



Università degli Studi di Padova

Corso di Laurea in Riassetto del Territorio e Tutela del
Paesaggio

Anno Accademico 2013/2014

**Analisi idro – meteorologica dell’evento di piena
improvvisa del 2 – 3 agosto 2014 sul bacino del Rio
Lierza nel comune di Refrontolo (TV)**

Relatore:

Prof. Marco Borga

Correlatore:

Ph.D Davide Zoccatelli

Laureando:

Alessandro Marcadella

Matricola:

1011203

Ai miei genitori

Riassunto

Le intense precipitazioni che hanno interessato l'area pedemontana del Veneto tra il 2 e il 3 agosto 2014 hanno provocato una piena improvvisa nel bacino del Rio Lierza (7,5 km²), causando ingenti danni e la morte di quattro persone nel Comune di Refrontolo (TV). L'evento viene analizzato a partire dai dati di precipitazione ad alta risoluzione spazio-temporale, ottenuti da osservazioni radar e da pluviografi, unitamente alla valutazione di dati di portata stimati con rilievi post evento (IPEC-Intensive Post Event Campaigns), data l'assenza di stazioni idrometriche nel bacino. In questo modo, è possibile studiare i meccanismi idrologici e idrometeorologici associati a questa piena estrema, verificatasi in condizioni di elevata umidità del suolo, dovuta alle abbondanti precipitazioni cadute nel periodo precedente. Lo studio analizza la risposta idrologica del bacino suddiviso in 4 sottobacini di ridotta estensione spaziale, applicando il modello idrologico concettuale e distribuito *KLEM (Kinematic Local Excess Model)*, che rappresenta un'estensione del metodo del *CN-SCS (Soil Conservation Service)*. L'applicazione del modello, calibrato sulla sezione di chiusura del bacino, permette di valutare positivamente le stime di portata ottenute tramite IPEC.

Abstract

The heavy rains which washed through the Veneto foothills from the 2nd to 3rd of August 2014 generated a flash flood in the Rio Lierza basin (7.5 km² wide), causing the death of four people and major damage to the Municipality of Refrontolo (Treviso Province). This analysis of the event will focus on high spatial and temporal resolution rainfall data obtained by radar observations and rain gauges, as well as the evaluation of post event discharge surveys - *IPEC (Intensive Post Event Campaign)*. Hydrological and hydrometeorological mechanisms associated with this extreme flood will be studied. This thesis analyses the hydrological response of the basin already compromised by the high humidity levels of the soil. The hydrological *KLEM (Kinematic Local Excess Model)* model, an extension of the *CN-SCS (Soil Conservation Service)* method, will be applied to four sub-basins. The application of the model shows that the peak flow estimates from IPEC are well reproduced by the flood water balance.

Sommario

1. INTRODUZIONE.....	9
1.1 DEFINIZIONE DI PIENA IMPROVVISA E PERICOLOSITÀ DI QUESTI EVENTI	10
1.2 CARATTERISTICHE IDROLOGICHE DELGLI EVENTI DI PIENA IMPROVVISA.....	12
1.3 PREVISIONE DELLE PIENE IMPROVVISE	15
1.3.1 PREVISIONE NEI BACINI NON STRUMENTATI.....	16
1.4 SVILUPPO DI UNA STRATEGIA DI OSSERVAZIONE DELLE PIENE IMPROVVISE A SCALA EUROPEA.....	16
2. EVENTO E AREA DI STUDIO.....	17
2.1 LA PIENA IMPROVVISA DEL 2-3 AGOSTO 2014.....	17
2.2 IL BACINO DEL RIO LIERZA	21
3. MATERIALI E METODOLOGIE	29
3.1 RILIEVI POST EVENTO (INTENSE POST EVENT CAMPAIGN-IPEC).....	29
3.2 DATI DI PRECIPITAZIONE E STIME RADAR DI PIOGGIA	33
3.3 MODELLISTICA IDROLOGICA.....	34
3.3.1 CALCOLO DEL DEFLUSSO SUPERFICIALE	35
3.3.2 CALCOLO DEL DEFLUSSO SOTTOSUPERFICIALE	39
3.3.3 PROPAGAZIONE DEL DEFLUSSO SUPERFICIALE	41
3.4 SCOPO DEL CONFRONTO	43
4. RISULTATI OTTENUTI	44
4.1 ESAME DELLE STIME RADAR DI PIOGGIA	44
4.2 RISULTATI MODELLO IDROLOGICO E CONFRONTO CON I DATI IPEC.....	48
5. CONCLUSIONI	53
6. BIBLIOGRAFIA	55

Indice delle figure

Figura 1: rappresentazione di un bacino idrografico (Fonte: D'agostino, 2013).....	11
Figura 2: precipitazioni cumulate registrate a Nogarolo di Tarzo (TV). (Fonte: ARPAV).....	18
Figura 3: precipitazioni cumulate registrate a Vittorio Veneto (TV). (Fonte: ARPAV).....	18
Figura 4: precipitazioni cumulate registrate a Follina (TV). (Fonte: ARPAV).....	18
Figura 5: precipitazioni cumulate nella giornata di sabato 2 agosto 2014. (Fonte: ARPAV).....	19
Figura 6: immagine radar (riflettività) di sabato 2 agosto 2014, ore 21:20. (Fonte: ARPAV).....	19
Figura 7: area colpita dalla piena improvvisa. (Fonte VV.FF)	20
Figura 8: il capannone della Pro Loco travolto dal torrente. (Fonte: La Tribuna di Treviso).....	20
Figura 9: Molinetto della Croda dopo l'evento (Fonte: VV.FF).....	21
Figura 10: il bacino del Rio Lierza (DTM).	22
Figura 11: sezioni di chiusura e suddivisione dei sottobacini.....	22
Figura 12: ortofoto del bacino del Rio Lierza.	23
Figura 13: estratto dalla Carta dei Corpi Idrici e dei Bacini Idrografici della Regione Veneto.....	23
Figura 14: raster delle pendenze e dell'esposizione del bacino.	24
Figura 15: tipologia del rilievo Hogback (fonte www.larousse.fr).....	26
Figura 16: geologia nel bacino del Lierza.....	27
Figura 17: uso del suolo nel bacino del Lierza.	28
Figura 18: usi del suolo nel bacino del Lierza suddivisi per area.....	29
Figura 19: rilievi in prossimità della cascata (S01).....	31
Figura 20: particolare della cascata a monte del Molinetto.	31
Figura 21: rilievi in prossimità della Sezione 02.	32
Figura 22: particolare del livello raggiunto dalla piena (S02)......	32
Figura 23: testimonianza dell'esondazione del Lierza (S04).....	32
Figura 24: calcolo della direzione del deflusso.	41
Figura 25: precipitazioni cumulate a scala generale.	46
Figura 26: precipitazioni cumulate a scala di bacino.....	48
Figura 27: idrogramma di piena simulato ed intensità di precipitazione (S01).	50
Figura 28: idrogramma di piena simulato ed intensità di precipitazione (S02).	50
Figura 29: idrogramma di piena simulato ed intensità di precipitazione (S03).	50
Figura 30: idrogramma di piena simulato ed intensità di precipitazione (S04).	51
Figura 31: idrogramma di piena simulato ed intensità di precipitazione (S05).	51
Panel 1: intensità di precipitazione ad intervalli di 10 min (scala generale).....	45
Panel 2: intensità di precipitazione ad intervalli di 10 min (scala di bacino).....	47

Indice delle tabelle

Tabella 1: valori di CN in funzione del tipo di copertura e della classe del suolo.	37
Tabella 2: parametri utilizzati per la simulazione con il KLEM.	49
Tabella 3: coefficienti di deflusso di ciascun sottobacino.	52
Tabella 4: porta unitaria simulata e stimata.	53

1. INTRODUZIONE

Con il termine inglese “flood” (piena o alluvione) si intende l’allagamento di un’area normalmente all’asciutto, causato dall’innalzamento del livello di un corso d’acqua, dalla sua esondazione (Gouldby et al. 2007) oppure dal ristagno idrico nell’area in cui si sono abbattute forti precipitazioni. In altre parole, una piena si verifica quando il reticolo idrografico riceve una quantità d’acqua superiore a quella che è in grado di far defluire. Si tratta di eventi distruttivi, ma prevedibili perché si sviluppano in un intervallo spazio-temporale sufficientemente ampio. Un discorso a parte deve essere fatto per le piene improvvise, in quanto si tratta di fenomeni con una genesi più complessa rispetto alle piene ordinarie. In base alle numerose definizioni presenti in letteratura, si può definire piena improvvisa il rapido aumento della portata di un corso d’acqua, senza alcun segnale premonitore, in seguito a precipitazioni intense (usualmente di origine convettiva) verificatesi su un’area ridotta (tipicamente meno di 1000 km²)(AMS, 2000). Le principali caratteristiche di questi fenomeni, dunque, sono la rapidità con la quale si generano (dal momento in cui inizia a piovere al verificarsi della piena passano poche ore) e gli elevati picchi di portata, che possono risultare anche doppi rispetto a quelli di una piena “ordinaria”. La generazione del deflusso può essere abbastanza diversa nel caso di un’alluvione o di una piena improvvisa: la prima è più sensibile alla pioggia cumulata mentre la seconda risente maggiormente dell’intensità di precipitazione. Per questo, normalmente questi fenomeni riguardano bacini di ridotte dimensioni (Gaume et al., 2007), sui quali si abbattano intense precipitazioni, perlopiù a carattere convettivo. La previsione di una piena improvvisa, seppur molto incerta, può essere realizzata disponendo di un sistema di analisi meteorologica in tempo reale (in particolare con strumenti radar) e individuando le zone a rischio. L’incertezza della previsione dipende, tra l’altro, dai seguenti fattori:

- si tratta di fenomeni abbastanza rari, per cui non si hanno a disposizione numerosi dati;
- è molto complesso stabilire se la precipitazione abbattutasi sul bacino possa generare o meno una piena improvvisa. Di norma, la distribuzione delle piogge è irregolare e devono essere considerate le variabili geomorfologiche legate alle proprietà dei suoli nel produrre deflusso (a loro volta non omogenee);
- molti dei bacini interessati dalle piene improvvise sono sprovvisti di strumentazione per misurare precipitazioni e portate.

Non va dimenticato, poi, il breve tempo a disposizione per allertare ed evacuare le persone in pericolo. Visto che per migliorare le tecniche di previsione delle piene improvvise è importante lo studio degli eventi passati, l'Unione Europea ha finanziato un progetto chiamato HYDRATE che ha visto cooperare numerose Università e centri di ricerca internazionali. Il progetto iniziato nel 2008 e terminato nel 2011 ha permesso la creazione di un database accessibile agli studiosi per analizzare gli eventi che si sono verificati in Europa a partire dal 1950 circa. Sono state inoltre individuate le metodologie per realizzare i rilievi post evento, molto utili per avere un'idea della portata nei bacini non strumentati (*Borga et al., 2008; Marchi et al., 2009a*). Questo studio si pone come obiettivo l'analisi dell'evento che ha interessato il bacino del Rio Lierza nella notte tra il 2 e il 3 agosto 2014. Qualche ora dopo le abbondanti precipitazioni temporalesche, il torrente si è improvvisamente gonfiato, travolgendo qualsiasi cosa. Nel comune più a valle di Refrontolo (TV), l'acqua ha investito il capannone della festa paesana provocando danni e la perdita di quattro vite. Si raccoglieranno i dati e si analizzeranno i risultati preliminari. Si cercherà di approfondire la risposta idrologica, nonché di collocare l'evento rispetto ad altre piene simili osservate in Europa.

1.1 DEFINIZIONE DI PIENA IMPROVVISA E PERICOLOSITÀ DI QUESTI EVENTI

Una piena improvvisa è la conseguenza di precipitazioni di breve durata e di forte intensità, spesso di origine convettiva e spazialmente confinate in un'area ristretta (*Borga et al., 2007*). Normalmente i fenomeni interessano bacini di piccole dimensioni (minori di 1000 Km^2), con un tempo di risposta inferiore a 2 ore. Secondo *Puglisi (1986)*, il bacino idrografico è "il luogo dei punti da cui le acque superficiali di provenienza meteorica ruscellano verso il medesimo collettore", senza considerare particolari conformazioni geologiche che potrebbero consentire il passaggio di volumi idrici tra due o più bacini contigui. Gli elementi costituenti un bacino idrografico sono i versanti, il reticolo idrografico e la sezione di chiusura. Il tempo di risposta, invece, è il lasso temporale che impiega una goccia d'acqua caduta in un determinato punto del bacino a raggiungere la sezione di chiusura. Affinché tutto il bacino contribuisca alla produzione di deflusso, è necessario che la precipitazione abbia una durata almeno pari al tempo di corrivazione del bacino (caso in cui l'ipotetico punto di caduta della goccia sia anche il punto idraulicamente più lontano dalla sezione di chiusura). Il tempo di risposta può essere alterato da due fattori: la distanza tra il centro geometrico del volume di deflusso prodotto e la sezione di chiusura (*Woods e Sivapalan, 1999*) e la velocità di spostamento. In Figura 1, è rappresentato un bacino idrografico e la velocità di spostamento. Quest'ultima è suddivisa in velocità di versante e velocità di rete (o di canale): la prima (tratto AB), fa riferimento alla velocità del

deflusso lungo lo spartiacque fino al reticolo idrografico; la seconda alla velocità una volta immesso nel reticolo. Il punto C individua la sezione di chiusura.

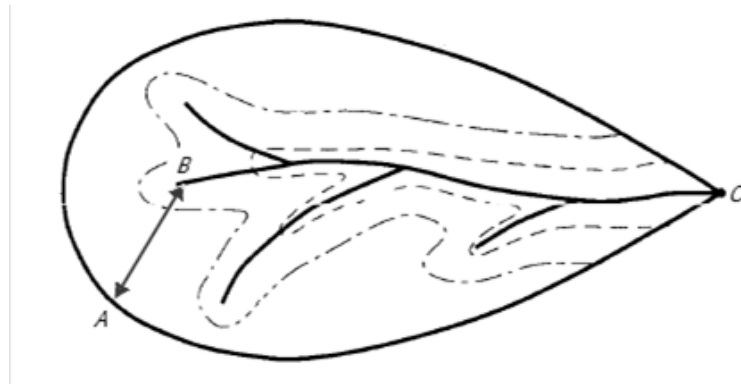


Figura 1: rappresentazione di un bacino idrografico (Fonte: D'agostino, 2013).

Il deflusso superficiale si genera in funzione della combinazione di più fattori, quali l'intensa precipitazione, il livello di umidità del suolo e le sue proprietà idrauliche. In base ai meccanismi di produzione, può essere classificato in:

- deflusso *Hortoniano*: si verifica quando l'intensità della precipitazione supera la velocità di infiltrazione; si ottiene per differenza tra il volume di pioggia e il volume assorbito nell'unità di tempo. Il deflusso Hortoniano è tipico dei climi aridi o semiaridi, ed è molto raro che si formi in bacini con clima umido e caratterizzati da suoli profondi e notevolmente permeabili.
- deflusso *Dunniano*: si forma quando gli strati superficiali si saturano in seguito all'innalzamento della falda freatica, per il contributo combinato di deflusso sottosuperficiale e precipitazione. È tipico di aree a clima umido e coperte di vegetazione.

La produzione del deflusso, quindi la pericolosità di una piena, possono essere influenzati dall'antropizzazione, l'urbanizzazione e le alterazioni dovute a incendi (Marchi et al., 2009).

Le piene improvvise rappresentano un serio rischio sia per la popolazione, in termini di vite umane, sia per le attività economiche. Secondo Barredo (2007), il 40% delle morti correlate a inondazioni dal 1950 al 2006 sono dovute proprio alle piene improvvise. Le pressioni socio-economiche sul territorio e l'intensificazione del ciclo idrologico globale, in seguito al surriscaldamento globale (Huntington, 2006), possono amplificare gli effetti distruttivi di una

piena improvvisa (Groisman et al., 2004-2005). La pericolosità di questi eventi dipende anche dal tipo di precipitazione e dall'insorgere di fenomeni erosivi che interessano le sponde.

1.2 CARATTERISTICHE IDROLOGICHE DEGLI EVENTI DI PIENA IMPROVVISA

La difficoltà nella previsione delle piene improvvise è dovuta ad alcuni fattori, tra i quali:

- la *variabilità climatica*, intesa come stagionalità dei picchi di precipitazione e di evapotraspirazione oltre che come unicità di ciascun evento temporalesco che le genera (Sivapalan et al., 2005). Secondo Gregory e Gardinier (1975), il clima può influenzare direttamente i processi di produzione del deflusso, agendo sulle strutture geomorfologiche dei bacini imbriferi, attraverso processi di erosione e formazione del suolo. Una possibile classificazione climatica è quella di Budyko (1974), che considera il rapporto tra l'evapotraspirazione potenziale (E_p) e le precipitazioni medie annuali (P). In base al risultato ottenuto, è possibile classificare il clima: se il rapporto è > 1 , si è in presenza di un clima arido; se è < 1 , il clima è umido. Un'ulteriore classificazione è data dalle cinque classi climatiche di Köppen-Geiger (Mediterraneo, Alpino-Mediterraneo, Alpino, Continentale e Oceanico), che si basano sull'analisi delle precipitazioni e delle temperature medie annuali. Dallo studio di Marchi et al. (2010), è emerso che la maggiore concentrazione di piene improvvise interessa bacini nei climi umidi, dove la condizione di umidità antecedente del suolo è un parametro molto importante e variabile per ciascun evento.
- i *fattori fisiografici e le caratteristiche della rete idrografica*. La presenza dei rilievi favorisce la riduzione dei tempi di concentrazione dei deflussi a causa delle pendenze e l'incremento delle precipitazioni orografiche. Inoltre, il ridotto spessore dei suoli favorisce la produzione del deflusso superficiale (Costa, 1987; O'Connor, 2004). Analizzando la pendenza del bacino e il rapporto tra la sua area e la lunghezza complessiva della rete di canali, è possibile ottenere alcune informazioni sul tipo di bacino: bassi valori (di entrambi) sono tipici di bacini con climi Mediterraneo o Continentale mentre valori elevati si riscontrano in aree Alpine o Alpine-Mediterranee (Marchi et al., 2010).

