

Dipartimento di Ingegneria Civile, Chimica, Ambientale e dei Materiali

DICAM

Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio

TESI DI LAUREA

in

Modellistica Idrologica M

**Evoluzione temporale e distribuzione spaziale delle piene
record osservate in Europa dai primi del '900 ad oggi**

CANDIDATO:

Fabio Arletti

RELATORE:

Chiar.mo Prof. Ing. Attilio Castellarin

CORRELATORI:

Dott. Ing. Simone Persiano

Chiar.mo Prof. Ing. Günter Blöschl

Anno Accademico 2019/2020

Sessione III

INDICE:

INTRODUZIONE	1
1. CAMBIAMENTI NEL REGIME DI FREQUENZA DELLE PORTATE DI PIENA IN EUROPA: STATO DELL'ARTE	5
1.1. Cambiamenti nella stagionalità degli eventi di piena a scala europea	5
1.2. Cambiamenti nell'intensità degli eventi di piena a scala europea.....	9
1.2.1. Analisi dei <i>trend</i> delle serie storiche dei massimi annuali di portata	9
1.2.2. Analisi dei <i>trend</i> di portate di piena con diversi tempi di ritorno, al variare dell'estensione areale dei bacini idrografici.....	15
2. DATASET EUROPEO	21
2.1. Criteri di selezione delle stazioni idrometriche e delle serie storiche dei massimi annuali di portata.....	21
2.2. Descrizione del <i>dataset</i> europeo utilizzato.....	25
2.2.1. Stazioni idrometriche e serie storiche dei massimi annuali di portata	25
2.2.2. Bacini idrografici strumentati	41
2.2.3. Bacini idrografici non strumentati	44
3. METODI DI ANALISI DELLE PIENE RECORD	47
3.1. Strumenti classici di rappresentazione delle piene record.....	47
3.2. Applicazioni della teoria dei record in Idrologia	50
4. INTERPOLAZIONE GEOSTATISTICA DELL'INFORMAZIONE IDROMETRICA: IL TOPOLOGICAL KRIGING, O TOP-KRIGING.....	57
5. EVOLUZIONE SPAZIALE E TEMPORALE DEI CONTRIBUTI UNITARI DI PIENA RECORD IN EUROPA	63
5.1. Estrazione delle variabili di interesse dal <i>dataset</i>.....	63
5.2. Determinazione, per ciascun bacino, dei bacini immediatamente a valle e a monte e verifica della coerenza dei contributi unitari di piena record per i bacini annidati.....	64

5.3. Evoluzione spaziale e temporale dei contributi unitari di piena record a scala europea: discussione e interpretazione dei risultati	67
5.4. Evoluzione spaziale e temporale dei contributi unitari di piena record a scala macroregionale: discussione e interpretazione dei risultati.....	76
5.4.1. Europa nord-occidentale	76
5.4.2. Europa meridionale.....	82
5.4.3. Europa orientale.....	88
5.5. Indagine sui record a scala macroregionale: discussione e interpretazione dei risultati.....	94
5.5.1. Europa nord-occidentale	96
5.5.2. Europa meridionale.....	101
5.5.3. Europa orientale.....	106
6. INTERPOLAZIONE GEOSTATISTICA DEI CONTRIBUTI UNITARI DI PIENA RECORD SU LARGA SCALA	111
6.1. Impostazione del codice per l'applicazione del <i>Top-kriging</i>	111
6.2. Applicazione del <i>Top-kriging</i> sull'Europa centrale: discussione e interpretazione dei risultati	115
CONCLUSIONI.....	125
BIBLIOGRAFIA.....	129

INTRODUZIONE

Le perdite economiche e le conseguenze sociali causate da eventi idrologici estremi in Italia, così come in molti altri paesi europei, sono aumentate costantemente negli ultimi tre decenni (si vedano ad es. Guha-Sapir et al., 2016, Carisi et al., 2017). La letteratura scientifica indica diversi possibili fattori come responsabili di tale situazione: i cambiamenti climatici e la conseguente intensificazione di eventi idrologici estremi (si vedano ad es. Brunetti et al., 2002, Uboldi & Lussana, 2018), nonché l'impatto dell'antropizzazione sui cambiamenti del rischio alluvionale, in seguito all'aumento dell'esposizione alle inondazioni dovuto al consumo di suolo (cementificazione e urbanizzazione) e alla deforestazione (si vedano ad es. Bouwer et al., 2010, Di Baldassarre et al., 2013, Domeneghetti et al., 2015, Prosdocimi et al., 2015, Requena et al., 2017, Leal et al., 2019).

In questo contesto, il rilevamento dei cambiamenti nel comportamento degli eventi di piena è fondamentale, ma limitato dalla conoscenza dei processi che controllano l'intensità, la frequenza e la stagionalità degli eventi di piena stessi (si veda ad es. Merz et al., 2012). A tal proposito, nell'ambito dell'iniziativa UPH (*Unsolved Problems in Hydrology*) dell'IAHS (*International Association of Hydrological Sciences*), Blöschl et al. (2019a) fanno emergere la necessità di uno sforzo comune da parte della comunità scientifica per capire se il ciclo idrologico stia accelerando o decelerando a scala regionale e per quantificare le alterazioni stagionali dei fattori chiave che governano la formazione delle piene.

Analizzando un esteso *dataset* di osservazioni idrometriche in Europa (Hall et al., 2015), Blöschl et al. (2017) hanno innanzitutto mostrato chiari cambiamenti nella stagionalità degli eventi di piena nel periodo 1960-2010: si osservano piene anticipate nell'Europa nord-orientale (a causa delle alterazioni nella stagionalità dello scioglimento nivale primaverile, dovute all'aumento delle temperature) e nell'Europa occidentale lungo la costa nord-atlantica (in seguito alle variazioni nella stagionalità del raggiungimento della massima umidità del suolo in inverno), mentre si registrano piene tardive nelle zone attorno al Mare del Nord e in alcune parti della costa mediterranea (in considerazione dei cambiamenti nella stagionalità delle precipitazioni invernali estreme). Blöschl et al. (2019b) hanno inoltre rivelato chiari cambiamenti nell'intensità degli eventi di piena in Europa nel periodo 1960-2010: l'Europa nord-occidentale mostra un *trend* crescente (a causa dell'aumento delle precipitazioni invernali e dell'umidità del suolo), mentre si verificano *trend* decrescenti nell'Europa meridionale (in seguito alla diminuzione delle precipitazioni

invernali e dell'umidità del suolo, dovuta all'aumento dell'evapotraspirazione) e nell'Europa orientale (in considerazione della minor profondità del manto nevoso e della riduzione dello scioglimento nivale, legate all'aumento delle temperature). Analizzando l'esteso *dataset* europeo già utilizzato da Blöschl et al. (2019b), Bertola et al. (2020) hanno poi valutato gli effetti dei cambiamenti climatici sull'intensità di portate di piena con diversi tempi di ritorno nel periodo 1960-2010, tenendo conto dell'estensione areale dei bacini idrografici. Nell'Europa nord-occidentale si osserva che nei bacini più piccoli (fino a 100 km²) le portate di piena secolari aumentano più di quelle con tempi di ritorno di 2 anni, mentre si verifica l'opposto nei bacini di medie e grandi dimensioni, dove compaiono anche alcuni *trend* decrescenti, soprattutto nella Francia nord-occidentale. Nell'Europa meridionale le piene rare di estrema intensità diminuiscono meno rispetto agli eventi di piena più frequenti e, all'aumentare dell'area dei bacini, i *trend* delle portate di piena con tempi di ritorno di 2 anni accentuano il loro andamento decrescente. I *trend* stimati nell'Europa orientale non mostrano una spiccata dipendenza dalla frequenza di accadimento (espressa in termini di tempo di ritorno), mentre l'estensione areale dei bacini idrografici gioca un ruolo fondamentale: maggiore è l'area dei bacini, più il *trend* è decrescente.

Il presente lavoro di Tesi si colloca nel contesto sopra descritto, con l'obiettivo di studiare il comportamento spaziale e temporale dei contributi unitari di piena record, variabili di notevole interesse in ambito idrologico. I contributi unitari di piena record, definiti come il rapporto tra le portate di piena massime registrate in ciascun bacino nei periodi di osservazione di interesse e l'area del bacino stesso, infatti, trovano ad esempio applicazione nelle curve inviluppo regionali, a lungo utilizzate in ambito idrologico per sintetizzare in modo efficace la conoscenza acquisita in merito agli eventi di piena estremi verificatisi in una determinata regione.

Il primo obiettivo del presente elaborato di Tesi è quello di studiare l'evoluzione temporale e la distribuzione spaziale delle piene record osservate in Europa dai primi del '900 ad oggi. A tal fine, si è preso in esame un *dataset* europeo comprendente 3413 stazioni idrometriche provenienti dall'*European Flood Database* (Hall et al., 2015) e le relative serie storiche dei massimi annuali di portata (media giornaliera o al colmo di piena) nel periodo 1820-2016, con una lunghezza media delle serie pari a circa 54 anni. Sono inoltre state estratte le linee di spartiacque dei bacini idrografici dal *CCM (Catchment Characterization and Modelling) River and Catchment Database* (Vogt et al., 2007), con aree che variano

tra 1 e circa 375000 km². I bacini più piccoli presentano mediamente lunghezze delle serie inferiori rispetto ai bacini più grandi e i bacini di dimensioni minori sono generalmente più monitorati oggi rispetto a quanto avveniva in passato. Per studiare l'evoluzione temporale delle piene record in Europa, le analisi considerano due sottoperiodi distanziati di 30 anni (1957-1986 e 1987-2016), ipotizzando che gli effetti dei cambiamenti climatici sugli eventi di piena possano essere ritenuti significativi su orizzonti temporali di questo tipo. Le analisi si concentrano sia a scala dell'intero continente europeo che con riferimento alle tre macroregioni identificate da Blöschl et al. (2019b) e Bertola et al. (2020), omogenee in termini di cambiamenti dei fattori chiave che governano la formazione delle piene e di cambiamenti nell'intensità delle piene: l'Europa nord-occidentale, l'Europa meridionale e l'Europa orientale. Per l'intero territorio europeo e per ciascuna delle tre macroregioni omogenee l'obiettivo è quello di produrre mappe che descrivono le dinamiche spaziali dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione e nei due sottoperiodi considerati, del rapporto tra la prima e la seconda delle portate di piena massime storicamente registrate, degli anni in cui si sono osservate le piene record nell'intero periodo di osservazione, nonché una mappa che mostra l'evoluzione spaziale e temporale dei contributi unitari di piena record passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016. Inoltre, si realizzano grafici che rappresentano l'andamento di tali variabili di interesse al variare dell'area dei bacini.

Il secondo obiettivo del presente elaborato di Tesi consiste nell'applicare la teoria dei record (si vedano ad es. Arnold et al., 1998, Vogel et al., 2001) per valutare l'eventuale presenza di non stazionarietà delle serie storiche dei massimi annuali di portata nei diversi periodi di osservazione per le tre macroregioni omogenee, tenendo conto della correlazione spaziale tra le serie. A tal fine, nota la media teorica del numero di record in un periodo di osservazione di n anni, si sono considerate le medie campionarie dei numeri di record delle serie di data lunghezza e sono state ricavate fasce di confidenza per operare confronti. In particolare, le fasce di confidenza senza correlazione spaziale tra le serie sono state derivate attraverso 10000 simulazioni in cui si è proceduto a generare serie sintetiche estraendo in modo casuale valori da una distribuzione normale con media nulla e varianza pari a 1, mentre le fasce di confidenza tenendo conto della correlazione spaziale tra le serie sono state stimate mediante 10000 simulazioni in cui si è proceduto a ricampionare le serie storiche con il *bootstrap*.

Il terzo obiettivo del presente elaborato di Tesi è quello di “trasferire” l’informazione idrometrica dai bacini strumentati ai bacini non strumentati, prendendo a riferimento il *layer* vettoriale delle linee di spartiacque di oltre 35000 bacini idrografici europei messo a disposizione dal *Joint Research Centre* (JRC) della Commissione europea, che ha il vantaggio di offrire una copertura continua a livello dell’intero territorio europeo. A tal fine, si è scelto di usare il *Top-kriging* (Skøien et al., 2006), che ha dimostrato in numerosi studi essere, ad oggi, lo stato dell’arte per i metodi geostatistici di interpolazione delle osservazioni idrometriche (si vedano ad es. Castiglioni et al., 2011, Pugliese et al., 2014), per diversi motivi: a) considera l’intera area del bacino come fattore chiave nel processo di formazione delle portate fluviali, b) conserva la gerarchia tra bacini idrografici tenendo conto della struttura annidata dei bacini e c) la procedura di calcolo è disponibile attraverso il pacchetto *rtop* sviluppato in ambiente R (Skøien et al., 2014). Poiché la qualità e la correttezza dei risultati dell’interpolazione geostatistica dipendono in gran parte dalla densità dei siti strumentati, si è in prima istanza applicato il *Top-kriging* sull’Europa centrale, dove le stazioni idrometriche sono caratterizzate da densità spaziale significativamente più elevata rispetto al resto d’Europa, allo scopo di fornire un’affidabile rappresentazione spaziale continua dell’evoluzione dei contributi unitari di piena record nell’intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016.

Il presente elaborato di Tesi è articolato in sei capitoli. Nel primo capitolo si espongono i tre recenti studi di cui sopra sui cambiamenti nel regime di frequenza delle portate di piena in Europa. Nel secondo capitolo si descrive dettagliatamente il *dataset* europeo utilizzato. Nel terzo capitolo si esaminano gli strumenti classici di rappresentazione delle piene record e le applicazioni della teoria dei record in Idrologia. Nel quarto capitolo si presenta il *Top-kriging*. Nel quinto capitolo sono mostrati i risultati delle analisi sull’evoluzione spaziale e temporale dei contributi unitari di piena record a scala europea e nelle tre macroregioni omogenee individuate negli studi precedenti, nonché i risultati dell’indagine sui record a scala macroregionale. Infine, il sesto capitolo riporta i risultati dell’interpolazione geostatistica con il *Top-kriging* dei contributi unitari di piena record nell’area dell’Europa centrale.

1. CAMBIAMENTI NEL REGIME DI FREQUENZA DELLE PORTATE DI PIENA IN EUROPA: STATO DELL'ARTE

1.1. Cambiamenti nella stagionalità degli eventi di piena a scala europea

Blöschl et al. (2017) hanno analizzato un esteso *dataset* di osservazioni idrometriche in Europa (Hall et al., 2015) per valutare se i cambiamenti climatici abbiano modificato la stagionalità degli eventi di piena nel periodo 1960-2010. Sono state in particolare considerate le serie storiche delle portate medie giornaliere o dei massimi annuali di portata al colmo di piena o dei livelli idrometrici di 4262 stazioni con almeno 10 anni di dati nel periodo di studio. Per ciascuna stazione è stata estratta la serie delle date di occorrenza del picco di portata o livello idrometrico in ogni anno. Si è individuata la stagionalità media degli eventi di piena in base alla data media in cui si sono verificati durante il periodo di osservazione. Si è poi stimato il *trend* della stagionalità delle piene per le 3298 stazioni con almeno 35 anni di dati e si è applicato un filtro a media mobile su 10 anni per stimare l'evoluzione a lungo termine. Infine, sono stati analizzati i cambiamenti di tre fattori chiave che governano la formazione delle piene prendendo in considerazione: 1) la data centrale dell'evento di precipitazione massimo su 7 giorni; 2) il giorno centrale del mese con la più alta umidità del suolo; 3) la data centrale dei primi 7 giorni dell'anno con temperatura dell'aria superiore a 0°C, come indicatore per lo scioglimento nivale e il passaggio da precipitazioni nevose a piovose.

I dati analizzati rivelano chiari cambiamenti nella stagionalità degli eventi di piena in Europa nel periodo 1960-2010. I *trend* interpolati a scala regionale mostrati in Figura 1.1 vanno da -13 giorni per decennio per le piene in anticipo (in rosso) a +9 giorni per le piene tardive (in blu), il che si traduce in variazioni di rispettivamente -65 e +45 giorni nei cinque decenni considerati. I *trend* locali, specifici per ciascuna stazione (Figura 1.2), sono più pronunciati ma riflettono processi su piccola scala anziché a scala regionale. I cambiamenti sono più consistenti nell'Europa nord-orientale (regione 1), dove il 50% delle stazioni mostra piene anticipate di oltre 8 giorni in 50 anni. I cambiamenti sono ancora più consistenti nell'Europa occidentale lungo la costa nord-atlantica (regione 3), dove nel 50% delle stazioni si verificano piene in anticipo di almeno 15 giorni in 50 anni. Intorno al Mare del Nord (regione 2) il 50% delle stazioni mostra piene in ritardo di più di 8 giorni in 50

anni, mentre in alcune parti della costa mediterranea (regione 4) nel 50% delle stazioni si verificano piene tardive di oltre 5 giorni in 50 anni.

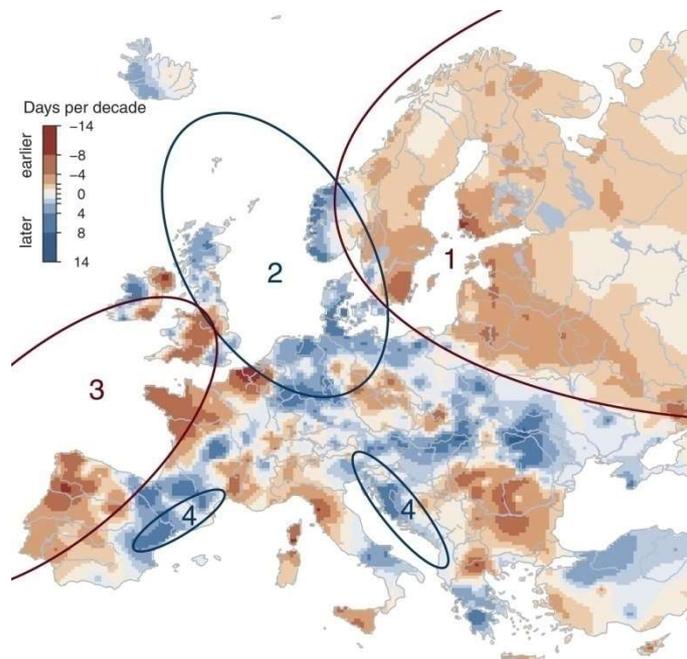


Figura 1.1 Cambiamenti nella stagionalità degli eventi di piena in Europa nel periodo 1960-2010 (immagine tratta da Blöschl et al., 2017).

Per dedurre le cause dei cambiamenti nella stagionalità degli eventi di piena, Blöschl et al. (2017) si sono focalizzati su sei sottoregioni in cui questi cambiamenti sono particolarmente evidenti (Figura 1.2).

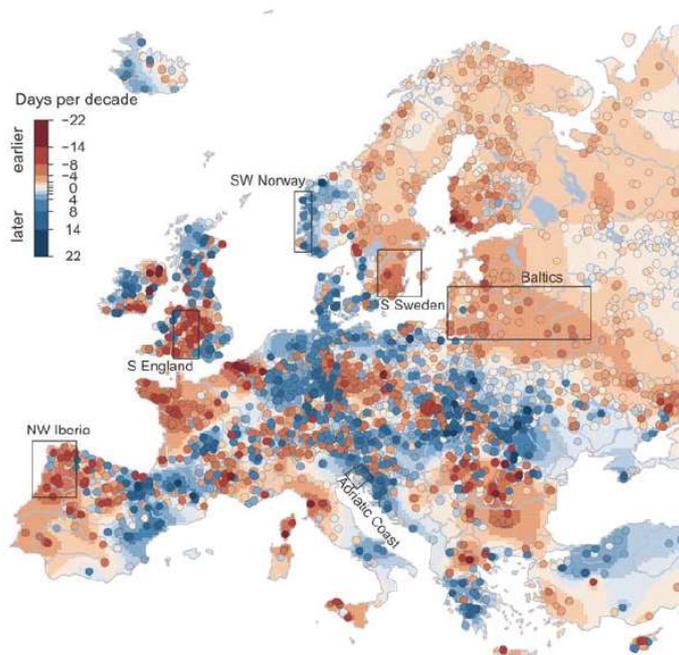


Figura 1.2 *Trend* locali della stagionalità delle piene in Europa nel periodo 1960-2010 e collocazione delle sei sottoregioni studiate (immagine tratta da Blöschl et al., 2017).

Poiché le piene sono il risultato dell'interazione stagionale di precipitazioni, umidità del suolo e scioglimento nivale (Sivapalan et al., 2005), sono state analizzate le dinamiche temporali di queste variabili e sono state confrontate con quelle delle piene (Figura 1.3).

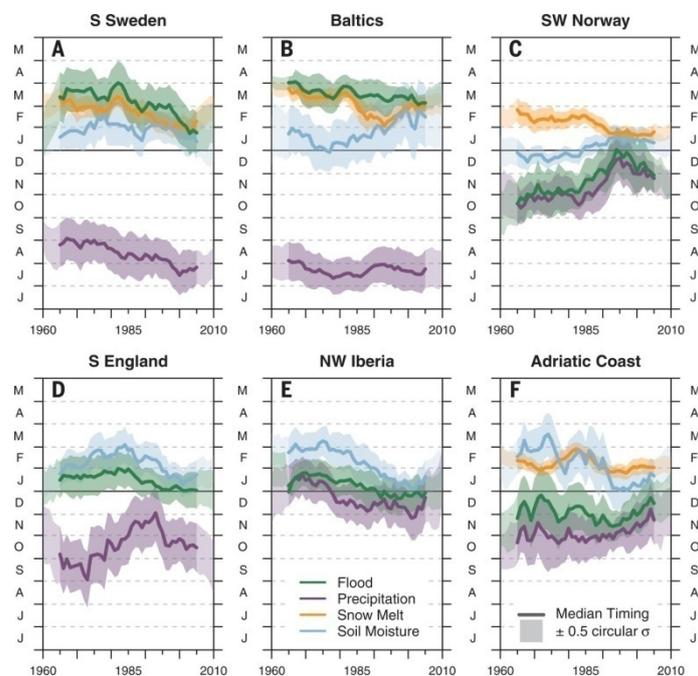


Figura 1.3 Dinamiche temporali della stagionalità delle piene e dei tre fattori chiave che ne governano la formazione nelle sei sottoregioni studiate (immagine tratta da Blöschl et al., 2017).

Nella Svezia meridionale (sottoregione A) e nei paesi baltici (sottoregione B) le piene sono dovute principalmente allo scioglimento nivale primaverile (Arheimer & Lindström, 2015, Sarauskiene, 2015). L'evoluzione temporale della stagionalità delle piene segue quindi quella dello scioglimento nivale, spostandosi da fine marzo a febbraio. Nella Norvegia sud-occidentale (sottoregione C) i massimi eventi di precipitazione alla fine dell'anno generano piene nello stesso periodo, perché i terreni prevalentemente poco profondi hanno solo una limitata capacità di ritenzione idrica. Le piene seguono la stagionalità degli eventi di precipitazione estremi, spostandosi da ottobre a dicembre. Nell'Inghilterra meridionale (sottoregione D) la capacità di immagazzinamento idrico a saturazione dei terreni tende a essere molto maggiore che nella Norvegia sud-occidentale. Le massime precipitazioni, che si verificano in autunno, tendono dunque ad accumularsi e l'umidità del suolo aumenta progressivamente fino a raggiungere il massimo in inverno. Le piogge invernali sostenute su terreni saturi producono quindi gli eventi di piena più importanti in inverno. Di conseguenza, la stagionalità delle piene nell'Inghilterra meridionale è più strettamente correlata alla stagionalità della massima umidità del suolo che a quella delle precipitazioni estreme (Bayliss & Jones, 1993). Le variazioni nella stagionalità delle piene nella penisola

iberica nord-occidentale (sottoregione E) sono simili a quelle dell'Inghilterra meridionale, sebbene gli eventi di precipitazione estremi si verifichino in inverno e perciò siano più in linea con la massima umidità del suolo. Lungo la costa adriatica settentrionale (sottoregione F) gli effetti su larga scala dell'oceano Atlantico producono forti precipitazioni ed eventi di piena estremi tardivi verso la fine dell'anno (Xoplaki et al., 2004, Ivančan-Picek et al., 2014).

L'evoluzione spaziale della stagionalità media degli eventi di piena nell'arco dell'anno tra il 1960 e il 2010 (Figura 1.4) fornisce un ulteriore strumento per l'interpretazione dei *trend* della stagionalità delle piene in Europa.

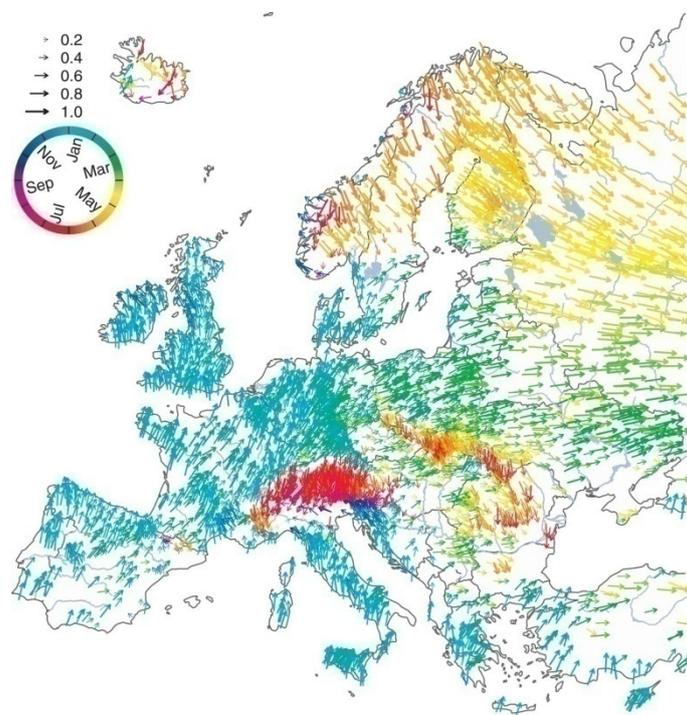


Figura 1.4 Stagionalità media degli eventi di piena in Europa nel periodo 1960-2010
(immagine tratta da Blöschl et al., 2017).

La stagionalità media delle piene varia gradualmente sia da ovest a est, a causa della crescente continentalità e distanza dall'Atlantico, sia da sud a nord, in considerazione della crescente influenza dello scioglimento nivale. A tal proposito si noti come l'effetto dell'accumulo e dello scioglimento nivale ad alta quota, ad esempio nelle Alpi, nei Carpazi e nei Pirenei, si sovrappone a queste dinamiche spaziali.

Nell'Europa nord-orientale (regione 1) il verificarsi primaverile di scioglimento nivale ed eventi di piena, combinato con un clima più caldo, ha dunque portato a piene anticipate.

Intorno al Mare del Nord (regione 2) si ha invece che gli eventi di precipitazione estremi e le piene invernali, combinate con i cambiamenti nella stagionalità delle precipitazioni invernali estreme, hanno portato a piene tardive. Nell'Europa occidentale lungo la costa nord-atlantica (regione 3) il raggiungimento in inverno dei massimi di umidità del suolo e il verificarsi invernale degli eventi di piena più importanti, combinati con le variazioni nella stagionalità della massima umidità del suolo, hanno infine portato a piene anticipate.

1.2. Cambiamenti nell'intensità degli eventi di piena a scala europea

1.2.1. Analisi dei *trend* delle serie storiche dei massimi annuali di portata

Blöschl et al. (2019b) hanno analizzato un esteso *dataset* di osservazioni idrometriche in Europa (Hall et al., 2015) per valutare se i cambiamenti climatici abbiano modificato l'intensità degli eventi di piena nel periodo 1960-2010. Sono state in particolare considerate le serie storiche delle portate medie giornaliere o dei massimi annuali di portata al colmo di piena di 3738 stazioni idrometriche con almeno 30 anni di dati nel periodo di studio. In assenza delle serie storiche dei massimi annuali di portata al colmo di piena, i massimi annuali sono stati derivati dalle serie storiche delle portate medie giornaliere. Per analizzare i cambiamenti nell'intensità delle piene sono stati adottati criteri di selezione più restrittivi basati sulla lunghezza delle serie storiche dei massimi annuali di portata e sulla distribuzione spaziale delle stazioni idrometriche. Sono infatti state prese in considerazione solo le stazioni che soddisfacessero i seguenti tre criteri: 1) almeno 40 anni di dati a disposizione nel periodo 1960-2010; 2) inizio della serie nel 1968 o in anno precedente; 3) fine della serie nel 2002 o in anno successivo. Nei paesi in cui la densità spaziale delle stazioni è più elevata (Austria, Germania e Svizzera) sono state incluse solo le stazioni con almeno 49 anni di dati in modo da ottenere una distribuzione spaziale più uniforme a scala europea. A Cipro, in Italia e in Turchia sono invece state selezionate le stazioni con almeno 30 anni di dati e in Spagna le stazioni con almeno 40 anni di dati senza restrizioni sull'inizio e sulla fine delle serie storiche dei massimi annuali di portata. Sulla base dei suddetti criteri di selezione, nel complesso è stato identificato un *set* di 2370 stazioni idrometriche, per le quali si è stimato il *trend* dell'intensità delle piene in ciascuna serie, sono stati ricavati i *trend* regionali mediante interpolazione spaziale e si è inoltre applicato un filtro a media mobile su 10 anni per stimare l'evoluzione a lungo

termine. Infine, sono stati analizzati i cambiamenti di tre fattori chiave che governano la formazione delle piene prendendo in considerazione: 1) l'evento di precipitazione massimo annuale su 7 giorni; 2) l'umidità del suolo mensile più alta in ogni anno; 3) la temperatura dell'aria media primaverile (da gennaio ad aprile), come indicatore per lo scioglimento nivale e il passaggio da precipitazioni nevose a piovose.

I dati analizzati rivelano chiari cambiamenti nell'intensità degli eventi di piena in Europa nel periodo 1960-2010. Rispetto alle portate di piena medie nel periodo di studio si ha che i *trend* regionali mostrati in Figura 1.5 vanno da un aumento dell'11,4% (in blu) a una diminuzione del 23,1% (in rosso) per decennio. I *trend* locali, specifici per ciascuna stazione (Figura 1.6), vanno da un incremento del 17,8% a una riduzione del 28,8% per decennio rispetto alla media a lungo termine. L'indagine ha consentito di individuare tre macroregioni omogenee in termini di cambiamenti nell'intensità delle piene. Nell'Europa nord-occidentale (regione 1) circa il 69% delle stazioni mostra un *trend* crescente, con un aumento medio regionale del 2,3% per decennio. Nell'Europa meridionale (regione 2) in circa il 74% delle stazioni si verifica un *trend* decrescente, con una diminuzione media regionale del 5% per decennio. Nell'Europa orientale (regione 3) circa il 78% delle stazioni mostra ancora una volta un *trend* decrescente, con una riduzione media regionale del 6% per decennio. Nella Scandinavia settentrionale e nella Russia nord-occidentale i *trend* sono invece meno pronunciati.

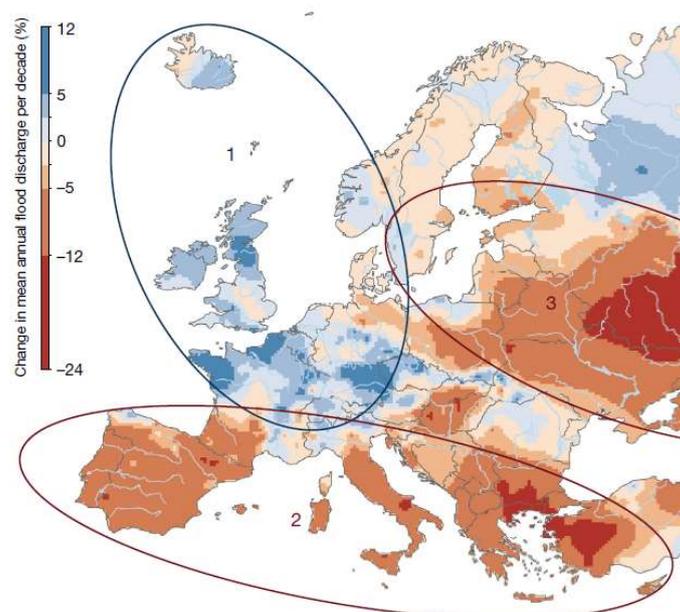


Figura 1.5 Cambiamenti nell'intensità degli eventi di piena in Europa nel periodo 1960-2010 (immagine tratta da Blöschl et al., 2019b).

Per interpretare i cambiamenti nell'intensità degli eventi di piena, Blöschl et al. (2019b) si sono focalizzati su sette sottoregioni in cui questi cambiamenti sono particolarmente evidenti (Figura 1.6).

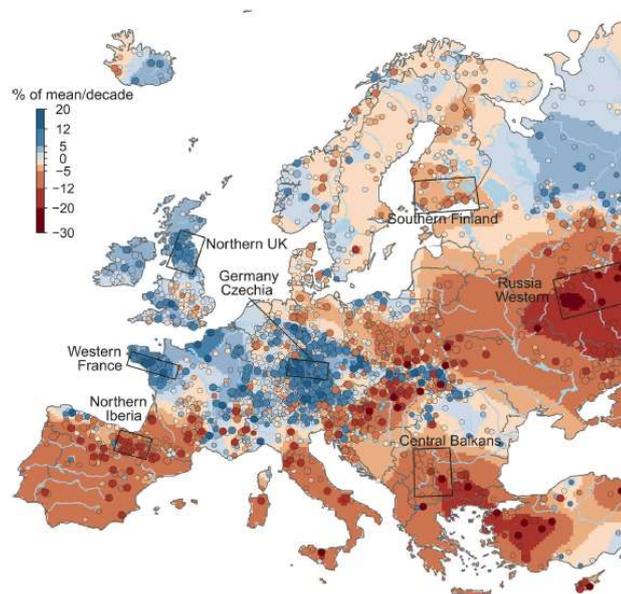


Figura 1.6 *Trend* locali dell'intensità delle piene in Europa nel periodo 1960-2010 e collocazione delle sette sottoregioni studiate (immagine tratta da Blöschl et al., 2019b).

Poiché le piene sono il risultato dell'interazione tra precipitazioni, umidità del suolo e scioglimento nivale (Sivapalan et al., 2005), sono state analizzate le dinamiche temporali di questi fattori, utilizzando la temperatura dell'aria media primaverile come indicatore per lo scioglimento nivale, e sono state confrontate con quelle delle piene (Figura 1.7).

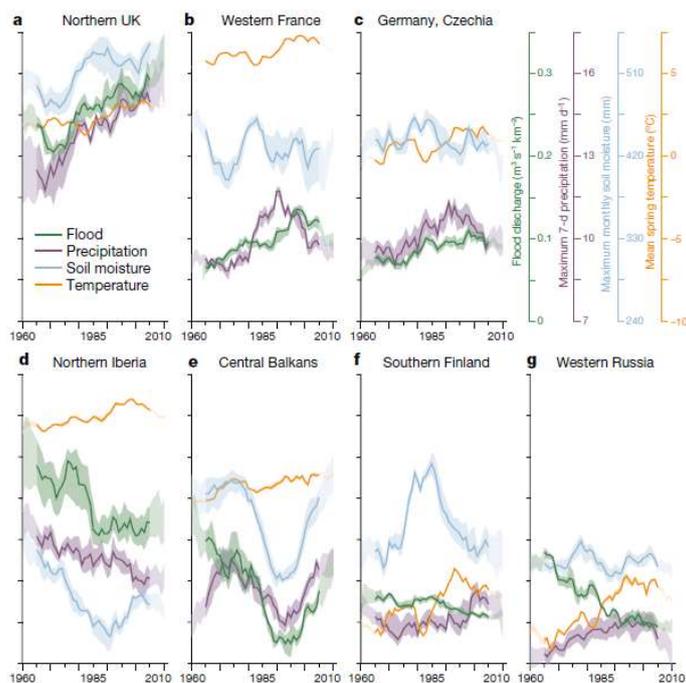


Figura 1.7 Dinamiche temporali dell'intensità delle piene e dei tre fattori chiave che ne governano la formazione nelle sette sottoregioni studiate (immagine tratta da Blöschl et al., 2019b).

Nel Regno Unito settentrionale (sottoregione a) gli eventi di piena sono generati prevalentemente da piogge invernali associate a un'elevata umidità del suolo (Bayliss & Jones, 1993). L'aumento dell'intensità delle piene segue quindi quello delle precipitazioni invernali e, in una certa misura, quello dell'umidità del suolo. Nella Francia occidentale (sottoregione b), nella Germania meridionale e nella Repubblica Ceca occidentale (sottoregione c) l'aumento dell'intensità delle piene è ancora una volta associato a quello delle precipitazioni, sebbene la correlazione con l'umidità del suolo sia più forte che nel Regno Unito, riflettendo l'importante ruolo di quest'ultimo fattore nella formazione delle piene durante la primavera e l'estate (Schröter et al., 2015). Nella penisola iberica settentrionale (sottoregione d) la diminuzione dell'intensità delle piene è dovuta principalmente a quella delle precipitazioni invernali, amplificata dalla riduzione dell'umidità del suolo legata all'aumento dell'evapotraspirazione (Mediero et al., 2014). Allo stesso modo, nei Balcani centrali (sottoregione e) l'intensità delle piene è diminuita per la maggior parte del periodo di studio a causa della riduzione delle precipitazioni e dell'umidità del suolo, ma il *trend* sembra essersi invertito negli anni '90. Nella Finlandia meridionale (sottoregione f) e nella Russia occidentale (sottoregione g) gli eventi di piena si verificano solitamente in primavera (Hall & Blöschl, 2018) e lo scioglimento nivale gioca un ruolo importante. I dati rivelano come la temperatura dell'aria sia aumentata drasticamente (più di 0,5°C per decennio) e come l'intensità delle piene primaverili e all'inizio dell'estate sia diminuita in considerazione della minor profondità del manto nevoso, dell'anticipazione del disgelo primaverile e della riduzione dello scioglimento nivale.

I risultati di queste analisi hanno implicazioni per la gestione del rischio alluvionale in bacini di medie e grandi dimensioni. I *trend* mostrati in Figura 1.5 sono stime dei cambiamenti nell'intensità dei massimi annuali di portata. Poiché i massimi annuali di portata e gli eventi di piena estremi sono di solito strettamente correlati (Salinas et al., 2014), ci si possono attendere *trend* simili anche per la portata al colmo di piena con tempo di ritorno di 100 anni, che è una delle variabili idrologiche di progetto di riferimento nella gestione del rischio alluvionale (Figura 1.8).

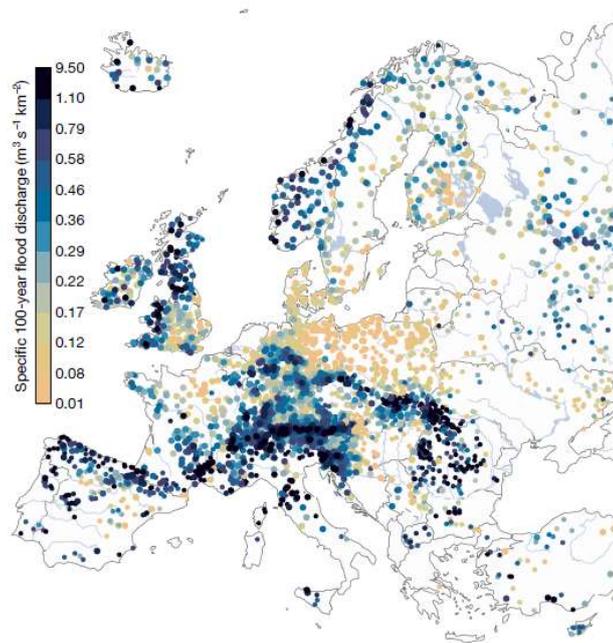


Figura 1.8 *Trend* delle portate al colmo di piena con tempo di ritorno di 100 anni per unità d'area dei bacini in Europa (immagine tratta da Blöschl et al., 2019b).

Nell'Europa nord-occidentale (regione 1) le portate al colmo di piena secolari specifiche, ovvero per unità d'area dei bacini, sono generalmente elevate. Nell'Europa orientale (regione 3) sono invece piuttosto basse e rischiano di ridursi ulteriormente per effetto dei cambiamenti climatici. Nell'Europa meridionale (regione 2), anche se l'intensità delle piene è diminuita nei bacini di medie e grandi dimensioni, le portate al colmo di piena secolari specifiche sono ancora generalmente elevate a causa della vicinanza al Mediterraneo e dei relativi forti eventi di precipitazione (Xoplaki et al., 2004). A tal proposito, è importante segnalare come i bacini di pochi chilometri quadrati non siano inclusi nel *dataset* europeo utilizzato nello studio di Blöschl et al. (2019b), o perché non sono monitorati o perché le serie storiche dei massimi annuali di portata sono troppo brevi. Nei bacini più piccoli si ha che le piogge di breve durata ed elevata intensità sono più rilevanti per la generazione delle piene rispetto alle precipitazioni di lunga durata e bassa intensità, responsabili della

formazione delle piene nei bacini di medie e grandi dimensioni compresi nel *dataset* (Amponsah et al., 2018). Si prevede che le piogge convettive locali di breve durata ed elevata intensità aumenteranno in un clima più caldo (Ban et al., 2015), il che significa che l'intensità degli eventi di piena nei bacini più piccoli potrebbe effettivamente aumentare. Inoltre, si ha che la compattazione dei terreni, l'abbandono dei terrazzamenti e soprattutto il consumo di suolo (cementificazione e urbanizzazione) e la deforestazione possono aumentare ulteriormente l'intensità delle piene nei bacini più piccoli (Rogger et al., 2017). Ciò può spiegare l'apparente incoerenza tra il verificarsi, nell'Europa meridionale, di numerose alluvioni in bacini piccoli negli ultimi anni e il *trend* decrescente in Figura 1.5.

L'aumento dell'intensità delle piene implica che le portate al colmo di piena secolari nel 1960 abbiano un tempo di ritorno inferiore a 100 anni nel 2010; in altre parole, è probabile che tali portate di piena vengano superate in media più di una volta ogni 100 anni (Figura 1.9). Nell'Europa nord-occidentale quella che era la portata di piena secolare nel 1960 ha tipicamente un tempo di ritorno compreso tra 50 a 80 anni nel 2010, riducendo potenzialmente i livelli di protezione offerti da arginature o altre opere idrauliche esistenti di difesa dal rischio alluvionale. Nell'Europa orientale, al contrario, quella che era la portata di piena secolare nel 1960 ha tipicamente un tempo di ritorno compreso tra 125 a 250 anni nel 2010, rendendo meno economici gli interventi di sistemazione fluviale.

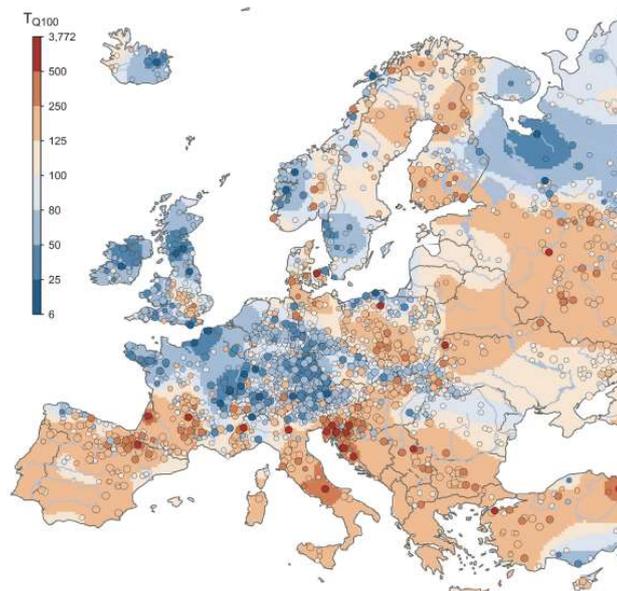


Figura 1.9 Stima dei tempi di ritorno nel 2010 delle portate di piena secolari nel 1960 (immagine tratta da Blöschl et al., 2019b).

Concludendo, le tre macroregioni omogenee in termini di cambiamenti nell'intensità delle piene individuate nello studio di Blöschl et al. (2019b) sono sostanzialmente coerenti con i cambiamenti nell'intensità delle piene previsti in Europa. La maggior parte delle previsioni per la fine del ventunesimo secolo suggerisce infatti un aumento dell'intensità degli eventi di piena nell'Europa nord-occidentale a causa dell'aumento delle precipitazioni e una diminuzione dell'intensità delle piene nell'Europa orientale e meridionale a causa dell'aumento delle temperature (Kundzewicz et al., 2017, Thober et al., 2018).

1.2.2. Analisi dei *trend* di portate di piena con diversi tempi di ritorno, al variare dell'estensione areale dei bacini idrografici

Bertola et al. (2020) hanno analizzato l'esteso *dataset* europeo (Hall et al., 2015) già utilizzato da Blöschl et al. (2019b), che comprende le osservazioni idrometriche di 3738 stazioni con almeno 30 anni di dati nel periodo 1960-2010, per valutare gli effetti dei cambiamenti climatici su piene di diversa intensità nel periodo di studio, tenendo conto dell'estensione areale dei bacini idrografici. Per comparabilità con Blöschl et al. (2019b), sono stati adottati gli stessi criteri di selezione basati sulla lunghezza delle serie storiche dei massimi annuali di portata e sulla distribuzione spaziale delle stazioni idrometriche, ottenendo così il medesimo *set* di 2370 stazioni. Al fine di valutare e confrontare i cambiamenti nell'intensità di quantili di piena associati a diversi tempi di ritorno per bacini di diverse dimensioni, è stato sviluppato un modello regionale che, rispetto all'analisi dei *trend* locali (specifici per ciascuna stazione), garantisce una maggiore robustezza, in particolare per quanto riguarda i *trend* dei quantili di piena associati a elevati tempi di ritorno (ad es. pari a 100 anni). Tale modello regionale di stima dei cambiamenti nell'intensità delle piene è stato in prima istanza adattato alle osservazioni idrometriche raccolte dalle stazioni situate all'interno di "finestre" di 600 km × 600 km con una sovrapposizione di 200 km in entrambe le direzioni, in modo da offrire una copertura continua a livello dell'intero territorio europeo. Sono stati dunque stimati i *trend* regionali dell'intensità dei quantili di piena associati a tempi di ritorno rispettivamente di 2 anni (q_2) e 100 anni (q_{100}) per ipotetici bacini di dimensioni variabili tra 10 e 100000 km², sulla base dell'adattamento del modello ai bacini esistenti.

La Figura 1.10 mostra i *trend* regionali dell'intensità delle portate di piena con tempi di ritorno di 2 anni e 100 anni per bacini di dimensioni pari a 100 e 10000 km². Tale figura è stata ottenuta rappresentando i valori dei *trend* regionali in corrispondenza dell'area di 200 km × 200 km collocata al centro di ciascuna "finestra" di 600 km × 600 km per la quale è stata effettuata la stima.

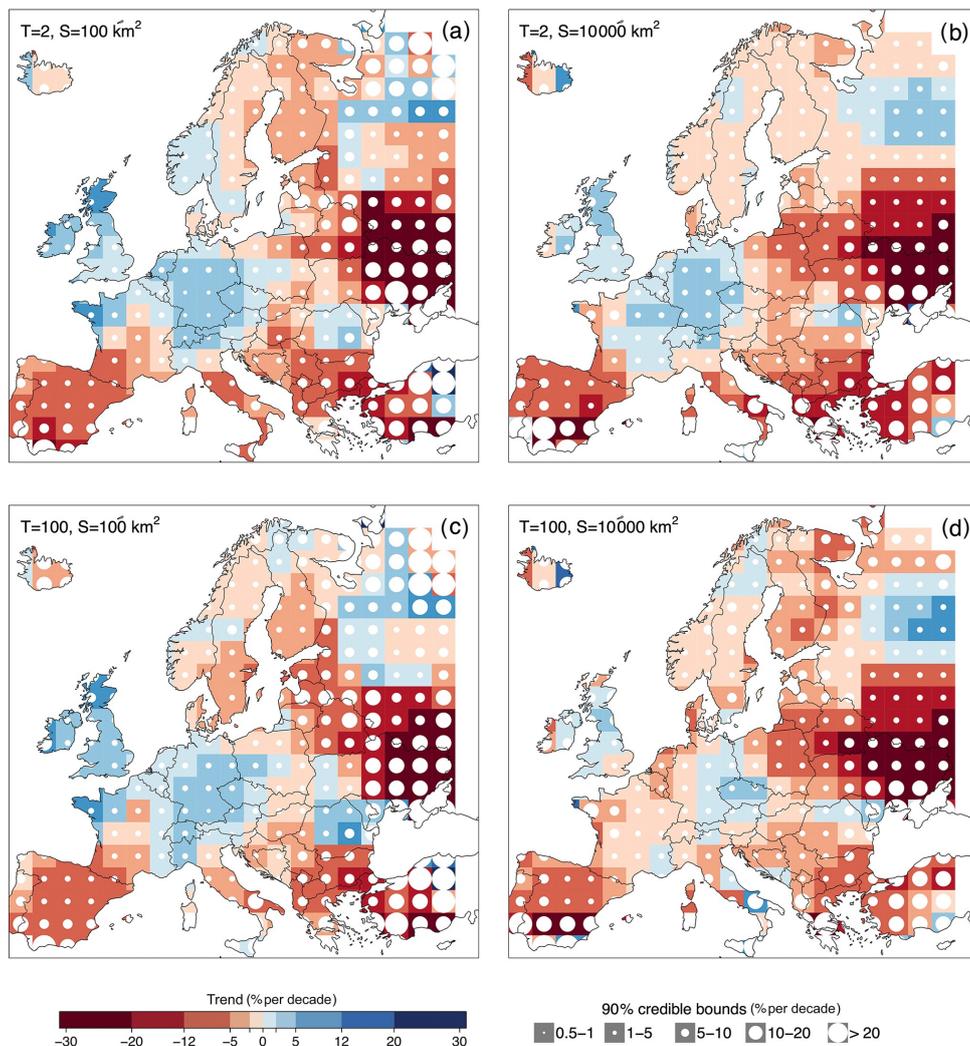


Figura 1.10 *Trend* regionali dell'intensità delle portate di piena con tempi di ritorno di 2 anni e 100 anni per bacini di dimensioni pari a 100 e 10000 km² (immagine tratta da Bertola et al., 2020).

In Figura 1.10, le mappe a) e b) mostrano l'aumento (in blu) o la diminuzione (in rosso) in termini percentuali per decennio delle portate di piena con tempi di ritorno di 2 anni, mentre le mappe c) e d) i cambiamenti percentuali per decennio delle portate di piena secolari. Le mappe a) e c) si riferiscono ai bacini di dimensioni minori (ovvero 100 km²), mentre le mappe b) e d) ai bacini di dimensioni maggiori (ovvero 10000 km²). I cerchi bianchi quantificano l'incertezza associata alla stima dei *trend* regionali. La loro dimensione è infatti proporzionale all'ampiezza delle rispettive fasce di confidenza al 90%.

Più grande è il cerchio, maggiore è l'incertezza associata al valore del *trend* regionale mostrato nella mappa. In Figura 1.10 è opportuno constatare la coerenza con i risultati delle analisi sui cambiamenti nell'intensità delle piene svolte da Blöschl et al. (2019b): in generale, si registrano *trend* crescenti nel Regno Unito, in Irlanda, nell'Europa centrale e nella Russia nord-occidentale, mentre si verificano *trend* decrescenti nella penisola iberica, nella Francia sud-occidentale, in Italia, nei Balcani, nell'Europa orientale e in gran parte dei paesi scandinavi. Sono inoltre evidenti le maggiori incertezze associate alle stime dei *trend* regionali in Islanda, nell'Europa orientale, in Turchia e negli altri paesi che si affacciano sul Mediterraneo, dove la densità spaziale delle stazioni idrometriche è inferiore.

