



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

Corso di laurea in Riassetto del Territorio e Tutela del Paesaggio

La piena del 31 ottobre - 2 novembre 2010
nel bacino del fiume Bacchiglione:
analisi e modellazione idrologica

Relatore

Prof. Borga Marco

Correlatore

Ph.D Zocatelli Davide

Ph.D. Marra Francesco

Laureando

Orsato Luca

Matricola

595060

Anno Accademico 2012 - 2013

*Alí miei genitori,
a Claudia*

Riassunto

L'evento temporalesco del 31 ottobre - 2 novembre 2010 ha interessato tutto il nord Italia con gravi disagi per la popolazione. In modo particolare il bacino del fiume Bacchiglione, dove la precipitazione è stata più intensa, superando localmente i 500 mm. Gli alti valori cumulati di pioggia sono stati la principale causa della piena, che si è propagata dai torrenti montani fino alla foce, causando esondazioni e rotture arginali. La piena ha coinvolto i territori delle provincie di Vicenza, Padova e Verona, allagando una superficie totale di 140 km² e provocando ingenti danni. La formazione delle onde di piena lungo tutto il corso del fiume Bacchiglione è il risultato di un insieme di processi idrologici che avvengono nel bacino drenante, dopo intense precipitazioni. La disponibilità di stime di precipitazione ad alta precisione, da reti di misura e osservazioni radar, insieme a misure idrometriche e rilievi post-evento, danno l'opportunità di rappresentare la risposta del bacino alle precipitazioni e fare osservazioni sui processi idrometeorologici e idrologici associati. L'obiettivo del lavoro è la determinazione dell'idrogramma di piena per un bacino montano del fiume Bacchiglione a Torrebelvicino (Vicenza), la descrizione dei processi idrologici caratteristici del bacino come conseguenza dell'evento temporalesco intenso e l'analisi delle cause che hanno contribuito alla generazione e propagazione della piena.

La calibrazione del modello idrologico HyGrid2k2 (Cazorzi, 2002) si è basata sulle misure dirette di portata rilevate nella stazione idrometrica di Torrebelvicino. Il modello ha una struttura che permette di rappresentare diversi tipi di processi idrologici. I parametri necessari sono stati calibrati nella sezione monitorata e poi trasposti sul resto del bacino, permettendo di simulare lo sviluppo della piena in qualsiasi punto. Il risultato di questa trasposizione è stato confrontato con i dati raccolti nei rilievi post-evento (anche detti IPEC) al fine di verificare la correttezza dei rilievi e della modellazione.

I parametri così definiti sono utili per capire la diversa risposta del bacino a precipitazioni estreme, per monitorare lo sviluppo della portata in sezioni del torrente non strumentate e per prevedere l'evoluzione temporale della piena.

La modellazione ha prodotto risultati apprezzabili nella sezione del corso d'acqua a Torrebelvicino. La successiva trasposizione dei parametri ha generato delle simulazioni che descrivono efficacemente lo sviluppo della piena nei sottobacini analizzati.

Abstract

The 31th October - 2nd November 2010 storm concerned the north of Italy causing serious inconvenience. Rainfall was the most intense on the Bacchiglione river basin (over 500 mm). The duration of rainfall and the consequent extreme cumulated values was the main cause of the burst of runoff that caused floodings and bank failures downstream. Overall during this rainfall event an area of 140 km² was flooded in the provinces of Vicenza, Padua and Verona, causing considerable damages. The flood that hit the whole river course is the result of the hydrological processes triggered by the extreme rainfall in the upper Bacchiglione basin. Here the availability of high-resolution radar rainfall estimates, of rain gauge measurements, hydrometric observations and post-event surveys, provides the opportunity to study the hydrometeorological mechanisms associated with this extreme storm. The objective of this study is: to calibrate an hydrological model over the basin at Torrebelticino (Vicenza), to represent the hydrological processes resulting from the extreme storm, examining the causes of flood. The Hygrid2k2 hydrological model (Cazorzi, 2002) is calibrated over the stream gauge data. The model elaborates rainfall data according to natural hydrological processes, using different parameters. The combination of these parameters can be representative of hydrologic processes in any area of basin. The result is compared with Intensive Post Event Campaigns (IPEC) using the calibration parameters chosen, for validate accuracy. The hydrological simulation was able to describe the response of the basin to extreme rainfall. The insights gained with this kind of analysis may find applications on the flood simulation in ungauged basins as well as in flood forecasting under extreme rainfall. The transposed parameters were able to well describe the flood development in the upstream subbasins, showing the reliability of this approach in the upper Bacchiglione basin.