Grandi volumi di precipitazione cumulata, tuttavia, non sono sufficienti a generare una piena improvvisa. È importante stabilire la soglia oltre la quale si verifica una piena improvvisa, dato che il solo dato di precipitazione cumulata non è sufficiente a stabilire se il fenomeno si verificherà o meno. Le condizioni climatiche locali influenzano la quantità e la durata della

precipitazione; la loro combinazione ha una notevole rilevanza sulla produzione del deflusso durante l'evento (*Marchi et al., 2010*). A parità di precipitazione cumulata, gli eventi brevi tendono a produrre portate molto elevate in tempi contenuti e quindi piene più intense. Nello stesso studio, si è osservato che, nel clima Mediterraneo, il rapporto tra la precipitazione durante l'evento e la precipitazione annuale è normalmente superiore al valore 0.2. Questo significa che la precipitazione che genera l'evento ha un notevole impatto sul bilancio idrologico dell'area. In ambito Continentale, Alpino e Alpino-Mediterraneo si riscontra un valore del rapporto inferiore a 0.2, quindi una minore influenza sul bilancio idrologico. I fenomeni in grado di innescare una piena improvvisa dipendono in larga misura da sistemi convettivi a mesoscala, dalla durata di precipitazione e dalle dimensioni del bacino. In accordo con quanto sostenuto da *Gaume (2009)*, i bacini che generano intense piene improvvise a seguito di precipitazioni durature sono situati nell'area Mediterranea e Alpino-Mediterranea. I bacini dell'area Continentale, invece, risentono maggiormente delle precipitazioni più brevi. Nell'Europa continentale (Germania, Austria e Romania) la frequenza più elevata di piene improvvise si riscontra nel periodo estivo; nell'area Mediterranea (Italia, Spagna e Francia) nei mesi autunnali. Si è evidenziata, inoltre, una minore estensione spazio-temporale degli eventi continentali rispetto a quelli mediterranei. Le caratteristiche geomorfologiche e l'eventuale coincidenza con altri fattori di rischio comportano un elevato grado di incertezza circa le previsioni con elevato grado di dettaglio. Le maggiori difficoltà sono rappresentate dal breve intervallo che separa la precipitazione dalla piena e la necessità di fornire previsioni con alto livello di dettaglio (*Norbiato et al., 2008*). Un altro problema molto importante è che i bacini impattati da piene improvvise, come già anticipato, hanno ridotte dimensioni e spesso non sono coperti da una rete operativa di monitoraggio di piena e portata (*Creutin e Borga, 2003*). La qualità delle previsioni necessita di un sistema di misurazione con un'elevata risoluzione spazio-temporale; le reti di pluviometri, generalmente, non coprono le zone a maggiore intensità delle piogge convettive che possono innescare una piena improvvisa. Nella genesi di questi eventi, si verificano delle condizioni diverse rispetto a quelle di una piena "ordinaria": le forti precipitazioni si trasformano quasi completamente in deflusso superficiale, che raggiunge rapidamente il reticolo idrografico. Per questo, spesso, si ottengono picchi molto più elevati rispetto a quelli generati da piene minori. La loro misura, dunque, risulta complessa, talvolta a causa del danneggiamento degli strumenti di misura in seguito alla piena. La previsione e la gestione delle piene improvvise rappresentano una vera e propria sfida, in quanto bisogna far

fronte ad un pericolo elevato (*Drobot e Parker, 2007; Collier, 2007*). Numerosi studi hanno evidenziato la relazione tra picco di portata e area del bacino, sia per un singolo evento che per la media annuale dei picchi (*Smith, 1992; Gupta et al., 1996; Furey e Gupta, 2005 tra gli altri*). In particolare lo studio di *Marchi et al. (2010)* ha evidenziato che all'aumentare dell'area del bacino diminuisce la portata unitaria per unità di superficie. Aree con valori moderati di portata unitaria al picco, comunque, non devono essere considerate necessariamente a basso rischio, dato che alcune di queste piene hanno causato numerose vittime (ad esempio in Romania nel 2005). Nello studio delle piene improvvise, può essere d'aiuto l'analisi del coefficiente di deflusso. I valori ottenuti, consentono di comparare i bacini tra loro oltre a chiarire come i diversi terreni trasformano la precipitazione in deflusso superficiale. E' opportuno:

- quantificare i coefficienti di deflusso e analizzare le possibili differenziazioni in base alle diverse regioni climatiche (per esempio, nei climi umidi il coefficiente di deflusso è più elevato);
- individuare le relazioni tra i coefficienti e le condizioni antecedenti di umidità nel suolo (Antecedent Moisture Condition-AMC).

Per stimare il coefficiente di deflusso, normalmente si esegue il rapporto tra il volume totale di deflusso durante l'evento e il volume di precipitazione. E' opportuno separare la portata di base e il deflusso prodotto dall'evento perché sono dovuti a percorsi del flusso diversi nel bacino, ciascuno con il proprio tempo di corrvazione. Per determinare il momento di inizio e di fine della piena si può fare riferimento all'istante in cui aumenta la portata e al momento in cui decresce al livello iniziale, anche se è presente una certa imprecisione. I coefficienti di deflusso tendono ad essere elevati nelle regioni mediterranee e bassi nelle aree alpine. Questo è dovuto al fatto che nelle aree mediterranee le precipitazioni, oltre ad essere più abbondanti, sono più prolungate nel tempo. Si nota anche una certa variabilità nelle condizioni iniziali di umidità del terreno che, assieme alla capacità di accumulazione d'acqua nel sottosuolo, determinano quale sia la quantità minima che genera il deflusso superficiale. Secondo *Sturdevant-Rees et al. (2001)*, *Gaume et al. (2004)* e *Borga et al. (2007)*, l'incidenza della condizione di umidità antecedente nel suolo ha un notevole impatto nella produzione del deflusso per le piene improvvise estreme. Per individuare l'impatto delle condizioni antecedenti di umidità nel suolo sulla produzione di deflusso, *Marchi et al. (2010)* hanno sviluppato un indice pari al rapporto tra la precipitazione nei 30 gg precedenti l'evento e la media delle precipitazioni per lo stesso

periodo. Si sono ottenute tre classi: *asciutto* (indice di saturazione iniziale ≤ 0.5), *normale* (indice di saturazione iniziale compreso tra 0.5 e 1.5) e *umido* (indice di saturazione iniziale ≥ 1.5). I processi di scioglimento nivale non sono considerati nell'indice perché normalmente non contribuiscono in modo significativo all'evento. Analizzando i dati di umidità antecedente nel suolo, si è evidenziato che nelle regioni mediterranee gli eventi si verificano in condizioni asciutte o normali mentre nelle aree continentali umide e normali. Lo studio ha concluso che nelle aree mediterranee precipitazioni intense e durature possono innescare la piena anche in condizioni di bassa umidità nel suolo mentre nelle aree continentali è necessaria una elevata umidità nel suolo per generare l'evento.

1.3 PREVISIONE DELLE PIENE IMPROVVISE

Le previsioni delle piene improvvise si basano sulla qualità dei dati ricavati dalle misure di portata e precipitazione oltre che dalle previsioni meteorologiche. Come anticipato, il processo che innesci una piena improvvisa è complesso perché dipende da fenomeni fisici che inducono differenti risposte dal bacino. Negli anni, si è fatto spesso riferimento ai metodi basati su un livello "soglia" di precipitazione e di umidità nel terreno oltre il quale la piena si sarebbe verificata. Alla base di queste metodologie vi sono tre fattori: la precipitazione, il livello di umidità del suolo (AMC) e le proprietà idrauliche dei suoli (nel generare deflusso). Il centro meteorologico nazionale degli Stati Uniti (*National Weather Service*) ha messo a punto un sistema di previsione delle piene improvvise (*Flash Flood Guidance*) a 1-3-6 ore, che stima la precipitazione cumulata necessaria a generare una piena improvvisa in una determinata area, considerando le attuali condizioni di umidità del suolo.

Tuttavia, la sola relazione tra precipitazione e deflusso risultante può contenere incertezze dovute alla mancata considerazione della morfologia del bacino. Per limitare questo problema, si è fatto riferimento a modelli idrologici spazialmente distribuiti con una elevata risoluzione delle caratteristiche geomorfologiche e fisiologiche del bacino (*Blaškovičová et al., 2011; Blöschl et al., 2008; Younis et al., 2008; Reed et al., 2007*). Un modello idrologico utilizzato nella simulazione di piena a scala di evento è il *KLEM (Kinematic Local Excess Model)*, che applica il metodo americano del *Soil Conservation Service (SCS)*, basato sul *Curve Number (CN)* (*Ponce e Hawkins, 1996; USDA, 1986*). In questo modo è possibile confrontare i dati ricavati dal modello idrologico con i rilievi post-evento nei casi in cui il bacino non sia strumentato. In particolare (*Blaškovičová et al., 2011*)

ha confermato la buona corrispondenza tra i dati in un caso studio in Slovacchia nel bacino del torrente Svacenicky.

1.3.1 PREVISIONE NEI BACINI NON STRUMENTATI

Molto spesso, i bacini che producono piene improvvise sono privi di strumentazione che rilevi la portata alla sezione di chiusura e le precipitazioni. L'unico modo per calcolare il deflusso si basa su modelli che necessitano di alcuni parametri, tra i quali precipitazione, caratteristiche del bacino, ecc. E' molto importante calibrare accuratamente i parametri da inserire anche perché, rispetto alle piene ordinarie, non è possibile trasferire senza alcuna restrizione i dati da bacini contigui strumentati. Si fa riferimento, per esempio, alle caratteristiche idrologiche, all'influenza dei rilievi, all'imprecisione degli strumenti e alle condizioni variabili della copertura del suolo, che modifica la produzione del deflusso (*Blöschl et al., 2005*). E' possibile confrontare tra loro due bacini quando la loro risposta idrologica alle precipitazioni è simile, quando hanno parametri e caratteristiche misurabili simili (*Blöschl et al., 2005*). Dato che non si possono ottenere direttamente i parametri, è possibile calibrarli trasferendo i dati da un altro bacino, seguendo la seguente procedura:

1. Suddividere il bacino in aree omogenee oppure identificarne uno strumentato che abbia caratteristiche idrologiche simili;
2. Stimare i parametri per il bacino strumentato mediante calibrazione manuale o computerizzata sulla base di dati reali di deflusso;
3. Applicare il modello al bacino non strumentato trasferendo i parametri di quello strumentato e stimare il deflusso;
4. Verificare la correttezza dei parametri, considerando il bacino strumentato come se non lo fosse e comparando i dati di deflusso ottenuti con il trasferimento dei parametri con il deflusso osservato.

E' opportuno, tuttavia, caratterizzare per il bacino oggetto di studio alcuni parametri, data la complessità del fenomeno delle piene improvvise (*Beven, 2002*).

1.4 SVILUPPO DI UNA STRATEGIA DI OSSERVAZIONE DELLE PIENE IMPROVVISE A SCALA EUROPEA

Il progetto europeo *HYDRATE (HYdrometeorological Data Resources And Technologies for Effective flash flood forecasting)*, iniziato nel 2006 e concluso nel 2011, ha permesso di studiare e

monitorare gli eventi di piena improvvisa a scala europea. Negli studi, sono state coinvolte otto università europee (tra le quali quella di Padova), una statunitense e numerosi centri internazionali di ricerca. Grazie all'analisi degli eventi alluvionali passati, è stato possibile migliorare la base scientifica di previsione delle piene, avanzando e ottimizzando una strategia di osservazione innovativa a livello europeo. Notevole importanza è stata data allo sviluppo di tecnologie e strumenti per efficaci sistemi di allerta precoce. A tal fine, il progetto ha permesso di organizzare il patrimonio di dati di piena esistenti in tutta Europa. La strategia di osservazione proposta nel progetto si è basata sul monitoraggio idrometeorologico e sull'acquisizione di informazioni complementari da indagini post-evento. Al suo termine, il progetto HYDRATE ha permesso di migliorare della capacità previsionale di piene in bacini non strumentati, grazie all'estesa disponibilità di dati oltre alla migliore comprensione del processo. In questo modo, i risultati ottenuti porteranno progressi nella strategia di osservazione per l'attuazione non solo in Europa ma a livello internazionale.

La gestione dei rischi legati alle piene improvvise è essenziale per la sicurezza pubblica. Come noto, questi eventi si sviluppano in un arco spazio-temporale tale da non essere monitorabili con i sistemi di osservazione convenzionali (precipitazioni e portata dei fiumi); inoltre hanno meccanismi di generazione poco conosciuti, quindi le previsioni di questi eventi sono molto incerte. Una migliore comprensione dei meccanismi di produzione del deflusso in seguito a brevi precipitazioni ma di forte intensità, è fondamentale nella previsione delle piene, per migliorare l'efficacia delle previsioni e di allarme.

2. EVENTO E AREA DI STUDIO

2.1 LA PIENA IMPROVVISA DEL 2-3 AGOSTO 2014

A partire da venerdì 1 agosto 2014, il Veneto è stato influenzato da un'ampia area depressionaria posizionata sulle Isole Britanniche ma con estensione verso il Mediterraneo centrale. A causa delle correnti umide e instabili da sud ovest in quota e dalla presenza di aria calda e umidità nei bassi strati atmosferici, si sono determinate condizioni di instabilità con diverse fasi di precipitazione a prevalente carattere di rovescio e temporale. Nella giornata di sabato 2 agosto, in particolare tra le 20 e le 24, i fenomeni temporaleschi intensi si sono concentrati sulle zone più settentrionali del trevigiano. Nella giornata di domenica 3 agosto, dapprima si sono attenuati poi si sono esauriti nelle prime ore della mattina.

Le stazioni pluviometriche, non comprese nel bacino di studio, che hanno misurato i quantitativi maggiori sono quelle di Quero (TV), Nogarolo di Tarzo (TV) e Vittorio Veneto (TV). Per tali stazioni le precipitazioni sono state concentrate principalmente nell'arco di alcune ore nella serata di sabato (Figura 2; Figura 3; Figura 4). In Figura 5 sotto sono rappresentate le precipitazioni cumulate nell'intera giornata di sabato 2 agosto 2014. Assumendo come dato di precipitazione media sul bacino del Torrente Lierza quello registrato nella stazione pluviometrica Arpav più vicina (Nogarolo di Tarzo), distante meno di 10 km in linea d'aria, si ottiene un volume d'acqua caduto sull'intero bacino di quasi 500.000 m³ ovvero di 58.6 litri/m².

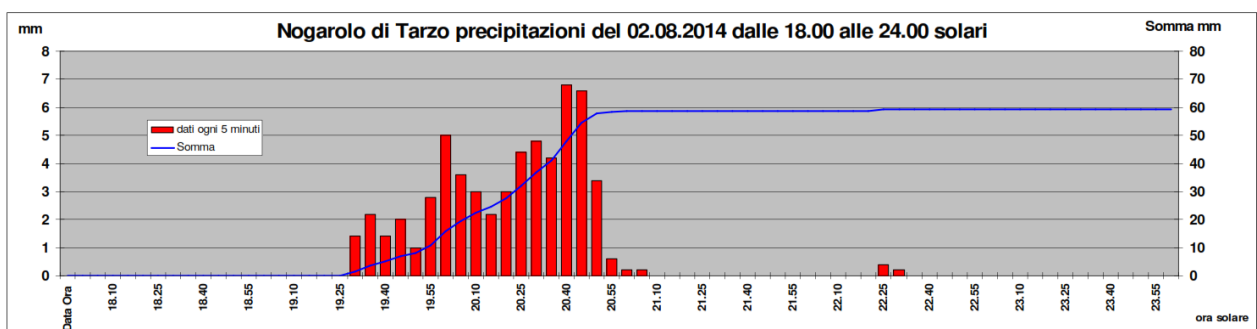


Figura 2: precipitazioni cumulate registrate a Nogarolo di Tarzo (TV). (Fonte: ARPAV)

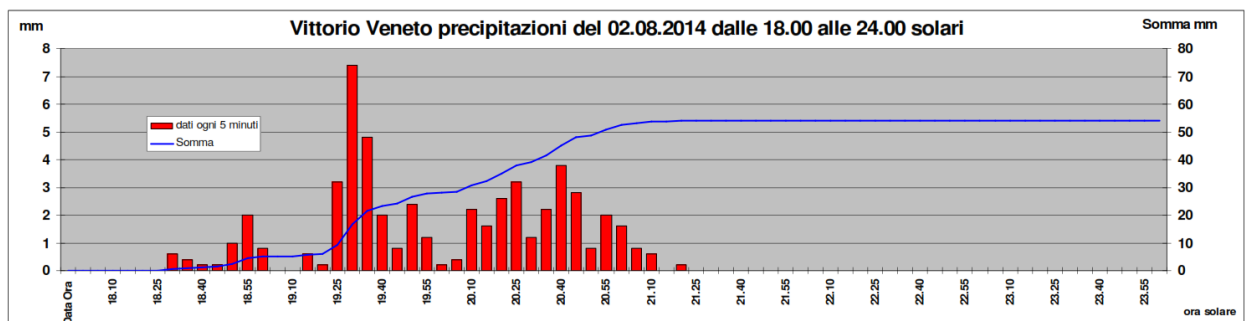


Figura 3: precipitazioni cumulate registrate a Vittorio Veneto (TV). (Fonte: ARPAV)

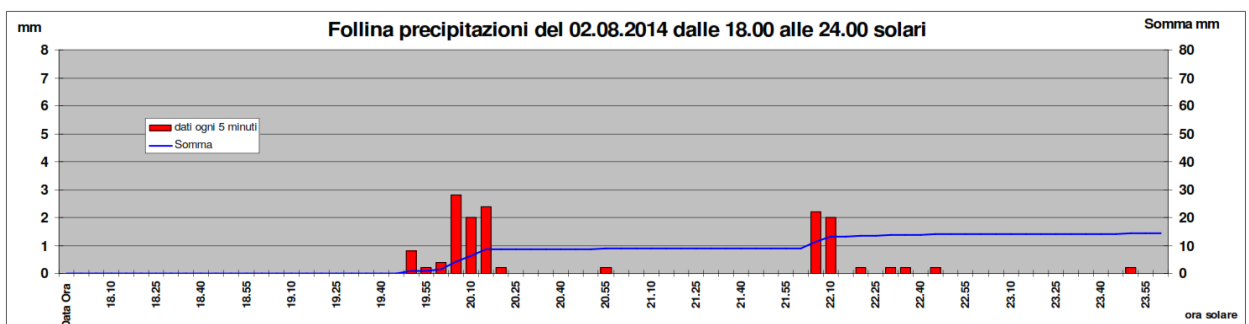


Figura 4: precipitazioni cumulate registrate a Follina (TV). (Fonte: ARPAV)

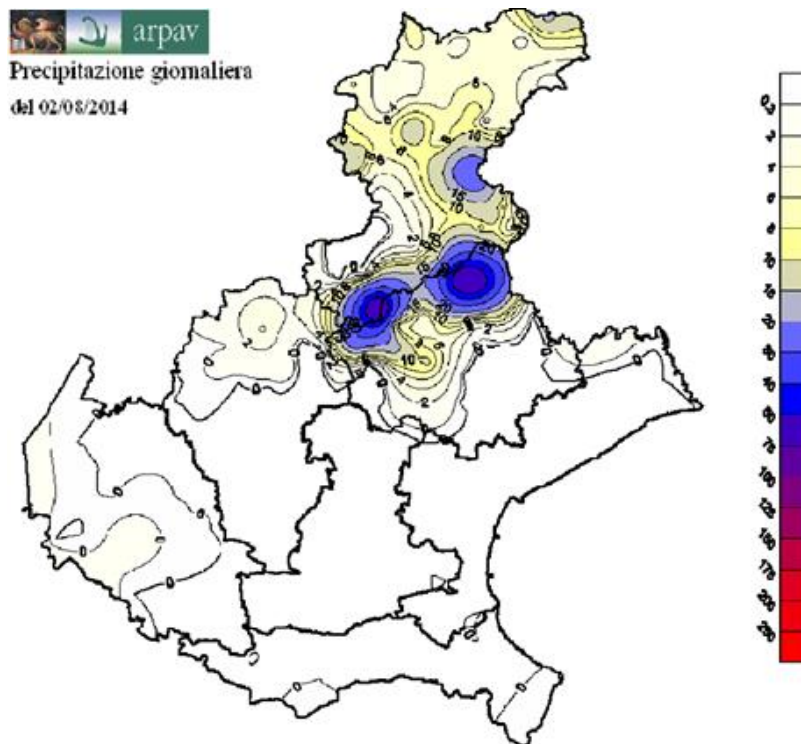


Figura 5: precipitazioni cumulate nella giornata di sabato 2 agosto 2014. (Fonte: ARPAV)

Osservando l'immagine radar in Figura 6, si nota come le precipitazioni più intense (in rosso) si siano abbattute tra i comuni di Tarzo e Cison di Valmarino, mentre il comune di Refrontolo è stato interessato da modeste precipitazioni (in verde/blu).