La Figura 1.11 mostra le differenze tra i *trend* regionali dell'intensità delle portate di piena con tempi di ritorno di 2 anni e 100 anni per bacini di dimensioni pari a 100 e 10000 km².

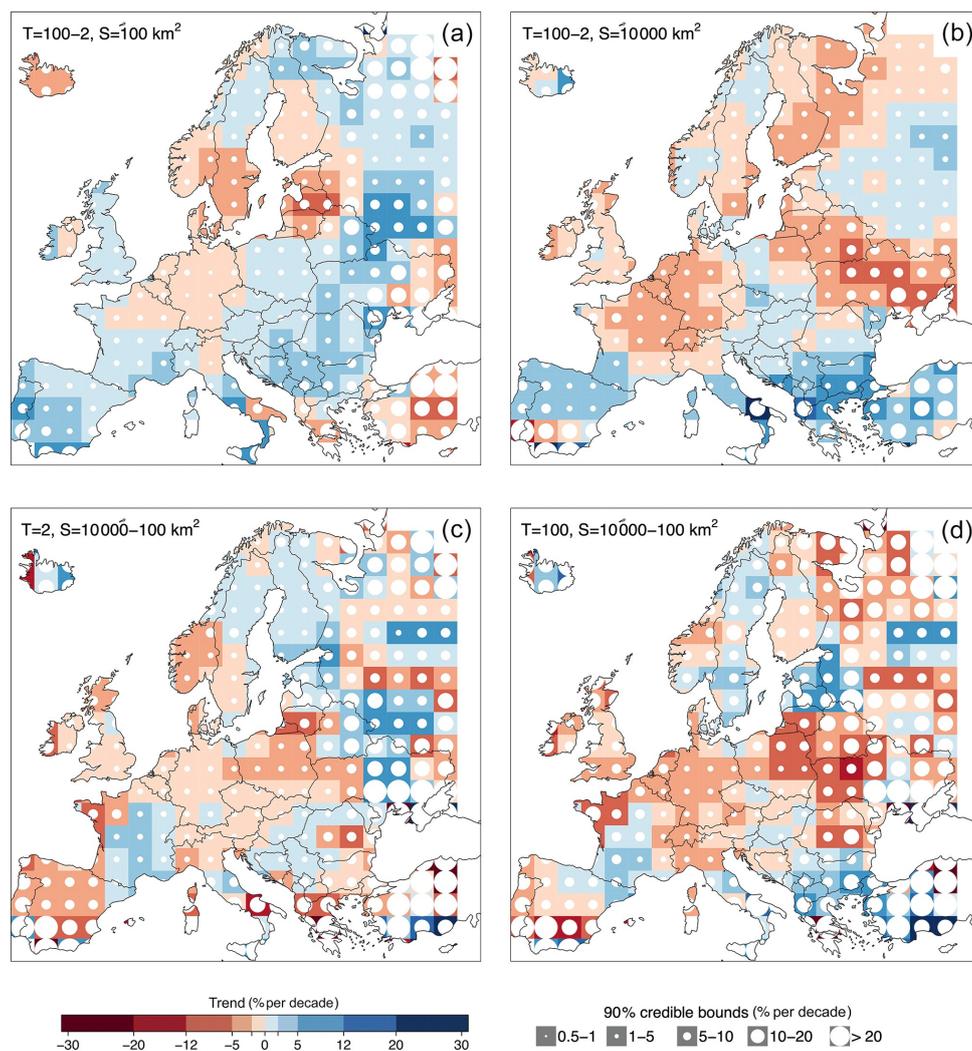


Figura 1.11 Differenze tra i *trend* regionali dell'intensità delle portate di piena con tempi di ritorno di 2 anni e 100 anni per bacini di dimensioni pari a 100 e 10000 km² (immagine tratta da Bertola et al., 2020).

Le mappe a) e b) mostrano le differenze tra i *trend* delle portate di piena secolari e i *trend* delle portate di piena con tempi di ritorno di 2 anni rispettivamente per i bacini di dimensioni minori (ovvero 100 km²) e i bacini di dimensioni maggiori (ovvero 10000 km²). Le mappe c) e d) mostrano invece le differenze tra i *trend* nei bacini più grandi e i *trend* nei bacini più piccoli rispettivamente per le portate di piena con tempi di ritorno di 2 anni e le portate di piena secolari. Le differenze positive sono rappresentate in blu e quelle negative in rosso. La dimensione dei cerchi è anche in questo caso proporzionale all'ampiezza delle rispettive fasce di confidenza al 90%.

Il modello regionale di stima è stato poi adattato alle osservazioni idrometriche raccolte dalle stazioni appartenenti alle tre macroregioni omogenee in termini di cambiamenti dei fattori chiave che governano la formazione delle piene e soprattutto di cambiamenti nell'intensità delle piene individuate nello studio di Blöschl et al. (2019b). La Figura 1.12 mostra i *trend* stimati nelle tre macroregioni omogenee delle portate di piena con tempi di ritorno di 2 anni e 100 anni per bacini di dimensioni pari a 10, 100, 1000, 10000 e 100000 km², insieme alle rispettive fasce di confidenza al 90%.

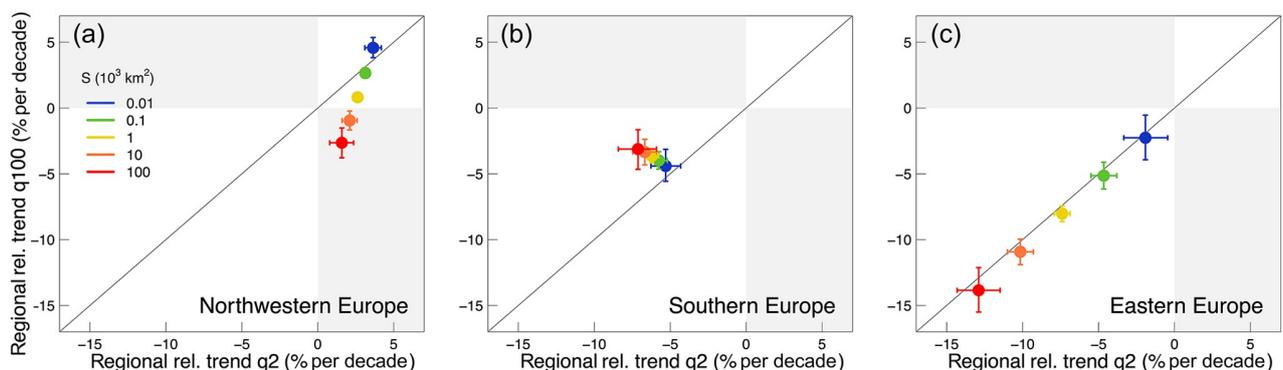


Figura 1.12 *Trend* nelle tre macroregioni omogenee delle portate di piena con tempi di ritorno di 2 anni e 100 anni per bacini di dimensioni pari a 10, 100, 1000, 10000 e 100000 km² (immagine tratta da Bertola et al., 2020).

Si noti ancora una volta la coerenza con i risultati delle analisi sui cambiamenti nell'intensità delle piene svolte da Blöschl et al. (2019b): nell'Europa nord-occidentale (pannello a) i *trend* sono prevalentemente crescenti, mentre nell'Europa meridionale (pannello b) e nell'Europa orientale (pannello c) i *trend* sono decrescenti.

Nell'Europa nord-occidentale, quando si confrontano i *trend* delle portate di piena associate a diversi tempi di ritorno, si osservano due comportamenti opposti a seconda dell'estensione areale dei bacini idrografici. Nei bacini più piccoli (fino a 100 km²) le portate di piena secolari aumentano più di quelle con tempi di ritorno di 2 anni, mentre si

verifica l'opposto nei bacini di medie e grandi dimensioni, dove compaiono anche alcuni *trend* decrescenti per quanto riguarda le portate di piena secolari, soprattutto nella Francia nord-occidentale. Inoltre, nei bacini di medie e grandi dimensioni i *trend* sono generalmente meno pronunciati rispetto ai bacini più piccoli. Ciò potrebbe essere spiegato prendendo in considerazione il fatto che i *trend* dell'intensità delle piene sono influenzati in modi differenti, a seconda dell'area dei bacini, da diverse tipologie di eventi idropluviometrici e dai loro cambiamenti. Ad esempio, le precipitazioni di lunga durata e bassa intensità sono più rilevanti per la formazione delle piene nei bacini di medie e grandi dimensioni, contrariamente a quanto accade nell'Europa occidentale nei bacini di dimensioni minori, dove gli eventi di piena più importanti sono spesso dovuti a piogge convettive di breve durata ed elevata intensità (Wilby et al., 2008), che dovrebbero aumentare in un clima più caldo (Ban et al., 2015).

Nell'Europa meridionale le piene rare di estrema intensità (ovvero con tempi di ritorno di 100 anni) diminuiscono meno rispetto agli eventi di piena più frequenti (ovvero con tempi di ritorno di 2 anni). Ciò potrebbe essere dovuto alla diminuzione dell'umidità del suolo, uno dei fattori chiave che determinano i cambiamenti nell'intensità delle piene nell'Europa meridionale, producendo bacini più secchi e, di conseguenza, *trend* decrescenti particolarmente pronunciati per gli eventi di piena più frequenti, per i quali l'influenza dell'umidità del suolo è più significativa (come mostrato ad esempio da Grillakis et al., 2016). Anche l'intensità delle portate di piena secolari sta diminuendo (probabilmente a causa della diminuzione delle precipitazioni), ma in questo caso l'umidità del suolo è meno rilevante, determinando *trend* decrescenti meno pronunciati rispetto alle portate con tempi di ritorno di 2 anni. I *trend* dell'intensità delle piene non variano significativamente con l'estensione areale dei bacini idrografici. Nei bacini di dimensioni minori si osservano *trend* decrescenti simili per le portate di piena con tempi di ritorno di 2 anni e 100 anni (circa del 5% per decennio). All'aumentare dell'area dei bacini, i *trend* delle portate di piena con tempi di ritorno di 2 anni accentuano il loro andamento decrescente, mentre si verifica l'opposto per le portate di piena secolari. Si noti, tuttavia, che i bacini più piccoli analizzati nell'Europa meridionale hanno dimensioni dell'ordine di 10 km² e sono, quindi, più grandi dei bacini in cui le cosiddette piene improvvise (o *flash flood*) rappresentano il tipo di evento di piena prevalente e l'eccesso di infiltrazione (o meccanismo hortoniano) costituisce il principale meccanismo di generazione delle piene (Amponsah et al., 2018). Per tali bacini molto piccoli (< 10 km²), l'intensità degli eventi di piena potrebbe aumentare

a causa di piogge convettive più frequenti (Ban et al., 2015), consumo di suolo (cementificazione e urbanizzazione) e deforestazione (Rogger et al., 2017).

I *trend* stimati nell'Europa orientale non mostrano una spiccata dipendenza dal tempo di ritorno (ovvero, per un'assegnata area dei bacini, i *trend* delle portate di piena con tempi di ritorno di 2 anni e 100 anni sono analoghi), mentre l'estensione areale dei bacini idrografici gioca un ruolo fondamentale: maggiore è l'area dei bacini, più il *trend* è decrescente. Tali risultati suggeriscono che, in questa macroregione, lo scioglimento nivale influenza allo stesso modo eventi di piena di diversa intensità e rappresenta un fattore chiave nella formazione delle piene e nella determinazione dei loro cambiamenti, soprattutto per quanto riguarda i bacini di dimensioni maggiori. La spiegazione dell'importanza di questo fattore per i bacini più grandi potrebbe essere trovata nelle caratteristiche delle piene dovute allo scioglimento nivale, che originano da processi gradualmente su larga scala (come, ad esempio, le variazioni delle precipitazioni nevose e delle temperature) che possono essere più rilevanti per i bacini di grandi dimensioni che per i bacini più piccoli, dove possono prevalere altre condizioni locali.

2. DATASET EUROPEO

2.1. Criteri di selezione delle stazioni idrometriche e delle serie storiche dei massimi annuali di portata

I dati idrologici utilizzati nell'ambito della presente attività di ricerca provengono da un *database* europeo di recente creazione, denominato *European Flood Database*, descritto dettagliatamente da Hall et al. (2015) e successivamente aggiornato, modificato e integrato. Tale *database* europeo nasce sotto l'egida del progetto "*Deciphering River Flood Change*" (*FloodChange*) dell'*European Research Council* (ERC) con l'obiettivo di fornire uno strumento il più possibile completo ed esteso per rendere più coerenti le attività di ricerca sulle piene in Europa e far progredire la comprensione degli eventi di piena e soprattutto dei cambiamenti nel loro regime di frequenza a scala europea, andando oltre i confini amministrativi dei singoli paesi. In Tabella 2.1 sono elencate le diverse fonti di dati regionali, nazionali e internazionali che hanno contribuito alla creazione del *database*, in uno sforzo comune di collaborazione di ricerca transfrontaliera sulle piene basato sullo scambio di dati, modelli e competenze. L'*European Flood Database* comprende oltre 7000 stazioni idrometriche, per ciascuna delle quali viene riportata la serie storica delle portate medie giornaliere o dei massimi annuali di portata al colmo di piena o di entrambe le variabili idrologiche. Per alcune stazioni idrometriche sono disponibili solo le serie storiche dei livelli idrometrici. Sebbene queste osservazioni non siano direttamente confrontabili con le portate, le serie storiche dei livelli idrometrici sono state incluse nel *database* per massimizzarne la copertura spaziale e temporale. Il *database*, nel corso degli anni, è stato progressivamente aggiornato e ampliato o attraverso l'inclusione di nuove stazioni idrometriche e delle relative serie di dati o mediante l'integrazione delle serie storiche già esistenti con dati provenienti da diverse fonti. A causa di restrizioni legali e questioni economiche, è stato necessario siglare vari accordi con i fornitori di dati prima che i dati potessero essere incorporati nel *database*. Sulla base di questi accordi, il *database* non può essere reso disponibile gratuitamente ed è accessibile e utilizzabile solo dai partner coinvolti nella rete europea di ricerca sui cambiamenti delle piene istituita nell'ambito del progetto *FloodChange* dell'ERC.

Country/Project	Data Holder/Source/Project information
Albania	National Hydro-Meteorological Service Albania, Institute of GeoSciences, Energy, Water and Environment (IGEWE)
Austria	Hydrographic Services of Austria (H2B)
Bosnia and Herzegovina	Hydrological Yearbooks of the former Republic of Yugoslavia
Bulgaria	Hydrological Yearbooks of the Rivers in Bulgaria, National Institute of Meteorology and Hydrology
Croatia	Meteorological and Hydrological Service of Croatia
Czechia	Czech Hydrometeorological Institute
Denmark	Danish Centre for Environment and Energy (DCE)
Estonia	Estonian Environment Agency
EWA	European Water Archive (EWA)
Finland	Finnish Environment Institute, Open information/Hydrology/Discharge, Source: SYKE
France	HYDR0 database, French Ministry of Ecology, Sustainable Development and Energy
Germany	Federal Waterways and Shipping Administration (WSV)
Germany, Baden-Wuerttemberg	Ministry for the Environment, Climate and Energy of the Federal State of Baden-Wuerttemberg (LUBW)
Germany, Bavaria	Flood Information Centre, Bavarian Environment Agency, Munich (LFU)
Germany, Brandenburg	Ministry of Rural Development, Environment and Agriculture of the Federal State of Brandenburg (MLUL)
Germany, Hesse	Hessian Agency for Nature Conservation, Environment and Geology (HLNUG)
Germany, Lower Saxony	Lower Saxony Water Management, Coastal Defence and Nature Conservation Agency (NLWKN)
Germany, Mecklenburg-W. Pomerania	State Office of Environment, Nature Protection and Geology of Mecklenburg-Western Pomerania (LUNG)
Germany, North Rhine-Westphalia	State Agency for Nature, Environment and Consumer Protection (LANUV)
Germany, Rhineland-Palatinate	State Office for the Environment, Water Management and Commerce Inspectorate Rhineland-Palatinate (LUWG)
Germany, Saarland	The Saarland State Office for Environmental and Labour Protection (LUA)
Germany, Saxony	Saxon State Agency for Environment, Agriculture and Geology (LULG)
Germany, Saxony-Anhalt	State Agency for Flood Defence and Water Management of Saxony-Anhalt (LHW)
Germany, Schleswig-Holstein	Schleswig-Holstein Agency for Coastal Defence, National Park and Marine Conservation (LKN.SH)
Germany, Thuringia	Thuringian Regional Office for the Environment and Geology (TLUG)
GRDC	The Global Runoff Data Centre, Koblenz, Germany
Greece	National Data Bank of Hydrological & Meteorological Information (NDBHMI)
Hungary	General Directorate of Water Management, Hungary
HYDRATE	EU-FP7 HYDRATE data: Hydrometeorological data resources and technology for effective flash flood forecasting
Iceland	Icelandic Meteorological Office, Hydrological Database, No. 2013-10-27/01
Ireland	Irish Environmental Protection Agency (EPA)
Ireland	Office of Public Works (OPW)
Italy	CUBIST database, former SIMN (Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale)
Italy	National Research Council - Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR)
Italy	ENEL (Ente Nazionale per l'Energia Elettrica)
Italy	AdBPo (Autorità di Bacino del Fiume Po)
Italy	IRPI (Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica)
Italy	ISPRA (Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale)
Italy, Emilia-Romagna Region	ARPA (Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente) Emilia-Romagna
Italy, Piedmont Region	ARPA Piemonte
Italy, Lazio Region	Ufficio Idrografico e Mareografico di Roma - Regione Lazio
Italy, Sicily Region	Osservatorio delle Acque della Regione Siciliana
Italy, South Tyrol Region	Hydrographic Office, Autonomous Province of Bolzano
Italy, Trentino Region	Dipartimento Protezione Civile, Provincia Autonoma di Trento
Italy, Umbria Region	Ufficio Idrografico - Regione Umbria
Italy, Veneto Region	ARPA Veneto
Latvia	Latvian Environment, Geology and Meteorology Centre, State Ltd.
Lithuania	Lithuanian Hydrometeorological Service
Macedonia	Macedonian Hydrometeorological Service
Netherlands	Rijkswaterstaat - Dutch Ministry of Infrastructure and the Environment
Norway	Norwegian Water Resources and Energy Directorate - Norges vassdrags- og energidirektorat (NVE)
Poland	Institute of Meteorology and Water Management National Research Institute (IMGW-PIB)
Portugal	Portuguese Environmental Agency, National Information System for Water Resources of Portugal (SNIRH)
Romania	National Institute of Hydrology and Water Management - NIHM
Russia	The main hydrological characteristics, 1963-1970, 1971-75, 1975-1980, 1980-2000
Russia	Ministry of Natural Resources and Ecology of the Russian Federation, State Hydrological Institute
Russia	State Water Cadastre, 1995-2010, State Hydrological Institute, Lomonosov Moscow State University
Russia	Automated information system of state water bodies monitoring (AIS GMVO), Federal Agency for Water Resources
Serbia	Republic Hydrometeorological Service of Serbia (RHSS), Hydrological Yearbooks of Surface Water, Belgrade
Slovakia	Slovak Hydrometeorological Institute (SHMI)
Slovenia	Slovenian Environment Agency (ARSO)
Spain	Centre for Hydrographic Studies (Centro de Estudios Hidrográficos) of CEDEX, Spain
Sweden	Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI)
Switzerland	Federal Office for the Environment (FOEN) / BAFU
Turkey	General Directorate of Electrical Power Resources Survey and Development Administration (EIE), Turkey
Ukraine	Hydrological Department, Ukrainian Hydrometeorological Institute (UHMI)
Ukraine	Hydrometeorological Institute, Odessa State Environmental University (OSENU)
United Kingdom	UK National River Flow Archive (NRFA)

Tabella 2.1 Enti e istituzioni regionali, nazionali e internazionali che hanno contribuito alla creazione dell'*European Flood Database* (immagine tratta da Blöschl et al., 2019b).

Nell'ambito della presente attività di ricerca, per comparabilità con Blöschl et al. (2019b) e Bertola et al. (2020), sono innanzitutto state selezionate le 3738 stazioni idrometriche dell'*European Flood Database* prese in prima istanza in considerazione in tali studi.

Il set di 3738 stazioni idrometriche è stato ottenuto considerando solo le stazioni per le quali fossero disponibili le serie storiche delle portate medie giornaliere e/o dei massimi annuali di portata al colmo di piena, escludendo quindi le stazioni per le quali fossero disponibili solo le serie storiche dei livelli idrometrici. In assenza delle serie storiche dei massimi annuali di portata al colmo di piena, i massimi annuali sono stati derivati dalle serie storiche delle portate medie giornaliere. A tal proposito, è importante mettere in evidenza come, ai fini delle analisi operate in questa sede sulle recenti dinamiche spazio-temporali delle piene record, sarebbe preferibile disporre sempre delle serie storiche dei massimi annuali di portata al colmo di piena (o portata di picco istantanea). Si è comunque deciso di prendere in considerazione anche le serie storiche dei massimi annuali ricavati dalle portate medie giornaliere in modo da massimizzare la consistenza del *dataset* europeo utilizzato.

Il set di 3738 stazioni idrometriche è stato ottenuto considerando poi solo le serie con almeno 30 anni di dati nel periodo di studio 1960-2010. Questo criterio di selezione ha portato all'esclusione di gran parte delle stazioni idrometriche disponibili in Italia, connessa al trasferimento negli anni '90 del secolo scorso delle competenze sulle attività di monitoraggio ambientale (rilevamento, validazione e pubblicazione di dati ambientali, ecc.) dal Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN) alle Agenzie Regionali Prevenzione e Ambiente (ARPA). In particolare, si ha che gli Annali Idrologici, pubblicazioni in passato editate dal SIMN fondamentali per il reperimento dei dati idrologici raccolti dai sensori idro-pluviometrici, sono oggi pubblicati dal Servizio Idro-Meteorologico delle ARPA (ARPA-SIM).

Il set di 3738 stazioni idrometriche è stato ottenuto rimuovendo infine le serie affette da errori grossolani e le stazioni il cui tratto d'alveo fluviale a monte abbia subito importanti interventi antropici (come ad esempio casse di espansione o opere di sbarramento quali dighe di ritenuta o traverse fluviali di grandi dimensioni) che potrebbero alterare significativamente l'intensità delle portate di piena registrate. Questo criterio di selezione ha portato all'esclusione di molte stazioni idrometriche nell'Europa meridionale e nell'Europa orientale. Sebbene non si possa escludere che le serie storiche dei massimi annuali di portata di alcune (poche) stazioni idrometriche siano ancora influenzate dagli effetti dovuti alla presenza, nel tratto d'alveo fluviale a monte, di invasi o serbatoi idrici artificiali, ci si attende che questo abbia un impatto minimo sui risultati delle analisi operate in questa sede, rivolte principalmente alla comprensione dell'evoluzione spaziale e temporale delle piene record su larga scala.

Nell'ambito delle attività della presente Tesi, avendo come obiettivo la produzione di mappe che descrivano le recenti dinamiche spazio-temporali delle piene record in Europa, sono poi state selezionate solo le stazioni idrometriche per le quali fossero disponibili i contorni o, meglio, le linee di spartiacque dei bacini idrografici nel *CCM (Catchment Characterization and Modelling) River and Catchment Database* (Vogt et al., 2007).

Sono inoltre state identificate e rimosse le stazioni idrometriche doppie o duplicate perché provenienti da diverse fonti di dati che hanno contribuito alla creazione dell'*European Flood Database*, ad esempio l'una da una fonte regionale e l'altra da una fonte internazionale.

Differentemente da Blöschl et al. (2019b) e Bertola et al. (2020), che per analizzare i cambiamenti nell'intensità delle piene hanno adottato criteri di selezione più restrittivi basati sulla lunghezza delle serie storiche dei massimi annuali di portata e sulla distribuzione spaziale delle stazioni idrometriche, in questa sede si è deciso di non applicare altri criteri di selezione in modo da non ridurre ulteriormente la consistenza del *dataset* europeo utilizzato.

I criteri di selezione descritti hanno prodotto un *set* di 3413 stazioni idrometriche e delle relative serie storiche dei massimi annuali di portata (media giornaliera o al colmo di piena).

2.2. Descrizione del *dataset* europeo utilizzato

2.2.1. Stazioni idrometriche e serie storiche dei massimi annuali di portata

In Figura 2.1 è mostrato il numero di stazioni idrometriche selezionate per ciascuno Stato.

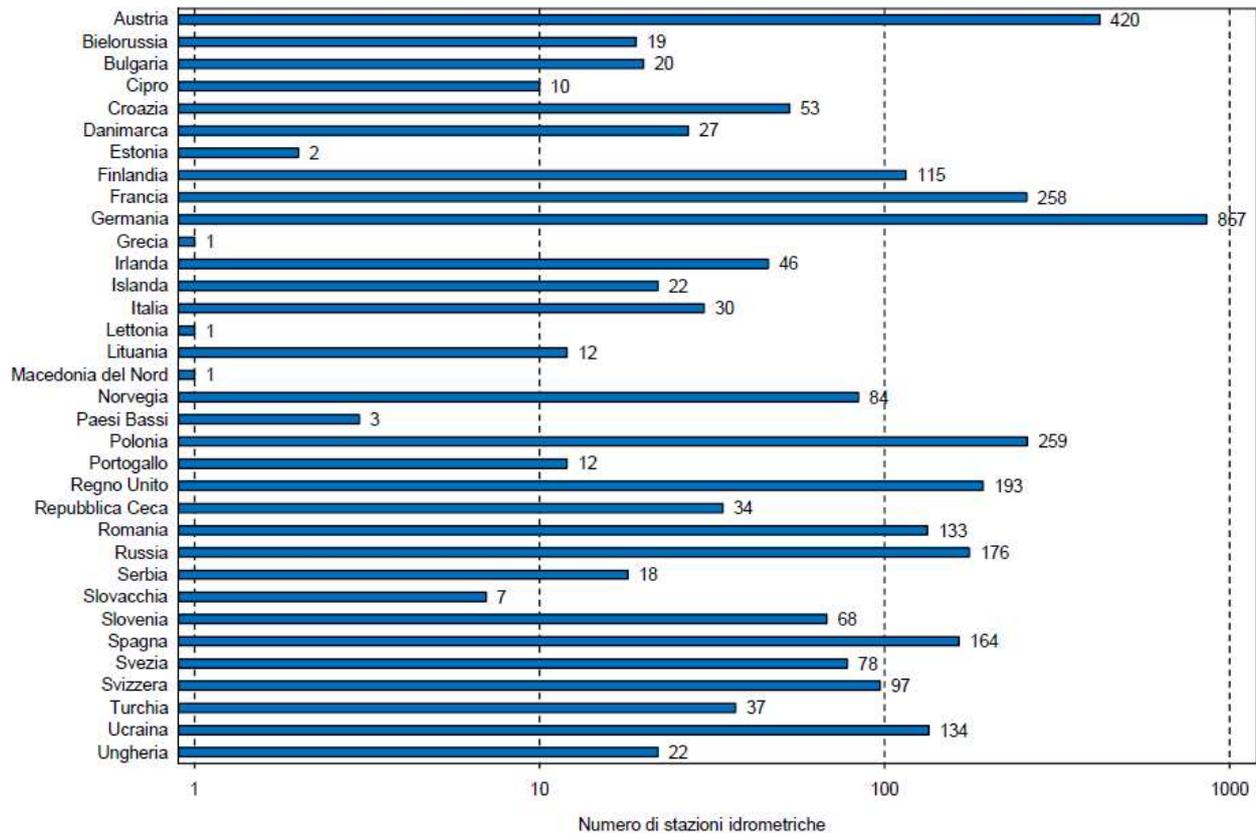


Figura 2.1 Numero di stazioni idrometriche selezionate per ciascuno Stato.

In Albania, Belgio, Bosnia ed Erzegovina, Georgia e Moldavia non è stata selezionata nessuna delle stazioni idrometriche comprese nell'*European Flood Database*. La distribuzione spaziale delle stazioni a scala europea è fortemente irregolare: si passa infatti dal considerare un'unica stazione in Grecia, Lettonia e Macedonia del Nord al prenderne in considerazione diverse centinaia in Austria, Francia, Germania e Polonia.

In Tabella 2.2 sono riassunte le caratteristiche principali delle stazioni idrometriche analizzate a scala europea.

N° di stazioni idrometriche	Latitudine		Longitudine		Area del bacino sotteso dalla stazione idrometrica [km ²]			Quota della sez. di chiusura del bacino [m s.l.m.]		
	minima	massima	minima	massima	minima	media	massima	minima	media	massima
3413	34,69° N	70,88° N	21,75° W	49,45° E	1,00	2142,56	374745,70	-5,17	304,05	1995,00

Tabella 2.2 Caratteristiche delle stazioni idrometriche analizzate a scala europea.

Le 3413 stazioni sono situate all'interno della regione delimitata dalle latitudini 34,69° N - 70,88° N e dalle longitudini 21,75° W - 49,45° E, le aree dei bacini sottesi dalle stazioni idrometriche variano tra 1,00 e 374745,70 km² e le quote delle sezioni di chiusura dei bacini tra -5,17 e 1995,00 m s.l.m. L'area media dei bacini è di 2142,56 km², mentre la quota media delle sezioni di chiusura è pari a 304,05 m s.l.m.

Nelle figure seguenti sono rappresentate, con diverse scale di colori, le aree dei bacini sottesi dalle stazioni idrometriche (Figura 2.2) e le quote delle sezioni di chiusura dei bacini (Figura 2.3).

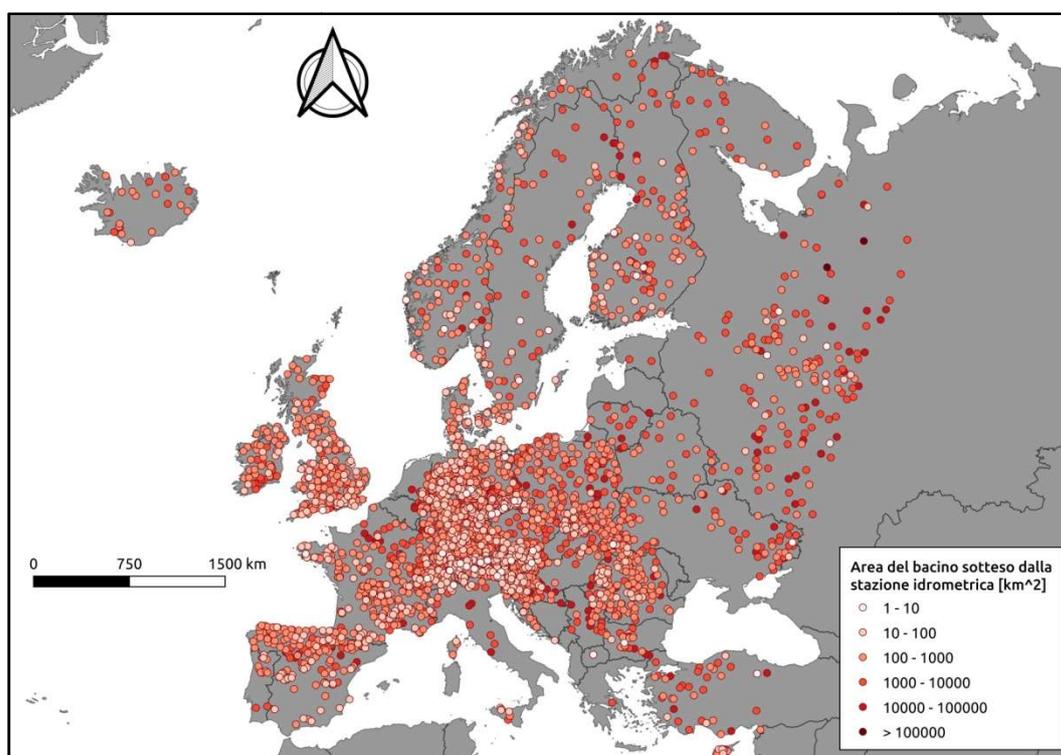


Figura 2.2 Aree dei bacini sottesi dalle stazioni idrometriche.

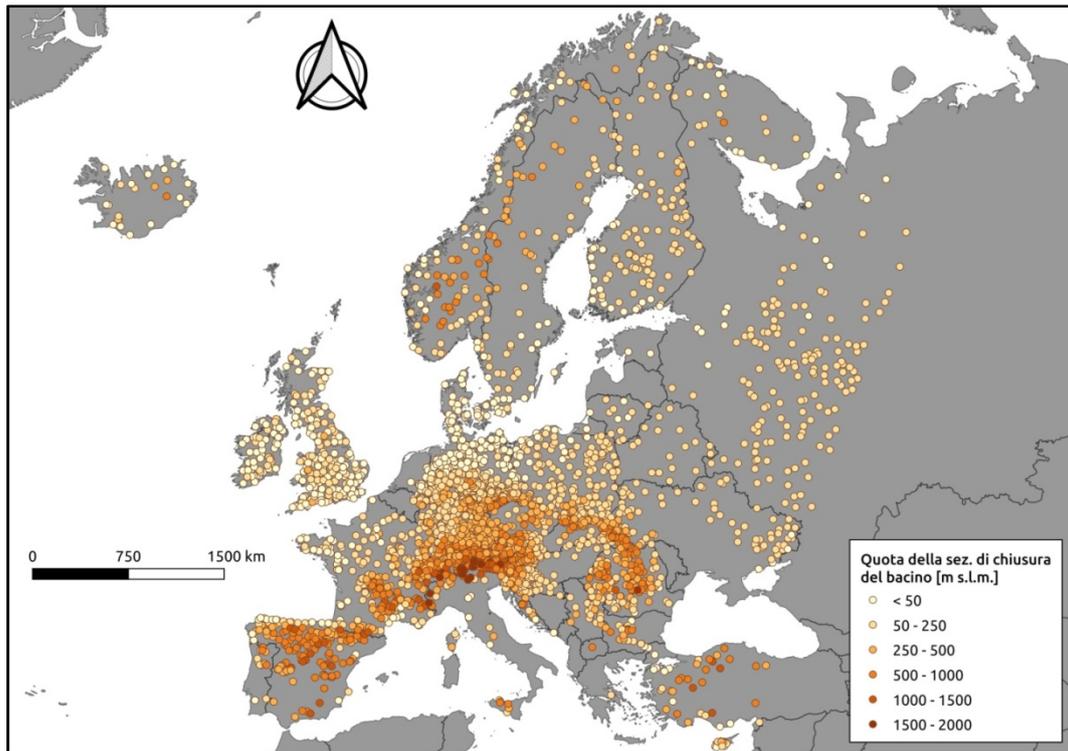


Figura 2.3 Quote delle sezioni di chiusura dei bacini.

Si noti l'estrema variabilità non solo in termini di copertura spaziale e densità spaziale delle stazioni idrometriche, ma anche delle aree dei bacini e delle quote delle sezioni di chiusura. L'Europa centrale mostra una migliore copertura spaziale per quanto riguarda i bacini più piccoli e le stazioni poste a quote meno elevate rispetto ad esempio all'Europa orientale. Sono poi ben riconoscibili le stazioni poste a quote più elevate appartenenti alle principali catene montuose europee: le Alpi, i Carpazi, le catene montuose scandinave, i Pirenei e le altre catene montuose spagnole.

In Tabella 2.3 sono riassunte le caratteristiche principali delle serie storiche dei massimi annuali di portata o *Annual Maximum Series* (AMS) analizzate a scala europea.

Ne di AMS	Lunghezza AMS Inizio-2016 [anni]			1° anno AMS			Ultimo anno AMS		
	minima	media	massima	minimo	medio	massimo	minimo	medio	massimo
3413	30	53,5	194	1820	1956	1981	1989	2010	2016

Tabella 2.3 Caratteristiche delle serie storiche dei massimi annuali di portata analizzate a scala europea.

Le 3413 serie storiche dei massimi annuali di portata presentano lunghezze comprese tra 30 e 194 anni, il 1° anno delle serie varia tra il 1820 e il 1981 e l'ultimo anno delle serie tra il 1989 e il 2016. La lunghezza media delle serie è di 53,5 anni, con anni medi di inizio e fine delle serie storiche coincidenti rispettivamente con il 1956 e il 2010.

Nelle figure seguenti sono rappresentate, con diverse scale di colori, le lunghezze delle serie storiche dei massimi annuali di portata (Figura 2.4), il 1° anno delle serie (Figura 2.5) e l'ultimo anno delle serie (Figura 2.6).

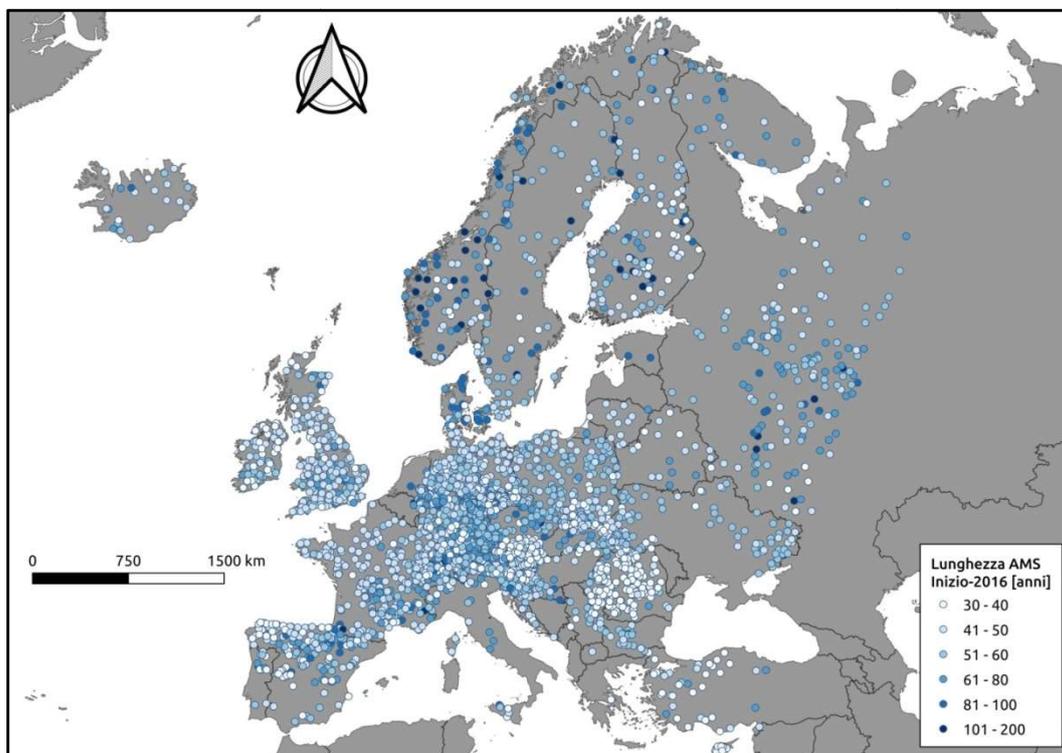


Figura 2.4 Lunghezze delle serie storiche dei massimi annuali di portata.

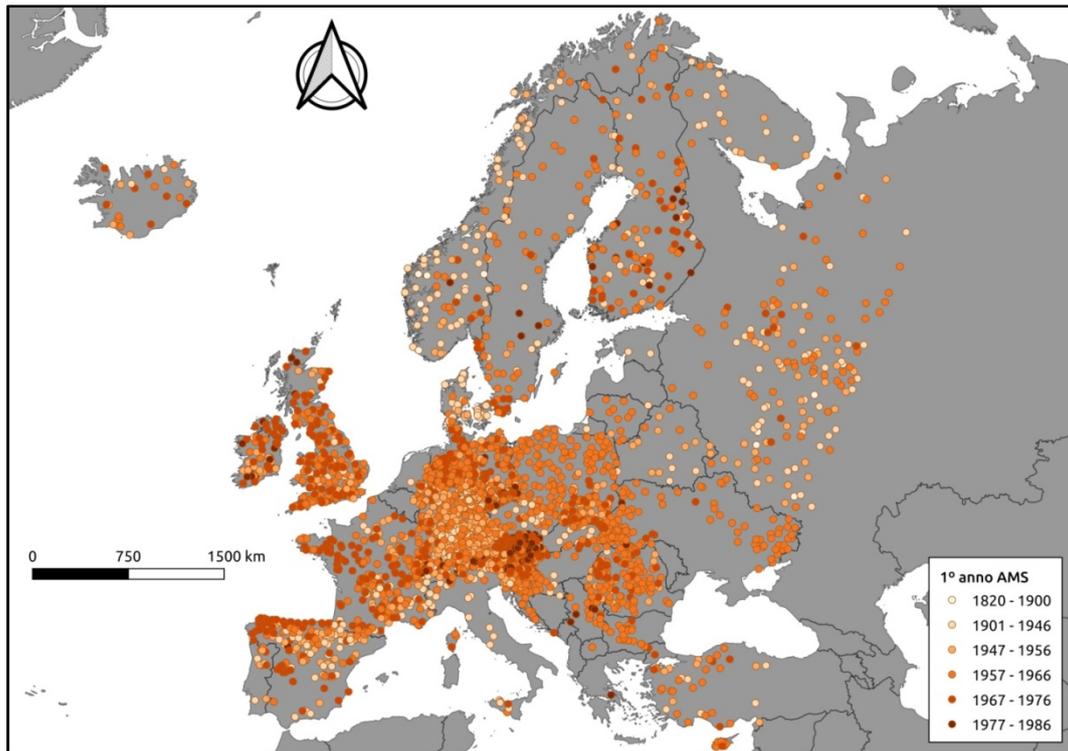


Figura 2.5 1° anno delle serie.

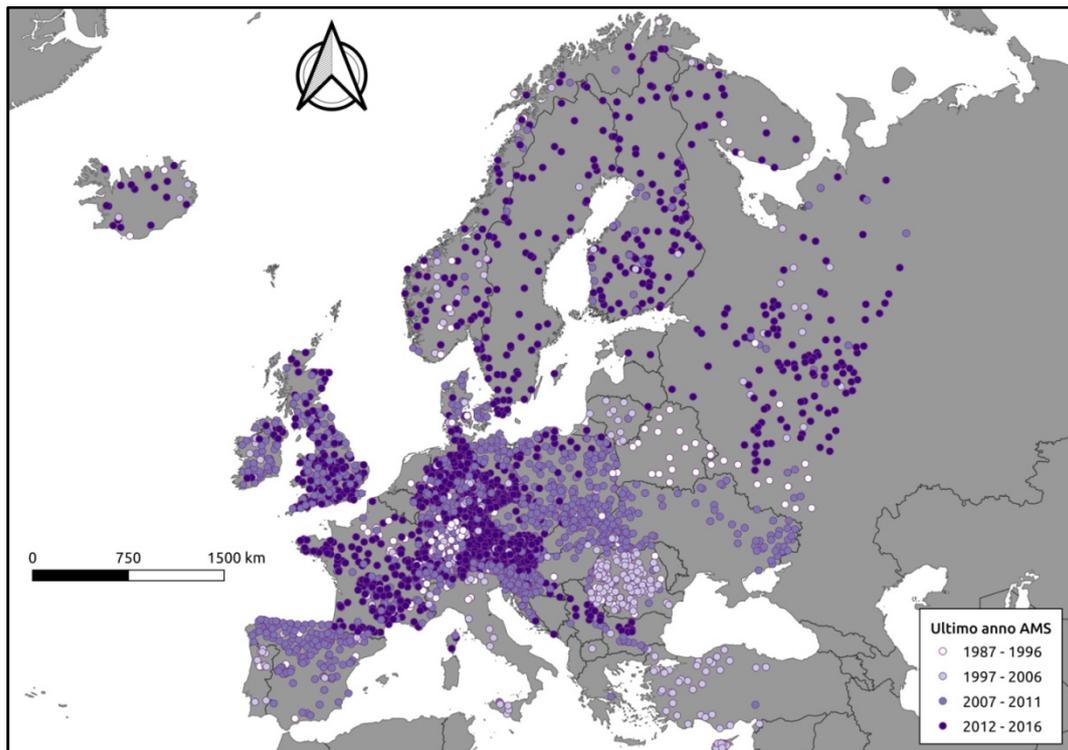


Figura 2.6 Ultimo anno delle serie.

Si noti la marcata disomogeneità delle lunghezze delle serie storiche dei massimi annuali di portata. Ciò è dovuto in primo luogo a ragioni storiche poiché le stazioni idrometriche sono state installate in epoche anche molto diverse tra loro. In secondo luogo, gioca un

ruolo importante la disponibilità di serie più recenti. Nell'Europa meridionale e nell'Europa orientale, ad eccezione della Russia, è ad esempio difficile ottenere serie aggiornate.

Per studiare l'evoluzione temporale delle piene record in Europa, si sono considerati periodi distanziati di 30 anni, ipotizzando che gli effetti dei cambiamenti climatici sugli eventi di piena possano essere ritenuti significativi su orizzonti temporali di questo tipo. In Tabella 2.4 sono riportate le informazioni principali riguardanti le analisi a scala europea nell'intero periodo di osservazione e nei diversi sottoperiodi considerati.

Periodo di osservazione	N° di stazioni idrometriche	Lunghezza AMS [anni]		
		minima	media	massima
Inizio-2016	3413	30	53,5	194
Inizio-1956	1266	1	15,4	137
1957-1986	3413	6	24,3	30
1987-2016	3413	3	23,4	30

Tabella 2.4 Informazioni riguardanti le analisi a scala europea nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi.

In considerazione della scarsa consistenza del numero di stazioni idrometriche con osservazioni nel sottoperiodo compreso tra l'inizio delle serie storiche dei massimi annuali di portata e il 1956, tale periodo non è stato incluso nelle successive analisi. Le 3413 serie hanno numerosità simile nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016. I risultati delle analisi svolte nei sottoperiodi in questione potranno quindi essere confrontati in modo sufficientemente attendibile.

Nelle figure seguenti sono rappresentate, con diverse scale di colori, le lunghezze delle serie storiche dei massimi annuali di portata nel trentennio 1957-1986 (Figura 2.7) e nel trentennio 1987-2016 (Figura 2.8).

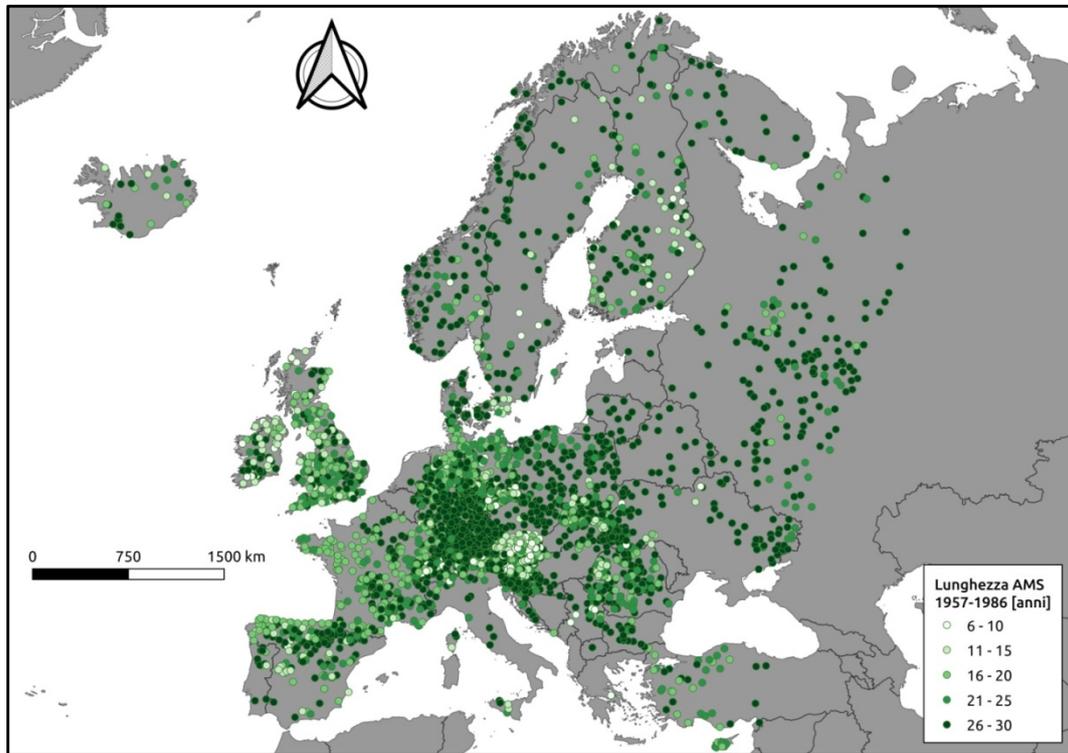


Figura 2.7 Lunghezze delle serie nel trentennio 1957-1986.

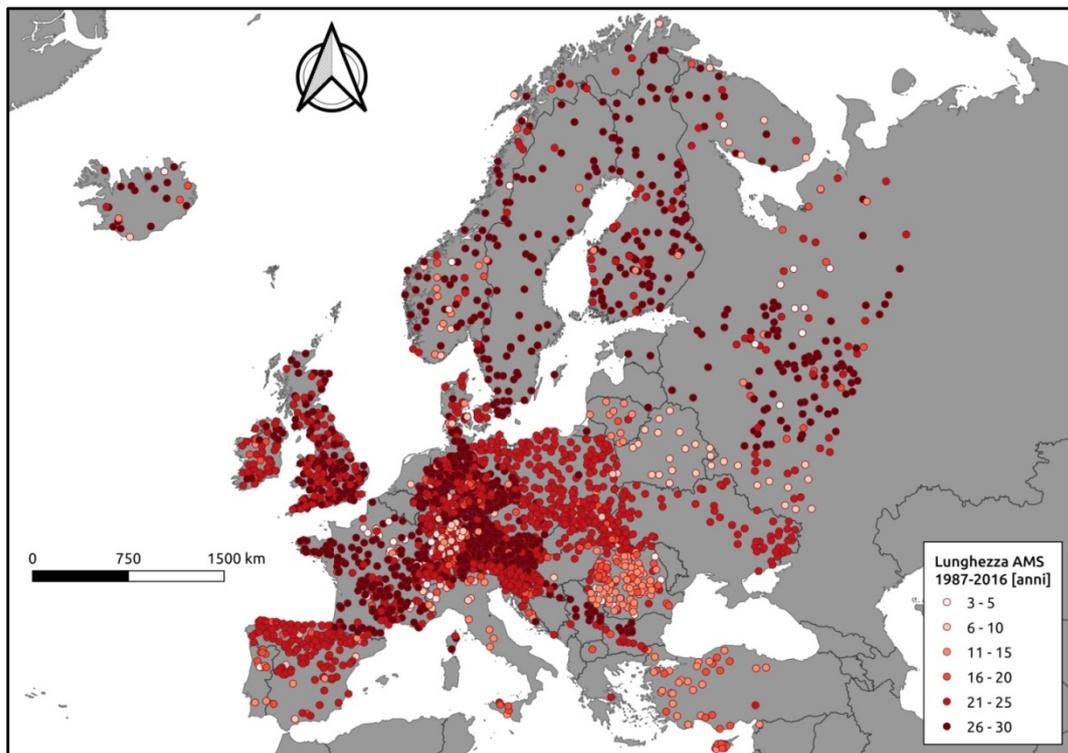


Figura 2.8 Lunghezze delle serie nel trentennio 1987-2016.

Si noti come la maggior parte delle serie presenti almeno 21, se non addirittura 26, anni di dati in entrambi i sottoperiodi considerati.

In Figura 2.9 è rappresentato l'andamento della lunghezza delle serie al variare dell'area dei bacini nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi.