INDICE

Introduzione.....	1
1. La modellazione idrologica.....	3
1.1 I rilievi post - evento.....	3
1.2 Il bilancio idrologico.....	6
1.3 L'entità geografica.....	7
1.4 Determinazione della pioggia efficace.....	8
1.4.1 Stima del Curve Number.....	11
1.5 Il deflusso sottosuperficiale.....	13
1.6 Velocità di versante e di canale.....	13
2. Il modello.....	15
2.1 Estrazione del bacino.....	15
2.2 I parametri.....	17
2.2.1 Routing Time.....	17
2.2.2 Cinematic Local Excess Model.....	17
3. Inquadramento territoriale.....	21
3.1 Bacino idrografico del fiume Bacchiglione.....	21
3.2 Il bacino idrografico di studio.....	23
4. L'evento di Piena del Novembre 2010.....	31
4.1 Le Precipitazioni.....	34
4.2 I livelli idrometrici.....	37
4.3 La situazione nivologica.....	40
5. I risultati.....	43
5.1 Torrebelvicino.....	44
5.2 Sottobacini.....	47
Conclusioni.....	49

Introduzione

Il monitoraggio degli eventi di piena offre la possibilità di osservare, conoscere e interpretare i fenomeni idrologici che provocano la formazione di deflussi superficiali e sottosuperficiali in un bacino montano (Morgan, 2006).

Le precipitazioni intense e le conseguenti piene sono difficili da monitorare perché si sviluppano su scale spaziali e temporali che le reti di misura convenzionali, della precipitazione e dei livelli idrometrici, non sono in grado di quantificare in modo efficace (Creutin e Borga, 2003). Dati rappresentativi di questi eventi sono difficili da acquisire durante una sperimentazione sul campo, organizzata per durare pochi mesi in una precisa zona, o in bacini sperimentali con aree di drenaggio di pochi chilometri quadrati. Ecco perché lo studio delle piene si basa necessariamente su eventi occasionali e non su campagne di osservazione accuratamente progettate. I rilievi post-evento pertanto svolgono un ruolo fondamentale nella raccolta di dati e informazioni circa i fenomeni di piena (Borga *et al.*, 2008).

In genere, le stime indirette di portata al picco e le serie dei massimi di precipitazione sono usate per descrivere questi eventi estremi, e inoltre per dare una risposta alle domande che inevitabilmente ci si pone dopo una grande alluvione: per quali cause avviene un tale fenomeno? Con quale frequenza può ripresentarsi? Nell'insieme, questi studi hanno contribuito a raccogliere una serie di dati (idrogrammi di piena) a livello locale e sviluppare una migliore conoscenza sui meccanismi idrologici delle piene estreme. Tuttavia, concentrarsi solamente su portate al picco e su valori massimi annuali dà una visione limitata dell'evento nelle verifiche di risposta idrologica (Borga *et al.*, 2008).

Rappresentare al meglio la risposta di un bacino durante la piena offre nuove conoscenze per limitare, o comunque valutare, la risposta idrologica di un territorio a inondazioni estreme e come, questa risposta, dipende dalle proprietà areali e morfologiche. Inoltre, i processi che formano il deflusso a livello locale sono più soggette a analisi nei tipici bacini di piccola scala piuttosto che nei bacini più grandi, dove studi di questo tipo sono meno importanti (Merz e Blöschl, 2008).

La ricerca di soluzioni che permettano di prevedere e quantificare i deflussi in bacini non strumentati (solitamente quelli a livello locale), cioè sprovvisti di sistemi di misurazione, è importante sia per una corretta gestione del territorio sia per limitare i danni e i problemi causati dagli eventi di piena. (Morgan, 2006).

Il lavoro, quindi, è impostato su un bacino imbrifero del fiume Bacchiglione situato nei comuni vicentini di Torrebelficino e Valli del Pasubio. Tratta la stima delle portate orarie attraverso la sezione di chiusura a seguito di un evento piovoso nel mese di novembre del 2010. Ecco che si andranno a osservare e valutare, così, le caratteristiche sia geomorfologiche, che idrologiche, mirate alla ricostruzione del più probabile idrogramma di piena.