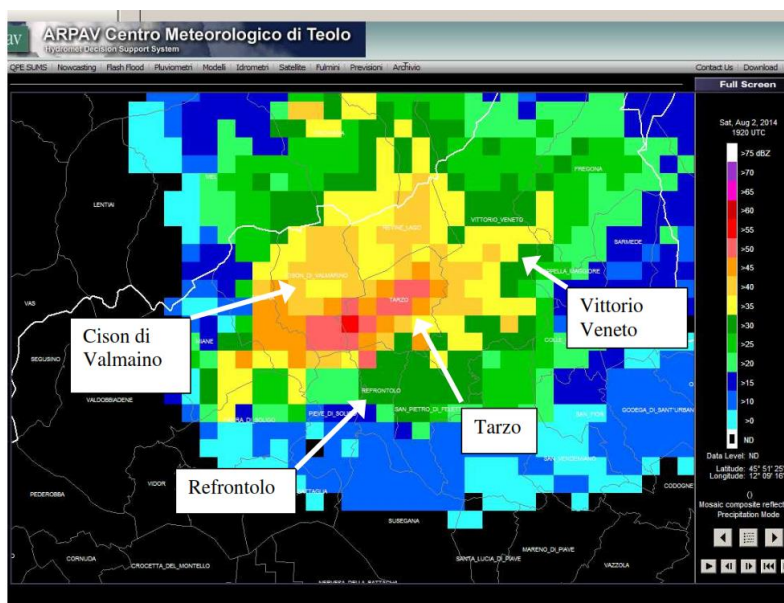


Figura 6: immagine radar (riflettività) di sabato 2 agosto 2014, ore 21:20. (Fonte: ARPAV)

Sabato 2 agosto, poco dopo le 21.30, il torrente Lierza si è improvvisamente ingrossato, travolgendo tutto quello che si trovava nelle vicinanze. Per una coincidenza, la piena ha travolto il capannone della Pro Loco di Refrontolo (Figure 7-8), a valle del Molinetto della Croda, dove si stava svolgendo una festa, causando quattro morti e numerosi feriti.



Figura 7: area colpita dalla piena improvvisa. (Fonte VV.FF)



Figura 8: il capannone della Pro Loco travolto dal torrente. (Fonte: La Tribuna di Treviso)

2.2 IL BACINO DEL RIO LIERZA

Il Lierza è un corso d'acqua a regime torrentizio, che appartiene al bacino idrografico del Piave, con una lunghezza di circa 15 Km. Nasce nella zona pedemontana della provincia di Treviso (Veneto), nei comuni di Tarzo e Cison di Valmarino, più precisamente nelle località di Arfanta e Rolle. Attraversa i Comuni di Refrontolo, Pieve di Soligo, Susegana e confluisce nel Soligo, di cui è il maggiore affluente, tra la frazione di Barbisano e Collalto. Il bacino idrografico del Lierza (Figura 10), chiuso a valle del Molinetto della Croda (S01) (Figura 9), è di modesta estensione (7.5 Km²).



Figura 9: Molinetto della Croda dopo l'evento (Fonte: VV.FF).

In Figura 11 sono rappresentate anche le sezioni di chiusura dei quattro sottobacini (S02-S05).

In Figura 12 è rappresentata l'ortofoto dell'area di studio.

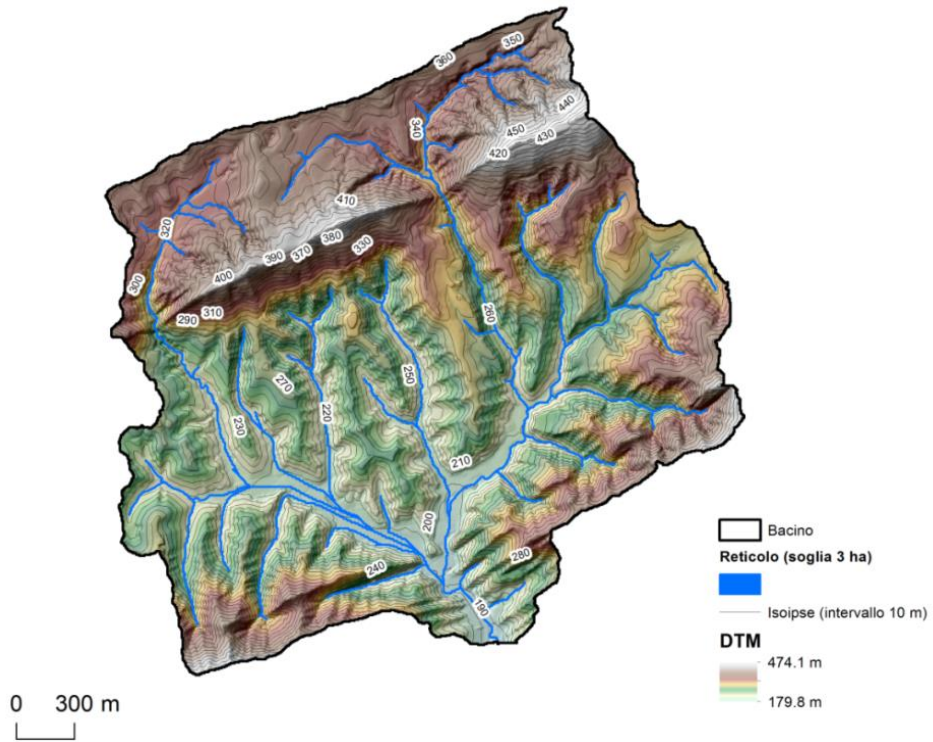


Figura 10: il bacino del Rio Lierza (DTM).

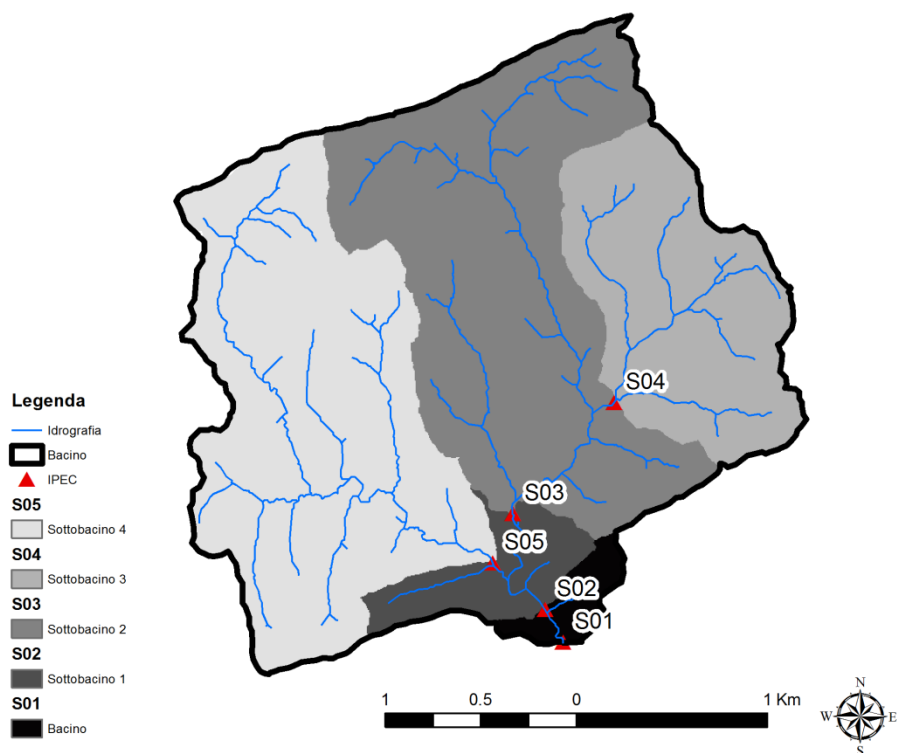


Figura 11: sezioni di chiusura e suddivisione dei sottobacini.



Figura 12: ortofoto del bacino del Rio Lierza.

Analizzando l'estratto dalla Carta dei Corpi Idrici e dei Bacini Idrografici della Regione Veneto (Figura 13), si osserva che il Lierza nasce al confine tra i bacini idrografici del Piave e del Livenza.

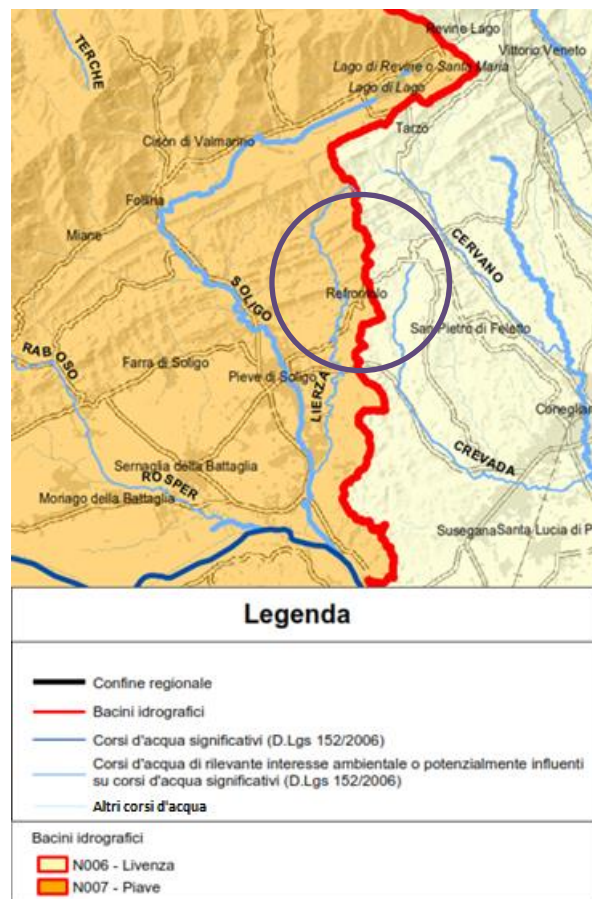


Figura 13: estratto dalla Carta dei Corpi Idrici e dei Bacini Idrografici della Regione Veneto.

Un riassunto delle caratteristiche morfologiche è in tabella.

Parametri morfometrici	Valore	Unità di misura
Area	7.5	km ²
Quota massima	474.14	m s.l.m.
Quota alla sezione di chiusura	179.77	m s.l.m.
Pendenza media	24.6	%

TOPOGRAFIA

Il bacino si trova in un ambito collinare, con un'elevazione di 294 m (il punto più alto è situato a quota 474.1 m s.l.m.; quello più basso a 179.8 m s.l.m.). La forma del bacino è piuttosto geometrica e questo è dovuto ad aspetti geologici: si possono osservare due catene collinari in testa e in prossimità della sezione di chiusura parallele tra loro. Il bacino è racchiuso tra le due catene, in un'area di modesta pendenza ed elevazione. In Figura 14 sono rappresentati il raster delle pendenze in gradi (a) ricavato dal DTM LiDAR a risoluzione di 1m e il raster dell'esposizione (b).

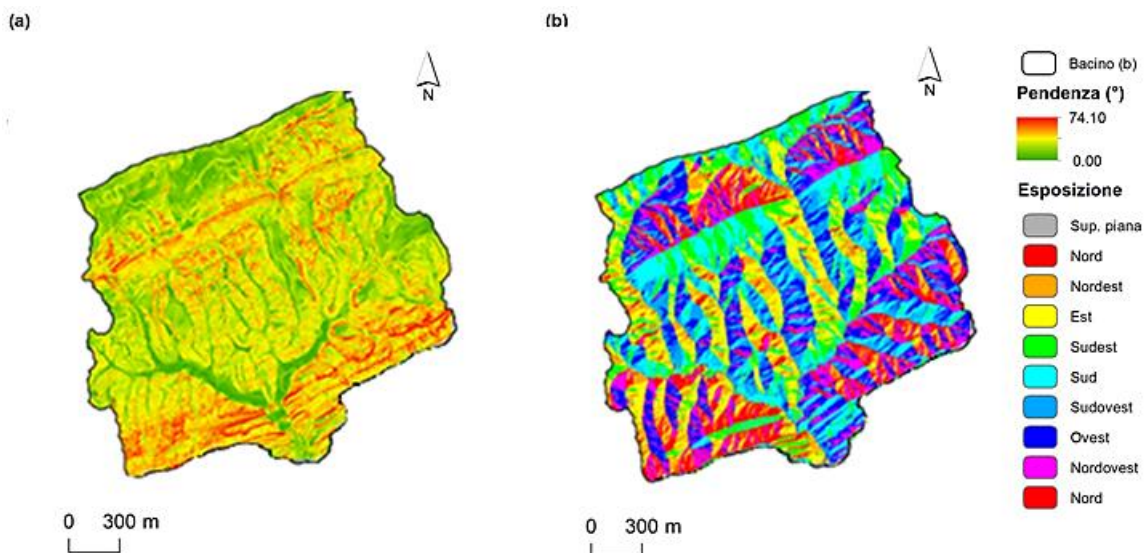


Figura 14: raster delle pendenze e dell'esposizione del bacino.

CLIMA

Analizzando la temperatura media registrata nella valle tra il 1961 e il 1990, si osserva che la temperatura media è stata di 12.5°C, con un massimo di 14.1°C nel 1990 e un minimo di 11.7°C nel 1965. I mesi più miti sono quelli di aprile e ottobre mentre novembre, dicembre, gennaio febbraio e marzo sono considerati freddi. I dati più recenti, tra il 1993 e il 2002, evidenziano che la temperatura media, pari a 13.8°C, è aumentata di 1.3°C rispetto al precedente periodo. La media massima annua è di 14.5°C registrati nel 2000 e una minima media annua di 12.2°C nel 1996. Dai dati di precipitazione, anch'essi suddivisi in due periodi, si può affermare che: la precipitazione media tra il 1961 e il 1990 è di circa 1249 mm, con una piovosità massima annua nel 1987 (1539 mm) e una minima (915.9 mm) nel 1985; nel periodo 1993-2002, la media delle precipitazioni diminuisce a 1133,5 mm, con una piovosità massima annua nel 2002 (1655.2 mm) e una minima (859 mm) nel 1993. La stagione meno piovosa, in genere, è l'inverno (mesi di dicembre, gennaio, febbraio e marzo), mentre i mesi più piovosi sono ottobre e novembre.

Le grandinate sono frequenti in tutta l'area; in particolare nell'area di Conegliano e Valsana i fenomeni si verificano con un numero variabile da 8 a 14 eventi per la zona di Valdobbiadene e Vittorio Veneto, nel territorio rimanente la frequenza è minore (da 1 a 7 eventi annuali, per il periodo 1978-2003).

Diversi nubifragi sono stati monitorati nell'agosto 2004, ai quali si possono aggiungere quelli del 27-28 agosto 2005 a Crespano del Grappa e Breda di Piave e quello del 9 settembre 2005 a Farra di Soligo. E' evidente la presenza costante di eventi pluviometrici intensi ma concentrati nei mesi in cui questi sono più plausibili. (Fonte: *"Rapporto sullo stato dell'ambiente in provincia di Treviso - 2006"*).

GEOLOGIA

Il bacino del Lierza è collocato nell'area geografica denominata "Quartiere del Piave", che interessa sei comuni della Provincia di Treviso: Vidor, Moriago della Battaglia, Farra di Soligo, Sernaglia della Battaglia, Pieve di Soligo e Refrontolo. L'area di studio è al limite dell'alta pianura veneta, ed è compresa tra le Prealpi trevigiane a Nord e il rilievo del Montello a Sud. L'altitudine è compresa tra 470 m s.l.m. e circa 90 m s.l.m. in quanto si tratta di un'area di transizione tra le Prealpi e la pianura. Osservando l'orografia, si nota la presenza di alcune strutture, quali pieghe e sovrascorrimenti, che si sono generati in seguito di alla deformazione compressiva che ha generato la catena alpina. La fascia compresa tra i rilievi e la pianura è caratterizzata da colline

alternate a piccole vallecole, morfologia tipica degli Hogback (Figura 15). Si tratta di rilievi monoclinali, contraddistinti da creste in corrispondenza degli strati meno erodibili e valli monoclinali che si sono formate per incisione delle rocce più tenere ed erodibili.

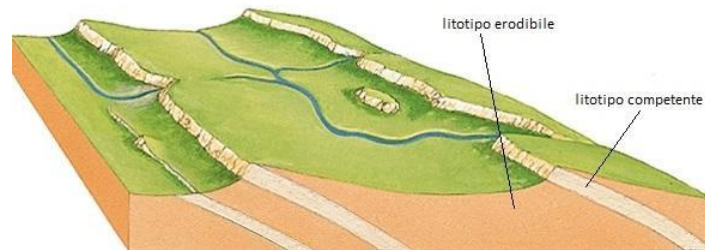


Figura 15: tipologia del rilievo Hogback (fonte www.larousse.fr).

