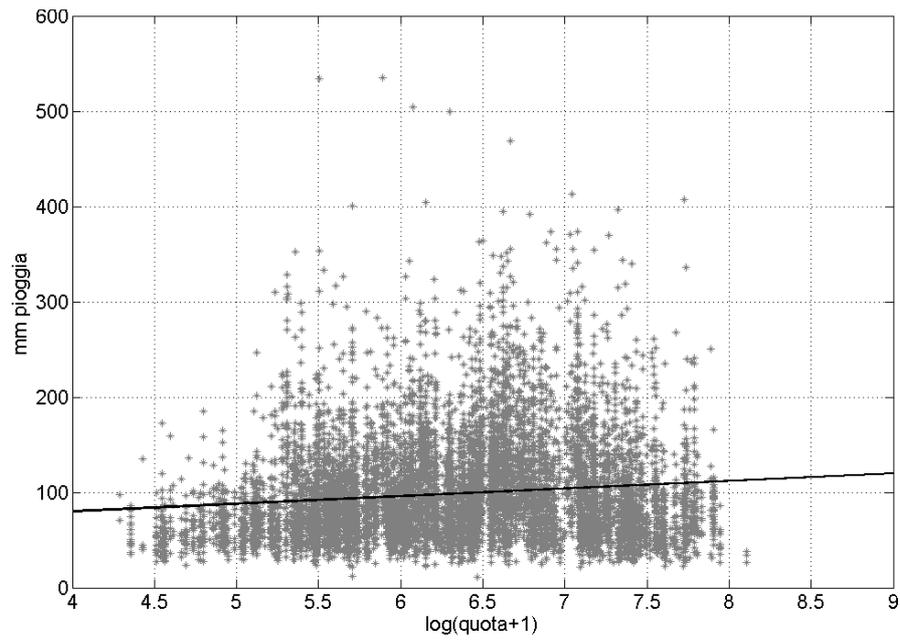


Figura I. 4: Regressione lineare tra precipitazione massima annua di durata pari a 24 ore e quota della stazione

Allegato II

Variogrammi campionari

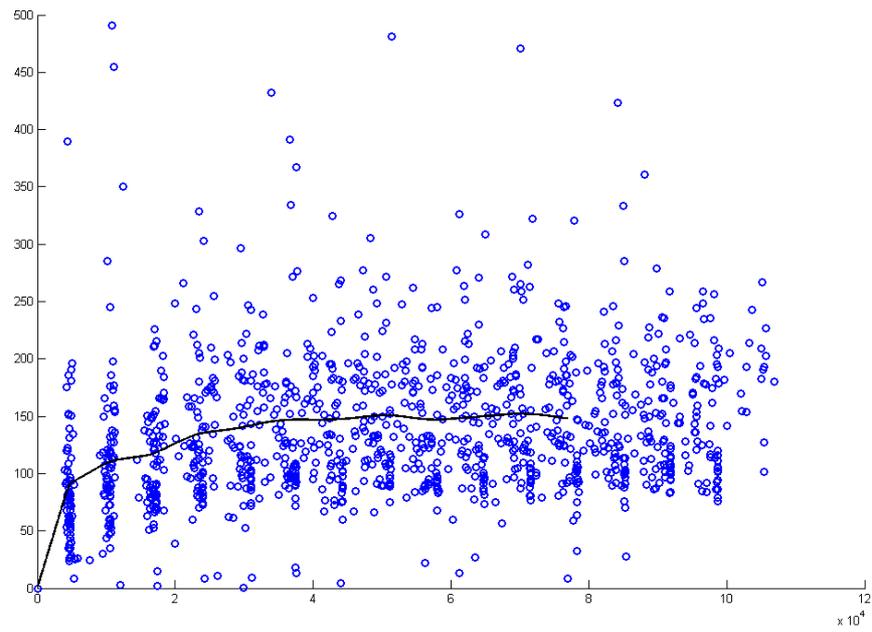


Figura II. 1: Variogramma campionario e sua interpolazione pesata – Massimo annuo di precipitazione per durata pari a 1 ora

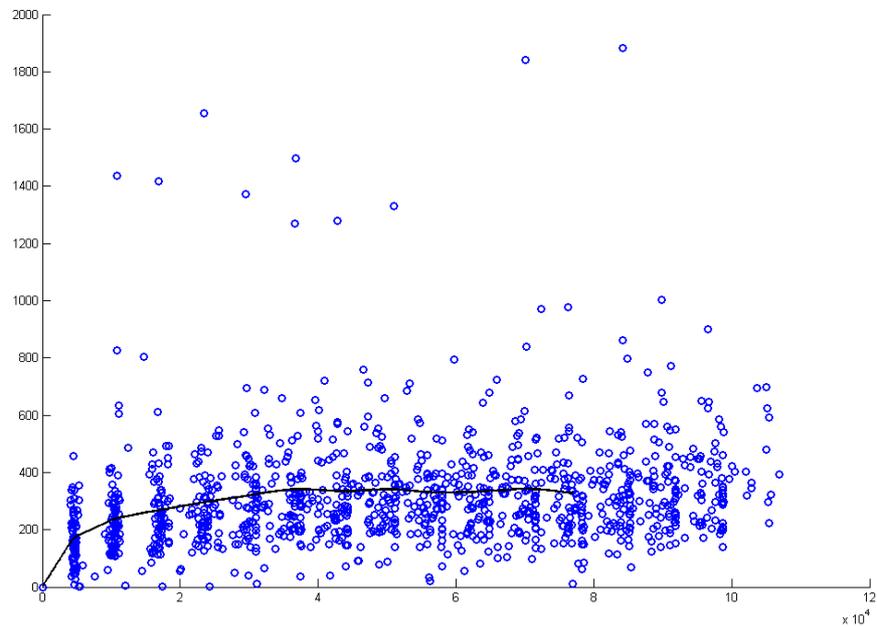


Figura II. 2: Variogramma campionario e sua interpolazione pesata – Massimo annuo di precipitazione per durata pari a 3 ore

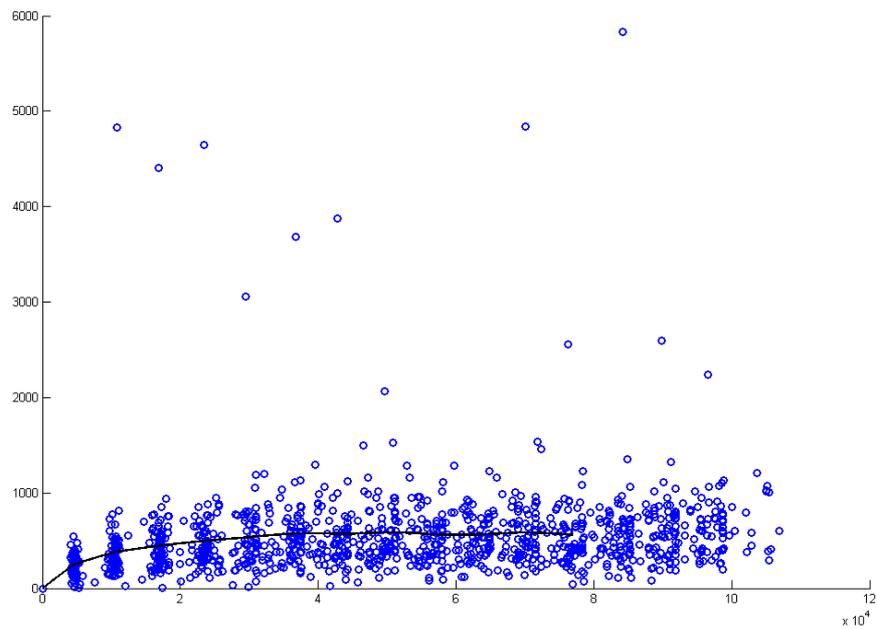


Figura II. 3: Variogramma campionario e sua interpolazione pesata – Massimo annuo di precipitazione per durata pari a 6 ore

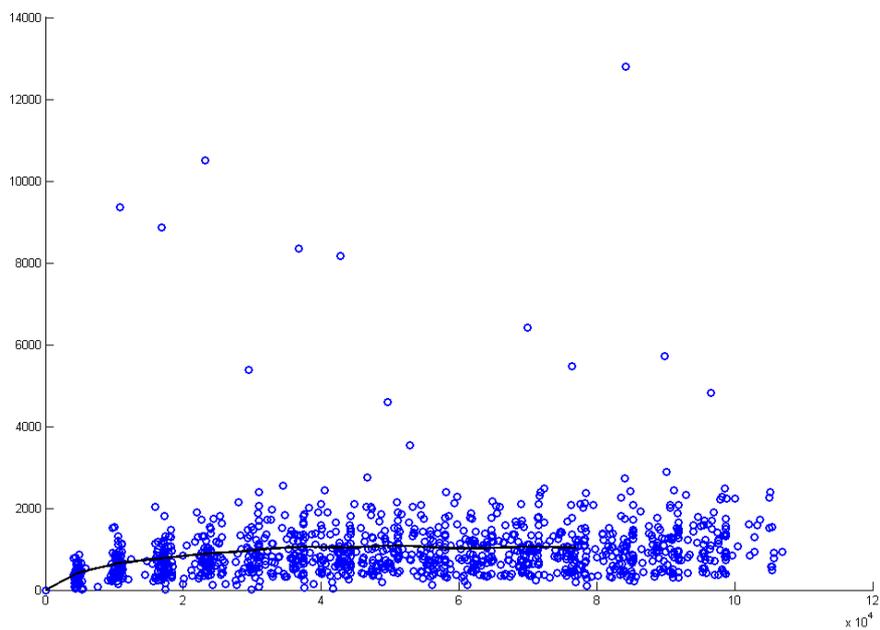


Figura II. 4: Variogramma campionario e sua interpolazione pesata – Massimo annuo di precipitazione per durata pari a 12 ore

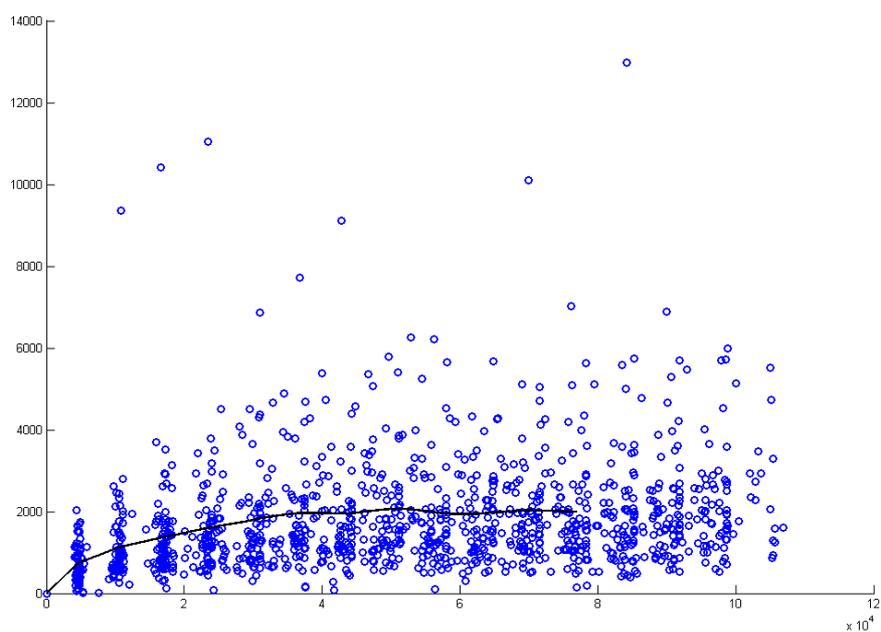


Figura II. 5: Variogramma campionario e sua interpolazione pesata – Massimo annuo di precipitazione per durata pari a 24 ore

Allegato III

Adattamento dei variogrammi teorici

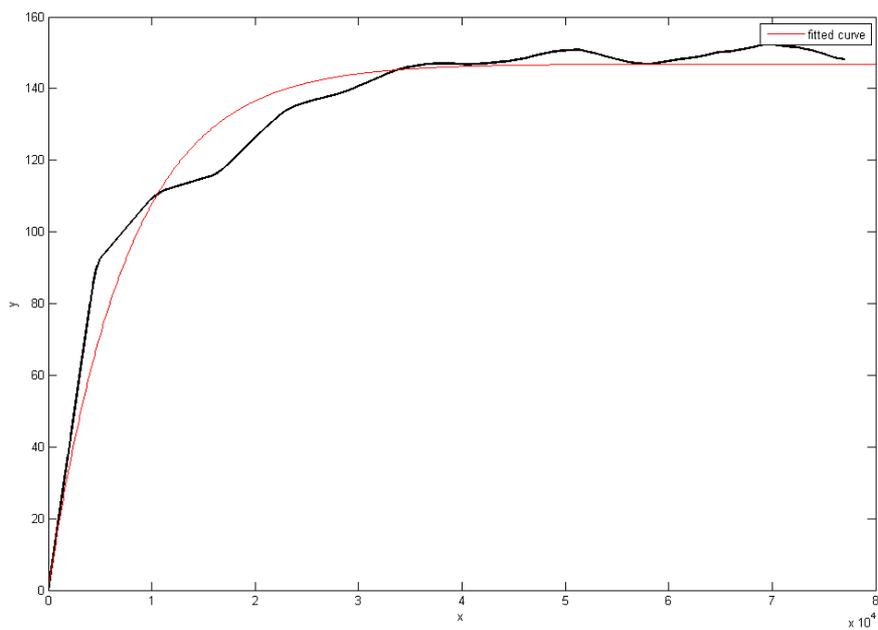


Figura III. 1: Adattamento ai dati del variogramma teorico esponenziale – Massimo annuo di precipitazione per durata pari a 1 ora

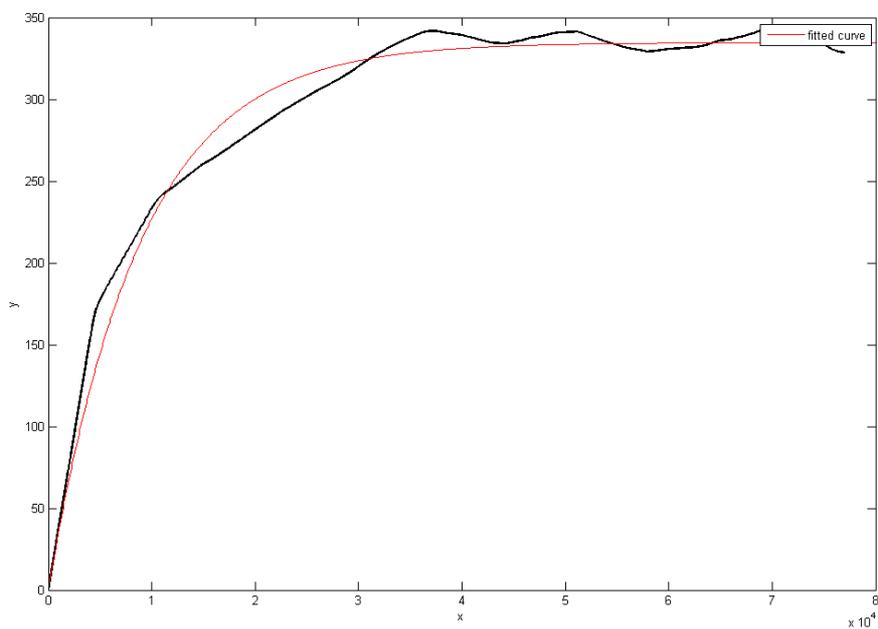


Figura III. 2: Adattamento ai dati del variogramma teorico esponenziale – Massimo annuo di precipitazione per durata pari a 3 ore

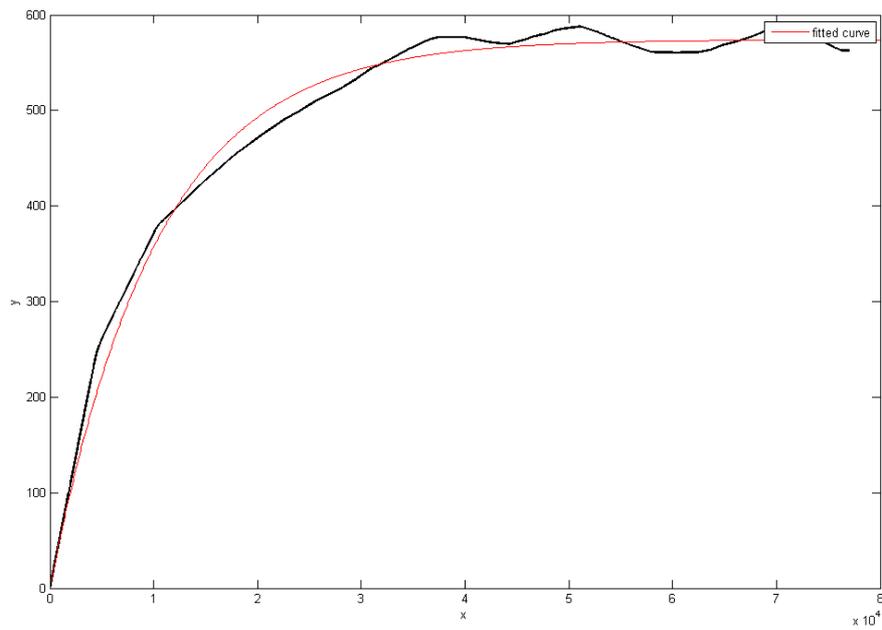


Figura III. 3: Adattamento ai dati del variogramma teorico esponenziale – Massimo annuo di precipitazione per durata pari a 6 ore

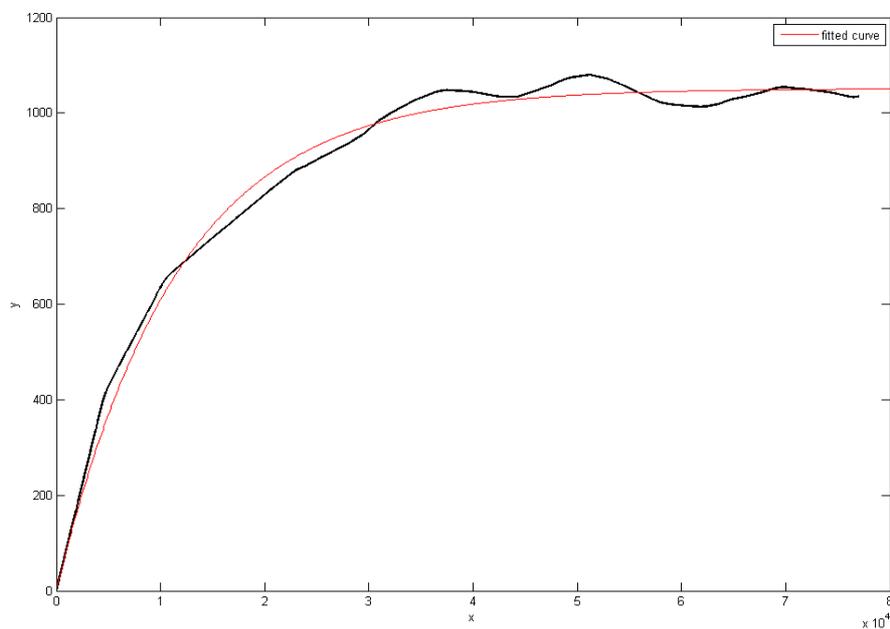


Figura III. 4: Adattamento ai dati del variogramma teorico esponenziale – Massimo annuo di precipitazione per durata pari a 12 ore

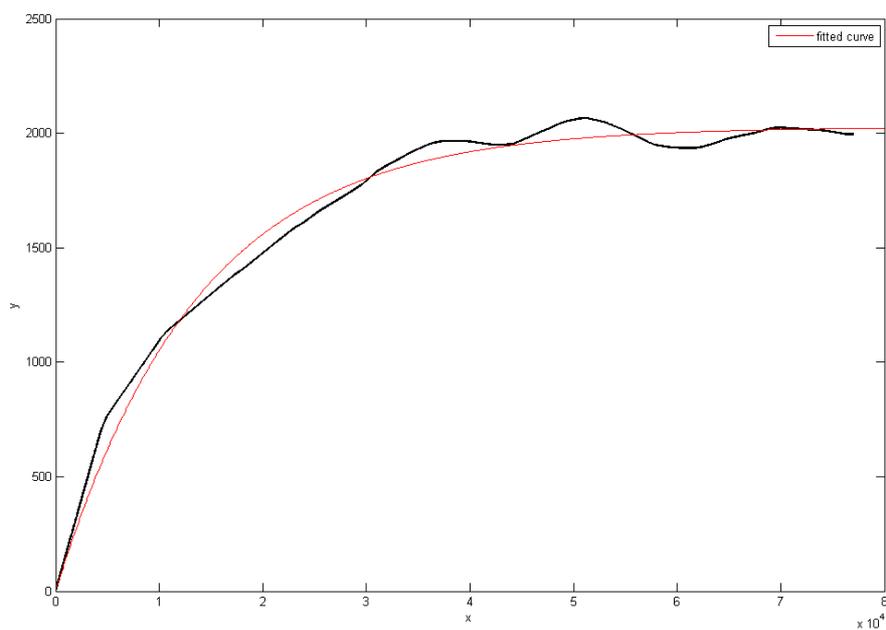


Figura III. 5: Adattamento ai dati del variogramma teorico esponenziale – Massimo annuo di precipitazione per durata pari a 24 ore

Allegato IV

Massimo annuo di precipitazione (d=1 ora)

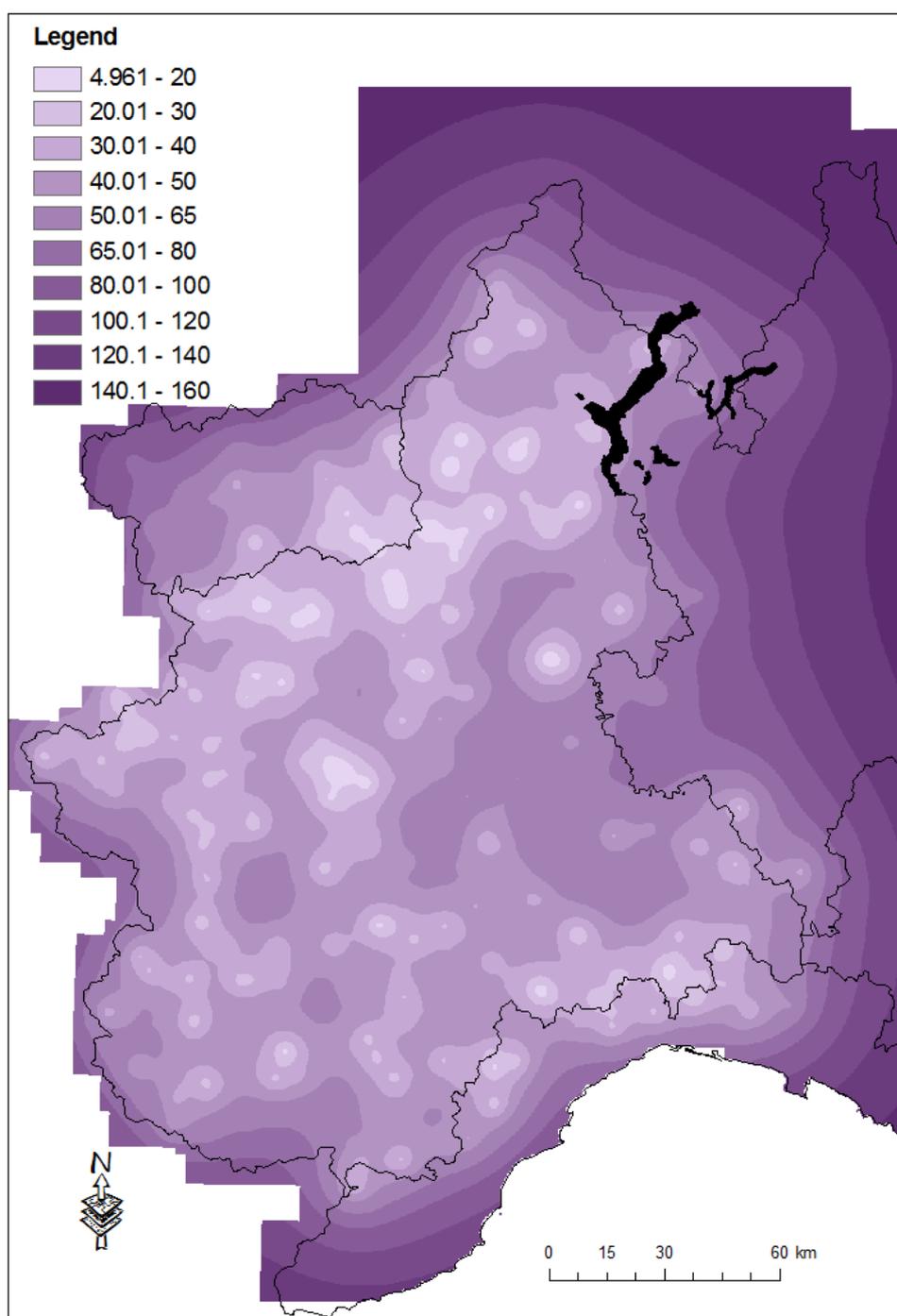


Figura IV. 1: Media aritmetica della varianza di stima ottenuta dal kriging ordinario per la massima precipitazione annua di durata pari a 1 ora

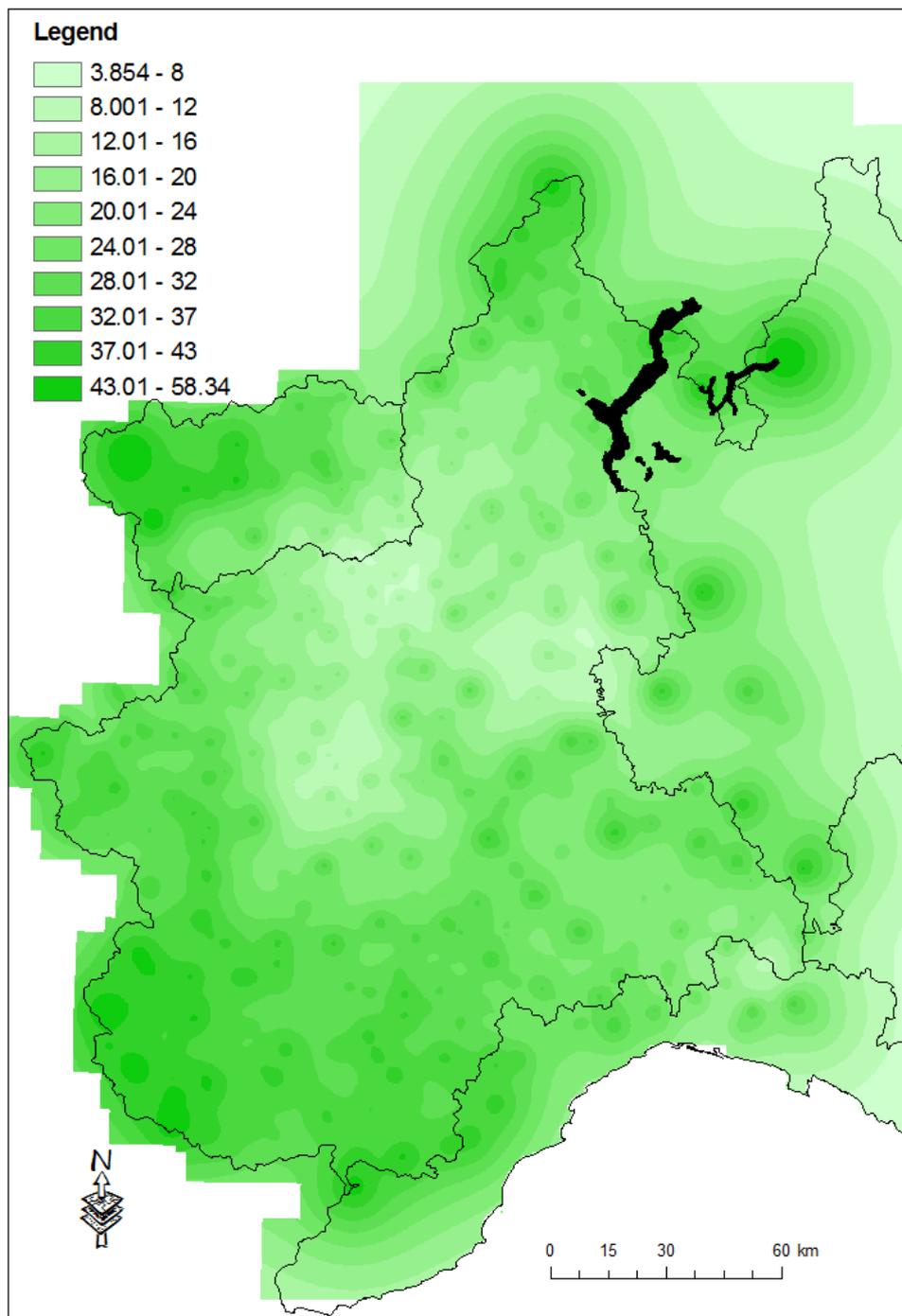


Figura IV. 2: Deviazione standard campionaria della varianza di stima ottenuta dal kriging ordinario per la massima precipitazione annua di durata pari a 1 ora

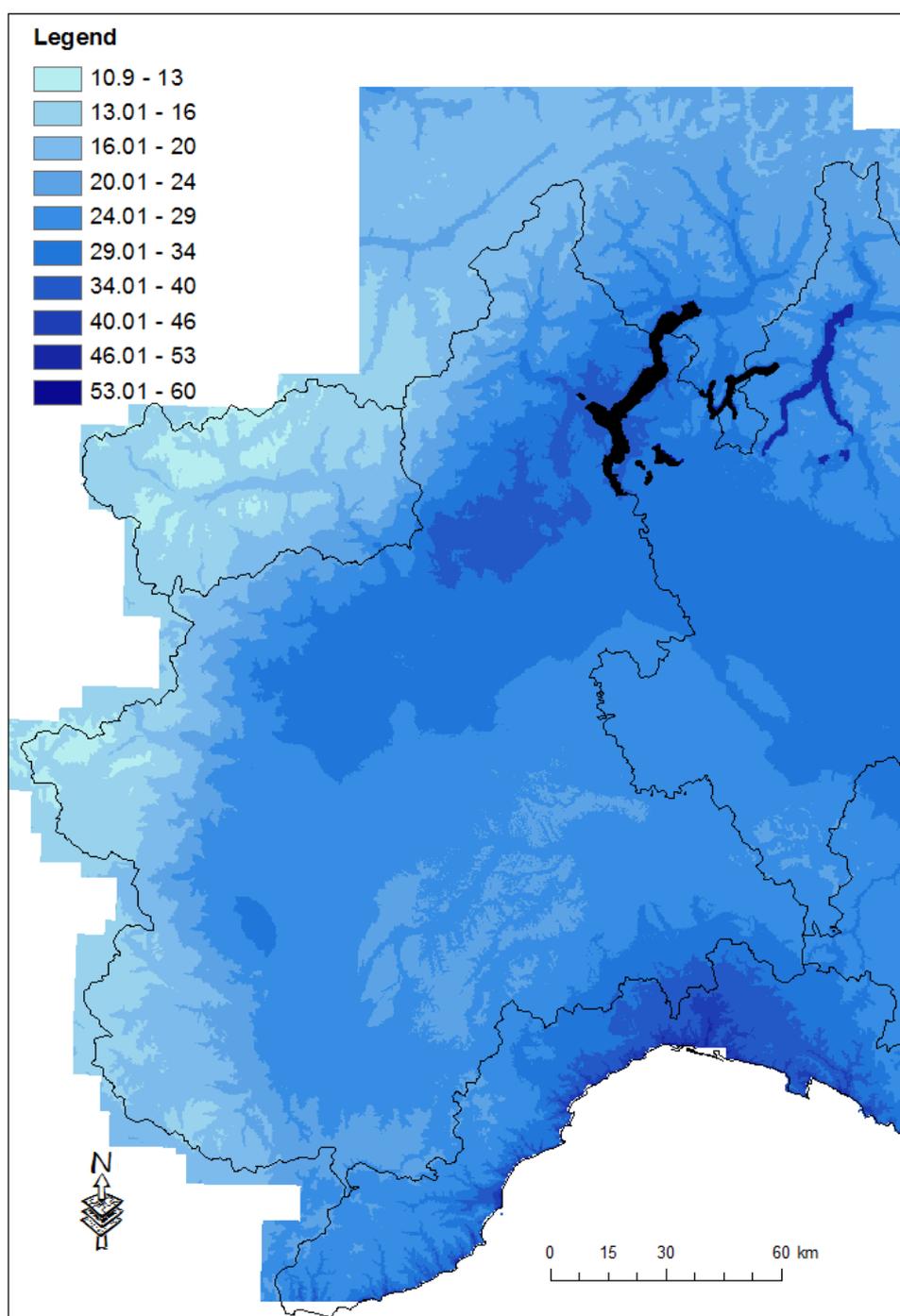


Figura IV. 3: Media aritmetica della massima precipitazione annua per durata pari a 1 ora