Una *back analysis* (studio retroattivo) consentirà di descrivere la dinamica dell'evento di piena, per ricostruire l'idrogramma delle portate orarie, calibrando una combinazione di parametri che identificano i processi idrologici del bacino.

Il Soil Conservation Service, essendo un metodo di trasformazione afflussi-deflussi, permette di stimare la quantità di precipitazioni che andrà a defluire lungo i versanti, prima, attraverso la rete idrografica poi. Il metodo è sviluppato in funzione della precipitazione cumulata antecedente, delle perdite iniziali, della copertura del suolo e delle condizioni d'uso del suolo.

I risultati ottenuti saranno confrontati con le informazioni idrometriche ricavate dai rilievi post-evento, cioè campagne di misura di portata dei torrenti e rilievo delle sezioni idrometriche, organizzate nelle ore successive all'evento, per la valutazione in tempo reale del rischio idraulico.

L'elaborato ha lo scopo di documentare l'evento di piena estremo di fine ottobre - inizio novembre 2010, in linea con le pubblicazioni di Borga *et al.* (2007) e Zanon *et al.* (2007).

Gli obiettivi di questa analisi sono i seguenti:

- stimare la portata al picco e l'andamento di tutto l'idrogramma, usando un modello di risposta idrologica, a scala di bacino;
- fare considerazioni sullo stato idro-morfologico del bacino di studio a partire dai parametri desunti dal modello.

L'individuazione di un idrogramma di piena, di assegnato tempo di ritorno, può essere fatta con l'impiego di un modello di piena: un modello di trasformazione afflussi-deflussi che ricostruisce l'idrogramma a partire dalle precipitazioni che si abbattono al suolo.

La determinazione dei deflussi di piena, che dovrebbero essere contenuti negli alvei naturali, è di evidente interesse per la sicurezza idraulica del territorio.

1. La modellazione idrologica

Per la corretta stima del deflusso non esiste una procedura univoca e precisa da utilizzare a causa dei numerosi processi idrologici naturali. Questi influenzano la quantità d'acqua afflitta che produrrà deflusso. Acquisire dati di deflusso in piccoli bacini montani è un'operazione difficile poiché non esiste una vera e propria rete di rilevamento. Gli afflussi sono meglio quantificabili perché il dato di pioggia rilevato in un punto è valido per un'area estesa; al contrario dei deflussi che variano secondo le caratteristiche geomorfologiche e orografiche del singolo bacino.

I modelli idrologici tengono conto dei processi fisici che costituiscono il ciclo idrologico (precipitazione, evapotraspirazione, infiltrazione) e stimano il deflusso secondo una valutazione di tipo matematico.

Per parametrizzare i processi naturali si lavora attribuendo un valore numerico che rappresenti ogni componente del bilancio idrologico e definisca quanto essa incide alla formazione del deflusso. L'uso dei parametri è di fondamentale importanza per la corretta analisi idrologica.

Borga *et al.* (2007) affermano che la risposta all'evento temporalesco può essere, ragionevolmente, ben riprodotta con un semplice modello idrologico distribuito, usando delle osservazioni di precipitazione ad alta risoluzione. Tuttavia, l'applicazione del modello richiede un livello di parametrizzazione secondo la quantità di pioggia a scala di bacino. Il grado di non linearità derivante dai dati disponibili non può essere riprodotto con un modello, indicante la risposta alla piena, a parametri fissi. Ogni processo idrologico influenza a suo modo la risposta del bacino inducendo l'uso di parametri variabili nel modello di piena.

Proprio l'integrazione dei parametri variabili e le loro combinazioni rende efficace la stima del deflusso e, di conseguenza, dell'idrogramma di piena.

1.1 I rilievi post-evento

Il rapporto tra le osservazioni di campo e l'applicazione di modelli di trasformazione afflussi-deflussi permette un'indagine accurata sulla risposta idrologica del sistema versante-corso d'acqua.

Dalle osservazioni proposte da Gaume e Borga (2008) il metodo di indagine si basa su quattro aspetti:

- sondaggi e rilievi di campo, operati da tecnici, per analizzare la morfologia di alcune sezioni d'alveo, al fine di ricavare indicazioni sui valori di massimo livello idrometrico nella sezione;
- stime di distribuzione spaziale delle piogge, attraverso l'elaborazione delle misure raccolte con lo strumento *radar meteorologico*;
- interviste ai testimoni per ricostruire l'evoluzione dell'evento;
- revisione di fotografie e video.