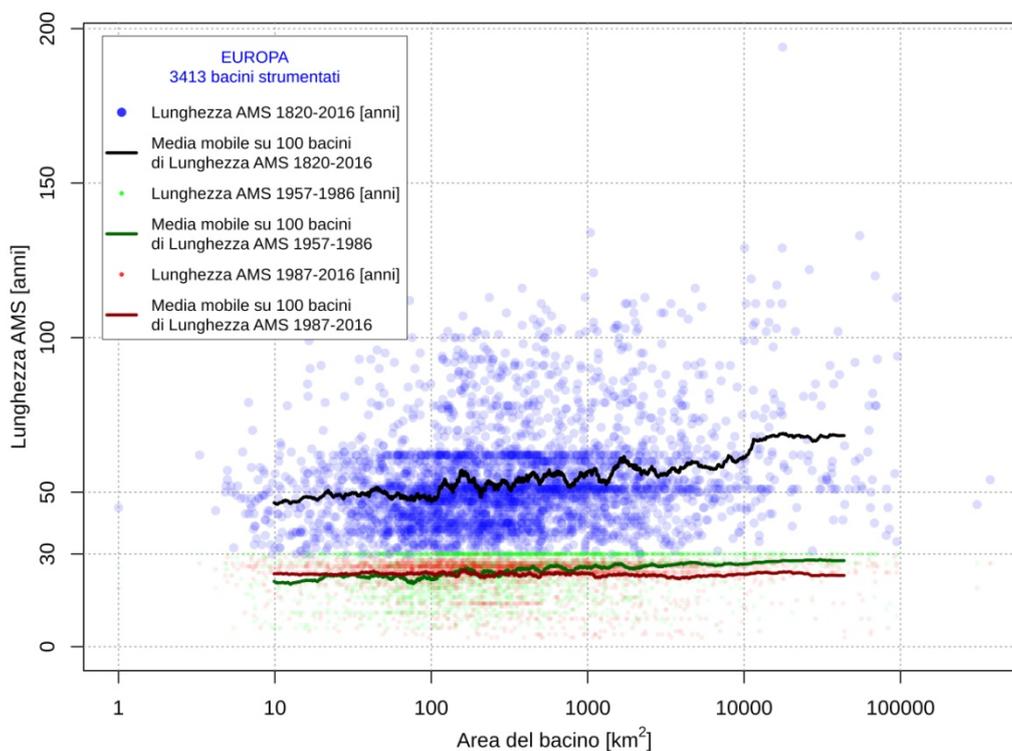


Figura 2.9 Andamento della lunghezza delle serie al variare dell'area dei bacini nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi.

Si noti innanzitutto come la maggior parte delle serie presenti lunghezza compresa tra 30 e 62 anni. L'andamento crescente della curva a media mobile su 100 bacini nell'intero periodo di osservazione mostra poi come i bacini più piccoli presentino mediamente lunghezze delle serie inferiori rispetto ai bacini più grandi. Ciò vale anche per il trentennio 1957-1986, mentre l'andamento costante della curva a media mobile su 100 bacini nel trentennio 1987-2016 rivela come i bacini più piccoli siano generalmente più monitorati oggi rispetto a quanto avveniva in passato.

Per l'analisi dell'evoluzione spaziale e temporale delle piene record e l'indagine sui record a scala macroregionale sono state considerate le tre macroregioni omogenee in termini di cambiamenti dei fattori chiave che governano la formazione delle piene e soprattutto di cambiamenti nell'intensità delle piene individuate negli studi di Blöschl et al. (2019b) e Bertola et al. (2020). In ciascuna delle tre macroregioni omogenee sono innanzitutto state incluse le stazioni idrometriche identificate in questi studi. A tal proposito è importante segnalare come alcune di queste stazioni appartengano a più di una macroregione. Dato che, come già detto, a differenza degli studi precedenti in cui per analizzare i cambiamenti nell'intensità delle piene sono stati adottati criteri di selezione più restrittivi, si è deciso di non applicare altri filtri in modo da non ridurre ulteriormente la consistenza del *dataset* europeo utilizzato, sono poi state incluse in ciascuna delle tre macroregioni anche le stazioni precedentemente escluse situate all'interno delle tre ellissi rappresentate in Figura 2.10. Ciò ha prodotto un *set* di 1468 stazioni nell'Europa nord-occidentale, 520 stazioni nell'Europa meridionale e 380 stazioni nell'Europa orientale.

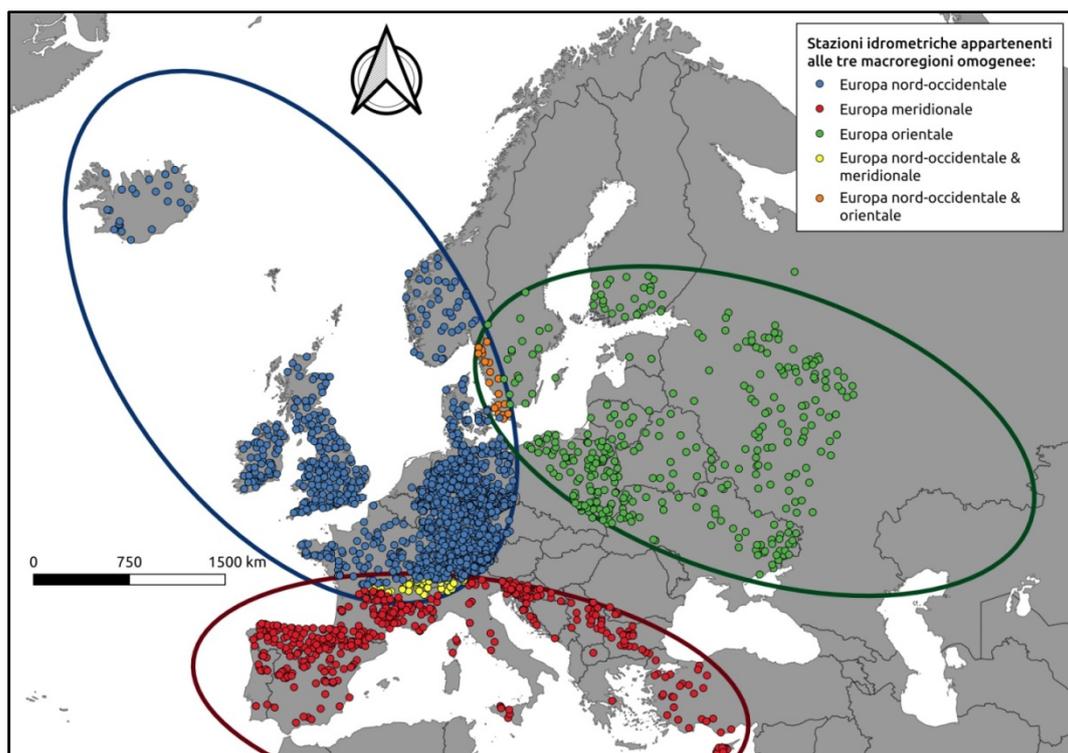


Figura 2.10 Stazioni idrometriche appartenenti alle tre macroregioni omogenee.

In Tabella 2.5 sono riassunte le caratteristiche principali delle stazioni idrometriche analizzate a scala macroregionale.

Macroregione	N° di stazioni idrometriche	Latitudine		Longitudine		Area del bacino sotteso dalla stazione idrometrica [km ²]			Quota della sez. di chiusura del bacino [m s.l.m.]		
		minima	massima	minima	massima	minima	media	massima	minima	media	massima
Europa nord-occidentale	1468	45,48° N	66,20° N	21,75° W	14,48° E	4,17	1139,92	94373,96	-5,02	276,76	1908,23
Europa meridionale	520	34,69° N	47,27° N	8,64° W	33,82° E	1,00	2602,61	95761,24	2,00	419,72	1961,00
Europa orientale	380	46,73° N	62,23° N	11,36° E	44,67° E	4,87	4272,14	85046,78	-5,17	108,89	282,00

Tabella 2.5 Caratteristiche delle stazioni idrometriche analizzate a scala macroregionale.

Le 380 stazioni appartenenti all'Europa orientale (latitudini 46,73° N - 62,23° N e longitudini 11,36° E - 44,67° E) presentano aree dei bacini sottesi dalle stazioni idrometriche mediamente più elevate e quote delle sezioni di chiusura dei bacini mediamente più basse. Le 1468 stazioni appartenenti all'Europa nord-occidentale (latitudini 45,48° N - 66,20° N e longitudini 21,75° W - 14,48° E) presentano aree dei bacini mediamente più ridotte perché, come già detto in precedenza, l'Europa centrale mostra una migliore copertura spaziale per quanto riguarda i bacini più piccoli. Le 520 stazioni appartenenti all'Europa meridionale (latitudini 34,69° N - 47,27° N e longitudini 8,64° W - 33,82° E) presentano quote delle sezioni di chiusura mediamente più alte poiché situate in parte in corrispondenza delle principali catene montuose europee come ad esempio le Alpi, i Pirenei e le altre catene montuose spagnole.

In Tabella 2.6 sono riassunte le caratteristiche principali delle serie storiche dei massimi annuali di portata analizzate a scala macroregionale.

Macroregione	N° di AMS	Lunghezza AMS Inizio-2016 [anni]			1° anno AMS			Ultimo anno AMS		
		minima	media	massima	minimo	medio	massimo	minimo	medio	massimo
Europa nord-occidentale	1468	30	56,3	194	1820	1955	1981	1989	2010	2016
Europa meridionale	520	30	52,3	116	1895	1955	1980	1989	2009	2015
Europa orientale	380	31	54,0	133	1881	1955	1980	1989	2009	2016

Tabella 2.6 Caratteristiche delle serie storiche dei massimi annuali di portata analizzate a scala macroregionale.

Si noti la sostanziale uniformità delle tre macroregioni omogenee in termini di lunghezza media delle serie, 1° anno medio e ultimo anno medio.

In Tabella 2.7 sono riportate le informazioni principali riguardanti le analisi a scala macroregionale nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi.

Macroregione	Periodo di osservazione	N° di stazioni idrometriche	Lunghezza AMS [anni]		
			minima	media	massima
Europa nord-occidentale	Inizio-2016	1468	30	56,3	194
	1957-1986	1468	6	24,9	30
	1987-2016	1468	3	24,2	30
Europa meridionale	Inizio-2016	520	30	52,3	116
	1957-1986	520	7	24,2	30
	1987-2016	520	3	22,1	29
Europa orientale	Inizio-2016	380	31	54,0	133
	1957-1986	380	7	25,9	30
	1987-2016	380	3	23,1	30

Tabella 2.7 Informazioni riguardanti le analisi a scala macroregionale nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi.

Si noti la sostanziale omogeneità delle tre macroregioni omogenee in termini di lunghezze medie delle serie nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016. Le lunghezze medie delle serie appartenenti all'Europa meridionale e all'Europa orientale nel trentennio 1987-2016 sono leggermente minori di quelle nel trentennio 1957-1986 poiché, come già detto in precedenza, in queste macroregioni è difficile ottenere serie aggiornate.

Nelle figure seguenti è rappresentato l'andamento della lunghezza delle serie al variare dell'area dei bacini nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi, rispettivamente per l'Europa nord-occidentale (Figura 2.11), l'Europa meridionale (Figura 2.12) e l'Europa orientale (Figura 2.13).

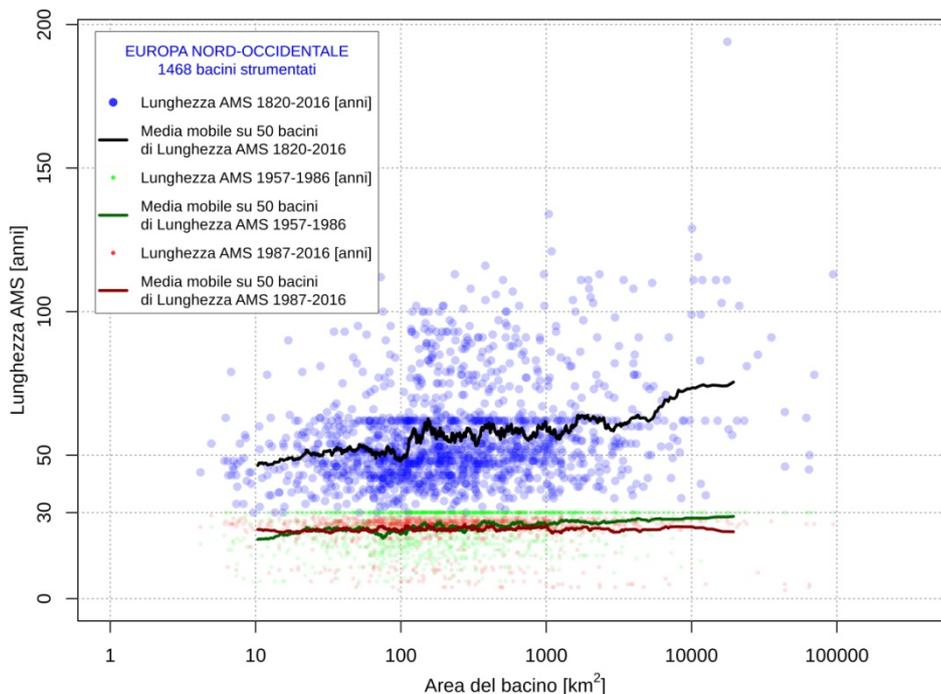


Figura 2.11 Andamento della lunghezza delle serie al variare dell'area dei bacini nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi per l'Europa nord-occidentale.

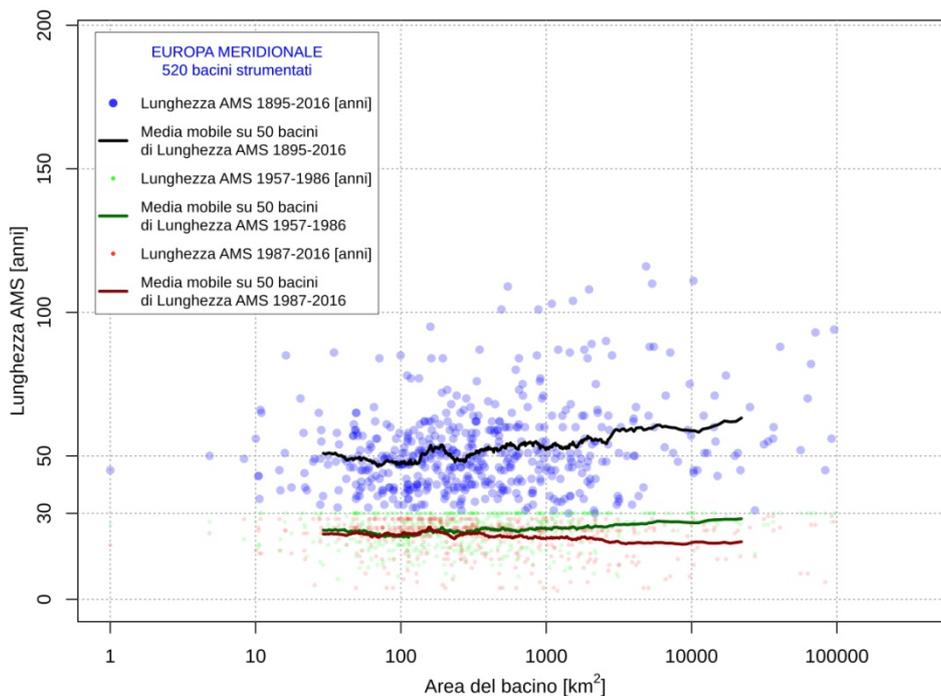


Figura 2.12 Andamento della lunghezza delle serie al variare dell'area dei bacini nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi per l'Europa meridionale.

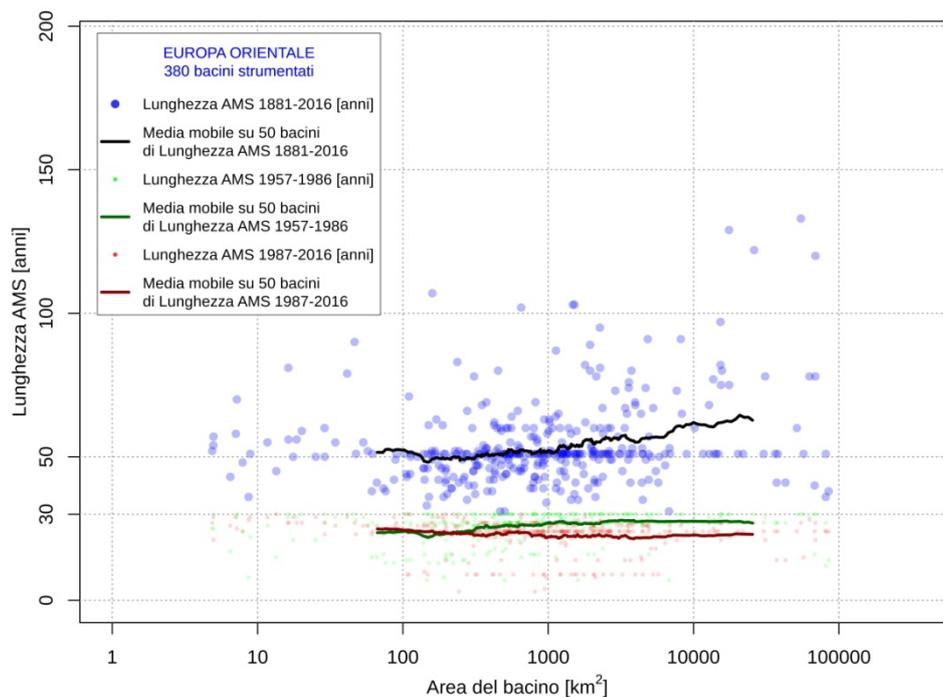


Figura 2.13 Andamento della lunghezza delle serie al variare dell'area dei bacini nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi per l'Europa orientale.

Per ciascuna delle tre macroregioni omogenee valgono le considerazioni fatte a scala europea: i bacini più piccoli presentano mediamente lunghezze delle serie inferiori rispetto ai bacini più grandi e i bacini più piccoli sono generalmente più monitorati oggi che in passato.

Per l'interpolazione geostatistica dell'informazione idrometrica con il *Top-kriging* (descritta in dettaglio al Capitolo 4) è stato in prima istanza considerato un set di 1616 stazioni idrometriche appartenenti all'Europa centrale caratterizzate da copertura spaziale e densità spaziale significativamente più elevate rispetto al resto d'Europa (Figura 2.14).

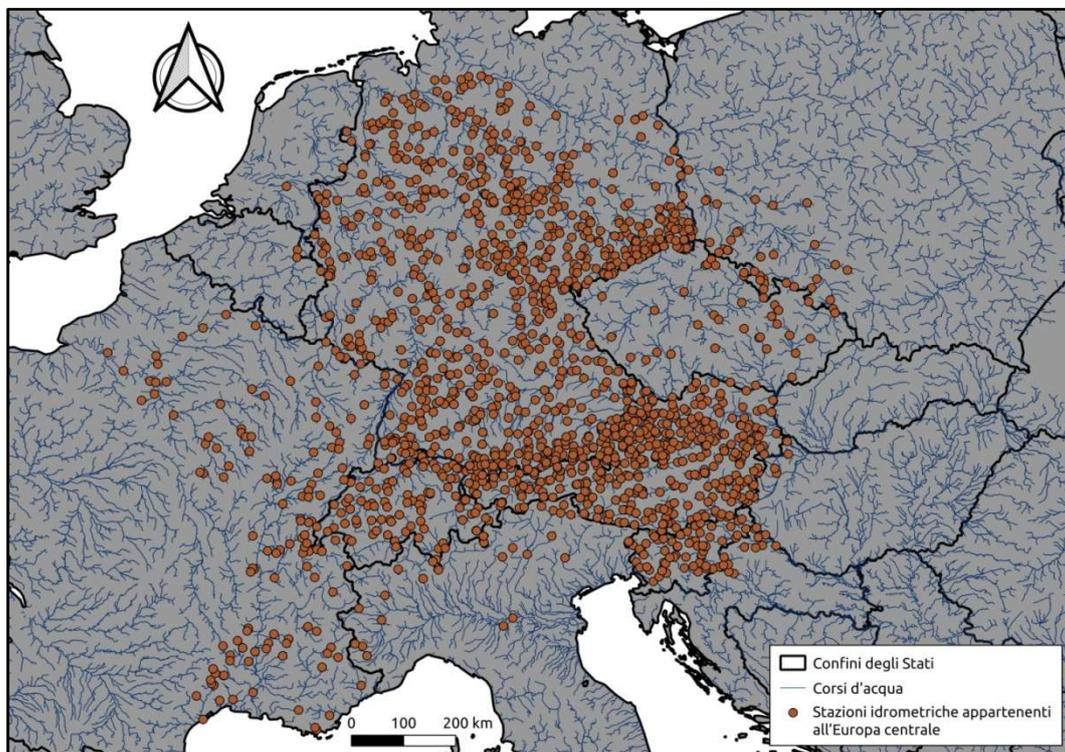


Figura 2.14 Stazioni idrometriche appartenenti all'Europa centrale.

In Tabella 2.8 sono riassunte le caratteristiche principali delle stazioni idrometriche appartenenti all'Europa centrale.

N° di stazioni idrometriche	Latitudine		Longitudine		Area del bacino sotteso dalla stazione idrometrica [km ²]			Quota della sez. di chiusura del bacino [m s.l.m.]		
	minima	massima	minima	massima	minima	media	massima	minima	media	massima
1616	43,15° N	53,39° N	1,24° E	18,62° E	5,45	1560,82	95761,24	-0,02	391,23	1995,00

Tabella 2.8 Caratteristiche delle stazioni idrometriche appartenenti all'Europa centrale.

Le 1616 stazioni sono situate all'interno della regione delimitata dalle latitudini 43,15° N - 53,39° N e dalle longitudini 1,24° E - 18,62° E, l'area media dei bacini è di 1560,82 km², mentre la quota media delle sezioni di chiusura è pari a 391,23 m s.l.m.

In Tabella 2.9 sono riassunte le caratteristiche principali delle serie storiche dei massimi annuali di portata appartenenti all'Europa centrale.

N° di AMS	Lunghezza AMS Inizio-2016 [anni]			1° anno AMS			Ultimo anno AMS		
	minima	media	massima	minimo	medio	massimo	minimo	medio	massimo
1616	30	54,9	194	1820	1956	1981	1989	2010	2015

Tabella 2.9 Caratteristiche delle serie storiche dei massimi annuali di portata appartenenti all'Europa centrale.

La lunghezza media delle serie è di circa 55 anni, il 1° anno medio è circa il 1956, mentre l'ultimo anno medio è circa il 2010.

In Tabella 2.10 sono riportate le informazioni principali riguardanti le analisi sull'Europa centrale nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi.

Periodo di osservazione	N° di stazioni idrometriche	Lunghezza AMS [anni]		
		minima	media	massima
Inizio-2016	1616	30	54,9	194
1957-1986	1616	6	24,4	30
1987-2016	1616	3	24,1	29

Tabella 2.10 Informazioni riguardanti le analisi sull'Europa centrale nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi.

Le serie presentano anche in questo caso lunghezze medie circa uguali nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016.

In Figura 2.15 è rappresentato l'andamento della lunghezza delle serie al variare dell'area dei bacini nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi per l'Europa centrale.

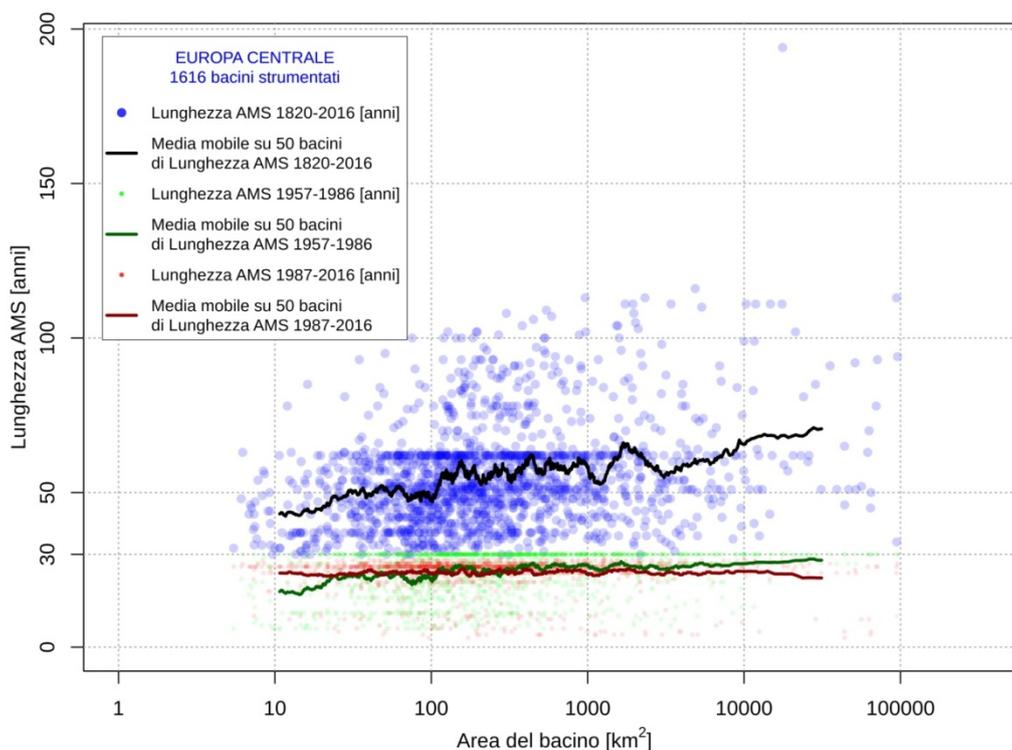


Figura 2.15 Andamento della lunghezza delle serie al variare dell'area dei bacini nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi per l'Europa centrale.

Valgono ancora una volta le considerazioni fatte a scala europea: i bacini più piccoli presentano mediamente lunghezze delle serie inferiori rispetto ai bacini più grandi e i bacini più piccoli sono generalmente più monitorati oggi che in passato.

2.2.2. Bacini idrografici strumentati

In Figura 2.16 sono rappresentate le linee di spartiacque dei bacini idrografici strumentati estratte dal *CCM (Catchment Characterization and Modelling) River and Catchment Database* (Vogt et al., 2007).

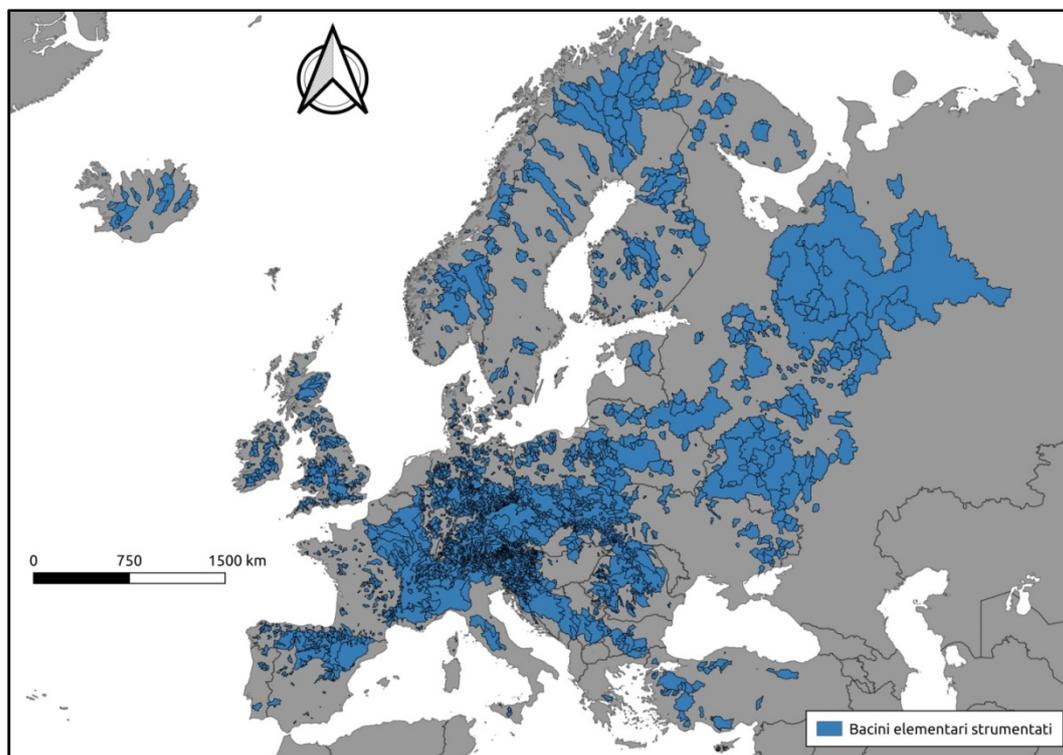


Figura 2.16 Bacini elementari strumentati analizzati a scala europea.

È fondamentale considerare che quando si analizzano le portate di piena è indispensabile prendere a riferimento i bacini idrografici (o bacini imbriferi) sottesi alle sezioni prese in esame. A tal proposito, è importante ricordare che, considerata una sezione di chiusura coincidente con una sezione trasversale di un corso d'acqua, il bacino idrografico è definito come la porzione di superficie topografica drenata dalla sezione di chiusura stessa. In tal senso, in letteratura è noto come le caratteristiche delle portate di piena per una determinata sezione fluviale siano fortemente dipendenti dalle caratteristiche del bacino idrografico sotteso, dalla cui considerazione non si può dunque prescindere. Al tempo stesso, in considerazione del fatto che la maggior parte dei bacini sono annidati tra loro, ai fini di una corretta visualizzazione in ambiente GIS (ad es. mediante il *software* libero QGIS), è bene operare un preliminare ordinamento per aree decrescenti, cosicché i bacini di dimensioni maggiori non vadano a coprire quelli di dimensioni minori. Ciò nella pratica equivale a rappresentare i cosiddetti bacini elementari (o inter-bacini). Il bacino

elementare corrisponde al bacino idrografico sotteso alla sezione di chiusura di interesse a meno del bacino idrografico immediatamente a monte, cioè a meno della porzione di superficie topografica drenata dalla sezione di chiusura immediatamente a monte. L'area del bacino elementare può quindi essere vista come l'area contribuente del tratto d'alveo fluviale compreso tra due sezioni trasversali contigue del corso d'acqua.

In Figura 2.16 si noti come l'estrema variabilità in termini di copertura spaziale e densità spaziale delle stazioni idrometriche di cui sopra si ripercuota sui bacini elementari strumentati qui rappresentati.

In Figura 2.17 sono rappresentati i bacini elementari strumentati appartenenti alle tre macroregioni omogenee.

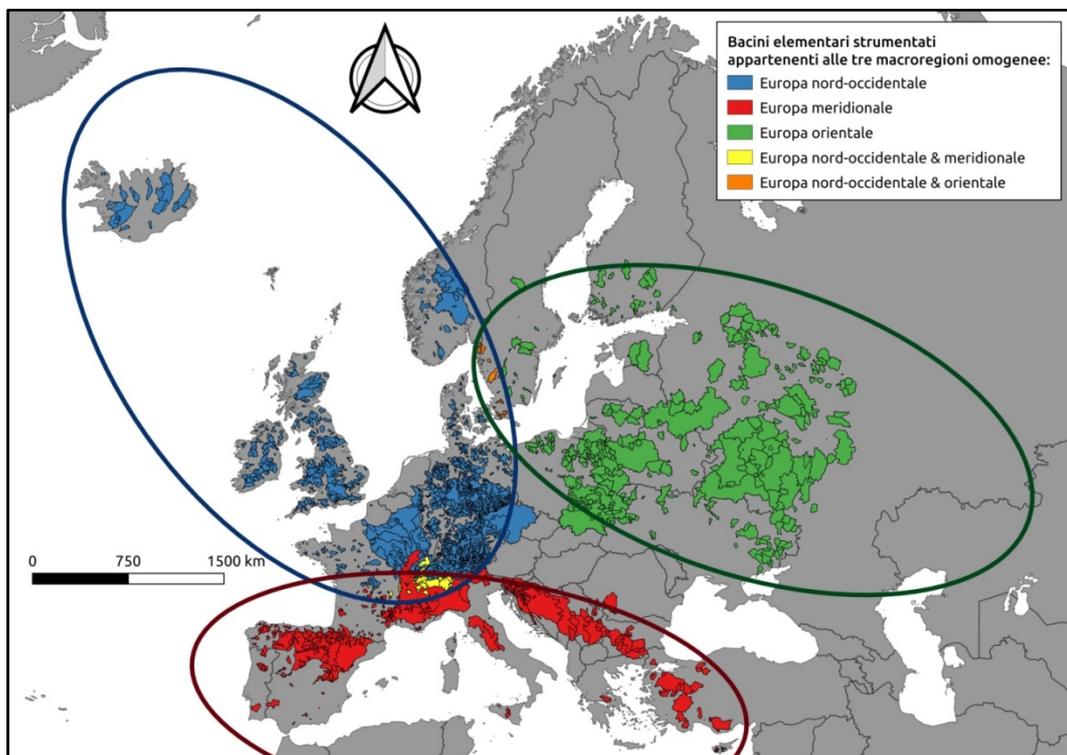


Figura 2.17 Bacini elementari strumentati appartenenti alle tre macroregioni omogenee.

In Figura 2.18 sono rappresentati i bacini elementari strumentati appartenenti all'Europa centrale.

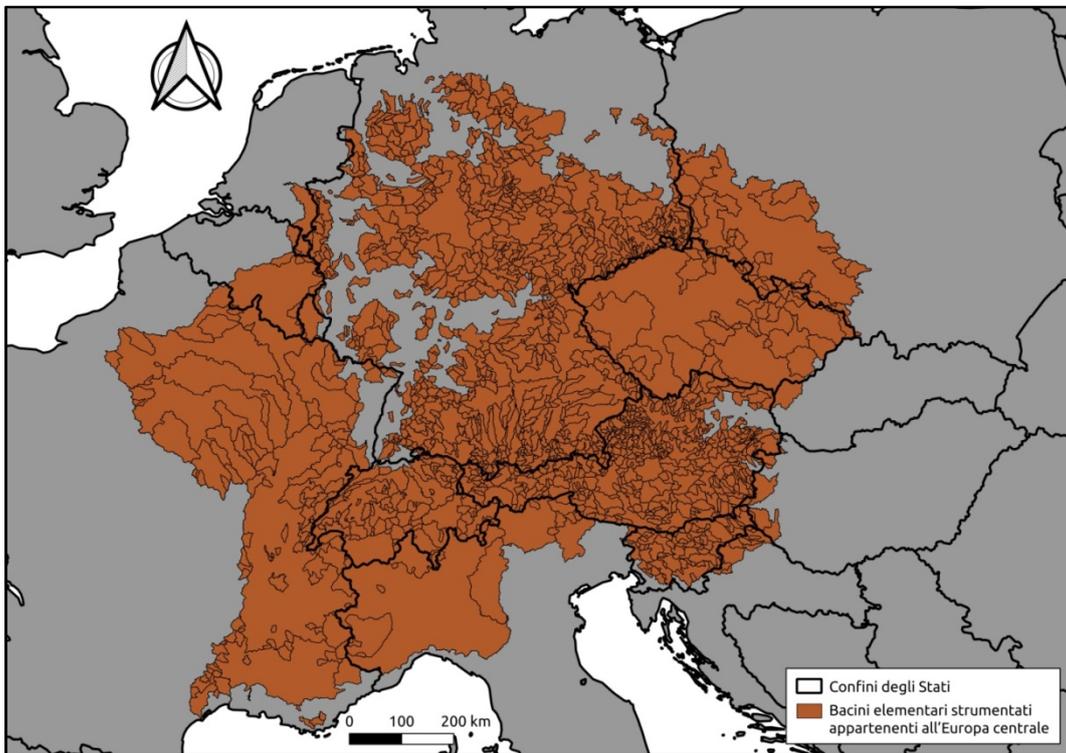


Figura 2.18 Bacini elementari strumentati appartenenti all'Europa centrale.

2.2.3. Bacini idrografici non strumentati

Ai fini di operare l'interpolazione geostatistica dei contributi unitari di piena record (uno degli obiettivi del presente elaborato di Tesi, trattato in dettaglio al Capitolo 6), è stato considerato il *layer* vettoriale delle linee di spartiacque dei bacini idrografici europei messo a disposizione dal *Joint Research Centre* (JRC) della Commissione europea. Tale *layer* JRC ha il vantaggio di offrire una copertura continua a livello dell'intero territorio europeo, come desumibile dalla Figura 2.19, nella quale si riportano anche le linee di spartiacque dei bacini idrografici strumentati estratte dal *CCM (Catchment Characterization and Modelling) River and Catchment Database*. Il *layer* JRC è stato opportunamente filtrato in modo tale da stabilire quali bacini idrografici in esso contenuti risultassero strumentati secondo il *CCM Database*, consentendo così di selezionare per l'interpolazione soltanto i bacini idrografici JRC effettivamente non strumentati (ovvero non inclusi nel *CCM Database*).

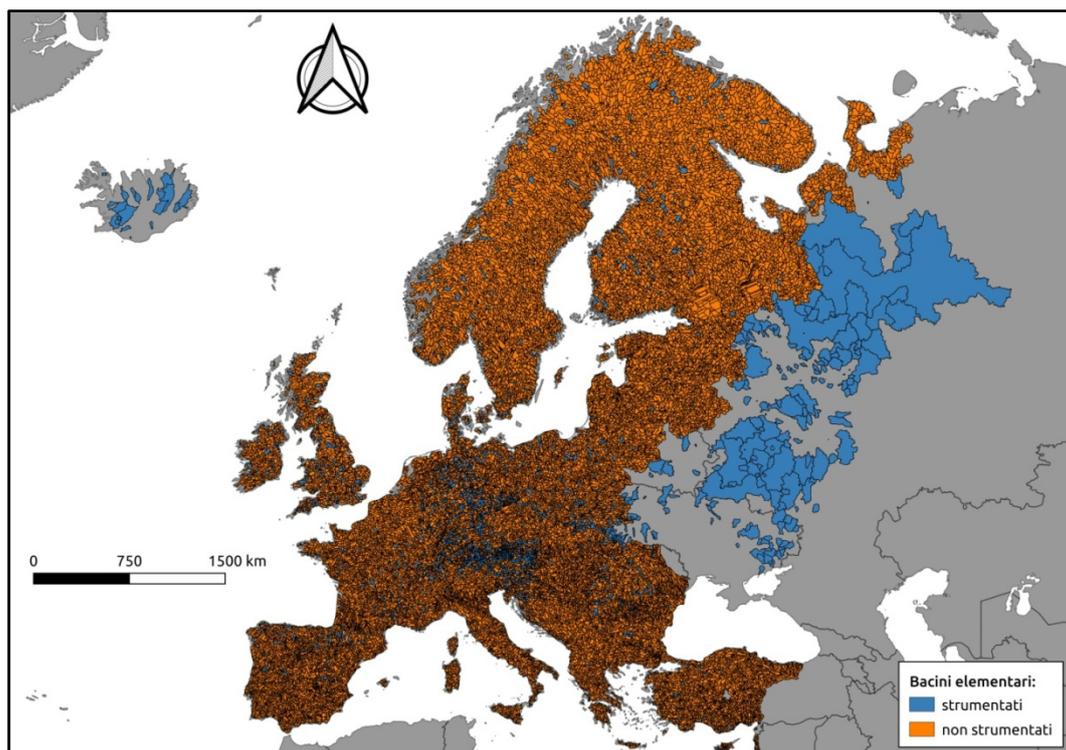


Figura 2.19 Bacini elementari strumentati e non strumentati utilizzati per l'interpolazione geostatistica dell'informazione idrometrica con il *Top-kriging* a scala europea.

La copertura spaziale e la densità spaziale dei bacini elementari JRC risultano elevatissime ed estremamente omogenee in tutta Europa, ad eccezione di Islanda, Bielorussia, Ucraina, Moldavia e Russia. Ciò consentirà di fornire una rappresentazione spaziale continua dell'evoluzione delle piene record in Europa.

In Tabella 2.11 sono riassunte le caratteristiche principali dei bacini idrografici utilizzati per l'interpolazione geostatistica a scala europea.

Tipologia	N° di bacini idrografici	Area del bacino idrografico [km ²]		
		minima	media	massima
Bacini idrografici strumentati	3413	1,00	2142,56	374745,70
Bacini idrografici non strumentati	32256	100,01	5966,63	802032,10

Tabella 2.11 Caratteristiche dei bacini idrografici utilizzati per l'interpolazione geostatistica a scala europea.

Le aree dei 32256 bacini idrografici non strumentati variano tra 100,01 e 802032,10 km². I bacini non strumentati presentano mediamente aree molto maggiori rispetto ai bacini strumentati.

In Figura 2.20 sono rappresentati i bacini elementari strumentati e non strumentati utilizzati per l'interpolazione geostatistica dell'informazione idrometrica con il *Top-kriging* sull'Europa centrale.

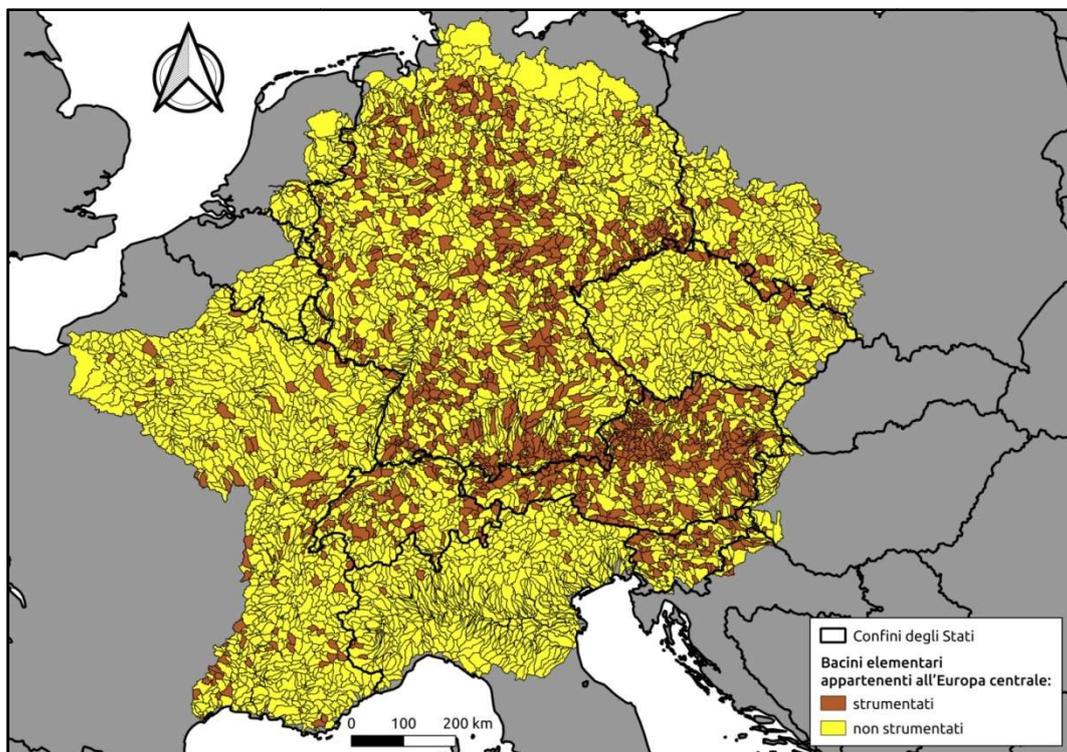


Figura 2.20 Bacini elementari strumentati e non strumentati utilizzati per l'interpolazione geostatistica dell'informazione idrometrica con il *Top-kriging* sull'Europa centrale.

In Tabella 2.12 sono riassunte le caratteristiche principali dei bacini idrografici utilizzati per l'interpolazione geostatistica sull'Europa centrale.

Tipologia	N° di bacini idrografici	Area del bacino idrografico [km ²]		
		minima	media	massima
Bacini idrografici strumentati	1616	5,45	1560,82	95761,24
Bacini idrografici non strumentati	5081	100,08	5880,68	160221,40

Tabella 2.12 Caratteristiche dei bacini idrografici utilizzati per l'interpolazione geostatistica sull'Europa centrale.

Le aree dei 5081 bacini idrografici non strumentati variano tra 100,08 e 160221,40 km². I bacini non strumentati anche in questo caso presentano mediamente aree molto maggiori rispetto ai bacini strumentati.

3. METODI DI ANALISI DELLE PIENE RECORD

3.1. Strumenti classici di rappresentazione delle piene record

Tra gli strumenti classici di rappresentazione delle piene record, in questa sede si esaminano le cosiddette curve inviluppo regionali. Le curve inviluppo regionali (o *regional envelope curves*, RECs) sono state a lungo utilizzate in ambito idrologico per sintetizzare in modo efficace la conoscenza acquisita in merito agli eventi di piena estremi verificatisi in una determinata regione. La conoscenza acquisita attraverso l'osservazione e la raccolta sistematica dell'informazione idrometrica è, in particolare, riassunta prendendo a riferimento le portate di piena massime storicamente registrate in corrispondenza di tutte le stazioni di misura situate all'interno della regione considerata, denominate piene record.

La formula più elementare di una curva inviluppo regionale è quella attribuita a Myers (si vedano ad es. Fuller, 1914, Creager et al., 1966) e si presenta nel modo seguente (si vedano ad es. Francou & Rodier, 1967, Crippen & Bue, 1977, Cudworth, 1989, Herschy, 2002):

$$Q_{max} = KA^{\xi}$$

dove Q_{max} [m³/s] rappresenta la piena record osservata in un determinato bacino idrografico, K è un coefficiente statistico che dipende dalle caratteristiche geomorfologiche e climatiche della regione, A [km²] indica l'area contribuente del bacino e ξ è un esponente inferiore all'unità. Come evidenziato da Creager et al. (1966), i valori assegnati a ξ da vari ricercatori sono compresi tra 0,3 e 0,8.

La formula della curva inviluppo regionale attribuita a Myers può essere facilmente trasformata nell'espressione:

$$\ln\left(\frac{Q_{max}}{A}\right) = a + b \ln(A)$$

dove a e b sono rispettivamente pari a $\ln(K)$ e $(\xi - 1)$. Le curve inviluppo regionali, infatti, sono tipicamente ricavate su un piano bilogarithmico, rappresentando sull'asse delle ascisse il logaritmo del rapporto tra la piena record osservata in ciascun bacino e l'area del bacino stesso, ovvero il logaritmo del contributo unitario di piena record, $\ln\left(\frac{Q_{max}}{A}\right)$, e sull'asse delle ordinate il logaritmo dell'area contribuente dei bacini idrografici, $\ln(A)$, come mostrato in Figura 3.1. Jarvis (1925) ha proposto di modellare le curve inviluppo regionali

per gli Stati Uniti utilizzando tale espressione con $a = 9,37$ e $b = -0,50$, dove Q_{max} e A sono espresse rispettivamente in $[ft^3/s]$ e $[mi^2]$. Altri studi empirici hanno mostrato che b è negativo e maggiore di $-2/3$ per varie parti del mondo (Linsley et al., 1949, Marchetti, 1955, Crippen & Bue, 1977, Matalas, 1997, Herschy, 2002). Di conseguenza, si ha che mediamente i contributi unitari di piena record diminuiscono all'aumentare dell'area dei bacini e, poiché il legame su un piano bilogarithmico è espresso da una retta, si ha inoltre che l'andamento è in realtà iperbolico.

Assumendo che il valore di b sia fissato, l'intercetta a è definita traslando la curva involuppo regionale verso l'alto fino a sottendere tutte le osservazioni idrometriche raccolte fino all'anno n dalle stazioni di misura situate all'interno della regione considerata. Sia X_j^i il massimo annuale di portata registrato nell'anno $i = 1, 2, \dots, n$ in corrispondenza della stazione idrometrica $j = 1, 2, \dots, M$, dove M è il numero di siti strumentati nella regione. Si ordinino i massimi annuali di portata osservati da ciascuna stazione dal più piccolo, (1), al più grande, (n), e si indichi con $X_j^{(i)}$ il massimo annuale di portata che occupa la posizione (i)-esima nel sito j -esimo. L'intercetta a della curva involuppo regionale relativa all'anno n può quindi essere ricavata nel modo seguente (Castellarin et al., 2005):

$$a^{(n)} = \max_{j=1, \dots, M} \left\{ \ln \left(\frac{X_j^{(n)}}{A_j} \right) - b \ln(A_j) \right\}$$

dove A_j è l'area del bacino sotteso dalla stazione idrometrica $j = 1, 2, \dots, M$.

In Figura 3.1 è riportato un esempio di una curva involuppo regionale su un piano bilogarithmico.

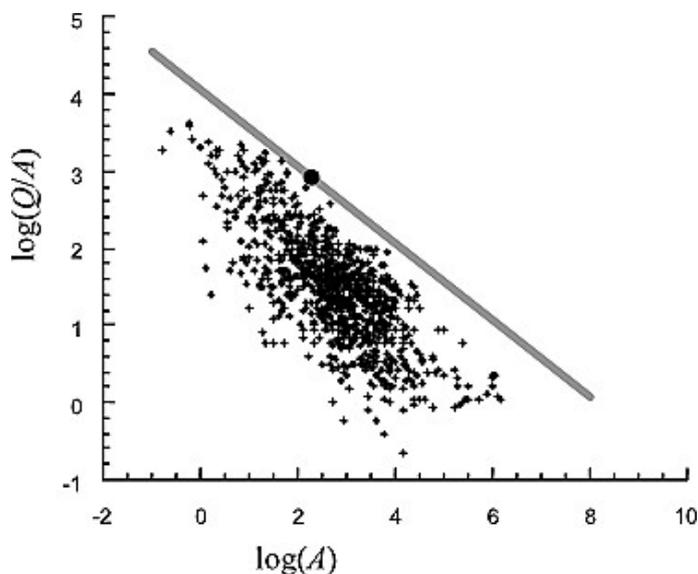


Figura 3.1 Esempio di una curva involuppo regionale rappresentata su un piano bilogarithmico (immagine tratta da Castellarin et al., 2005).

Le curve inviluppo regionali consentono di stimare l'intensità delle piene temibili in siti non strumentati in una determinata regione omogenea dal punto di vista climatico e idrologico, una volta nota l'area dei bacini per i quali si vuole effettuare la stima. Limitandosi a un'interpretazione deterministica delle curve inviluppo regionali non si è però in grado di associare una probabilità di superamento e, di conseguenza, un tempo di ritorno alle piene temibili stimate. Castellarin et al. (2005) hanno dunque fornito un'interpretazione probabilistica, introducendo le cosiddette curve inviluppo regionali probabilistiche (o *probabilistic regional envelope curves*, PRECs) e proponendo uno stimatore empirico del tempo di ritorno ad esse associato. Tali curve inviluppo regionali probabilistiche possono quindi essere utilizzate per stimare la portata di progetto (ad es. la portata al colmo di piena con tempo di ritorno di 100 anni) in qualsiasi sito non strumentato in una determinata regione omogenea, in funzione della sola area del bacino per il quale si vuole effettuare la stima (Castellarin, 2007). Per maggiori dettagli relativi a tali applicazioni, che vanno oltre gli obiettivi del presente elaborato di Tesi, si rimanda alla letteratura scientifica sopra menzionata.

Nell'ambito della presente attività di Tesi, infatti, non sono state prese in considerazione le curve inviluppo regionali poiché, ai fini di rappresentare l'evoluzione temporale e la distribuzione spaziale delle piene record osservate in Europa dai primi del '900 ad oggi, si è optato per la produzione di mappe, che consentono di superare questi strumenti datati estendendo nello spazio geografico l'informazione idrometrica raccolta dalle stazioni di misura situate all'interno della regione considerata. Si è invece tenuto conto dell'andamento decrescente dei contributi unitari di piena record all'aumentare dell'area dei bacini nel momento in cui si è proceduto alla verifica della coerenza dei contributi unitari di piena record osservati o stimati per i bacini annidati.

3.2. Applicazioni della teoria dei record in Idrologia

Un evento record è definito come un evento la cui intensità supera tutti gli eventi osservati in precedenza. Nonostante la ricchissima letteratura sui fondamenti matematici degli eventi record, dal lavoro pionieristico di Chandler (1952) alla pubblicazione di un libro di testo incentrato interamente sull'argomento (Arnold et al., 1998), vi è soltanto un esiguo numero di studi in ambito idrologico che hanno impiegato la teoria dei record. Tra le applicazioni di tale teoria dei record in Idrologia, in questa sede si esamina quella trattata da Vogel et al. (2001), volta a valutare la stazionarietà o non stazionarietà delle serie storiche dei massimi annuali di portata relative alle stazioni idrometriche situate in una determinata regione, tenendo conto della correlazione spaziale tra le serie.