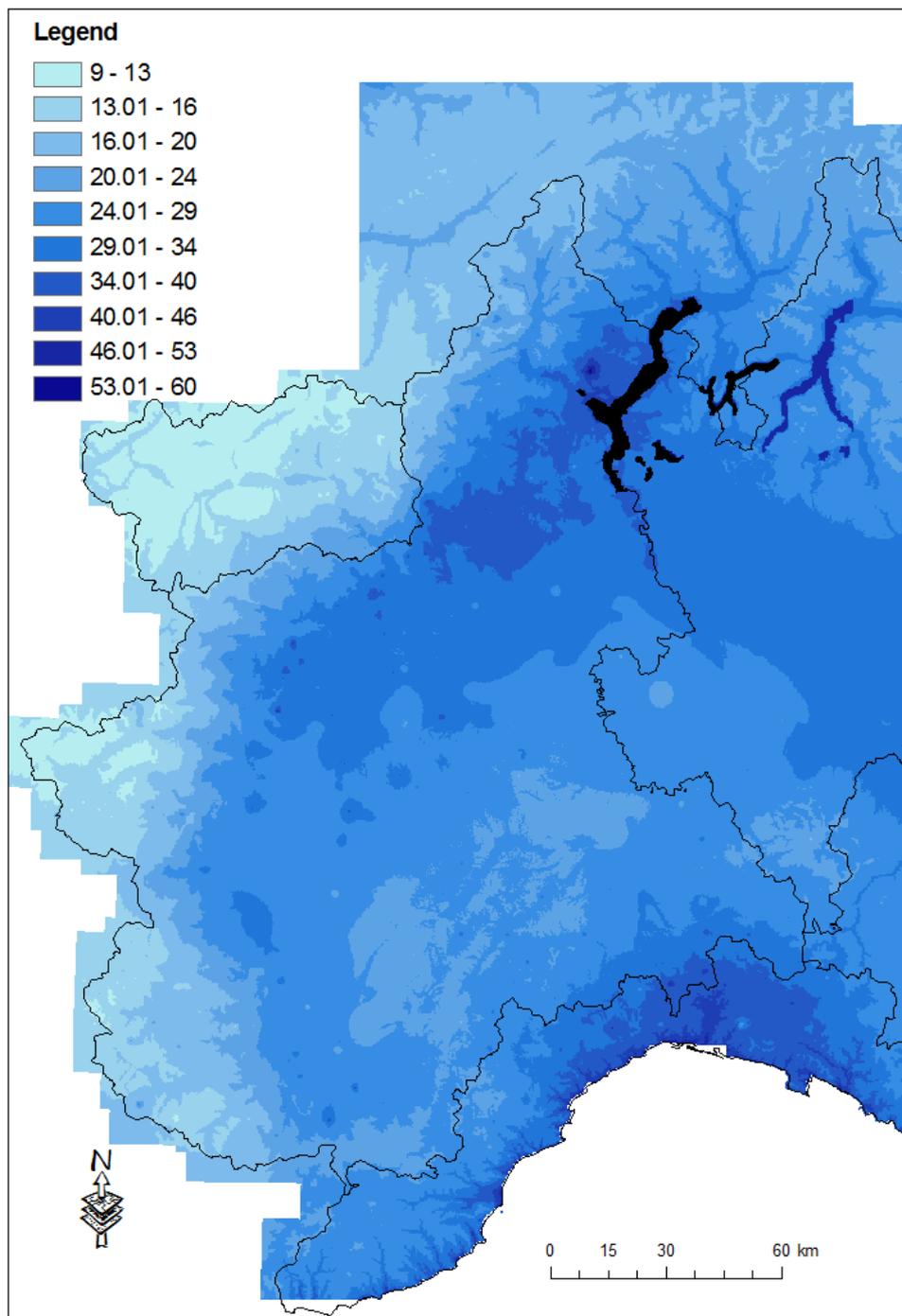


Figura IV. 4: Media pesata rispetto alla varianza di stima della massima precipitazione annua per durata pari a 1 ora

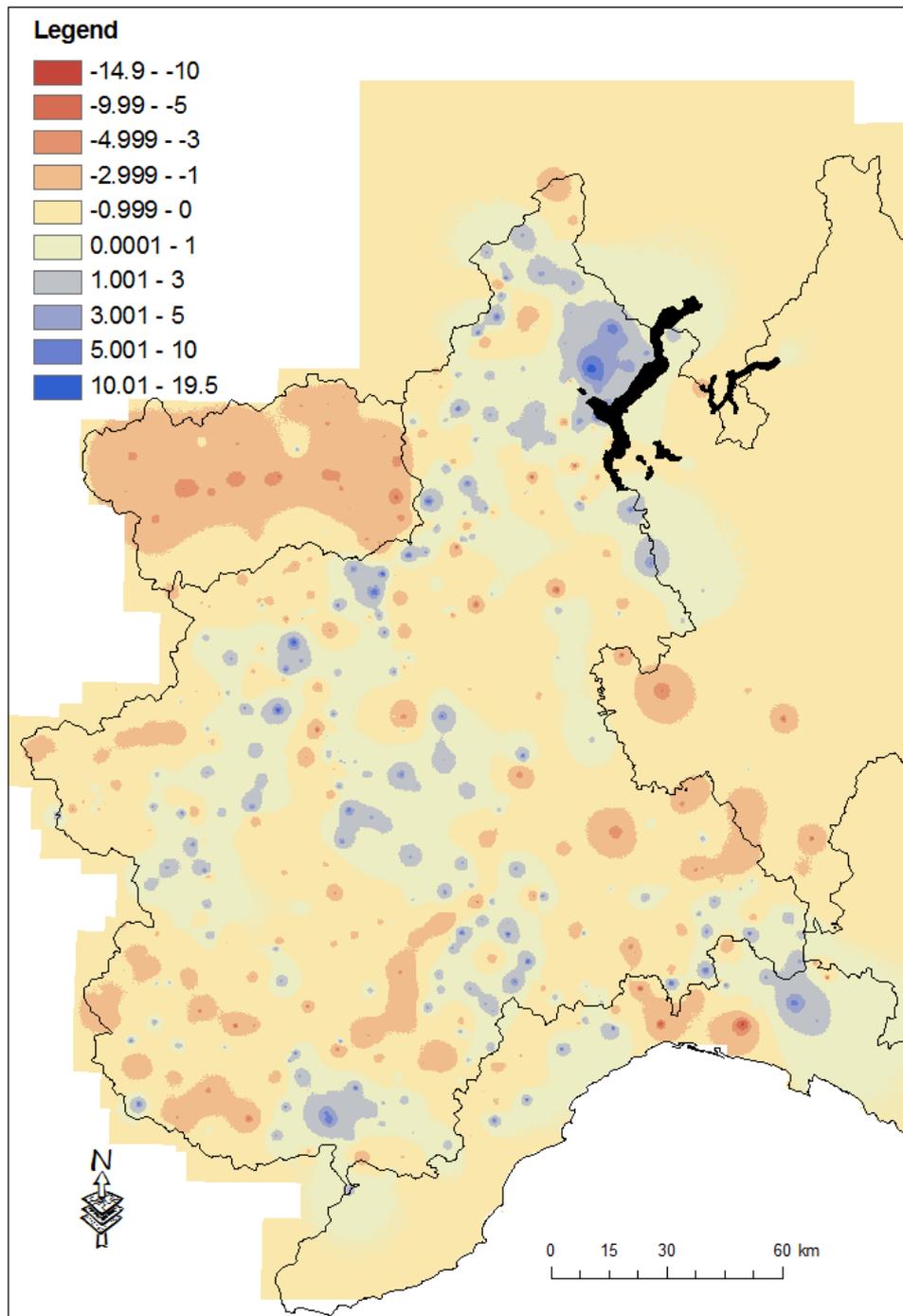


Figura IV. 5: Differenza tra la media pesata e la media aritmetica della massima precipitazione annua per durata pari a 1 ora stimata dall'applicazione del kriging ordinario

Allegato V

Massimo annuo di precipitazione (d=3 ore)

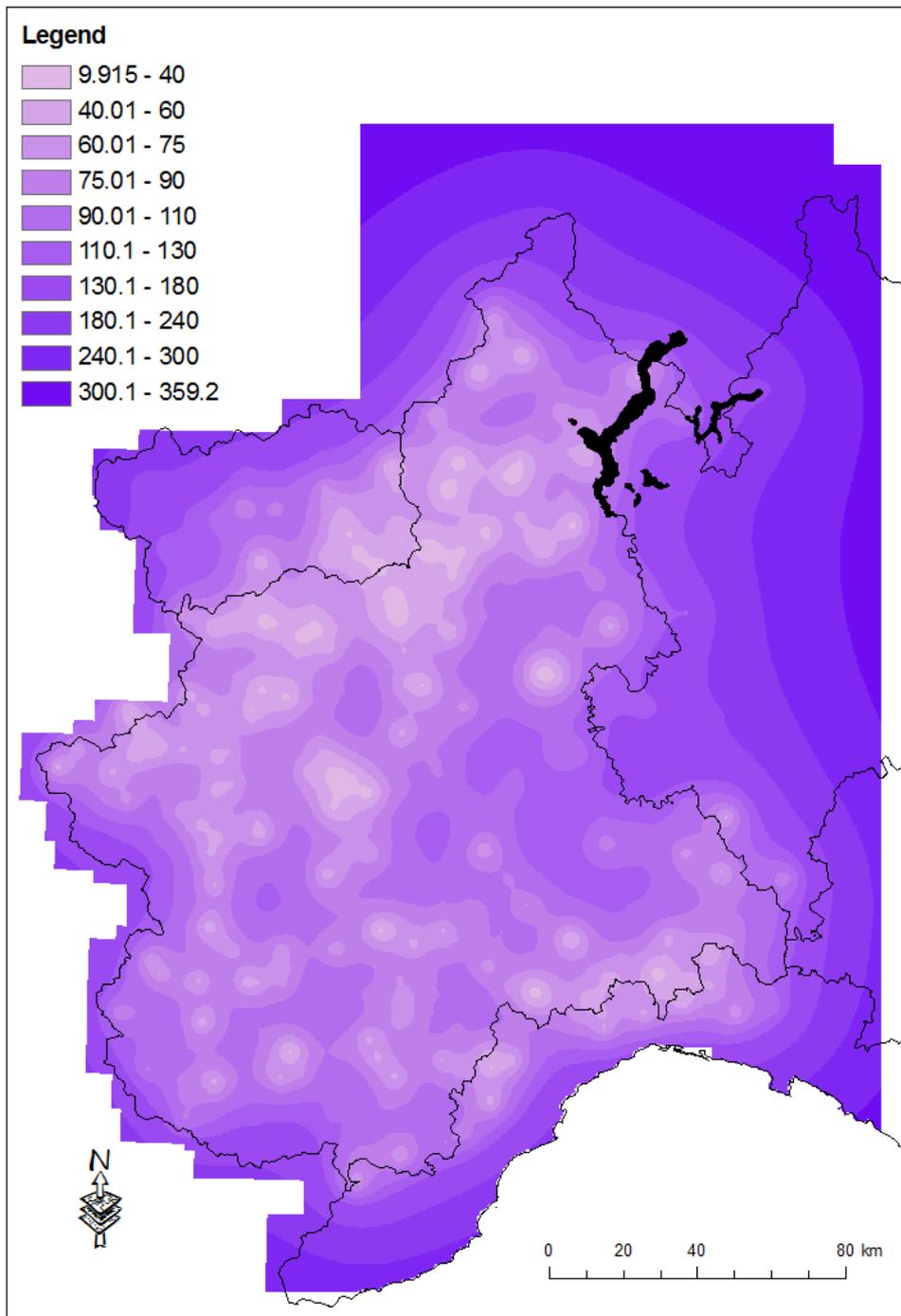


Figura V. 1: Media aritmetica della varianza di stima ottenuta dal kriging ordinario per la massima precipitazione annua di durata pari a 3 ore

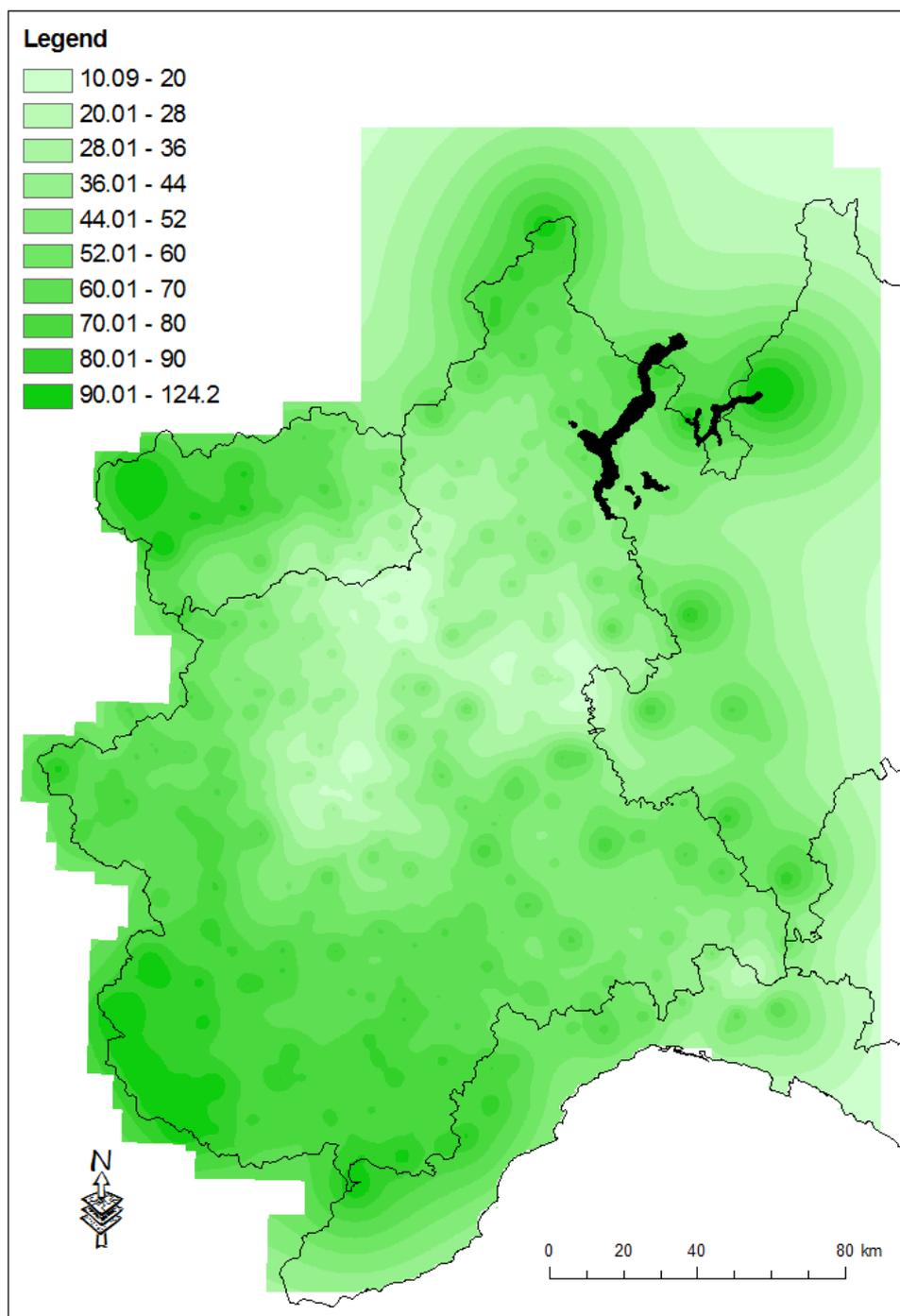


Figura V. 2: Deviazione standard campionaria della varianza di stima ottenuta dal kriging ordinario per la massima precipitazione annua di durata pari a 3 ore

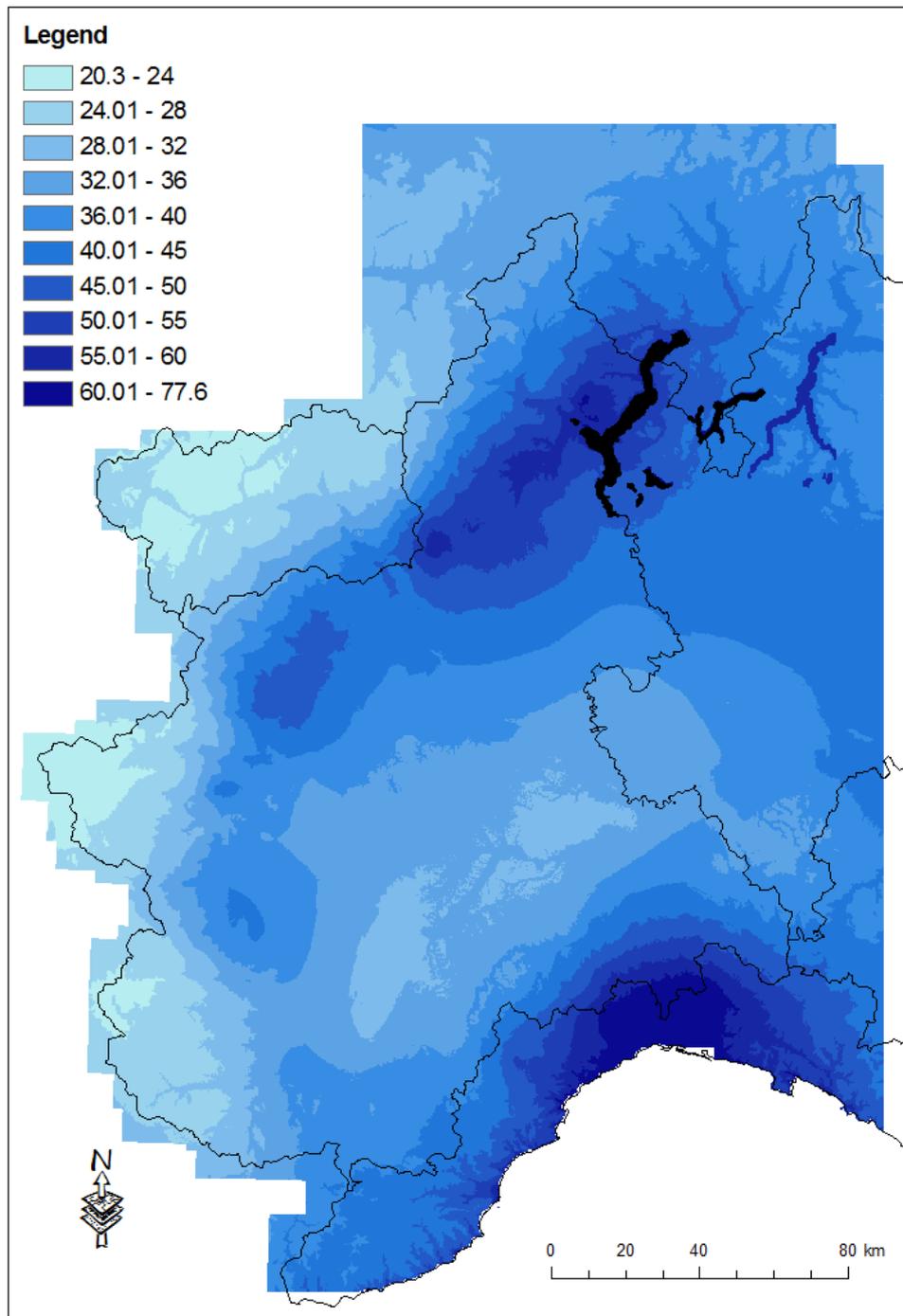


Figura V. 3: Media aritmetica della massima precipitazione annua per durata pari a 3 ore

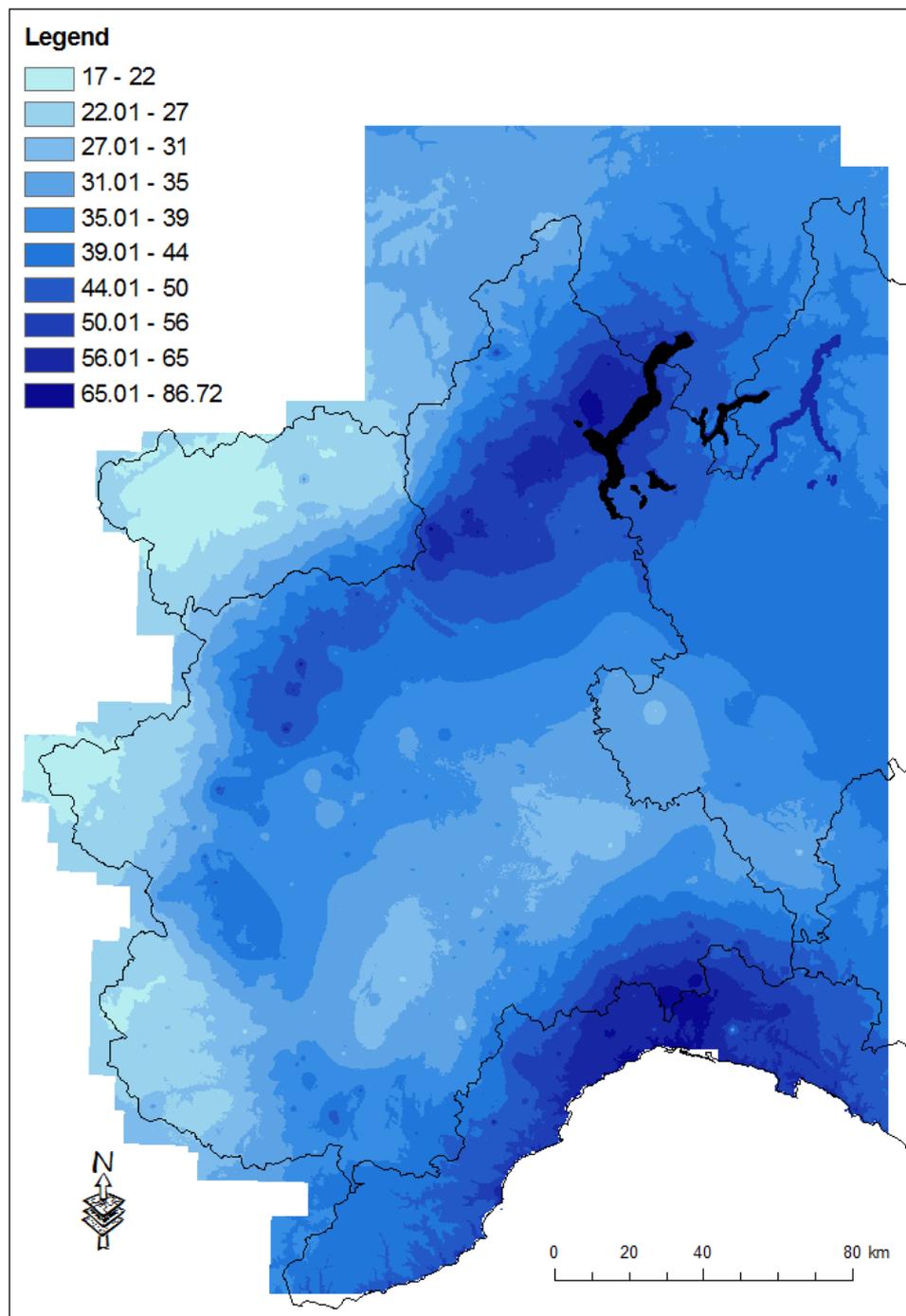


Figura V. 4: Media pesata rispetto alla varianza di stima della massima precipitazione annua per durata pari a 3 ore

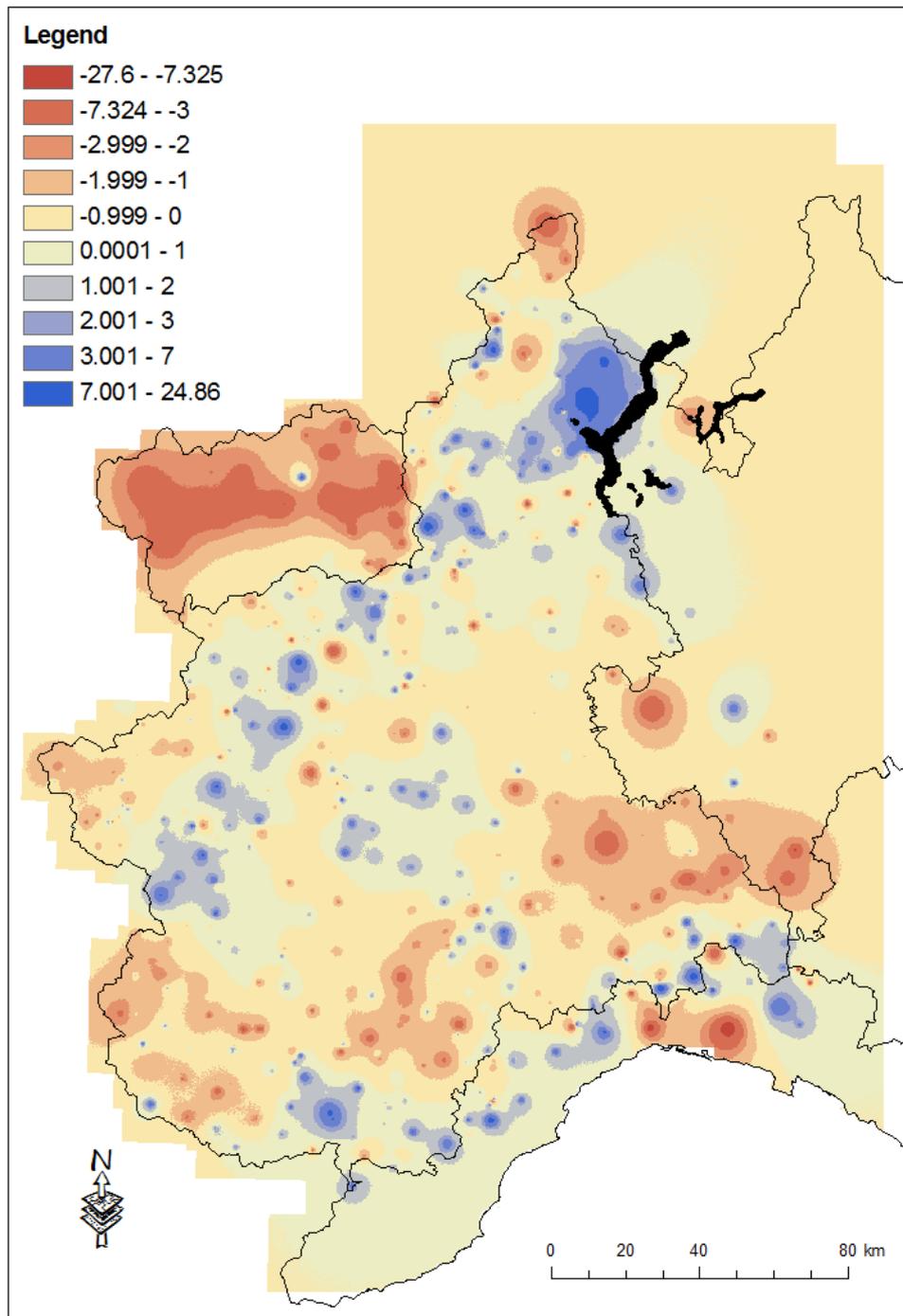


Figura V. 5: Differenza tra la media pesata e la media aritmetica della massima precipitazione annua per durata pari a 3 ore stimate dall'applicazione del kriging ordinario

Allegato VI

Massimo annuo di precipitazione (d=6 ore)

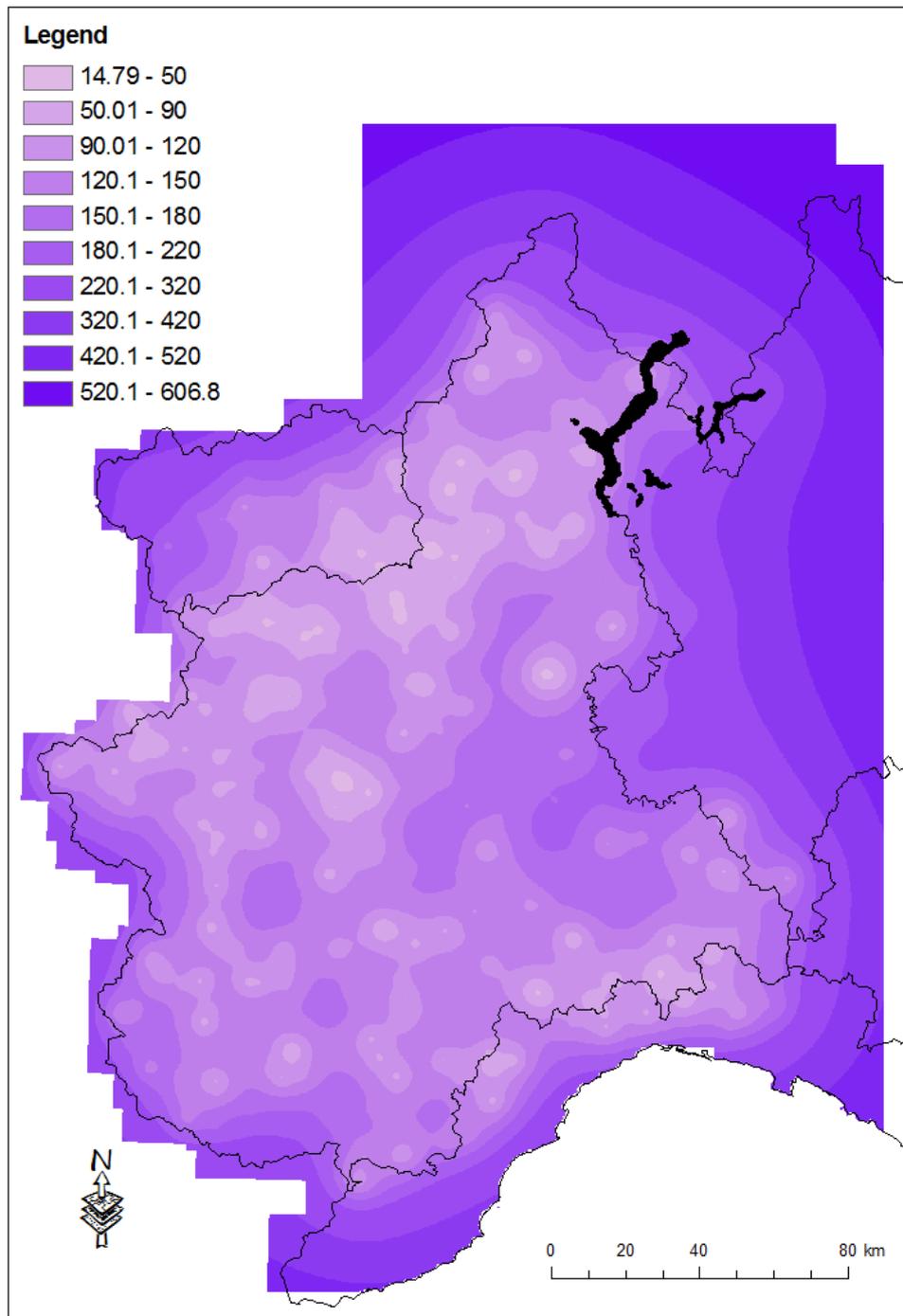


Figura VI. 1: Media aritmetica della varianza di stima ottenuta dal kriging ordinario per la massima precipitazione annua di durata pari a 6 ore

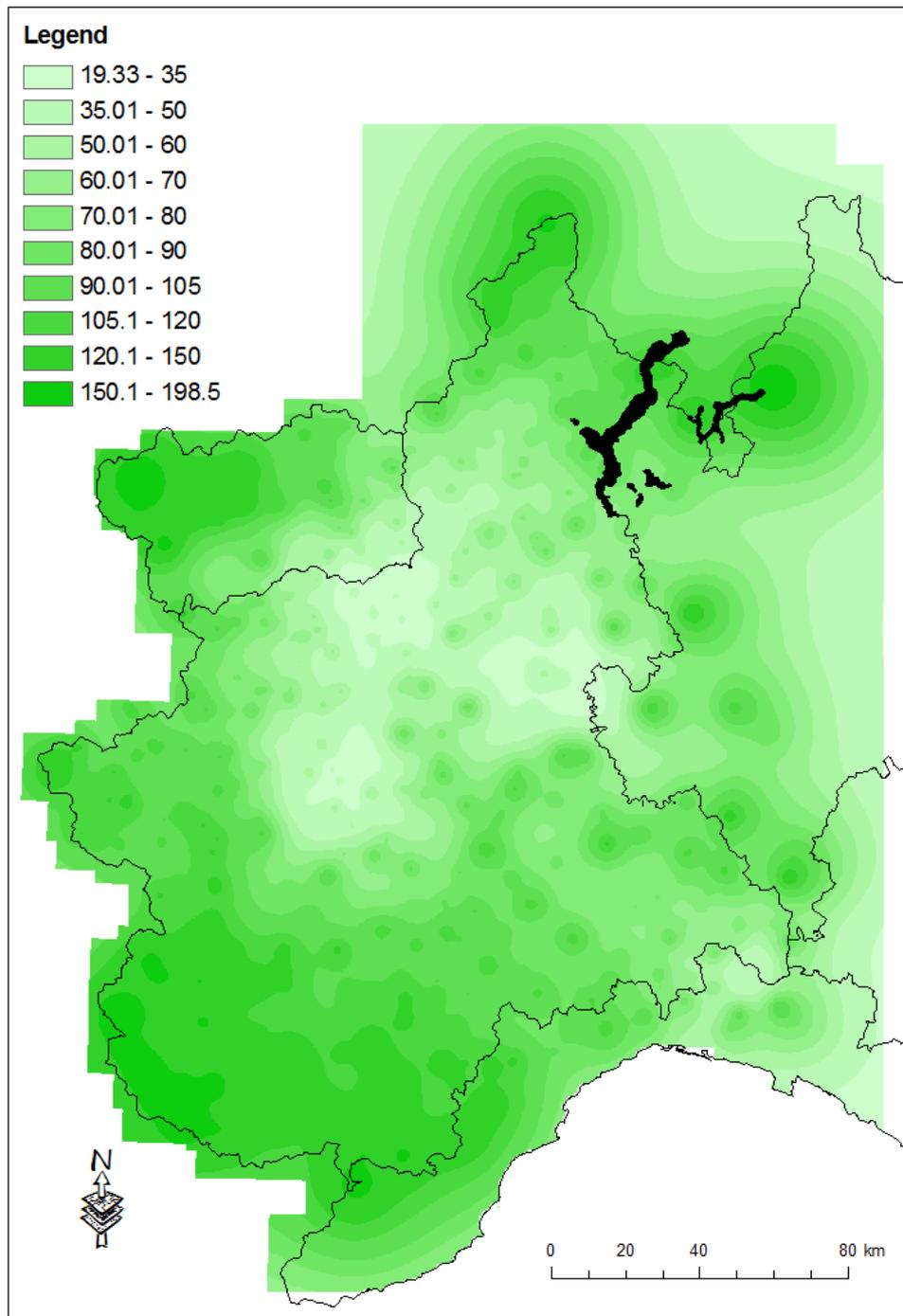


Figura VI. 2: Deviazione standard campionaria della varianza di stima ottenuta dal kriging ordinario per la massima precipitazione annua di durata pari a 6 ore