Testimonianze geologiche evidenziano la presenza di agenti esogeni che hanno modificato l'area, in combinazione all'azione dell'orogenesi. Si tratta, in particolare, del ghiacciaio del Piave che, con la sua capacità erosiva, ha generato consistenti depositi (le morene). Nella fase di scioglimento glaciale, si sono formati i due corsi d'acqua che solcano l'area del "Quartiere del Piave", il Soligo e appunto il Piave. Piuttosto frequenti sono i conoidi fluviali, generati dai grandi volumi di sedimento trasportati dai corsi d'acqua: I più importanti sono quelli della Valle del Piave e della Valle di Soligo. Riassumendo, l'area può essere suddivisa in quattro parti, con specifiche caratteristiche geologiche:

- le colline Hogback a Nord, caratterizzate da una successione ripetuta di conglomerati compatti interrotti da argille, collocabili nel Miocene;
- la zona dei Palù nell'area centrale del Quartier del Piave, costituita da materiali prevalentemente argillosi di età Olocenica;
- accumuli ghiaiosi dell'Era Quaternaria nella porzione a Sud e ad Est, formati a seguito dell'accumulo dei sedimenti fluviali trasportati dai Fiumi Piave e Soligo. Sono piuttosto comuni, in questo settore, alternanze di ghiaie, sabbie e livelli coesivi più fini;
- l'alveo del fiume Piave a Sud.

In Figura 16 è riportata la geologia nel bacino del Lierza. La maggior parte del suolo del bacino è composto da arenarie.

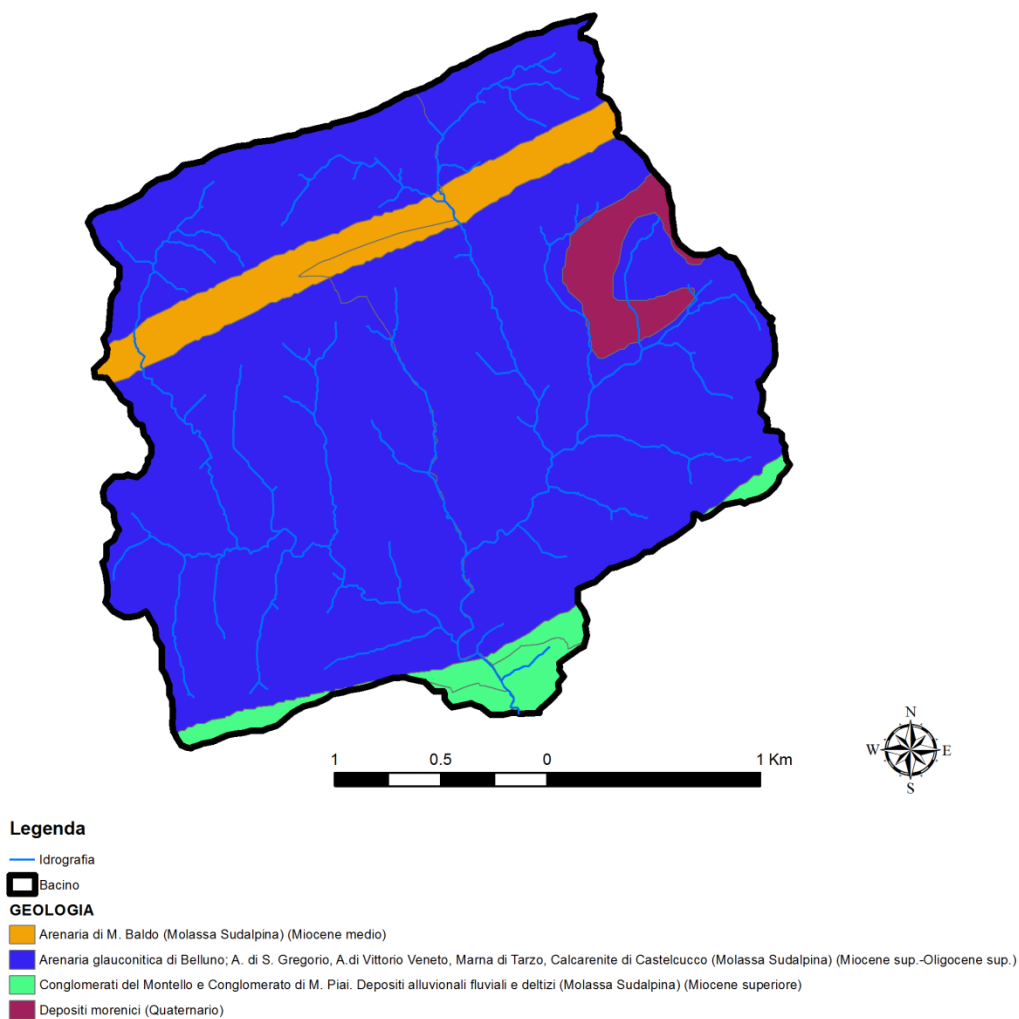


Figura 16: geologia nel bacino del Lierza.

USO SUOLO

Le caratteristiche pedologiche e morfologiche del bacino del Lierza portano ad una differenziazione sulla capacità d'uso dei suoli. A nord, si insediano boschi e pascoli; l'area a maggiore vocazione agricola è situata ai piedi dei versanti montuosi e collinari. Gli usi più comuni sono le coltivazioni dei cereali e i prati oltre che la viticoltura. Le maggiori limitazioni all'uso dei suoli sono legate alle pendenze, ai fattori climatici e in qualche caso alla presenza di rocce e pietre in superficie. In alcune zone il suolo è poco fertile, in quanto è difficile la lavorazione e l'approvvigionamento idrico. Le zone in prossimità dei corsi d'acqua sono caratterizzate dalle fertilità maggiori ma sono a rischio di inondazione. In Figura 17 è rappresentata la suddivisione nell'uso dei suoli nel bacino. Il grafico in Figura 18 riporta la superficie (in Km²) adibita a ciascuna destinazione d'uso.

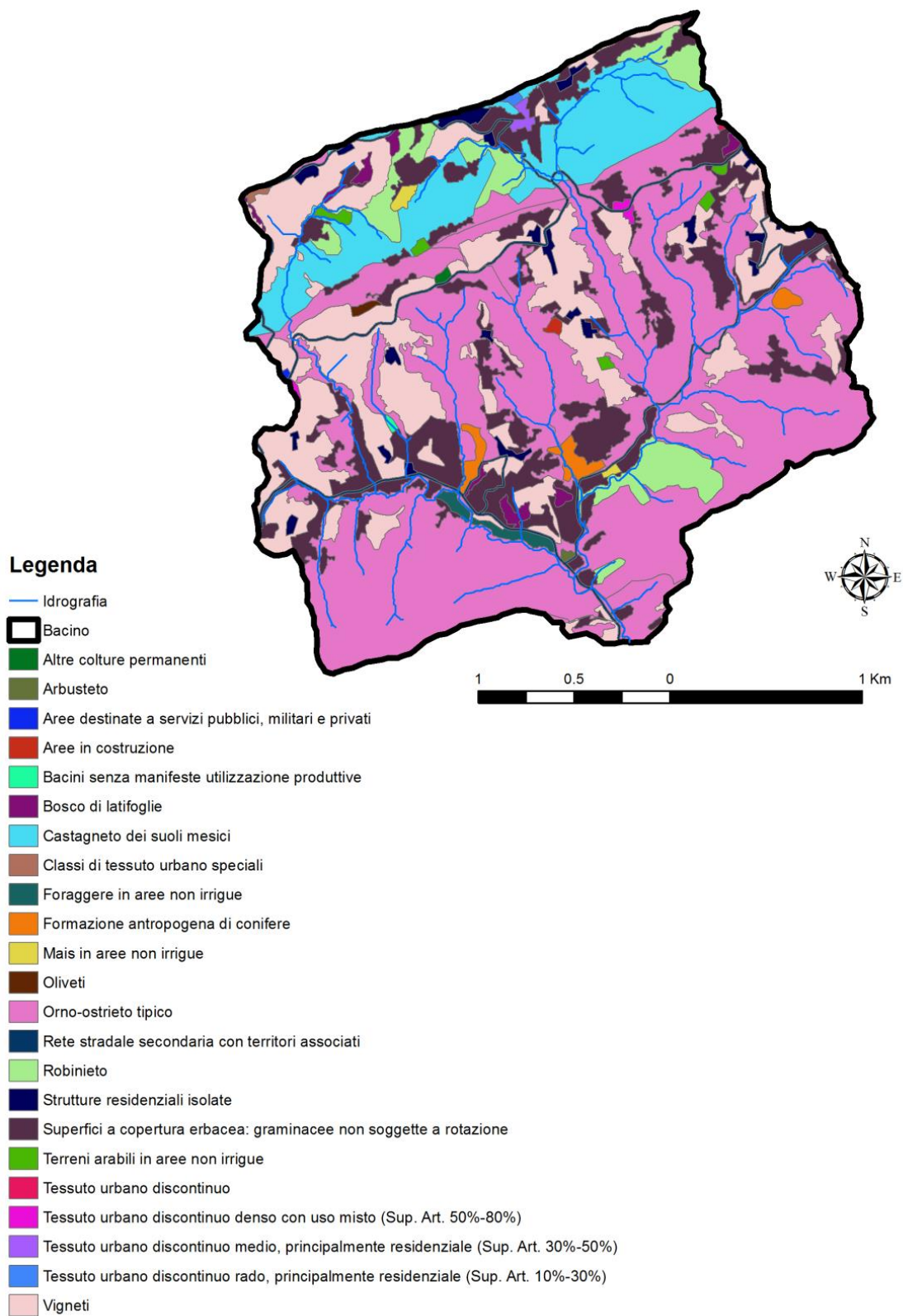


Figura 17: uso del suolo nel bacino del Lierza.

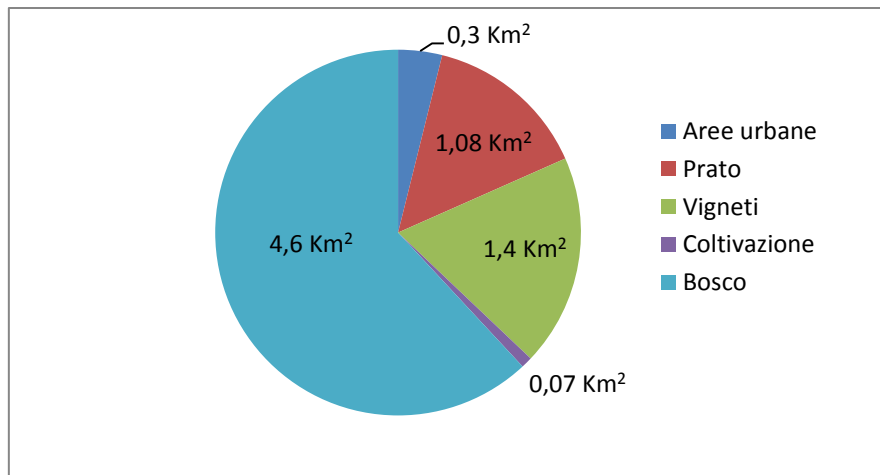


Figura 18: usi del suolo nel bacino del Lierza suddivisi per area.

Si osserva che il bosco è l'uso prevalente (61.8% dell'area), seguito dai vigneti (18.8%) e dai prati (14.5%). Le aree urbanizzate rappresentano il 4% della superficie, mentre le coltivazioni solo lo 0.9%.

3. MATERIALI E METODOLOGIE

3.1 RILIEVI POST EVENTO (INTENSE POST EVENT CAMPAIGN-IPEC)

Quando il bacino è sprovvisto di strumentazione, oppure nel caso in cui la piena abbia danneggiato le stazioni di misurazione, è necessario procedere con la rilevazione post evento. In questo modo, è possibile avere un'idea dei valori di deflusso anche senza una misura diretta del deflusso. Particolarmente utilizzati in ambito europeo (*Ruiz-Villanueva et al., 2012; Blaškovičová et al., 2011; Marchi et al., 2009a tra gli altri*), queste tecniche hanno come obiettivo la realizzazione di un database di informazioni per i bacini non strumentati, per comprendere quali siano i picchi di portata e comprendere in modo più approfondito il comportamento delle piene improvvise (*Gaume et al., 2009; Marchi et al. 2009a*). I rilievi post evento si compongono di alcune fasi operative, tra le quali:

- analisi dei dati radar di precipitazione per stabilire l'afflusso e analizzare la risposta idrologica;
- sopralluogo nella zona colpita dalla piena per documentare gli effetti e stabilire i picchi di portata;
- interviste ai testimoni oculari che possono fornire informazioni sulla durata della precipitazione ed eventualmente sui picchi di portata;

- revisione di filmati e fotografie.

Si procede, per ogni sezione d'alveo scelta, alla misura delle dimensioni trasversali e al calcolo dell'area e del raggio idraulico. La portata viene successivamente calcolata in regime di moto uniforme per una sezione d'alveo rettangolare molto larga: il livello idrometrico è definito con l'equazione di *Gauckler-Manning-Strickler* (1) in base alle caratteristiche di pendenza, raggio idraulico, rugosità e sinuosità.

$$se\ h = R_H \rightarrow q = vA = (K_S h^{\frac{2}{5}} \sqrt{i}) (Bh) = K_S^{\frac{5}{3}} \sqrt{i} \quad (1)$$

dove:

$q =$ portata (m^3/s);

$v =$ velocità corrente (m/s);

$A =$ area della sezione dell'alveo (m^2/s);

$h =$ tirante idraulico (m);

$K_S =$ coefficiente di scabrezza ($\sqrt[3]{m/s}$);

$i =$ pendenza (%);

$R_H =$ raggio idraulico (m).

I rilievi post evento sono stati eseguiti in prossimità delle sezioni di chiusura dei cinque sottobacini. Nelle Figure 19-23, sono rappresentate alcune fasi di acquisizione dei rilievi e particolari che forniscono alcune informazioni sul comportamento della piena. In particolare in Figura 22 è ben visibile il livello raggiunto dalla piena sulla vegetazione, mentre in Figura 23 è evidente l'esondazione del Lierza dal suo alveo.



Figura 19: rilievi in prossimità della cascata (S01).



Figura 20: particolare della cascata a monte del Molinetto.



Figura 21: rilievi in prossimità della Sezione 02.



Figura 22: particolare del livello raggiunto dalla piena (S02).



Figura 23: testimonianza dell'esondazione del Lierza (S04).

3.2 DATI DI PRECIPITAZIONE E STIME RADAR DI PIOGGIA

I dati di precipitazione utilizzati sono ottenuti da analisi radar e dai rilievi pluviometrici delle stazioni meteorologiche di Nogarolo di Tarzo (TV), Vittorio Veneto (TV) e Follina (TV). Queste ultime, tuttavia, non sono comprese all'interno del bacino del Lierza, quindi i dati ottenuti devono essere confrontati con le immagini radar, ottenute con 3 diversi strumenti: quello di Teolo (PD) e Concordia Sagittaria (VE) dell'ARPAV e quello Osmer di Gorizia. I radar consentono di esplorare una vasta porzione di atmosfera da un unico punto, emettendo un impulso elettromagnetico che ritorna al radar, riflesso dalle gocce di pioggia. Il riflesso varia in base all'intensità delle precipitazioni che l'hanno generato, permettendone così la misurazione. Le piogge sono rilevate secondo una distribuzione spazio-temporale con intervalli di 10 minuti. A partire dalle osservazioni radar, si possono effettuare misurazioni sul campo, che vengono integrate con la modellazione idrologica. E' così possibile individuare le discrepanze tra input (osservazioni) e output (risultati) attraverso un ciclo iterativo osservazione – modellazione. Nei rilievi post-evento, come in questo studio, si stima la precipitazione da radar, sia per identificare le aree maggiormente colpite, sia per usarle come dati di precipitazione da inserire nel modello idrologico, per la simulazione dell'evento, al fine di controllare i risultati dei rilievi di campo e le portate al picco (Marchi et al., 2009). Nonostante questi strumenti abbiano una grande potenzialità nel monitoraggio delle precipitazioni, è opportuno considerare eventuali cause di imprecisione nei risultati (Ruiz-Villanueva, 2012). Tra questi, i più importanti sono: l'occlusione del fascio, l'attenuazione del segnale, superfici verticali che riflettono il segnale e possibili distorsioni causati dall'hardware dello strumento. Per avere una correttezza nei dati, è necessario trattare opportunamente i dati (Berne e Krajewski, 2013) con procedure di correzione (Bouilloud et al., 2009 tra gli altri); per esempio, interpolando i dati radar con quelli ottenuti dalla rete di pluviometri.

E' fondamentale intervistare i testimoni oculari per verificare la qualità delle osservazioni e per ricreare l'evoluzione dell'evento nei diversi giorni in modo affidabile. Si raccolgono così informazioni sui tempi d'inizio e fine delle piogge; sull'eventuale presenza di vento, fulmini grandine; sulla durata della fase di aumento del livello idrico, del picco e tempo di recessione. In questo modo si può ricostruire l'evoluzione temporale della piena. Altre informazioni riguardano le caratteristiche idrologiche, come la saturazione del suolo, oppure i processi, come l'origine del deflusso o la presenza di detriti legnosi. Le interviste possono essere fatte anche a

distanza di qualche giorno dopo la fine dell'evento perché la precisione comunque è soddisfacente. I confronti dimostrano una precisione temporale molto elevata, fino a 15-20 minuti (Marchi et al., 2009).