Sia X_1, X_2, \dots, X_n una serie storica dei massimi annuali di portata, dove n rappresenta la lunghezza della serie e dunque gli anni di dati a disposizione. Il massimo annuale di portata X_i è un nuovo record se X_i supera tutti i massimi annuali di portata osservati in precedenza, ovvero se e solo se $X_i = \max(X_1, X_2, \dots, X_i)$. Gli eventi di piena in corrispondenza dei quali si è stabilito un nuovo record possono quindi essere espressi come serie di variabili binarie:

$$Y_i = \begin{cases} 1 & \text{se } X_i = \max(X_1, X_2, \dots, X_i) \\ 0 & \text{altrimenti} \end{cases}$$

Si indichi con R il numero di eventi di piena in cui si è stabilito un nuovo record in una serie di lunghezza n :

$$R = \sum_{i=1}^n Y_i$$

David & Barton (1962) hanno ricavato per primi la distribuzione di frequenza esatta del numero di record in un periodo di osservazione di n anni, utilizzando i cosiddetti numeri di Stirling di prima specie S_n^r :

$$P[R = r] = \frac{|S_n^r|}{(n)!}$$

dove:

$$S_n^r = \sum_{k=0}^{n-r} (-1)^k \binom{n-1+k}{n-r+k} \binom{2n-r}{n-r-k} \cdot \left[\frac{1}{k!} \sum_{j=0}^k (-1)^{k-j} \binom{k}{j} j^{n-r+k} \right], \quad \binom{n}{r} = \frac{n!}{r!(n-r)!}$$

Glick (1978) riporta anche il risultato asintotico per campioni di grandi dimensioni:

$$P[R = r] = \frac{[\ln(n)]^{r-1}}{n \cdot (r - 1)!}$$

In Figura 3.2 è mostrato un confronto tra le distribuzioni di frequenza (sotto) e le funzioni di probabilità cumulata (sopra) esatte e asintotiche del numero di record in serie di lunghezza n e dunque in periodi di osservazione di n anni. La funzione di probabilità cumulata è così definita: $P[R \leq r] = \sum_{k=1}^r P[R = k]$. Per valori di $n > 20$ si ha che la distribuzione di frequenza esatta del numero di record dà luogo a notevoli problemi numerici, rendendo la formula asintotica molto utile in tali situazioni.

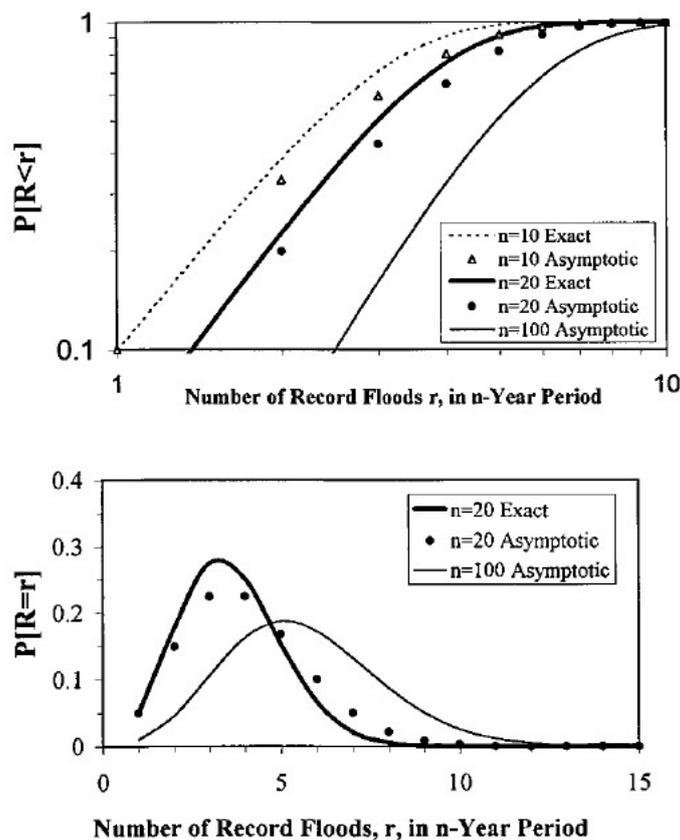


Figura 3.2 Confronto tra le distribuzioni di frequenza e le funzioni di probabilità cumulata esatte e asintotiche del numero di record in periodi di osservazione di n anni (immagine tratta da Vogel et al., 2001).

Il primo massimo annuale di portata della serie storica è considerato un record “banale”. Il secondo massimo annuale di portata ha la stessa probabilità di essere minore o maggiore del primo, ovvero la sua probabilità di superare il record “banale” è esattamente pari a $1/2$. Con probabilità di $1/3$ il terzo massimo annuale di portata sarà un nuovo record, poiché è ugualmente probabile che sia l’osservazione idrometrica più piccola o più grande. Per una serie storica di eventi statisticamente indipendenti (quali ad es. i massimi annuali di

portata), si ha che tutte le osservazioni hanno la stessa probabilità di essere minori o maggiori di tutte le osservazioni precedenti, quindi l' i -esimo massimo annuale di portata della serie storica ha probabilità pari a $1/i$ di essere un nuovo record. I risultati seguenti per la media e la varianza teoriche di Y e R sono attribuiti a Glick (1978). Il valore atteso di Y_i è:

$$E[Y_i] = Y_i P[Y_i = 1] = 1/i$$

Allo stesso modo:

$$Var[Y_i] = E[Y_i^2] - (E[Y_i])^2 = 1/i - 1/i^2$$

In generale:

$$E[Y_i^k] = 1/i$$

Dunque la media e la varianza teoriche di R sono:

$$\mu_R = \sum_{i=1}^n 1/i$$

$$\sigma_R^2 = \sum_{i=1}^n 1/i - \sum_{i=1}^n 1/i^2$$

È interessante notare che μ_R e σ_R^2 , così come la distribuzione di probabilità di R , sono indipendenti dalla distribuzione degli eventi di piena (Castellarin et al., 2005).

Per identificare eventuali non stazionarietà delle serie storiche dei massimi annuali di portata relative alle stazioni idrometriche situate in una determinata regione, è necessario prendere in considerazione le medie campionarie dei numeri di record delle serie di data lunghezza e ricavare fasce di confidenza per operare confronti.

A tal fine Vogel et al. (2001) definiscono la varianza dello stimatore campionario \bar{R} della media dei numeri di record in un periodo di osservazione di n anni per una determinata regione comprendente s siti strumentati:

$$Var[\bar{R}] = \frac{\sigma_R^2}{s}$$

dove:

$$\bar{R} = \frac{1}{s} \sum_{i=1}^s R_i$$

Le osservazioni idrometriche in una determinata regione, tuttavia, sono correlate spazialmente e ciò influenza la varianza dello stimatore campionario \bar{R} . Si assuma che in una data regione vi siano s siti strumentati, ciascuno con una serie storica dei massimi annuali di portata di lunghezza n relativa al medesimo periodo di osservazione. Sia ρ la correlazione spaziale tra le osservazioni idrometriche di tutti i siti nella regione. Si indichi con R_i il numero di record osservati nel sito i -esimo. La media campionaria \bar{R} dei numeri di record nella regione è ancora data dalla formula soprastante. Se le serie non fossero correlate, allora $\rho = 0$ e la media e la varianza di \bar{R} sarebbero $E[\bar{R}] = \mu_R$ e $Var[\bar{R}] = \sigma_R^2/s$. Se, nell'altro caso limite, le serie fossero perfettamente correlate, allora $\rho = 1$, $R_i = R \forall i$ e la media e la varianza di \bar{R} sarebbero $E[\bar{R}] = \mu_R$ e $Var[\bar{R}] = \sigma_R^2$. La media di \bar{R} non dipende dal grado di correlazione spaziale tra le serie, mentre lo stesso non si può dire per la varianza di \bar{R} . In generale, quando le serie sono correlate, $Var[\bar{R}]$ dipende dal numero di siti nella regione, s , e dalla correlazione spaziale tra i numeri di record osservati nei siti stessi, ρ_R . Matalas & Langbein (1962) e Stedinger (1983) definiscono la varianza della media regionale di una variabile soggetta a correlazione spaziale tra le serie nel modo seguente:

$$Var[\bar{R}] = [1 + (s - 1)\rho_R]\sigma_R^2/s$$

che si riduce a $Var[\bar{R}] = \sigma_R^2/s$ quando $\rho_R = 0$ e a $Var[\bar{R}] = \sigma_R^2$ quando $\rho_R = 1$.

In letteratura non è disponibile una relazione teorica che esprima il legame tra la correlazione spaziale ρ tra le serie e la correlazione spaziale ρ_R tra i numeri di record osservati nei siti strumentati. Vogel et al. (2001) hanno dunque stimato la varianza della media campionaria \bar{R} dei numeri di record nella regione generando serie sintetiche con la tecnica Monte Carlo. La seguente formula empirica ha dimostrato di fornire un buon adattamento ai risultati delle 100000 simulazioni Monte Carlo eseguite:

$$Var[\bar{R}] = \left[1 + (1 - s) \left(\frac{0,326\rho}{\rho - 1,337} \right) \right] \sigma_R^2/s$$

Tale equazione può quindi essere utilizzata per approssimare l'incremento della varianza della media campionaria \bar{R} dei numeri di record in una determinata regione in cui la correlazione spaziale tra le serie sia pari a $\rho > 0$. Si noti che nei due casi limite, ovvero $\rho = 0$ e $\rho = 1$, l'equazione restituisce rispettivamente $Var[\bar{R}] = \sigma_R^2/s$ e $Var[\bar{R}] \cong \sigma_R^2$, come previsto.

Al fine di ricavare le fasce di confidenza tenendo conto della correlazione spaziale tra le serie, Vogel et al. (2001) hanno impiegato la seguente espressione attribuita a Chebyshev (si veda ad es. Ross, 1994):

$$P[|X - \mu| \geq c] \leq \frac{\sigma^2}{c^2}$$

dove X rappresenta una variabile casuale con media μ e varianza σ^2 , mentre c indica una costante pari alla metà dell'ampiezza delle fasce di confidenza. Ad esempio, ponendo $c = 3\sigma$ si ha che $P[|X - \mu| \geq 3\sigma] \leq 0,11\bar{1}$ e si ricavano fasce di confidenza all'89% pari a $[\bar{R} - 3\sqrt{Var[\bar{R}]}, \bar{R} + 3\sqrt{Var[\bar{R}]}]$. Tali fasce di confidenza di Chebyshev sono solo un'approssimazione grossolana. A tal proposito, per ricavare fasce di confidenza più affidabili tenendo conto della correlazione spaziale tra le serie, Walker (1999) e Douglas et al. (2000) propongono di utilizzare il *bootstrap*.

Il *bootstrap* è una tecnica statistica di ricampionamento utilizzata per approssimare la distribuzione campionaria di una statistica. Permette perciò di calcolare media e varianza di uno stimatore e costruire fasce di confidenza quando non si conosca la distribuzione della statistica di interesse. Nel *bootstrap*, in particolare, si ha che, a ogni simulazione, i massimi annuali di portata delle serie storiche di data lunghezza di volta in volta prese in considerazione continuano ad appartenere alle rispettive serie al fine di preservarne la correlazione spaziale, ma sono riordinati casualmente in modo da rimuovere qualsiasi *trend*. Nell'ambito della presente attività di Tesi, per ricavare le fasce di confidenza tenendo conto della correlazione spaziale tra le serie, si è scelto di impiegare proprio il *bootstrap*, in considerazione della sua maggiore affidabilità.

Utilizzando la teoria dei record sopra introdotta, Vogel et al. (2001) hanno analizzato le 1571 serie storiche dei massimi annuali di portata relative alle stazioni idrometriche appartenenti alle tre macroregioni degli Stati Uniti rappresentate in Figura 3.3.

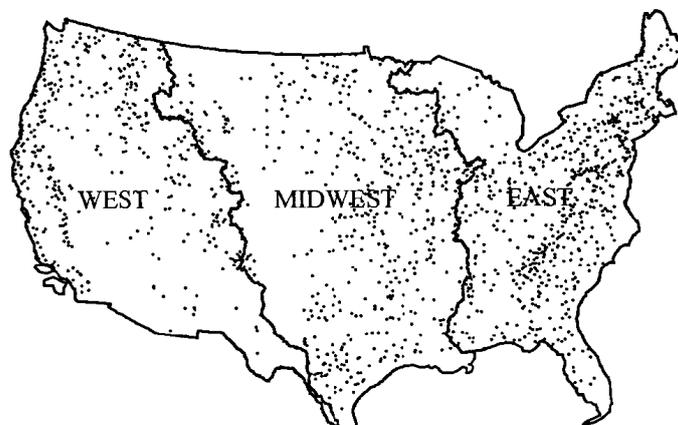


Figura 3.3 Collocazione delle 1571 stazioni idrometriche appartenenti alle tre macroregioni degli Stati Uniti studiate (immagine tratta da Vogel et al., 2001).

In Figura 3.4 sono riportati i risultati delle indagini sui record svolte nelle tre macroregioni statunitensi, ovvero negli Stati Uniti orientali (in alto a destra), negli Stati Uniti centro-occidentali (in basso a sinistra) e negli Stati Uniti occidentali (in basso a destra).

Record Length n	East	Midwest	West
10	2680	1919	1561
20	1164	838	665
30	650	432	350
40	418	278	200
50	270	151	136
60	112	66	63
70	36	23	22
80	11	3	4
Total	5341	3710	3001

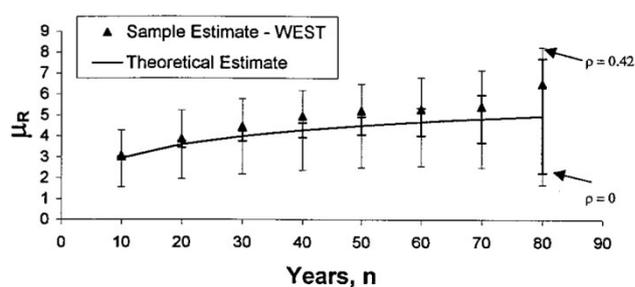
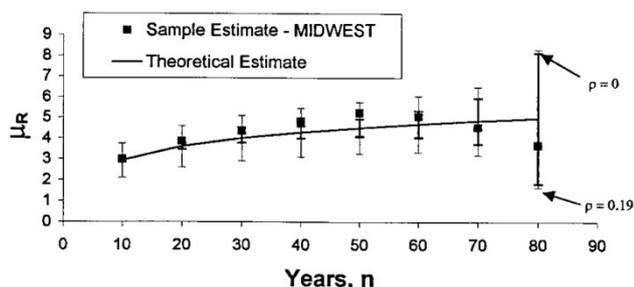
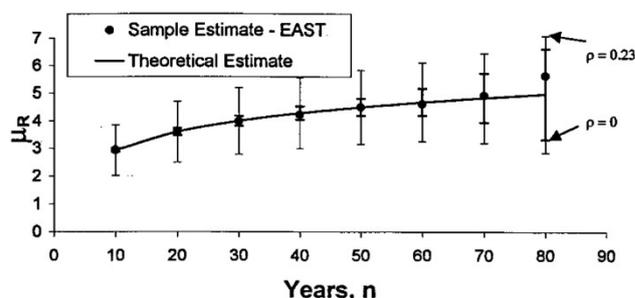


Figura 3.4 Risultati delle indagini sui record svolte nelle tre macroregioni statunitensi (immagini tratte da Vogel et al., 2001).

Nella tabella in alto a sinistra sono riportate le dimensioni dei campioni, ovvero il numero di periodi di osservazione di n anni non necessariamente sovrapposti, presi in considerazione in ciascuna delle tre macroregioni statunitensi. In ciascun grafico sono

mostrate le medie campionarie dei numeri di record delle serie di data lunghezza nella rispettiva macroregione, la curva della media teorica del numero di record in un periodo di osservazione di n anni, le fasce di confidenza di Chebyshev all'89% senza correlazione spaziale ($\rho = 0$) e tenendo conto della correlazione spaziale tra le serie ($\rho > 0$). Queste ultime sono state ricavate impiegando il valore medio ρ di correlazione spaziale tra le serie con almeno 10 anni di dati in comune stimato in ciascuna delle tre macroregioni, rispettivamente pari a 0,23 negli Stati Uniti orientali, 0,19 negli Stati Uniti centro-occidentali e 0,42 negli Stati Uniti occidentali (Walker, 1999). Le fasce di confidenza si ampliano all'aumentare di n in considerazione del fatto che, in ciascuna macroregione, le dimensioni dei campioni, ovvero il numero di periodi di osservazione di n anni non necessariamente sovrapposti, diminuiscono all'aumentare di n . Le fasce di confidenza riflettono quindi la crescente incertezza associata alla capacità di determinare le proprietà degli eventi record all'aumentare di n .

Poiché, in ciascuna macroregione, tutte le medie campionarie rientrano nelle fasce di confidenza ricavate tenendo conto della correlazione spaziale tra le serie ($\rho > 0$), Vogel et al. (2001) identificano la stazionarietà delle serie storiche dei massimi annuali di portata in tutte e tre le macroregioni degli Stati Uniti.

Si noti, tuttavia, come le fasce di confidenza ricavate tenendo conto della correlazione spaziale tra le serie ($\rho > 0$) siano molto più ampie di quelle senza correlazione spaziale ($\rho = 0$) e come alcune medie campionarie negli Stati Uniti centro-occidentali e negli Stati Uniti occidentali, pur rientrando nelle prime, cadano all'esterno e, in particolare, al di sopra delle seconde. Se si trascurasse la correlazione spaziale tra le serie, dunque, si concluderebbe erroneamente che in queste due macroregioni statunitensi non c'è stazionarietà e che, nello specifico, in alcune serie storiche dei massimi annuali di portata relative alle stazioni idrometriche qui situate si osserva un aumento significativo della frequenza e dell'intensità degli eventi di piena. I risultati dello studio di Vogel et al. (2001) evidenziano quindi l'importanza di tener conto della correlazione spaziale tra le serie quando si eseguono test di ipotesi regionali.

4. INTERPOLAZIONE GEOSTATISTICA DELL'INFORMAZIONE IDROMETRICA: IL TOPOLOGICAL KRIGING, O TOP-KRIGING

Il *Topological kriging*, o *Top-kriging*, è un metodo geostatistico di interpolazione dell'informazione idrometrica sviluppato da Skøien et al. (2006) che lavora su supporto non puntuale nello spazio geografico e tiene conto delle dimensioni, della mutua posizione e dell'eventuale struttura annidata dei bacini idrografici. Il *Top-kriging* produce stime delle variabili idrologiche in siti non strumentati attraverso una combinazione lineare delle osservazioni registrate nelle stazioni idrometriche vicine, consentendo dunque di "trasferire" l'informazione idrometrica dai bacini strumentati ai bacini non strumentati.

Nei problemi geostatistici si ha che il valore incognito della variabile idrologica di interesse in un determinato sito non strumentato x_0 , $Z(x_0)$, può essere stimato come media ponderata delle variabili idrologiche misurate in altri siti posti nelle vicinanze del sito non strumentato stesso:

$$Z(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i)$$

dove λ_i sono costanti incognite chiamate "ponderatori" (o pesi) delle variabili idrologiche $Z(x_i)$ misurate nei siti x_i , mentre n è il numero di stazioni idrometriche situate nelle vicinanze utilizzate per l'interpolazione. I ponderatori λ_i , che consentono di effettuare la stima della variabile regionalizzata in siti non strumentati, sono parametri del modello di stima e possono essere individuati con diverse tecniche. I metodi geostatistici, in particolare, sono tecniche di regressione che permettono di individuare i ponderatori minimizzando la varianza di stima. Tra i metodi geostatistici spiccano quelli del *kriging*, che possono essere classificati come *Best Linear Unbiased Estimator* (BLUE), che sta a indicare come il *kriging* sia in grado di fornire stime non deviate ed esatte. Le diverse tecniche di *kriging* discendono tutte da una logica matematica comune: la varianza di stima esprime la qualità e la correttezza della stima, per cui è immediato porsi come obiettivo la ricerca di quei ponderatori che la rendano minima, nel senso di una maggiore precisione. Il problema appena esposto può essere risolto, sotto opportune condizioni di vincolo, utilizzando il metodo di ottimizzazione dei moltiplicatori di Lagrange. Il *kriging*

ordinario, in particolare, consiste nell'applicare il metodo dei moltiplicatori di Lagrange all'equazione della varianza di stima sotto il vincolo di stima corretta (o non deviata) dato dall'importante condizione sui ponderatori:

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

Si tratta, in pratica, di risolvere il sistema lineare di $n + 1$ equazioni in $n + 1$ incognite:

$$\left\{ \begin{array}{l} \sum_{j=1}^n \lambda_j \gamma_{i,j} + \mu = \gamma_{i,0} \quad \text{per } i = 1, \dots, n \\ \sum_{j=1}^n \lambda_j = 1 \end{array} \right.$$

μ è il parametro lagrangiano incognito, mentre $\gamma_{i,j} = \gamma(h_{i,j}) = \gamma(x_i, x_j)$ indica la cosiddetta funzione “variogramma”, definita come la semivarianza dell'incremento della variabile idrologica Z misurato tra i siti x_i e x_j distanti $h_{i,j}$. La funzione variogramma, che è la funzione più comune in ambito geostatistico, descrive quindi la variabilità spaziale della variabile regionalizzata Z . Se le posizioni i -esime dei siti sono distinte il sistema ammette sempre un'unica soluzione, formata dai ponderatori λ_j e dal moltiplicatore di Lagrange μ (Pugliese, 2016).

Il *Top-kriging* è un metodo geostatistico di interpolazione dell'informazione idrometrica basato sulle tecniche tradizionali di *kriging* nel quale tuttavia si ammette che la variabile regionalizzata sia a supporto non puntuale, ovvero che il supporto abbia un'estensione areale finita, differentemente ad esempio dal *kriging ordinario*, che considera la variabile idrologica su un supporto puntuale e tiene quindi conto solo delle distanze geografiche tra i siti presi in considerazione. Secondo l'approccio proposto da Skøien et al. (2006), il supporto coincide con il bacino idrografico sotteso da una determinata sezione fluviale. Tale variabile si definisce “variabile regolarizzata” perché il passaggio da supporto puntuale ad areale comporta una maggiore regolarità (Cressie, 1993, Raspa & Bruno, 1994). Dunque la variabile regionalizzata è definita come una media integrale sul dominio individuato dall'area A del bacino:

$$Z_r(A) = \frac{1}{A} \int_A Z(x) dx$$

Il *Top-kriging* presenta caratteristiche innovative nel panorama delle tecniche di interpolazione geostatistica applicate in ambito idrologico poiché tenta di rispondere al problema di rendere compatibile un metodo inizialmente sviluppato per applicazioni di ingegneria mineraria all'interpolazione, appunto, di variabili idrologiche, prendendo in considerazione la complessità delle relazioni tra la struttura morfologica di bacini e sottobacini con la variabilità climatica e idrologica dell'area oggetto di studio. Il *Top-kriging*, infatti, può essere ritenuto uno dei migliori approcci all'interpolazione di variabili idrologiche proprio perché esiste una correlazione tra il deflusso superficiale misurato in una determinata sezione fluviale e l'estensione areale del bacino idrografico sotteso da quella sezione (Pugliese, 2016).

Di seguito è riportata l'equazione del variogramma regolarizzato ricavato sotto l'ipotesi di supporto ad area qualsiasi (Skøien et al., 2006):

$$\gamma_{i,j}^r = \frac{1}{A_i A_j} \int_{A_i} \int_{A_j} \gamma_p(|x_i - x_j|) dx_i dx_j - \frac{1}{2} \left\{ \frac{1}{A_i^2} \iint_{A_i} \gamma_p(|x_i - x_j|) dx_i dx_j + \frac{1}{A_j^2} \iint_{A_j} \gamma_p(|x_i - x_j|) dx_i dx_j \right\}$$

Il primo termine al secondo membro esprime la semivarianza tra due bacini di area A_i e A_j , mentre il secondo termine rappresenta la diminuzione di semivarianza calcolata all'interno del confine di ciascun bacino. Questa equazione può quindi essere utilizzata per stimare il variogramma regolarizzato a partire dalla conoscenza di un variogramma puntuale $\gamma_p(h)$, dove $h = |x_i - x_j|$ rappresenta la distanza euclidea, calcolata su un piano orizzontale, tra i punti appartenenti rispettivamente al bacino di area A_i e al bacino di area A_j (Figura 4.1). Aniché riferirsi alle coordinate dei punti delle stazioni idrometriche s_i e s_j , il *Top-kriging* ricava il variogramma regolarizzato calcolando combinazioni di punti appartenenti ad A_i e A_j . Un tale approccio consente, come nel *kriging ordinario*, di ottenere per due stazioni un valore univoco di variogramma, ma che tiene conto dell'effetto combinato dell'area del bacino e della struttura annidata tra bacino e sottobacino sulla stima delle portate fluviali.

Nella pratica, la complessità di dover risolvere analiticamente integrali multipli porta a implementare uno schema di calcolo numerico a partire da una discretizzazione regolare dei supporti presi in considerazione. A tal proposito, è importante tener conto che la griglia

di discretizzazione delle aree deve essere la stessa, ma può anche capitare di avere a che fare con bacini di estensioni areali che, abbracciando diversi ordini di grandezza, possono determinare una perdita di accuratezza soprattutto nei bacini più piccoli. Ecco che Skøien et al. (2006) propongono di fissare una griglia di base che, per un determinato supporto, può essere ridefinita aumentando la risoluzione finché all'interno non si abbia un numero minimo accettabile di punti di calcolo. Questa tecnica assicura che i punti usati per i supporti più grandi vengano riutilizzati nella discretizzazione dei supporti più piccoli contenuti nei primi (Figura 4.1).

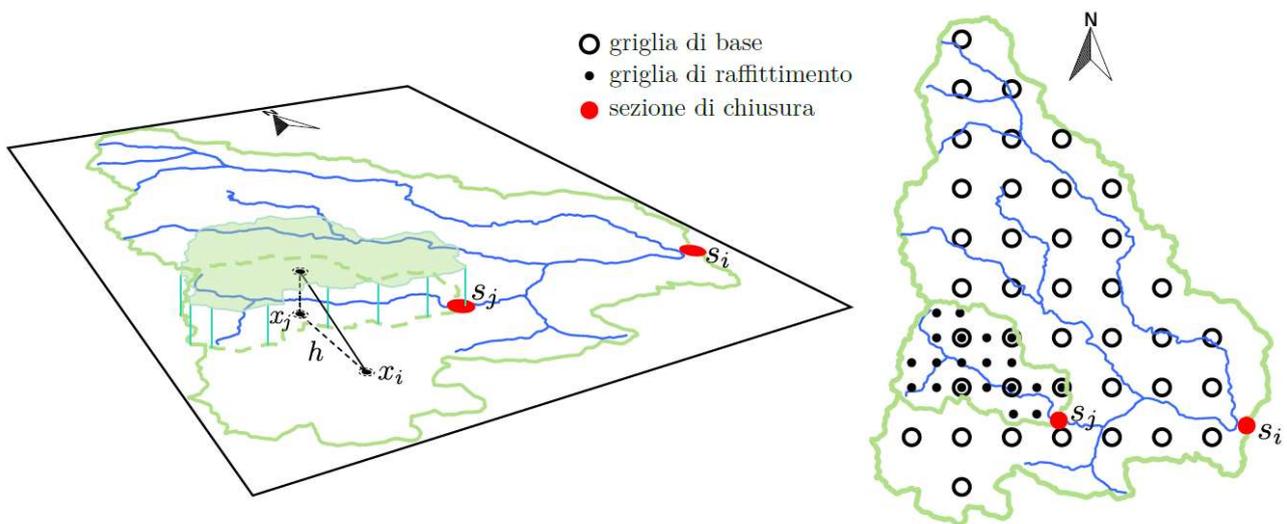


Figura 4.1 Griglia di discretizzazione di due bacini annidati (immagine tratta da Pugliese, 2016).

È verosimile che molte variabili idrologiche possano avere un cosiddetto “effetto pepita” (o *nugget*) che rappresenti la variabilità a scale più piccole della distanza tra punti di calcolo, tuttavia il variogramma deve rispettare la condizione $\gamma_p(h = 0) = 0$. Il variogramma puntuale γ_p da utilizzare nell'equazione del variogramma regolarizzato sarà quindi una funzione “a tratti” di questo tipo:

$$\gamma_p(h) = \begin{cases} 0 & \text{se } h = 0 \\ f(h) + C_{0p} & \forall h \neq 0 \end{cases}$$

Se la variabile regionalizzata si riferisce a portate fluviali, Skøien et al. (2006) propongono poi di modellare il variogramma puntuale γ_p utilizzando un variogramma “misto” esponenziale, ovvero il prodotto di un variogramma esponenziale e un variogramma potenza (Figura 4.2):

$$\gamma_p(h) = \begin{cases} 0 & \text{se } h = 0 \\ C_{0p} + ah^b \left(1 - e^{\left(-\frac{h}{c}\right)^d} \right) & \forall h \neq 0 \end{cases}$$

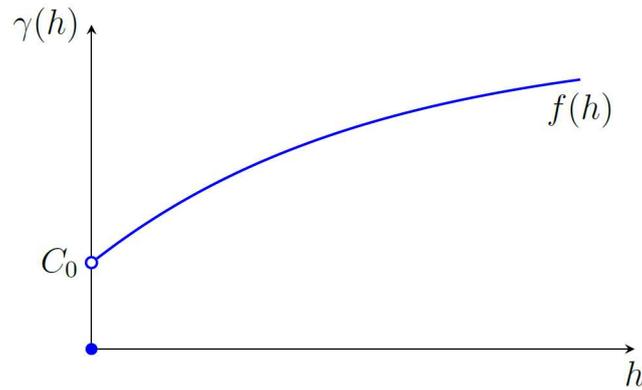


Figura 4.2 Variogramma puntuale modellato utilizzando un variogramma “misto” esponenziale (immagine tratta da Pugliese, 2016).

$C_{0p} = cost$ esprime il *nugget* (discontinuità nell’origine) e $f(h)$ è una funzione continua che rappresenta il variogramma puntuale al variare di h . Sostituendo questa espressione nell’equazione del variogramma regolarizzato, si ha che il termine C_{0p} si semplifica vanificando l’effetto della regolarizzazione per il parametro C_{0p} . Skøien et al. (2006) propongono allora di stimare il *nugget* separatamente attraverso un approccio empirico, calcolando la semivarianza regolarizzata C_0 tra due supporti di diversa dimensione A_i e A_j mediante l’espressione:

$$C_0(A_i, A_j) = \frac{1}{2} \left(\frac{C_{0p}}{A_i} + \frac{C_{0p}}{A_j} - \frac{2 C_{0p} Mis(A_i \cap A_j)}{A_i A_j} \right)$$

$Mis(A_i \cap A_j)$ rappresenta l’intersezione, ovvero l’area condivisa, tra le due aree A_i e A_j e possono presentarsi due casi:

- aree sovrapposte: $Mis(A_i \cap A_j) = \min\{A_i, A_j\}$
- aree disgiunte: $Mis(A_i \cap A_j) = 0$

L’equazione del variogramma regolarizzato può quindi essere utilizzata per individuare i ponderatori risolvendo il sistema lineare definito in precedenza nell’ambito del *kriging ordinario*, nel quale i vari $\gamma_{i,j}$ sono sostituiti con i $\gamma_{i,j}^r$ ricavati sotto l’ipotesi di supporto areale.

In Figura 4.3 è riportato uno schema che mette in evidenza l'influenza delle dimensioni e della struttura annidata dei bacini idrografici nel calcolo dei ponderatori λ_j .

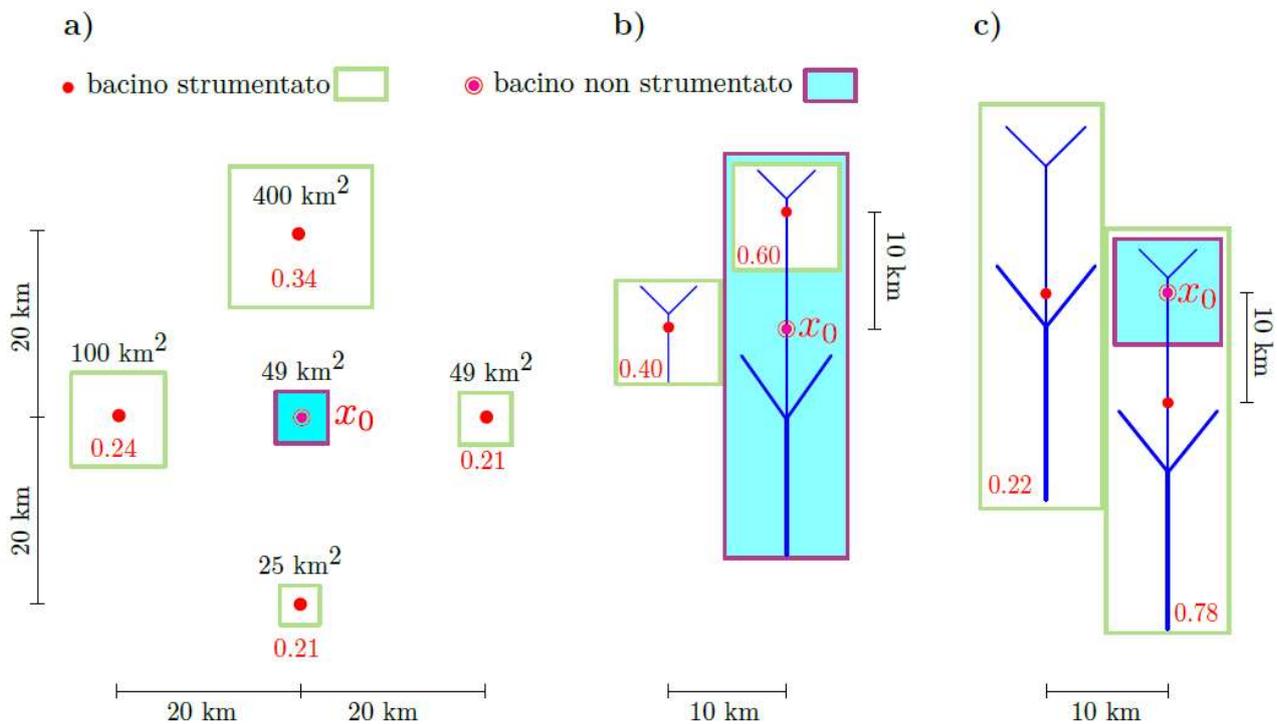


Figura 4.3 Influenza a) delle dimensioni e b) e c) della struttura annidata dei bacini idrografici nel calcolo dei ponderatori λ_j (immagine tratta da Pugliese, 2016).

In tutti e tre gli esempi mostrati in Figura 4.3, i bacini hanno baricentro posto alla stessa distanza da quello per il quale si intende stimare la variabile idrologica di interesse. Nell'esempio a) si mostra come a un bacino avente area maggiore sia assegnato un peso maggiore. Nell'esempio b) si evidenzia come un sottobacino del bacino per il quale si vuole effettuare la stima abbia un peso maggiore rispetto a un bacino di pari estensione areale situato nelle vicinanze, mentre nell'esempio c) si mostra come l'influenza di un bacino su un suo sottobacino per il quale si vuole effettuare la stima risulti maggiore rispetto a quella di un bacino di pari estensione areale situato nelle vicinanze. Gli esempi b) e c) rivelano quindi l'effetto della struttura annidata dei bacini.

Concludendo, nell'ambito della presente attività di Tesi si è scelto di usare il *Top-kriging*, che ha dimostrato in numerosi studi essere, ad oggi, lo stato dell'arte per i metodi geostatistici di interpolazione dell'informazione idrometrica (ad es. Castiglioni et al., 2011, Pugliese et al., 2014), per diversi motivi: a) considera l'intera area del bacino come fattore chiave nel processo di formazione delle portate fluviali, b) conserva la gerarchia tra bacini idrografici tenendo conto della struttura annidata dei bacini e c) la procedura di calcolo è disponibile attraverso il pacchetto *rtop* sviluppato in ambiente R (Skøien et al., 2014).

5. EVOLUZIONE SPAZIALE E TEMPORALE DEI CONTRIBUTI UNITARI DI PIENA RECORD IN EUROPA

5.1. Estrazione delle variabili di interesse dal *dataset*

Dal *dataset* europeo descritto dettagliatamente nel Paragrafo 2.2, comprendente 3413 stazioni idrometriche e le relative serie storiche dei massimi annuali di portata (media giornaliera o al colmo di piena), sono state estratte, per ciascun bacino, le seguenti variabili di interesse:

- le portate di piena massime registrate in corrispondenza della stazione idrometrica rispettivamente nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016; si è poi valutato il rapporto tra tali piene record e l'area del bacino per ricavare i contributi unitari di piena record Q_{max}/A nei diversi periodi di osservazione;
- il rapporto tra la prima e la seconda delle portate di piena massime storicamente registrate nell'intero periodo di osservazione;
- l'anno in corrispondenza del quale si è registrata la portata di piena massima nell'intero periodo di osservazione; nel caso in cui la portata di piena massima si sia verificata in corrispondenza di più di un anno nell'arco dell'intero periodo di osservazione, si è deciso di considerare solo l'anno più recente;
- il rapporto tra le portate di piena massime registrate rispettivamente nel trentennio 1987-2016 e nel trentennio 1957-1986;
- il numero di eventi di piena e gli anni in corrispondenza dei quali si è stabilito un nuovo record nell'intero periodo di osservazione, considerando un record "banale" il primo massimo annuale di portata della serie storica; si sono poi presi in considerazione gli anni compresi rispettivamente nel trentennio 1957-1986 e nel trentennio 1987-2016 per ricavare i numeri di eventi di piena in cui si è stabilito un nuovo record nei diversi sottoperiodi, senza perdere memoria delle piene record osservate prima dell'inizio dei sottoperiodi in questione;

- il rapporto tra i numeri di eventi di piena in cui si è stabilito un nuovo record rispettivamente nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016 e la lunghezza della serie storica dei massimi annuali di portata nei relativi periodi di osservazione;
- i numeri di eventi di piena in cui si è stabilito un nuovo record rispettivamente nel trentennio 1957-1986 e nel trentennio 1987-2016, considerando un record "banale" il primo massimo annuale di portata della serie storica in ciascun sottoperiodo, al fine di applicare la teoria dei record a scala macroregionale per identificare eventuali non stazionarietà delle serie storiche anche nei sottoperiodi in questione.

5.2. Determinazione, per ciascun bacino, dei bacini immediatamente a valle e a monte e verifica della coerenza dei contributi unitari di piena record per i bacini annidati

In questa sede, si è innanzitutto sviluppata in linguaggio R una funzione per la determinazione automatizzata, per ciascun bacino, dei bacini immediatamente a valle e a monte. In particolare, considerato un generico bacino idrografico, il bacino immediatamente a valle è stato identificato come il bacino con estensione areale minima tra tutti i bacini che presentino un grado di sovrapposizione con il bacino considerato pari ad almeno l'80% dell'area del bacino stesso (per tener conto del fatto che in alcuni casi i bacini annidati possono presentare aree non perfettamente sovrapposte a causa di imprecisioni nelle linee di spartiacque dei bacini idrografici disponibili nello *shapefile*) e che, allo stesso tempo, abbiano dimensioni maggiori del bacino preso in considerazione. Il bacino immediatamente a monte è stato invece identificato come il bacino con estensione areale massima tra tutti i bacini che presentino un grado di sovrapposizione con il bacino considerato pari ad almeno l'80% delle aree dei bacini stessi e che, allo stesso tempo, abbiano dimensioni minori del bacino preso in considerazione.

Si è poi proceduto alla verifica della coerenza dei contributi unitari di piena record osservati per i bacini annidati con l'obiettivo di garantire un andamento crescente di questi ultimi a mano a mano che ci si muova da valle verso monte lungo ciascun corso d'acqua. Come già visto nel Paragrafo 3.1 dedicato alla descrizione delle curve inviluppo regionali, infatti, i contributi unitari di piena record devono avere un andamento decrescente all'aumentare dell'area dei bacini. Ciò può essere spiegato prendendo in considerazione il

fatto che i bacini di dimensioni minori sono più probabilmente interessati da eventi pluviometrici estremi che, coinvolgendo l'intero bacino idrografico, producono portate di piena più importanti in relazione all'area del bacino stesso. Il contributo unitario di piena record osservato in ciascun bacino deve dunque essere maggiore o uguale rispetto a quello registrato nel bacino immediatamente a valle. I contributi unitari di piena record osservati che non rispettassero tale condizione sono pertanto stati posti pari a quelli registrati nei bacini immediatamente a valle. Questa verifica della coerenza per i bacini annidati ha prodotto la modifica di ben 581 contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione, 632 nel trentennio 1957-1986 e 591 nel trentennio 1987-2016 sui 3413 complessivamente registrati per ciascun periodo di osservazione a scala europea. Ciò è dovuto principalmente al fatto che i contributi unitari di piena record sono stati osservati in anni anche molto diversi tra loro nell'arco di ciascun periodo considerato.

In Figura 5.1 è mostrato, a titolo di esempio, il risultato della verifica della coerenza dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione per i bacini annidati, mediante un confronto tra i valori assunti prima (sopra) e dopo (sotto) tale procedura.

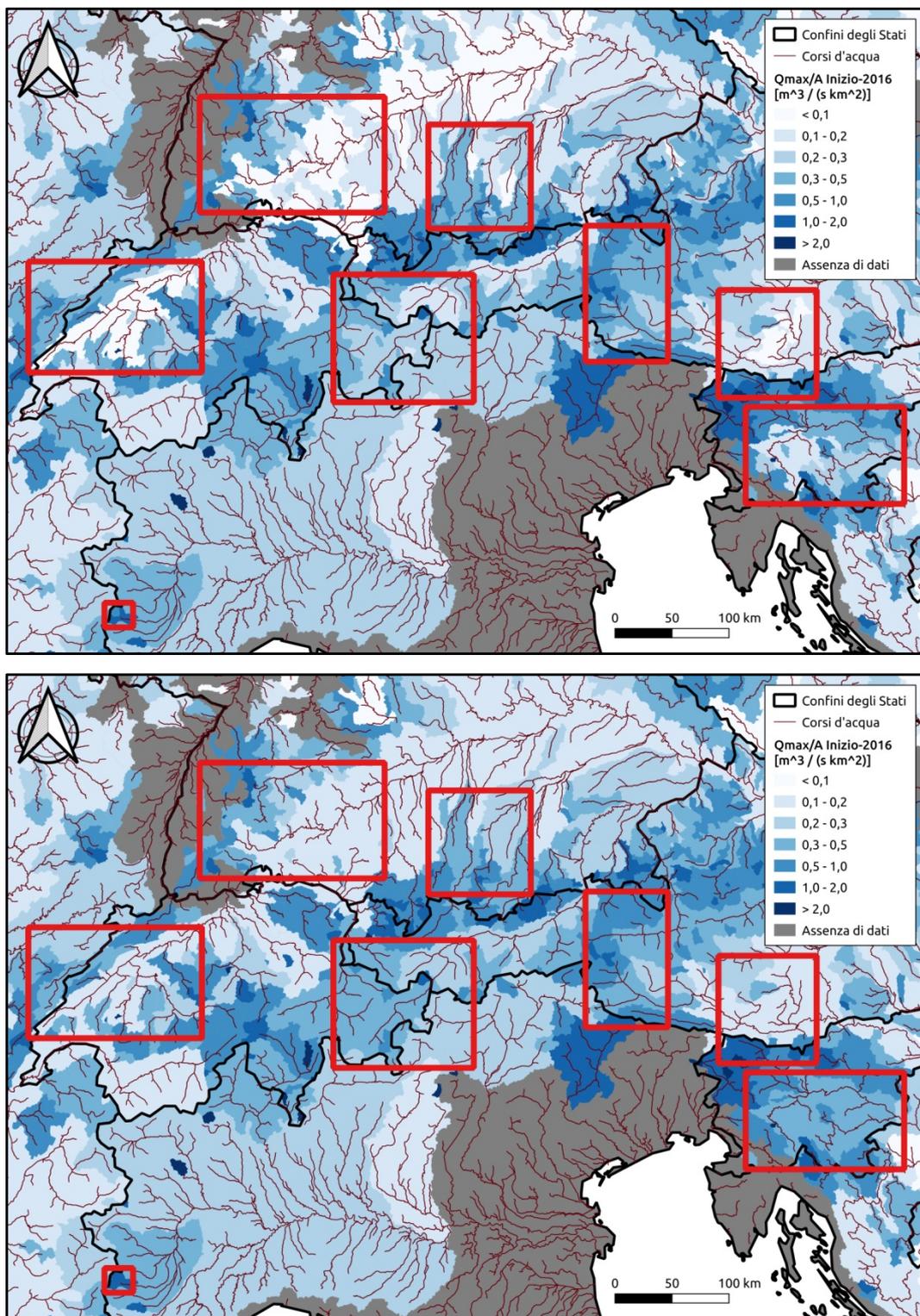


Figura 5.1 Risultato della verifica della coerenza dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione per i bacini annidati.

5.3. Evoluzione spaziale e temporale dei contributi unitari di piena record a scala europea: discussione e interpretazione dei risultati

In Figura 5.2 è mostrata l'evoluzione spaziale dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione a scala europea.

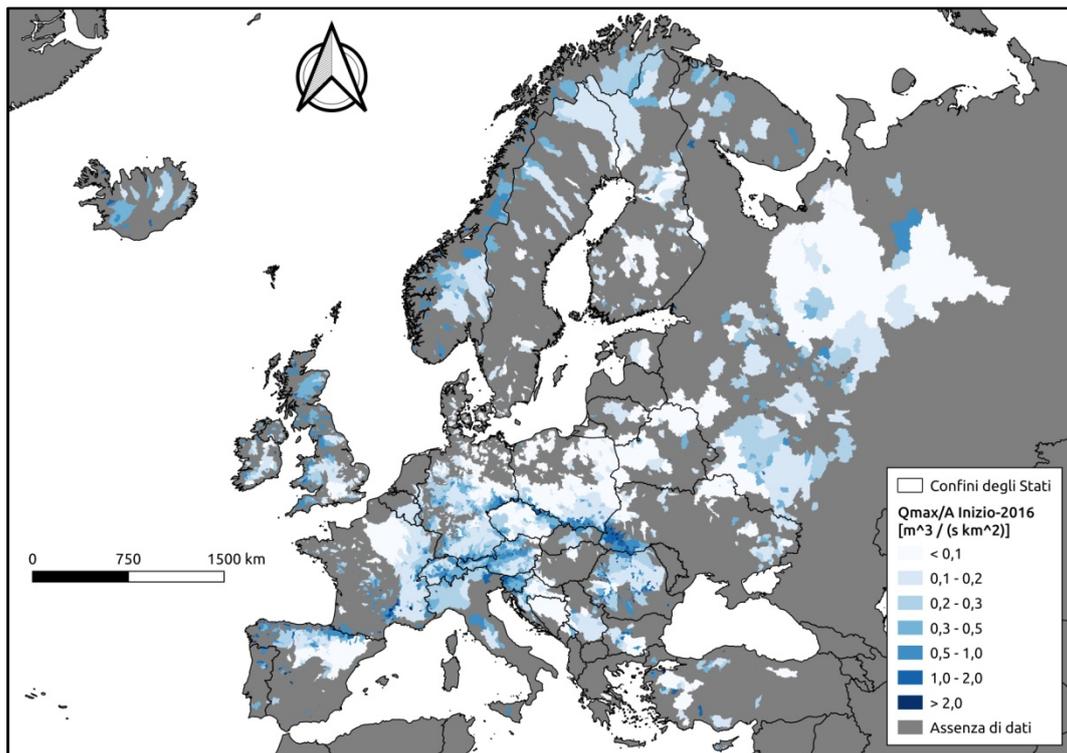


Figura 5.2 Evoluzione spaziale dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione a scala europea.

Nelle figure seguenti è rappresentato l'andamento dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione al variare, rispettivamente, dell'area (Figura 5.3) e della quota della sezione di chiusura (Figura 5.4) dei bacini a scala europea.

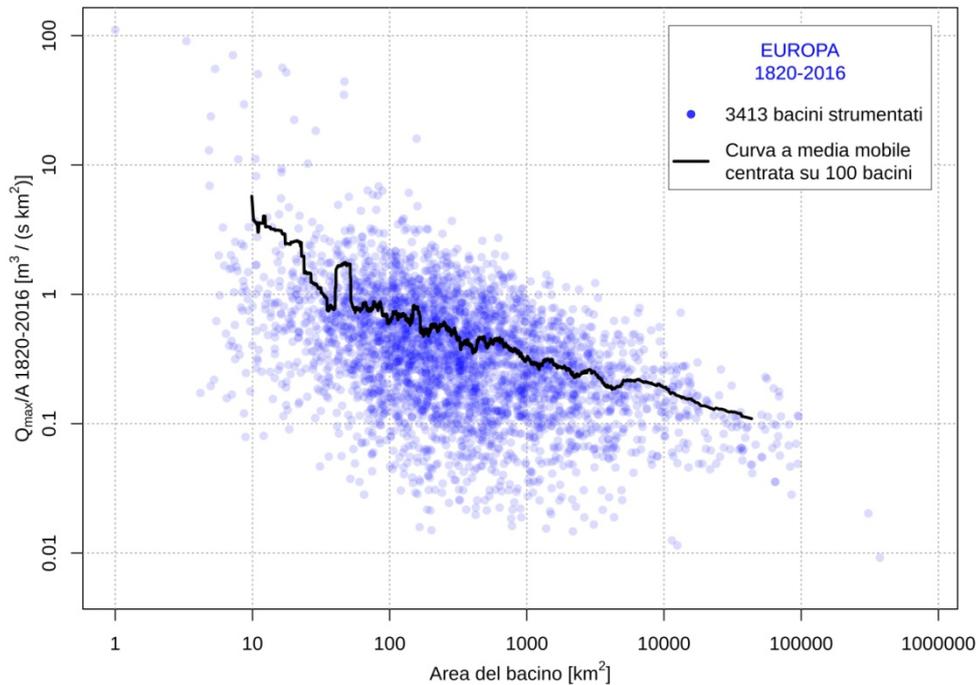


Figura 5.3 Andamento su un piano bilogaritmico dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione al variare dell'area dei bacini a scala europea.

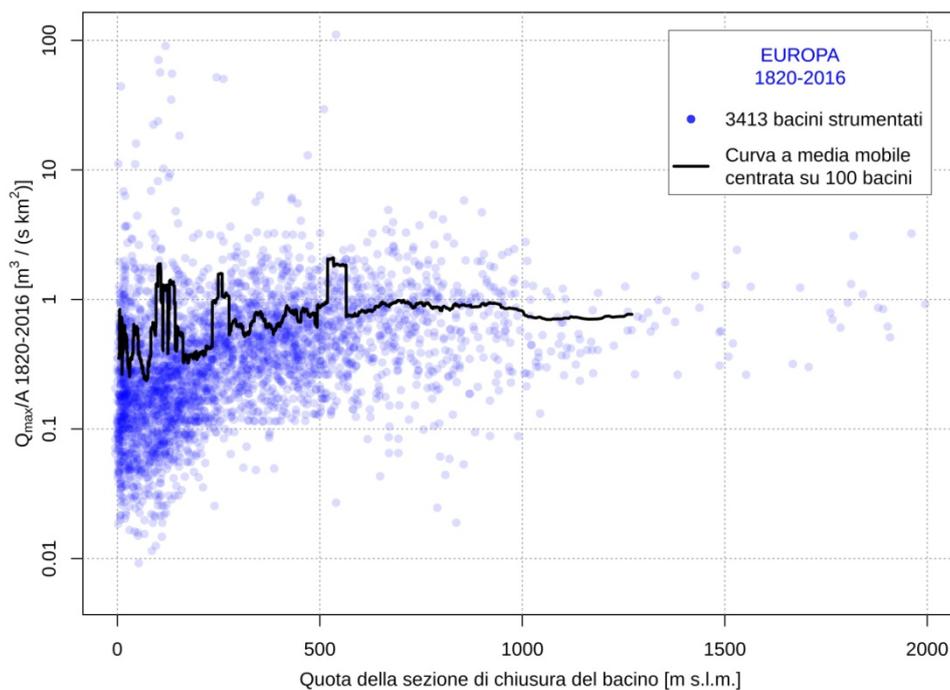


Figura 5.4 Andamento dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione al variare della quota della sezione di chiusura dei bacini a scala europea.