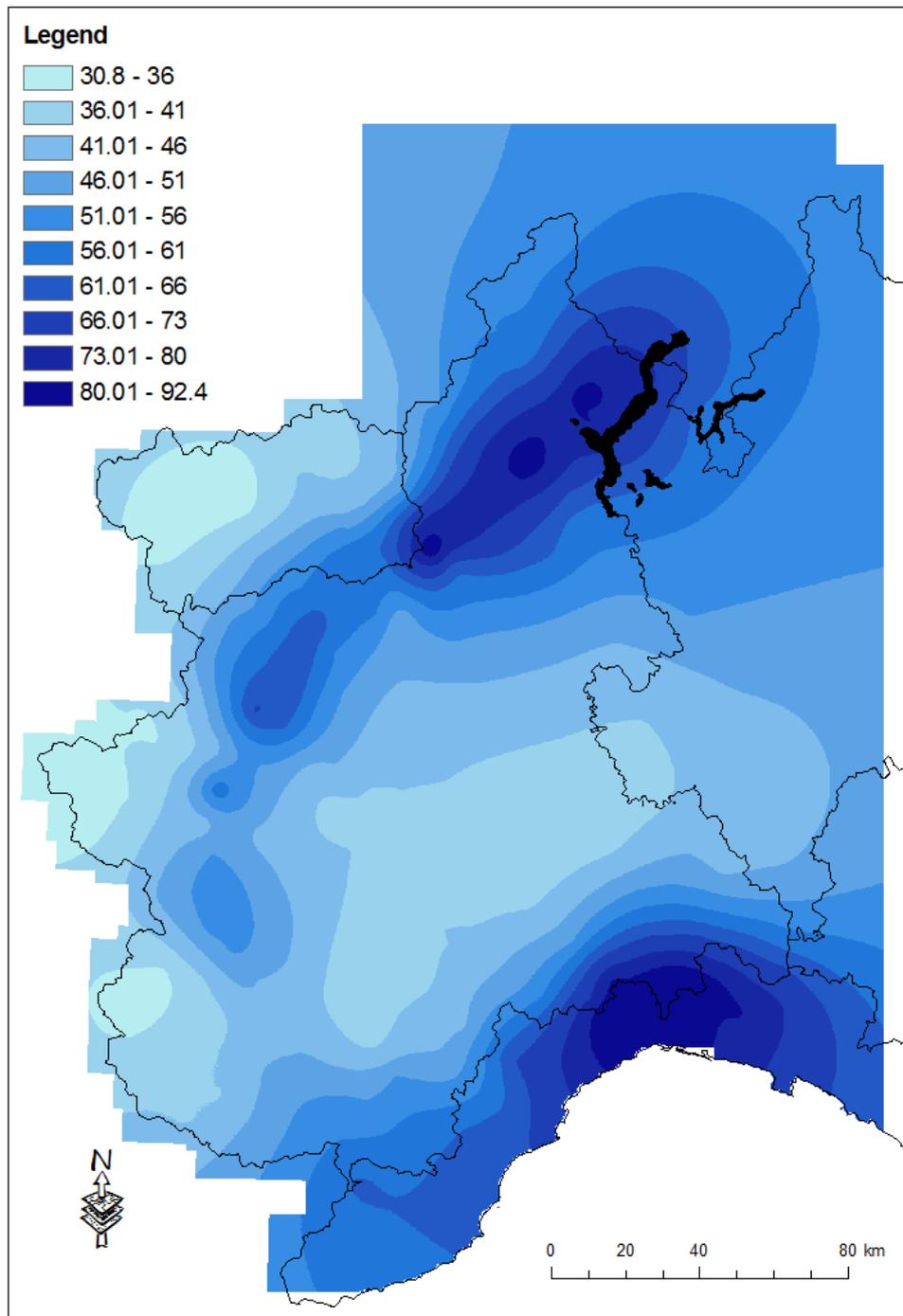


Figura VI. 3: Media aritmetica della massima precipitazione annua per durata pari a 6 ore

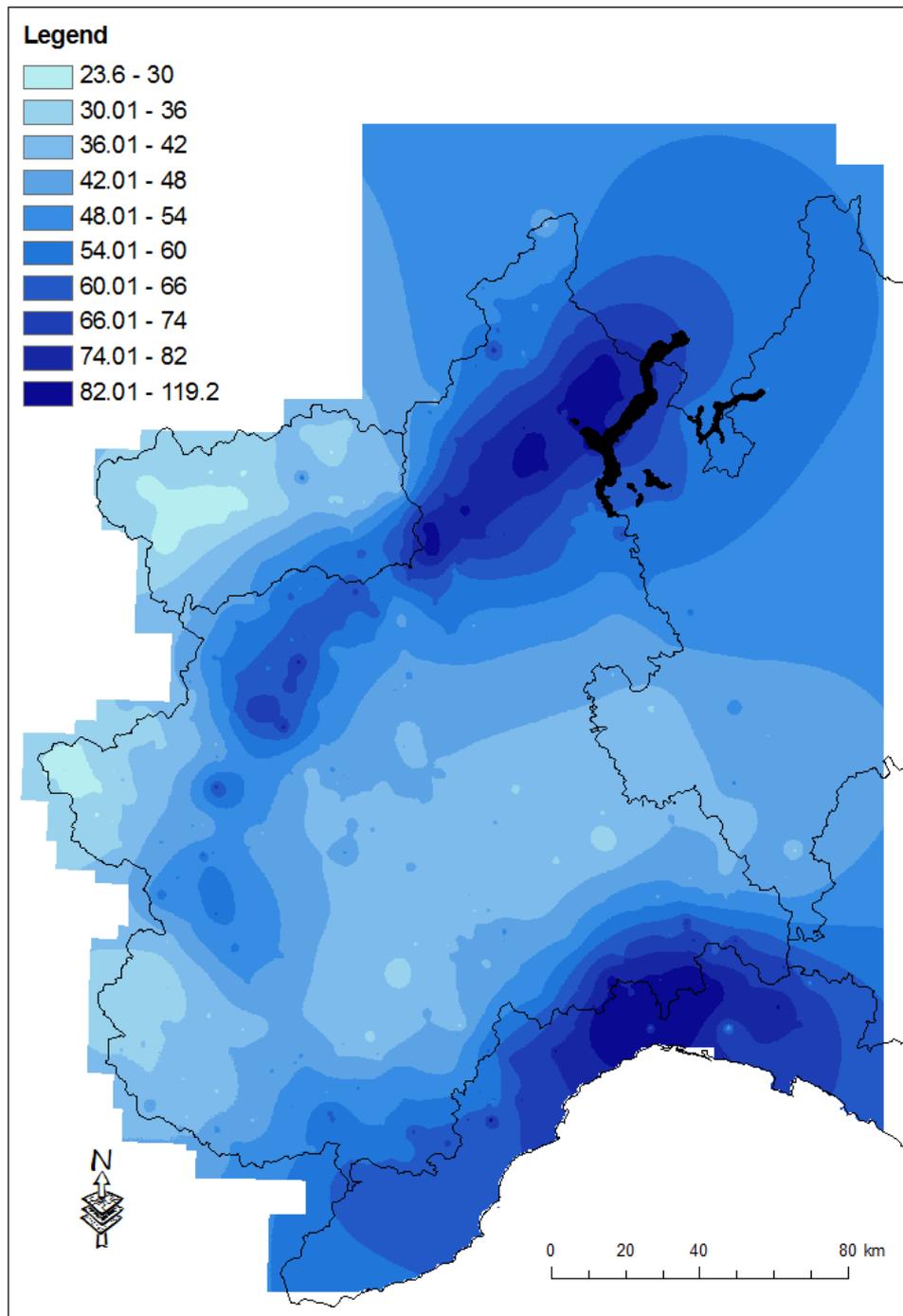


Figura VI. 4: Media pesata rispetto alla varianza di stima della massima precipitazione annua per durata pari a 6 ore

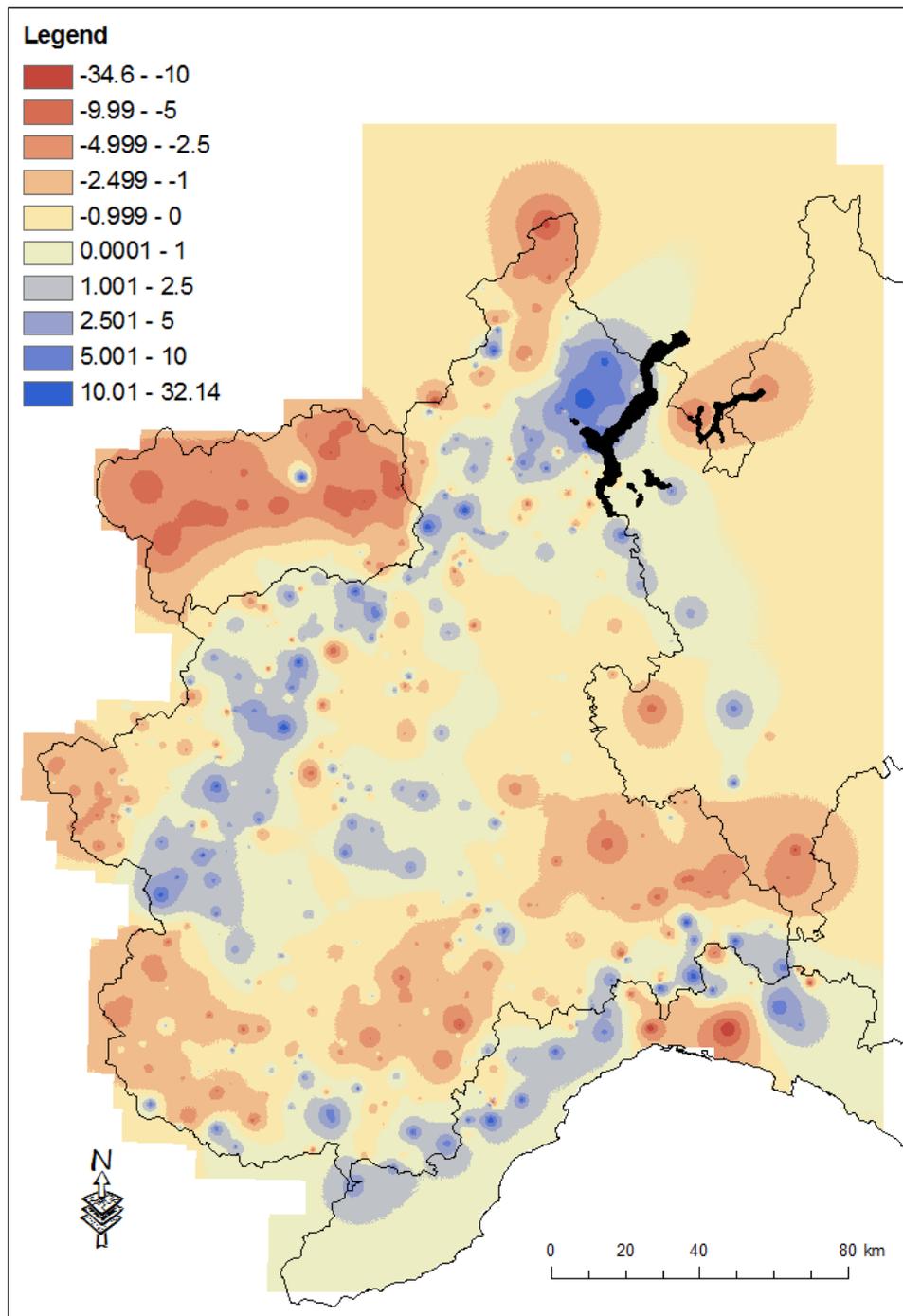


Figura VI. 5: Differenza tra la media pesata e la media aritmetica della massima precipitazione annua per durata pari a 6 ore stimate dall'applicazione del kriging ordinario

Allegato VII

Massimo annuo di precipitazione (d=12 ore)

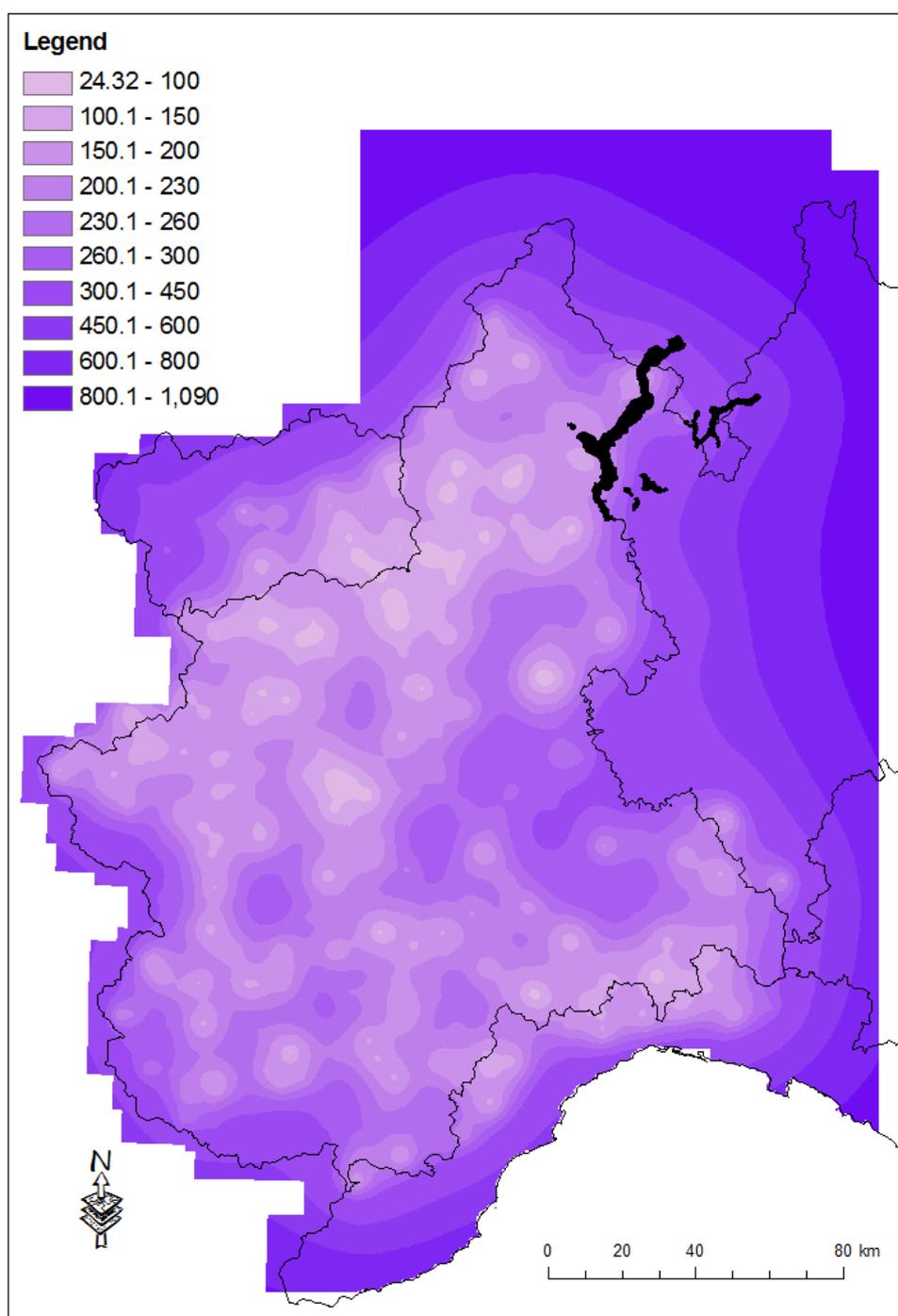


Figura VII. 1: Media aritmetica della varianza di stima ottenuta dal kriging ordinario per la massima precipitazione annua di durata pari a 12 ore

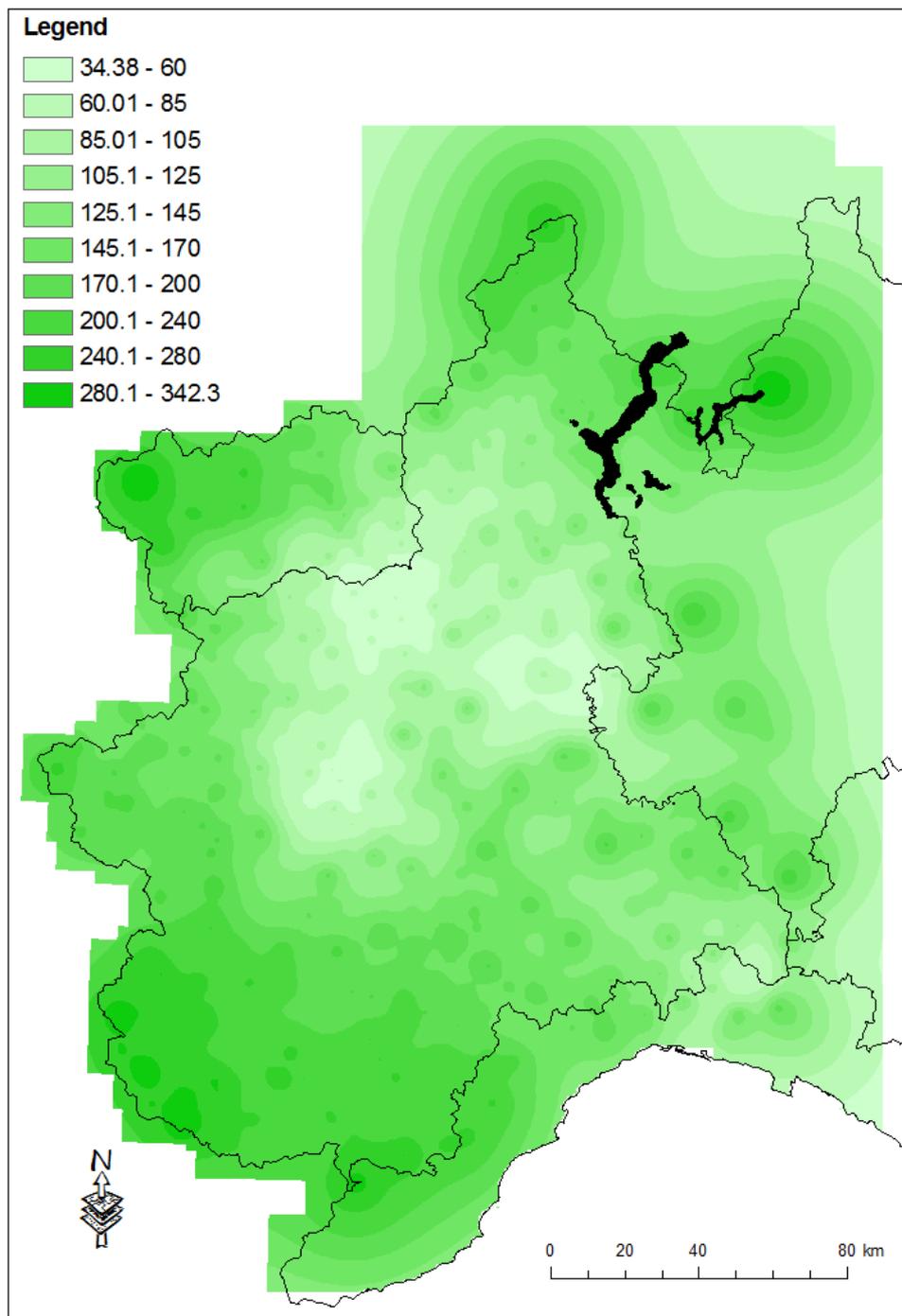


Figura VII. 2: Deviazione standard campionaria della varianza di stima ottenuta dal kriging ordinario per la massima precipitazione annua di durata pari a 12 ore

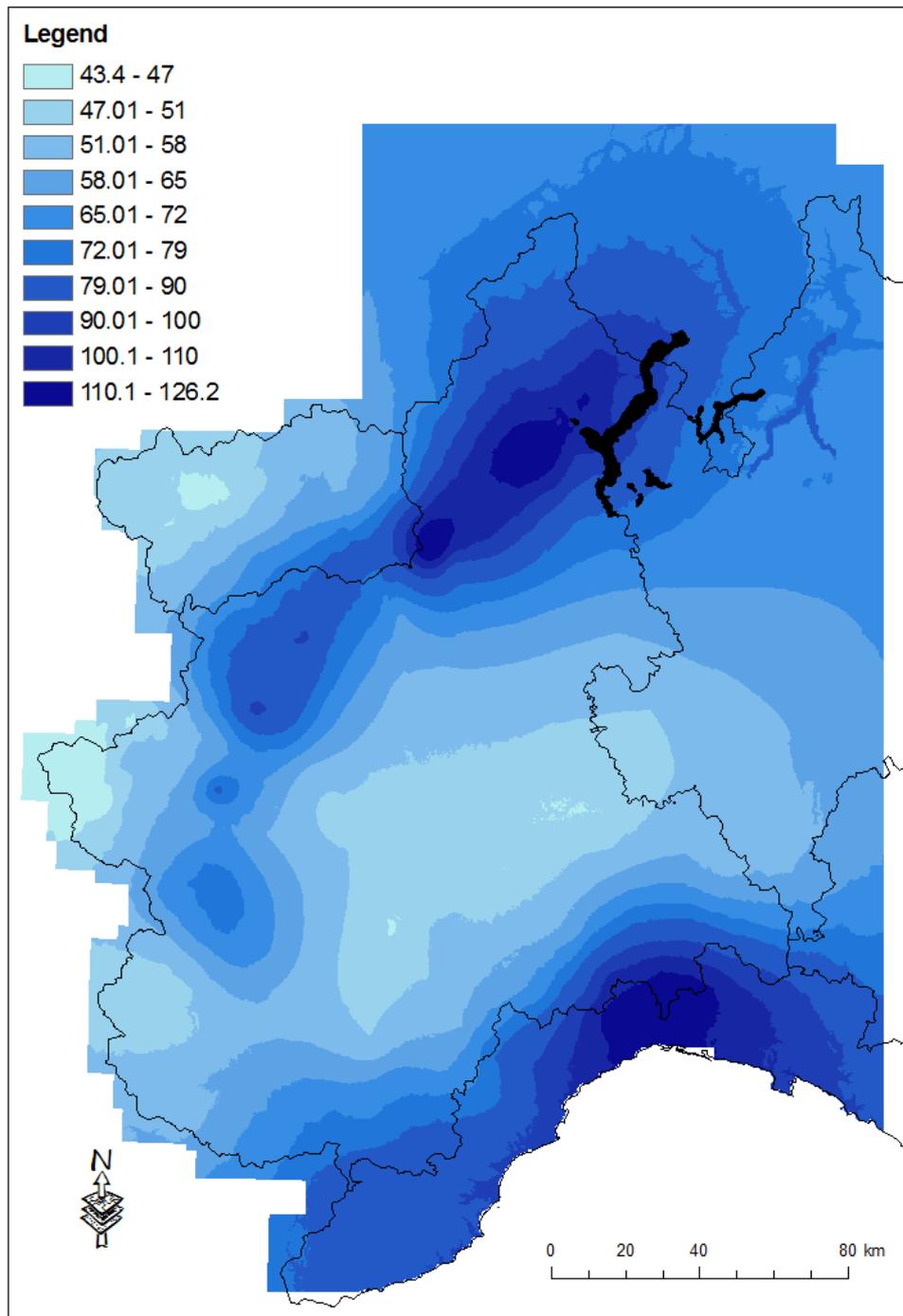


Figura VII. 3: Media aritmetica della massima precipitazione annua per durata pari a 12 ore

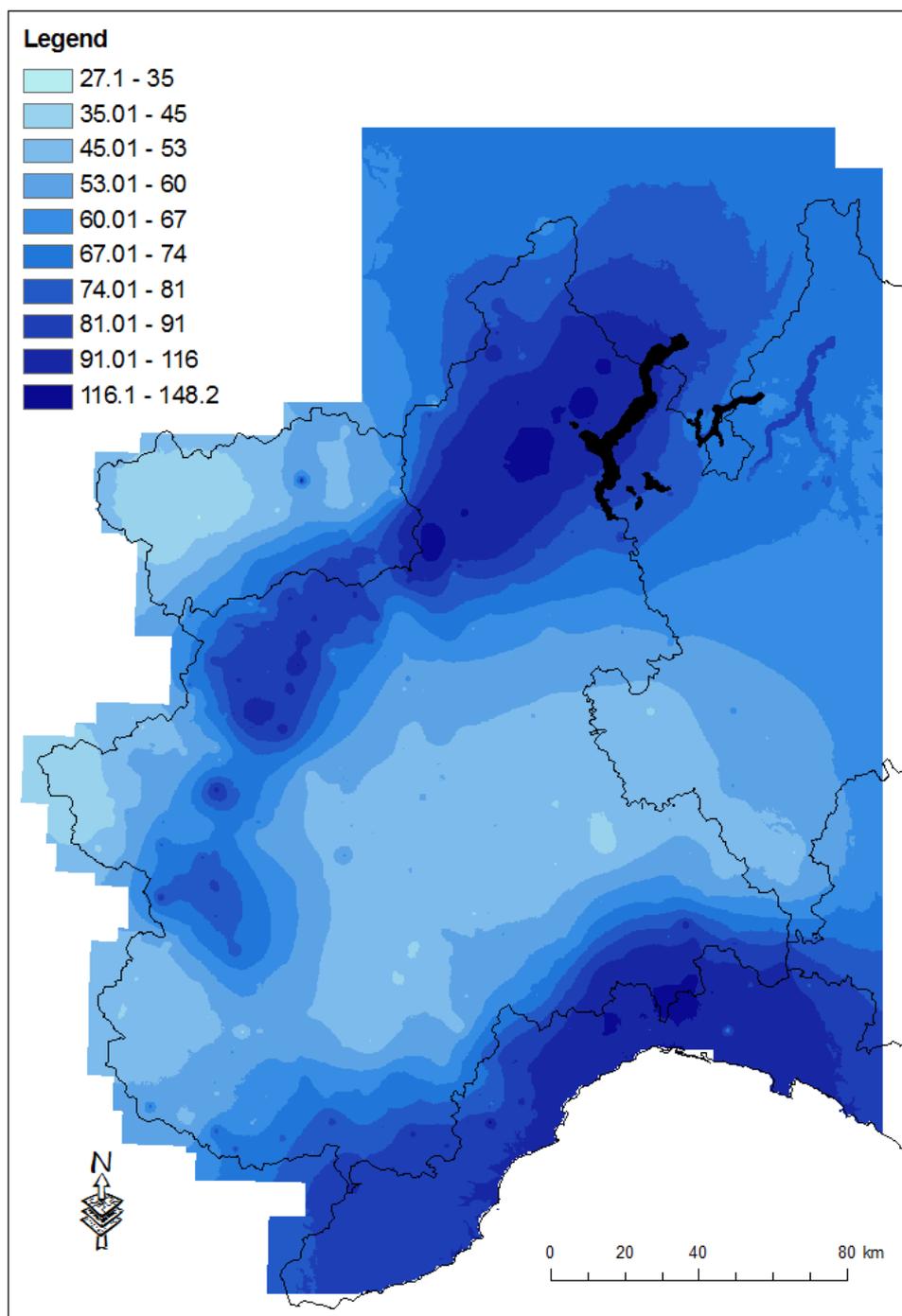


Figura VII. 4: Media pesata rispetto alla varianza di stima della massima precipitazione annua per durata pari a 12 ore

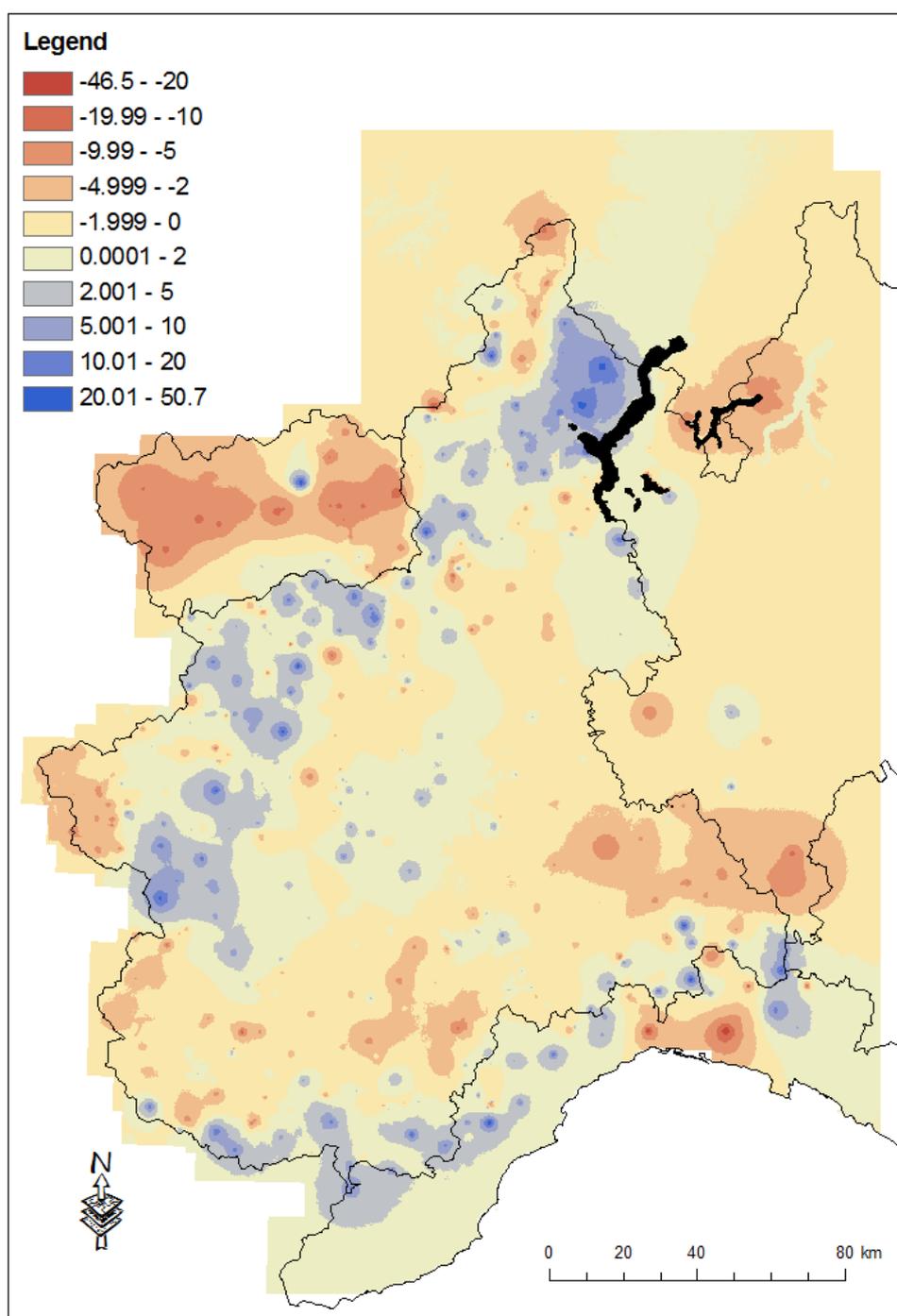


Figura VII. 5: Differenza tra la media pesata e la media aritmetica della massima precipitazione annua per durata pari a 12 ore stimate dall'applicazione del kriging ordinario

Allegato VIII

Massimo annuo di precipitazione (d=24 ore)

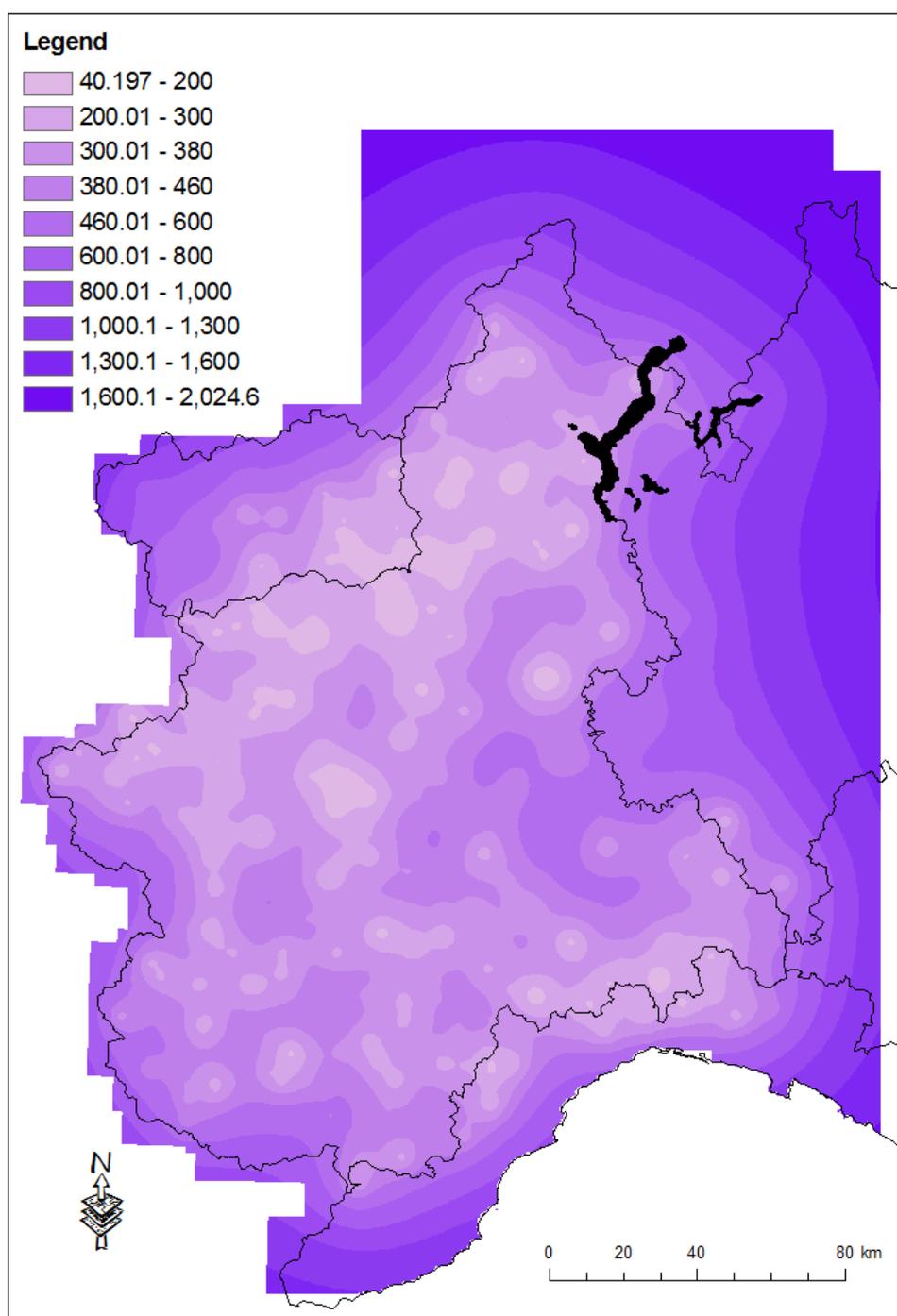


Figura VIII. 1: Media aritmetica della varianza di stima ottenuta dal kriging ordinario per la massima precipitazione annua di durata pari a 24 ore