In seguito alla piena sono stati organizzati una serie di campagne di rilievo in tutto il bacino dei fiumi Bacchiglione e Agno per determinare localmente quale fosse il massimo livello di portata nei corsi 'acqua non strumentati durante la piena. In ogni sezione d'alveo scelta sono state misurate le dimensioni trasversali, calcolando anche l'area e il raggio idraulico. In seguito la portata è 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 (eq. 1.1), secondo le caratteristiche di pendenza, raggio idraulico, rugosità e sinuosità.

$$\text{se } h = R_h$$

$$q = V A = (K_s h^{2/3} i^{1/2})(B h) = K_s h^{5/3} i^{1/2} \quad (1.1)$$

dove:

q = portata liquida, $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$

V = velocità della corrente, m s^{-1}

A = area della sezione trasversale d'alveo, m^2

K_s = coefficiente di scabrezza, $\text{m}^{1/3} \text{s}^{-1}$

h = tirante idraulico, m

R_h = raggio idraulico, m

i = pendenza, %

I punti scelti nei rilievi post-evento, che identificano poi le sezioni di chiusura dei tre sottobacini, sono:

- Ponte Capre (276 m s.l.m.) - torrente Leogra



Figura 1.1 Posizione del rilievo (a) e foto indicativa dei livelli raggiunti (b)

- San Rocco (380 m s.l.m.) - torrente Bisele

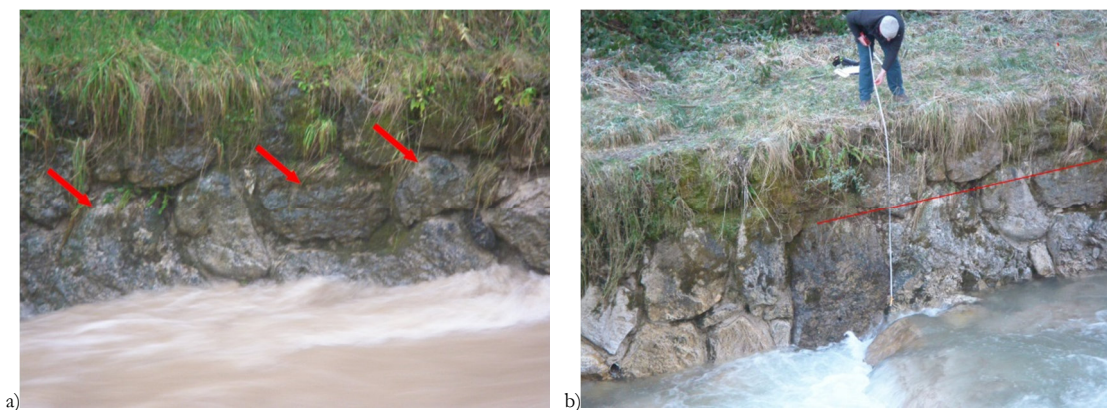


Figura 1.2 Le frecce (a) e la linea (b) indicano il livello massimo raggiunto durante la piena

- Valle Sterpa (470 m s.l.m.) - torrente Sterpa



Figura 1.3 Rilevamento sulla gaveta della briglia (a) e riferimento di livello massimo (b)

L'area di studio è coperta dal radar di A.R.P.A. Veneto, situato a 60 km dal punto più lontano del bacino, presso il Centro Meteorologico di Teolo (PD).

Lo strumento permette di esplorare una vasta porzione di atmosfera da un unico punto, emettendo un impulso elettromagnetico. L'impulso è riflesso dagli ostacoli, in questo caso le precipitazioni, e ritorna al radar. Il riflesso varia in base all'intensità delle gocce di pioggia che l'hanno generato, permettendo così la misurazione. Le piogge sono rilevate sia secondo una distribuzione spaziale sia secondo una distribuzione temporale, cioè con intervalli di 30 minuti.

La disponibilità di osservazioni radar permette la raccolta di misurazioni sul campo, che possono essere integrate con la modellazione idrologica. Si avvia un ciclo iterativo osservazione - modellazione per capire le discrepanze tra *input* (osservazioni) e *output* (risultati). Inoltre, come in questo studio, nei rilievi post-evento si fanno stime di pioggia da radar, non solo per identificare le aree maggiormente colpite, ma anche per usarle come dati di precipitazione. Faranno da *input* al 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).