L'andamento della curva a media mobile su 100 bacini, anche e soprattutto in virtù della verifica della coerenza dei contributi unitari di piena record osservati per i bacini annidati, è in entrambi i grafici quello atteso: mediamente i contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione diminuiscono all'aumentare dell'area e crescono all'aumentare della quota della sezione di chiusura dei bacini. In Figura 5.4 il *trend* è, tuttavia, decisamente meno pronunciato.

In Figura 5.5 è mostrata la distribuzione spaziale del rapporto tra la prima e la seconda delle portate di piena massime storicamente registrate a scala europea.

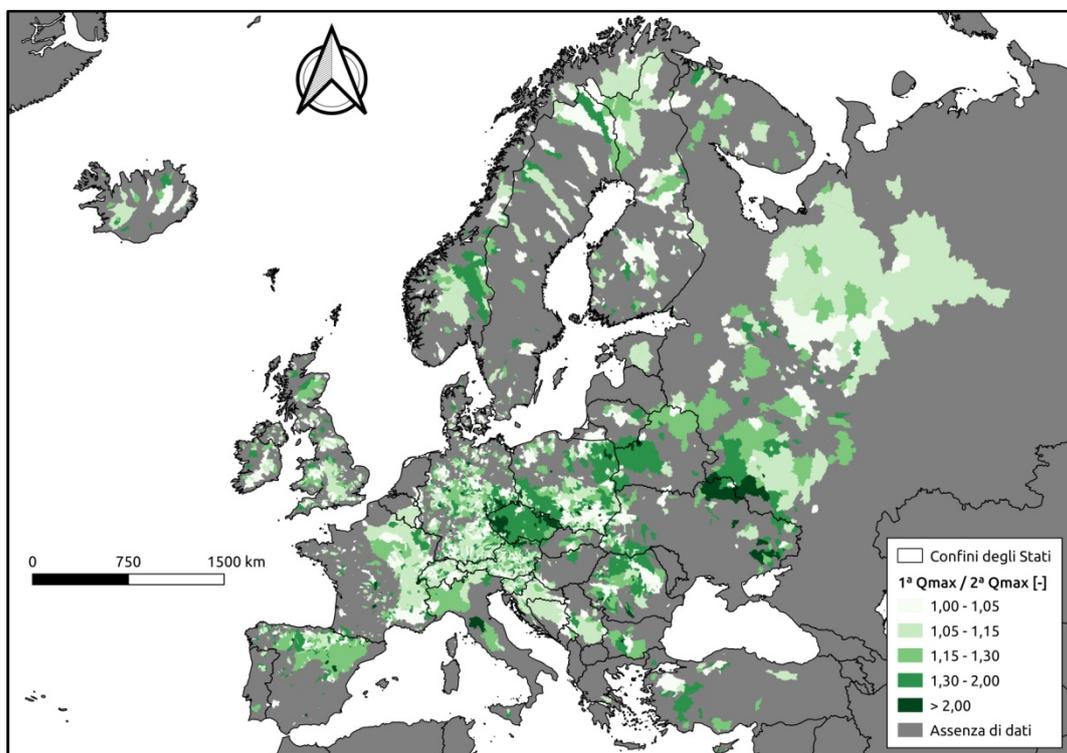


Figura 5.5 Distribuzione spaziale del rapporto tra la prima e la seconda delle portate di piena massime storicamente registrate a scala europea.

In circa il 24% delle stazioni si verifica una diminuzione inferiore al 5% passando dalla prima alla seconda delle portate di piena massime storicamente registrate nell'intero periodo di osservazione, in circa il 29% delle stazioni tale diminuzione è compresa tra il 5 e il 15%, in circa il 22% delle stazioni tra il 15 e il 30%, in circa il 22% delle stazioni tra il 30 e il 100% e, infine, soltanto in circa il 4% delle stazioni si osserva una riduzione superiore al 100%, ovvero la portata di piena massima storicamente registrata è pari ad almeno il doppio della seconda.

In Figura 5.6 è mostrata l'evoluzione spaziale dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1957-1986 a scala europea.

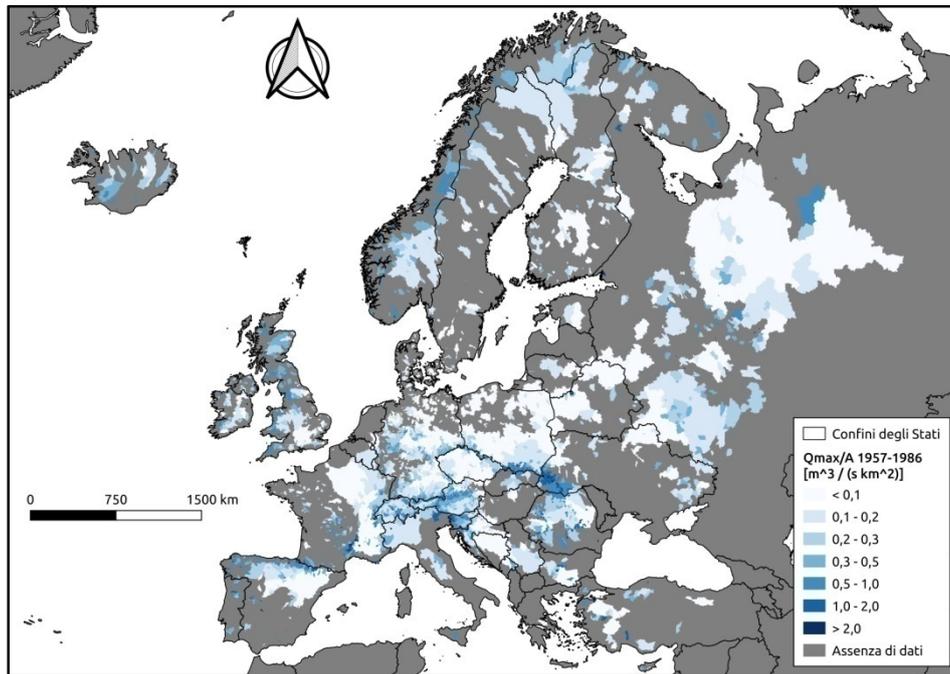


Figura 5.6 Evoluzione spaziale dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1957-1986 a scala europea.

In Figura 5.7 è rappresentato l'andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1957-1986 al variare dell'area dei bacini a scala europea.

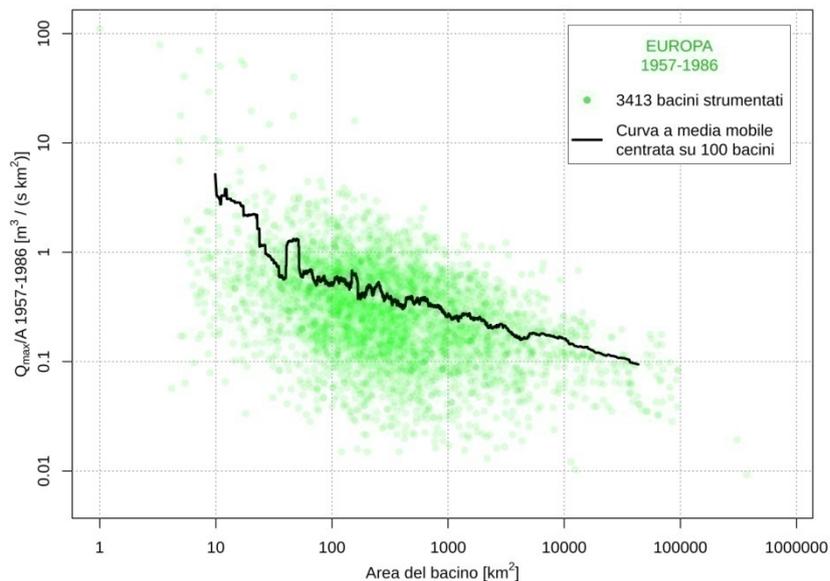


Figura 5.7 Andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1957-1986 al variare dell'area dei bacini a scala europea.

L'andamento della curva a media mobile su 100 bacini è anche in questo caso quello atteso: i contributi unitari di piena record nel trentennio 1957-1986, mediamente, diminuiscono all'aumentare dell'area dei bacini.

In Figura 5.8 è mostrata l'evoluzione spaziale dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1987-2016 a scala europea.

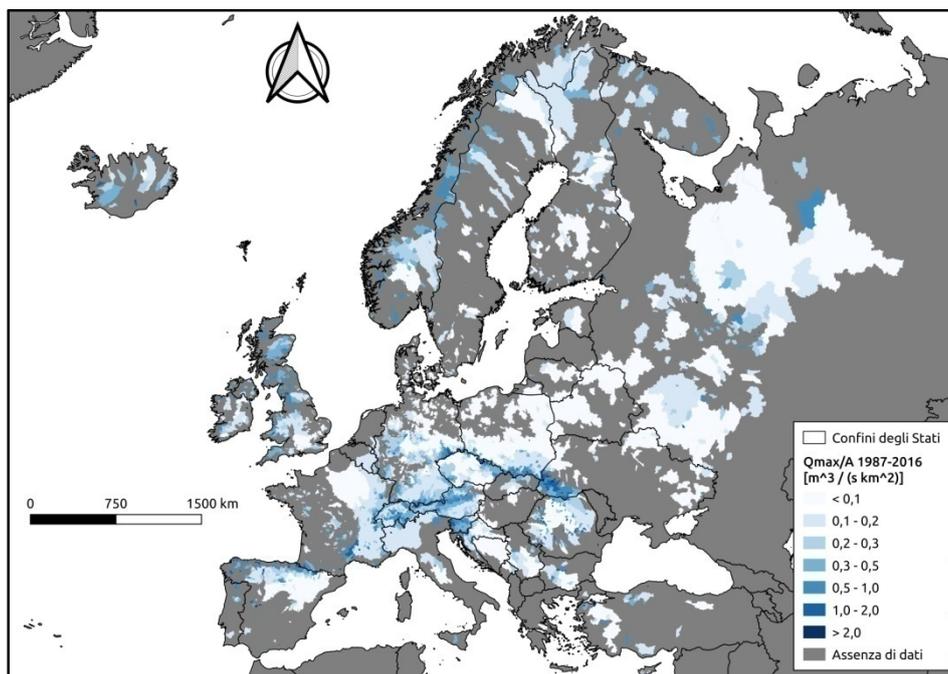


Figura 5.8 Evoluzione spaziale dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1987-2016 a scala europea.

In Figura 5.9 è rappresentato l'andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1987-2016 al variare dell'area dei bacini a scala europea.

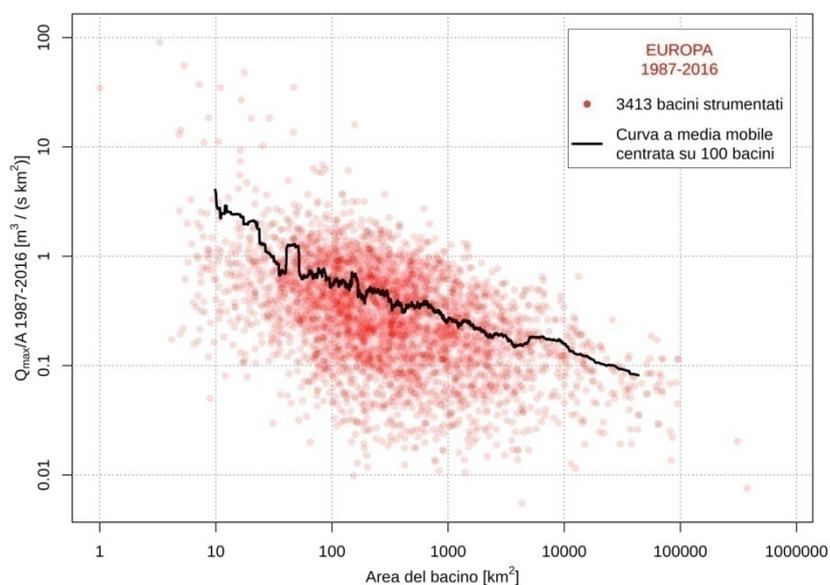


Figura 5.9 Andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1987-2016 al variare dell'area dei bacini a scala europea.

L'andamento della curva a media mobile su 100 bacini è ancora una volta quello atteso: i contributi unitari di piena record nel trentennio 1987-2016, mediamente, diminuiscono all'aumentare dell'area dei bacini.

In Figura 5.10 è mostrata l'evoluzione spaziale degli anni in corrispondenza dei quali si sono registrate le portate di piena massime nell'intero periodo di osservazione a scala europea. Per operare un confronto con i risultati delle analisi sui cambiamenti nell'intensità delle piene svolte da Blöschl et al. (2019b) e Bertola et al. (2020) sono state rappresentate le tre macroregioni omogenee individuate in questi studi: l'Europa nord-occidentale, l'Europa meridionale e l'Europa orientale.

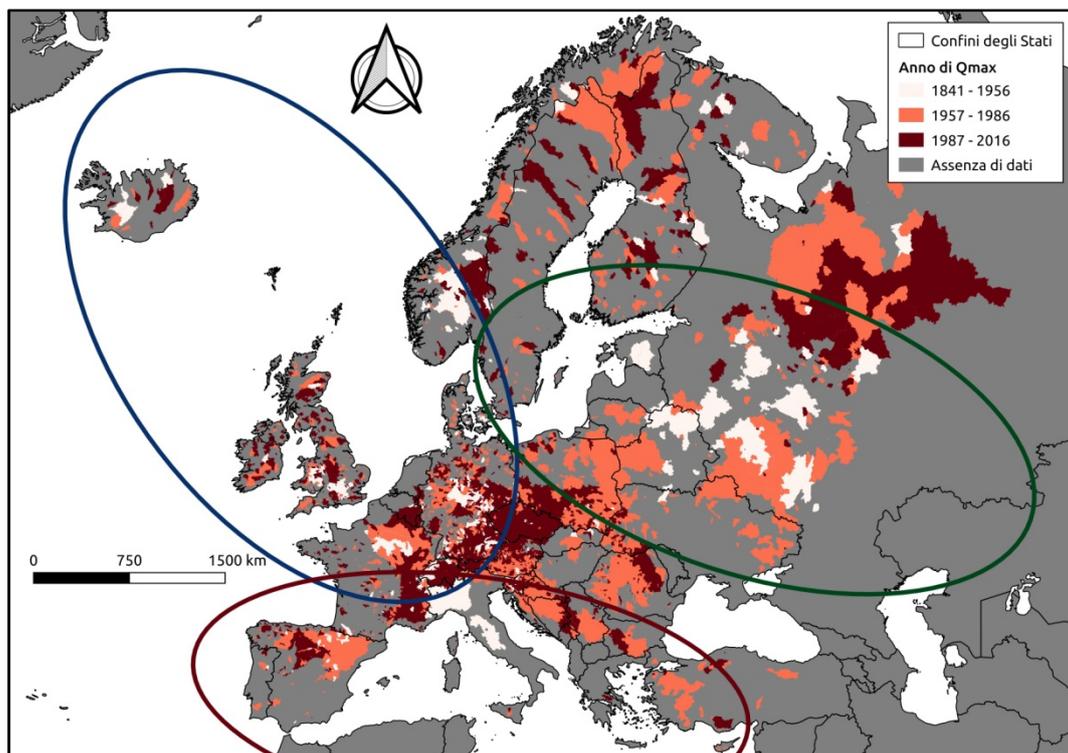


Figura 5.10 Evoluzione spaziale degli anni in corrispondenza dei quali si sono registrate le portate di piena massime nell'intero periodo di osservazione a scala europea.

Si noti la coerenza con i risultati degli studi precedenti: nell'Europa nord-occidentale, macroregione in cui si è osservato un aumento dell'intensità delle piene nel periodo 1960-2010, si ha che nella maggior parte dei bacini l'anno in cui si è registrata la portata di piena massima è compreso nel trentennio 1987-2016 (in rosso scuro). Nell'Europa meridionale e nell'Europa orientale, macroregioni in cui si è verificata una diminuzione dell'intensità delle piene nel periodo 1960-2010, si ha che nella maggior parte dei bacini l'anno in cui si è registrata la portata di piena massima ricade nel trentennio 1957-1986 (in rosso chiaro), se non addirittura nel sottoperiodo compreso tra l'inizio delle serie storiche dei massimi annuali di portata e il 1956 (in bianco).

Per un'analisi più dettagliata a scala macroregionale si rimanda al paragrafo successivo.

In Figura 5.11 è rappresentato l'andamento degli anni in corrispondenza dei quali si sono registrate le portate di piena massime nell'intero periodo di osservazione al variare dell'area dei bacini a scala europea.

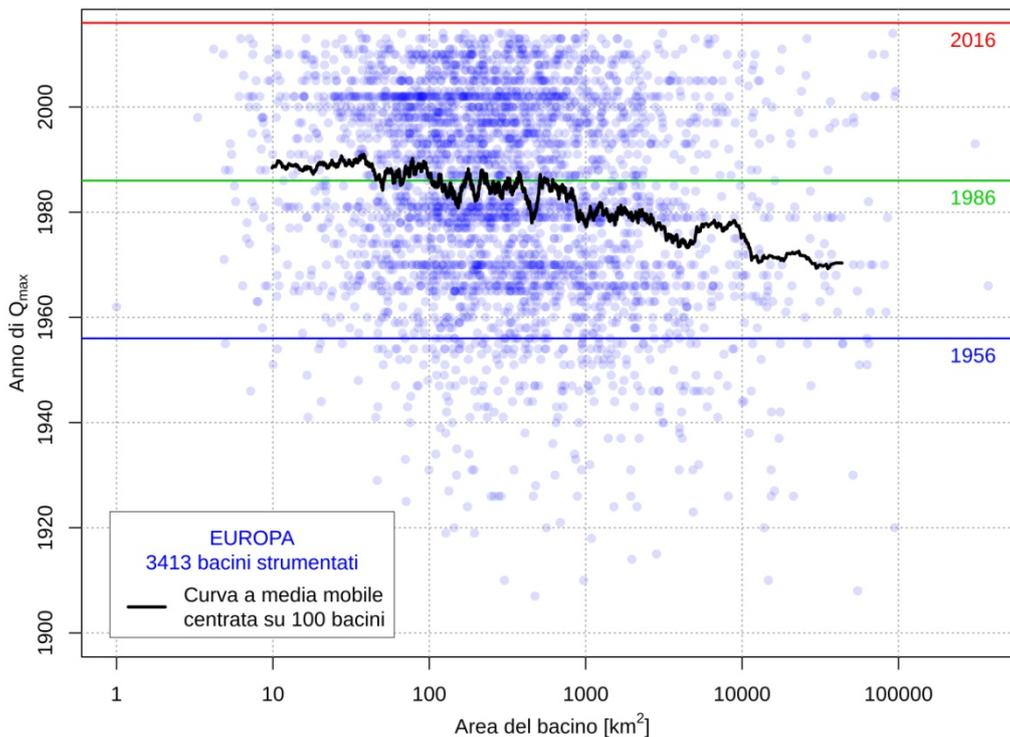


Figura 5.11 Andamento degli anni in corrispondenza dei quali si sono registrate le portate di piena massime nell'intero periodo di osservazione al variare dell'area dei bacini a scala europea.

L'andamento decrescente della curva a media mobile su 100 bacini rivela come i bacini di dimensioni minori abbiano osservato la portata di piena massima in media più recentemente rispetto ai bacini di dimensioni maggiori. In particolare, si ha che nei bacini fino a 100 km^2 l'anno in cui si è registrata la portata di piena massima è compreso, mediamente, nel trentennio 1987-2016, mentre nei bacini oltre i 100 km^2 l'anno in cui si è registrata la portata di piena massima ricade, mediamente, nel trentennio 1957-1986.

In Figura 5.12 è riportata la mappa che descrive l'evoluzione spaziale e temporale dei contributi unitari di piena record a scala europea passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016. Per operare un confronto con i risultati delle analisi svolte da Blöschl et al. (2019b) e Bertola et al. (2020) sono state rappresentate, anche in questo caso, le tre macroregioni omogenee in termini di cambiamenti nell'intensità delle piene individuate in tali studi.

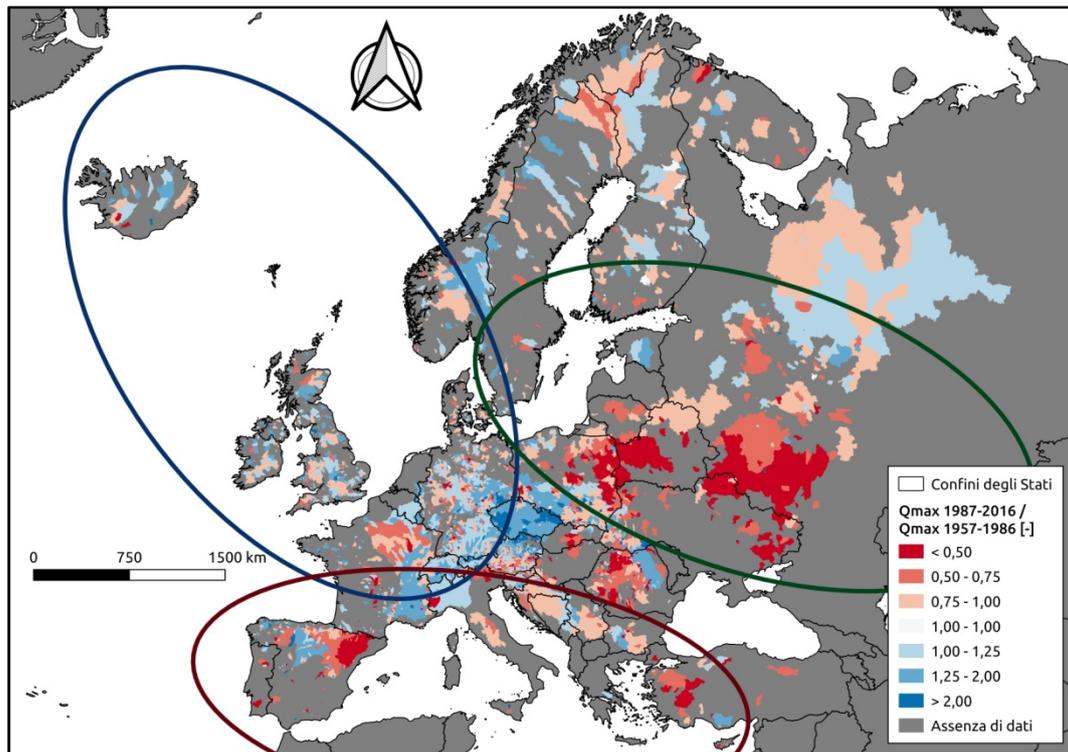


Figura 5.12 Evoluzione spaziale e temporale dei contributi unitari di piena record a scala europea passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016.

Si noti, ancora una volta, la coerenza con i risultati degli studi precedenti: nell'Europa nord-occidentale, macroregione in cui si è registrato un aumento dell'intensità delle piene nel periodo 1960-2010, si ha che nella maggior parte dei bacini si osserva un incremento (in blu) dei contributi unitari di piena record passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016. Nell'Europa meridionale e nell'Europa orientale, macroregioni in cui si è registrata una diminuzione dell'intensità delle piene nel periodo 1960-2010, si ha che nella maggior parte dei bacini si verifica una riduzione (in rosso) dei contributi unitari di piena record passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016.

Per un'analisi più dettagliata a scala macroregionale, come già detto, si rimanda al paragrafo successivo.

In Figura 5.13 è rappresentato l'andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016 al variare dell'area dei bacini a scala europea.

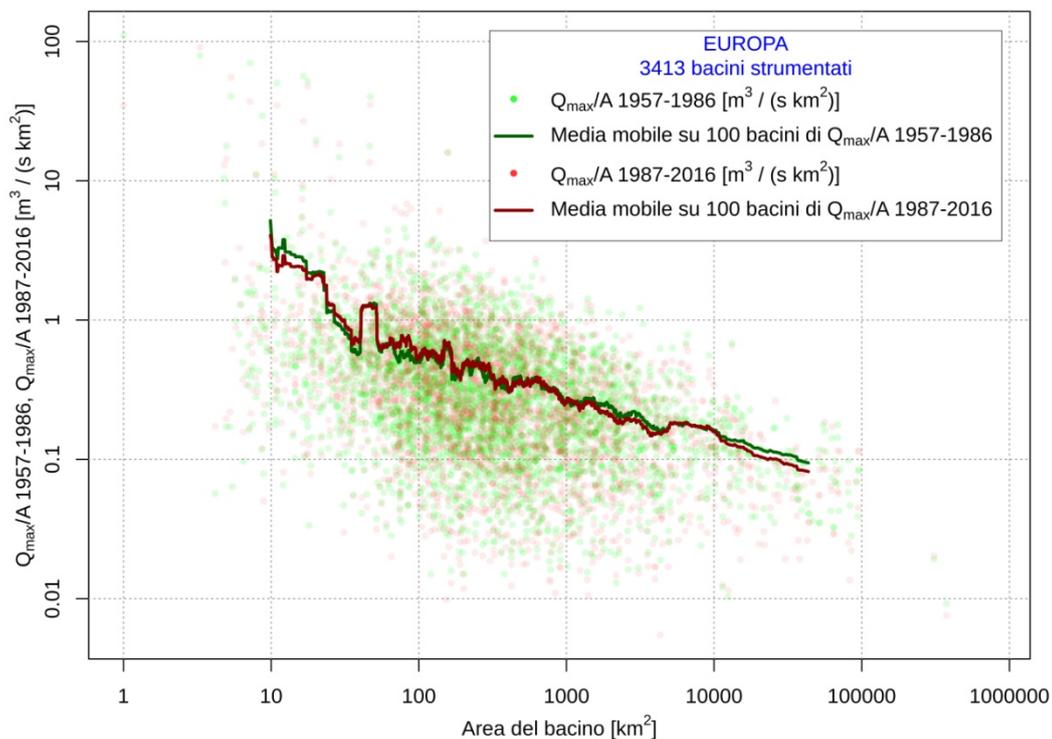


Figura 5.13 Andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016 al variare dell'area dei bacini a scala europea.

Si noti come le curve a media mobile su 100 bacini relative ai due sottoperiodi considerati siano pressoché coincidenti. Se ne deduce che a scala europea, mediamente, i contributi unitari di piena record che aumentano passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016 compensano, in termini di frequenza e intensità, quelli che diminuiscono, tanto per i bacini di dimensioni minori quanto per i bacini di dimensioni maggiori.

5.4. Evoluzione spaziale e temporale dei contributi unitari di piena record a scala macroregionale: discussione e interpretazione dei risultati

5.4.1. Europa nord-occidentale

Nelle figure seguenti è rappresentato l'andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record rispettivamente nell'intero periodo di osservazione (Figura 5.14), nel trentennio 1957-1986 (Figura 5.15) e nel trentennio 1987-2016 (Figura 5.16), al variare dell'area dei bacini nell'Europa nord-occidentale.

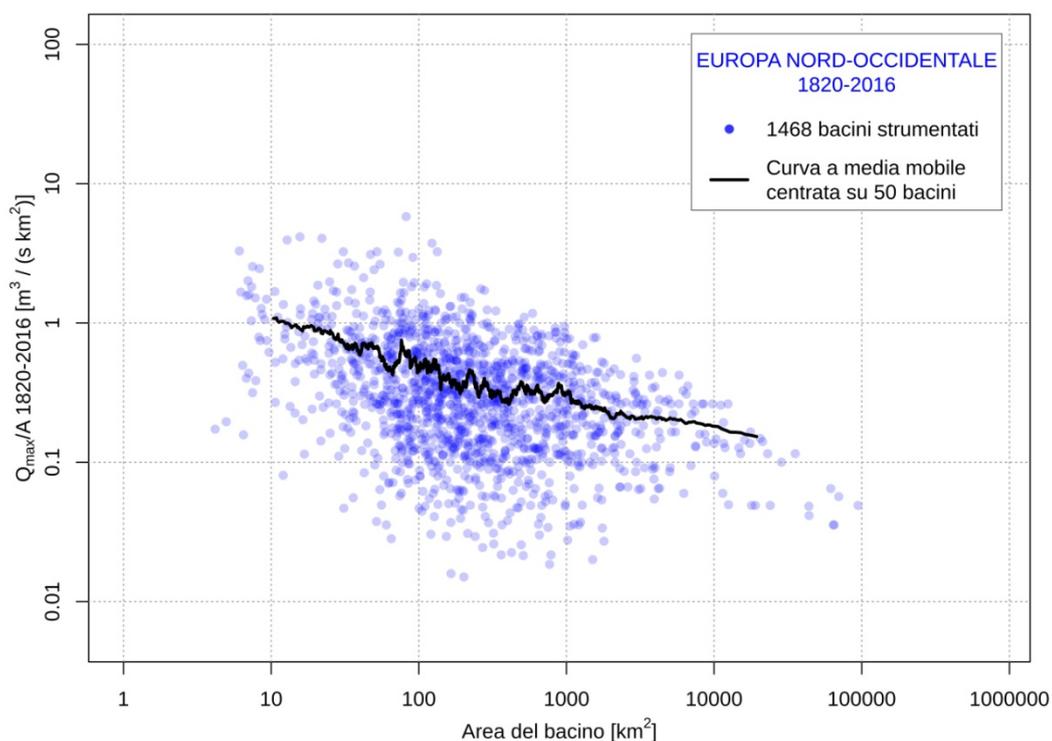


Figura 5.14 Andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione al variare dell'area dei bacini nell'Europa nord-occidentale.

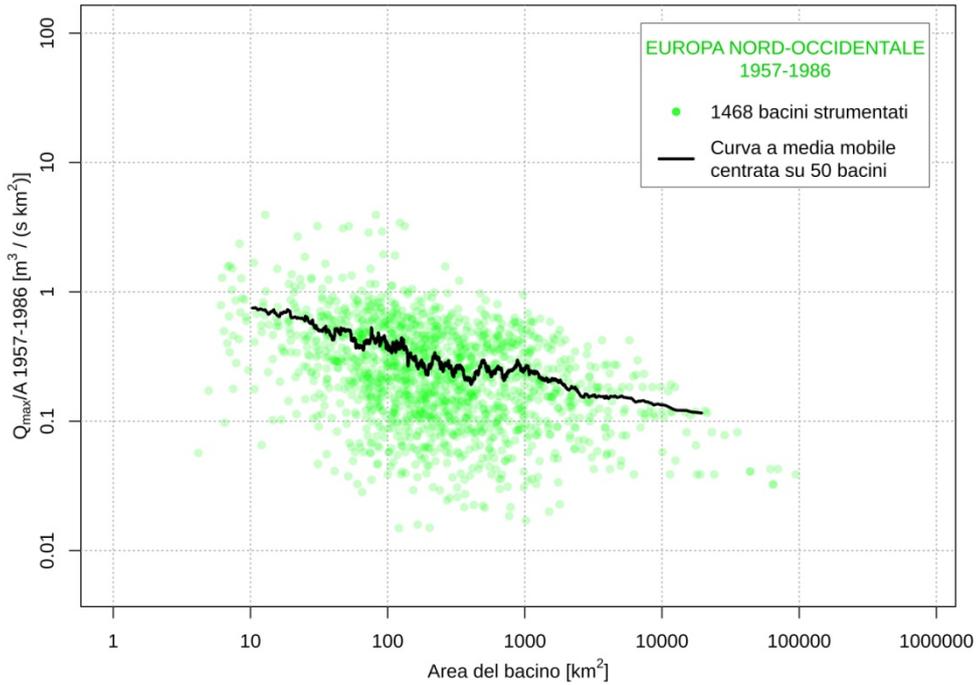


Figura 5.15 Andamento su un piano bilogaritmico dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1957-1986 al variare dell'area dei bacini nell'Europa nord-occidentale.

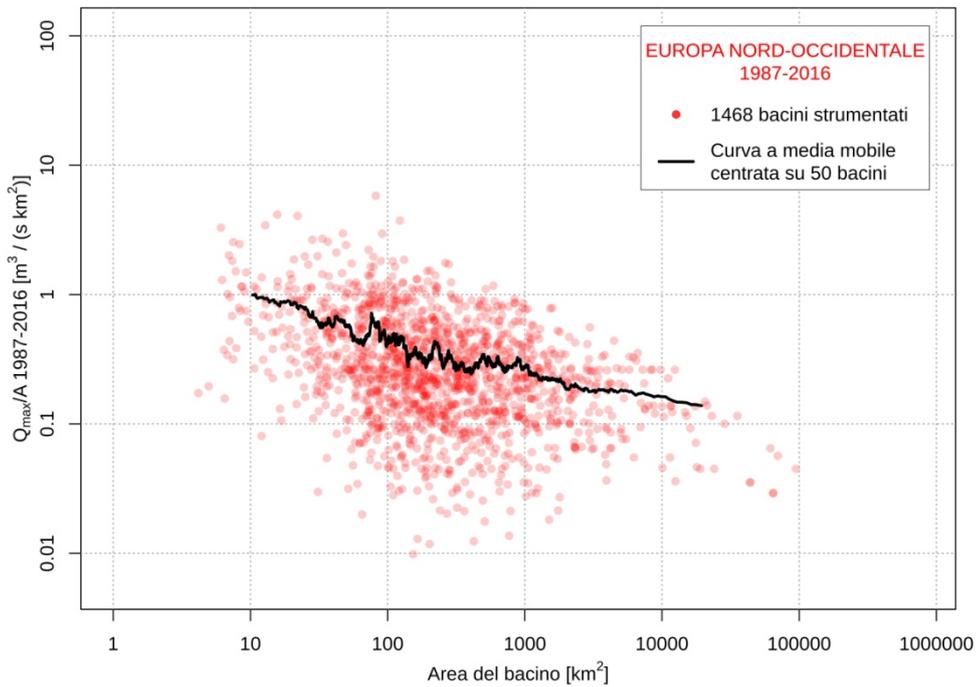


Figura 5.16 Andamento su un piano bilogaritmico dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1987-2016 al variare dell'area dei bacini nell'Europa nord-occidentale.

L'andamento della curva a media mobile su 50 bacini è in tutti e tre i grafici quello atteso: mediamente i contributi unitari di piena record diminuiscono all'aumentare dell'area dei bacini.

In Figura 5.17 è mostrata l'evoluzione spaziale degli anni in cui si sono registrate le portate di piena massime nell'intero periodo di osservazione nell'Europa nord-occidentale, una delle tre macroregioni omogenee in termini di cambiamenti nell'intensità delle piene individuate negli studi di Blöschl et al. (2019b) e Bertola et al. (2020).

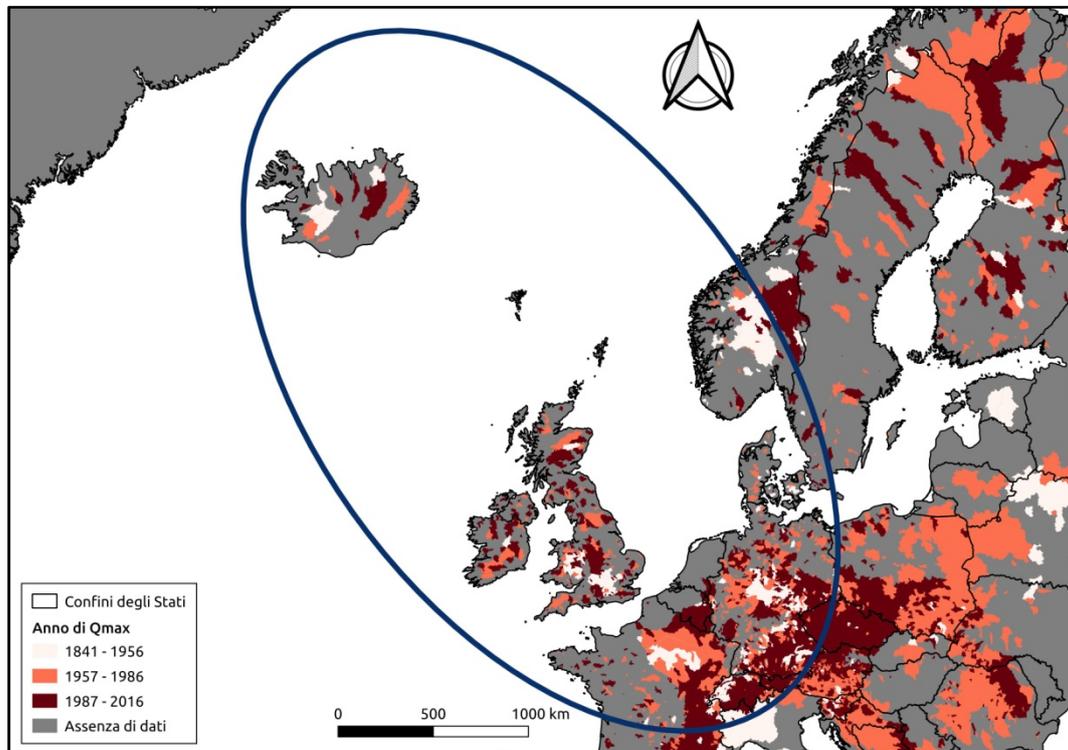


Figura 5.17 Evoluzione spaziale degli anni in cui si sono registrate le portate di piena massime nell'intero periodo di osservazione nell'Europa nord-occidentale.

Coerentemente con i risultati degli studi precedenti, che nell'Europa nord-occidentale mostrano un aumento dell'intensità delle piene nel periodo 1960-2010, si ha che nella maggior parte dei bacini l'anno in cui si è registrata la portata di piena massima è compreso nel trentennio più recente. In particolare, si ha che in circa il 57% dei bacini ricade nel trentennio 1987-2016 (in rosso scuro), in circa il 32% dei bacini nel trentennio 1957-1986 (in rosso chiaro) e in circa l'11% dei bacini nel sottoperiodo compreso tra l'inizio delle serie storiche dei massimi annuali di portata e il 1956 (in bianco).

In Figura 5.18 è rappresentato l'andamento degli anni in cui si sono registrate le portate di piena massime nell'intero periodo di osservazione al variare dell'area dei bacini nell'Europa nord-occidentale.

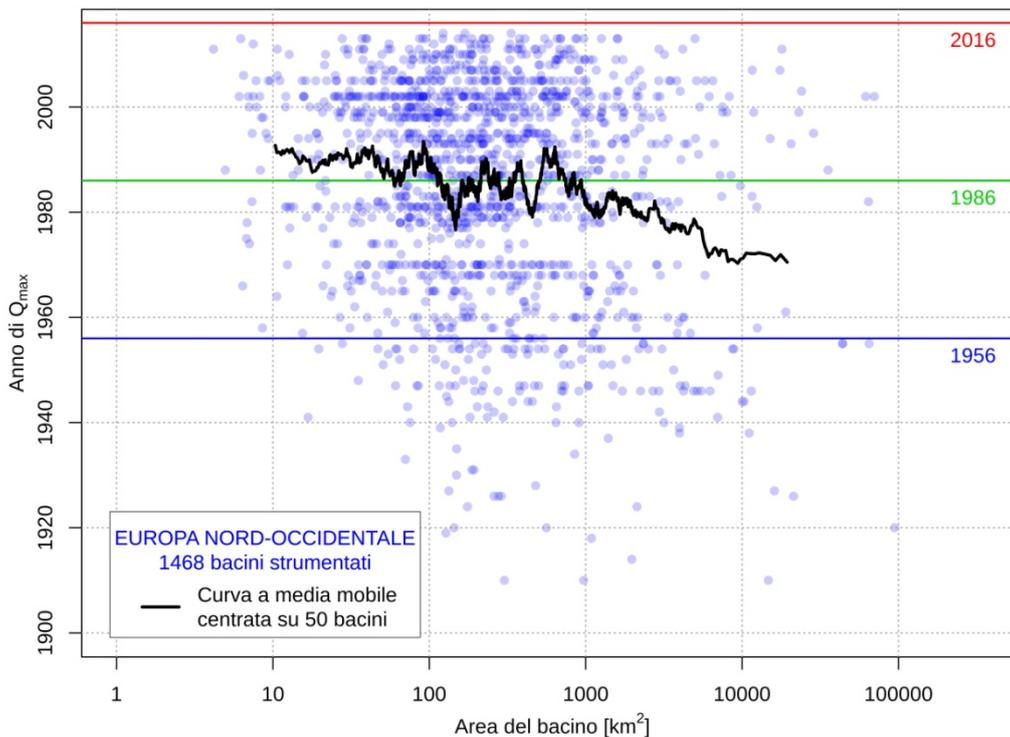


Figura 5.18 Andamento degli anni in cui si sono registrate le portate di piena massime nell'intero periodo di osservazione al variare dell'area dei bacini nell'Europa nord-occidentale.

L'andamento decrescente della curva a media mobile su 50 bacini rivela come i bacini di dimensioni minori abbiano osservato la portata di piena massima in media più recentemente rispetto ai bacini di dimensioni maggiori. In particolare, si ha che nei bacini fino a 100 km² l'anno in cui si è registrata la portata di piena massima è compreso, mediamente, nel trentennio 1987-2016, mentre nei bacini oltre i 1000 km² l'anno in cui si è registrata la portata di piena massima ricade, mediamente, nel trentennio 1957-1986.

In Figura 5.19 è riportata la mappa che descrive l'evoluzione spaziale e temporale dei contributi unitari di piena record nell'Europa nord-occidentale passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016.

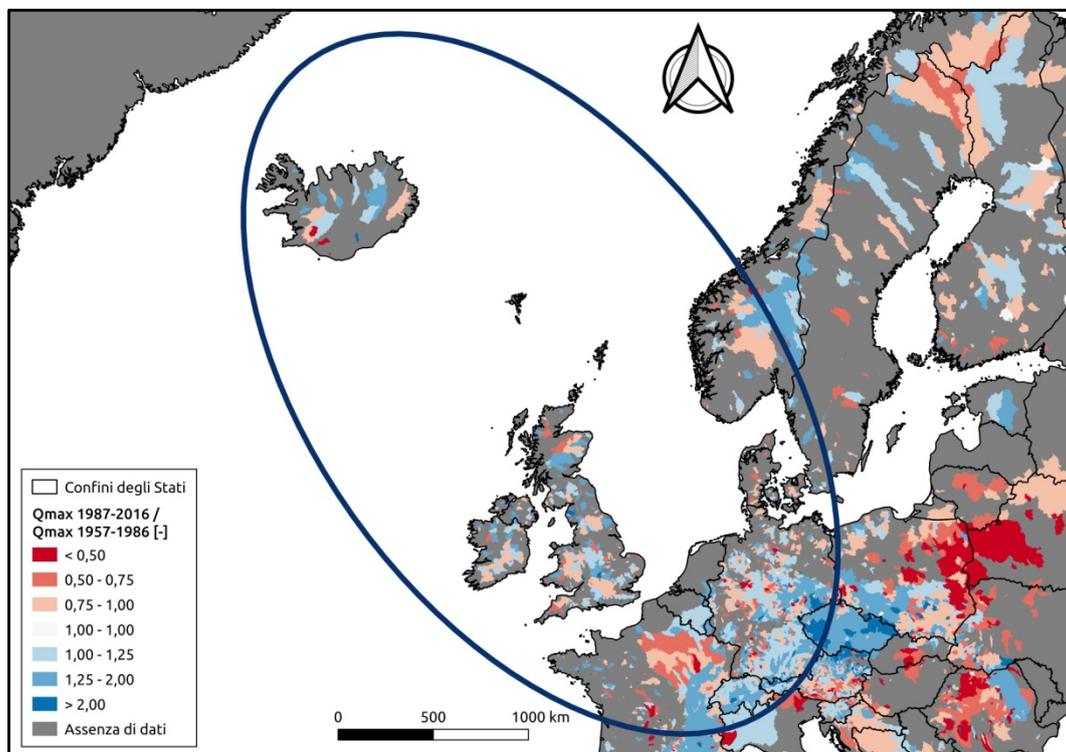


Figura 5.19 Evoluzione spaziale e temporale dei contributi unitari di piena record nell'Europa nord-occidentale passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016.

Coerentemente con i risultati degli studi precedenti, che nell'Europa nord-occidentale mostrano un aumento dell'intensità delle piene nel periodo 1960-2010, si ha che nella maggior parte dei bacini si verifica un incremento dei contributi unitari di piena record passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016. In particolare, si ha che in circa il 63% dei bacini si osserva un *trend* crescente (in blu) e in circa il 37% dei bacini un *trend* decrescente (in rosso). L'aumento netto medio regionale del rapporto tra le portate di piena massime registrate rispettivamente nel trentennio 1987-2016 e nel trentennio 1957-1986 è pari al 21,6%.

In Figura 5.20 è rappresentato l'andamento su un piano bilogaritmico dei contributi unitari di piena record nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016 al variare dell'area dei bacini nell'Europa nord-occidentale.

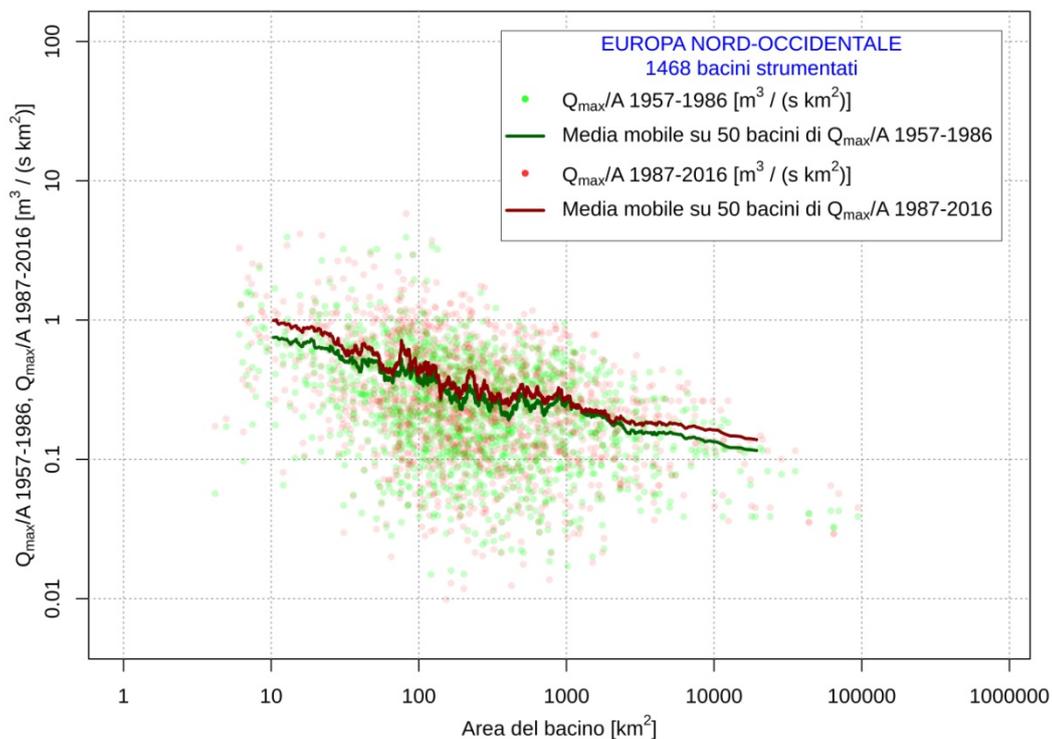


Figura 5.20 Andamento su un piano bilogaritmico dei contributi unitari di piena record nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016 al variare dell'area dei bacini nell'Europa nord-occidentale.

Si noti come la curva a media mobile su 50 bacini relativa al trentennio 1987-2016 (in rosso) sia collocata sempre leggermente al di sopra della curva a media mobile su 50 bacini relativa al trentennio 1957-1986 (in verde). Se ne deduce che, mediamente, i contributi unitari di piena record nell'Europa nord-occidentale aumentano passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016 tanto per i bacini di dimensioni minori quanto per i bacini di dimensioni maggiori.

5.4.2. Europa meridionale

Nelle figure seguenti è rappresentato l'andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record rispettivamente nell'intero periodo di osservazione (Figura 5.21), nel trentennio 1957-1986 (Figura 5.22) e nel trentennio 1987-2016 (Figura 5.23), al variare dell'area dei bacini nell'Europa meridionale.

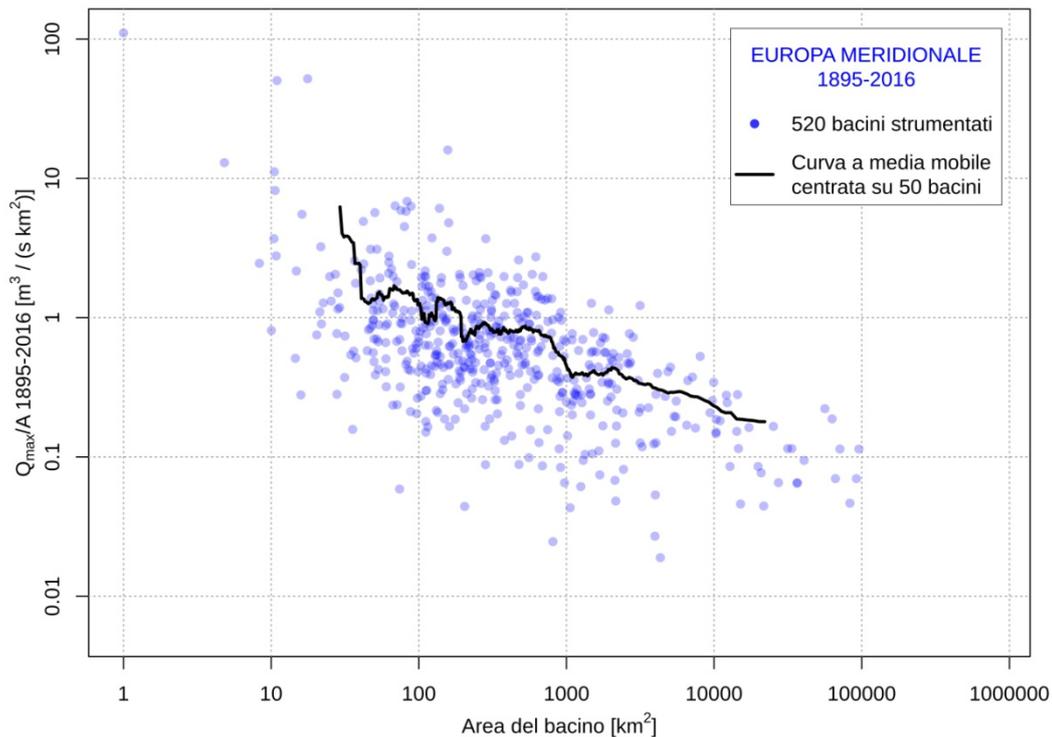


Figura 5.21 Andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione al variare dell'area dei bacini nell'Europa meridionale.