3.3 MODELLISTICA IDROLOGICA

La modellazione idrologica ha come obiettivo l'analisi dei processi che possono generare una piena improvvisa. In questo studio, è applicato il *KLEM (Kinematic Local Excess Model)* (Cazorzi e Dalla Fontana, 1992), un modello concettuale distribuito che utilizza le formule proposte dal *Soil Conservation Service (SCS)*, al quale è stato integrato un modello geomorfologico di propagazione dei deflussi (*Routing Time*). Quest'ultimo tiene conto della velocità di versante e di canale, ovvero le velocità del deflusso lungo i versanti e nel reticolo. In un modello concettuale a parametri distribuiti, non ci sono interazioni tra le celle: ognuna di esse è analizzata in modo indipendente dalle altre. Nel *KLEM*, per ogni cella sono applicate le formule del *SCS*, applicando lo specifico valore di *CN*. A partire dal tempo di propagazione di ogni cella, alla sezione di chiusura, è sommata la pioggia efficace (P_e) delle celle con lo stesso ritardo, ottenendo, così, l'idrogramma di deflusso superficiale. Il deflusso sottosuperficiale è considerato come lo svuotamento lineare da un serbatoio della pioggia infiltrata, raccolta nel terreno. I parametri da inserire in *input* sono:

1. *Antecedent Moisture Condition (AMC)*;
2. portata iniziale;
3. perdite iniziali;
4. calibrazione dell'invaso (X);
5. modulo di deflusso sottosuperficiale (k);
6. perdite per infiltrazione (W);
7. fattore di riduzione della pioggia;
8. soglia di attivazione k

Questi valori si ottengono da un'analisi delle caratteristiche del bacino, in funzione del metodo *CN*, e consentono l'elaborazione della variazione della portata d'acqua istante per istante. Affinché l'idrogramma del modello (output) sia simile alle portate misurate nei rilievi, è opportuno calibrare adeguatamente la combinazione. La descrizione delle caratteristiche del bacino (proprietà del suolo, morfologia del paesaggio, vegetazione, ecc.) si basa sulla

disponibilità di dati spaziali di tipo raster; note le coordinate delle sezioni di chiusura, è possibile individuare la superficie che raccoglie le acque di precipitazione che defluiscono dalla sezione, ottenendo così il bacino idrografico.

3.3.1 CALCOLO DEL DEFLUSSO SUPERFICIALE

La quantità di pioggia che produce deflusso, chiamata anche pioggia efficace, è matematicamente calcolabile utilizzando alcuni modelli di stima, tra i quali quello del *Soil Conservation Service (S.C.S.) (Ponce et Hawkins, 1996)*. Quest'ultimo si basa sul parametro *Curve Number (CN)* e consente di ricavare sia il picco di piena che l'intero idrogramma di un dato evento, ma è valido per bacini idrografici non superiori a 15-20 Km². E' possibile inserire anche ulteriori parametri al fine di rappresentare tutti quei processi che si innescano nella superficie del bacino dopo l'evento di pioggia, cercando di descrivere il loro ruolo e la loro importanza all'interno del ciclo idrologico.

La relazione principale del metodo (2) pone in uguaglianza il rapporto fra il deflusso superficiale e la precipitazione cumulata al netto delle perdite iniziali con il rapporto tra il volume specifico infiltrato e il volume specifico di saturazione del terreno.

$$\frac{P_e}{P-I_a} = \frac{F}{S} \quad (2)$$

Dove:

P_e = deflusso superficiale (mm);

P = precipitazione cumulata lorda (mm);

I_a = perdite iniziali (mm);

F = volume specifico infiltrato nel suolo (mm);

S = volume specifico di saturazione del terreno (mm).

Le perdite iniziali I_a (3) dipendono da alcuni fattori, quali:

- la presenza di vegetazione che intercetta una parte della pioggia;
- la presenza di zone che consentano l'accumulo di volumi idrici (immagazzinamento superficiale);
- l'infiltrazione all'interno del suolo fino al raggiungimento della saturazione.

Da studi e misurazioni effettuate, le perdite si possono assumere come direttamente proporzionali ad S secondo un coefficiente c compreso tra 0 (nulle) e 0,2.

$$I_a = cS \quad (3)$$

Per applicare la (3) è necessaria, oltre alla conoscenza della precipitazione totale P , la stima del massimo invaso S del suolo che, in teoria, può assumere tutti i valori positivi compresi tra 0 (superficie perfettamente impermeabile) a infinito (nessuna formazione di deflusso superficiale). Per calcolarlo si usa la (4), inserendo il coefficiente *Curve Number (CN)* caratteristico del singolo bacino (una spiegazione più dettagliata è nel paragrafo 3.3.1.1).

$$S = S_0 \left(\frac{1000}{CN} - 1 \right) \quad (4)$$

Tuttavia, per aumentare la precisione, il modello applica alla (4) un parametro X che modifica la quantità massima d'acqua che può essere trattenuta dal terreno, tenendo in considerazione la distribuzione spaziale di questa proprietà. A differenza del CN, distribuito uniformemente, il parametro X viene assegnato a scala di bacino o comunque di aree omogenee. Aumentandone il valore, cresce la quantità d'acqua che può essere trattenuta e, di conseguenza, diminuisce il deflusso.

Le perdite per infiltrazione F , calcolate con la (5), rappresentano volumi d'acqua che s'infiltrano nel suolo. Dipendono principalmente dalle caratteristiche del terreno e dalle condizioni di umidità del suolo a inizio evento:

$$F = P - I_a - P_e \quad (5)$$

Dove:

F = perdite per infiltrazione;

P = precipitazione cumulata lorda (mm);

I_a = precipitazioni iniziali (mm);

P_e = deflusso superficiale (mm);

Sostituendo (5) alla (3), si ottiene la (6):

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (6)$$

Dove:

P_e = pioggia efficace (mm);

P = afflusso (mm);

I_a = perdite iniziali (mm);

S = massima capacità idrica del suolo (mm).

Inizialmente non si genera deflusso superficiale in quanto la precipitazione risulta inferiore alle perdite iniziali I_a ; da quando $P > I_a$ inizia a prodursi deflusso anche perché l'immagazzinamento superficiale diminuisce via via. Ad elevati valori di P , la pioggia efficace tende alla formula $P - I_a - S$.

3.3.1.1 IL PARAMETRO CN (CURVE NUMBER) E LA CONDIZIONE AMC (ANTECEDENT MOISTURE CONDITION)

Il CN è un coefficiente adimensionale che assume valori compresi tra 0 e 100 rappresenta l'attitudine del bacino a produrre deflusso superficiale ed è stimato sulla base dei valori riportati in Tabella 1, relativamente alle caratteristiche idrologiche dei suoli e di copertura vegetale presenti nel bacino.

Tipo di copertura			Classe del suolo			
Uso del suolo	Trattamento o pratica	Condizione idrologica	A	B	C	D
Maggesi	a solchi diritti	-	77	86	91	94
Colture a solchi	a solchi diritti	cattiva	72	81	88	91
	a solchi diritti	buona	67	78	85	89
	a reggipoggio	cattiva	70	79	84	88
	a reggipoggio	buona	65	75	82	86
	a re. e terrazze	cattiva	66	74	80	82
	a re. e terrazze	buona	62	71	78	81
Pascoli		cattiva	68	79	86	89
		discreta	49	69	79	84
		buona	39	61	74	80
	a reggipoggio	cattiva	47	67	81	88
	a reggipoggio	discreta	25	59	75	83
	a reggipoggio	buona	6	35	70	79
Prati		buona	30	58	71	78
Boschi		cattiva	45	66	77	83
		discreta	36	60	73	79
		buona	25	55	70	77
Aziende agricole		-	59	74	82	86
Strade sterrate		-	72	82	87	89
Str. pavimentate		-	74	84	90	92

Tabella 1: valori di $CN(0)$ in funzione del tipo di copertura e della classe del suolo.

La stima del CN richiede di determinare il gruppo idrologico di ciascun suolo che ricade all'interno del bacino in esame e, in ciascun gruppo, l'individuazione di aree omogenee per destinazione d'uso, sistemazione e condizione idrologica. Il valore di CN dell'intero bacino è dato dalla media pesata, con peso la superficie, dei valori stimati per ciascuna area omogenea. Per stimare il CN , si individuano quattro classi di permeabilità (Ferro, 2006) a cui assegnare un preciso gruppo idrologico (A,B,C,D):

- gruppo A - Si tratta di sabbie, o ghiaie profonde, molto ben drenate. Bassa capacità di formazione del deflusso. Suoli con elevata infiltrabilità, anche in condizioni di completa saturazione. La conducibilità idrica alla saturazione è elevata;
- gruppo B - Suoli con modesta infiltrabilità se saturi. Discretamente drenati e profondi sono caratterizzati da una tessitura medio-grossa e da una conducibilità idrica non molto elevata;
- gruppo C - Suoli con bassa infiltrabilità se saturi. Sono perlopiù suoli con uno strato che impedisce il movimento dell'acqua verso il basso oppure suoli con tessitura medio-fine e bassa infiltrabilità. La conducibilità idrica è bassa;
- gruppo D - Suoli ricchi di argilla o poco profondi su substrati impermeabili. Suoli a elevata capacità di formazione del deflusso. La conducibilità idrica è estremamente bassa.

Viene assegnato il valore minimo ai suoli completamente permeabili e il valore massimo ai suoli completamente impermeabili. Nel modello è importante, poi, specificare la condizione di umidità del suolo nei processi di formazione del deflusso, rappresentati da tre classi di AMC (Antecedent Moisture Condition, cioè condizione di umidità antecedente). Le classi AMC-I, AMC-II e AMC-III indicano rispettivamente una condizione secca, normale e umida. Il calcolo preciso del CN si esegue con la (7):

$$CN = \frac{CN_0 A}{10 + CN_0 B} \quad (7)$$

dove:

$$A = 2.08^{(0.81AMC)} - 0.47;$$

$$B = \frac{A - 4.2}{100};$$

$CN_0 = \text{valori tabulati.}$

Il valore CN_0 si assume ugualmente distribuito per ciascuna cella nella quale è stato suddiviso il bacino mentre il valore AMC è caratteristico di ogni evento. In condizioni normali, con $AMC=2$, il valore di CN, in accordo con la (7) resta uguale anche dopo la correzione. Valori di AMC più grandi di 2 indicano condizioni di elevata umidità nel terreno e il CN_0 viene aumentato per indicare la riduzione di permeabilità. Al

contrario, valori di AMC più bassi di 2 indicano suoli asciutti e CN diminuisce perché aumenta la permeabilità.

3.3.2 CALCOLO DEL DEFLUSSO SOTTOSUPERFICIALE

La pioggia infiltrata P , al netto delle perdite iniziali I_a e del deflusso diretto $P_e(t)$, cioè i valori di pioggia intercettati dalla vegetazione e sulla superficie del suolo, contribuisce a riempire un vaso sottosuperficiale distribuito S . Il suo volume dipende dalle caratteristiche del terreno, dalle condizioni di umidità del suolo e dall'intensità di pioggia. Indipendentemente dalla sua struttura, grossolana o fine, il suolo è composto da granuli e da vuoti, che formano una rete di condotti. Questa caratteristica è nota come *porosità*. L'acqua si muove all'interno di questi interstizi in due modi, a seconda della saturazione del suolo. Se è completamente saturo, tutti i vuoti tra i granuli sono pieni d'acqua; se insaturo, sono occupati in parte da acqua e in parte da aria. Il movimento dell'acqua nel suolo avviene pertanto in due modi: si parla di percolazione quando il moto avviene in condizioni di non saturazione (moto prevalentemente verticale); di filtrazione quando il moto avviene in condizioni di saturazione (moto prevalentemente orizzontale). Si noti che la portata in uscita dall'invaso sottosuperficiale può a sua volta rimanere esclusa dalla portata misurata alla sezione di chiusura, ad esempio nel caso d'infiltrazione in falde profonde o di consistente deflusso sottosuperficiale attraverso i confini del bacino. Il deflusso complessivo misurato alla sezione di chiusura è quindi, oltre che dal deflusso superficiale, anche da quello sottosuperficiale.

Il deflusso sottosuperficiale varia in funzione dell'invaso sottosuperficiale secondo la formula lineare (8) e una formula quadratica di svuotamento (9):

$$q_s(t) = k_2 V(t) \quad (8)$$

$$q_s(t) = k_2 V(t)^2 \quad (9)$$

dove:

q_s = deflusso sottosuperficiale (m^3/s);

k_2 = coefficiente di svuotamento;

V = volume dell'invaso sottosuperficiale (m^3).

L'introduzione del parametro k influenza sia il valore della portata al picco che la forma del ramo di recessione dell'idrogramma di piena.

Tuttavia, la portata dell'invaso sottosuperficiale non giunge totalmente alla sezione di chiusura. Ad esempio, in presenza di un terreno con strati litologici di diversa natura (anche impermeabili) e disposti secondo profili trasversali, possono trasferire il deflusso in direzioni diverse da quella di massima pendenza. Questo volume d'acqua può non transitare attraverso la sezione di chiusura o eventualmente farlo in seguito; nella simulazione è fondamentale considerare le perdite per infiltrazione W secondo la (10):

$$q'_s = q_s W \quad (10)$$

dove:

$q'_s = \text{deflusso sottosuperficiale effettivo (m}^3/\text{s)}$;

$q_s = \text{deflusso sottosuperficiale (m}^3/\text{s)}$;

$W = \text{perdite per infiltrazione}$.

I valori così ottenuti possono essere compresi tra zero e uno: nel primo caso tutto il deflusso si disperde e non raggiunge la sezione di chiusura; contrariamente a quanto accade nel secondo. E' evidente che un valore diverso da uno deve essere valutato attentamente perché può modificare il bilancio idrologico.

Inoltre, dato che nel modello viene impiegato il valore cumulato di pioggia, è importante considerare che la precipitazione possa smettere in intervalli di tempo sufficientemente lunghi (ad esempio per qualche ora) per poi riprendere. Durante queste pause, si verifica una diminuzione nel contenuto idrico degli strati superficiali del suolo, con un conseguente aumento della capacità d'infiltrazione negli scrosci successivi. Matematicamente, si può applicare un fattore di riduzione k_1 al valore di pioggia cumulata P secondo la (11), a patto che la precipitazione sia inferiore ad una intensità soglia i_{th} :

$$P = P(1 - k_1) \quad (11)$$

dove:

$P = \text{afflusso (mm)}$;

$k_1 = \text{coefficiente di riduzione della precipitazione cumulata}$.

Riassumendo, il deflusso complessivo fornito dal modello è pari alla somma del deflusso superficiale calcolato nella e del deflusso sottosuperficiale (12):

$$q = q_e + q'_s \quad (12)$$

dove:

$$q = \text{deflusso totale (m}^3/\text{s)};$$

$$q_e = \text{deflusso superficiale (m}^3/\text{s)};$$

$$q'_s = \text{deflusso sottosuperficiale (m}^3/\text{s)}.$$

3.3.3 PROPAGAZIONE DEL DEFLUSSO SUPERFICIALE

La rappresentazione del territorio è ottenuta con una griglia di celle quadrate organizzate (con lato di 5m), che contengono l'informazione altimetrica. Successivamente, viene applicato un algoritmo al raster che definisce la direzione del deflusso per ogni cella, sulla base della massima differenza di quota calcolata. In questa fase, si considerano le otto celle circostanti: il deflusso si dirige da una cella ad una a quota inferiore e, in base alla direzione, alla cella viene attribuito un valore convenzionale. In seguito, il raster ottenuto viene elaborato assegnando ad ogni cella un valore a seconda del numero di quelle più a monte, legate ad essa in base alla direzione di deflusso. In questo modo, viene definito lo spartiacque che delimita il bacino. Per individuare la rete idrografica, invece, sono necessarie altre operazioni. Osservando le celle numerate in Figura 24, risultano ben visibili i percorsi preferenziali di scorrimento dell'acqua; in particolare laddove i valori delle celle sono molto alti, l'acqua converge in modo massiccio. In questo modo, tuttavia, si crea un reticolo troppo articolato, che non risulta di facile illustrazione. Per semplificare la visualizzazione, si considera come cella appartenente al reticolo idrografico quella che drena, a monte, un'area superiore a un prefissato valore (*area di soglia*). Le rimanenti sono classificate come celle di versante.

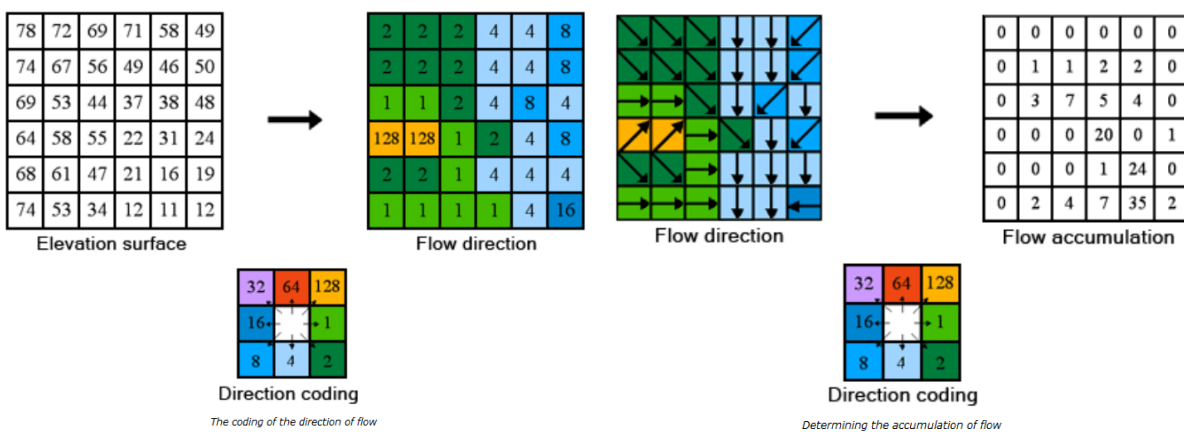


Figura 24: calcolo della direzione del deflusso.

PARAMETRI

Si tratta dei valori che, in seguito al confronto con i dati di precipitazione del radar meteorologico, consentono di simulare nel miglior modo possibile la piena del bacino.

1. Routing time

Si tratta di una mappatura dei tempi di percorrenza in cui a ogni cella del raster è legato il suo tempo di corrivazione. Il tempo di propagazione del deflusso avviene con le formule della cinematica, in funzione quindi della velocità di movimento dell'acqua. La sua definizione è importante nel descrivere il comportamento dell'acqua in funzione del tempo impiegato per giungere, da ogni cella del bacino, fino alla sezione di chiusura. I parametri da inserire in *input* sono:

- area di soglia;
- velocità di scorrimento dell'acqua lungo il versante;
- velocità di scorrimento dell'acqua lungo la rete idrografica.

La distinzione tra reticolo e versante è impostata sulla preliminare determinazione di un parametro, indicato come area di soglia. Individua l'area drenata minima necessaria affinché una cella, che compone la maglia di calcolo relativa al bacino idrografico, possa essere considerata appartenente al reticolo idrografico. La velocità lungo ogni cella è influenzata da diversi fattori e determinabile indicativamente con la formula di *Chezy (D'Agostino)*(13):

$$v = K_S R_H^{2/3} \sqrt{i} \quad (13)$$

dove:

v = velocità della corrente (m/s);

K_S = coefficiente di scabrezza di Chezy;

R_H = raggio idraulico (m);

i = pendenza alveo o versante.