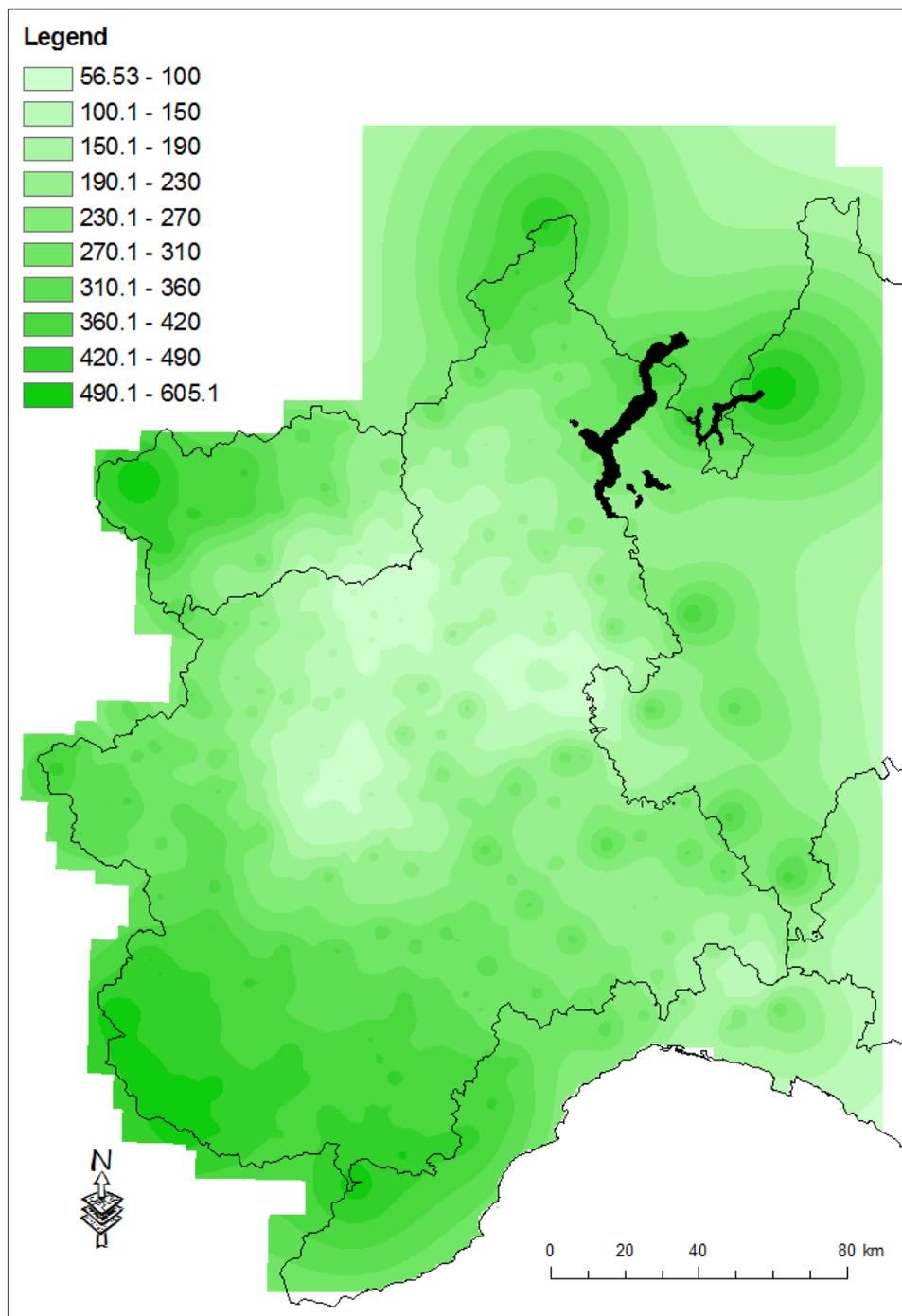


Figura VIII. 2: Deviazione standard campionaria della varianza di stima ottenuta dal kriging ordinario per la massima precipitazione annua di durata pari a 24 ore

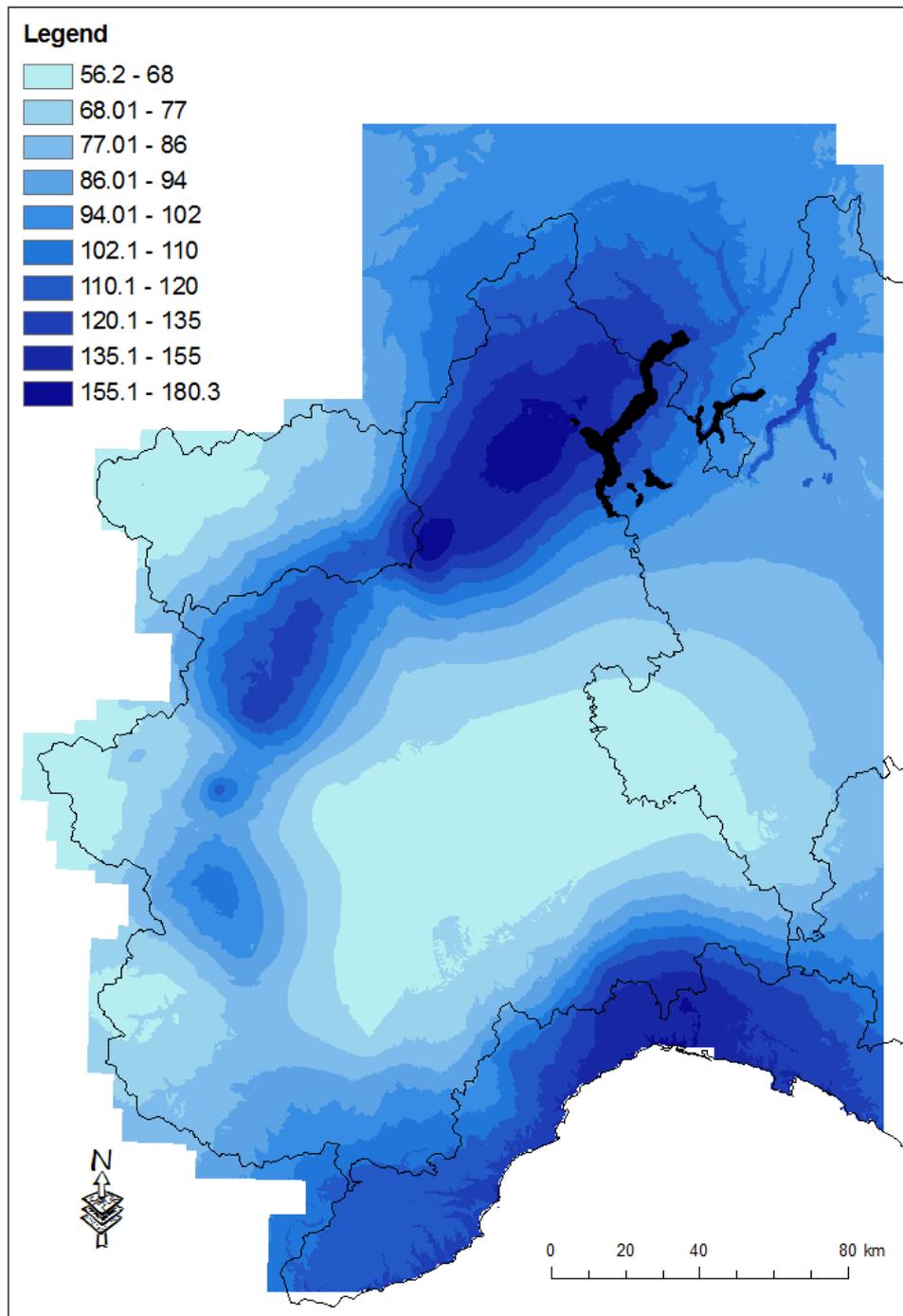


Figura VIII. 3: Media aritmetica della massima precipitazione annua per durata pari a 24 ore

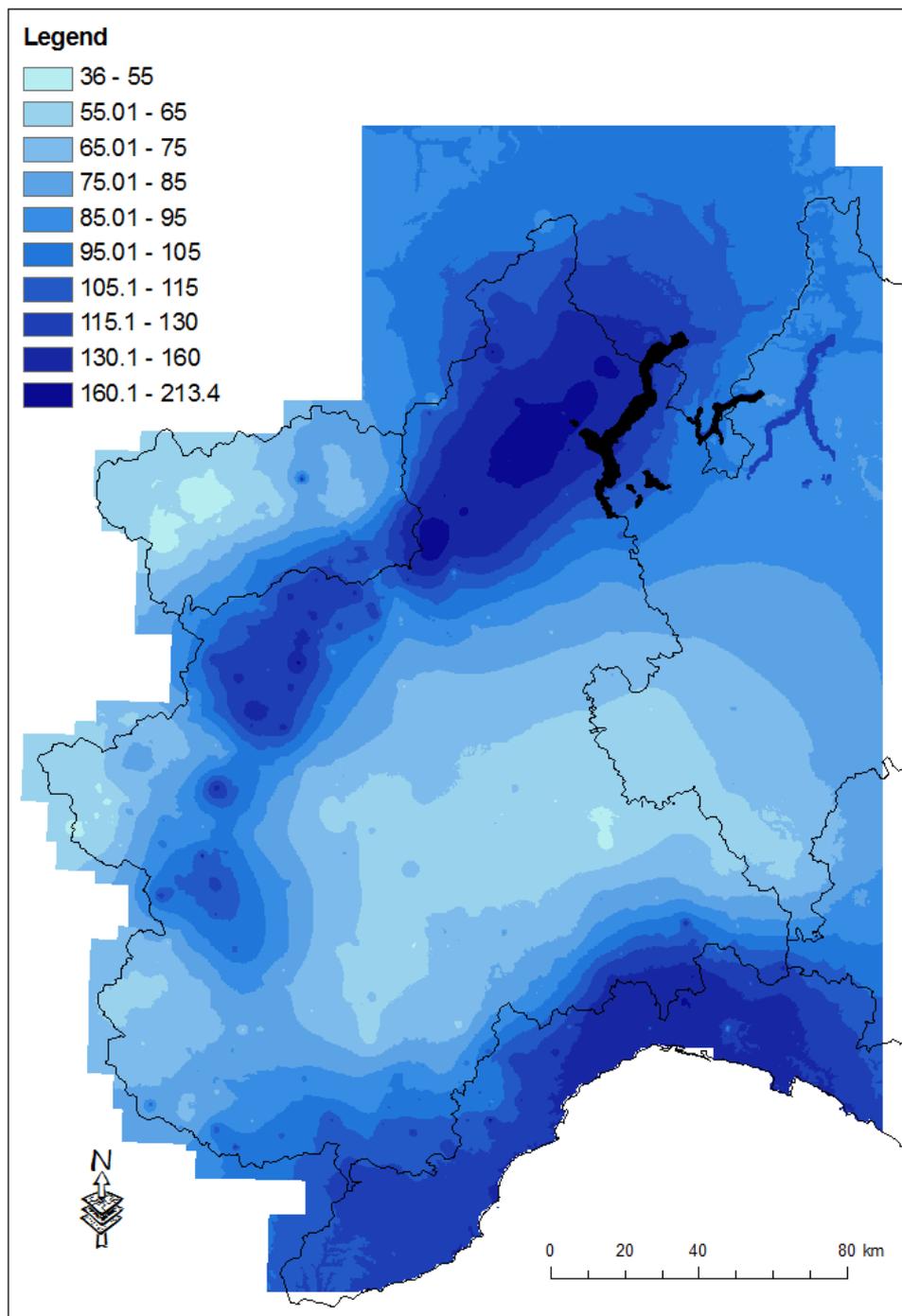


Figura VIII. 4: Media pesata rispetto alla varianza di stima della massima precipitazione annua per durata pari a 24 ore

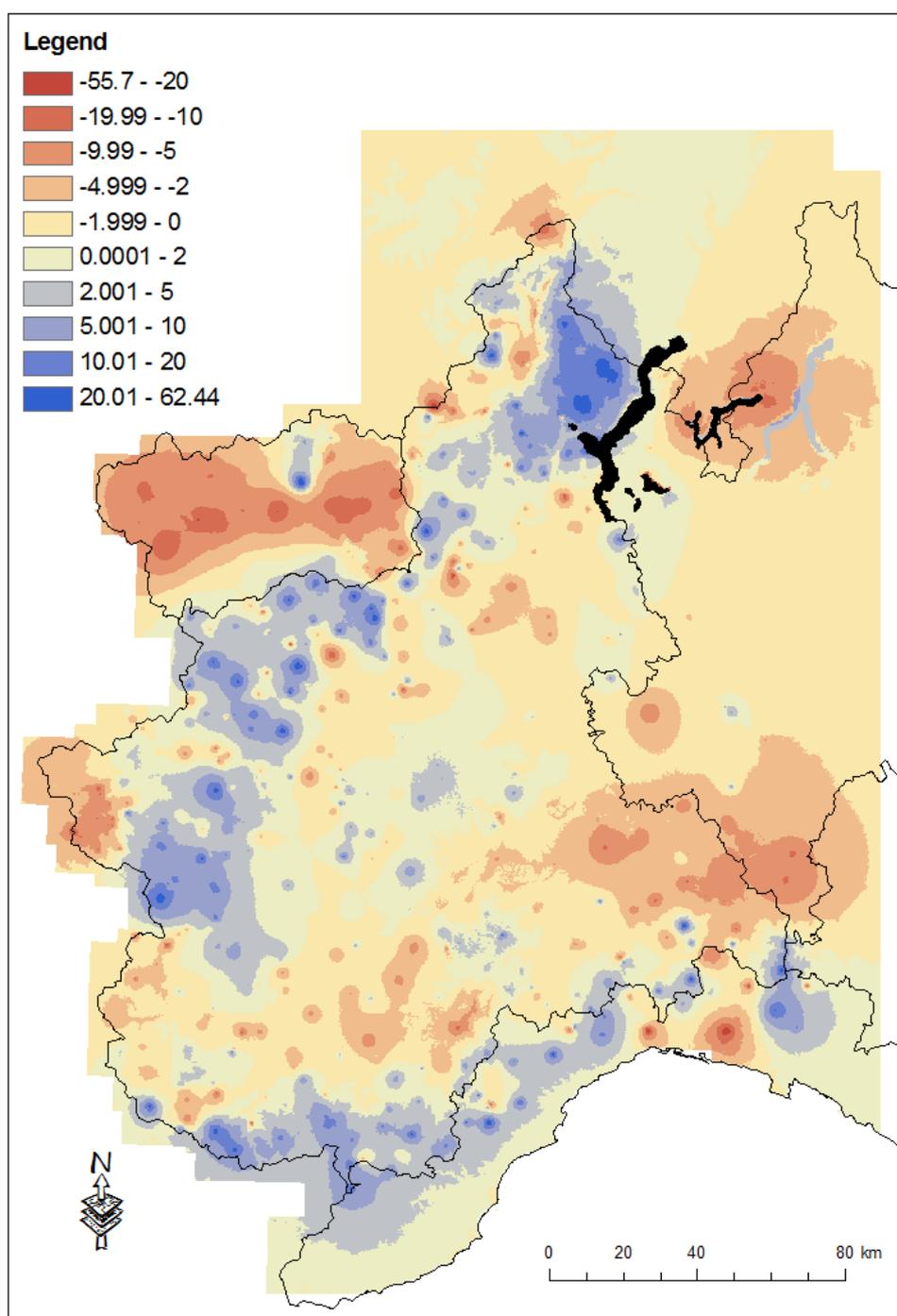


Figura VIII. 5: Differenza tra la media pesata e la media aritmetica della massima precipitazione annua per durata pari a 24 ore stimate dall'applicazione del kriging ordinario

Allegato IX

Precipitazione totale annua

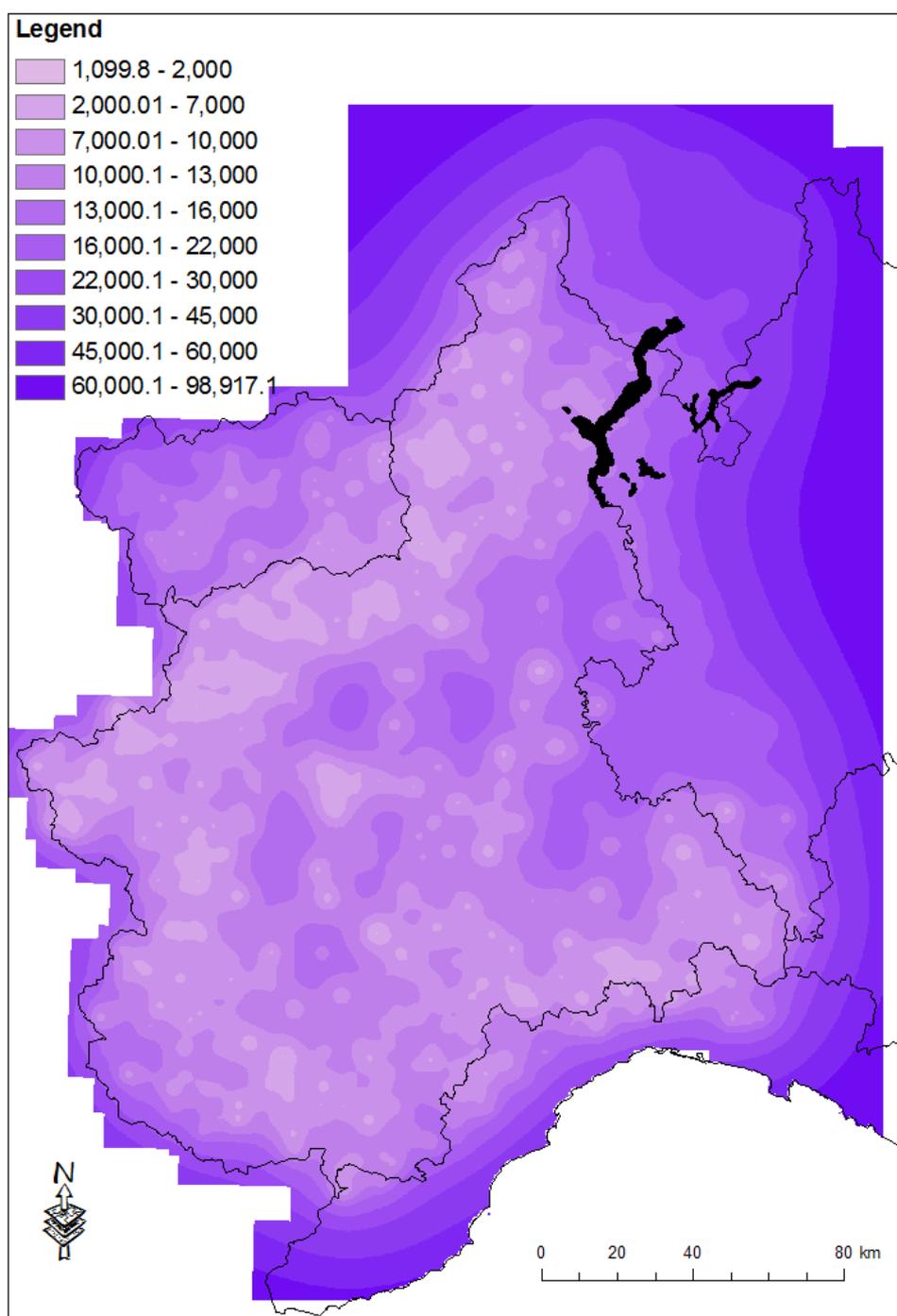


Figura IX. 1: Media aritmetica della varianza di stima ottenuta dal kriging ordinario per la precipitazione totale annua

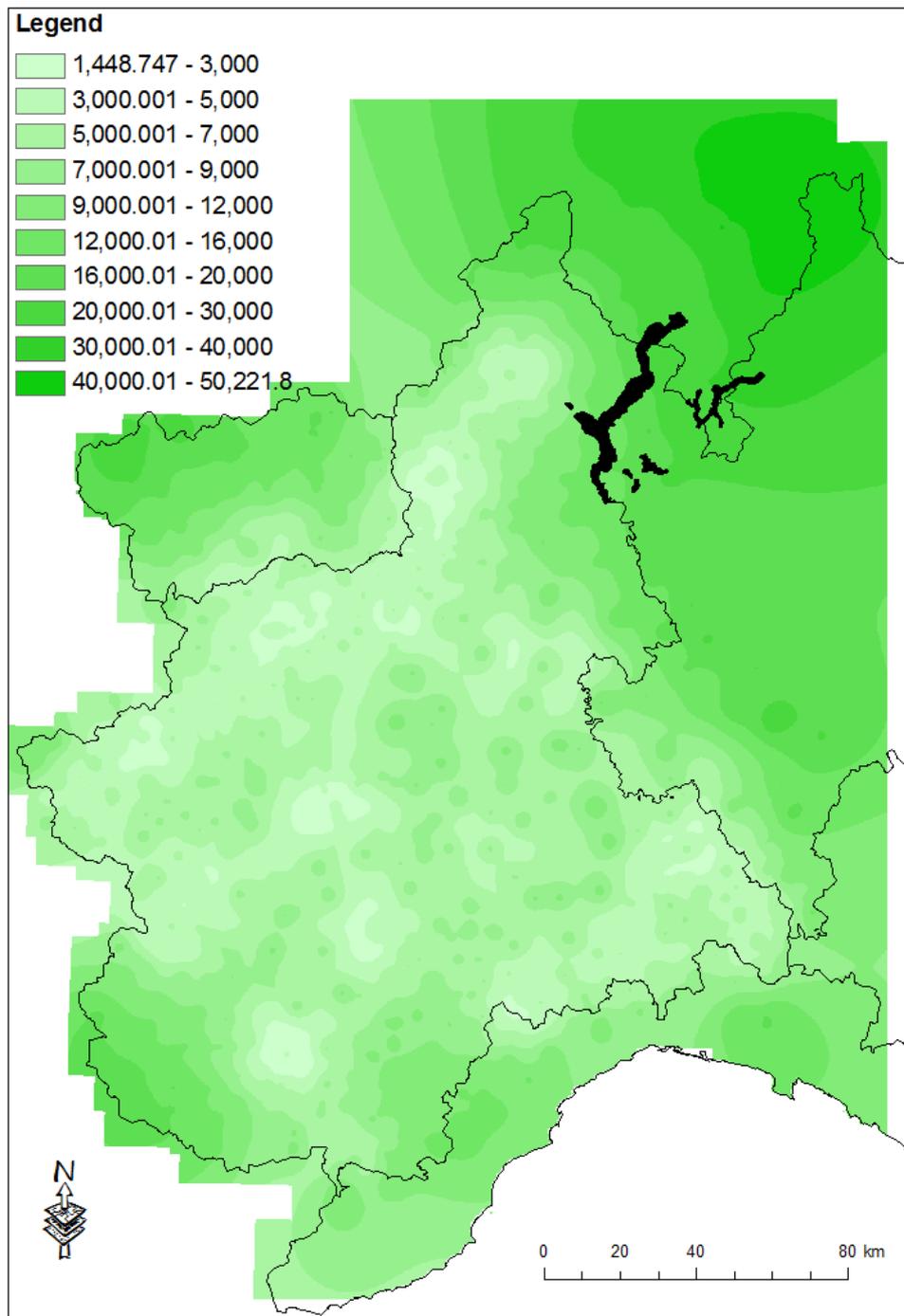


Figura IX. 2: Deviazione standard campionaria della varianza di stima ottenuta dal kriging ordinario per la precipitazione totale annua

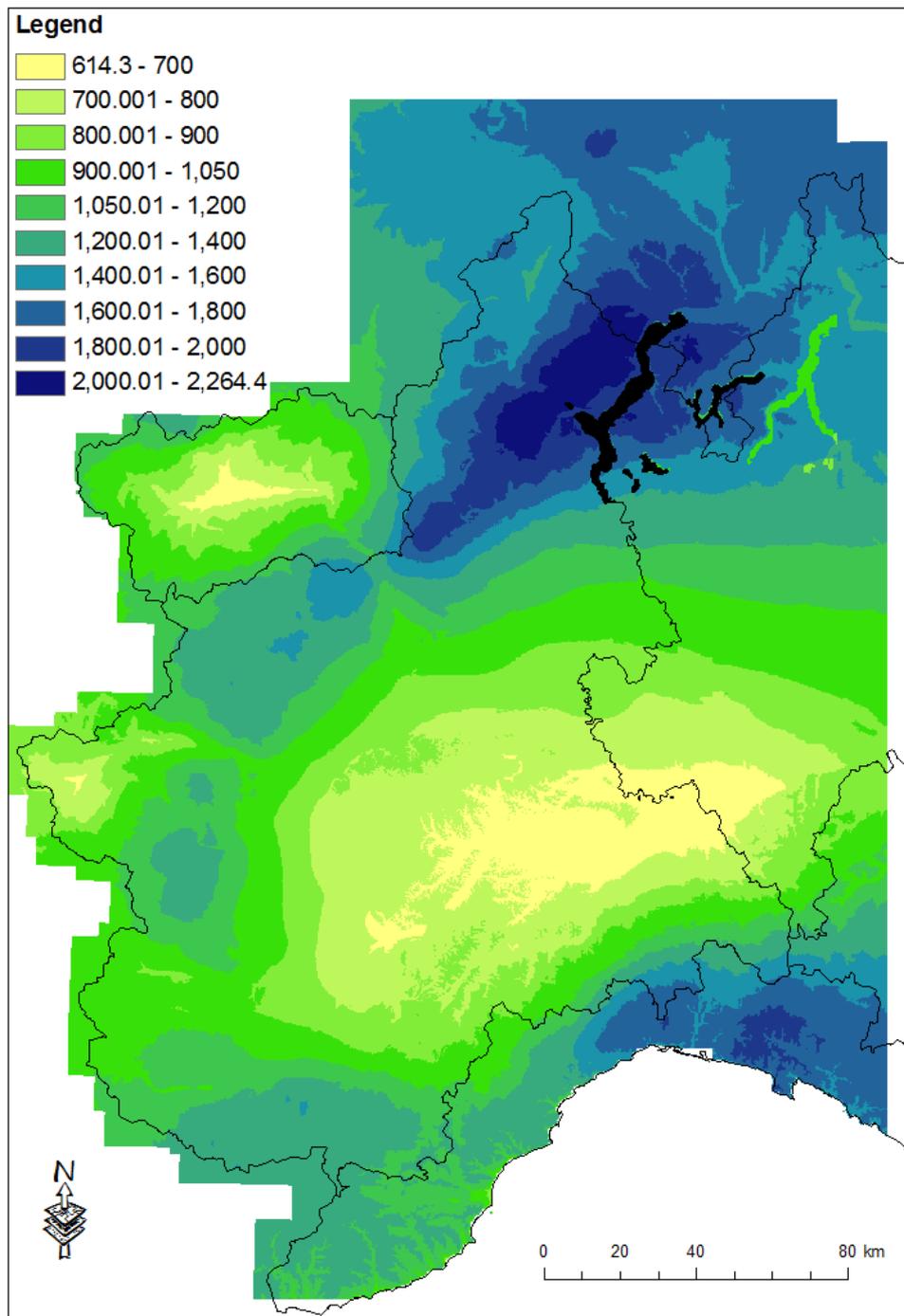


Figura IX. 3: Media aritmetica della precipitazione totale annua

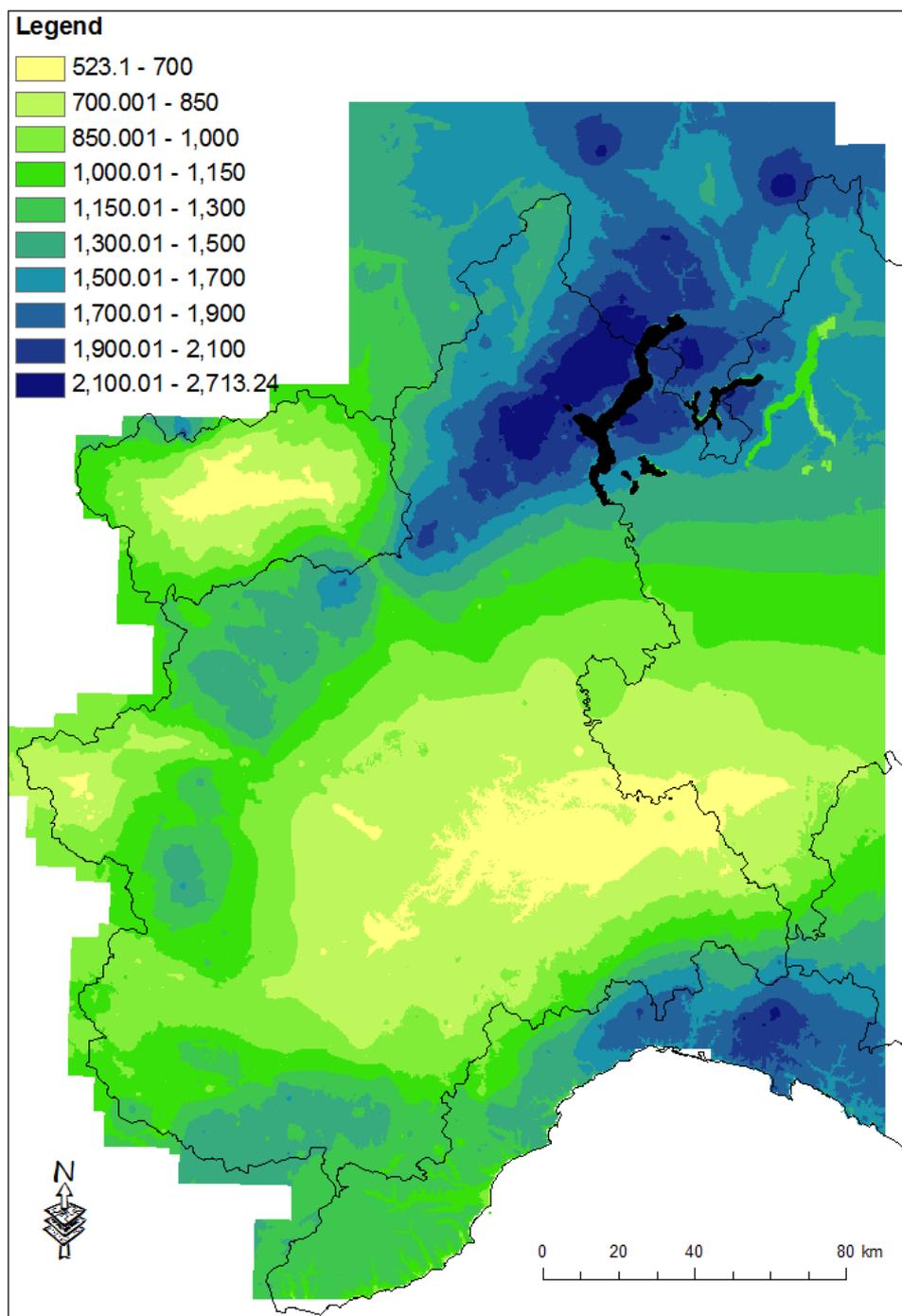


Figura IX. 4: Media pesata della precipitazione totale annua

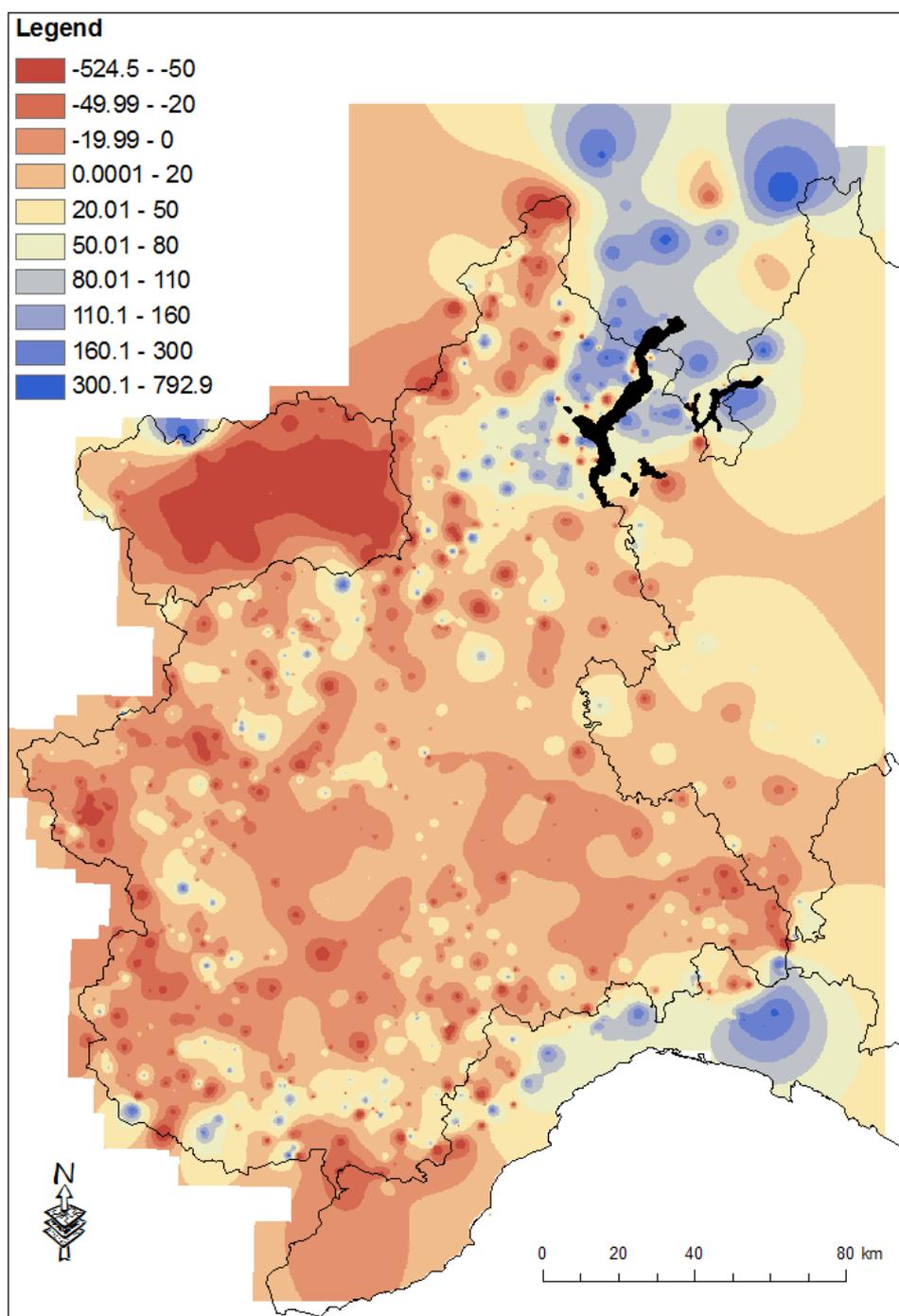


Figura IX. 5: Differenza tra la media pesata e la media aritmetica della precipitazione totale annua