Le interviste dei testimoni oculari hanno lo scopo di verificare la qualità delle osservazioni e di ricreare l'evoluzione dell'evento nei diversi giorni in modo affidabile. In questo modo si raccolgono informazioni su: i tempi d'inizio e fine delle piogge, la presenza di grandine e i tempi dell'aumento del livello idrico, durata del picco e tempo di recessione. Questo serve per ricostruire l'evoluzione temporale della piena. Altre informazioni riguardano le caratteristiche idrologiche, come la saturazione del suolo; o 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).

Informazioni aggiuntive sulle caratteristiche della piena possono essere raccolte da fotografie e filmati registrati durante l'evento. Si può capire la velocità della corrente utile come velocità di canale da usare nel modello. La velocità degli oggetti galleggianti può essere stimata cronometrando il passaggio dell'oggetto, visibile nel video, tra due punti di riferimento a distanza nota (rilevati successivamente sul campo) (Marchi *et al.*, 2009).

1.2 Il bilancio idrologico

Il ciclo idrologico è il principio fondante dell'idrologia, descrive tutti quei processi fisici che riguardano l'interazione e il trasporto dell'acqua fra l'atmosfera, la superficie terrestre e gli oceani. Rappresenta il ciclo terrestre che le acque compiono da quando, sotto forma di precipitazione liquida o solida, cadono sulla superficie della terra a quando, per diverse vie, o defluiscono a mare o si disperdono definitivamente nel sottosuolo o, infine, ritornano per evaporazione nell'atmosfera.

Il meccanismo del ciclo idrologico è apparentemente molto semplice, ma in realtà è molto difficile valutare le diverse frazioni in cui si suddivide la precipitazione atmosferica. Infatti, la partizione dipende sia dalle caratteristiche della precipitazione stessa sia dalla morfologia e dalle caratteristiche idrauliche del suolo sia, infine, dalla copertura vegetale che insiste sul terreno. Il problema centrale è quello di determinare i deflussi originati dalle precipitazioni, che attraversano una data sezione di un corso d'acqua.

La conoscenza dei meccanismi di trasformazione afflussi-deflussi consente di ottenere stime di deflusso a partire dalle misure di precipitazione effettuate con strumenti di misura specifici.

Il ciclo idrologico è strutturato secondo diverse componenti che si differenziano in base alla forma di trasporto.

L'afflusso meteorico è la precipitazione, proveniente dall'atmosfera, che cade sia sul suolo sia, in minima parte, sulla copertura vegetale. Al variare della temperatura atmosferica e delle condizioni meteorologiche si diversifica in pioggia, neve o grandine. Le piante restituiscono all'atmosfera l'acqua di precipitazione intercettata e quella che prelevano, mediante l'apparato radicale, dagli orizzonti più superficiali del suolo. In seguito la radiazione solare contribuisce alla re immissione dell'acqua in atmosfera attraverso l'evaporazione. Queste fasi si considerano come un unico processo, denominato evapotraspirazione, processo che tiene conto sia dell'acqua che evapora dal suolo e dalla superficie delle piante sia quella che viene estratta dal suolo mediante la traspirazione della vegetazione. Una parte dell'acqua intercettata dalla vegetazione raggiunge il suolo per gocciolamento dall'apparato fogliare o per scorrimento lungo i rami e il fusto delle piante.

La precipitazione che raggiunge il terreno (Fig. 1.4) in parte defluisce superficialmente raggiungendo il corso d'acqua collettore (es: torrente, rio, canale o fiume); una certa parte, invece, s'infiltra nel sottosuolo.

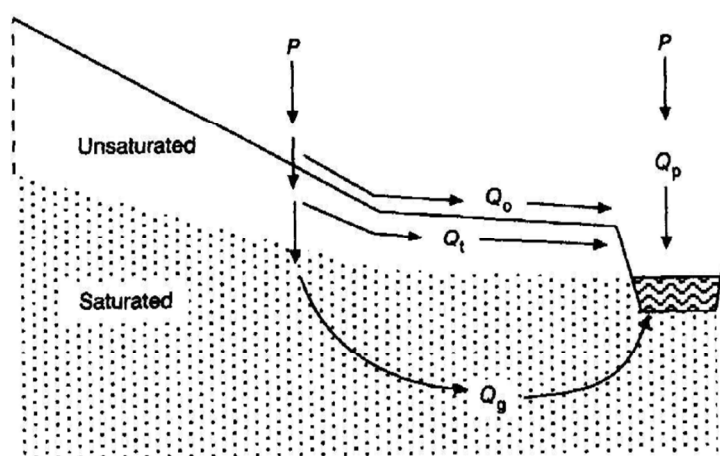


Figura 1.4 Deflusso hortoniano suddiviso in: superficiale (Q_o), sottosuperficiale (Q_t), profondo (Q_g) e diretto (Q_p) (Fonte: D'Agostino, 2011)