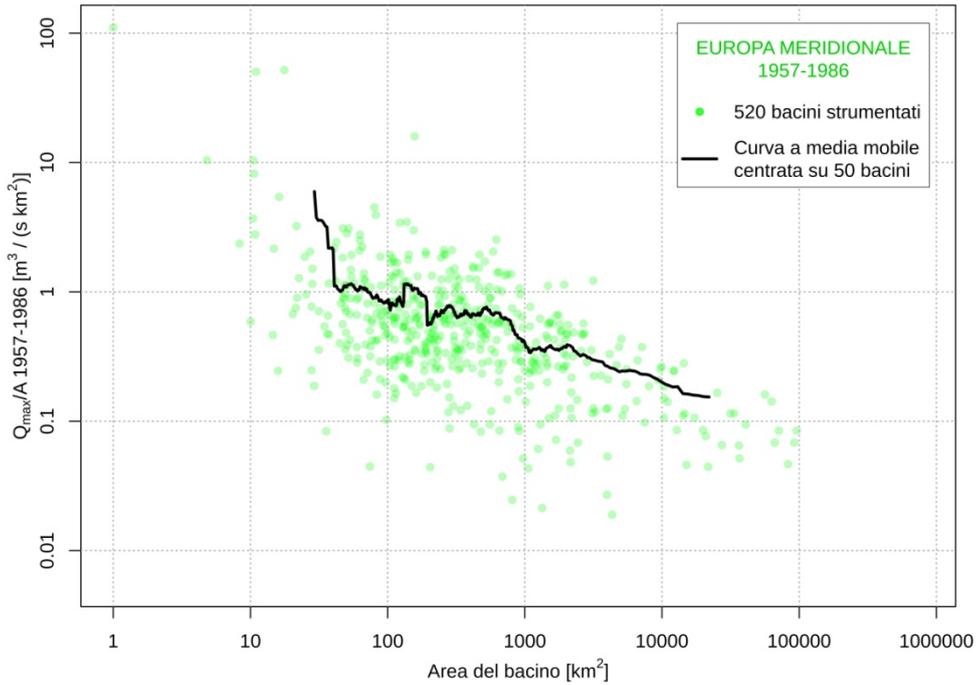


Figura 5.22 Andamento su un piano bilogaritmico dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1957-1986 al variare dell'area dei bacini nell'Europa meridionale.

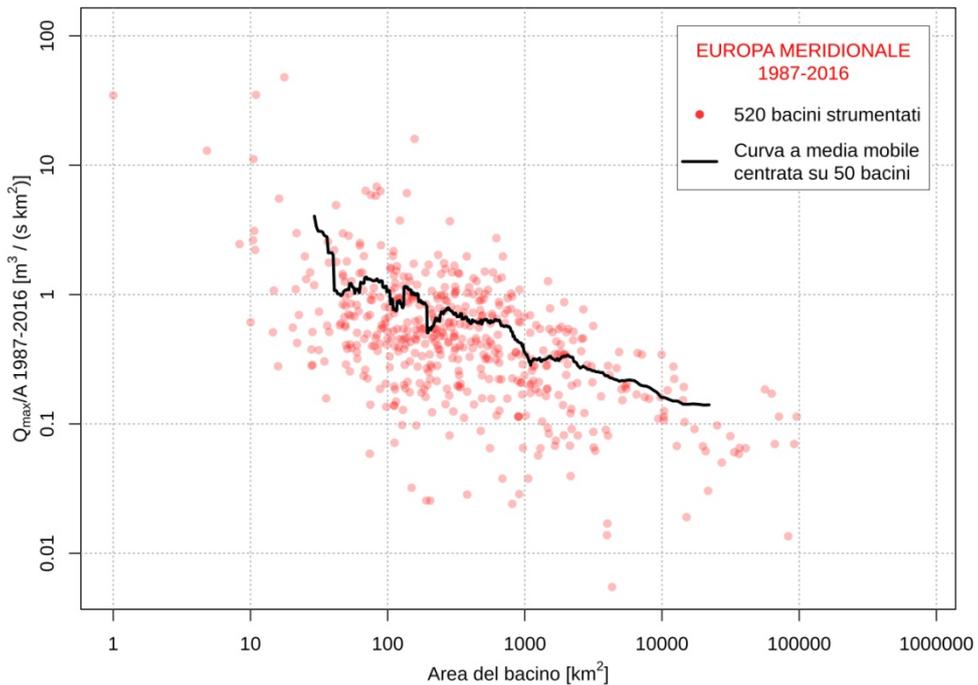


Figura 5.23 Andamento su un piano bilogaritmico dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1987-2016 al variare dell'area dei bacini nell'Europa meridionale.

L'andamento della curva a media mobile su 50 bacini è in tutti e tre i grafici quello atteso: mediamente i contributi unitari di piena record diminuiscono all'aumentare dell'area dei bacini.

In Figura 5.24 è mostrata l'evoluzione spaziale degli anni in cui si sono registrate le portate di piena massime nell'intero periodo di osservazione nell'Europa meridionale, una delle tre macroregioni omogenee in termini di cambiamenti nell'intensità delle piene individuate negli studi di Blöschl et al. (2019b) e Bertola et al. (2020).

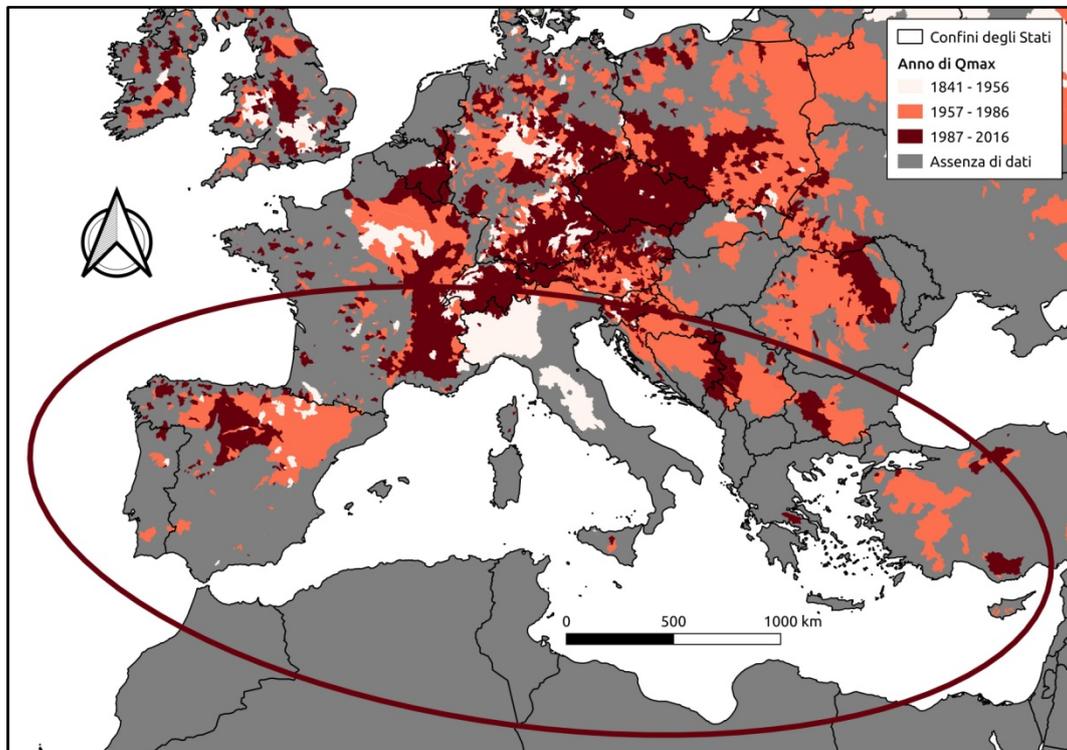


Figura 5.24 Evoluzione spaziale degli anni in cui si sono registrate le portate di piena massime nell'intero periodo di osservazione nell'Europa meridionale.

Coerentemente con i risultati degli studi precedenti, che nell'Europa meridionale mostrano una diminuzione dell'intensità delle piene nel periodo 1960-2010, si ha che nella maggior parte dei bacini l'anno in cui si è registrata la portata di piena massima è compreso nel trentennio meno recente o è addirittura precedente. In particolare, si ha che in circa il 49% dei bacini ricade nel trentennio 1957-1986 (in rosso chiaro), in circa il 9% dei bacini nel sottoperiodo compreso tra l'inizio delle serie storiche dei massimi annuali di portata e il 1956 (in bianco) e in circa il 42% dei bacini nel trentennio 1987-2016 (in rosso scuro).

In Figura 5.25 è rappresentato l'andamento degli anni in cui si sono registrate le portate di piena massime nell'intero periodo di osservazione al variare dell'area dei bacini nell'Europa meridionale.

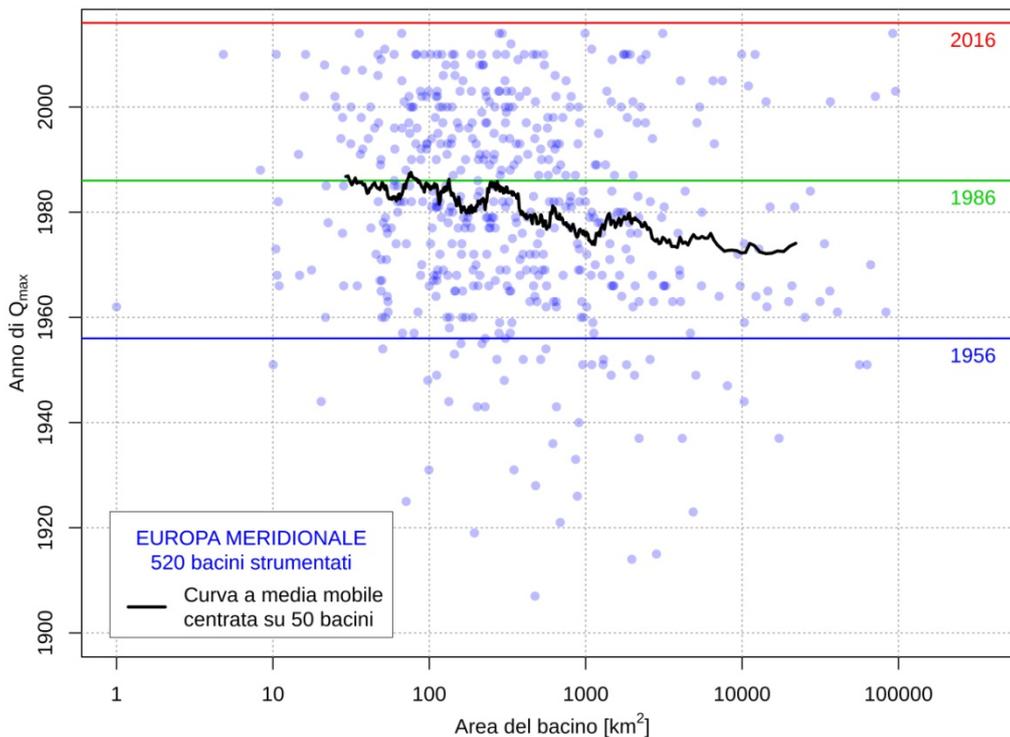


Figura 5.25 Andamento degli anni in cui si sono registrate le portate di piena massime nell'intero periodo di osservazione al variare dell'area dei bacini nell'Europa meridionale.

L'andamento decrescente della curva a media mobile su 50 bacini rivela come i bacini di dimensioni minori abbiano osservato la portata di piena massima in media più recentemente rispetto ai bacini di dimensioni maggiori. L'anno in cui si è registrata la portata di piena massima in questo caso è compreso, mediamente, nel trentennio 1957-1986 tanto per i bacini più piccoli quanto per i bacini più grandi.

In Figura 5.26 è riportata la mappa che descrive l'evoluzione spaziale e temporale dei contributi unitari di piena record nell'Europa meridionale passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016.

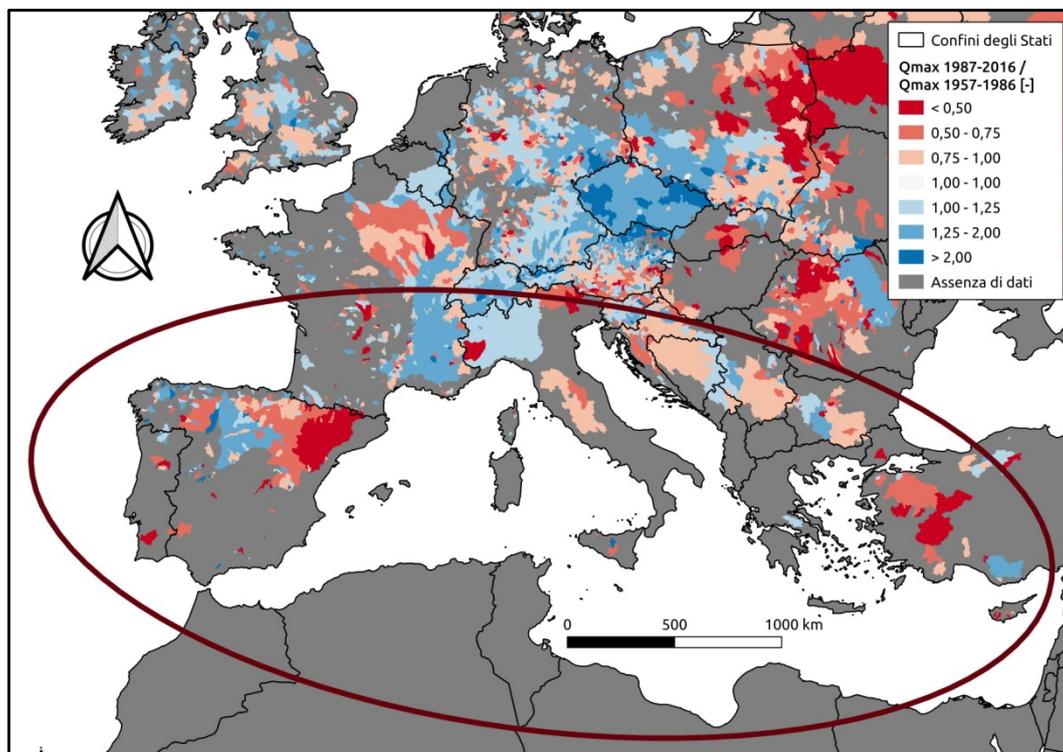


Figura 5.26 Evoluzione spaziale e temporale dei contributi unitari di piena record nell'Europa meridionale passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016.

Coerentemente con i risultati degli studi precedenti, che nell'Europa meridionale mostrano una diminuzione dell'intensità delle piene nel periodo 1960-2010, si ha che nella maggior parte dei bacini si verifica una riduzione dei contributi unitari di piena record passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016. In particolare, si ha che in circa il 55% dei bacini si osserva un *trend* decrescente (in rosso) e in circa il 45% dei bacini un *trend* crescente (in blu). Ciò nonostante, nell'Europa meridionale si registra un aumento netto medio regionale pari al 9,5% del rapporto tra le portate di piena massime registrate rispettivamente nel trentennio 1987-2016 e nel trentennio 1957-1986, poiché l'incremento medio del 60,1% nei 233 bacini che mostrano un *trend* crescente prevale sulla riduzione media del 31,6% nei 287 bacini in cui si verifica un *trend* decrescente.

In Figura 5.27 è rappresentato l'andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016 al variare dell'area dei bacini nell'Europa meridionale.

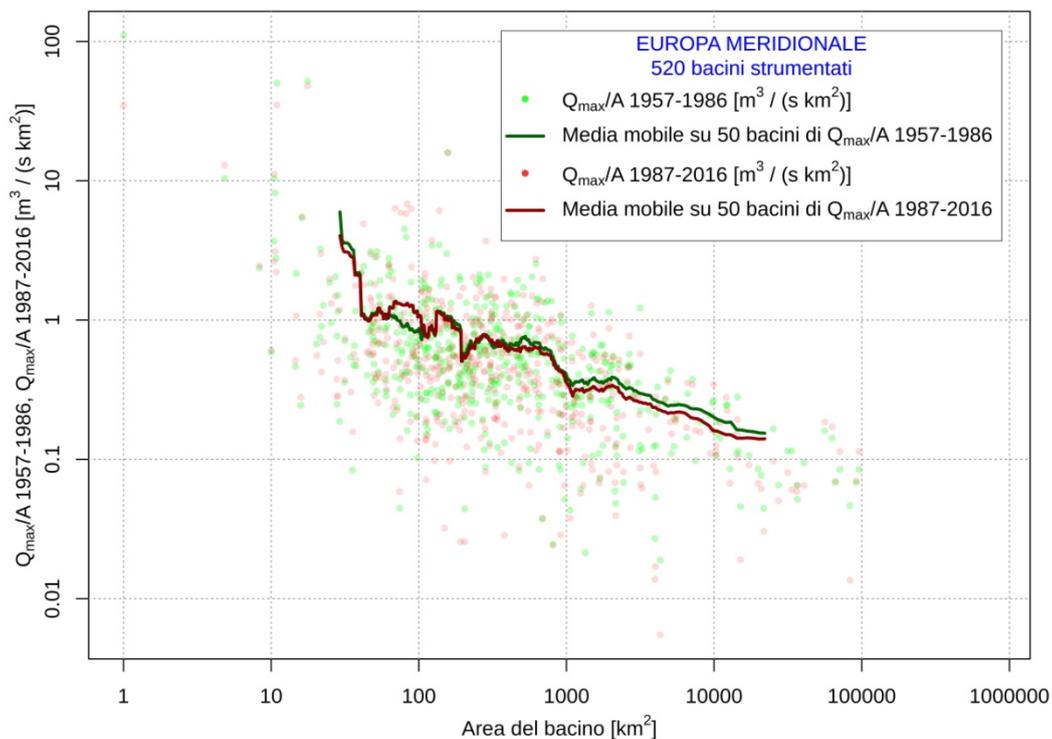


Figura 5.27 Andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016 al variare dell'area dei bacini nell'Europa meridionale.

Per i bacini di dimensioni inferiori a 1000 km^2 si ha che le curve a media mobile relative ai due sottoperiodi considerati sono pressoché coincidenti, mentre per i bacini di dimensioni superiori a 1000 km^2 si ha che la curva a media mobile relativa al trentennio 1987-2016 (in rosso) è collocata leggermente al di sotto della curva a media mobile relativa al trentennio 1957-1986 (in verde). Ne consegue che, mediamente, per i bacini di dimensioni minori i contributi unitari di piena record che aumentano passando da un trentennio all'altro compensano, in termini di frequenza e intensità, quelli che diminuiscono, mentre per i bacini di dimensioni maggiori i contributi unitari di piena record nell'Europa meridionale si riducono passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016.

5.4.3. Europa orientale

Nelle figure seguenti è rappresentato l'andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record rispettivamente nell'intero periodo di osservazione (Figura 5.28), nel trentennio 1957-1986 (Figura 5.29) e nel trentennio 1987-2016 (Figura 5.30), al variare dell'area dei bacini nell'Europa orientale.

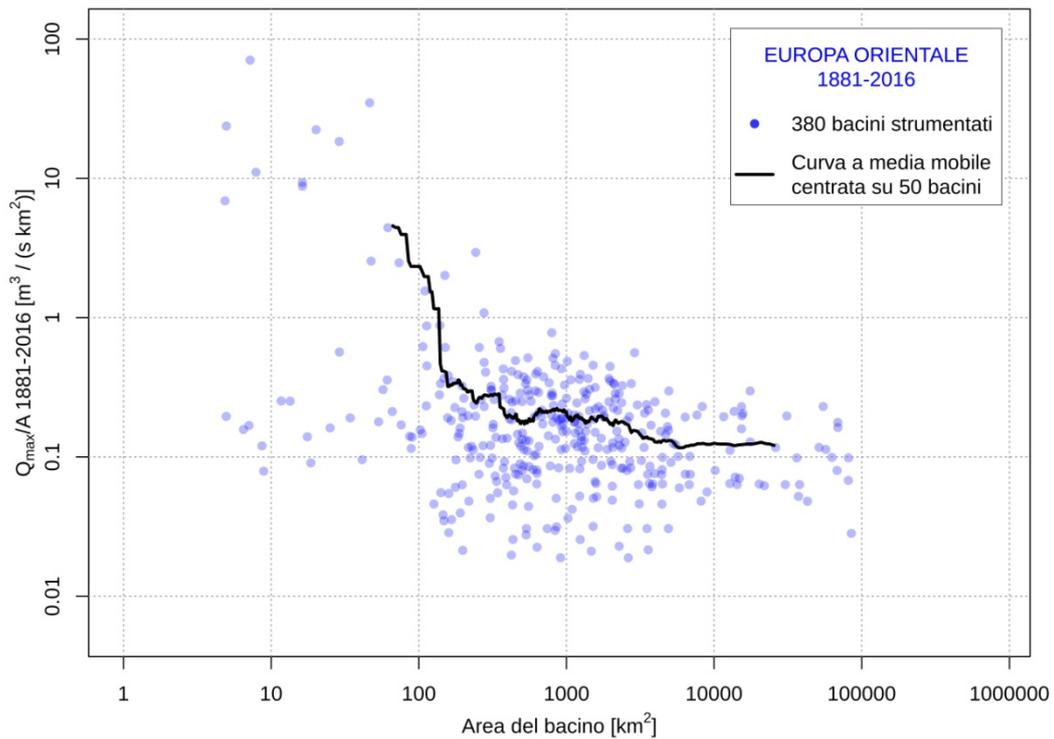


Figura 5.28 Andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione al variare dell'area dei bacini nell'Europa orientale.

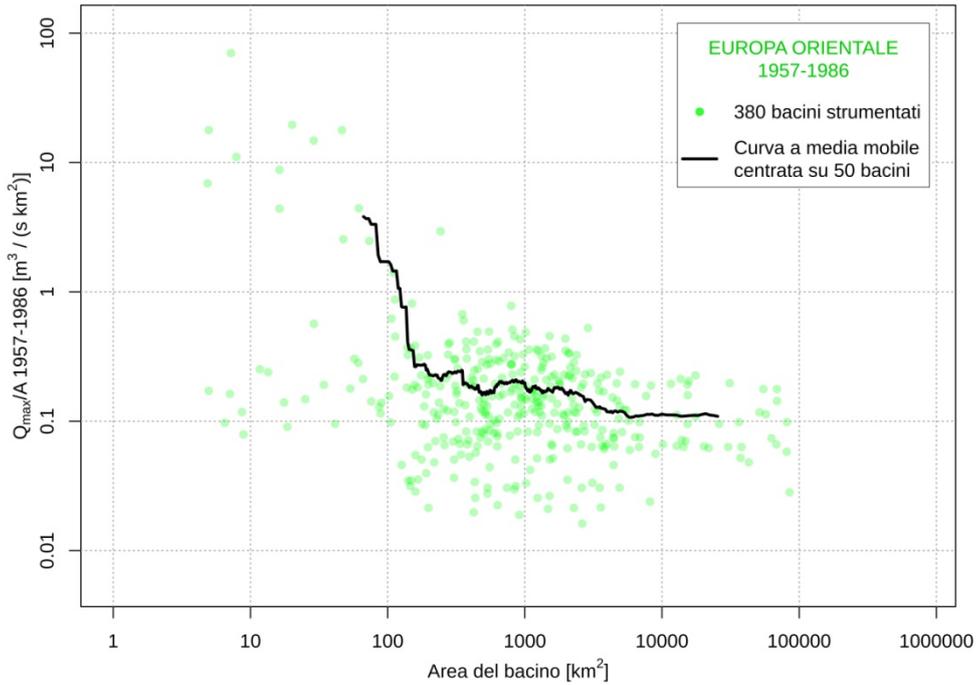


Figura 5.29 Andamento su un piano bilogaritmico dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1957-1986 al variare dell'area dei bacini nell'Europa orientale.

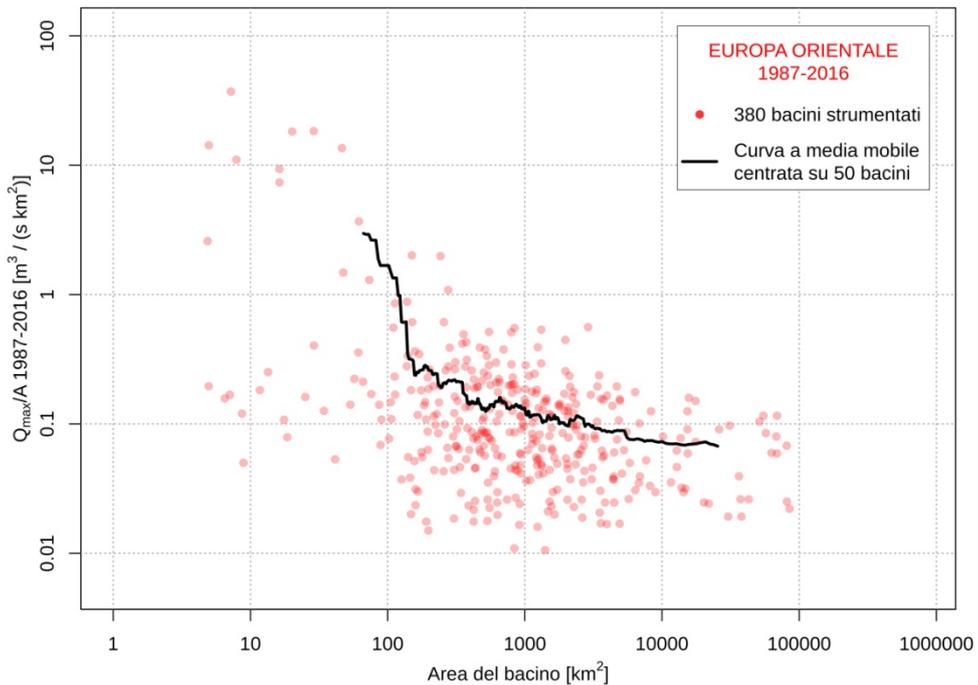


Figura 5.30 Andamento su un piano bilogaritmico dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1987-2016 al variare dell'area dei bacini nell'Europa orientale.

L'andamento della curva a media mobile su 50 bacini è in tutti e tre i grafici quello atteso: mediamente i contributi unitari di piena record diminuiscono all'aumentare dell'area dei bacini.

In Figura 5.31 è mostrata l'evoluzione spaziale degli anni in cui si sono registrate le portate di piena massime nell'intero periodo di osservazione nell'Europa orientale, una delle tre macroregioni omogenee in termini di cambiamenti nell'intensità delle piene individuate negli studi di Blöschl et al. (2019b) e Bertola et al. (2020).

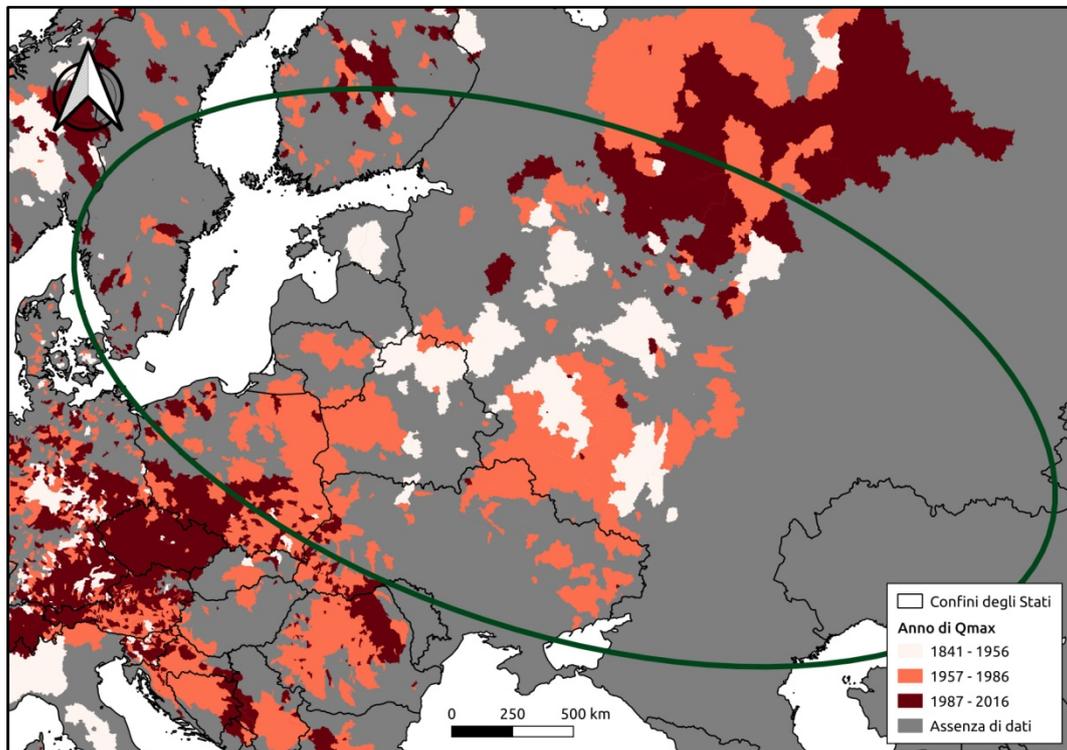


Figura 5.31 Evoluzione spaziale degli anni in cui si sono registrate le portate di piena massime nell'intero periodo di osservazione nell'Europa orientale.

Coerentemente con i risultati degli studi precedenti, che nell'Europa orientale mostrano una diminuzione dell'intensità delle piene nel periodo 1960-2010, si ha che nella maggior parte dei bacini l'anno in cui si è registrata la portata di piena massima è compreso nel trentennio meno recente o è addirittura precedente. In particolare, si ha che in circa il 64% dei bacini ricade nel trentennio 1957-1986 (in rosso chiaro), in circa l'11% dei bacini nel sottoperiodo compreso tra l'inizio delle serie storiche dei massimi annuali di portata e il 1956 (in bianco) e in circa il 24% dei bacini nel trentennio 1987-2016 (in rosso scuro).

In Figura 5.32 è rappresentato l'andamento degli anni in cui si sono registrate le portate di piena massime nell'intero periodo di osservazione al variare dell'area dei bacini nell'Europa orientale.

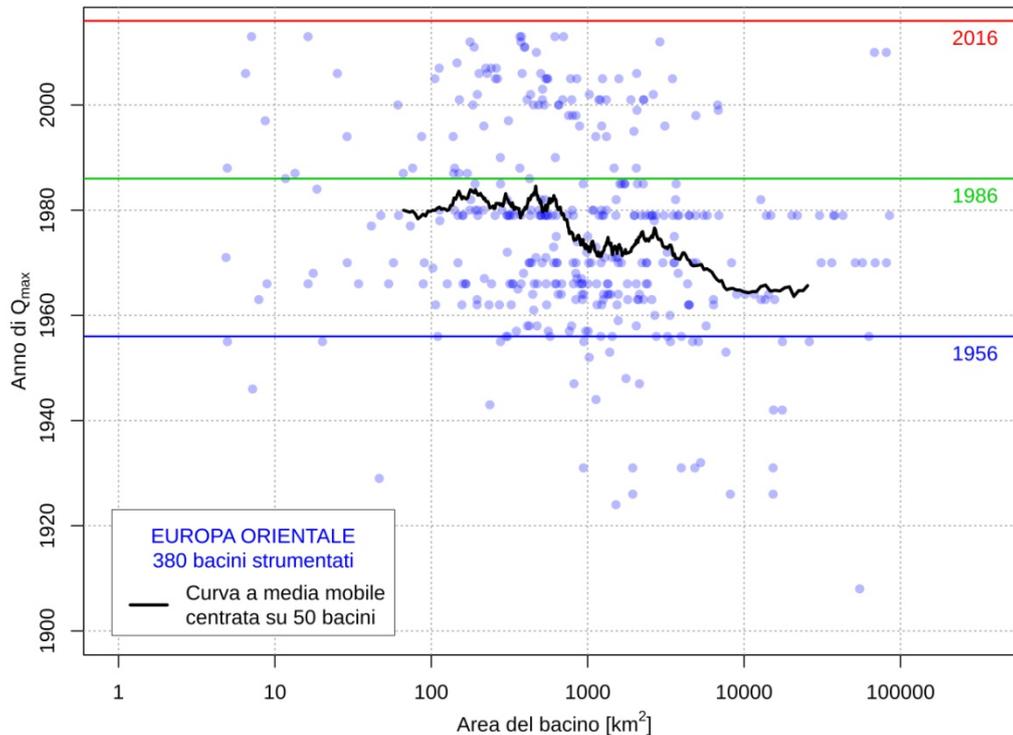


Figura 5.32 Andamento degli anni in cui si sono registrate le portate di piena massime nell'intero periodo di osservazione al variare dell'area dei bacini nell'Europa orientale.

L'andamento decrescente della curva a media mobile su 50 bacini rivela come i bacini di dimensioni minori abbiano osservato la portata di piena massima in media più recentemente rispetto ai bacini di dimensioni maggiori. L'anno in cui si è registrata la portata di piena massima anche in questo caso è compreso, mediamente, nel trentennio 1957-1986 tanto per i bacini più piccoli quanto per i bacini più grandi.

In Figura 5.33 è riportata la mappa che descrive l'evoluzione spaziale e temporale dei contributi unitari di piena record nell'Europa orientale passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016.

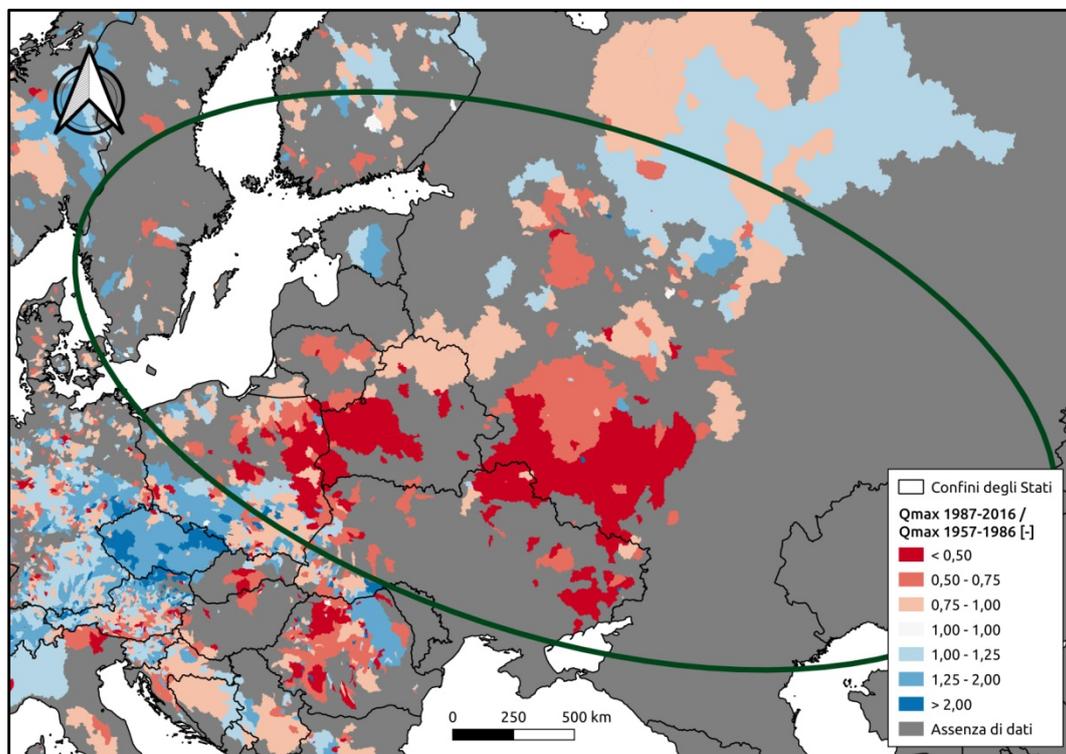


Figura 5.33 Evoluzione spaziale e temporale dei contributi unitari di piena record nell'Europa orientale passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016.

Coerentemente con i risultati degli studi precedenti, che nell'Europa orientale mostrano una diminuzione dell'intensità delle piene nel periodo 1960-2010, si ha che nella maggior parte dei bacini si verifica una riduzione dei contributi unitari di piena record passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016. In particolare, si ha che in circa il 75% dei bacini si osserva un *trend* decrescente (in rosso) e in circa il 25% dei bacini un *trend* crescente (in blu). La diminuzione netta media regionale del rapporto tra le portate di piena massime registrate rispettivamente nel trentennio 1987-2016 e nel trentennio 1957-1986 è pari al 19,3%.

In Figura 5.34 è rappresentato l'andamento su un piano bilogaritmico dei contributi unitari di piena record nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016 al variare dell'area dei bacini nell'Europa orientale.

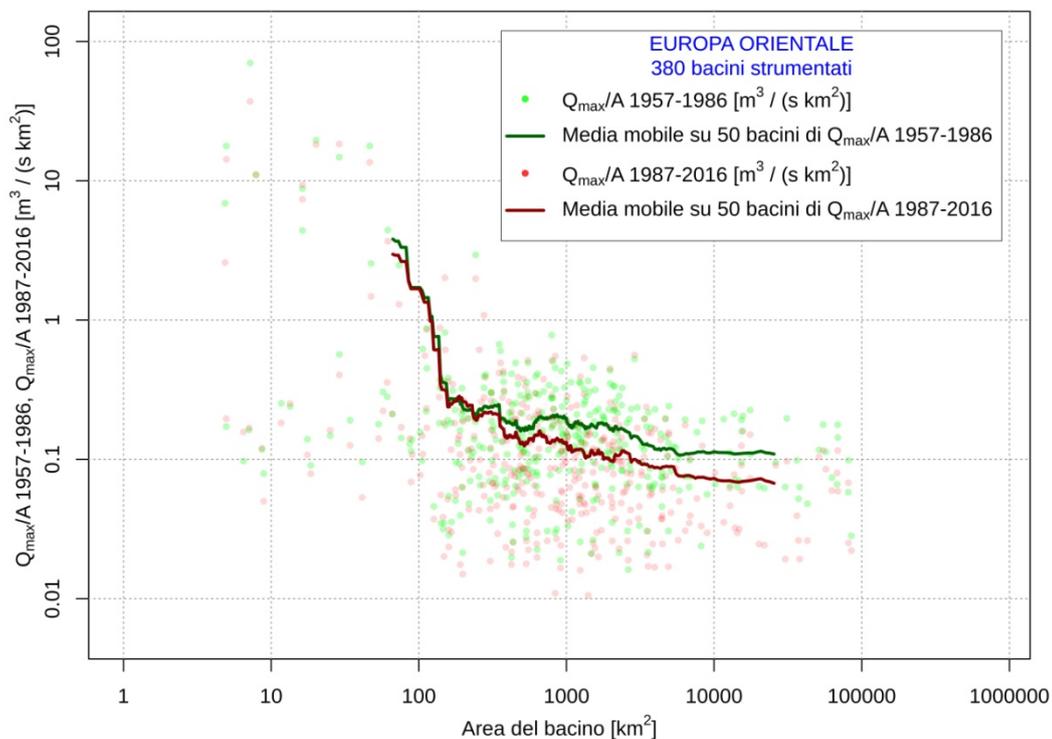


Figura 5.34 Andamento su un piano bilogaritmico dei contributi unitari di piena record nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016 al variare dell'area dei bacini nell'Europa orientale.

Per i bacini di dimensioni inferiori a 350 km^2 si ha che le curve a media mobile relative ai due sottoperiodi considerati sono pressoché coincidenti, mentre per i bacini di dimensioni superiori a 350 km^2 si ha che la curva a media mobile relativa al trentennio 1987-2016 (in rosso) è collocata al di sotto della curva a media mobile relativa al trentennio 1957-1986 (in verde). Ne consegue che, mediamente, per i bacini di dimensioni minori i contributi unitari di piena record che aumentano passando da un trentennio all'altro compensano, in termini di frequenza e intensità, quelli che diminuiscono, mentre per i bacini di dimensioni maggiori i contributi unitari di piena record nell'Europa orientale si riducono passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016.

5.5. Indagine sui record a scala macroregionale: discussione e interpretazione dei risultati

Utilizzando la teoria dei record introdotta nel Paragrafo 3.2, si sono fatte valutazioni inerenti la stazionarietà o non stazionarietà delle serie storiche dei massimi annuali di portata nei diversi periodi di osservazione per le tre macroregioni omogenee in termini di cambiamenti nell'intensità delle piene individuate negli studi di Blöschl et al. (2019b) e Bertola et al. (2020), tenendo conto della correlazione spaziale tra le serie.

In ciascun periodo di osservazione e per ciascuna delle tre macroregioni omogenee, si è innanzitutto deciso di considerare solo le lunghezze delle serie a cui corrispondessero in prima istanza almeno 20 campioni e in seconda istanza almeno 10 campioni, ovvero serie storiche dei massimi annuali di portata di data lunghezza.

Come già visto nel Paragrafo 3.2, al fine di identificare eventuali non stazionarietà delle serie storiche dei massimi annuali di portata relative alle stazioni idrometriche situate in una determinata regione, nota la media teorica del numero di record in un periodo di osservazione di n anni, è necessario prendere in considerazione le medie campionarie dei numeri di record delle serie di data lunghezza e ricavare fasce di confidenza per operare confronti.

Le fasce di confidenza senza correlazione spaziale tra le serie ($\rho = 0$) sono state ricavate attraverso 10000 simulazioni eseguite impiegando la funzione *norm* del programma di calcolo R, che consente di generare serie sintetiche estraendo in modo casuale valori da una distribuzione normale con media e varianza fissate. Per ciascun gruppo di N serie storiche dei massimi annuali di portata di lunghezza n preso in considerazione, a ogni simulazione si sono innanzitutto generate N serie sintetiche di n elementi estratti casualmente da una distribuzione normale con media nulla e varianza pari a 1, si è calcolato il numero di eventi in cui si è stabilito un nuovo record in ciascuna serie, considerando un record "banale" il primo elemento della serie stessa, e si è poi stimata la media dei numeri di record delle N serie generate. Eseguite le 10000 simulazioni, si sono infine ricavati i quantili associati a probabilità di non superamento rispettivamente del 2,5 e 97,5% delle 10000 medie dei numeri di record delle N serie di lunghezza n di volta in volta generate.

Le fasce di confidenza tenendo conto della correlazione spaziale tra le serie ($\rho > 0$) sono state ricavate mediante 10000 simulazioni *bootstrap*. Come accennato nel Paragrafo 3.2, nel *bootstrap* si ha che, a ogni simulazione, i massimi annuali di portata di ciascun gruppo

di N serie storiche di lunghezza n preso in considerazione, pur continuando ad appartenere alle rispettive serie al fine di preservarne la correlazione spaziale, sono riordinati casualmente in modo da rimuovere qualsiasi *trend*. A ogni simulazione si è dunque calcolato il numero di eventi in cui si è stabilito un nuovo record in ciascuna serie, considerando un record “banale” il primo massimo annuale di portata della serie stessa, e si è poi stimata la media dei numeri di record delle N serie ricampionate. Eseguite le 10000 simulazioni, si è infine proceduto a ricavare la media e i quantili associati a probabilità di non superamento rispettivamente del 2,5 e 97,5% delle 10000 medie dei numeri di record delle N serie di lunghezza n di volta in volta ricampionate. Il fatto che in tutti i grafici seguenti, che mostrano i risultati dell’indagine sui record a scala macroregionale, le medie *bootstrap* siano pressoché sempre coincidenti con la media teorica del numero di record in un periodo di osservazione di n anni, è indice della correttezza delle simulazioni *bootstrap* eseguite.

Riepilogando, nelle figure riportate ai paragrafi seguenti, che mostrano i risultati dell’indagine sui record nei diversi periodi di osservazione per le tre macroregioni omogenee in termini di cambiamenti nell’intensità delle piene individuate negli studi di Blöschl et al. (2019b) e Bertola et al. (2020), si riportano:

- la curva nera continua della media teorica del numero di record in un periodo di osservazione di n anni;
- le curve nere tratteggiate che rappresentano le fasce di confidenza al 95% delle 10000 medie dei numeri di record delle N serie sintetiche di data lunghezza di volta in volta generate con la funzione *rnorm* del programma di calcolo R, ovvero estraendo in modo casuale valori da una distribuzione normale con media nulla e varianza pari a 1 (fasce di confidenza al 95% senza correlazione spaziale tra le serie, $\rho = 0$);
- i punti rossi e il poligono rosso che rappresentano, rispettivamente, le medie e le fasce di confidenza al 95% delle 10000 medie dei numeri di record delle N serie storiche dei massimi annuali di portata di data lunghezza di volta in volta ricampionate con il *bootstrap* (fasce di confidenza al 95% tenendo conto della correlazione spaziale tra le serie, $\rho > 0$);
- i punti blu che esprimono le medie campionarie dei numeri di record delle serie storiche dei massimi annuali di portata di data lunghezza, estratti dal *dataset* europeo secondo le modalità descritte nel Paragrafo 5.1;
- i numeri in colore blu che indicano le dimensioni N dei campioni, ovvero il numero di serie storiche dei massimi annuali di portata di data lunghezza.

5.5.1. Europa nord-occidentale

In Figura 5.35 è mostrato il risultato dell'indagine sui record nell'intero periodo di osservazione per l'Europa nord-occidentale, considerando solo le lunghezze delle serie a cui corrispondono almeno 20 campioni (sopra) o almeno 10 campioni (sotto).

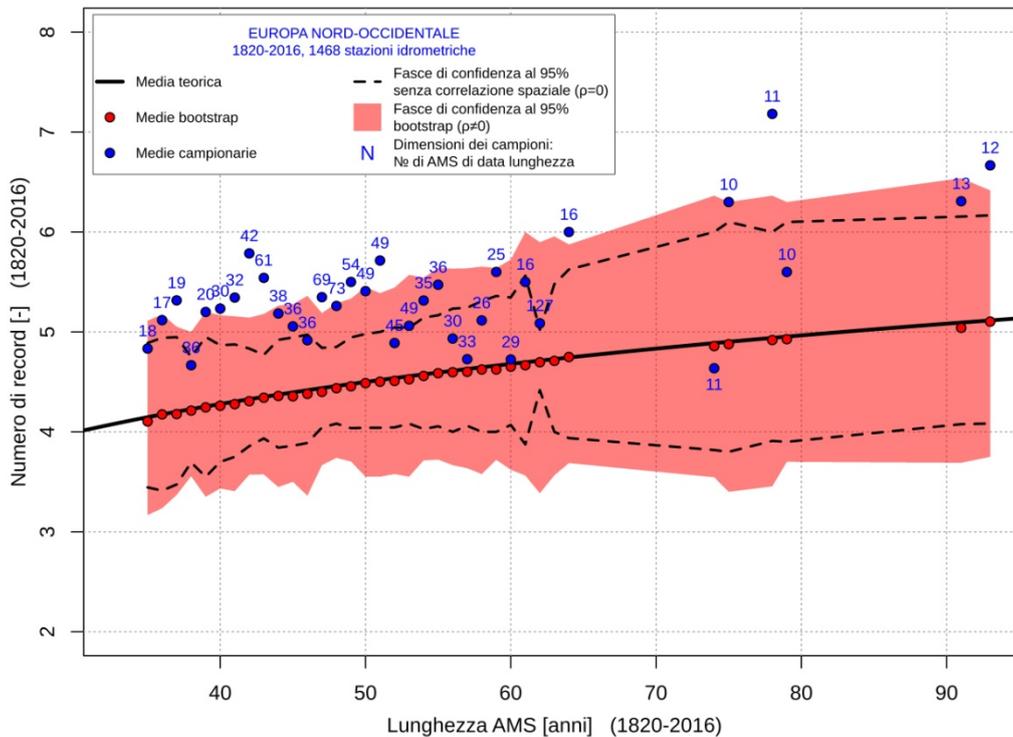
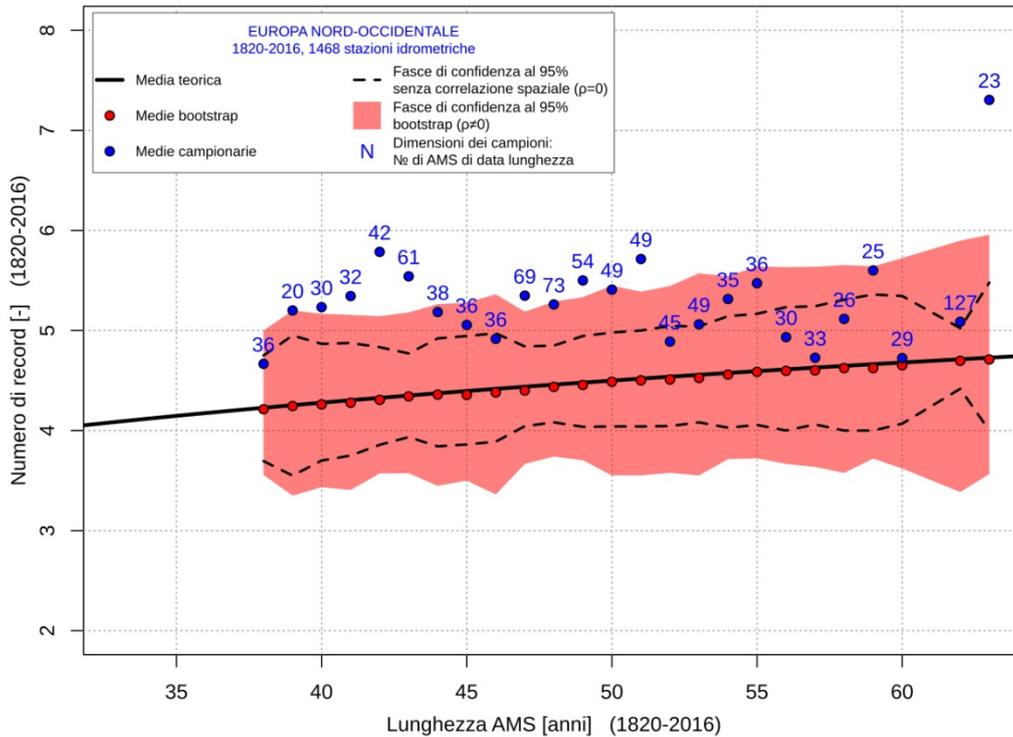


Figura 5.35 Risultato dell'indagine sui record nell'intero periodo di osservazione per l'Europa nord-occidentale, per lunghezze delle serie associate ad almeno 20 (sopra) e almeno 10 campioni (sotto).

Il numero di medie campionarie che cadono al di sopra delle fasce di confidenza al 95% ricavate tenendo conto della correlazione spaziale tra le serie è pari a 9 nel primo grafico e 14 nel secondo. Se ne deduce che, nell'intero periodo di osservazione per l'Europa nord-occidentale, complessivamente si evidenzia una marcata non stazionarietà e che, nello specifico, in alcune serie storiche dei massimi annuali di portata si verifica un aumento significativo della frequenza e dell'intensità degli eventi di piena. Si noti la coerenza con i risultati degli studi precedenti: l'Europa nord-occidentale è, infatti, la macroregione in cui si è osservato un aumento dell'intensità delle piene nel periodo 1960-2010 e in cui si registra un incremento dei contributi unitari di piena record passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016.

In Figura 5.36 è mostrato il risultato dell'indagine sui record nel trentennio 1957-1986 per l'Europa nord-occidentale, considerando solo le lunghezze delle serie a cui corrispondono almeno 20 campioni (sopra) o almeno 10 campioni (sotto).