Allegato X

Curva di probabilità pluviometrica media

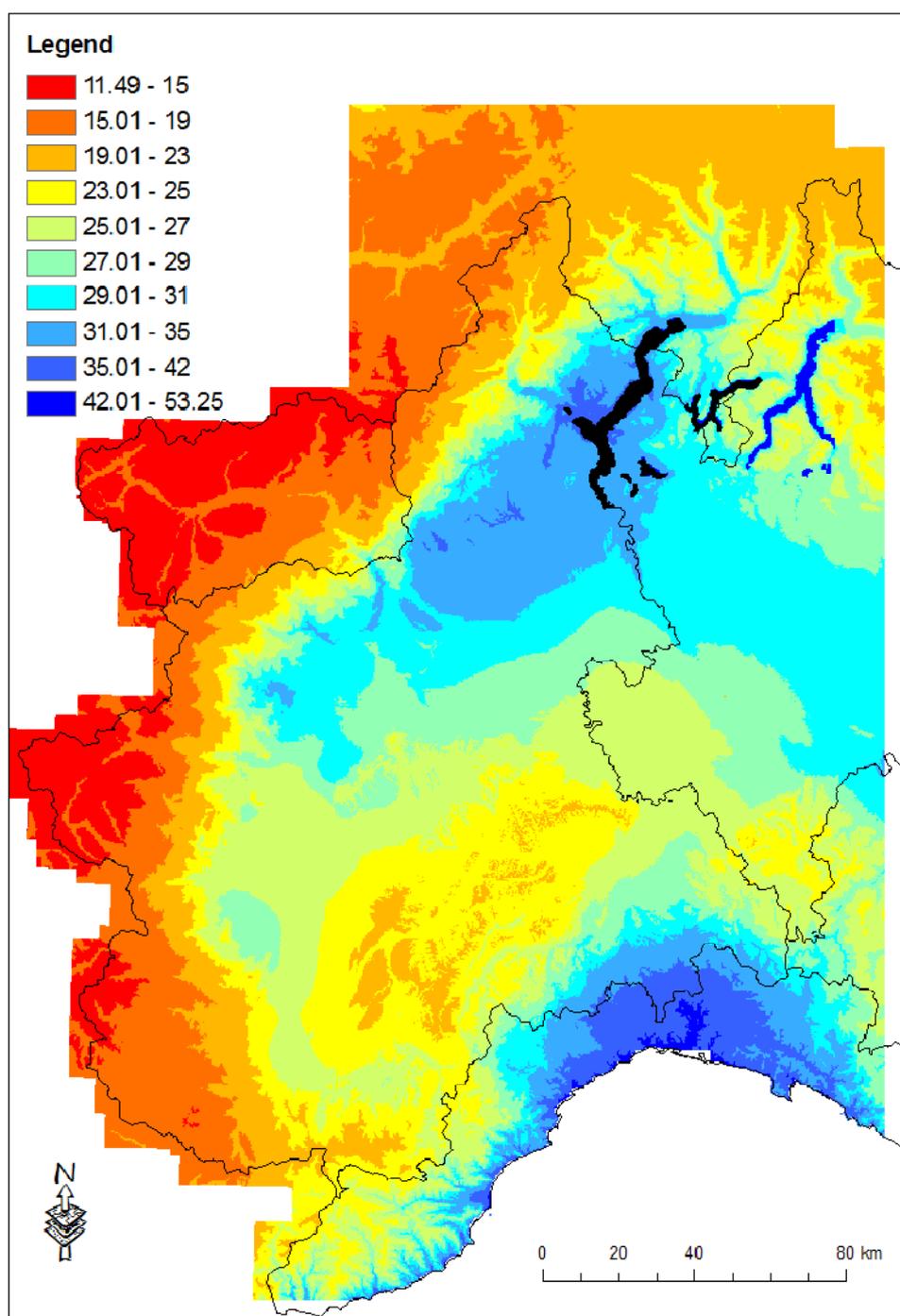


Figura X. 1: Coefficiente pluviale orario a ottenuto dal valore medio aritmetico della precipitazione massima annuale per durate 1, 3, 6, 12 e 24 ore

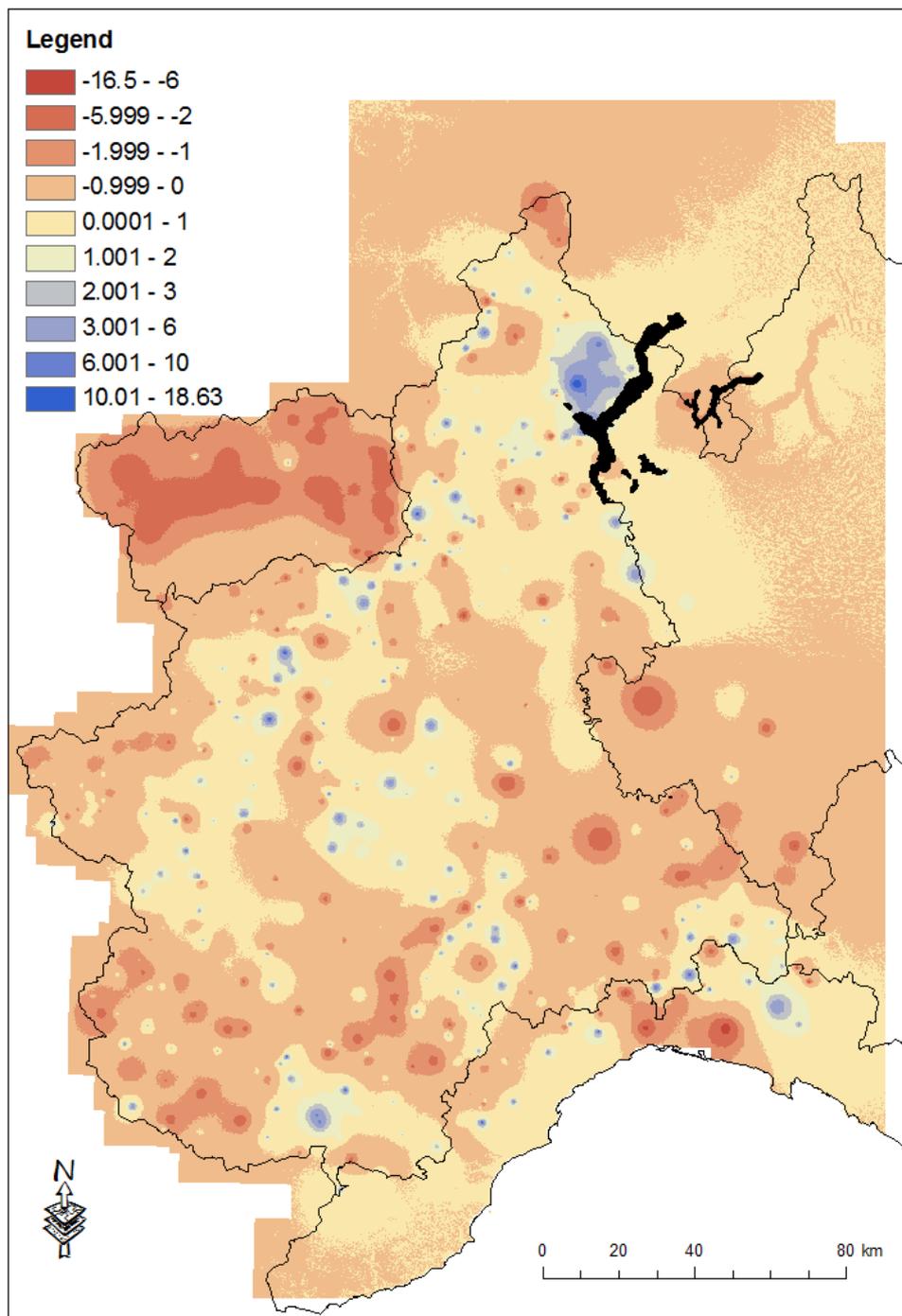


Figura X. 2: Differenza tra il coefficiente pluviale orario a ottenuto considerando le medie pesate e aritmetiche delle precipitazioni massime annue per durate pari a 1, 3, 6, 12 e 24 ore

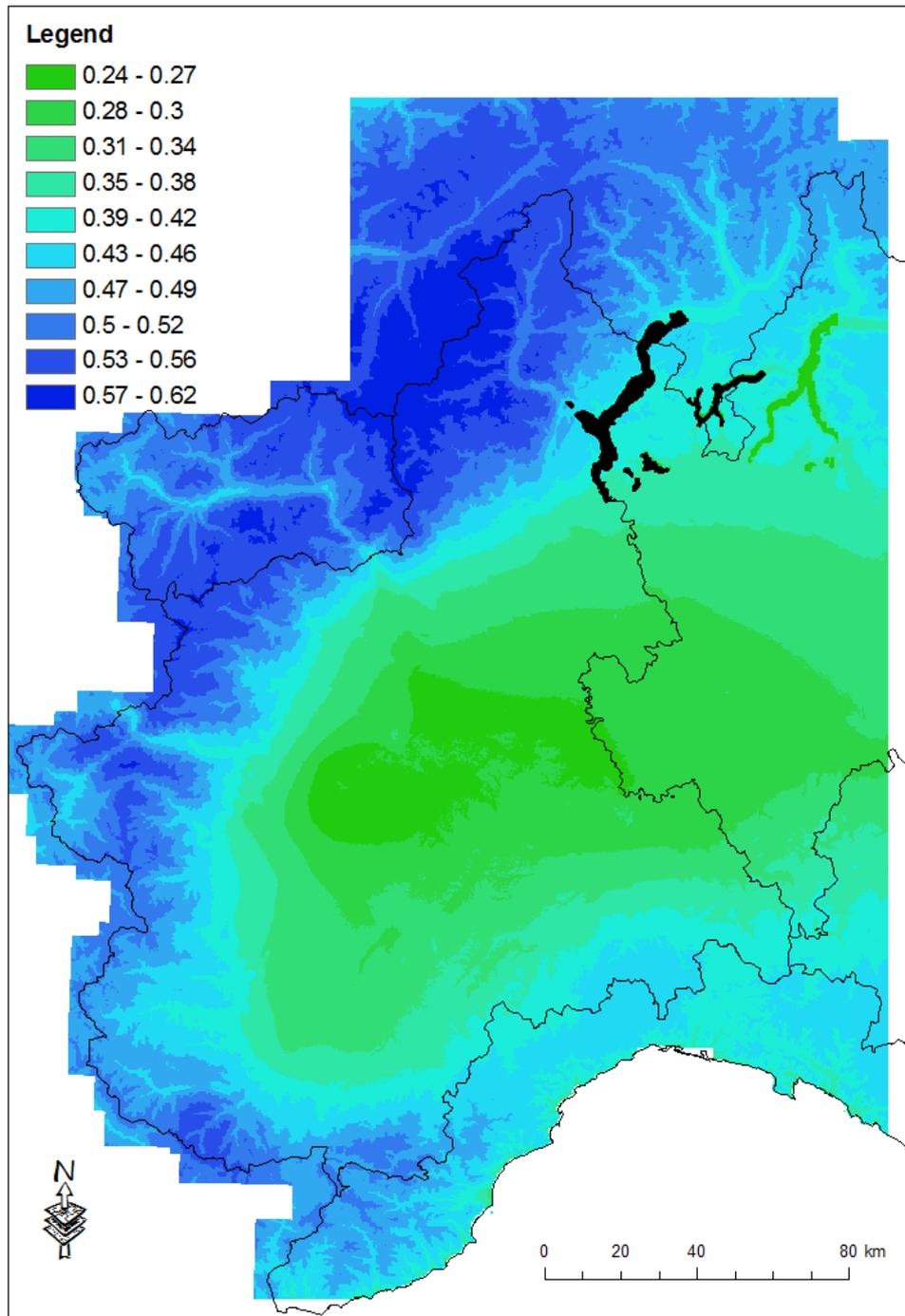


Figura X. 3: Esponente di invarianza di scala n ottenuto dal valore medio aritmetico della precipitazione massima annuale per durate 1, 3, 6, 12 e 24 ore

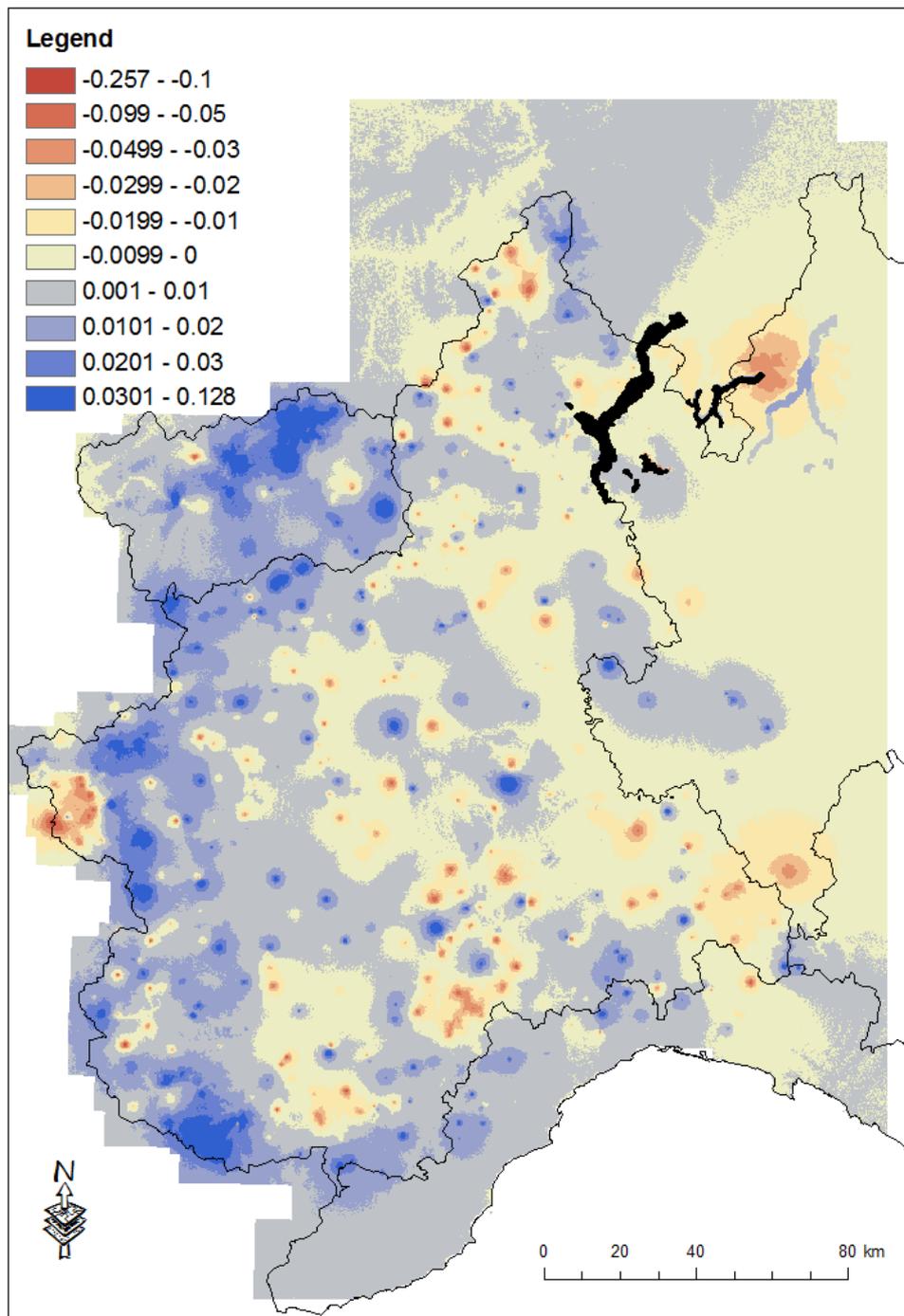


Figura X. 4: Differenza tra l'esponente di invarianza di scala n ottenuto considerando le medie pesate e aritmetiche delle precipitazioni massime annue per durate pari a 1, 3, 6, 12 e 24 ore

Allegato XI

Coefficiente di variazione

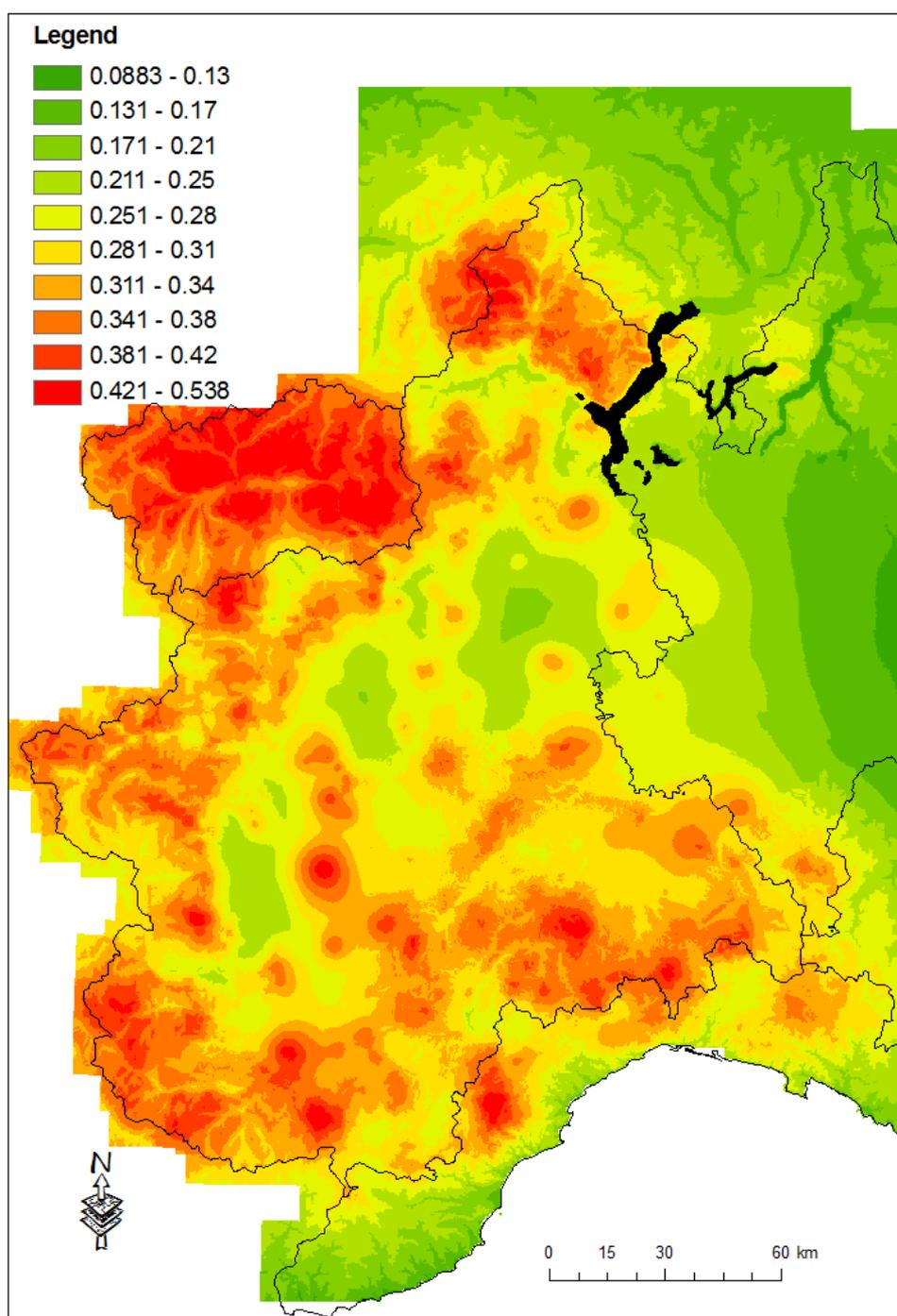


Figura XI. 1: Coefficiente di variazione della media aritmetica della precipitazione massima annuale per durata pari a 1 ora.

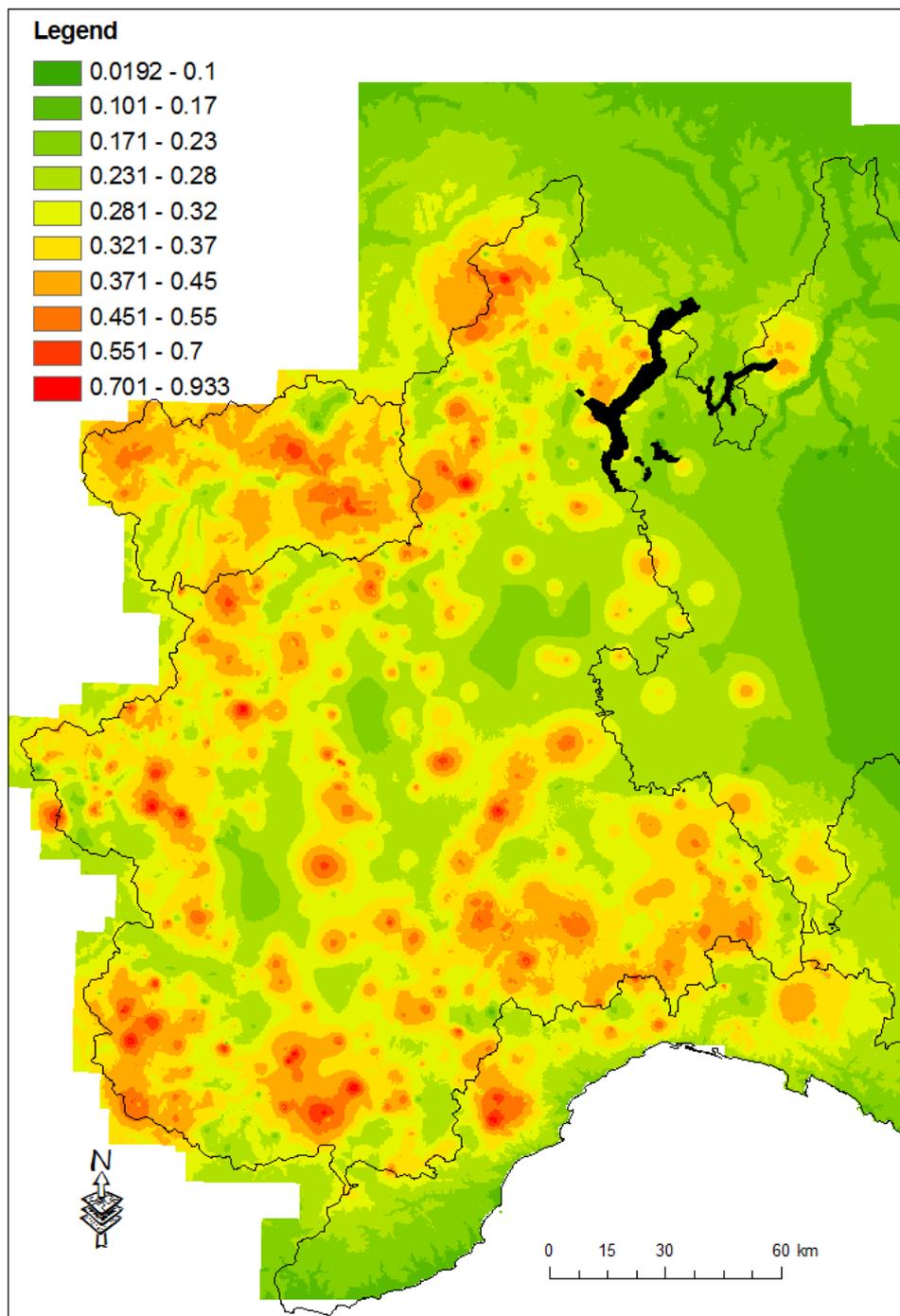


Figura XI. 2: Coefficiente di variazione pesato in funzione della varianza di stima della precipitazione massima annuale per durata pari a 1 ora.

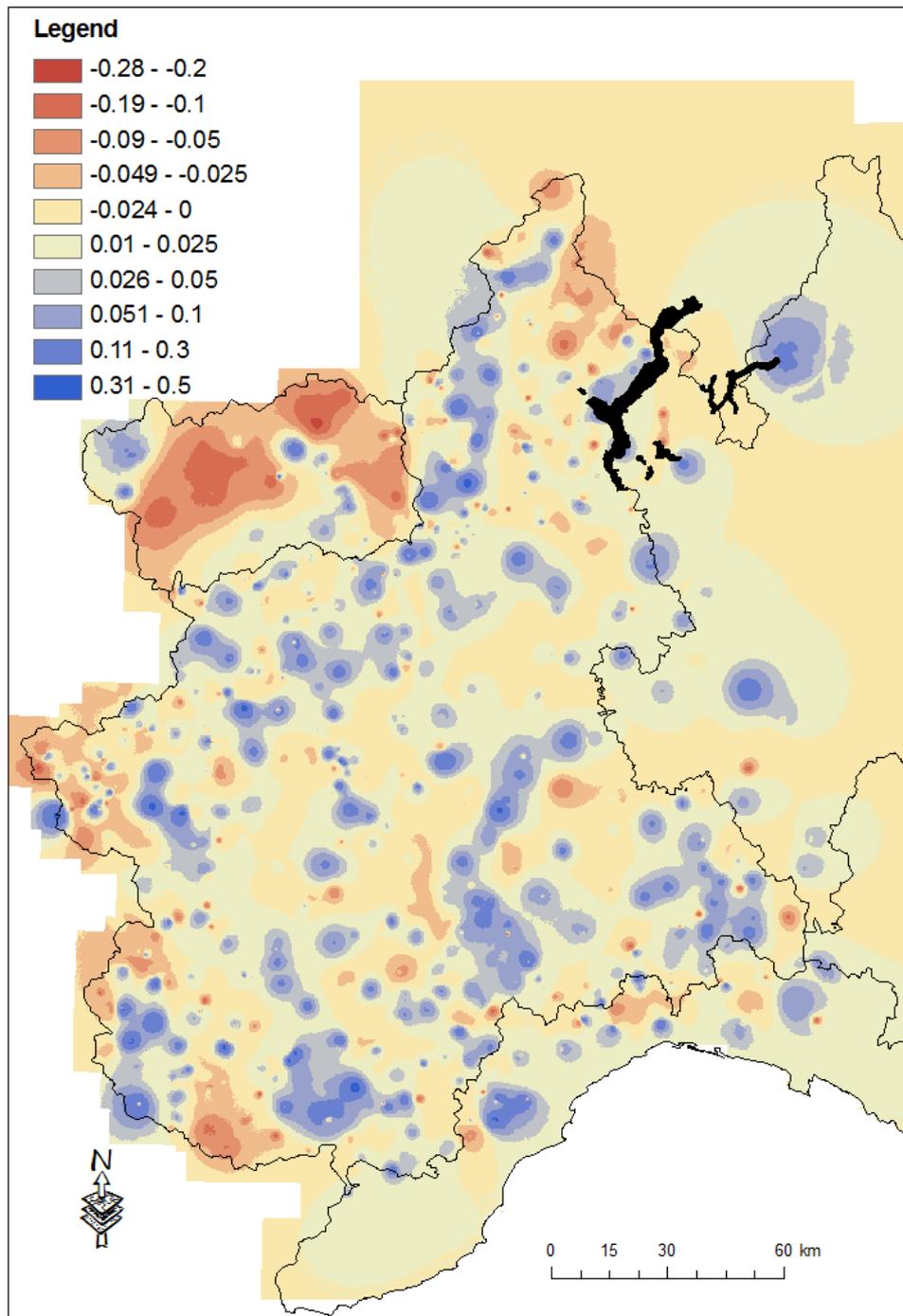


Figura XI. 3: Differenze tra il coefficiente di variazione calcolati sulla base dei valori medi aritmetici e pesati della precipitazione massima annuale per durata pari a 1 ora.

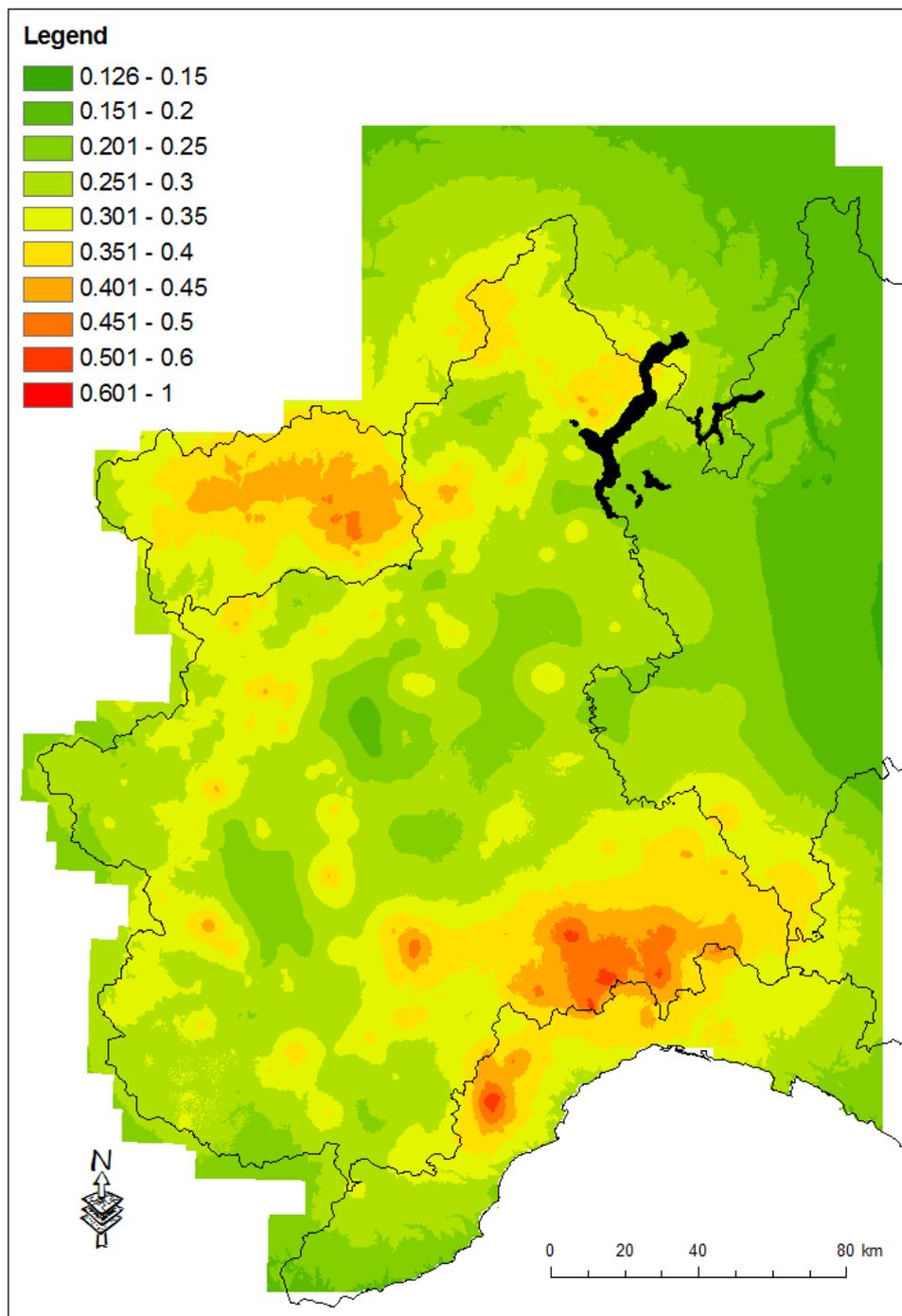


Figura XI. 4: Coefficiente di variazione della media aritmetica della precipitazione massima annuale per durata pari a 3 ore.