Il ritardo (o tempo) di propagazione per ciascuna cella è dato dalla somma dei diversi tempi di propagazione lungo le celle di deflusso a valle. L'analisi è fatta direttamente nel layer cartografico, già elaborato, con il conteggio delle celle e le direzioni di deflusso. (Morgan, 2006)

2. Velocità di rete e di canale.

3.4 SCOPO DEL CONFRONTO

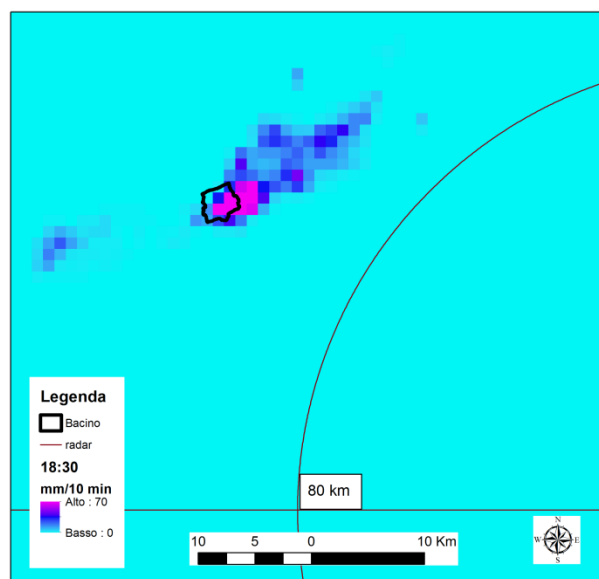
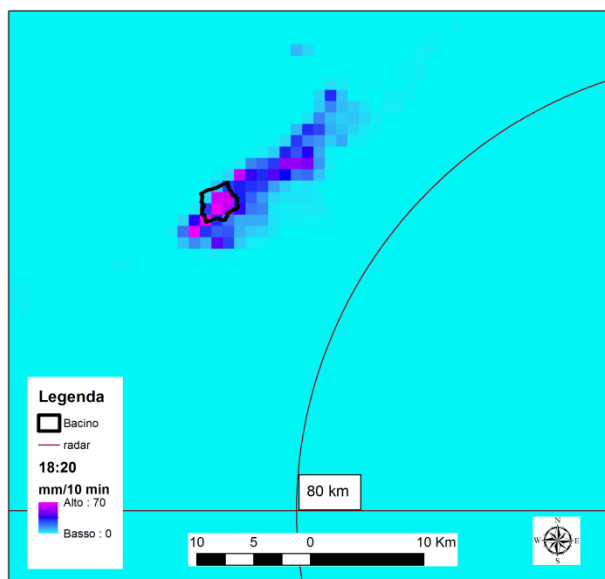
I dati di precipitazione, il confronto tra i rilievi post evento e i dati prodotti dal modello idrologico possono dare utili informazioni sull'evento di piena. Per esempio, si possono analizzare gli aspetti temporali, intesi come tempo di risposta del bacino alle precipitazioni, tempistica di propagazione del picco e la verifica delle testimonianze raccolte. Diventa così possibile comprendere l'evoluzione del fenomeno, ed eventualmente individuare quali cause possano aver interferito.

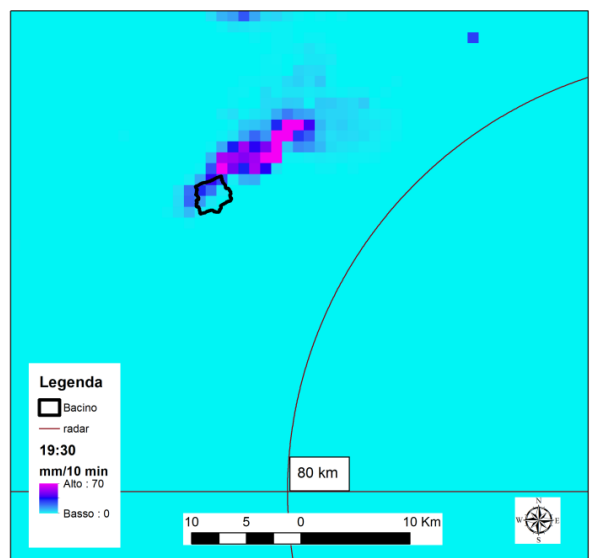
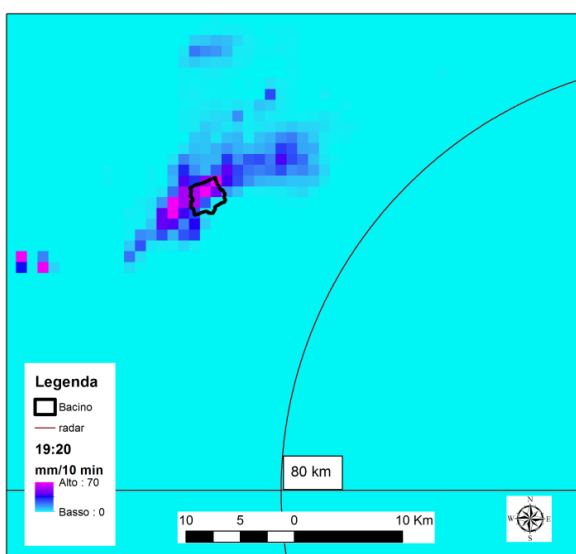
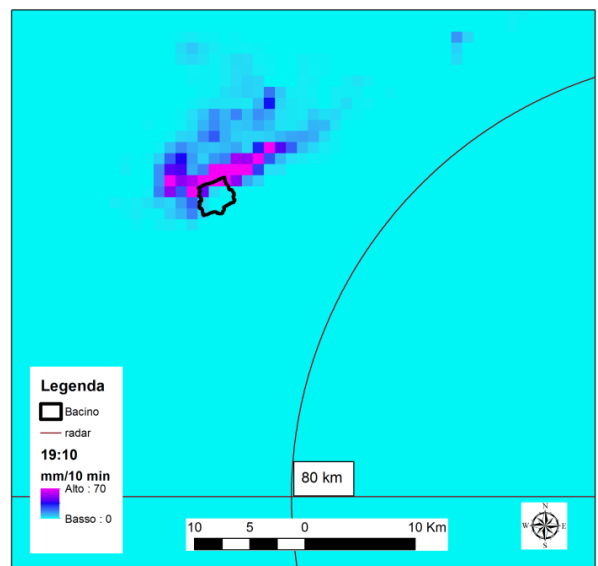
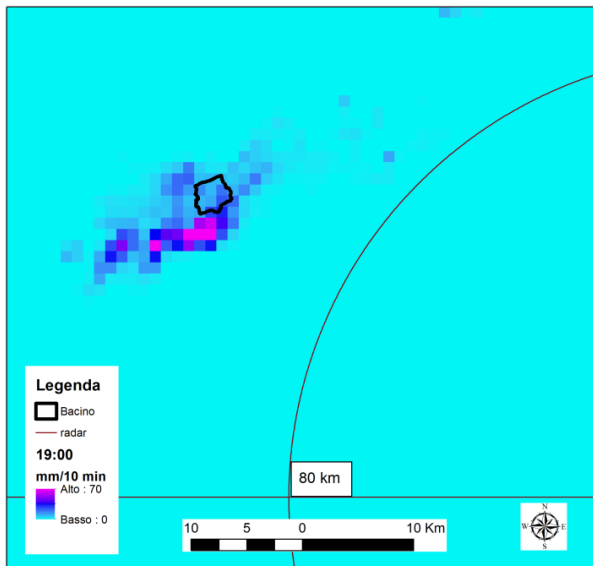
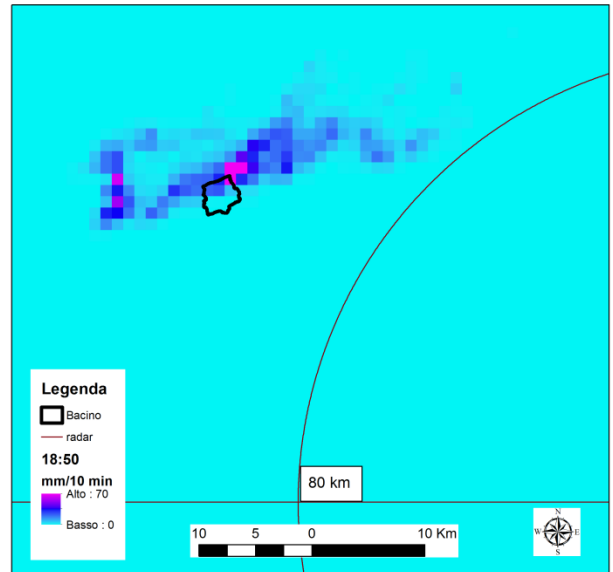
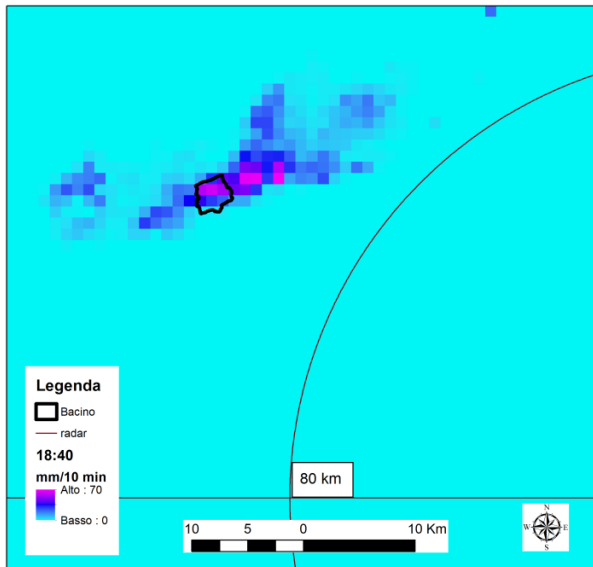
In questo studio, è utile comprendere come ciascuno dei quattro sottobacini individuati abbia contribuito alla produzione del deflusso, sia in termine di volumi che di tempi. L'idrogramma di piena, infatti, non sempre può essere ricostruito con la sola somma dei contributi di ciascun sottobacino: se i deflussi si sono prodotti in tempi diversi, la portata in uscita alla sezione di chiusura è inferiore. Inoltre, affinché il KLEM restituisca dati attendibili, è opportuno che i parametri inseriti vengano accuratamente calibrati, considerando le caratteristiche del bacino oggetto di studio. A partire dai dati dei rilievi IPEC, si procedere per via iterativa finché la risposta simulata sia coerente. In particolare, è importante verificare che ci sia corrispondenza tra la precipitazione e la portata al picco che viene prodotta, sia quantitativamente che temporalmente. In caso contrario, è opportuno ricercare le cause della discrepanza nelle modalità di esecuzione dei rilievi post evento oppure nella calibrazione. I soli dati radar di precipitazione possono non rappresentare correttamente l'evento, per motivi di varia natura: è quindi importante confrontarli con le misurazioni pluviometriche delle eventuali stazioni nelle vicinanze, che possono fornire qualche informazione sulla variabilità spaziale e temporale della precipitazione.

4. RISULTATI OTTENUTI

4.1 ESAME DELLE STIME RADAR DI PIOGGIA

Analizzando i dati ottenuti con il radar ARPAV di Concordia Sagittaria, si può osservare come le precipitazioni si siano spostate in direzione Est-Ovest, in accordo con i dati pluviometrici delle tre stazioni meteorologiche. A Nogarolo di Tarzo ha iniziato a piovere circa alle 17:25 (UTC), come a Vittorio Veneto, anche se qui erano già caduti precedentemente 5-6 mm di pioggia. La stazione di Follina, invece, non ha registrato precipitazioni, infatti le immagini radar non evidenziano precipitazioni né sull'area del bacino né più a sud. Verso le 17:50 (UTC) le precipitazioni raggiungono elevati valori nella stazione di Vittorio Veneto, mentre a Nogarolo di Tarzo la precipitazione è più debole. Il bacino comincia ad essere interessato marginalmente dalla pioggia a partire dalle 18:10 UTC, nella parte più meridionale. Dalle 18:20 UTC, la cella temporalesca si posiziona sul bacino e per circa venti minuti genera intense precipitazioni, che diminuiscono via via fino alle 19:00 UTC. In seguito, si osserva una nuova intensificazione delle piogge, a partire dalla porzione più settentrionale del bacino. Il picco viene raggiunto verso le 19:20 UTC, in seguito l'intensità diminuisce finché le precipitazioni cessano definitivamente verso le 19:30 UTC. In sintesi, le precipitazioni sul bacino evidenziano due picchi, uno in prossimità delle 18:30 UTC e l'altro all'incirca un'ora più tardi. Analizzando le intensità di precipitazione (esprese in mm/10 min) nei vari intervalli (Panel 1), si può affermare la natura estrema dell'evento: il valore d'intensità di 70 mm/10 min, che equivale in un'ora ad un valore cumulato al suolo di 420 mm/h, è tipico di eventi di latitudini tropicali, oppure monsonici. Le precipitazioni cumulate (Figura 25), esprese in mm, assumono valori elevati, superiori a 140 mm.





Panel 1: intensità di precipitazione ad intervalli di 10 min (scala generale).