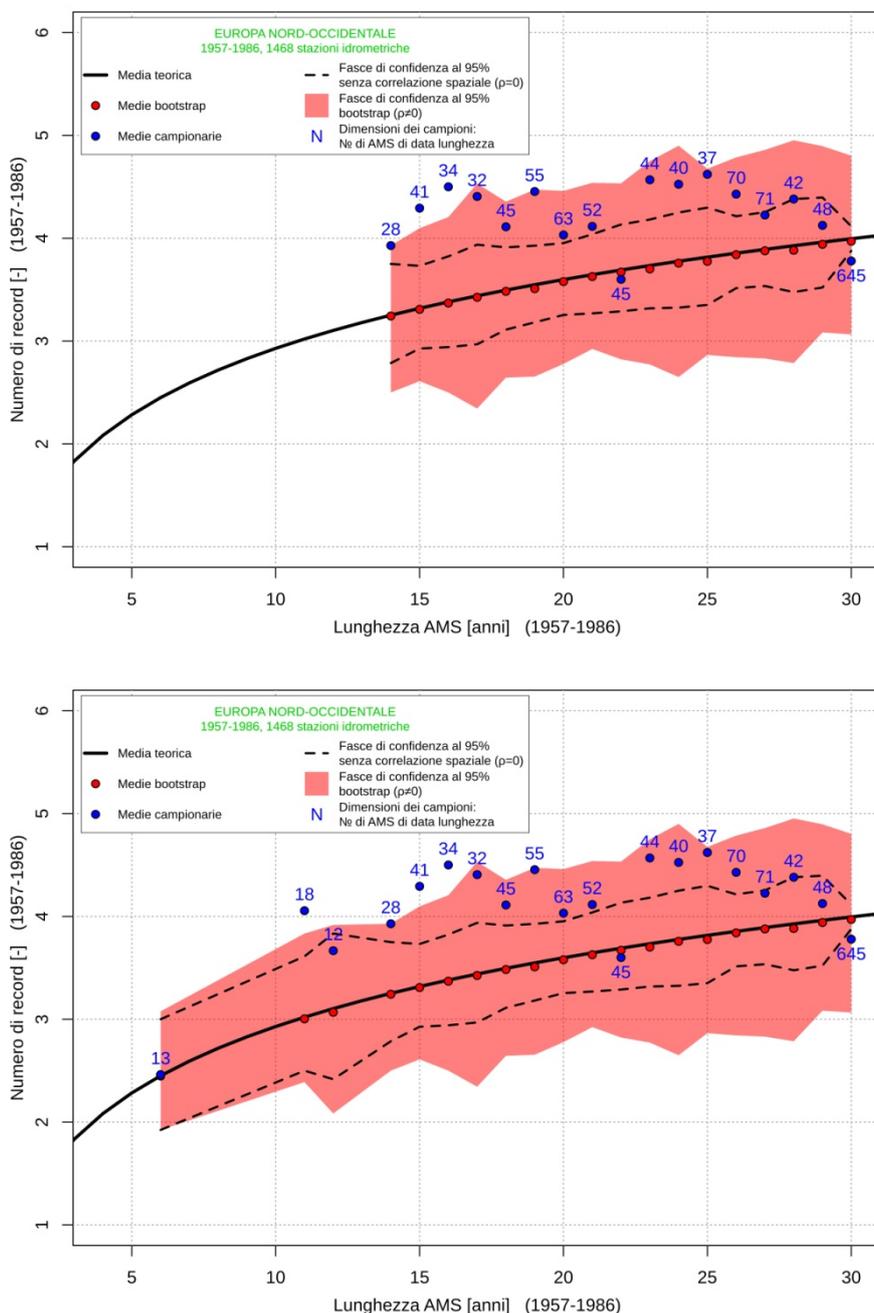


Figura 5.36 Risultato dell'indagine sui record nel trentennio 1957-1986 per l'Europa nord-occidentale, per lunghezze delle serie associate ad almeno 20 (sopra) e almeno 10 campioni (sotto).

Il numero di medie campionarie che cadono al di sopra delle fasce di confidenza al 95% *bootstrap* ($\rho > 0$) è pari a 3 nel primo grafico e 4 nel secondo. Dunque si ha che, nel trentennio 1957-1986 per l'Europa nord-occidentale, complessivamente si evidenzia non stazionarietà e che, nello specifico, in alcune serie storiche dei massimi annuali di portata si verifica un aumento significativo della frequenza e dell'intensità degli eventi di piena.

In Figura 5.37 è mostrato il risultato dell'indagine sui record nel trentennio 1987-2016 per l'Europa nord-occidentale, considerando solo le lunghezze delle serie a cui corrispondono almeno 20 campioni (sopra) o almeno 10 campioni (sotto).

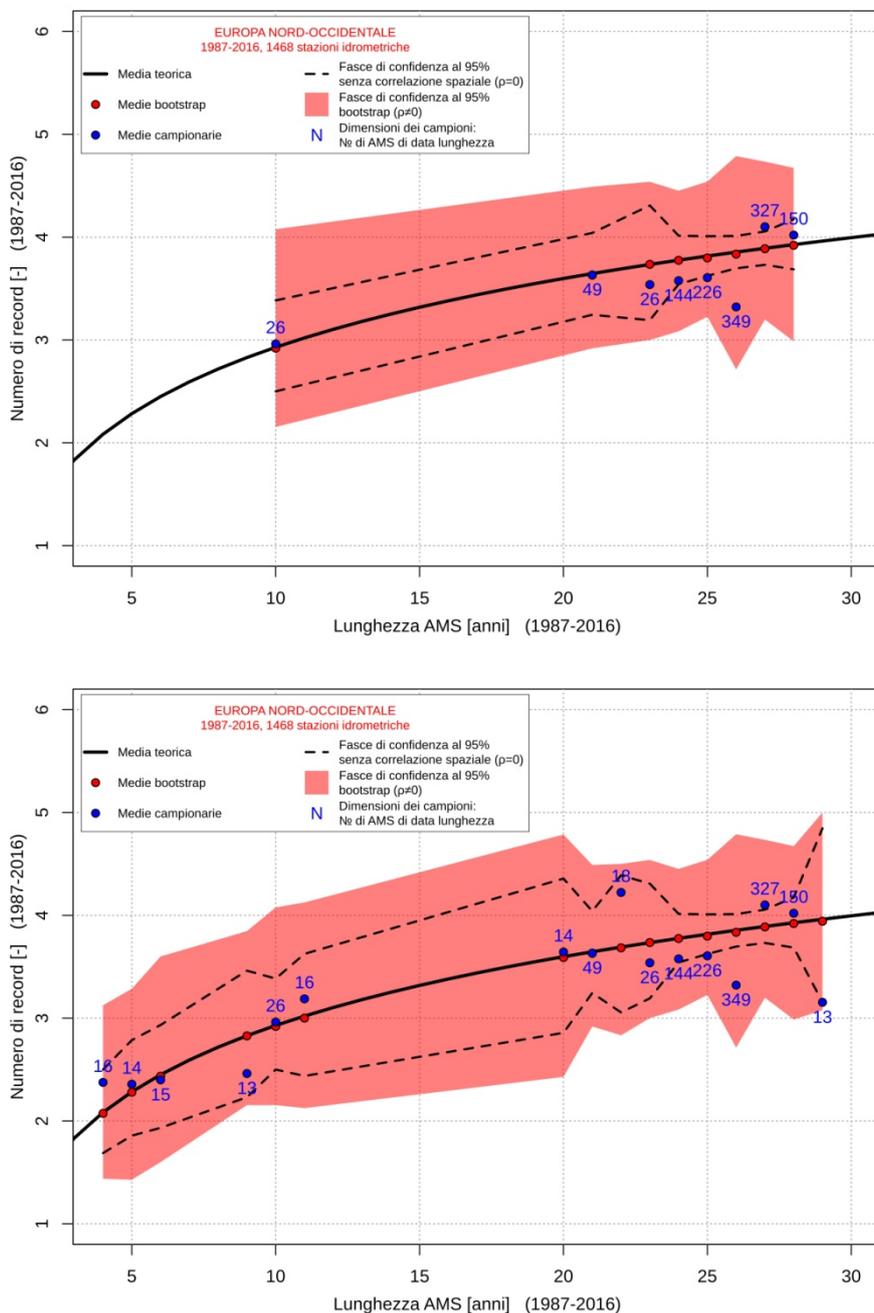


Figura 5.37 Risultato dell'indagine sui record nel trentennio 1987-2016 per l'Europa nord-occidentale, per lunghezze delle serie associate ad almeno 20 (sopra) e almeno 10 campioni (sotto).

Poiché in entrambi i grafici tutte le medie campionarie rientrano nelle fasce di confidenza al 95% *bootstrap* ($\rho > 0$), si può constatare la complessiva stazionarietà delle serie storiche dei massimi annuali di portata nel trentennio 1987-2016 per l'Europa nord-occidentale.

In Figura 5.38 è rappresentato l'andamento del rapporto tra il numero di record e la lunghezza delle serie nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi al variare dell'area dei bacini per l'Europa nord-occidentale. I numeri di eventi di piena in cui si è stabilito un nuovo record nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016, in questo caso, sono stati ricavati senza perdere memoria delle piene record osservate prima dell'inizio dei sottoperiodi in questione, secondo le modalità descritte nel Paragrafo 5.1.

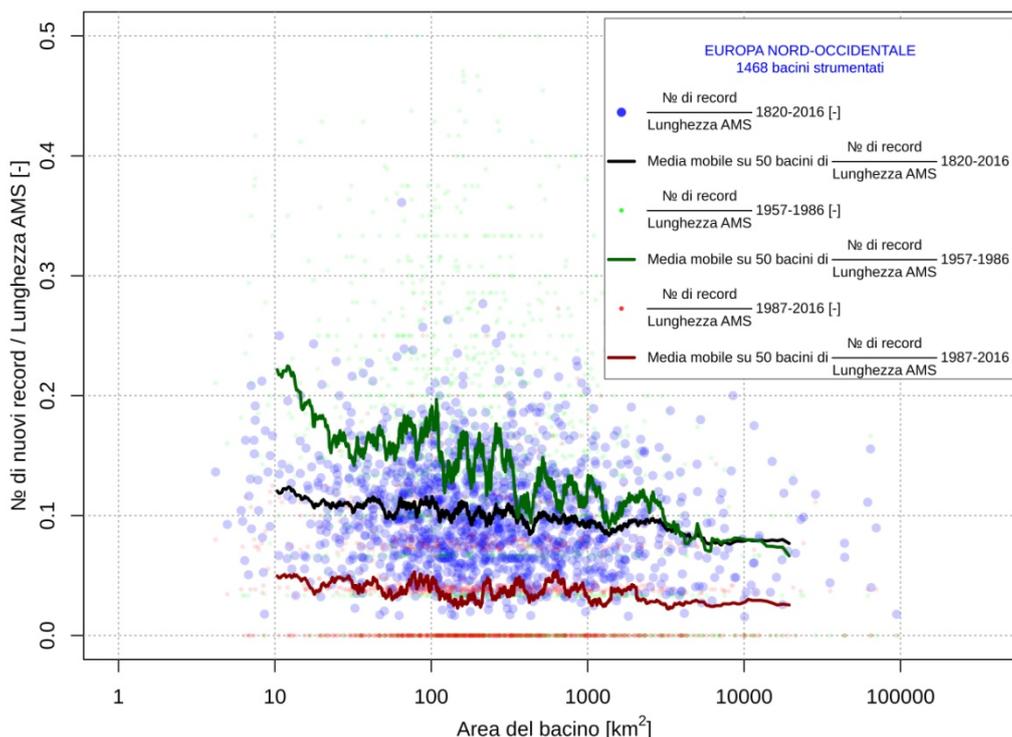


Figura 5.38 Andamento del rapporto tra il numero di record e la lunghezza delle serie nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi al variare dell'area dei bacini per l'Europa nord-occidentale.

L'andamento decrescente delle curve a media mobile nei diversi periodi di osservazione rivela come i bacini di dimensioni minori abbiano registrato un numero di record in media superiore, in relazione alla lunghezza delle serie, rispetto ai bacini di dimensioni maggiori, soprattutto nel trentennio 1957-1986. I bacini più piccoli sono quindi generalmente più sensibili all'aumento della frequenza e dell'intensità degli eventi di piena che si verifica nell'Europa nord-occidentale. Si noti poi come la curva a media mobile su 50 bacini relativa al trentennio 1987-2016 (in rosso) sia collocata sempre molto al di sotto della curva a media mobile su 50 bacini relativa al trentennio 1957-1986 (in verde). Se ne deduce che, mediamente, i numeri di record nell'Europa nord-occidentale diminuiscono drasticamente, in relazione alle lunghezze delle serie, passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016, tanto per i bacini più piccoli quanto per i bacini più grandi.

5.5.2. Europa meridionale

In Figura 5.39 è mostrato il risultato dell'indagine sui record nell'intero periodo di osservazione per l'Europa meridionale, considerando solo le lunghezze delle serie a cui corrispondono almeno 20 campioni (sopra) o almeno 10 campioni (sotto).

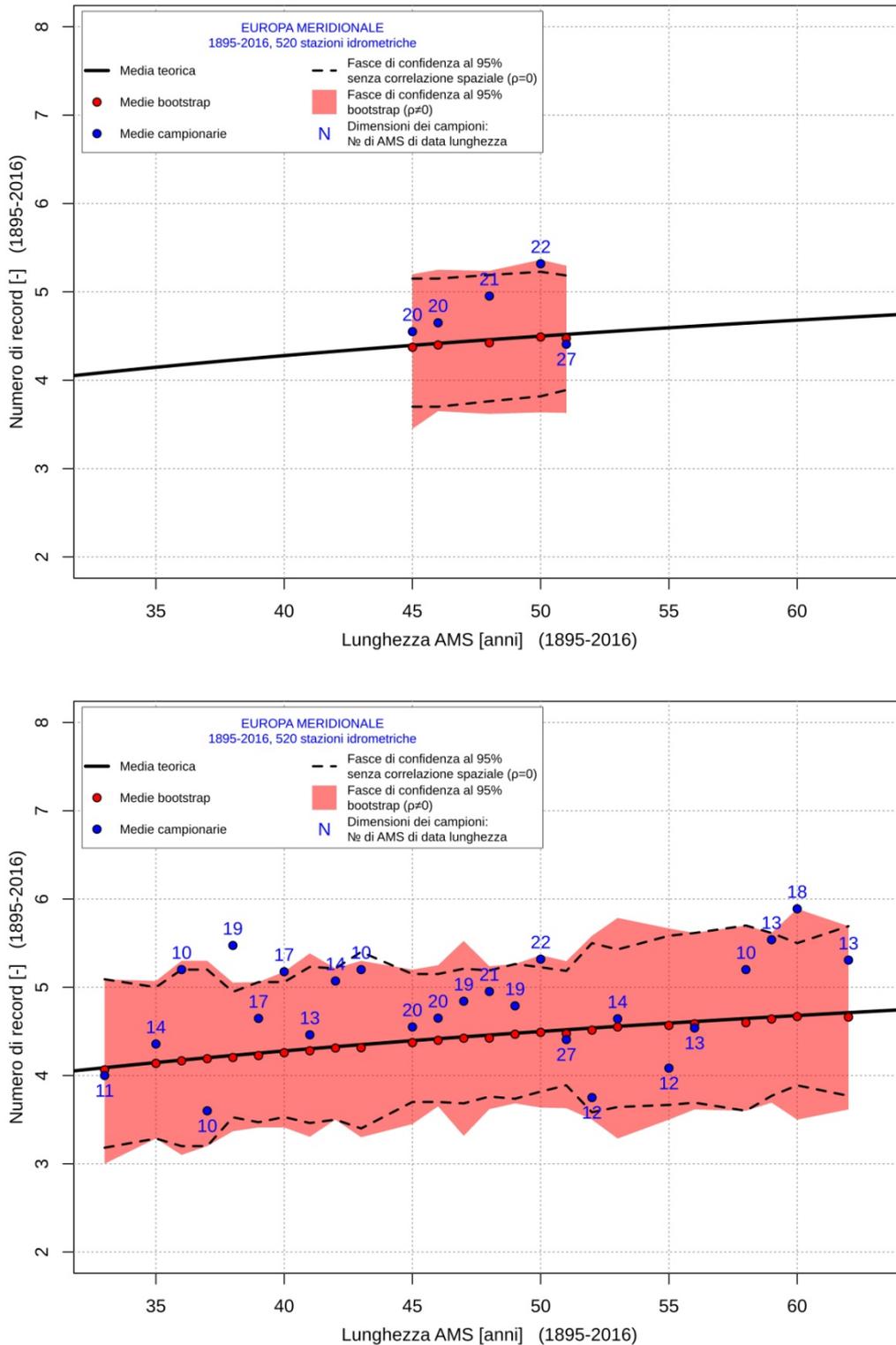


Figura 5.39 Risultato dell'indagine sui record nell'intero periodo di osservazione per l'Europa meridionale, per lunghezze delle serie associate ad almeno 20 (sopra) e almeno 10 campioni (sotto).

Il numero di medie campionarie che cadono al di sopra delle fasce di confidenza al 95% ricavate tenendo conto della correlazione spaziale tra le serie è pari a 0 nel primo grafico e 3 nel secondo. Tale risultato evidenzia la presenza di non stazionarietà per specifiche lunghezze campionarie delle serie nell'intero periodo di osservazione per l'Europa meridionale. Queste non stazionarietà, laddove presenti, sembrano associate a un aumento della frequenza e dell'intensità degli eventi di piena. Si noti l'incoerenza con i risultati degli studi precedenti: l'Europa meridionale è, infatti, una delle due macroregioni in cui si è osservata una diminuzione dell'intensità delle piene nel periodo 1960-2010 e in cui si registra una riduzione dei contributi unitari di piena record passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016.

In Figura 5.40 è mostrato il risultato dell'indagine sui record nel trentennio 1957-1986 per l'Europa meridionale, considerando solo le lunghezze delle serie a cui corrispondono almeno 20 campioni (sopra) o almeno 10 campioni (sotto).

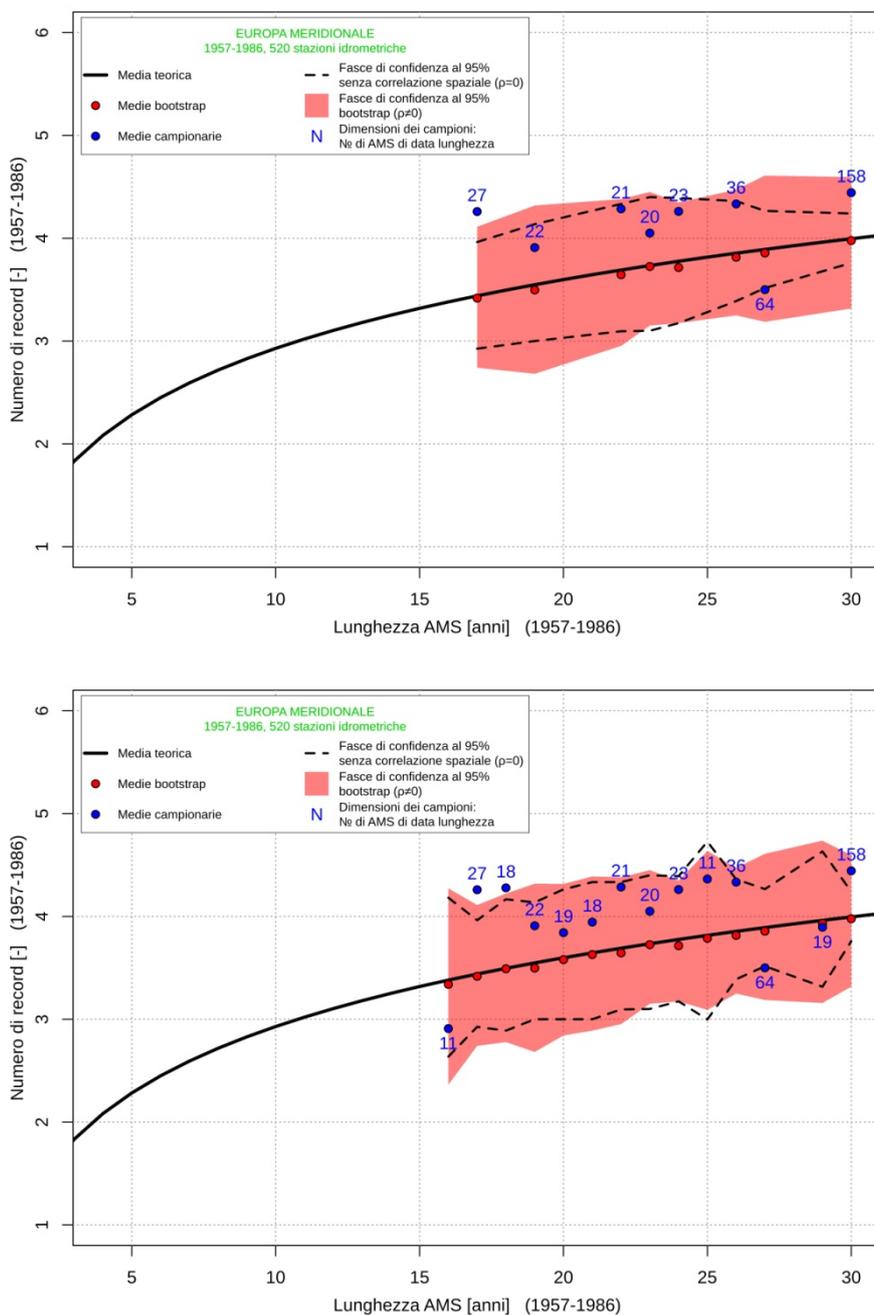


Figura 5.40 Risultato dell'indagine sui record nel trentennio 1957-1986 per l'Europa meridionale, per lunghezze delle serie associate ad almeno 20 (sopra) e almeno 10 campioni (sotto).

Il numero di medie campionarie che cadono al di sopra delle fasce di confidenza al 95% *bootstrap* ($\rho > 0$) è pari a 1 nel primo grafico e 2 nel secondo. Tale risultato evidenzia la presenza di non stazionarietà per specifiche lunghezze campionarie delle serie nel trentennio 1957-1986 per l'Europa meridionale. Queste non stazionarietà, laddove presenti, sembrano associate a un aumento della frequenza e dell'intensità delle piene.

In Figura 5.41 è mostrato il risultato dell'indagine sui record nel trentennio 1987-2016 per l'Europa meridionale, considerando solo le lunghezze delle serie a cui corrispondono almeno 20 campioni (sopra) o almeno 10 campioni (sotto).

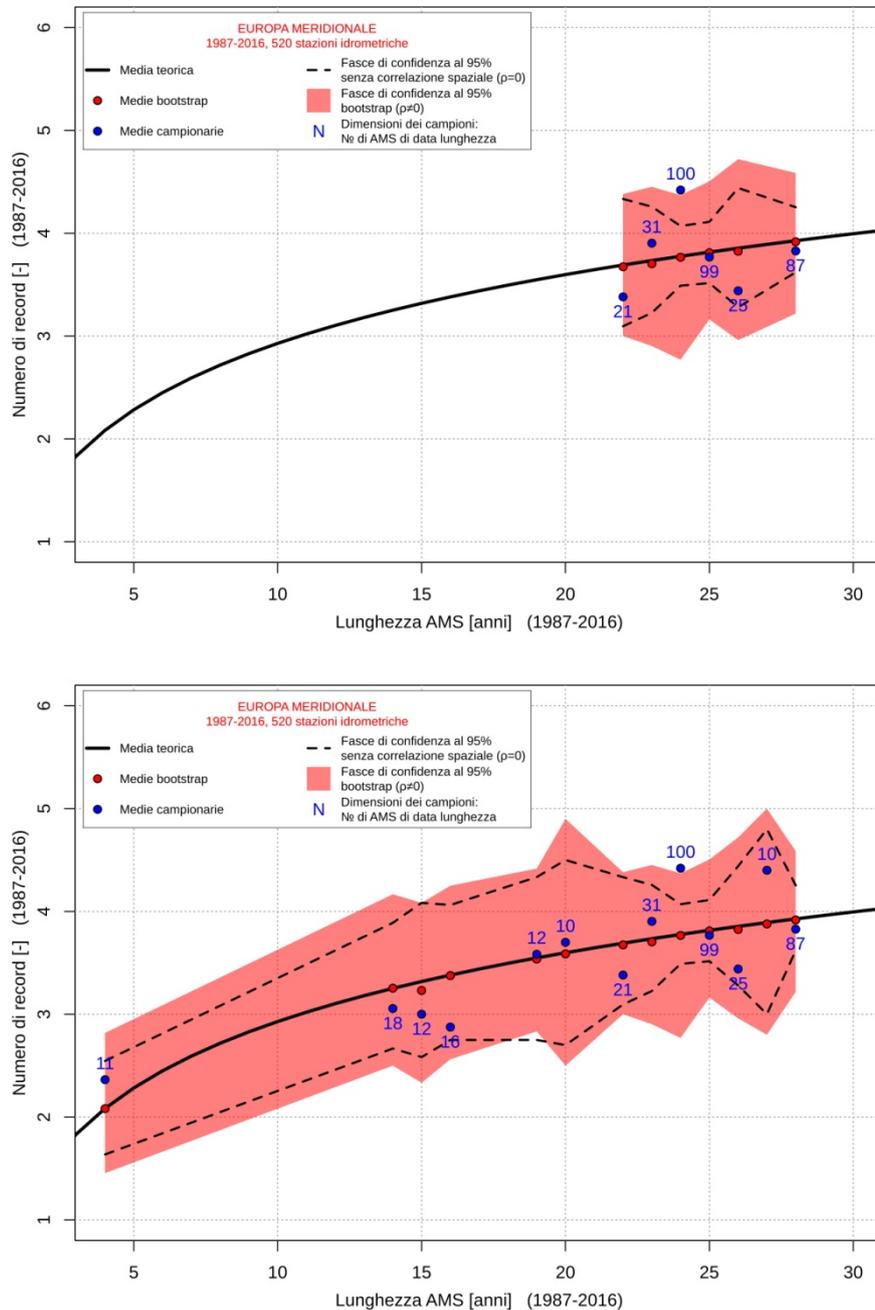


Figura 5.41 Risultato dell'indagine sui record nel trentennio 1987-2016 per l'Europa meridionale, per lunghezze delle serie associate ad almeno 20 (sopra) e almeno 10 campioni (sotto).

Il numero di medie campionarie che cadono al di sopra delle fasce di confidenza al 95% *bootstrap* ($\rho > 0$) è pari a 1 in entrambi i grafici. Tale risultato evidenzia la presenza di non stazionarietà per specifiche lunghezze campionarie delle serie nel trentennio 1987-2016 per l'Europa meridionale. Queste non stazionarietà, laddove presenti, sembrano associate a un aumento della frequenza e dell'intensità degli eventi di piena.

In Figura 5.42 è rappresentato l'andamento del rapporto tra il numero di record e la lunghezza delle serie nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi al variare dell'area dei bacini per l'Europa meridionale. I numeri di eventi di piena in cui si è stabilito un nuovo record nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016, in questo caso, sono stati ricavati senza perdere memoria delle piene record osservate prima dell'inizio dei sottoperiodi in questione, secondo le modalità descritte nel Paragrafo 5.1.

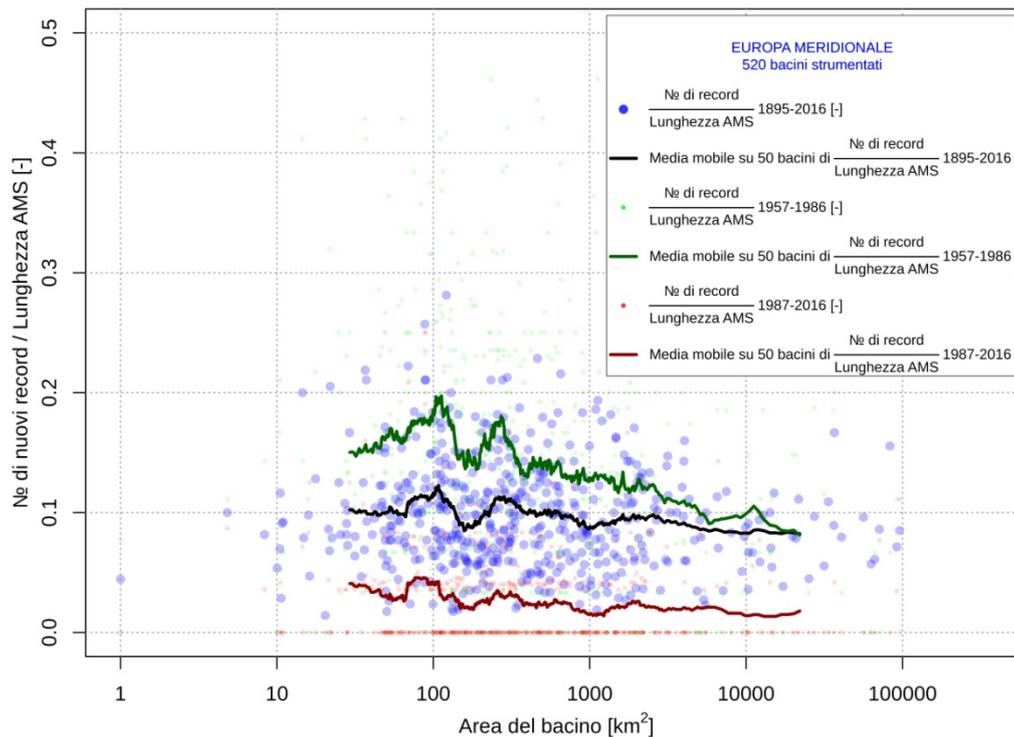


Figura 5.42 Andamento del rapporto tra il numero di record e la lunghezza delle serie nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi al variare dell'area dei bacini per l'Europa meridionale.

Valgono le considerazioni fatte per l'Europa nord-occidentale: i bacini di dimensioni minori hanno registrato un numero di record in media superiore, in relazione alla lunghezza delle serie, rispetto ai bacini di dimensioni maggiori, soprattutto nel trentennio 1957-1986. Inoltre si ha che, mediamente, i numeri di record nell'Europa meridionale diminuiscono drasticamente, in relazione alle lunghezze delle serie, passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016, tanto per i bacini più piccoli quanto per i bacini più grandi.

5.5.3. Europa orientale

In Figura 5.43 è mostrato il risultato dell'indagine sui record nell'intero periodo di osservazione per l'Europa orientale, considerando solo le lunghezze delle serie a cui corrispondono almeno 20 campioni (sopra) o almeno 10 campioni (sotto).

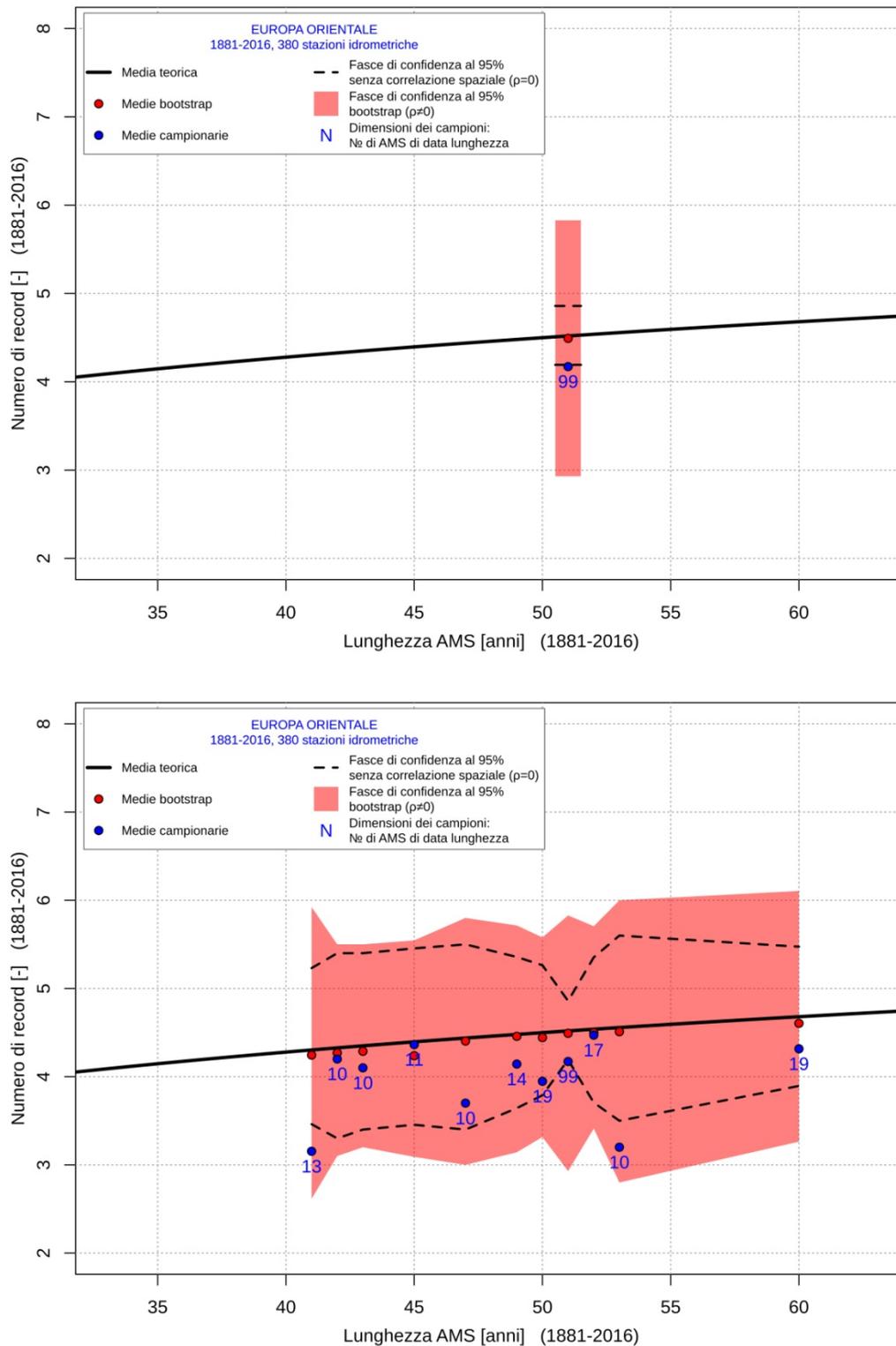


Figura 5.43 Risultato dell'indagine sui record nell'intero periodo di osservazione per l'Europa orientale, per lunghezze delle serie associate ad almeno 20 (sopra) e almeno 10 campioni (sotto).

Poiché in entrambi i grafici tutte le medie campionarie rientrano nelle fasce di confidenza al 95% *bootstrap* ($\rho > 0$), si ha che, nell'intero periodo di osservazione per l'Europa orientale, si evidenzia la sostanziale stazionarietà delle serie storiche dei massimi annuali di portata. Si noti l'incongruenza con i risultati degli studi precedenti: l'Europa orientale è, infatti, una delle due macroregioni in cui si è osservata una diminuzione dell'intensità delle piene nel periodo 1960-2010 e in cui si registra una riduzione dei contributi unitari di piena record passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016.

Si noti, tuttavia, come le fasce di confidenza al 95% ricavate tenendo conto della correlazione spaziale tra le serie ($\rho > 0$) siano più ampie di quelle senza correlazione spaziale ($\rho = 0$) e come il numero di medie campionarie che, pur rientrando nelle prime, cadono all'esterno e, in particolare, al di sotto delle seconde sia pari a 1 nel primo grafico e 3 nel secondo. Se si trascurasse la correlazione spaziale tra le serie, dunque, si concluderebbe erroneamente che nell'Europa orientale non c'è stazionarietà e che, nello specifico, in alcune serie storiche dei massimi annuali di portata si verifica una diminuzione significativa della frequenza e dell'intensità degli eventi di piena.

In Figura 5.44 è mostrato il risultato dell'indagine sui record nel trentennio 1957-1986 per l'Europa orientale, considerando solo le lunghezze delle serie a cui corrispondono almeno 20 campioni (sopra) o almeno 10 campioni (sotto).

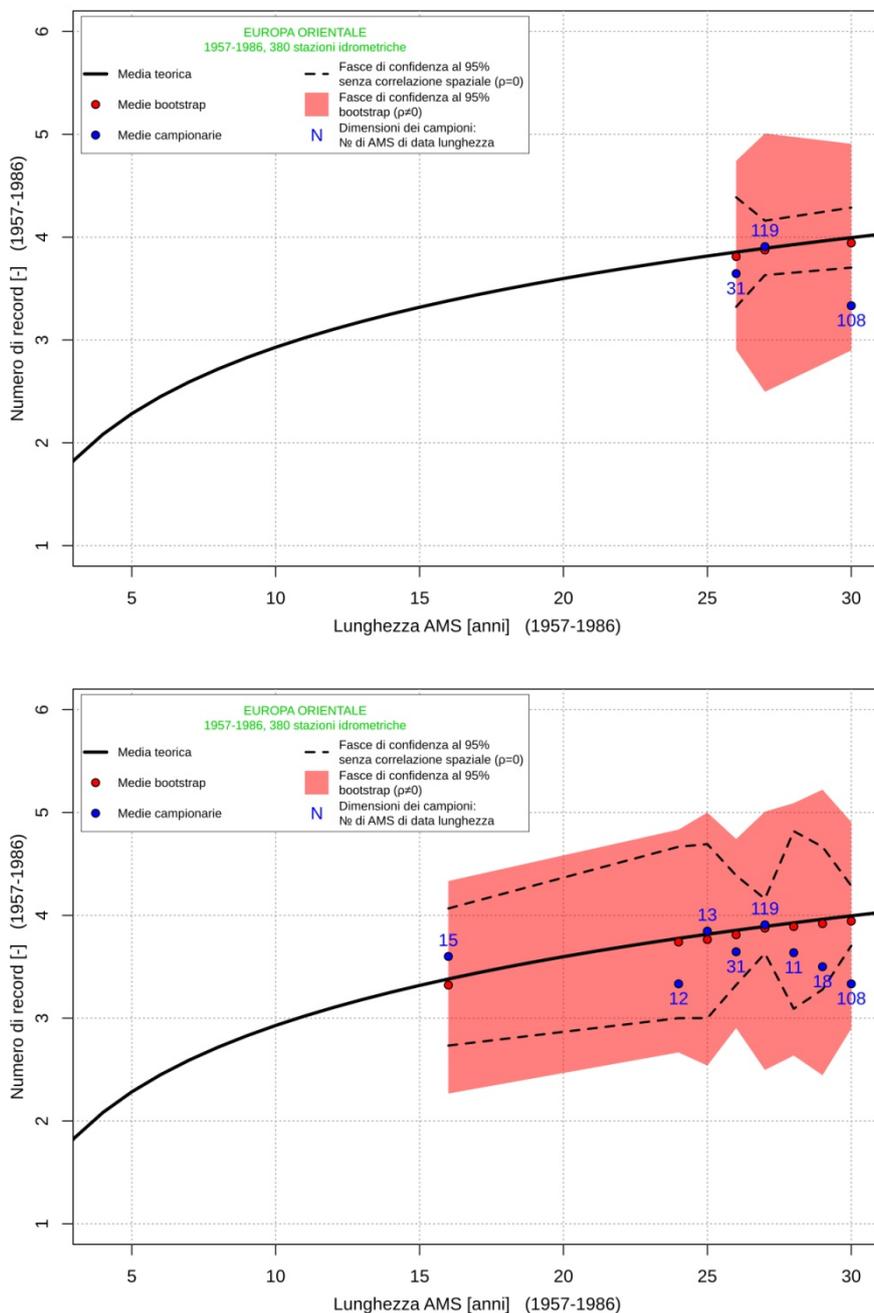


Figura 5.44 Risultato dell'indagine sui record nel trentennio 1957-1986 per l'Europa orientale, per lunghezze delle serie associate ad almeno 20 (sopra) e almeno 10 campioni (sotto).

Poiché in entrambi i grafici tutte le medie campionarie rientrano nelle fasce di confidenza al 95% *bootstrap* ($\rho > 0$), si ha che, nel trentennio 1957-1986 per l'Europa orientale, si evidenzia la sostanziale stazionarietà delle serie storiche dei massimi annuali di portata.

In Figura 5.45 è mostrato il risultato dell'indagine sui record nel trentennio 1987-2016 per l'Europa orientale, considerando solo le lunghezze delle serie a cui corrispondono almeno 20 campioni (sopra) o almeno 10 campioni (sotto).

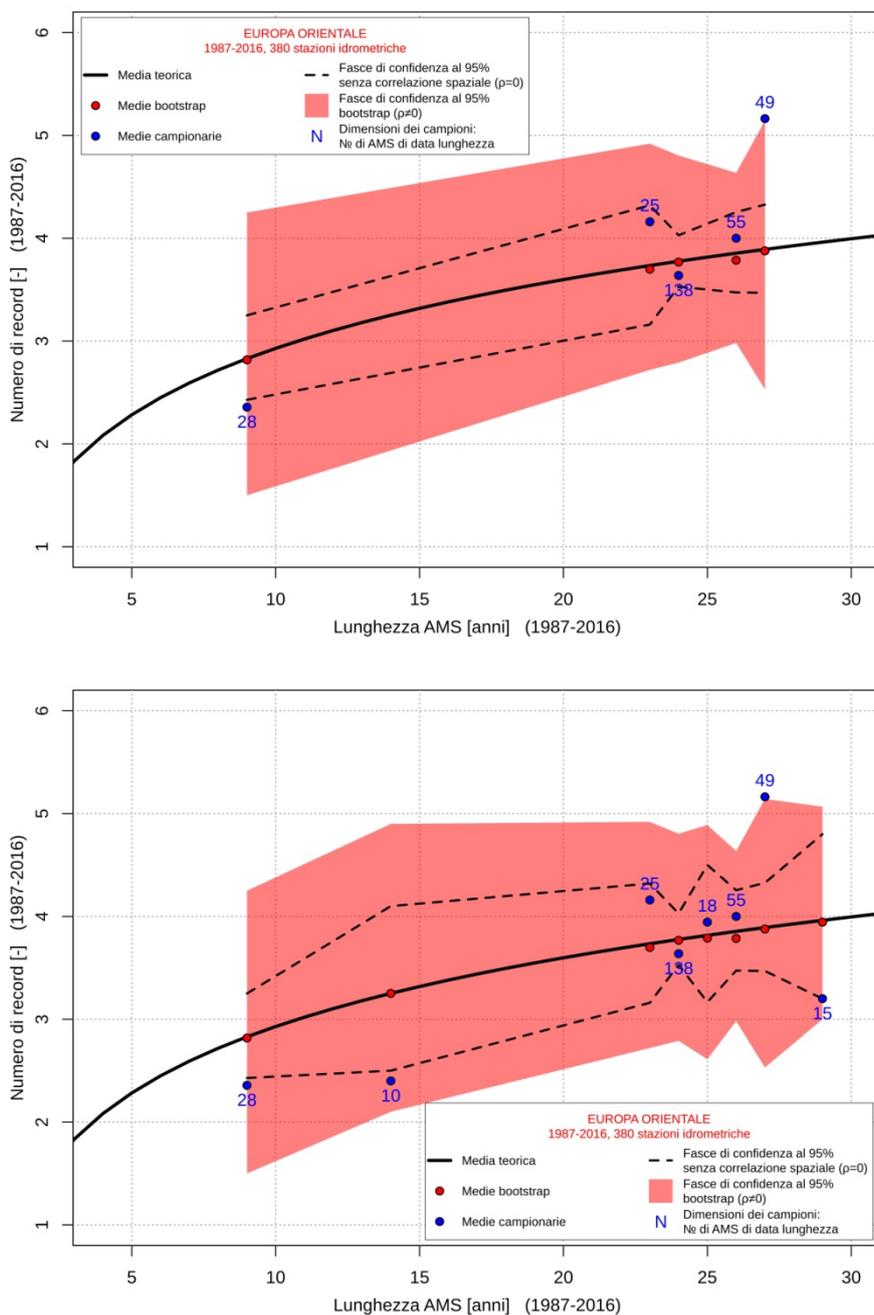


Figura 5.45 Risultato dell'indagine sui record nel trentennio 1987-2016 per l'Europa orientale, per lunghezze delle serie associate ad almeno 20 (sopra) e almeno 10 campioni (sotto).

Il numero di medie campionarie che cadono al di sopra delle fasce di confidenza al 95% *bootstrap* ($\rho > 0$) è pari a 1 in entrambi i grafici. Tale risultato evidenzia la presenza di non stazionarietà per specifiche lunghezze campionarie delle serie nel trentennio 1987-2016 per l'Europa orientale. Queste non stazionarietà, laddove presenti, sembrano associate a un aumento della frequenza e dell'intensità degli eventi di piena.

In Figura 5.46 è rappresentato l'andamento del rapporto tra il numero di record e la lunghezza delle serie nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi al variare dell'area dei bacini per l'Europa orientale. I numeri di eventi di piena in cui si è stabilito un nuovo record nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016, in questo caso, sono stati ricavati senza perdere memoria delle piene record osservate prima dell'inizio dei sottoperiodi in questione, secondo le modalità descritte nel Paragrafo 5.1.

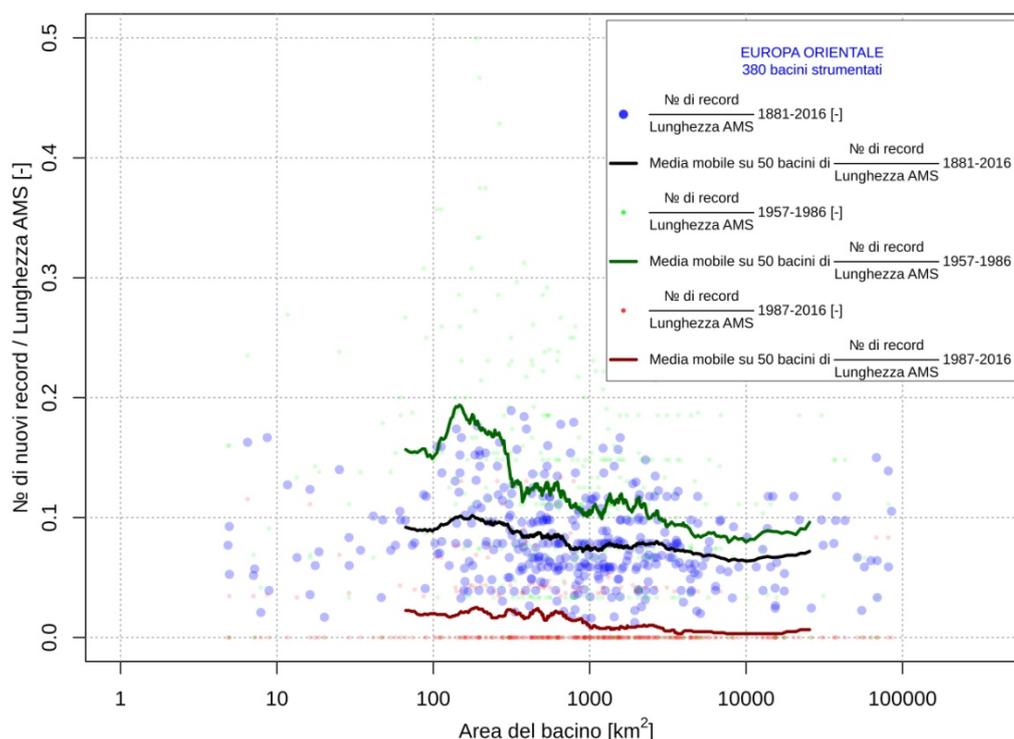


Figura 5.46 Andamento del rapporto tra il numero di record e la lunghezza delle serie nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi al variare dell'area dei bacini per l'Europa orientale.

Valgono ancora una volta le considerazioni fatte per l'Europa nord-occidentale: i bacini di dimensioni minori hanno registrato un numero di record in media superiore, in relazione alla lunghezza delle serie, rispetto ai bacini di dimensioni maggiori, soprattutto nel trentennio 1957-1986. Inoltre si ha che, mediamente, i numeri di record nell'Europa orientale diminuiscono drasticamente, in relazione alle lunghezze delle serie, passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016, tanto per i bacini più piccoli quanto per i bacini più grandi.

6. INTERPOLAZIONE GEOSTATISTICA DEI CONTRIBUTI UNITARI DI PIENA RECORD SU LARGA SCALA

Per “trasferire” l’informazione idrometrica, nello specifico i contributi unitari di piena record nell’intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016, dai bacini strumentati ai bacini non strumentati si è scelto di impiegare il *Top-kriging*, un metodo geostatistico di interpolazione delle osservazioni idrometriche che, come dettagliato al Capitolo 4, lavora su supporto areale coincidente con il bacino idrografico sotteso da una determinata sezione fluviale e tiene conto delle dimensioni, della mutua posizione e dell’eventuale struttura annidata dei bacini.

6.1. Impostazione del codice per l’applicazione del *Top-kriging*

Utilizzando il programma di calcolo R si è realizzato un codice per l’applicazione del *Top-kriging* sull’Europa centrale e a scala europea.

Poiché i contributi unitari di piena record $\frac{Q_{max}}{A}$ mostrano uno spiccato legame con le aree A dei bacini, diminuendo all’aumentare di esse con un andamento iperbolico, e poiché il *Top-kriging* richiede invece di lavorare su variabili idrologiche che non siano funzione dell’area dei bacini, si è innanzitutto proceduto alla standardizzazione dei contributi unitari di piena record. Considerando che $Q_{max} = KA^\xi$, si è in particolare ricavato i contributi unitari di piena record standardizzati $\left(\frac{Q_{max}}{A}\right)_{stand}$ mediante l’espressione:

$$\left(\frac{Q_{max}}{A}\right)_{stand} = \frac{Q_{max}/A}{A^b}$$

dove $b = \xi - 1$ rappresenta la pendenza della retta di regressione che esprime il legame tra i contributi unitari di piena record e le aree dei bacini su un piano bilogarithmico:

$$\ln\left(\frac{Q_{max}}{A}\right) = \ln(KA^{\xi-1}) = \ln(K) + (\xi - 1) \ln(A) = a + b \ln(A)$$

La procedura di calcolo per l'applicazione del *Top-kriging*, come già accennato, è disponibile attraverso il pacchetto *rtop* sviluppato in ambiente R (Skøien et al., 2014).

Mediante la funzione *createRtopObject* del pacchetto *rtop* si è in primo luogo specificato quali fossero i bacini strumentati e i bacini non strumentati da utilizzare per l'interpolazione geostatistica, oltre che le osservazioni idrometriche da stimare, ovvero i contributi unitari di piena record standardizzati nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016. Si sono dunque impostati i valori dei parametri elencati in Tabella 6.1 per l'applicazione del *Top-kriging*.

Parametro	Valore del parametro
<i>nmax</i>	6
<i>maxdist</i>	400 km
<i>gDist</i>	<i>TRUE</i>
<i>rresol</i>	500
<i>wlim</i>	1
<i>wlimMethod</i>	"neg"
<i>nugget</i>	<i>TRUE</i>
<i>partialOverlap</i>	<i>TRUE</i>

Tabella 6.1 Set di parametri utilizzato per l'applicazione del *Top-kriging*.

nmax è il numero di bacini strumentati "vicini" che contribuiscono alla stima del contributo unitario di piena record standardizzato per ciascun bacino non strumentato, parametro meglio noto come "vicinaggio". *nmax* è stato fissato pari a 6 in accordo con le risultanze delle analisi di sensitività delle prestazioni del metodo eseguite in studi precedenti (ad es. Pugliese, 2016), che mostrano come impostando tale valore del parametro si possano ottenere le migliori prestazioni. *maxdist* è la distanza massima tra ciascun bacino non strumentato per il quale si vuole effettuare la stima e i bacini strumentati "vicini" utilizzati per l'interpolazione. *maxdist* è stato posto pari a 400 km per tener conto dell'estrema variabilità in termini di copertura spaziale e densità spaziale delle stazioni idrometriche e, di conseguenza, dei bacini strumentati.

gDist e *rresol* sono i due parametri che influenzano maggiormente i tempi e la velocità di calcolo. Impostando *gDist=TRUE*, in particolare, si ha che il *Top-kriging*, anziché calcolare il variogramma regolarizzato considerando le distanze euclidee tra tutte le coppie di punti della griglia di discretizzazione appartenenti rispettivamente a due diversi bacini, ricava il variogramma regolarizzato prendendo in considerazione solo la cosiddetta distanza di

“Ghosh” (o distanza geostatistica), ovvero la distanza media tra i due diversi bacini (Gottschalk et al., 2011). Ciò rende la stima del variogramma regolarizzato matematicamente più semplice e più veloce dal punto di vista computazionale, riducendo drasticamente i tempi di calcolo senza compromettere la qualità e la correttezza dei risultati dell’interpolazione (Skøien et al., 2014). *rresol* è il numero minimo accettabile di punti di calcolo all’interno di ciascun supporto areale coincidente con il bacino idrografico sotteso da una determinata sezione fluviale. *rresol* è stato fissato pari a 500, valore elevato scelto al fine di garantire una discretizzazione ottimale, anche e soprattutto in corrispondenza dei bacini di minori dimensioni.

wlim definisce un limite superiore per la norma dei ponderatori, ovvero per la somma dei loro valori assoluti. *wlim* è stato posto pari a 1 per limitare eventuali problemi numerici dovuti a valori molto elevati dei ponderatori, sia positivi che negativi. Impostando *wlimMethod="neg"* in particolare si utilizza un metodo che riduce maggiormente i ponderatori negativi. Ciò è fondamentale per evitare di stimare contributi unitari di piena record standardizzati negativi e dunque privi di significato fisico, che potrebbero essere il risultato di una media ponderata nella quale i pesi negativi abbiano un’influenza significativa.