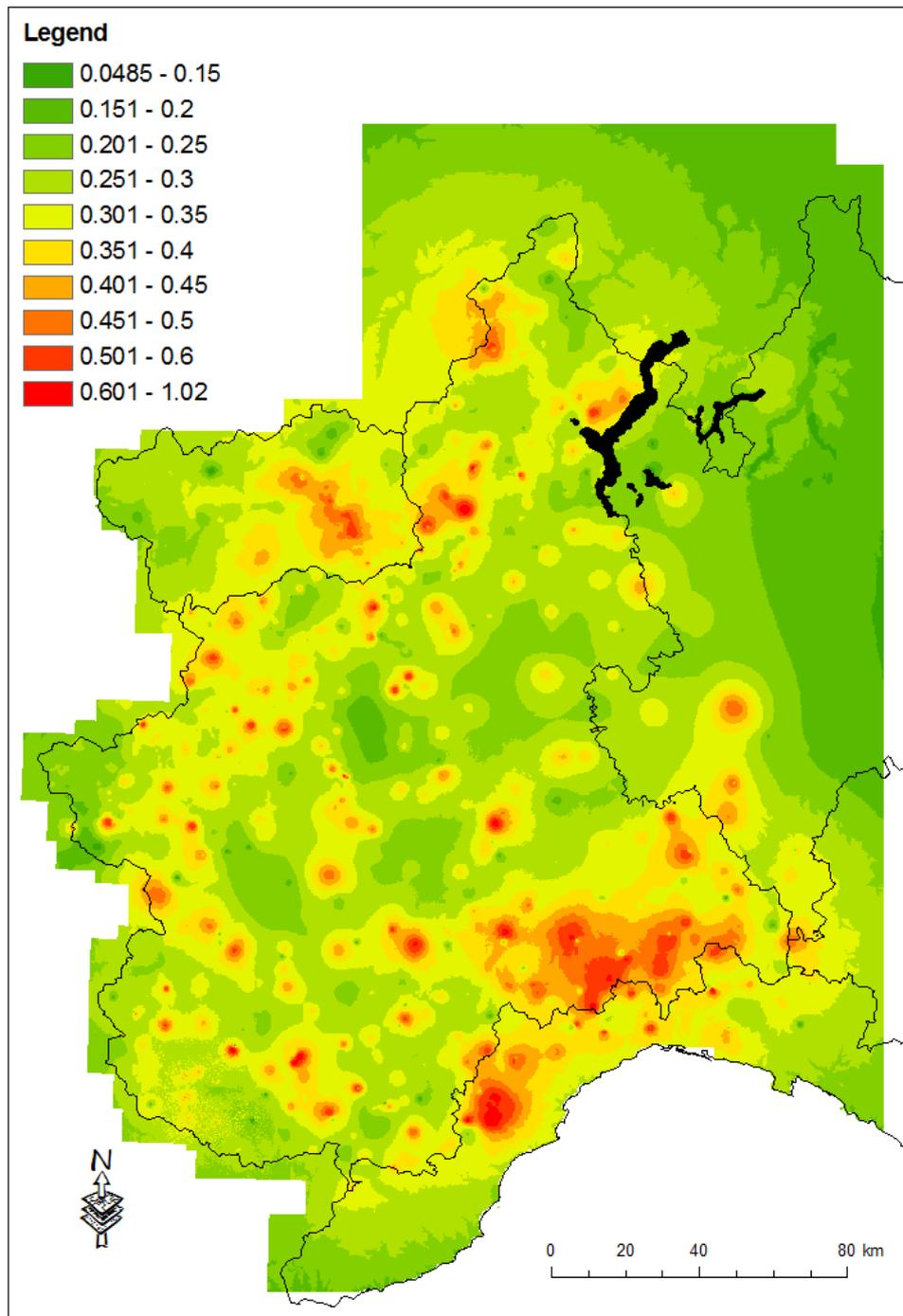


Figura XI. 5: Coefficiente di variazione pesato in funzione della varianza di stima della precipitazione massima annuale per durata pari a 3 ore.

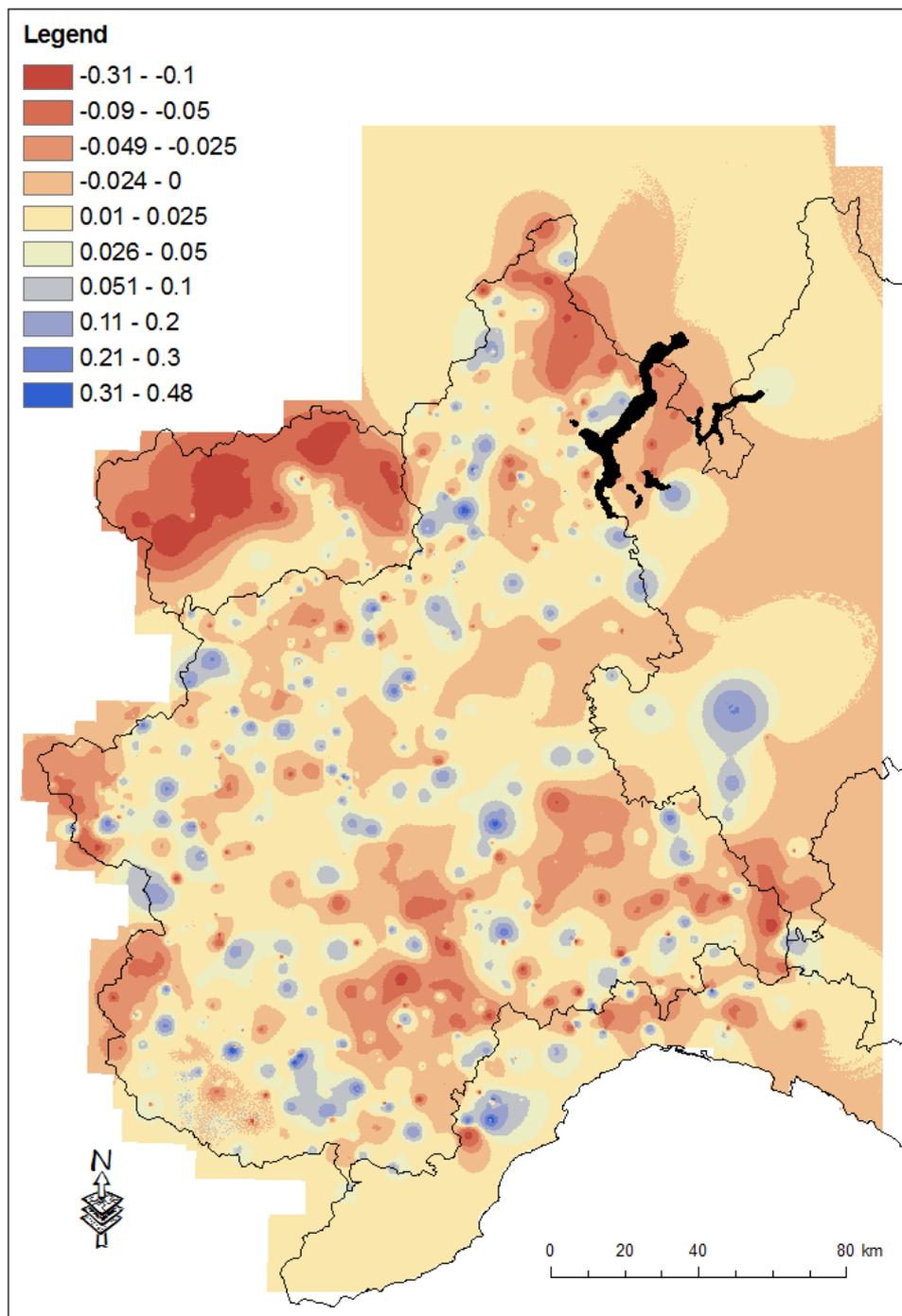


Figura XI. 6: Differenze tra il coefficiente di variazione calcolati sulla base dei valori medi aritmetici e pesati della precipitazione massima annuale per durata pari a 3 ore.

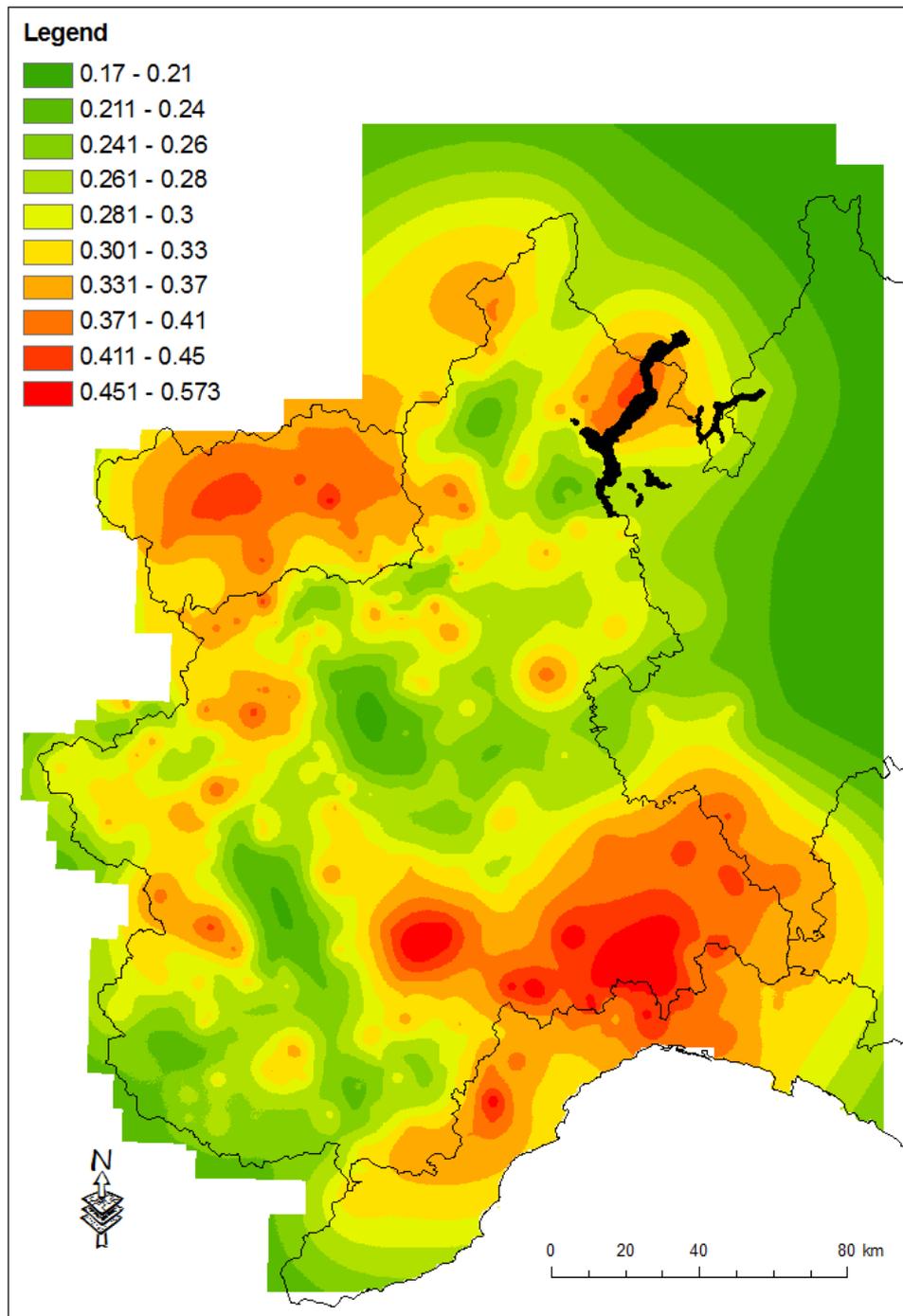


Figura XI. 7: Coefficiente di variazione della media aritmetica della precipitazione massima annuale per durata pari a 6 ore.

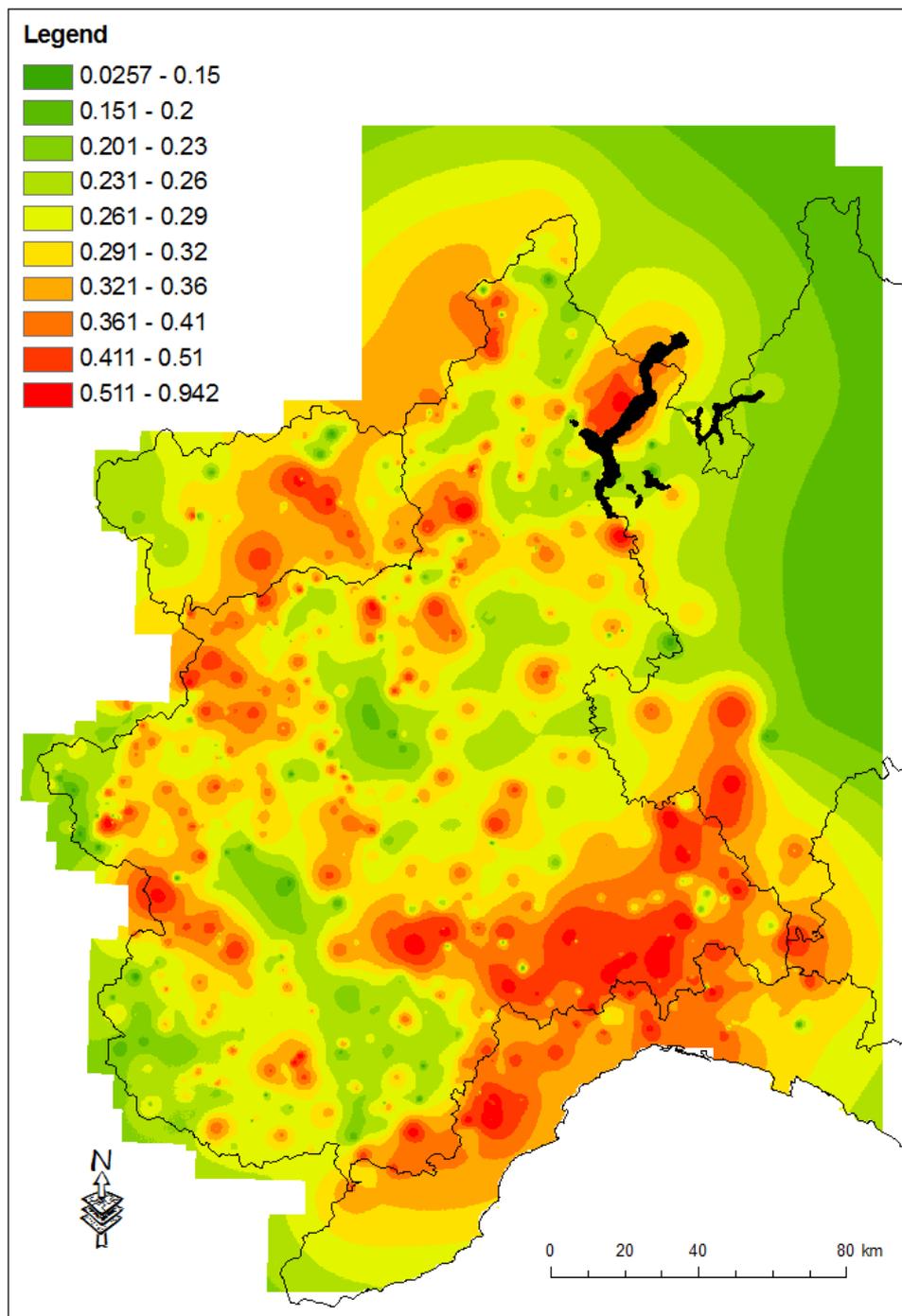


Figura XI. 8: Coefficiente di variazione pesato in funzione della varianza di stima della precipitazione massima annuale per durata pari a 6 ore.

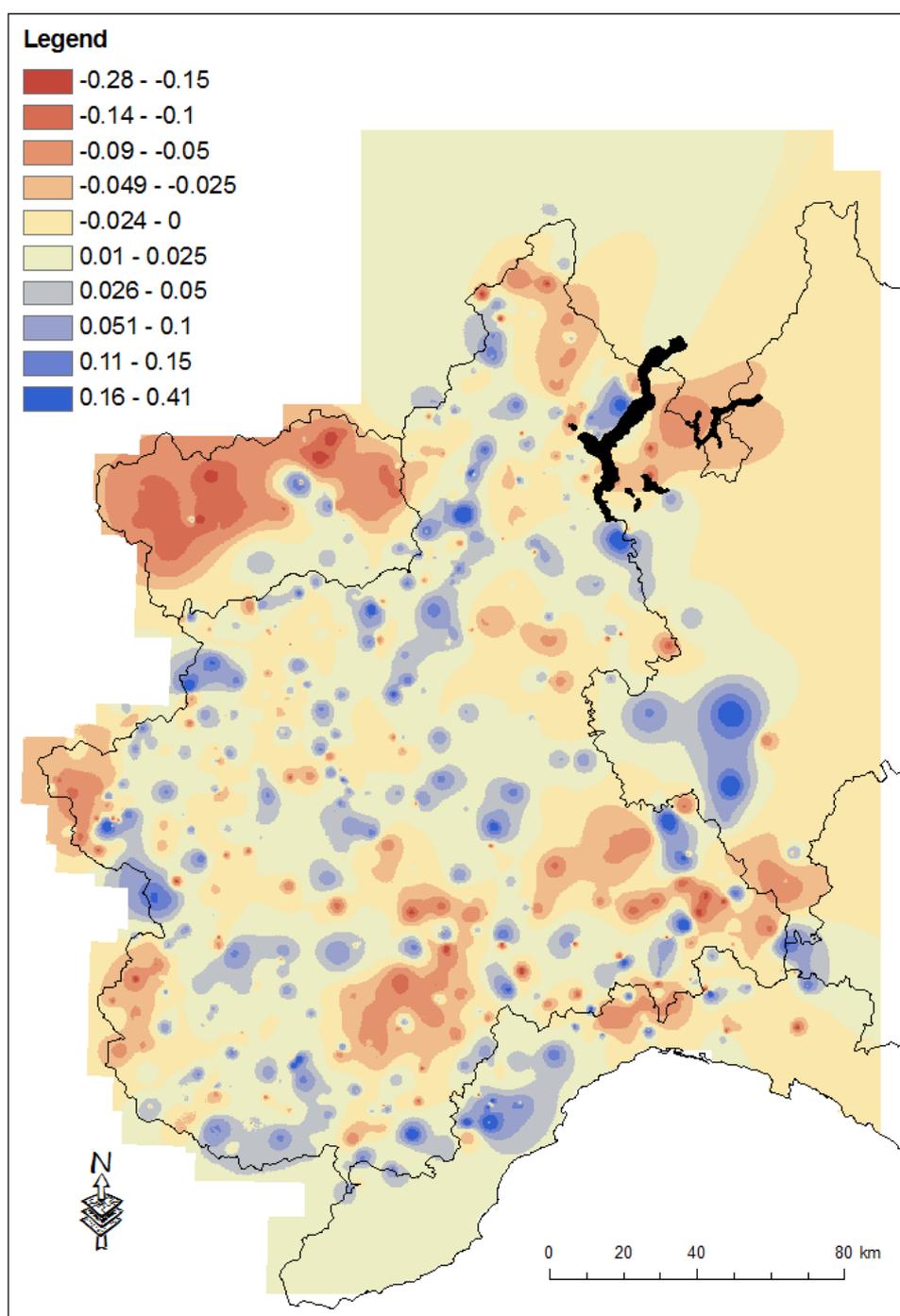


Figura XI. 9: Differenze tra il coefficiente di variazione calcolati sulla base dei valori medi aritmetici e pesati della precipitazione massima annuale per durata pari a 6 ore.

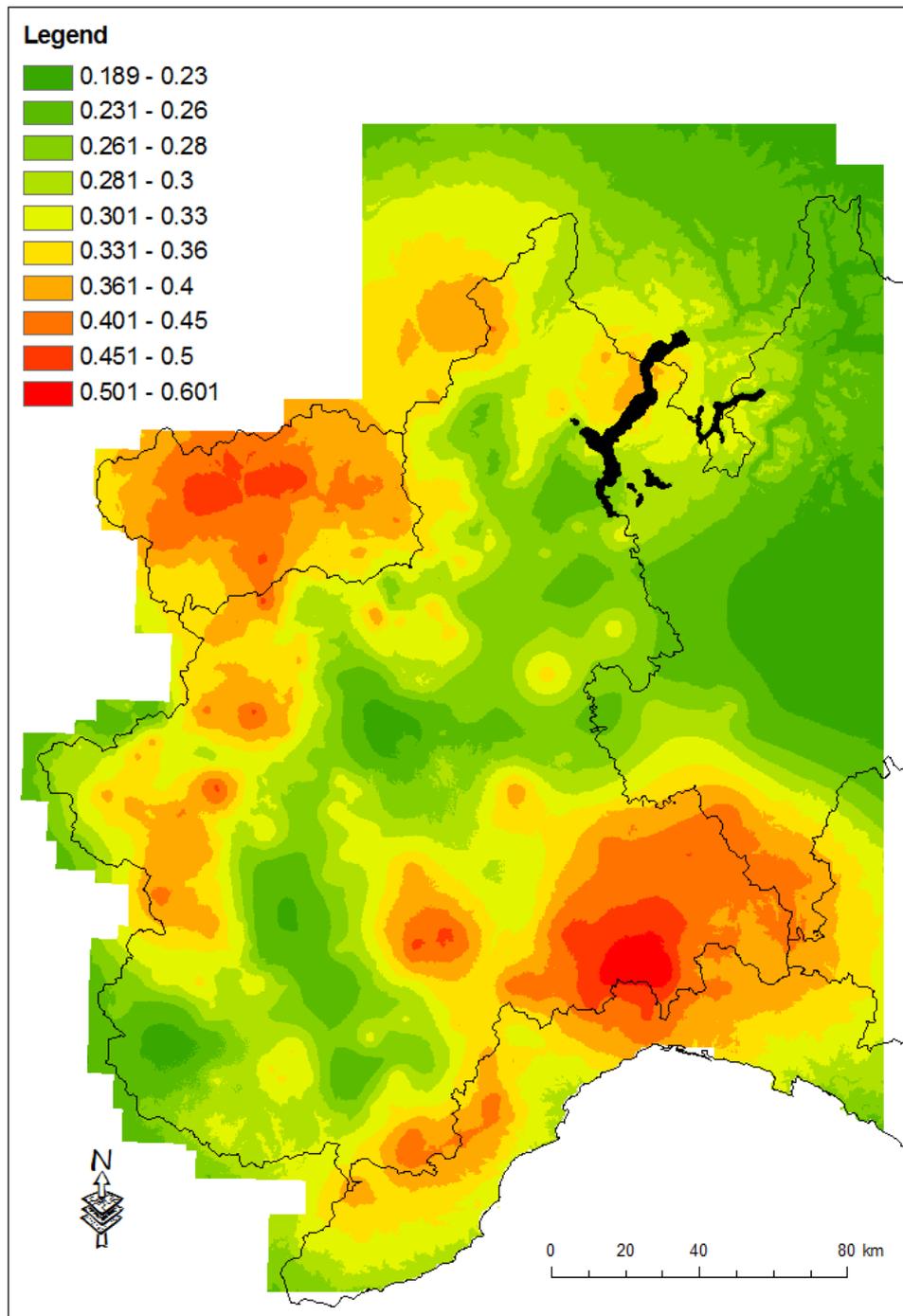


Figura XI. 10: Coefficiente di variazione della media aritmetica della precipitazione massima annuale per durata pari a 12 ore.

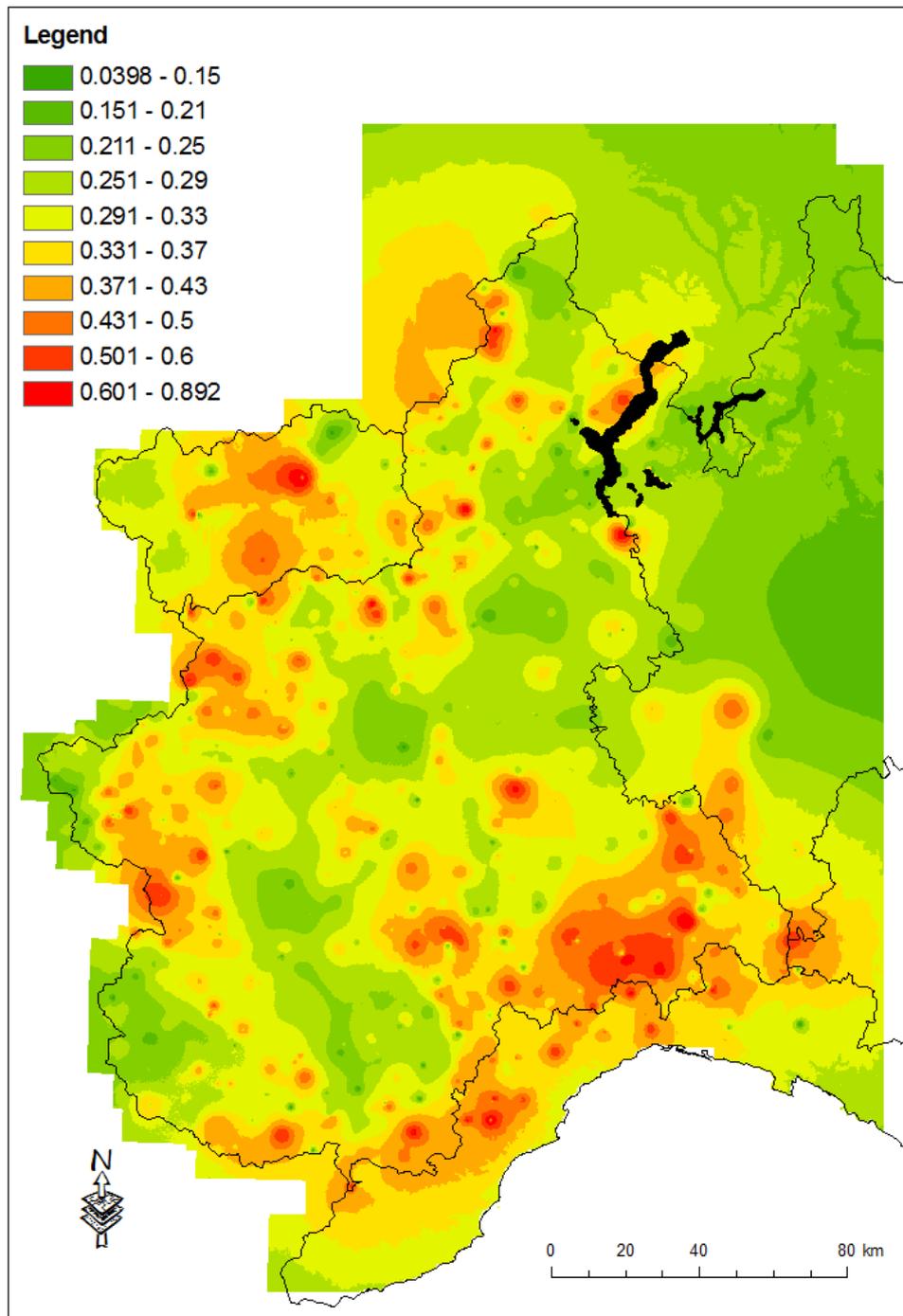


Figura XI. 11: Coefficiente di variazione pesato in funzione della varianza di stima della precipitazione massima annuale per durata pari a 12 ore.

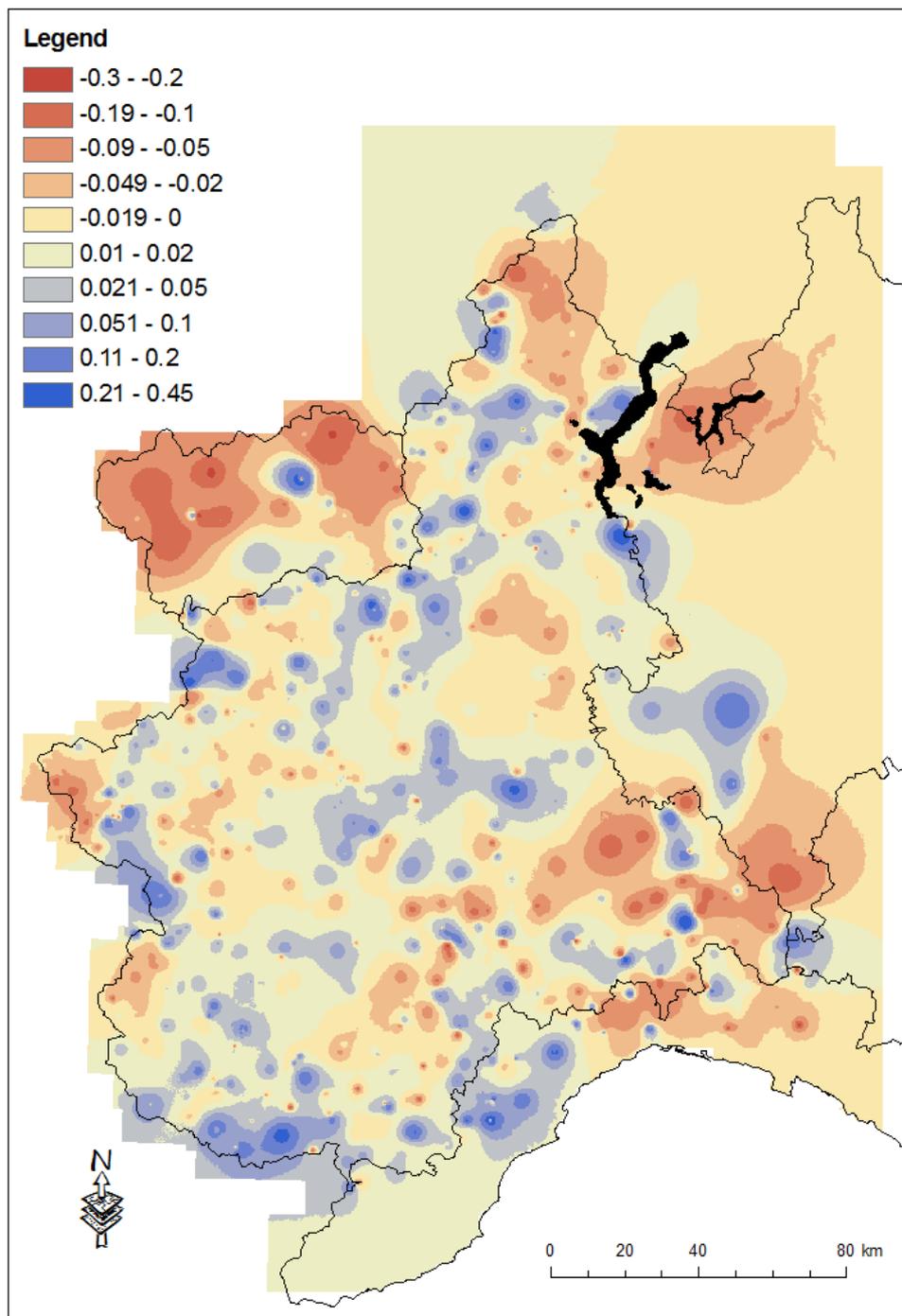


Figura XI. 12: Differenze tra il coefficiente di variazione calcolati sulla base dei valori medi aritmetici e pesati della precipitazione massima annuale per durata pari a 12 ore.