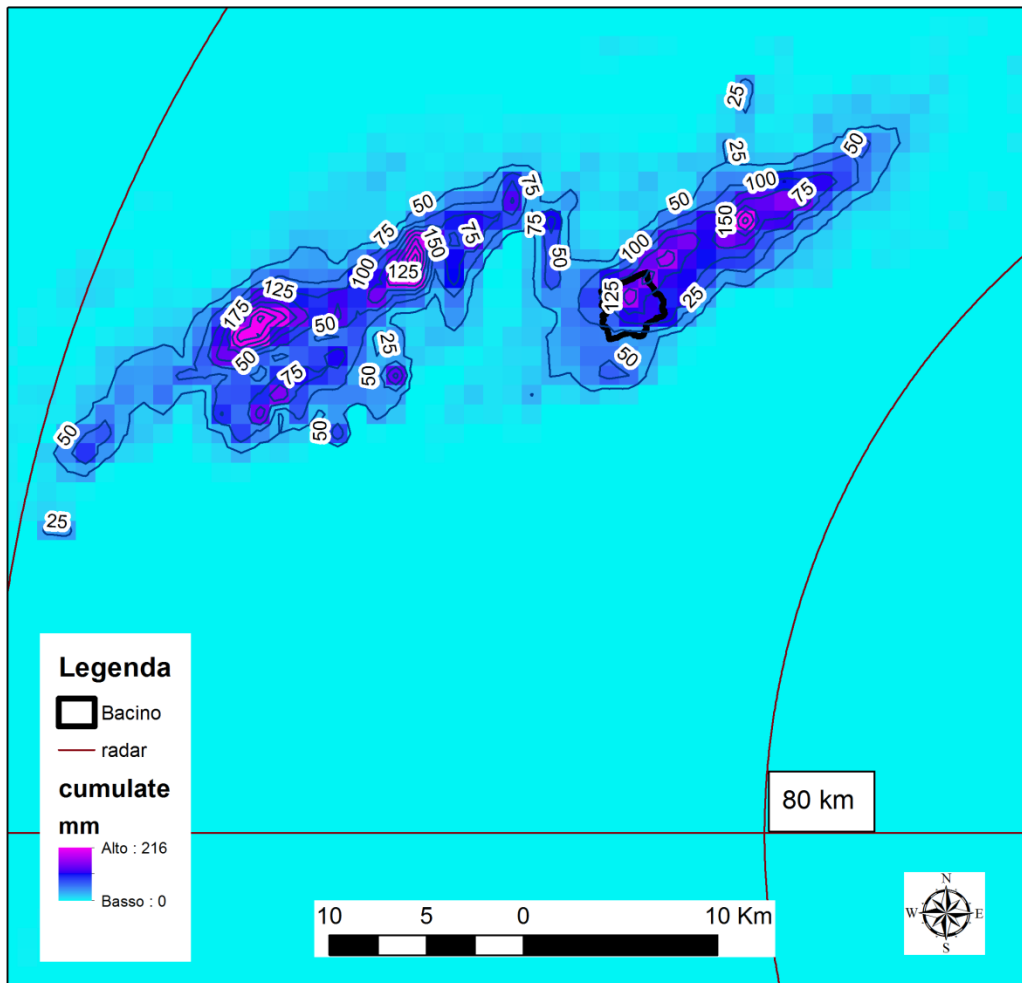
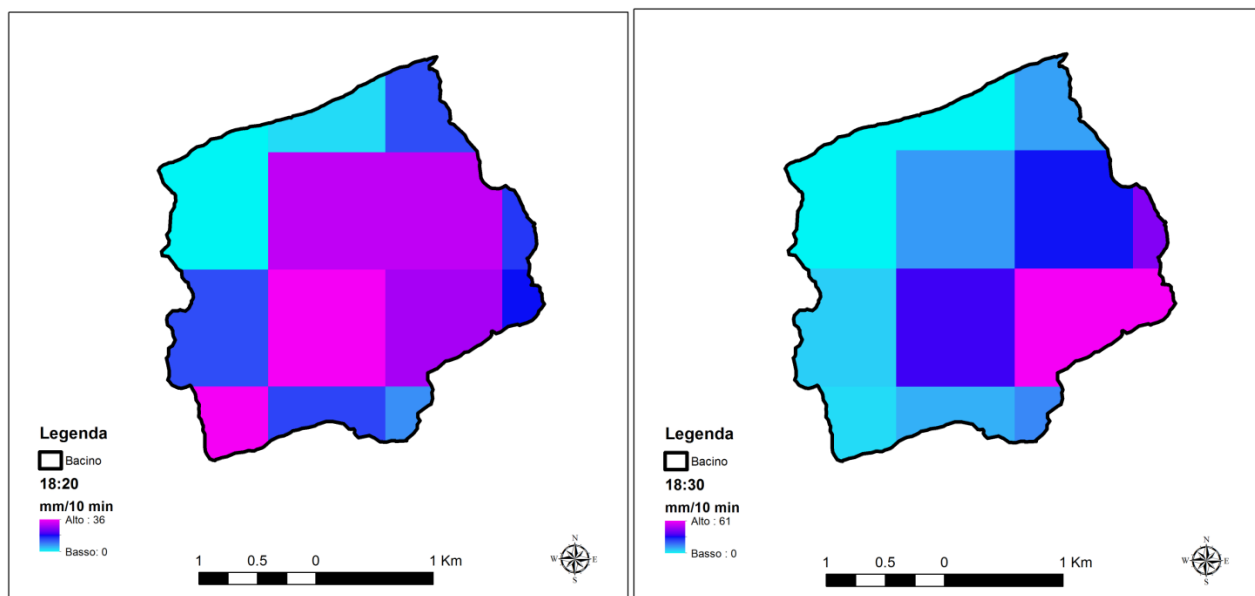
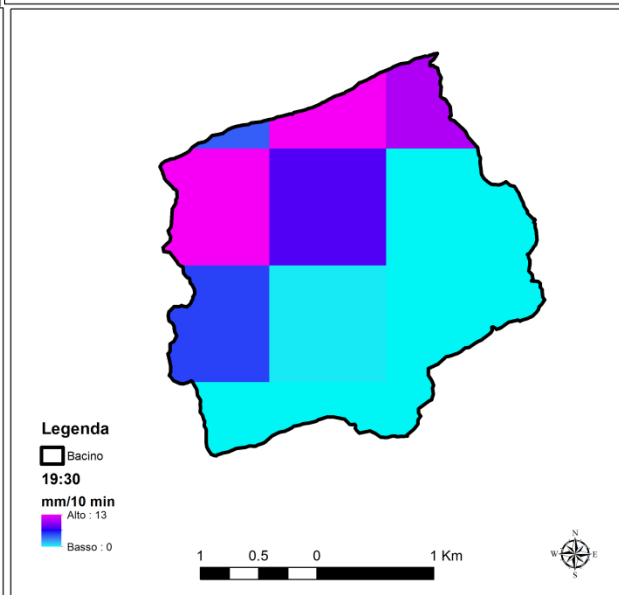
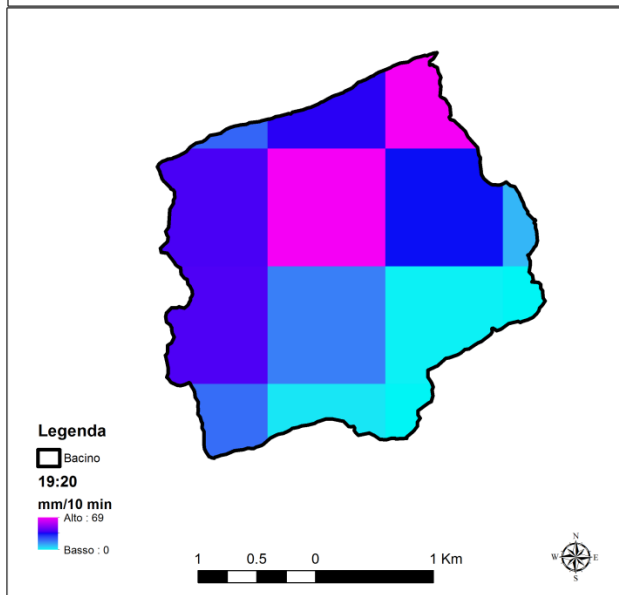
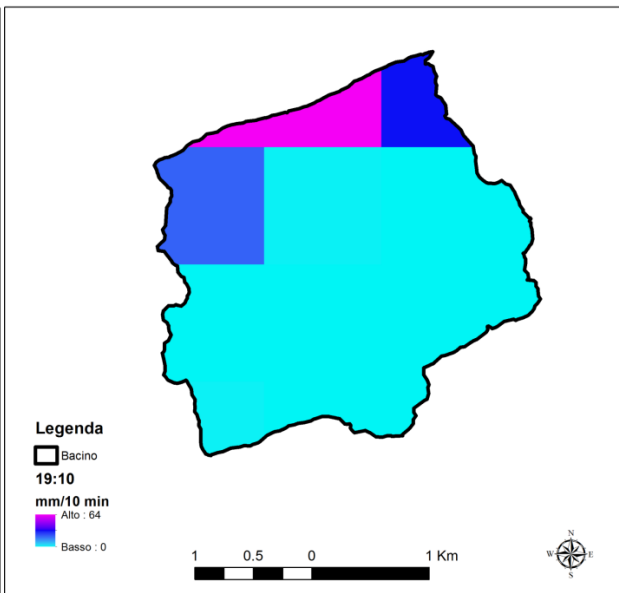
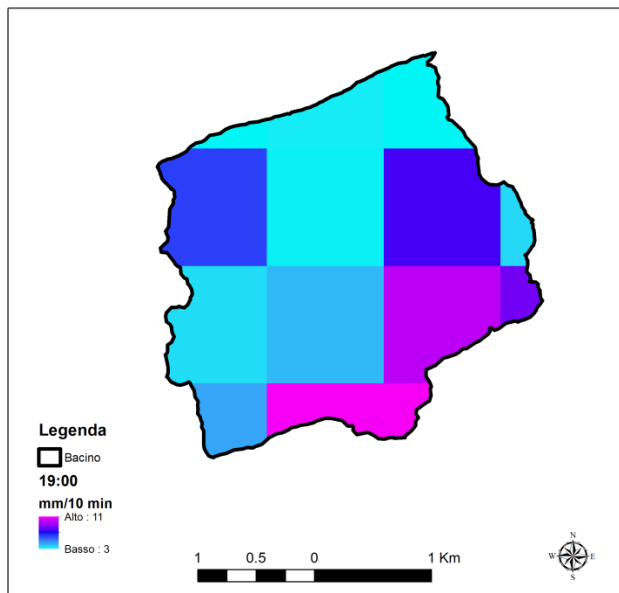
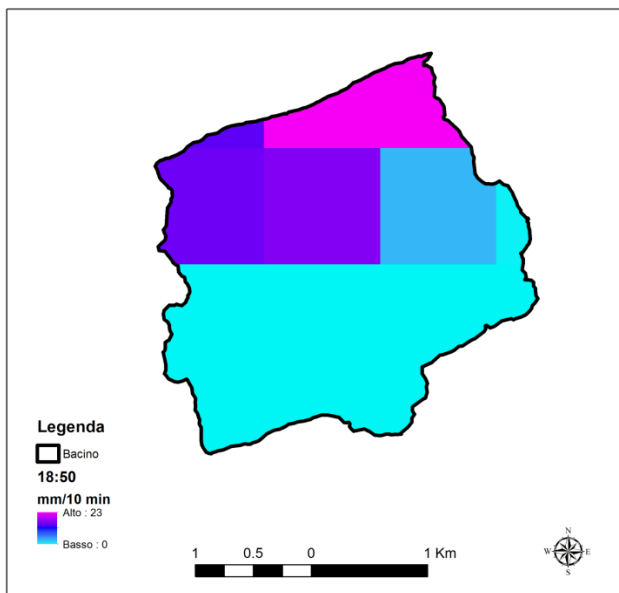
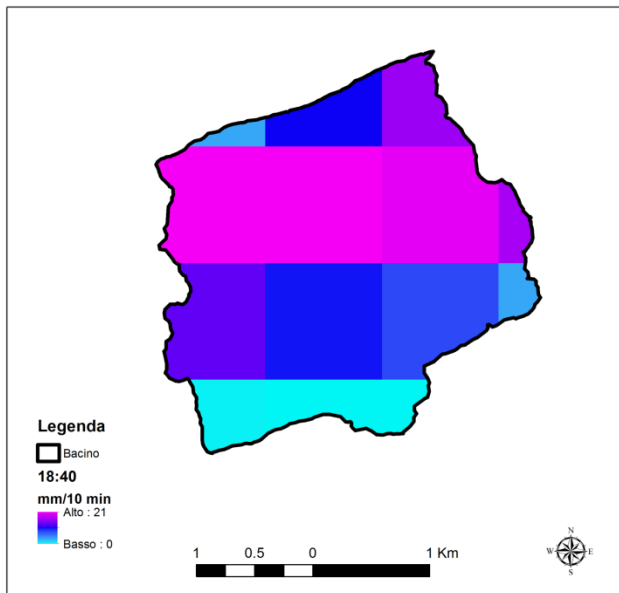


Figura 25: precipitazioni cumulate a scala generale.

Di seguito sono riportate le mappe di precipitazione a scala di bacino (Panel 2), per apprezzare nel dettaglio la distribuzione delle piogge.





Panel 2: intensità di precipitazione ad intervalli di 10 min (scala di bacino).

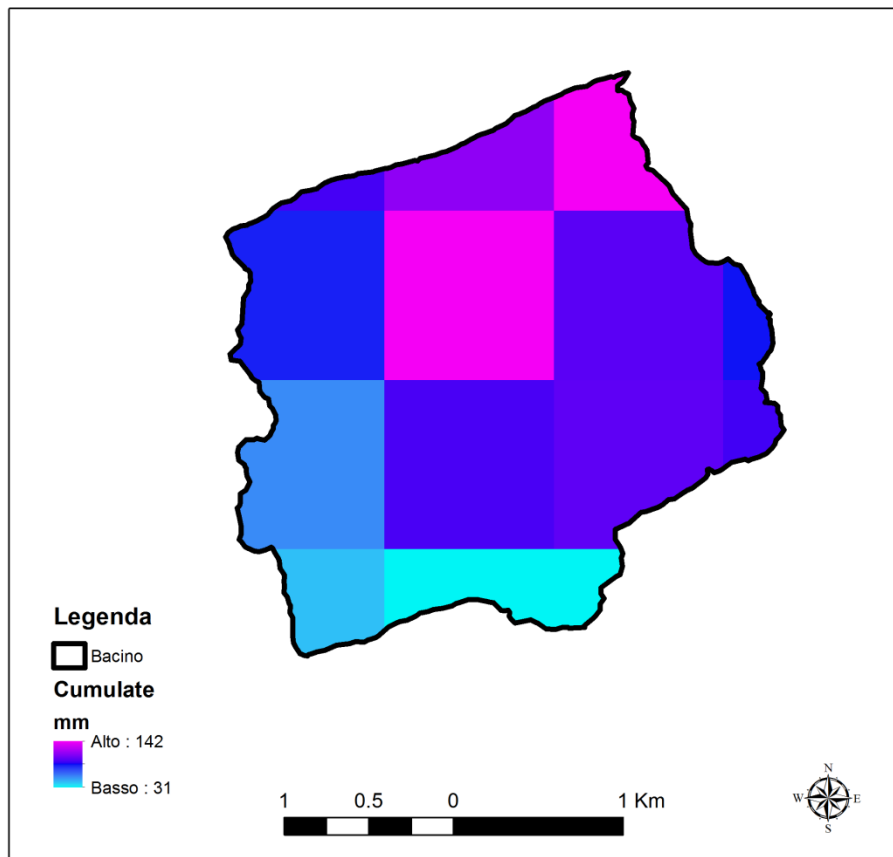


Figura 26: precipitazioni cumulate a scala di bacino.

La precipitazione, come si può notare, non ha distribuzione uniformemente e questo è particolarmente evidente nelle cumulate. I valori più elevati di accumulo (Figura 26) si sono ottenuti nell'area centro-settentrionale del bacino, dove i valori hanno superato i 100 mm. Gli accumuli meno importanti nell'area sud-occidentale del bacino, con i valori più bassi in prossimità della chiusura del bacino. Nel prossimo paragrafo, si verifica la coerenza tra gli afflussi meteorici e il conseguente deflusso, ottenuto con il modello KLEM e i dati IPEC, sia in termini temporali che di volumi.

4.2 RISULTATI MODELLO IDROLOGICO E CONFRONTO CON I DATI IPEC

Il modello KLEM è stato applicato al bacino e ai quattro sottobacini del torrente Lierza, provvedendo ad un'adeguata calibrazione dei parametri. In particolare, sono stati utilizzati i seguenti valori:

- la portata di base iniziale (q_b), che definisce il deflusso iniziale alla sezione di chiusura, è stata fissata a $5 \text{ m}^3/\text{s}$, un valore compatibile con un bacino di dimensioni analoghe a quello del Lierza;

- le condizioni di saturazione del suolo prima dell'evento, descritte da *AMC*, sono state fissate a 3, per diminuire le potenzialità di filtrazione del terreno, in riferimento al periodo precedente piuttosto piovoso;
- il fattore di riduzione della pioggia cumulata (*ak1*) è stato escluso dalla calibrazione (valore=0), dato che durante l'evento non si sono registrati prolungati periodi di assenza di pioggia;
- le perdite per infiltrazione (*W*), che escludono una parte dell'acqua infiltrata alla produzione di deflusso, sono state considerate trascurabili. Il parametro *W* è stato fissato pari a uno, dato che le caratteristiche morfologiche del sottosuolo non consentono al processo idrologico di generarsi;
- il coefficiente d'infiltrazione *CN* è stato scelto fisso e pari a 60, considerando le proprietà idrauliche medie dei suoli. Si tratta di una semplificazione, in quanto dovrebbe essere stimato secondo una classificazione in aree omogenee per uso del suolo e per litologia.
- il parametro *X* agisce sulla capacità idrica massima dell'invaso sottosuperficiale, regolando la quantità d'acqua raccolta dal suolo e il deflusso superficiale. Il valore scelto è estremamente basso (0.1), diminuendo le capacità d'invaso del suolo, simili a quelle di un terreno con *CN* superiore 80;
- un *routing time*, con velocità di canale pari a 3.5 m/s e di versante pari a 0,07 m/s.

Per ottenere il picco dell'idrogramma tra le 21:40 (19:40 UTC) e le 22:00 (20:00 UTC), sono state realizzate numerose simulazioni, ciascuna con diversi valori di *X* e *W*. Tuttavia, non è stato del tutto possibile annullare il primo picco che risulta dall'idrogramma, anche se si è riusciti a diminuirlo notevolmente. In Tabella 2 sono riportati i valori di tutti i parametri utilizzati.

AMC	3
Velocità di versante (m/s)	0.07
X	0.1
CN	60
Portata di base (m ³ /s)	5
Perdite sottosuperficiali (<i>W</i>)	1

Tabella 2: parametri utilizzati per la simulazione con il KLEM.

Per ciascun sottobacino, è stato prodotto un grafico (Figure 27-31), che riporta l'intensità di precipitazione, la quota di pioggia efficace e la simulazione dell'idrogramma di piena con il modello. Le bande corrispondono ai rilievi IPEC, che sono disponibili per quattro sezioni su cinque. Nella sezione S01, il dato stimato di picco fa riferimento ai rilievi del Genio Civile.

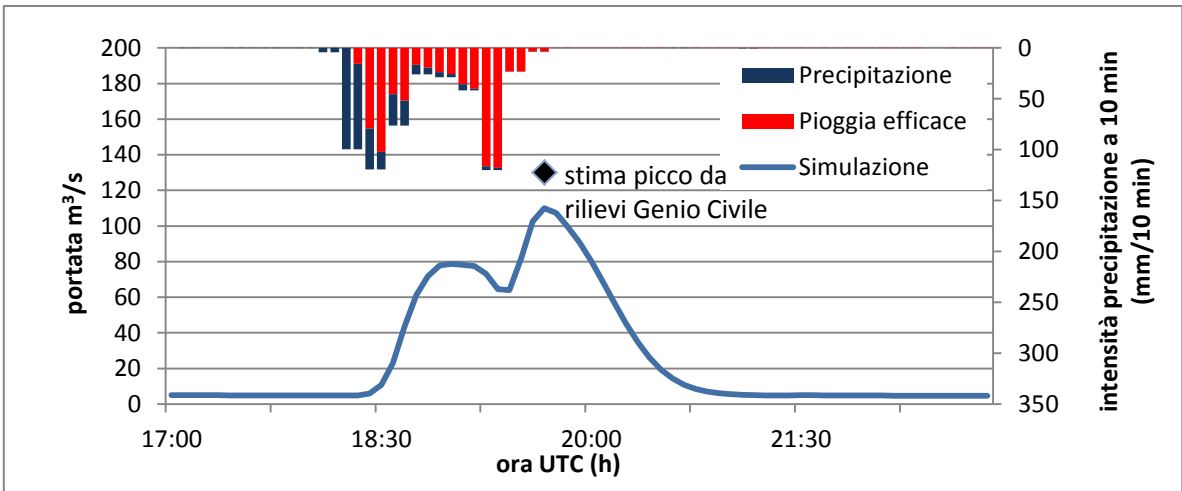


Figura 27: idrogramma di piena simulato ed intensità di precipitazione (S01).

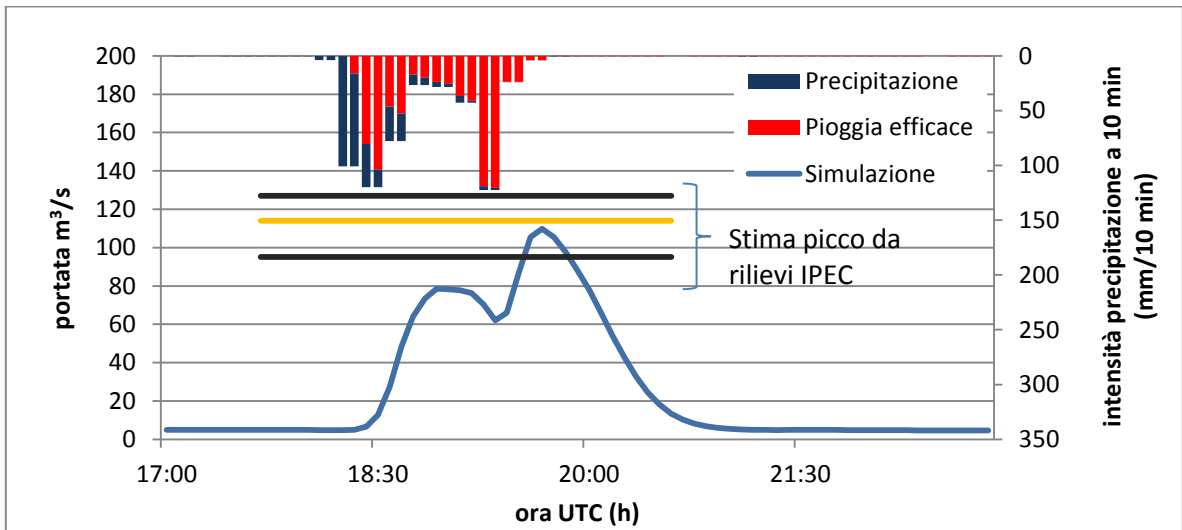


Figura 28: idrogramma di piena simulato ed intensità di precipitazione (S02).