Si è poi impostato *nugget=TRUE* per stimare il *nugget* poiché è verosimile che molte variabili idrologiche possano avere un cosiddetto “effetto pepita” (o *nugget*) che rappresenti la variabilità a scale più piccole della distanza tra punti di calcolo (si veda il Capitolo 4 per maggiori dettagli). Si è inoltre impostato *partialOverlap=TRUE* per tener conto del fatto che in alcuni casi i bacini annidati possono presentare aree non perfettamente sovrapposte a causa di imprecisioni nelle linee di spartiacque dei bacini idrografici disponibili.

Per quanto riguarda tutti gli altri parametri, sono stati mantenuti i valori di default.

Mediante la funzione *rtopKrige* del pacchetto *rtop* è stata eseguita l’interpolazione e sono quindi stati stimati con il *Top-kriging* i contributi unitari di piena record standardizzati, dapprima nell’intero periodo di osservazione e poi nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016. Questi ultimi sono stati moltiplicati per A^b in modo da ottenere i contributi unitari di piena record di interesse nei bacini non strumentati.

In questa sede, si è quindi sviluppata in linguaggio R una funzione per la determinazione, per ciascun bacino strumentato e non strumentato, dei bacini immediatamente a valle e a monte e si è proceduto alla verifica della coerenza dei contributi unitari di piena record

stimati per i bacini annidati con l'obiettivo di garantire un andamento crescente di questi ultimi a mano a mano che ci si muova da valle verso monte lungo ciascun corso d'acqua. Il contributo unitario di piena record interpolato in ciascun bacino non strumentato deve dunque essere in primo luogo maggiore o uguale di quello osservato o stimato nel bacino immediatamente a valle e in secondo luogo minore o uguale di quello registrato nel primo bacino strumentato a monte. I contributi unitari di piena record interpolati che non rispettassero tali condizioni sono pertanto stati posti pari a quelli osservati o stimati nei bacini immediatamente a valle oppure a quelli registrati nei primi bacini strumentati a monte. Questa verifica della coerenza per i bacini annidati ha prodotto la modifica di ben 1001 contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione, 1068 nel trentennio 1957-1986 e 1099 nel trentennio 1987-2016 sui 5081 complessivamente stimati con il *Top-kriging* per ciascun periodo di osservazione nell'Europa centrale (v. Capitolo 2). A tal proposito, è importante evidenziare il principale limite insito nell'interpolazione di questa tipologia di variabili idrologiche, stante nel fatto che le stime nei bacini non strumentati sono ottenute utilizzando contributi unitari di piena record osservati in anni anche molto diversi tra loro nell'arco di ciascun periodo di osservazione considerato. Si è infine ricavato, per ciascun bacino non strumentato, il rapporto tra i contributi unitari di piena record stimati rispettivamente nel trentennio 1987-2016 e nel trentennio 1957-1986 con l'obiettivo di produrre mappe che descrivano l'evoluzione dei contributi unitari di piena record nell'Europa centrale e a scala europea passando da un trentennio all'altro.

Nell'ambito delle attività della presente Tesi è stata impostata anche un'applicazione del *Top-kriging* a scala europea, con riferimento all'intero *layer* di bacini idrografici reso disponibile dal JRC (v. Capitolo 2). Per motivi legati alle tempistiche di calcolo richieste dalla procedura applicata a un'area così estesa, i risultati non sono stati perfezionati in tempo utile per essere inclusi nel presente documento. Futuri studi potranno comunque trarre beneficio dalle analisi impostate in questa sede. Si riporta di seguito l'applicazione della procedura con riferimento alla zona dell'Europa centrale identificata al Capitolo 2.

6.2. Applicazione del *Top-kriging* sull'Europa centrale: discussione e interpretazione dei risultati

Poiché la qualità e la correttezza dei risultati dell'interpolazione dipendono in gran parte dalla densità dei siti strumentati, si è in prima istanza applicato il *Top-kriging* sull'Europa centrale, dove le stazioni idrometriche sono caratterizzate da densità spaziale significativamente più elevata rispetto al resto d'Europa. La copertura spaziale estremamente omogenea dei bacini non strumentati disponibili in questa regione ha consentito di fornire una rappresentazione spaziale continua dell'evoluzione dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016.

In Figura 6.1 è mostrato il risultato dell'interpolazione dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione mediante un confronto tra i valori osservati nei bacini strumentati (sopra) e gli stessi insieme ai valori stimati nei bacini non strumentati (sotto).

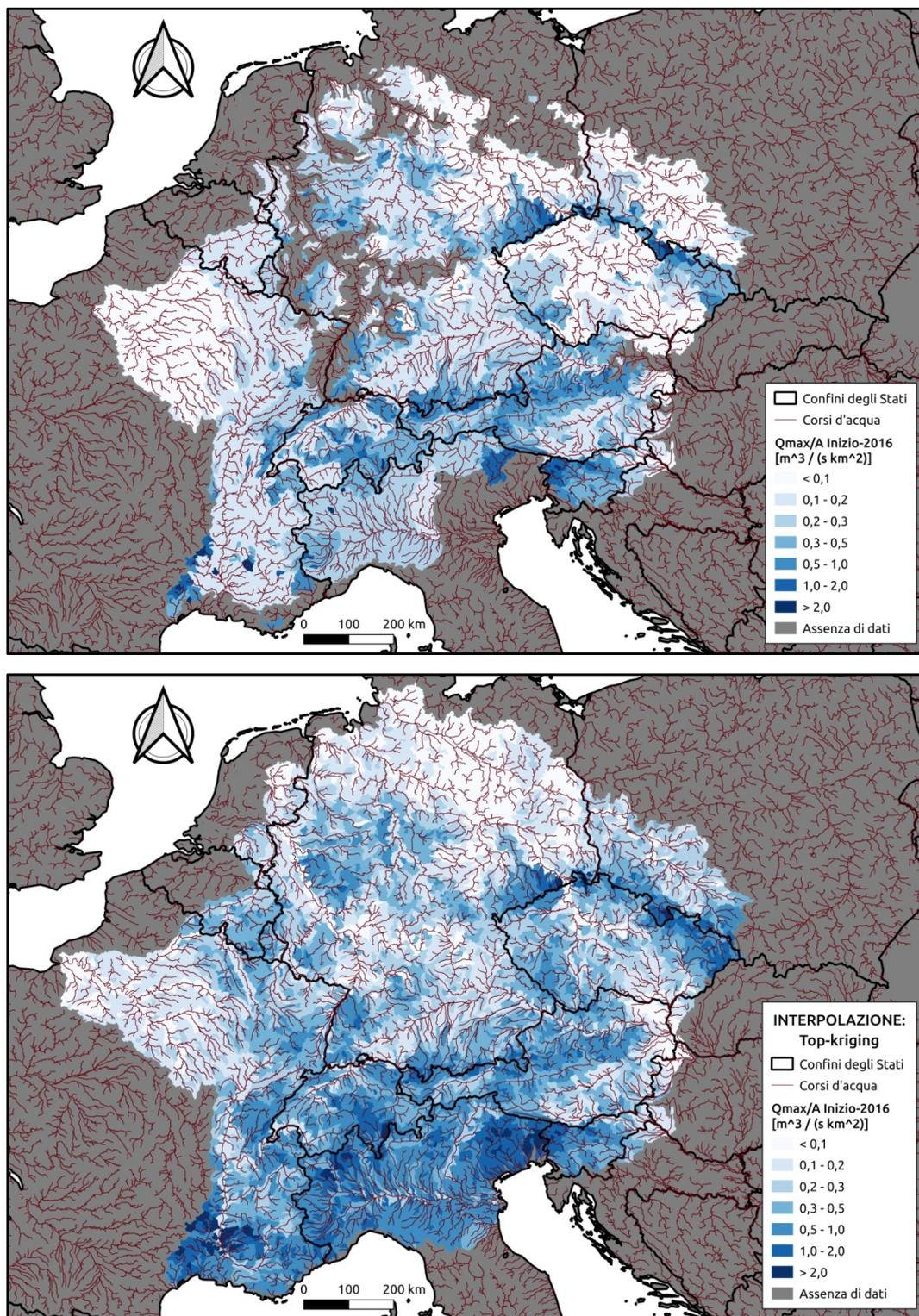


Figura 6.1 Risultato dell'interpolazione geostatistica con il *Top-kriging* dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione.

In Figura 6.2 è rappresentato l'andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione al variare dell'area dei bacini.

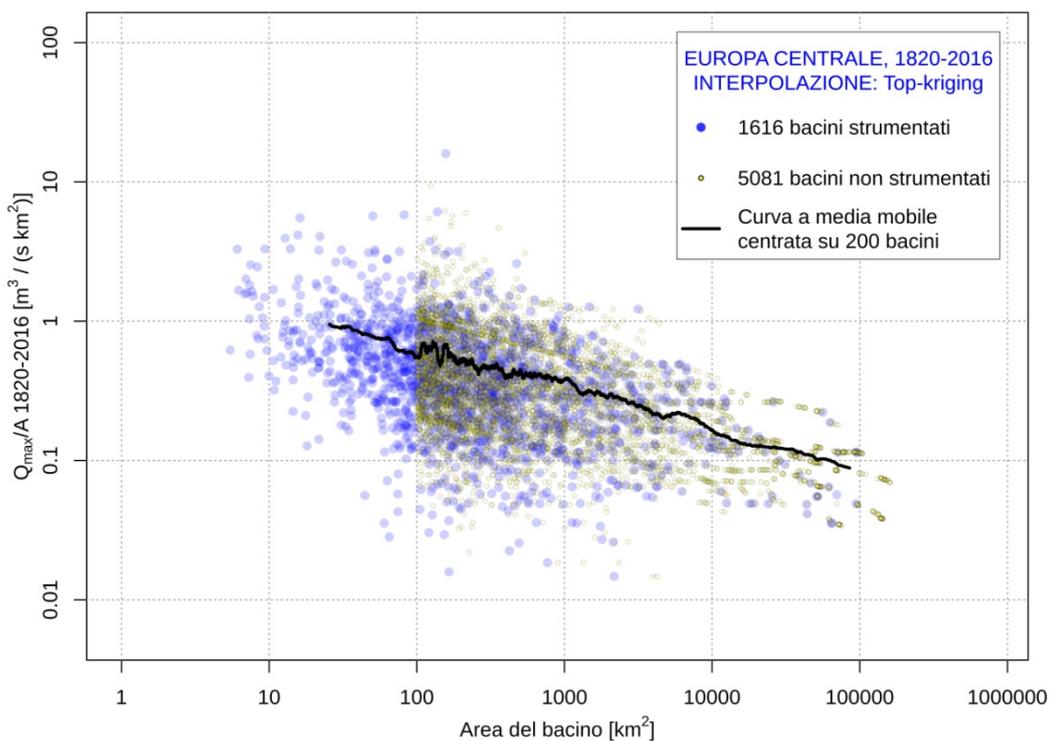


Figura 6.2 Andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione al variare dell'area dei bacini.

L'andamento della curva a media mobile su 200 bacini, anche e soprattutto in virtù della verifica della coerenza dei contributi unitari di piena record stimati per i bacini annidati, è quello atteso: mediamente i contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione diminuiscono all'aumentare dell'area dei bacini.

In Figura 6.3 è mostrato il risultato dell'interpolazione dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1957-1986 mediante un confronto tra i valori osservati nei bacini strumentati (sopra) e gli stessi insieme ai valori stimati nei bacini non strumentati (sotto).

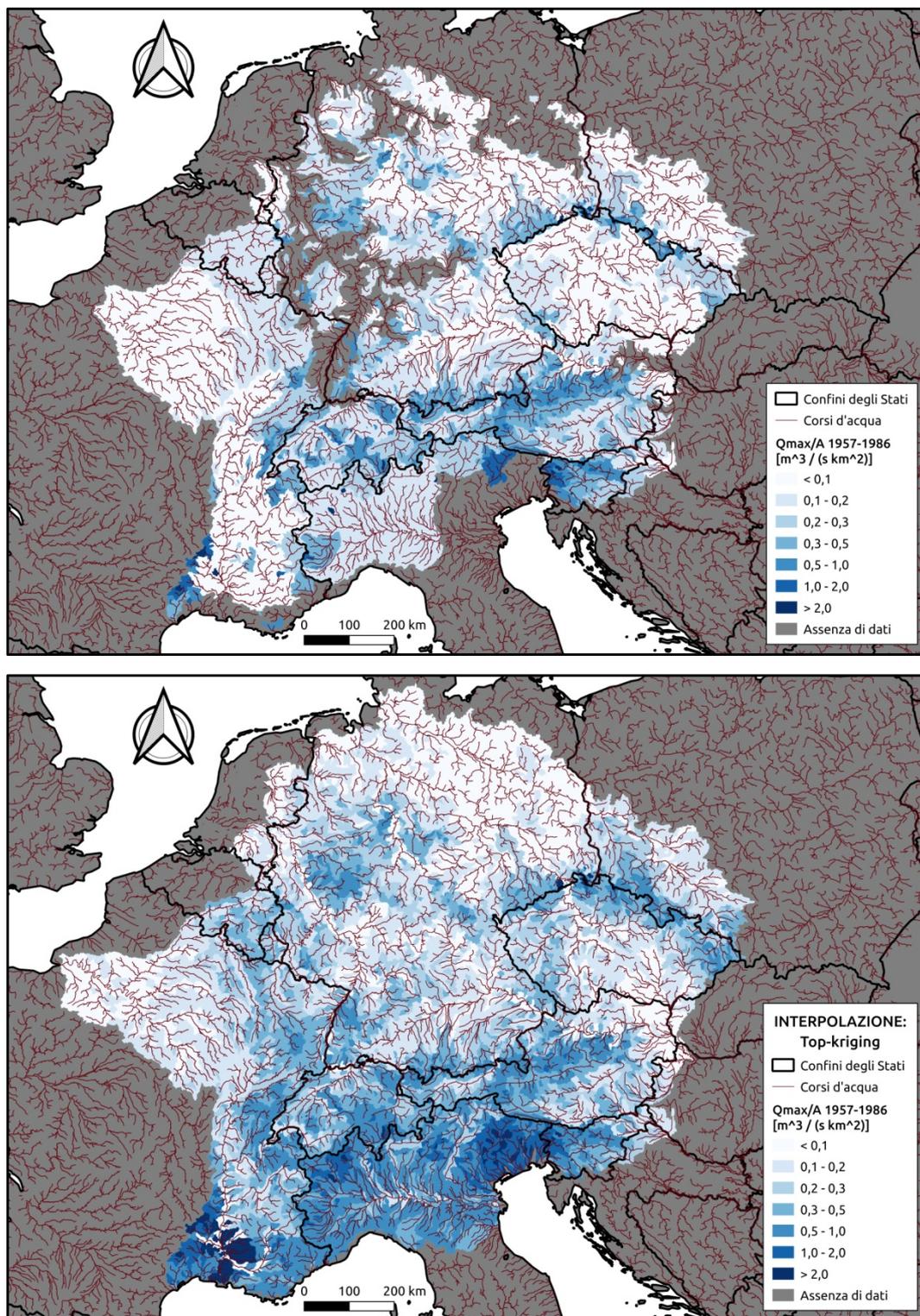


Figura 6.3 Risultato dell'interpolazione geostatistica con il *Top-kriging* dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1957-1986.

In Figura 6.4 è rappresentato l'andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1957-1986 al variare dell'area dei bacini.

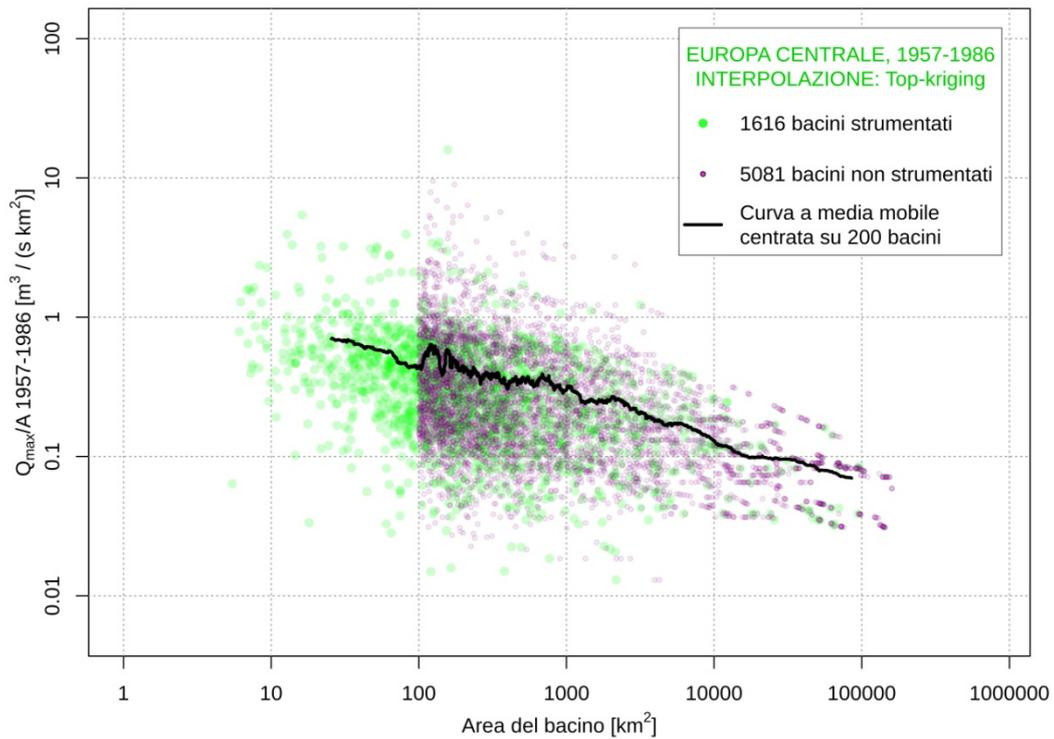


Figura 6.4 Andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1957-1986 al variare dell'area dei bacini.

L'andamento della curva a media mobile su 200 bacini è anche in questo caso quello atteso: i contributi unitari di piena record nel trentennio 1957-1986, mediamente, diminuiscono all'aumentare dell'area dei bacini.

In Figura 6.5 è mostrato il risultato dell'interpolazione dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1987-2016 mediante un confronto tra i valori osservati nei bacini strumentati (sopra) e gli stessi insieme ai valori stimati nei bacini non strumentati (sotto).

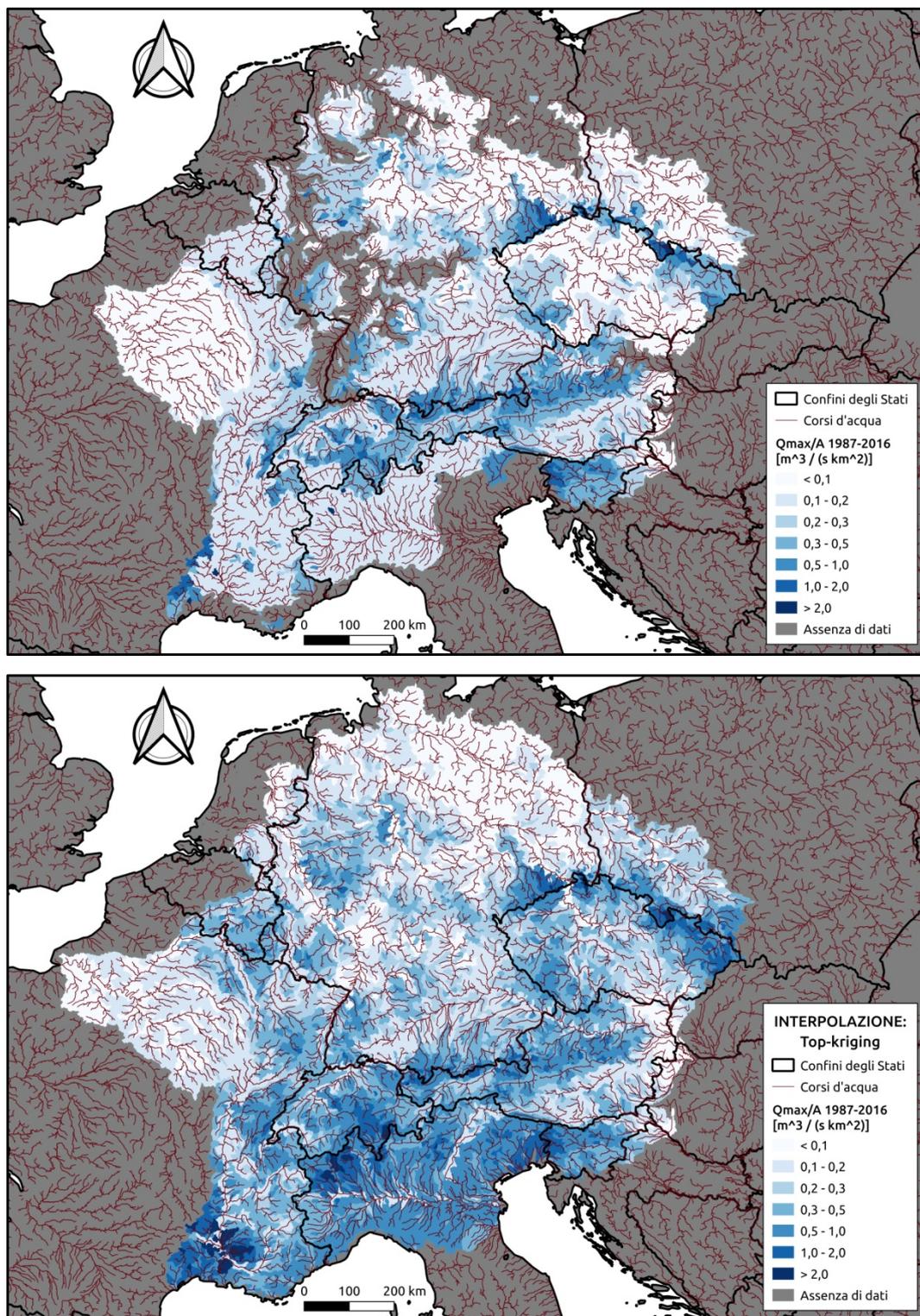


Figura 6.5 Risultato dell'interpolazione geostatistica con il *Top-kriging* dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1987-2016.

In Figura 6.6 è rappresentato l'andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1987-2016 al variare dell'area dei bacini.

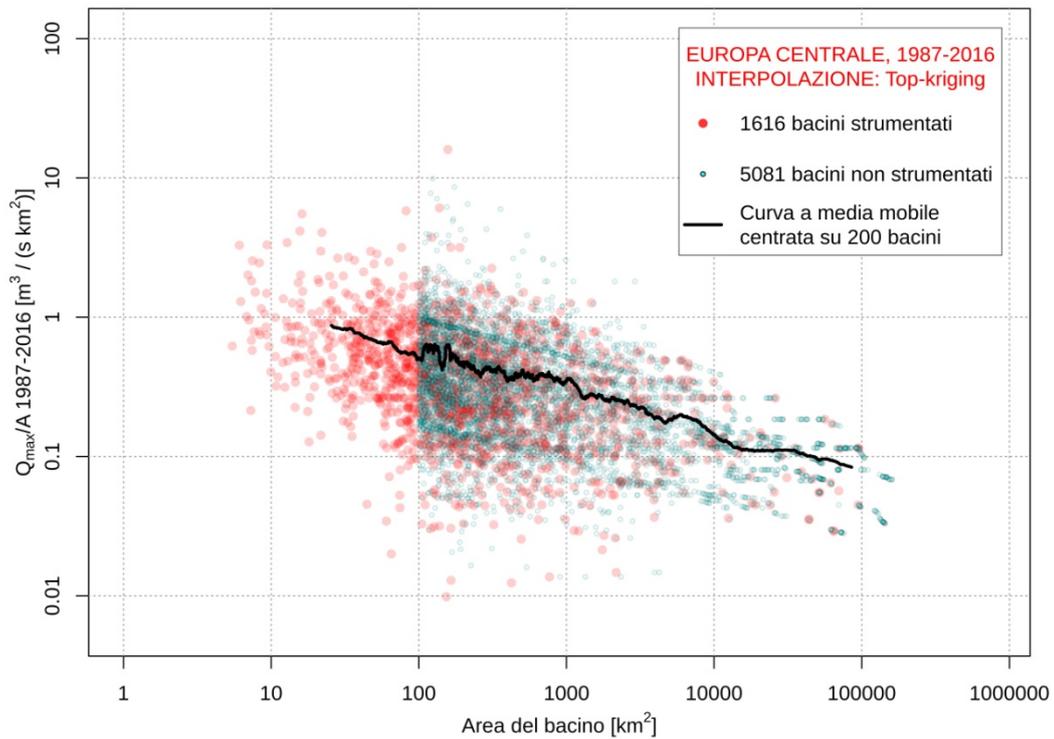


Figura 6.6 Andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nel trentennio 1987-2016 al variare dell'area dei bacini.

L'andamento della curva a media mobile su 200 bacini è ancora una volta quello atteso: i contributi unitari di piena record nel trentennio 1987-2016, mediamente, diminuiscono all'aumentare dell'area dei bacini.

In Figura 6.7 è riportata la mappa che descrive l'evoluzione dei contributi unitari di piena record nell'Europa centrale passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016. Per operare un confronto con i risultati delle analisi sui cambiamenti nell'intensità delle piene svolte da Blöschl et al. (2019b) e Bertola et al. (2020) sono state rappresentate due delle tre macroregioni omogenee individuate in questi studi: l'Europa nord-occidentale e l'Europa meridionale.

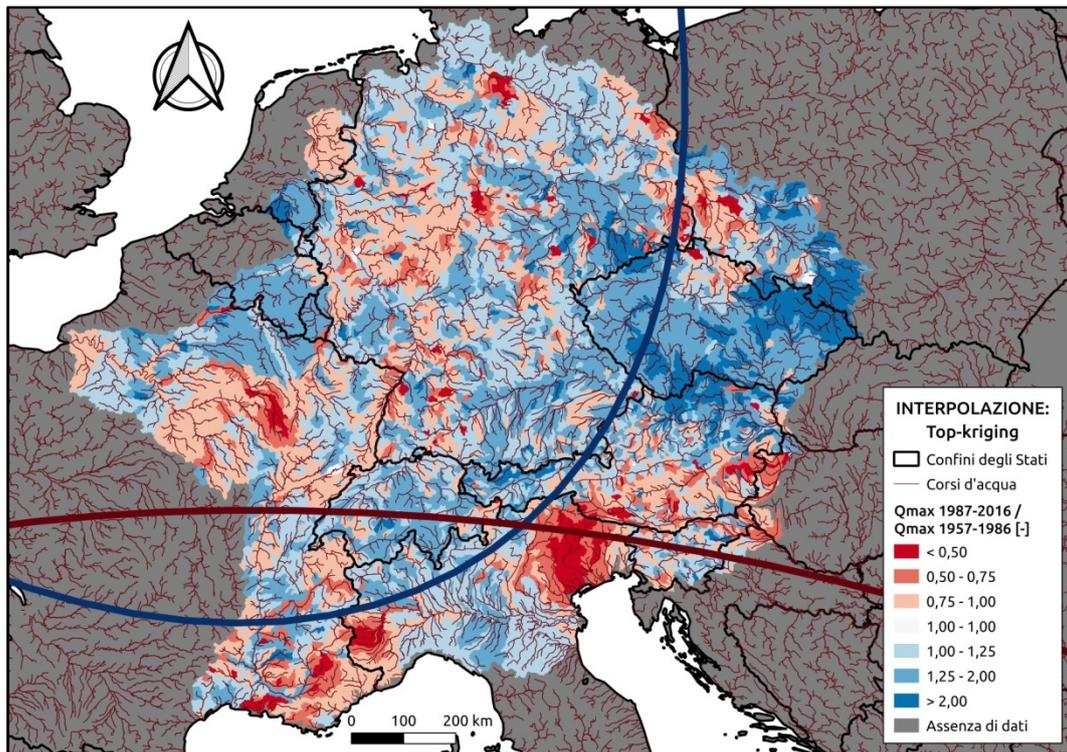


Figura 6.7 Evoluzione dei contributi unitari di piena record nell'Europa centrale passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016.

Si noti la coerenza con i risultati degli studi precedenti: nell'Europa nord-occidentale, macroregione in cui si è registrato un aumento dell'intensità delle piene nel periodo 1960-2010, si ha che nella maggior parte dei bacini si osserva un incremento (in blu) dei contributi unitari di piena record passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016. Nell'Europa meridionale, macroregione in cui si è registrata una diminuzione dell'intensità delle piene nel periodo 1960-2010, si ha che in molti bacini si verifica una riduzione (in rosso) dei contributi unitari di piena record passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016.

In Figura 6.8 è rappresentato l'andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016 al variare dell'area dei bacini.

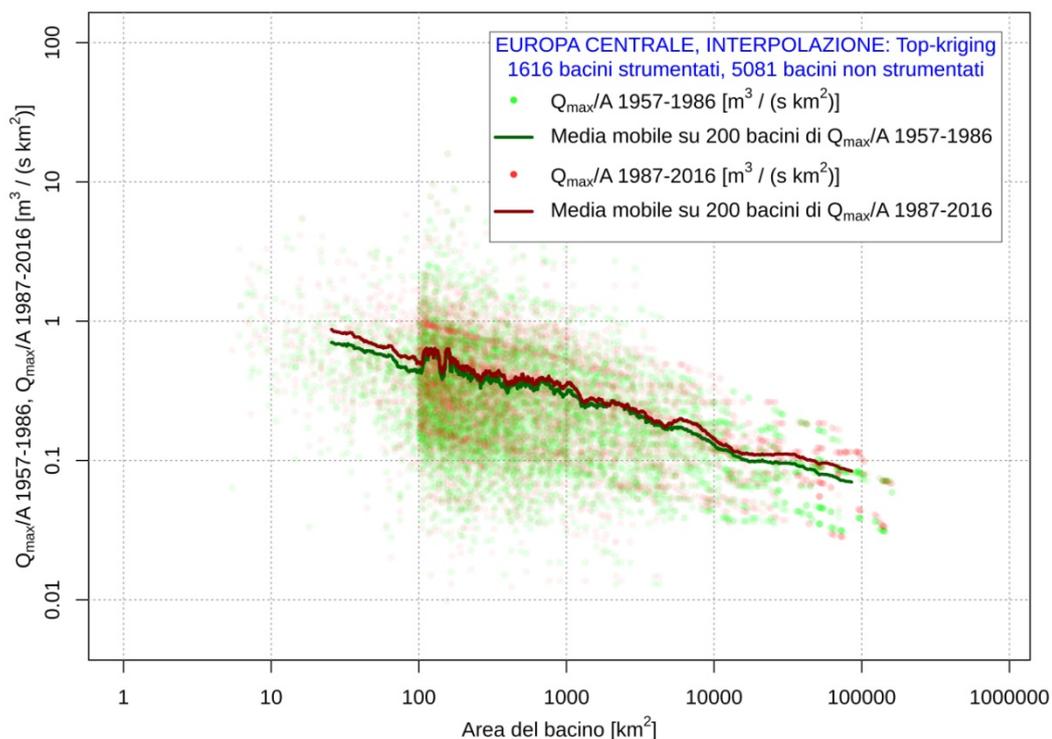


Figura 6.8 Andamento su un piano bilogarithmico dei contributi unitari di piena record nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016 al variare dell'area dei bacini.

Si noti come la curva a media mobile su 200 bacini relativa al trentennio 1987-2016 (in rosso) sia collocata sempre leggermente al di sopra della curva a media mobile su 200 bacini relativa al trentennio 1957-1986 (in verde). Se ne deduce che, mediamente, i contributi unitari di piena record nell'Europa centrale aumentano passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016 tanto per i bacini più piccoli quanto per i bacini più grandi.

CONCLUSIONI

La presente attività di Tesi si focalizza sul comportamento spaziale e temporale dei contributi unitari di piena record europei, in considerazione dell'importanza che assumono in Idrologia. Infatti, i contributi unitari di piena record, definiti come il rapporto tra le portate di piena massime registrate in ciascun bacino nei periodi di osservazione di interesse e l'area del bacino stesso, trovano ad esempio applicazione nelle curve in sviluppo regionali.

In primo luogo, si è proceduto allo studio dell'evoluzione temporale e della distribuzione spaziale delle piene record osservate in Europa dai primi del '900 ad oggi. Si è dunque analizzato un *dataset* europeo comprendente 3413 stazioni idrometriche e le relative serie storiche dei massimi annuali di portata nel periodo 1820-2016 e sono inoltre state estratte le linee di spartiacque dei bacini idrografici. La lunghezza media delle serie è di 53,5 anni. Per studiare l'evoluzione temporale delle piene record in Europa, si sono considerati due sottoperiodi distanziati di 30 anni (1957-1986 e 1987-2016). Le analisi sono state svolte dapprima a scala europea e poi a scala macroregionale, prendendo in considerazione le tre macroregioni omogenee in termini di cambiamenti nell'intensità delle piene individuate negli studi di Blöschl et al. (2019b) e Bertola et al. (2020). Per l'intero territorio europeo e per ciascuna delle tre macroregioni omogenee sono quindi state prodotte mappe che descrivono le dinamiche spaziali dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016, degli anni in cui si sono osservate le piene record nell'intero periodo di osservazione, nonché una mappa che mostra l'evoluzione spaziale e temporale dei contributi unitari di piena record passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016. Sono inoltre stati realizzati grafici che rappresentano l'andamento di tali variabili di interesse al variare dell'area dei bacini.

Le mappe prodotte rivelano la coerenza con i risultati degli studi precedenti: nell'Europa nord-occidentale, macroregione in cui si è osservato un aumento dell'intensità delle piene nel periodo 1960-2010, si ha che nella maggior parte dei bacini l'anno in cui si è registrata la portata di piena massima è compreso nel trentennio 1987-2016 e, di conseguenza, si verifica un incremento dei contributi unitari di piena record passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016. Nell'Europa meridionale e nell'Europa orientale, macroregioni in cui si è osservata una diminuzione dell'intensità delle piene nel periodo 1960-2010, si ha che nella maggior parte dei bacini l'anno in cui si è registrata la portata di piena massima ricade nel trentennio 1957-1986, se non addirittura nel sottoperiodo compreso tra l'inizio delle serie storiche dei massimi annuali di portata e il 1956 e,

pertanto, si verifica una riduzione dei contributi unitari di piena record passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016.

I grafici realizzati mostrano come, in tutte e tre le macroregioni, i bacini di dimensioni minori abbiano osservato la portata di piena massima in media più recentemente rispetto ai bacini di dimensioni maggiori. Inoltre, nell'Europa nord-occidentale si ha che, mediamente, i contributi unitari di piena record aumentano passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016 tanto per i bacini più piccoli quanto per i bacini più grandi. Nell'Europa meridionale e nell'Europa orientale si ha invece che, in media, per i bacini di dimensioni minori i contributi unitari di piena record che aumentano passando da un trentennio all'altro compensano, in termini di frequenza e intensità, quelli che diminuiscono, mentre per i bacini di dimensioni maggiori i contributi unitari di piena record si riducono passando dal trentennio 1957-1986 al trentennio 1987-2016.

In secondo luogo, si è applicata la teoria dei record per identificare eventuali non stazionarietà delle serie storiche dei massimi annuali di portata nei diversi periodi di osservazione per le tre macroregioni omogenee, tenendo conto della correlazione spaziale tra le serie. A tal fine, nota la media teorica del numero di record in un periodo di osservazione di n anni, si sono considerate le medie campionarie dei numeri di record delle serie di data lunghezza e sono state ricavate fasce di confidenza per operare confronti. In particolare, le fasce di confidenza senza correlazione spaziale tra le serie sono state derivate attraverso 10000 simulazioni in cui si è proceduto a generare serie sintetiche estraendo in modo casuale valori da una distribuzione normale con media nulla e varianza pari a 1, mentre le fasce di confidenza tenendo conto della correlazione spaziale tra le serie sono state stimate mediante 10000 simulazioni in cui si è proceduto a ricampionare le serie storiche con il *bootstrap*.

Per l'Europa nord-occidentale, nell'intero periodo di osservazione, complessivamente si evidenzia la diffusa presenza di non stazionarietà. Nello specifico, per alcune serie storiche dei massimi annuali di portata si conferma l'aumento significativo della frequenza e dell'intensità degli eventi di piena osservato negli studi precedenti. Per l'Europa meridionale, nei diversi periodi di osservazione indagati, si riscontra la presenza di non stazionarietà per specifiche lunghezze campionarie delle serie. Queste non stazionarietà, laddove presenti, sembrano associate a un aumento della frequenza e dell'intensità degli eventi di piena, in netto contrasto con quanto osservato negli studi precedenti. Per l'Europa orientale, nell'intero periodo di osservazione, si evidenzia la sostanziale stazionarietà delle serie storiche dei massimi annuali di portata. È bene osservare inoltre

che, se si trascurasse la correlazione spaziale tra le serie, si sarebbe erroneamente portati a concludere che nella zona dell'Europa orientale sussiste una marcata non stazionarietà, legata alla diminuzione significativa della frequenza e dell'intensità degli eventi di piena. I risultati dell'indagine sui record a scala macroregionale ribadiscono quindi l'importanza di tener conto della correlazione spaziale tra le serie quando si eseguono test di ipotesi regionali.

Infine, si è impiegato il *Top-kriging*, un metodo geostatistico di interpolazione delle osservazioni idrometriche che lavora su supporto areale coincidente con il bacino idrografico sotteso da una determinata sezione fluviale e tiene conto delle dimensioni, della mutua posizione e dell'eventuale struttura annidata dei bacini, per "trasferire" l'informazione idrometrica dai bacini strumentati ai bacini non strumentati, con riferimento al *layer* di oltre 35000 bacini idrografici europei reso disponibile dal JRC.

Poiché la qualità e la correttezza dei risultati dell'interpolazione geostatistica dipendono in gran parte dalla densità dei siti strumentati, si è in prima istanza applicato il *Top-kriging* sull'Europa centrale, dove le stazioni idrometriche sono caratterizzate da densità spaziale significativamente più elevata rispetto al resto d'Europa. La copertura estremamente omogenea offerta dal *layer* JRC in questa regione ha consentito di fornire un'affidabile rappresentazione spaziale continua dell'evoluzione dei contributi unitari di piena record nell'intero periodo di osservazione e nei sottoperiodi 1957-1986 e 1987-2016.

Nell'ambito delle attività della presente Tesi è stata impostata anche un'applicazione del *Top-kriging* a scala europea. Per motivi legati alle tempistiche di calcolo richieste dalla procedura applicata a un'area così estesa, i risultati non sono stati perfezionati in tempo utile per essere inclusi nel presente documento. Futuri studi potranno comunque trarre beneficio dalle analisi impostate in questa sede, con l'obiettivo di rendere accessibili alla comunità scientifica degli strati informativi vettoriali contenenti una rappresentazione spazialmente continua dei contributi unitari di piena record per l'intero continente.

BIBLIOGRAFIA

Amponsah, W. et al. (2018). Integrated high-resolution dataset of high-intensity European and Mediterranean flash floods. *Earth Syst. Sci. Data*, 10, 1783-1794.

Arheimer, B. & Lindström, G. (2015). Climate impact on floods: Changes in high flows in Sweden in the past and the future (1911-2100). *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 771-784.

Arnold, B. C., Balakrishnan, N., & Nagaraja, H. N. (1998). *Records*, John Wiley, Hoboken, N. J.

Ban, N., Schmidli, J., & Schär, C. (2015). Heavy precipitation in a changing climate: does short-term summer precipitation increase faster? *Geophys. Res. Lett.*, 42, 1165-1172.

Bayliss, A. C. & Jones, R. C. (1993). *Peaks-over-Threshold Flood Database: Summary Statistics and Seasonality* (Institute of Hydrology, Wallingford, UK).

Bertola, M., Viglione, A., Lun, D., Hall, J., & Blöschl, G. (2020). Flood trends in Europe: are changes in small and big floods different? *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(4), 1805-1822.

Blöschl, G., Hall, J., Parajka, J., Perdigão, R. A. P., Merz, B., Arheimer, B., Aronica, G. T., Bilibashi, A., Bonacci, O., Borga, M., Čanjevac, I., Castellarin, A., Chirico, G. B., Claps, P., Fiala, K., Frolova, N., Gorbachova, L., Gül, A., Hannaford, J., ... Živković, N. (2017). Changing climate shifts timing of European floods. *Science*, 357(6351), 588-590.

Blöschl, G. et al. (2019a). Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH) - a community perspective. *Hydrol. Sci. J.*, 64(10), 1141-1158.

Blöschl, G., Hall, J., Viglione, A., Perdigão, R. A. P., Parajka, J., Merz, B., Lun, D., Arheimer, B., Aronica, G. T., Bilibashi, A., Boháč, M., Bonacci, O., Borga, M., Čanjevac, I., Castellarin, A., Chirico, G. B., Claps, P., Frolova, N., Ganora, D., ... Živković, N. (2019b). Changing climate both increases and decreases European river floods. *Nature*, 573(7772), 108-111.

Bouwer, L. M., Bubeck, P., & Aerts, J. C. J. H. (2010). Changes in future flood risk due to climate and development in a Dutch polder area. *Glob. Environ. Change*, 20, 463-471.

Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T., & Navarra, A. (2002). Droughts and extreme events in regional daily Italian precipitation series. *Int. J. Climatol.*, 22, 543-558.

Carisi, F., Domeneghetti, A., Gaeta, M. G., & Castellarin, A. (2017). Is anthropogenic land-subsidence a possible driver of riverine flood-hazard dynamics? A case study in Ravenna, Italy. *Hydrol. Sci. J.*, 62(15), 2440-2455.

Castellarin, A., Vogel, R. M., & Matalas, N. C. (2005). Probabilistic behavior of a regional envelope curve. *Water Resources Research*, 41(6), W06018.

Castellarin, A. (2007). Probabilistic envelope curves for design flood estimation at ungauged sites. *Water Resources Research*, 43(4), W04406.

Castiglioni, S., Castellarin, A., Montanari, A., Skøien, J. O., Laaha, G., & Blöschl, G. (2011). Smooth regional estimation of low-flow indices: physiographical space based interpolation and top-kriging. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(3), 715-727.

Chandler, K. N. (1952). The distribution and frequency of record values. *J. R. Stat. Soc., Ser. B*, 14, 220- 228.

Creager, W. P., Justin, J. D., & Hinds, J. (1966). *Engineering for Dams*, vol. 1, *General Design*, 99-140, John Wiley, Hoboken, N. J.

Cressie, N. A. C. (1993). *Statistics for Spatial Data, revised edition*. Wiley, a Wiley-Interscience Publication, New York, NY.

Crippen, J. R. & Bue, C. D. (1977). Maximum flood flows in the conterminous United States. *U.S. Geol. Surv. Water Supply Pap.*, 1887.

Cudworth, A. G. Jr. (1989). *Flood Hydrology Manual*, 243 pp., Bur. of Reclam., Denver, Colo.

David, F. N. & Barton, D. E. (1962). *Combinatorial Chance*, 178-183, Hafner, New York.

Di Baldassarre, G., Castellarin, A., & Brath, A. (2006). Relationships between statistics of rainfall extremes and mean annual precipitation: an application for design-storm estimation in northern central Italy. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 10, 589-601.

- Domeneghetti, A., Carisi, F., Castellarin, A., & Brath, A. (2015). Evolution of flood risk overlarge areas: quantitative assessment for the Po river. *J. Hydrol. (Amst)*, 527, 809-823.
- Douglas, E. M., Vogel, R. M., & Kroll, C. N. (2000). Trends in floods and low flows in the United States: Impact of spatial correlation. *J. Hydrol.*, 240(1-2), 90-105.
- Francou, J. & Rodier, J. (1967). Essai de classification des crues maximales observées dans le monde. *Cah. O. R. S. T. O. M., Ser. Hydrol.*, 4(3), 19-46.
- Fuller, W. E. (1914). Flood flows. *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, 77, 564-617.
- Glick, N. (1978). Breaking records and breaking boards. *Am. Math. Mon.*, 85(1), 2-26.
- Gottschalk, L., Leblois, E., & Skøien, J. O. (2011). Distance measures for hydrological data having a support. *Journal of Hydrology*, 402, 415-421.
- Grillakis, M., Koutroulis, A., Komma, J., Tsanis, I., Wagner, W., & Blöschl, G. (2016). Initial soil moisture effects on flash flood generation - A comparison between basins of contrasting hydro-climatic conditions. *J. Hydrol.*, 541, 206-217.
- Guha-Sapir, D., Below, R., & Hoyois, P. (2016). *Annual Disaster Statistical Review 2015, database: EM-DAT: The CRED/OFDA International Disaster Database*, Université Catholique de Louvain, Brussels, Belgium.
- Hall, J., Arheimer, B., Aronica, G. T., Bilibashi, A., Boháč, M., Bonacci, O., Borga, M., Burlando, P., Castellarin, A., Chirico, G. B., Claps, P., Fiala, K., Gaál, L., Gorbachova, L., Gül, A., Hannaford, J., Kiss, A., Kjeldsen, T., Kohnová, S., ... Blöschl, G. (2015). A European Flood Database: facilitating comprehensive flood research beyond administrative boundaries. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 370, 89-95.
- Hall, J. & Blöschl, G. (2018). Spatial patterns and characteristics of flood seasonality in Europe. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22, 3883-3901.
- Herschey, R. W. (2002). The world's maximum observed floods. *Flow Measure. Instrum.*, 13, 231- 235.

- Ivančan-Picek, B., Horvath, K., Mahović, N., & Gajić-Čapka, M. (2014). Forcing mechanisms of a heavy precipitation event in the southeastern Adriatic area. *Nat. Hazards*, 72, 1231-1252.
- Jarvis, C. S. (1925). Flood flow characteristics. *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, 88, 985-1032.
- Kundzewicz, Z. et al. (2017). Differences in flood hazard projections in Europe - their causes and consequences for decision making. *Hydrol. Sci. J.*, 62, 1-14.
- Leal, M., Boavida-Portugal, I., Fragoso, M., & Ramos, C. (2019). How much does an extreme rainfall event cost? Material damage and relationships between insurance, rainfall, land cover and urban flooding. *Hydrol. Sci. J.*, 64(6), 673-689.
- Linsley, R. K., Kohler, M. A., & Paulhus, J. L. H. (1949). *Applied Hydrology*, 572-574, McGraw-Hill, New York.
- Marchetti, G. (1955). Sulle massime portate di piena osservate nei corsi d'acqua italiani a tutto il 1953. *G. Genio Civ.*, 93, 3-4.
- Matalas, N. C. & Langbein, W. B. (1962). Information content of the mean. *J. Geophys. Res.*, 67(9), 3441-3448.
- Matalas, N. C. (1997). Stochastic hydrology in the context of climate change. *Clim. Change*, 37, 89-101.
- Mediero, L., Santillán, D., Garrote, L., & Granados, A. (2014). Detection and attribution of trends in magnitude, frequency and timing of floods in Spain. *J. Hydrol.*, 517, 1072-1088.
- Merz, B., Vorogushyn, S., Uhlemann, S., Delgado, J., & Hundscha, Y. (2012). HESS Opinions "more efforts and scientific rigour are needed to attribute trends in flood time series. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 16, 1379-1387.
- Prosdociimi, I., Kjeldsen, T. R., & Miller, J. D. (2015). Detection and attribution of urbanization effect on flood extremes using nonstationary flood frequency models. *Water Resour. Res.*, 51, 4244-4262.
- Pugliese, A., Castellarin, A., & Brath, A. (2014). Geostatistical prediction of flow-duration curves in an index-flow framework. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(9), 3801-3816.

- Pugliese, A. (2016). *Tecniche innovative a base geostatistica per la stima dei deflussi idrici superficiali in bacini non strumentati*. PhD thesis, Alma Mater Studiorum, University of Bologna.
- Raspa, G. & Bruno, R. (1994). *Dispense di Geostatistica Applicata*. Capitolo 3 - Geostatistica di base.
- Requena, A. I., Prosdocimi, I., Kjeldsen, T. R., & Mediero, L. (2017). A bivariate trend analysis to investigate the effect of increasing urbanisation on flood characteristics. *Nord. Hydrol.*, 48(3), 802-821.
- Rogger, M. et al. (2017). Land use change impacts on floods at the catchment scale: challenges and opportunities for future research. *Wat. Resour. Res.*, 53, 5209-5219.
- Ross, S. (1994). *A First Course in Probability*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J.
- Salinas, J. L., Castellarin, A., Kohnova, S., & Kjeldsen, T. (2014). Regional parent flood frequency distributions in Europe-Part 2: climate and scale controls. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18, 4391-4401.
- Sarauskiene, D., Kriauciuniene, J., Reihan, A., & Klavins, M. (2015). Flood pattern changes in the rivers of the Baltic countries. *J. Environ. Eng. Landsc.*, 23, 28-38.
- Schröter, K., Kunz, M., Elmer, F., Mühr, B., & Merz, B. (2015). What made the June 2013 flood in Germany an exceptional event? A hydro-meteorological evaluation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 309-327.
- Sivapalan, M., Blöschl, G., Merz, R., & Gutknecht, D. (2005). Linking flood frequency to long-term water balance: Incorporating effects of seasonality. *Water Resour. Res.*, 41, W06012.
- Skøien, J. O., Merz, R., & Blöschl, G. (2006). Top-kriging - geostatistics on stream networks. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10, 277-287.
- Skøien, J. O., Blöschl, G., Laaha, G., Pebesma, E., Parajka, J., & Viglione, A. (2014). rtop: An R package for interpolation of data with a variable spatial support, with an example from river networks. *Computers & Geosciences*, 67, 180-190.

- Stedinger, J. R. (1983). Estimating a regional flood frequency distribution. *Water Resour. Res.*, 19(2), 503-510.
- Thober, S. et al. (2018). Multi-model ensemble projections of European river floods and high flows at 1.5, 2, and 3 degrees global warming. *Environ. Res. Lett.*, 13, 014003.
- Uboldi, F. & Lussana, C. (2018). Evidence of non-stationarity in a local climatology of rainfall extremes in northern Italy. *Int. J. Climatol.*, 38, 506-516.
- Vogel, R. M., Zafirakou-Koulouris, A., & Matalas, N. C. (2001). Frequency of record-breaking floods in the United States. *Water Resources Research*, 37(6), 1723-1731.
- Vogt, J. et al. (2007). *A pan-European River and Catchment Database*. Report EUR 22920 (European Commission, Joint Research Centre, Institute for Environment and Sustainability, Publications Office).
- Walker, F. R. Jr. (1999). *Long term variability in flood arrival rates: The presence of annual flood event clustering*. Ph.D. dissertation, Cornell Univ., Ithaca, N. Y.
- Wilby, R. L., Beven, K. J., & Reynard, N. S. (2008). Climate change and fluvial flood risk in the UK: more of the same? *Hydrol. Process.*, 22, 2511-2523.
- Xoplaki, E., González-Rouco, J. F., Luterbacher, J., & Wanner, H. (2004). Wet season Mediterranean precipitation variability: Influence of large-scale dynamics and trends. *Clim. Dyn.*, 23, 63-78.