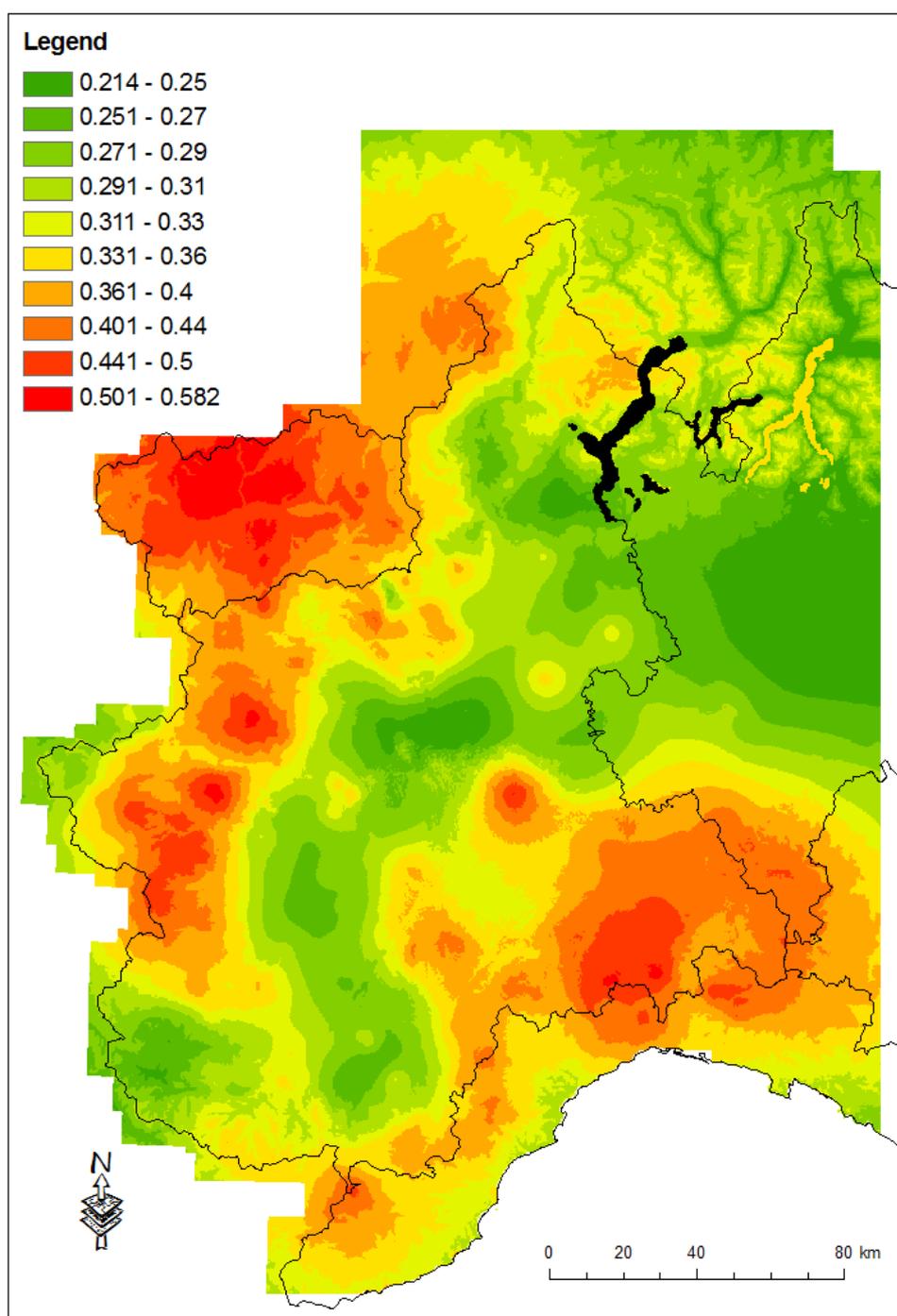


Figura XI. 13: Coefficiente di variazione della media aritmetica della precipitazione massima annuale per durata pari a 24 ore.

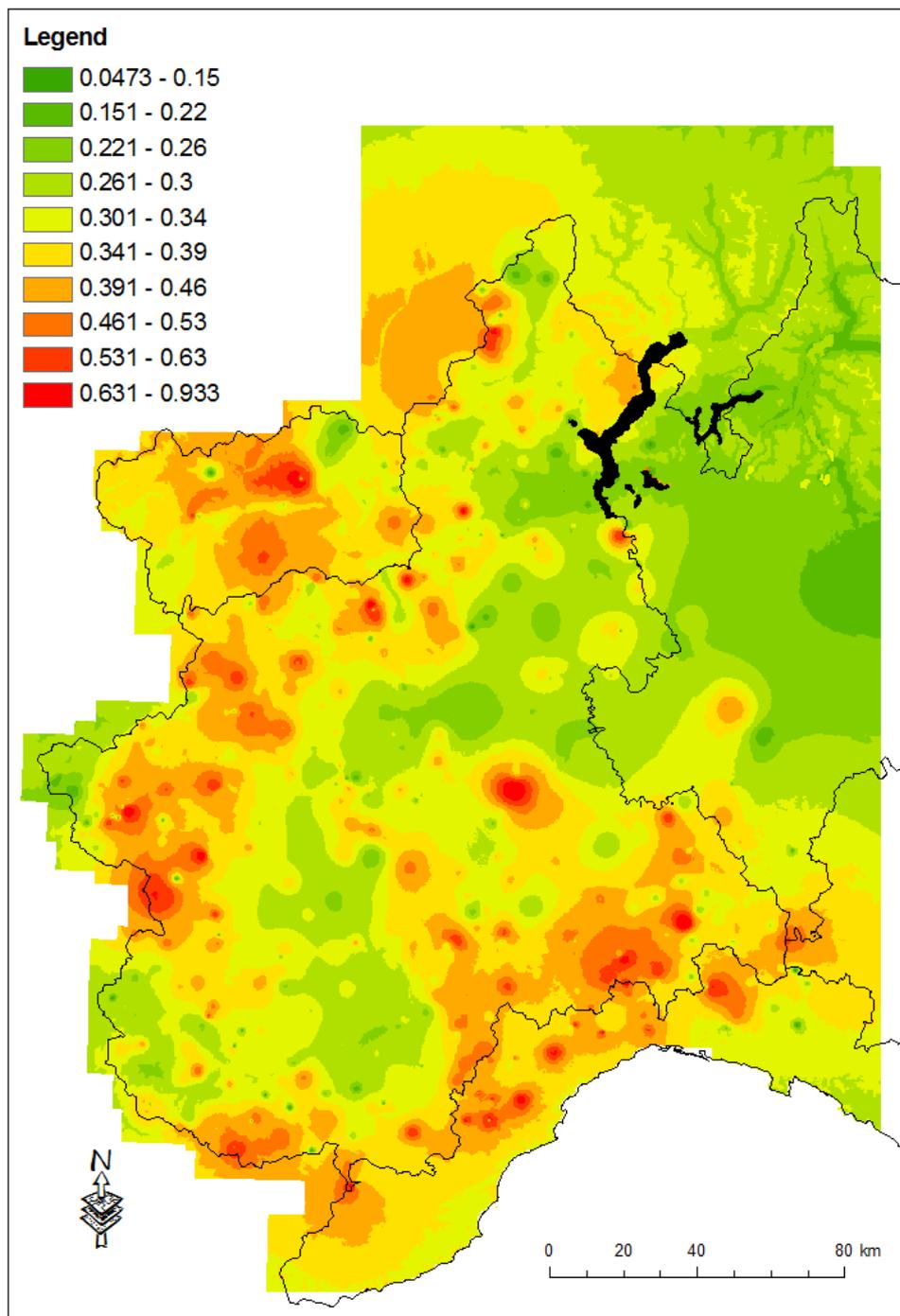


Figura XI. 14: Coefficiente di variazione pesato in funzione della varianza di stima della precipitazione massima annuale per durata pari a 24 ore.

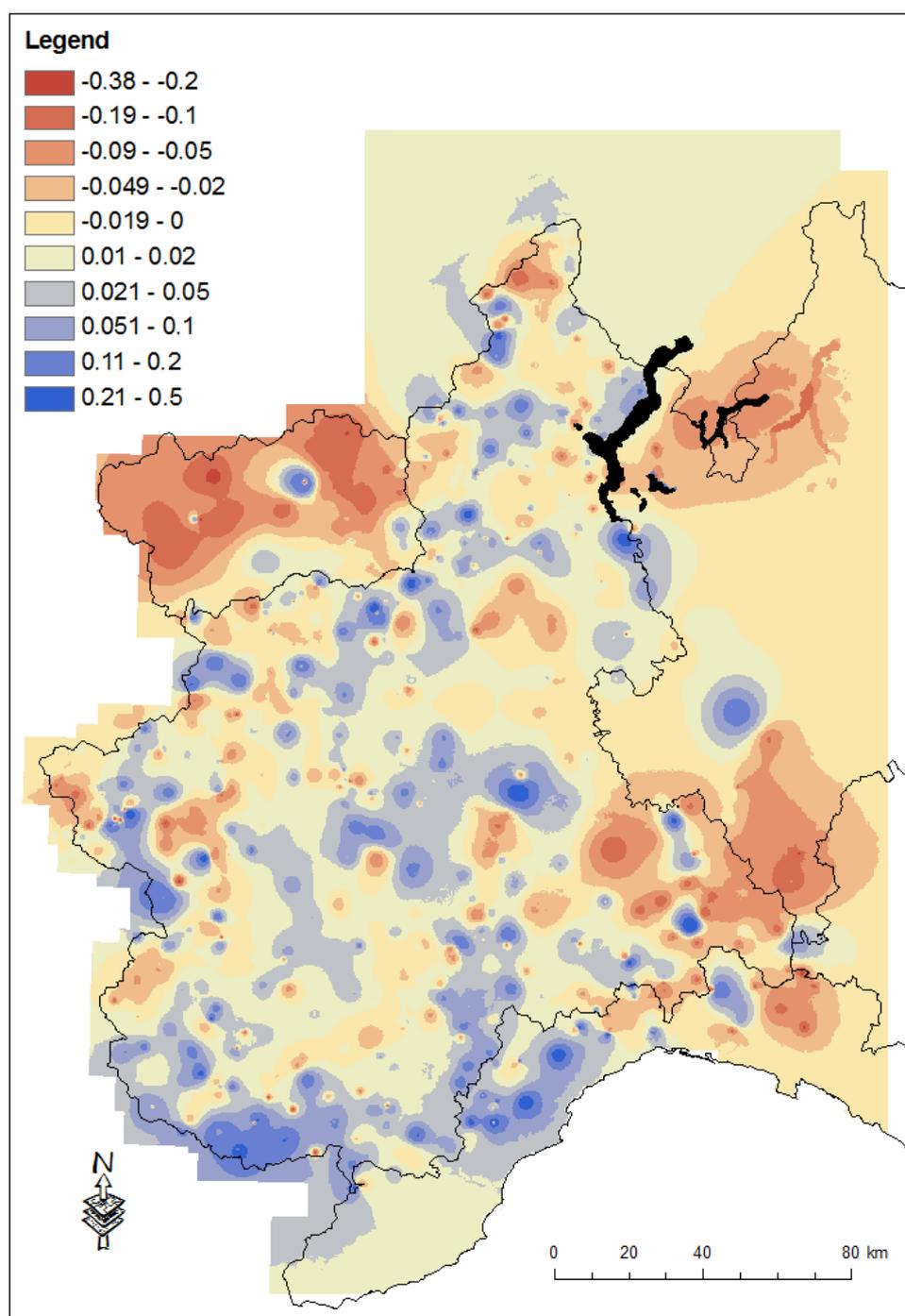


Figura XI. 15: Differenze tra il coefficiente di variazione calcolati sulla base dei valori medi aritmetici e pesati della precipitazione massima annuale per durata pari a 24 ore.

Allegato XII

L coefficienti

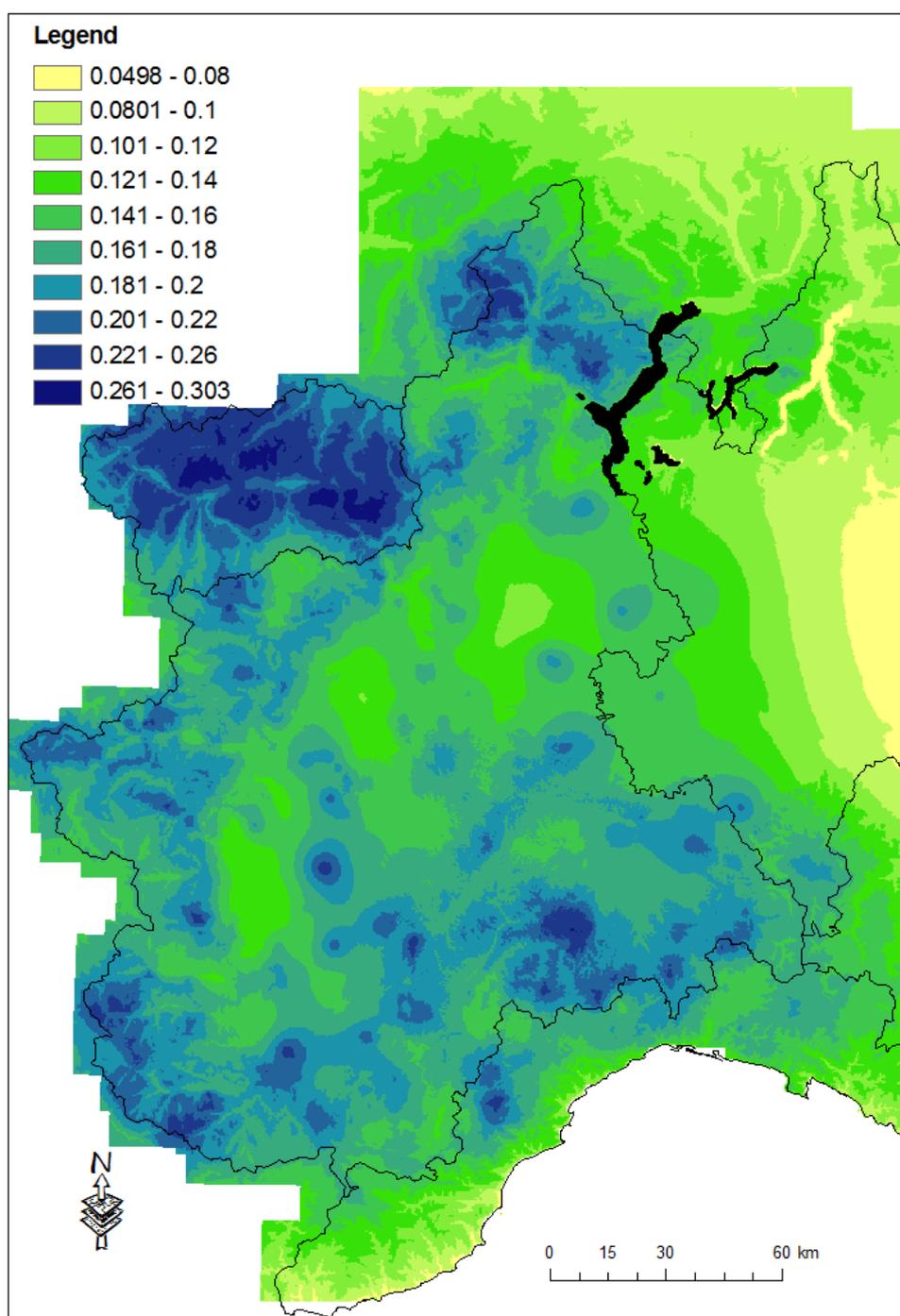


Figura XII. 1: L_{CV} della precipitazione massima annuale per durata pari a 1 ora

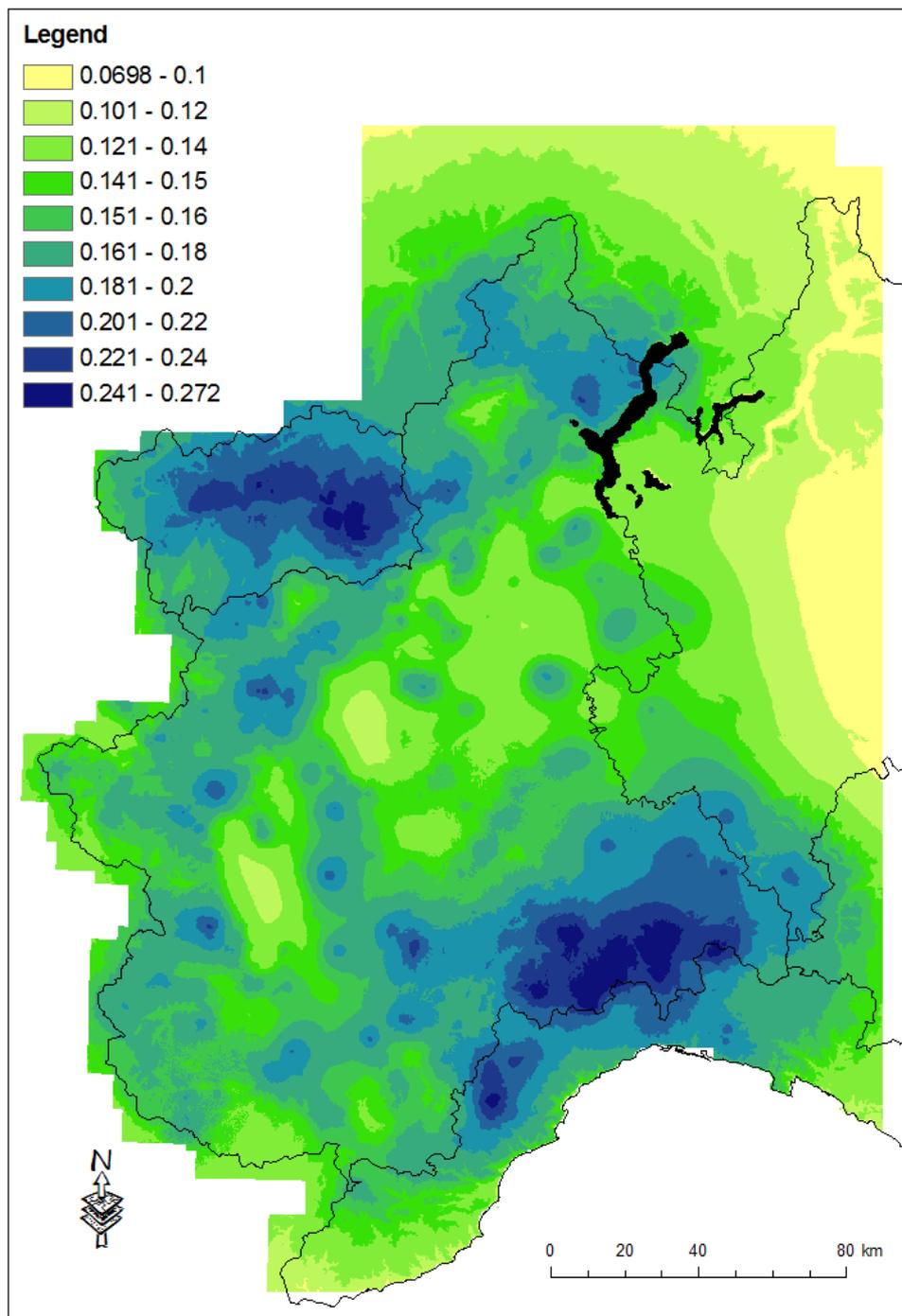


Figura XII. 2: L_{CV} della precipitazione massima annuale per durata pari a 3 ore

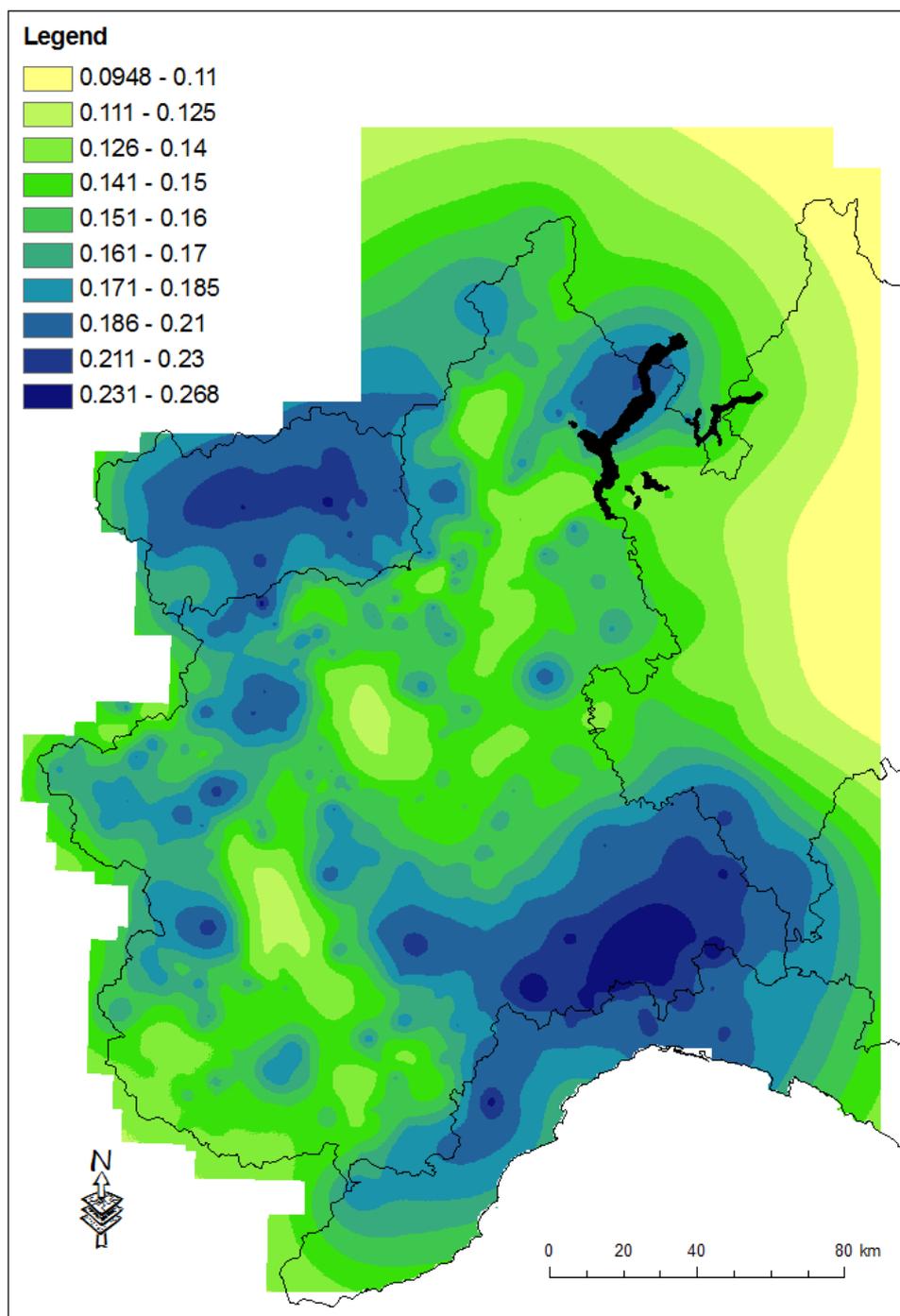


Figura XII. 3: L_{CV} della precipitazione massima annuale per durata pari a 6 ore

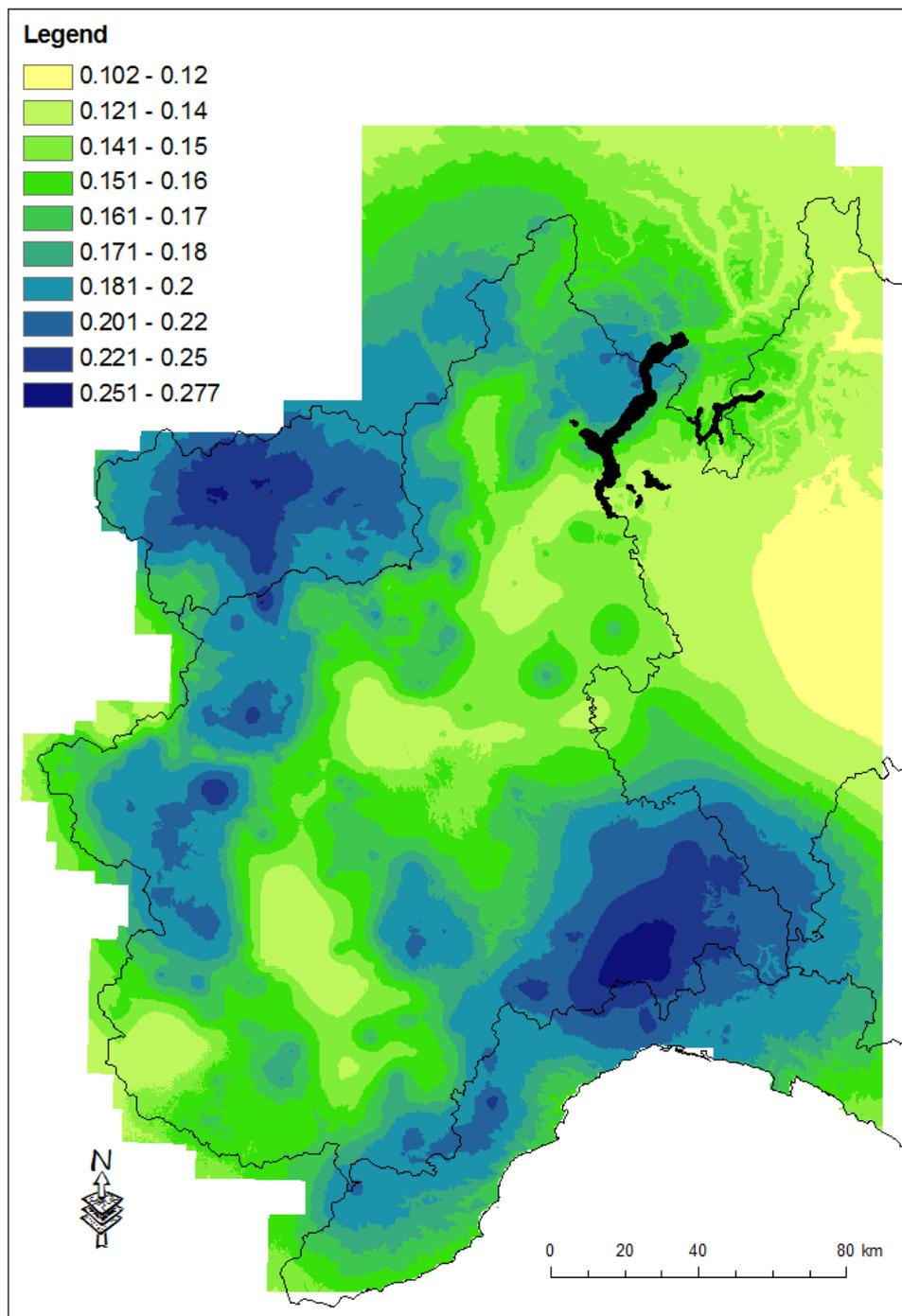


Figura XII. 4: L_{CV} della precipitazione massima annuale per durata pari a 12 ore

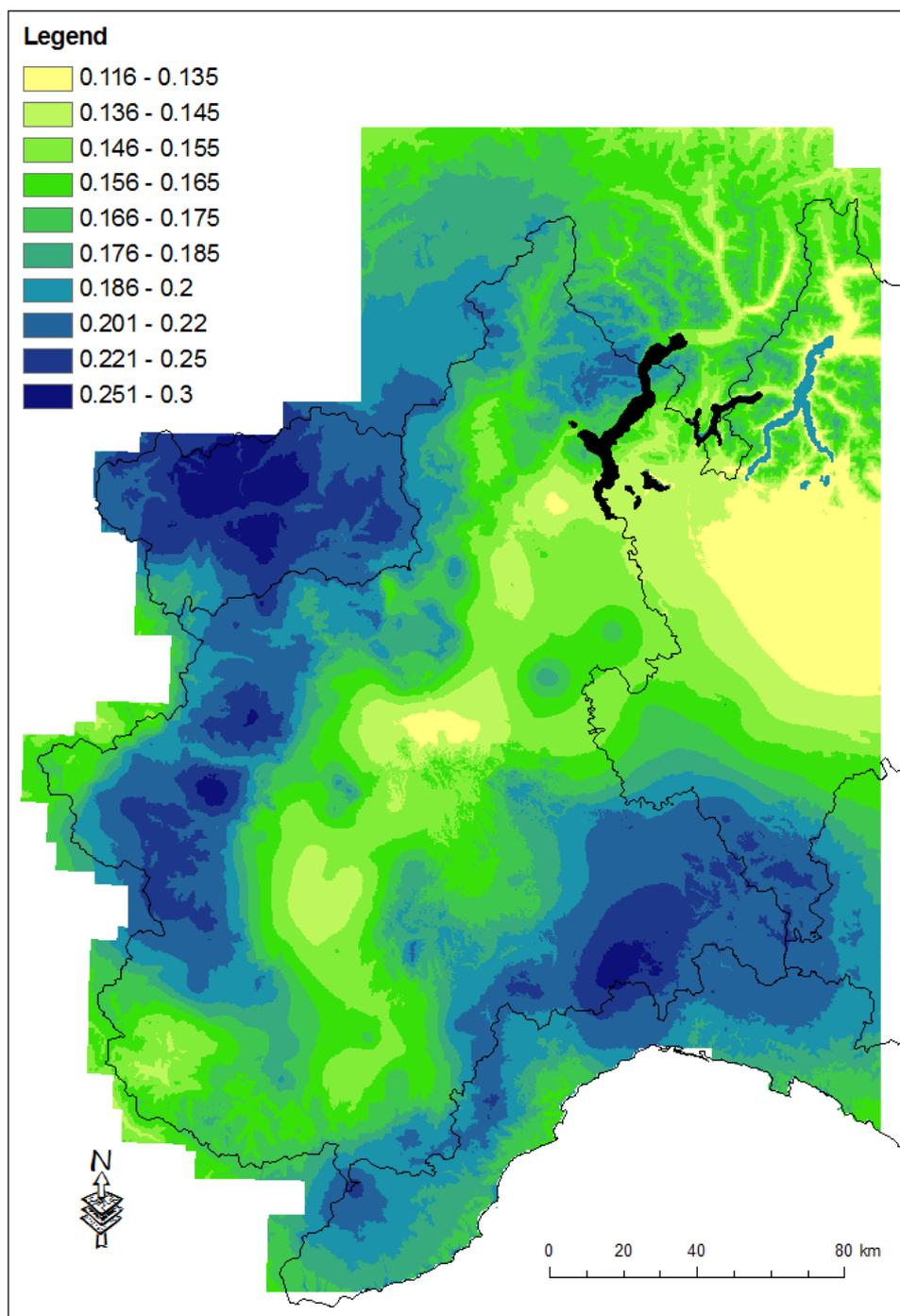


Figura XII. 5: L_{CV} della precipitazione massima annuale per durata pari a 24 ore

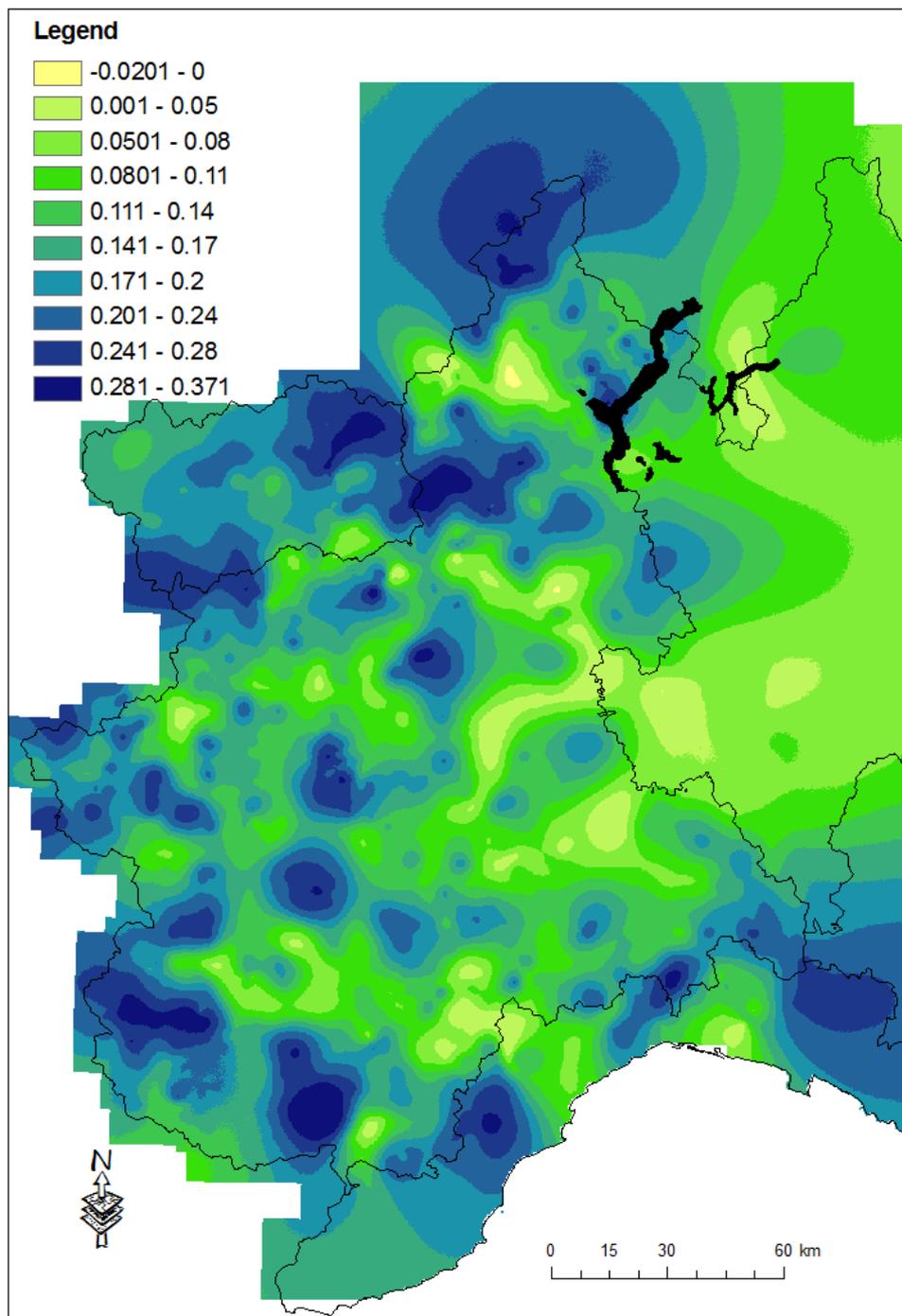


Figura XII. 6: L_{CA} della precipitazione massima annuale per durata pari a 1 ora