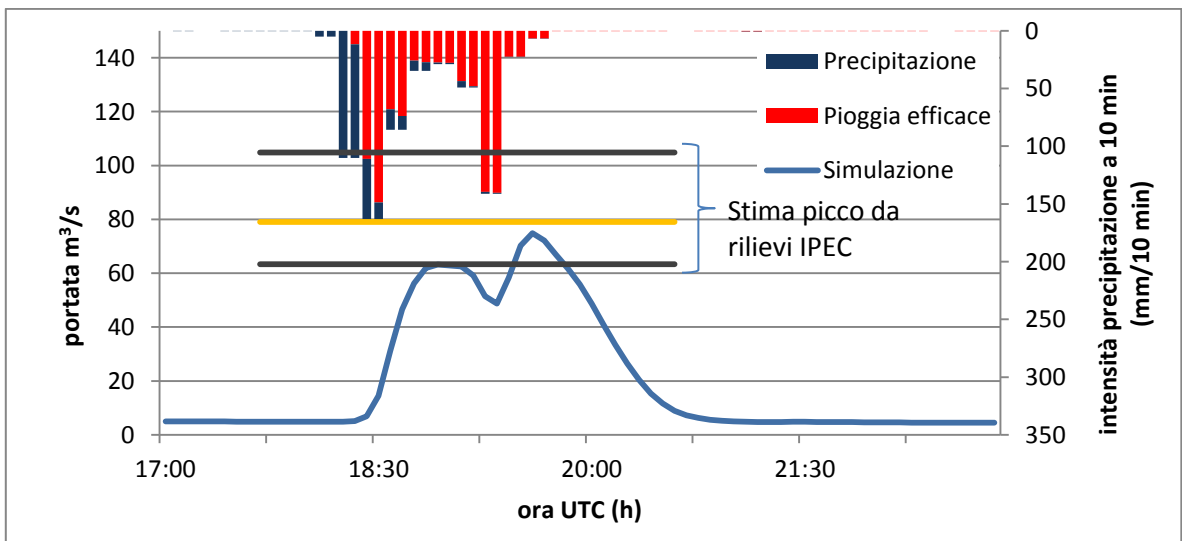


Figura 29: idrogramma di piena simulato ed intensità di precipitazione (S03).

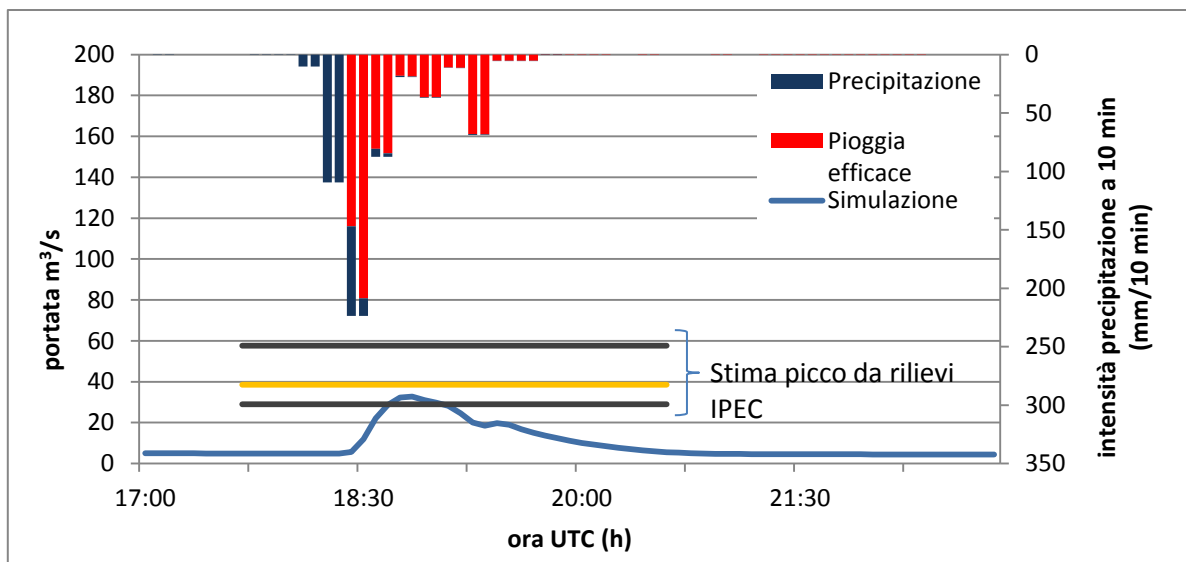


Figura 30: idrogramma di piena simulato ed intensità di precipitazione (S04).

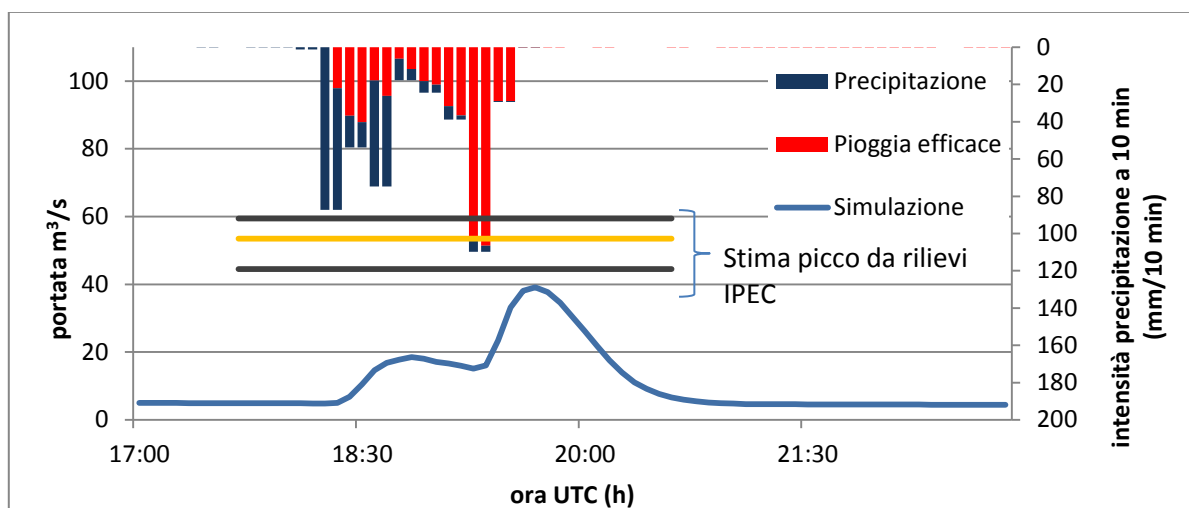


Figura 31: idrogramma di piena simulato ed intensità di precipitazione (S05).

La calibrazione del modello è stata eseguita sulla sezione 01, che corrisponde alla cascata del Molinetto della Croda. L'applicazione del KLEM ha prodotto una discreta approssimazione delle portate in uscita dalle sezioni di chiusura. I picchi sono abbastanza simili alle stime dei rilievi IPEC e la loro collocazione temporale concorda con le testimonianze dei presenti la sera dell'evento. E' invece poco realistica la forma bimodale dell'idrogramma. E' probabile che la precipitazione iniziale non abbia prodotto il primo picco e che il secondo sia risultato più basso del valore atteso proprio per questo motivo. Con il modello non si è riusciti a ricostruire correttamente un idrogramma unimodale in quanto aumentando l'infiltrazione diminuiva anche il secondo picco, allontanandolo dal valore atteso. I risultati migliori si sono ottenuti nelle sezioni 02 e 03, dove lo scostamento tra il valore intermedio atteso (IPEC) e quello prodotto dal modello è pari a $4.2 \text{ m}^3/\text{s}$; nella sezione 04 c'è una sottostima di $5.7 \text{ m}^3/\text{s}$. I risultati peggiori sono quelli della sezione 01,

dove il valore di picco è risultato più basso di circa 15 m³/s rispetto a quello stimato dal Genio Civile, e nella sezione 05, dove la sottostima è di 14.4 m³/s. Tra le possibili ragioni di queste discrepanze, vi sono la difficoltà nel ricostruire in modo esatto le caratteristiche idrauliche dei terreni e la difficoltà di interpretazione dei dati di precipitazione, a causa della loro granularità (le celle sono di 1 Km di lato). La differenza che si riscontra tra il valore di portata della sezione 04 e quella subito a valle (sezione 03) dipende dalla grande eterogeneità della distribuzione delle precipitazioni nel bacino, molto influente nel caso di bacini di piccole dimensioni: nell'area centrale del bacino è piovuto di più che nei crinali. Analizzando i dati di precipitazione, si ha la conferma dell'eterogeneità della distribuzione spaziale della precipitazione. Nei primi 10-15 min di precipitazione il terreno è riuscito ad assorbire la quasi totalità del deflusso, dopodichè si produce esclusivamente deflusso superficiale fino alla fine dell'evento. Il fenomeno, la capacità di assorbimento del terreno diminuisce al passare del tempo, aumentando la produzione del deflusso. Il secondo aspetto è la spiccata variabilità nell'intensità della precipitazione: la sezione 1 e la sezione 2 hanno avuto un valore prossimo a 120 mm/10 min, che è aumentato fino a 230 mm/10 min nella sezione 4.

I coefficienti di deflusso riportati in Tabella 3 evidenziano caratteristiche simili nella produzione di deflusso, con valori prossimi a 0.6-0.7. Considerando che la scala di valori va da 0 (completamente permeabile) a 1 (completamente impermeabile), si può affermare che il bacino è caratterizzato da terreni con bassa permeabilità.

Sezione	Precipitazione totale (mm/10 min)	Precipitazione efficace (mm/10 min)	Coeff. di deflusso
01	1088	745	0.68
02	1101	758	0.69
03	1298	952	0.73
04	1156	811	0.70
05	875	536	0.61

Tabella 3: coefficienti di deflusso di ciascun sottobacino.

I valori di portata specifica, che esprimono la portata generata per unità di superficie, evidenziano che quasi tutti i sottobacini hanno contribuito in modo simile. Tuttavia, le sezioni 03 e 04 hanno generato portate unitarie più elevate, dovute ad una maggiore precipitazione. Il valore della sezione 04, invece, non è da considerarsi attendibile, a causa dei dati pluviometrici poco realistici in quell'area.

Sezione	Area (Km ²)	Portata specifica simulata (m ³ /s/Km ²)	Portata specifica stimata (m ³ /s/Km ²)
01	7.49	15.02	17
02	7.33	15.25	16
03	4.19	18.44	19
04	1.45	26.21	33
05	2.74	14.59	20

Tabella 4: porta unitaria simulata e stimata.

5. CONCLUSIONI

L'analisi della piena improvvisa del 2-3 agosto 2014 che ha interessato il comune di Refrontolo (TV), ha consentito di evidenziare i seguenti aspetti:

- le precipitazioni che hanno generato la piena sono tipiche di un intenso sistema convettivo a mesoscala, probabilmente con caratteristiche simili a quelle che hanno causato altri eventi improvvisi nell'area pedemontana veneta. Dalle mappe di precipitazione, si può notare come le celle temporalesche si siano rapidamente spostate e abbiano conferito una elevata eterogeneità spaziale alle precipitazioni cumulate. Le caratteristiche estreme di questo evento sono legate ad un'intensità di pioggia molto alta, concentrata in circa un'ora;
- le elevate condizioni iniziali di umidità del terreno sono state determinanti nello sviluppo dell'evento. Questo è confermato dall'analisi dei coefficienti di deflusso molto elevati;
- l'analisi degli idrogrammi prodotti dal modello KLEM e degli afflussi meteorici dimostrano che il bacino ha avuto una risposta particolarmente rapida alla precipitazione. Quattro sezioni su cinque evidenziano il picco prima delle 20:00 UTC, in perfetta coerenza con le testimonianze;
- gli eventi di piena possono essere ben riprodotti con un modello idrologico distribuito (ad esempio il KLEM), disponendo di osservazioni radar ad elevata risoluzione spaziale e temporale. Tuttavia, per ottenere una simulazione coerente con i rilievi post evento, è necessario procedere ad un'accurata calibrazione dei parametri interessati utilizzando i dati presso la sezione di chiusura del bacino;
- l'analisi post evento e la disponibilità di osservazioni radar di elevata qualità, consentono di ricavare alcune informazioni sulla dinamica di questi eventi, fondamentali per la caratterizzazione del rischio di piena alla scala di piccolo e medio bacino idrografico;

- la piena che ha interessato il Lierza pone alcuni quesiti a cui è ancora difficile fornire una risposta. Perché la piena si è verificata proprio in quel bacino? Osservando le mappe di precipitazione, infatti, si può notare che le abbondanti precipitazioni si sono abbattute anche fuori dal bacino, dove le condizioni di saturazione iniziale dei suoli erano molto simili. Probabilmente si tratta di una questione geomorfologica: solo nel bacino del Lierza si è realizzata una concentrazione di deflussi, dovuta alla combinazione tra distribuzione spaziale delle piogge e struttura del reticolo drenante. Per questo sono necessarie ulteriori analisi idrologiche, ad esempio esaminando il gradiente idrologico che separa la fascia convettiva dalla zona dove non si è verificato alcun fenomeno;
- gli eventi di piena improvvisa, per loro natura, sono difficilmente prevedibili. L'analisi statistico-probabilistica dei dati storici di precipitazione non è sufficiente, in quanto raramente in passato si osservavano questi fenomeni, oggi sempre più frequenti. La creazione di un database nazionale ed europeo con i dati di piene improvvise può essere un valido aiuto per la messa a punto di modelli sempre più attendibili, che consentano di prevedere con un sufficiente margine l'evento, per consentire l'evacuazione di chi fosse in pericolo.
- Grandi volumi di precipitazione concentrati in tempi sempre ridotti possono mettere in crisi il sistema drenante e il fragile territorio delle nostre zone.

6. BIBLIOGRAFIA

- ARPAV-Agenzia regionale per la prevenzione e protezione ambientale del Veneto. 2014. "Temporali del 2 agosto 2014 – Alto Trevigiano, Relazione preliminare".
- Benini G. 1990. *Sistemazioni idraulico-forestali*, UTET, Torino.
- Borga M., Gaume E., Creutin J.D. e Marchi L. 2008. Surveying flash floods: gauging the ungauged extremes. *Hydrological processes*. <http://onlinelibrary.wiley.com/>
- Boscolo P., Borga M., Zanon F., Sangati M., Norbiato D. 2007. Hydrometeorological Analysis of the 29 August 2003 Flash Flood in the Eastern Italian Alps. *Journal of Hydrometeorology* **8**: 1049 – 1067.
- Budyko, M. I., 1974: *Climate and Life*, Academic Press: Orlando, p. 508.
- Cazorzi F. 2002. *HyGrid2k2, guida di riferimento*. Università degli Studi di Udine.
- Cazorzi F. e Dalla Fontana G. 1992. L'utilizzo dei sistemi informativi geografici nello studio idrologico di bacino. *Quaderni di idronomia montana*: 83-115.
- Creutin J. e Borga M. 2003. Radar hydrology modifies the monitoring of flash flood hazard 10.1002/hyp.5122. *Hydrological Processes* **17** (7): 1453-1456.
- Collier C. and N. J. Fox. 2003. Assessing the flooding susceptibility of river catchments to extreme rainfall in the United Kingdom. *International Journal of River Basin Management* **1** (3): 1–11.
- Collier C. 2007. Flash flood forecasting: what are the limits of predictability? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **133** (622A): 3–23.
- Da Ros D. e Borga M. 1997. Use of digital elevation model data for the derivation of the geomorphological instantaneous unit hydrograph. *Hydrological Processes* **11** (1): 13-33.
- D'Agostino V. 2013. Appunti dalle lezioni del corso. *Sistemazione dei bacini idrografici* Dipartimento TeSAF, Università degli Studi di Padova, A.A. 2013-2014.
- Ferro V. 2006. *La sistemazione dei bacini idrografici*. Ed. McGraw-Hill, Milano.
- Gaume E. e Borga M. 2008. Post-flood field investigation in upland catchments after major flash floods: proposal of a methodology and illustration. *Journal of Flood Risk Management* **1** (4): 175-189.
- Lucchetti G., Barazzuol D. 2010. Relazione geologica. *PATI Cison di Valmarino, Follina, Miane, Revine Lago, Tarzo*.
- Marchi L. et al. 2010. Characterization of selected extreme flash floods in Europe and implications for flood risk management. *Journal of Hydrology* (2010). doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.07.017

- Marchi L., Borga M., Preciso E., Sangati M., Gaume E., Bain V., Delrieu G., Bonnifait L. e Pogacnik N. 2009. Comprehensive post-event survey of a flash flood in Western Slovenia: observation strategy and lessons learned. *Hydrologic Process* **23**: 3761– 3770. doi:10.1002/hyp.7542.
- Merz R. e Blöschl G. 2008. Flood frequency hydrology: 1. Temporal, spatial, and casual expansion of information. *Water Resources Research* **44** (8).
- Merz R., Blöschl G. and Parajka J. 2006. Spatio-temporal variability of event runoff coefficients. *Journal of Hydrology* **331** (3–4): 591–604.
- Merz R. and Blöschl G. 2004: Regionalization of catchment model parameters. *Journal of Hydrology* **287** (2004): 95–123.
- Merz R., Piock-Ellena U., Blöschl G. and Gutknecht D. 1999. Seasonality of flood processes in Austria. *Hydrological Extremes: Understanding, Predicting, Mitigating*, Gottschalk L., Olivry J.C., Reed D. and Rosbjerg D. (Eds.), *Proceedings of the Birmingham Symposium*, IAHS Publication.
- Nikolopoulos, E. I., E. N. Anagnostou, M. Borga, E. R. Vivoni and A. Papadopoulos. 2010. Sensitivity of mountain basin flash flood to initial wetness condition and rainfall variability. *Journal of Hydrology* **402**: 165-178.
- Norbiato D., M. Borga, S. D. Esposti, E. Gaume and S. Anquetin, 2008: Flash flood warning based on rainfall thresholds and soil moisture conditions: an assessment for gauged and ungauged basins. *Journal of Hydrology* **362**: 274–290.
- O'Connor, J. E. and J. E. Costa, 2004: Spatial distribution of the largest rainfall-runoff floods from basins between 2.6 and 26,000 Km² in the United States and Puerto Rico. *Water Resources Research* **40** (1). W01107. doi:10.1029/2003WR002247.
- Ponce e Hawkins. 1996. Runoff Curve Number. *Journal of Hydrologic Engineering*: 11-19.
- Ruiz-Villanueva V., Borga M., Marchi L., Gaume E., Zocatelli D. and U. Ehret. 2012. Extreme flood response to short-duration convective rainfall in South-West Germany. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **16**: 1543–1559.
- Saccon L. 2010. Rapporto ambientale. *PATI Cison di Valmarino, Follina, Miane, Revine Lago, Tarzo*.
- Sangati M. and Borga M. 2009. Influence of rainfall spatial resolution on flash flood modelling. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **9**: 575-584.