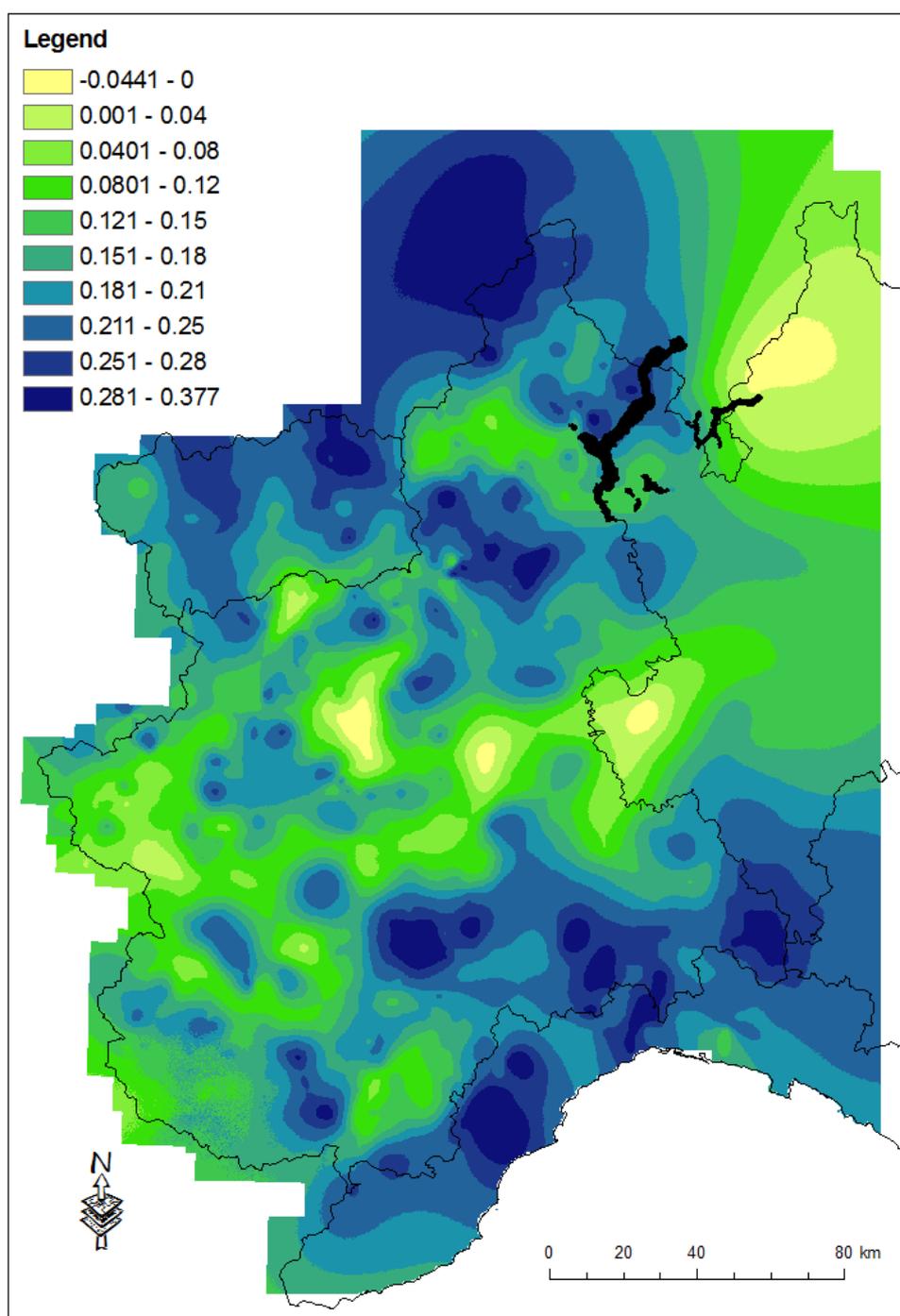


Figura XII. 7: L_{CA} della precipitazione massima annuale per durata pari a 3 ore

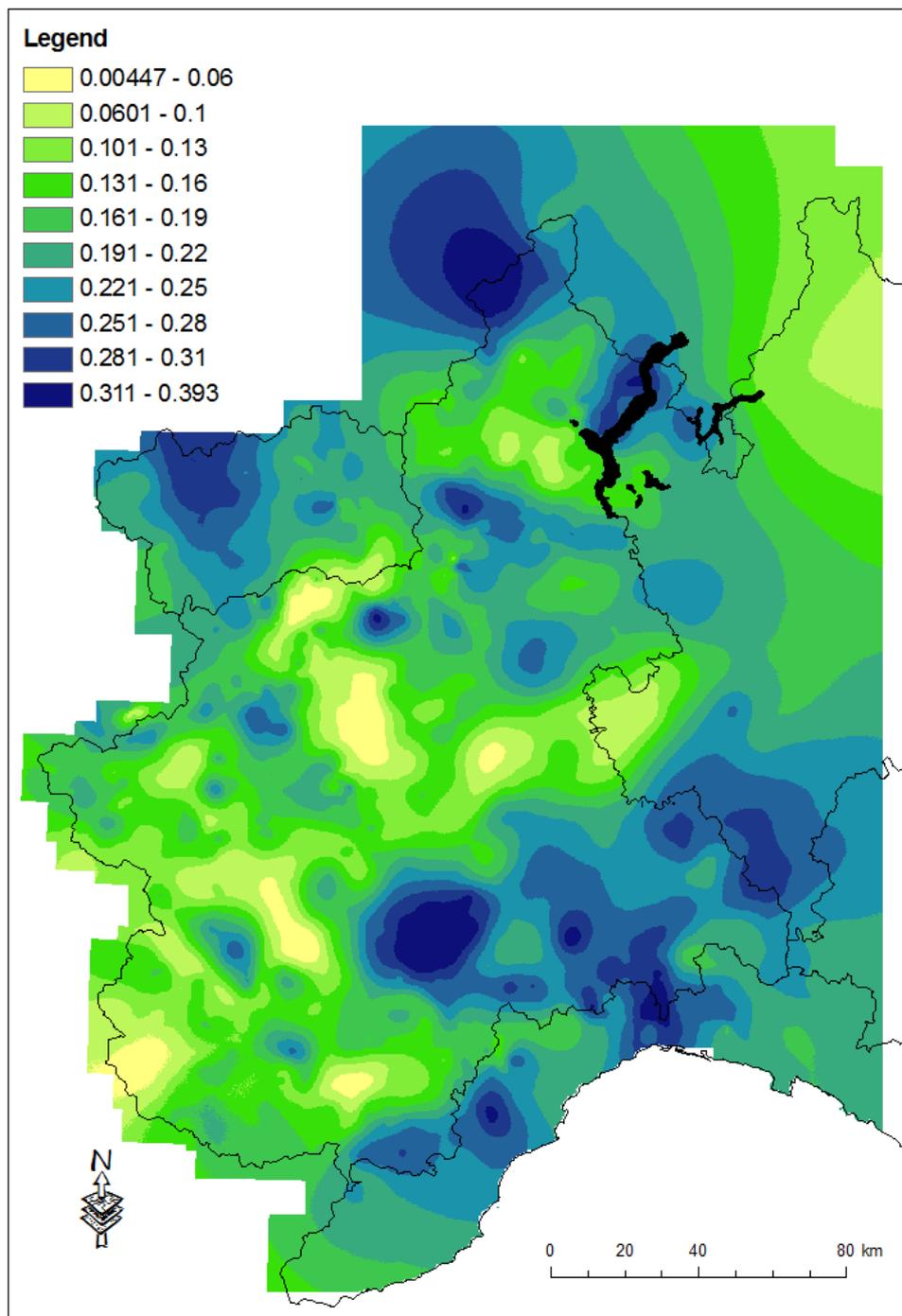


Figura XII. 8: L_{CA} della precipitazione massima annuale per durata pari a 6 ore

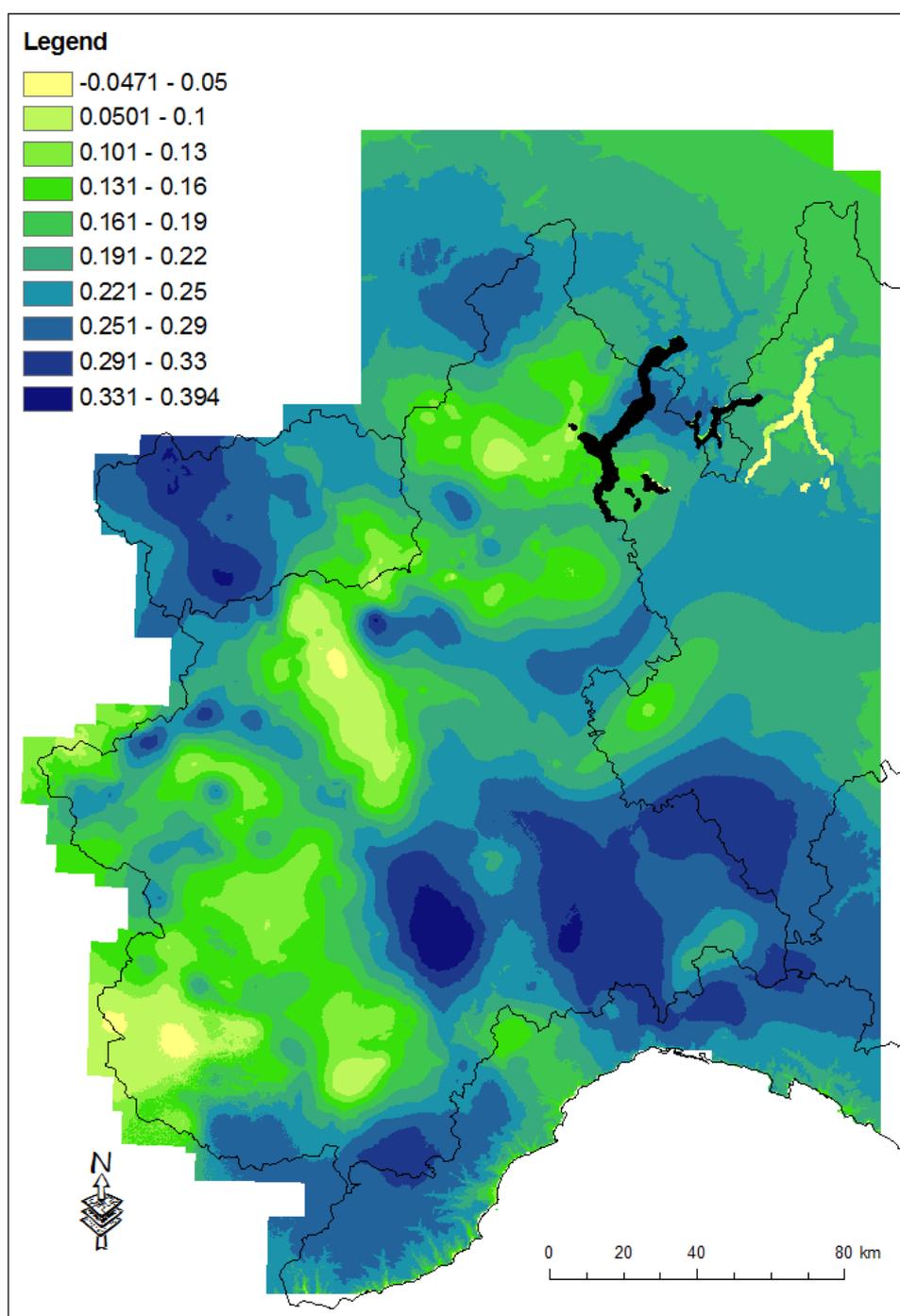


Figura XII. 9: L_{CA} della precipitazione massima annuale per durata pari a 12 ore

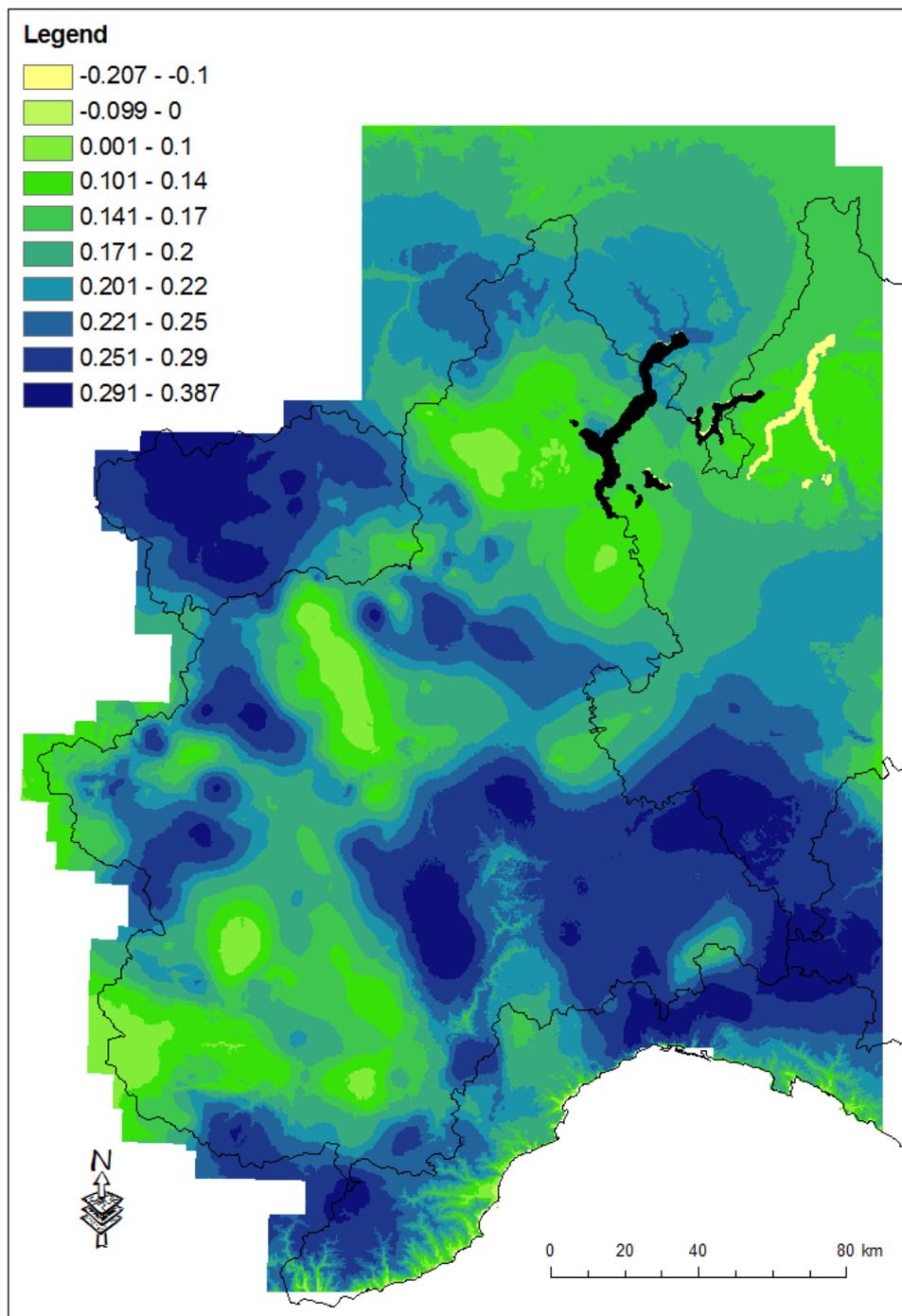


Figura XII. 10: L_{CA} della precipitazione massima annuale per durata pari a 24 ore

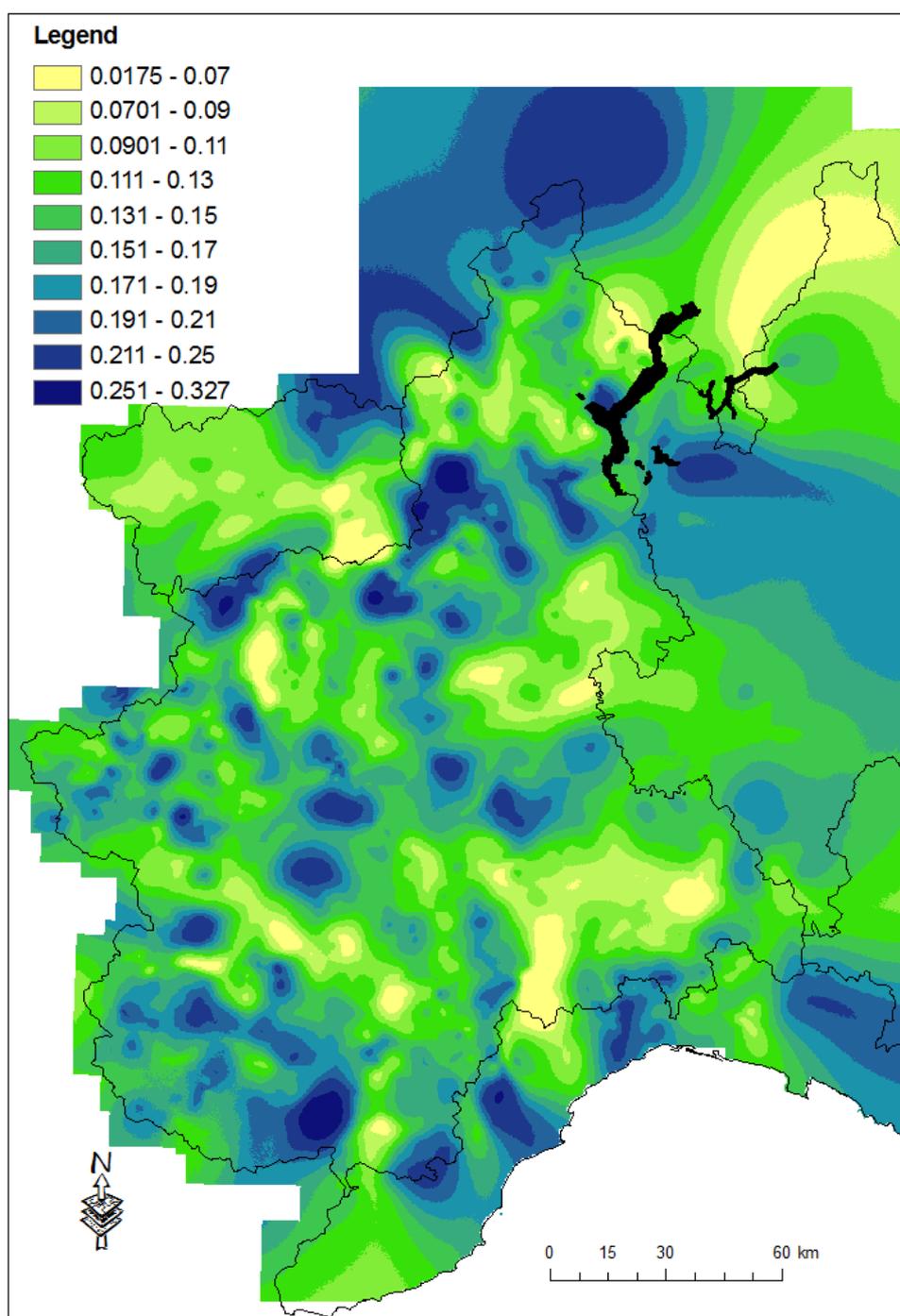


Figura XII. 11: L_{KUR} della precipitazione massima annuale per durata pari a 1 ora

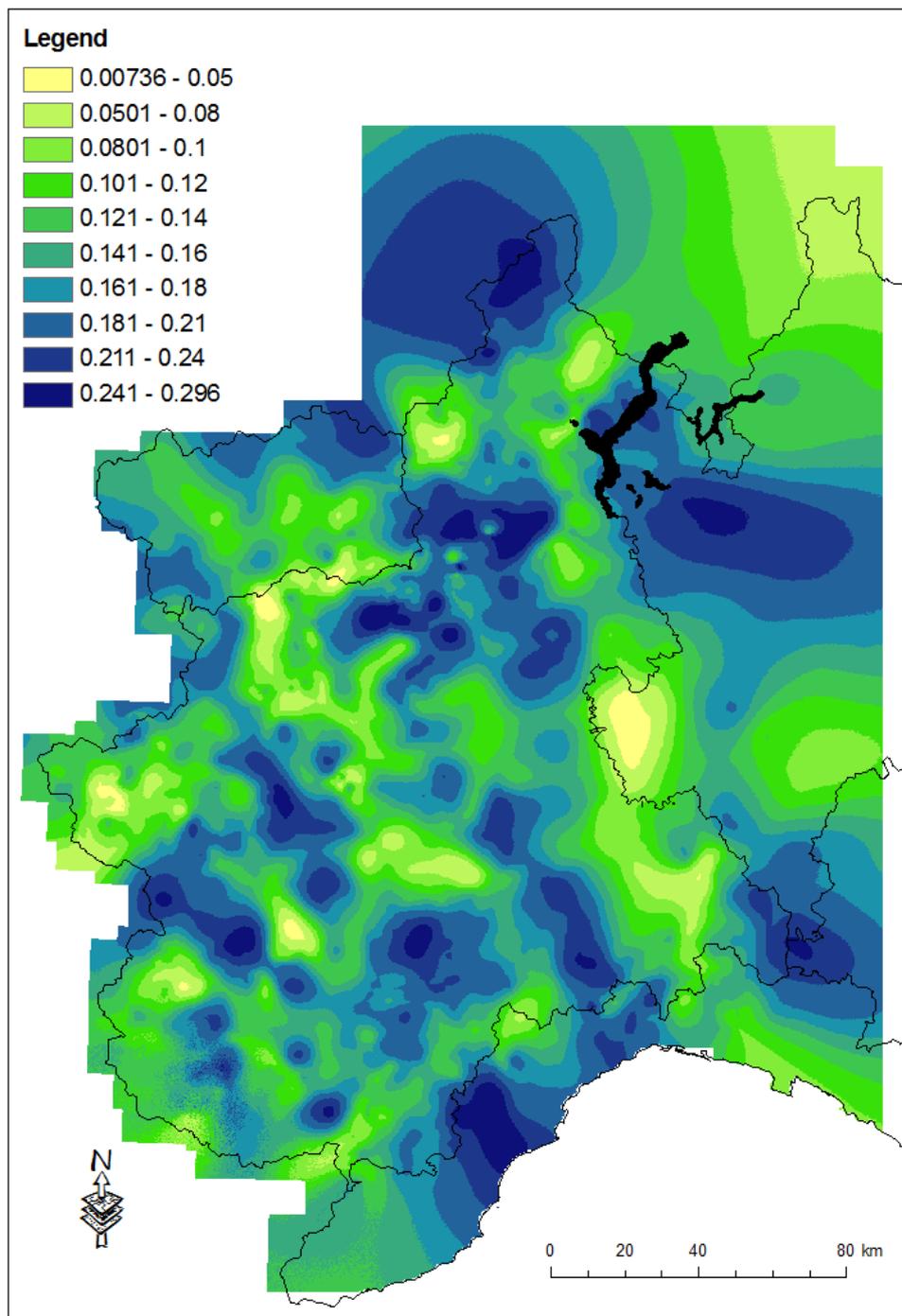


Figura XII. 12: L_{KUR} della precipitazione massima annuale per durata pari a 3 ore

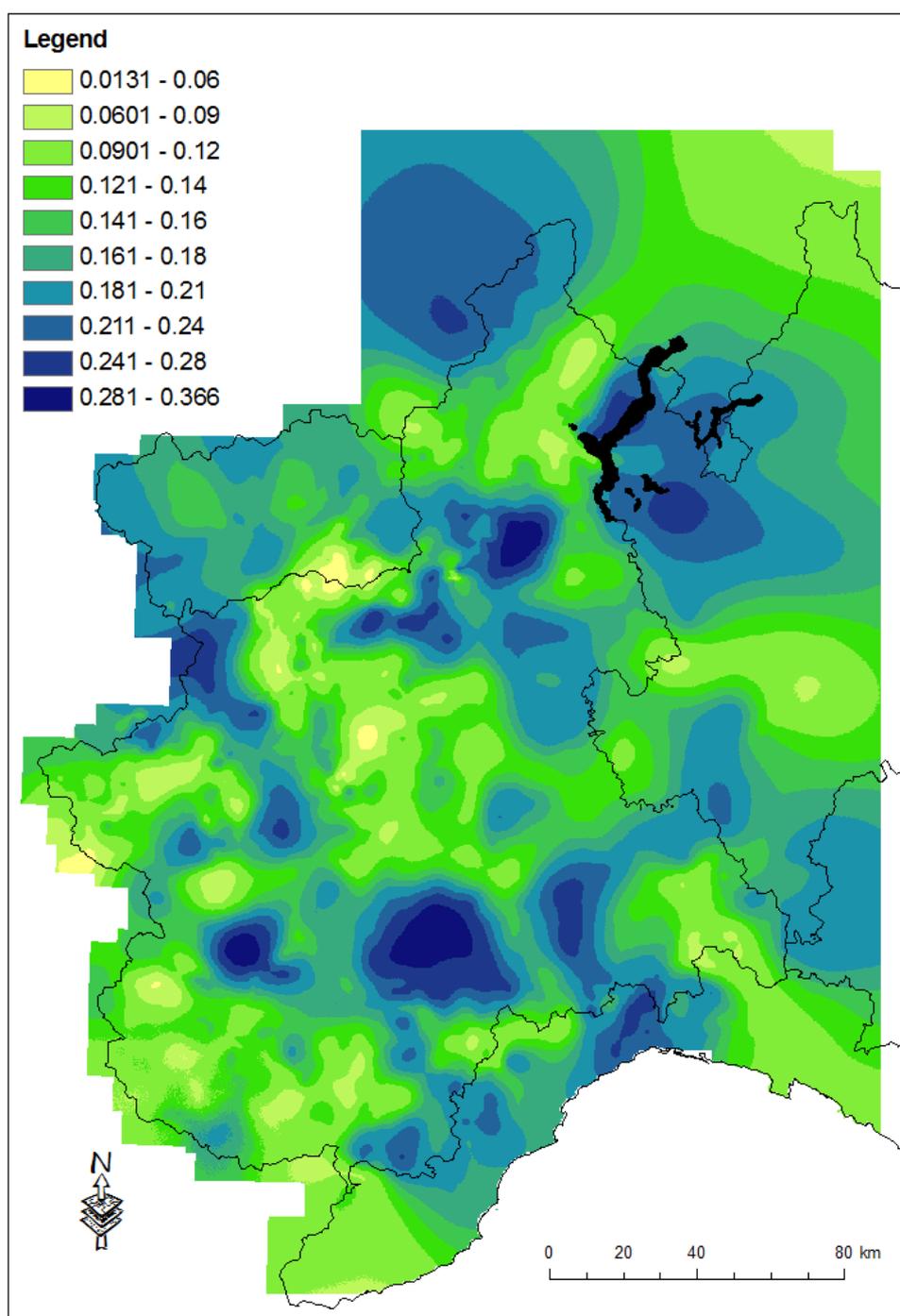


Figura XII. 13: L_{KUR} della precipitazione massima annuale per durata pari a 6 ore

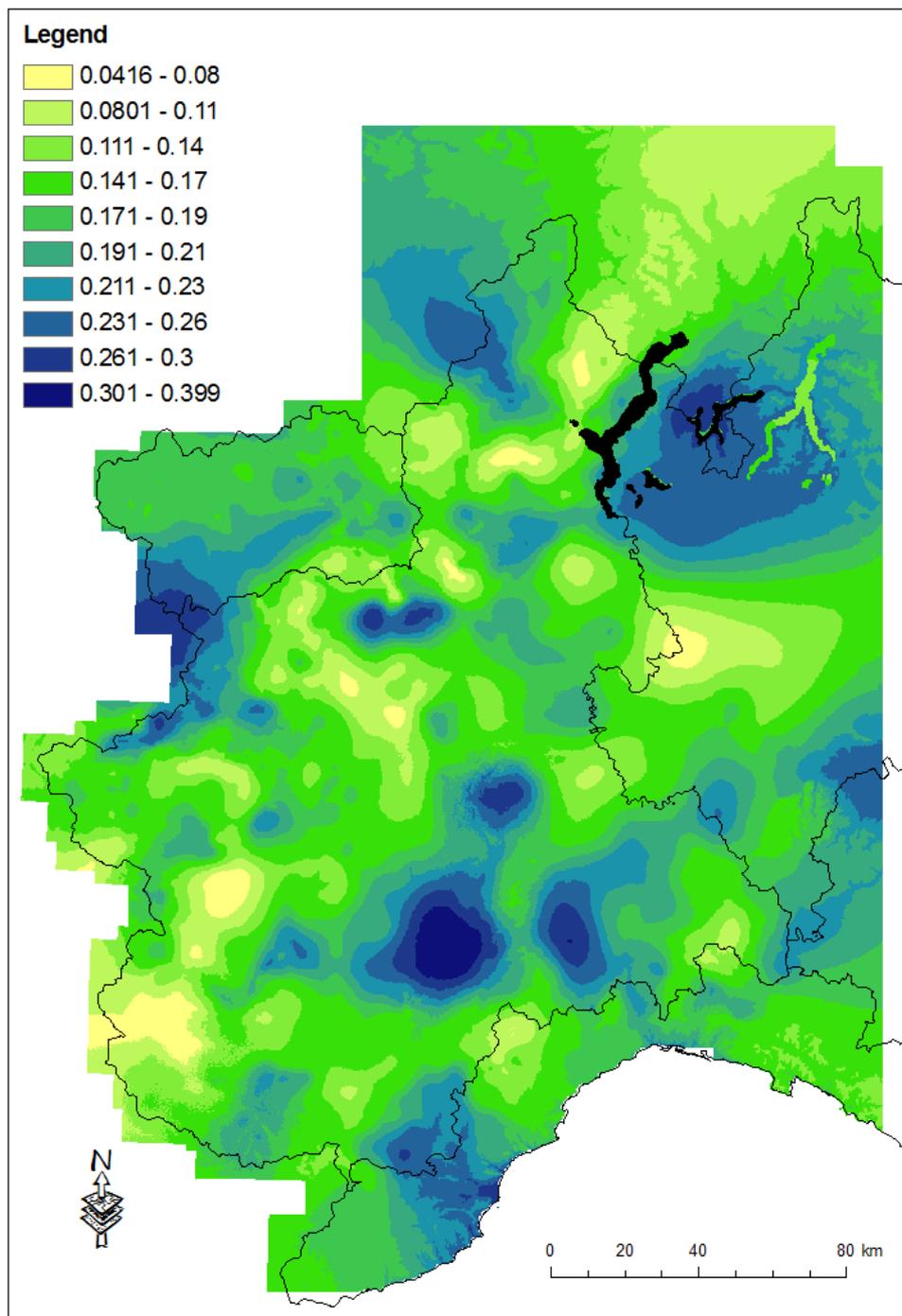


Figura XII. 14: L_{KUR} della precipitazione massima annuale per durata pari a 12 ore

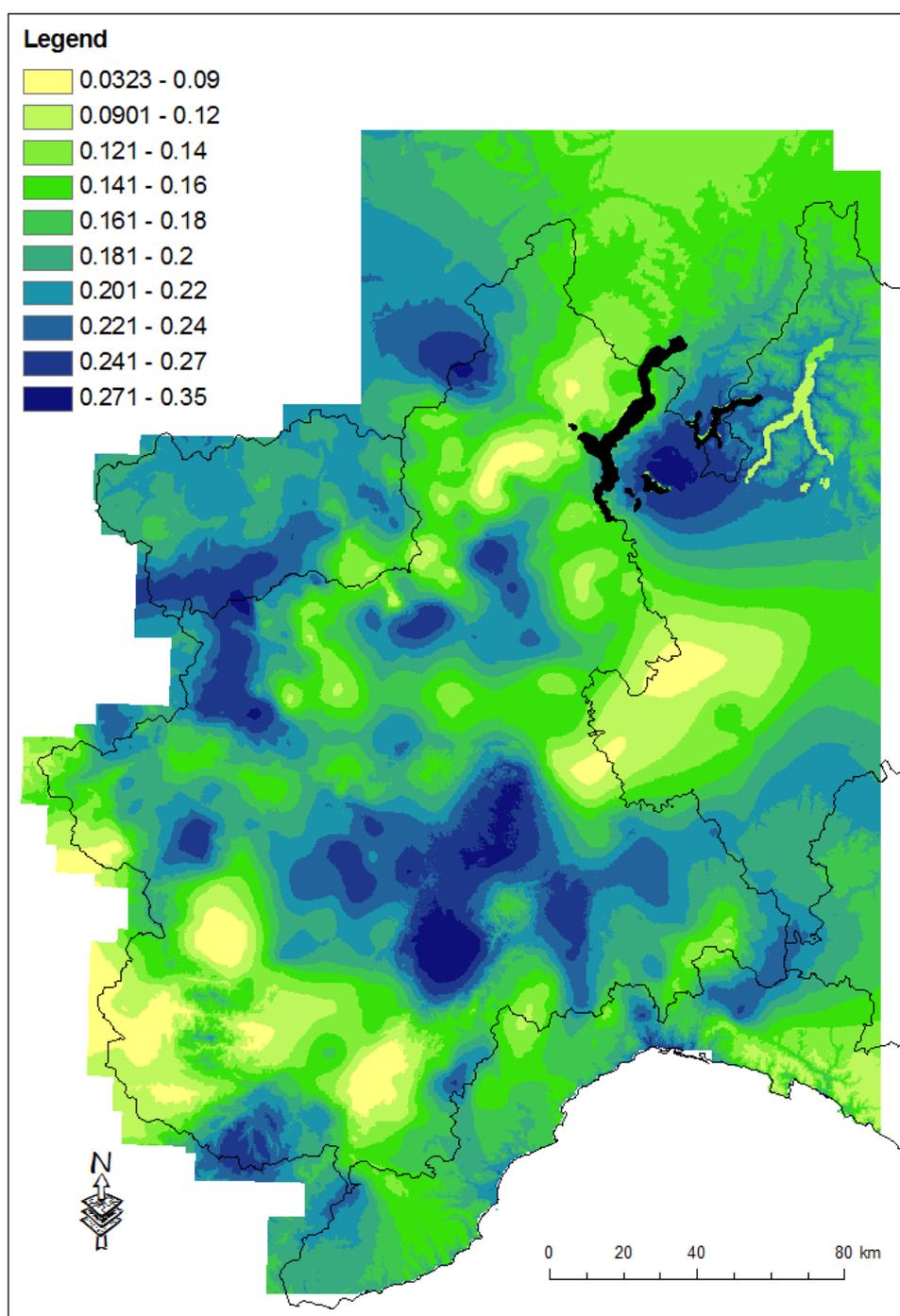


Figura XII. 15: L_{KUR} della precipitazione massima annuale per durata pari a 24 ore