Il deflusso sottosuperficiale alimenta lo spessore di suolo esplorato dalle radici delle piante (rizosfera), rimanendo a disposizione della vegetazione per il proprio fabbisogno idrico. Il deflusso profondo s'infiltra al di sotto degli strati superficiali del terreno così da alimentare le falde acquifere o raggiungere, anche se più lentamente, la rete drenante. In corrispondenza della sezione di chiusura del bacino, individuato seguendo lo spartiacque, si può impostare il bilancio idrologico. Le componenti del ciclo idrologico, in questo caso, sono legate da una relazione semplificata.

$$P - Q - G - ET = \Delta S \quad (1.2)$$

dove:

P = precipitazione di tipo pluviale o nivale, mm

Q = deflusso superficiale, mm

G = deflusso profondo, mm

ET = evapotraspirazione, mm

ΔS = acqua d'immagazzinamento superficiale (laghi naturali o serbatoi artificiali), mm

Le criticità si concentrano sulle componenti Q e G , cioè sulla gestione dei deflussi idrici lungo tutta l'estensione del bacino. Per deflussi ordinari s'intendono quelli conseguenti a eventi di pioggia non particolarmente intensi e prolungati, mentre i deflussi di piena sono quelli più gravosi che rendono le sezioni trasversali dei corsi d'acqua naturali idraulicamente insufficienti e sono la conseguenza di eventi meteorici intensi o di lunga durata.

I metodi di valutazione dei deflussi di piena si distinguono in due rami a seconda che sia necessario determinare l'idrogramma di piena, cioè l'andamento delle portate di piena nel tempo, oppure il massimo valore di portata, definito portata al colmo (o portata al picco).

1.3 L'entità geografica

Il bilancio idrologico rappresenta l'equilibrio tra le componenti del ciclo idrologico. Si spiega con un'equazione di bilancio di massa applicato ad un sistema: la differenza tra gli *input*, cioè i flussi entranti, e gli *output*, quelli uscenti, eguaglia la quantità d'acqua immagazzinata nel suolo. In termini idrologici, questa definizione può essere contestualizzata in un sistema ecologico definito bacino idrografico. Ferro (2006) definisce che per una fissata sezione trasversale di un corso d'acqua, s'indica il bacino idrografico (Fig. 1.5) come l'entità geografica costituita dalla proiezione su un piano orizzontale della superficie scolante sottesa alla suddetta sezione.

E' determinato individuando, sulla superficie terrestre, lo spartiacque superficiale senza tenere conto che particolari formazioni geologiche potrebbero provocare in profondità il passaggio di volumi idrici da un bacino all'altro. Il bacino idrografico si può quindi definire come l'unità fisiografica che raccoglie i deflussi superficiali, originati dalle precipitazioni che si abbattano sul bacino stesso, che trovano recapito nel corso d'acqua naturale e nei suoi diversi affluenti. I deflussi seguono il percorso del collettore verso il punto a quota più bassa, nella zona finale del bacino, denominato sezione di chiusura. Da questa dipende poi la dimensione

del bacino: se coincide con la foce del corso d'acqua, si esamina il bacino principale nella sua interezza; invece, se coincide con una qualsiasi sezione del tratto fluviale, il bacino è minore e definito secondario. La sezione di chiusura è la caratteristica principale di un bacino perché lo identifica in modo chiaro e preciso.

La rete idrografica è l'insieme di canali che raccolgono i deflussi idrici superficiali provenienti dai versanti, assieme ai corrispondenti deflussi solidi, e li convogliano fino alla sezione terminale del bacino. Le acque, raccolte lungo le linee di compluvio, formano piccoli rivi che scendono seguendo le linee di massima pendenza. Collegandosi tra loro, secondo un sistema ramificato, aumentano le loro dimensioni e la portata d'acqua fino a formare il corso d'acqua principale.

I versanti sono le superfici laterali ai rami della rete, su cui si abbattano le precipitazioni; queste scendono lungo il versante e sono convogliate verso il collettore principale.

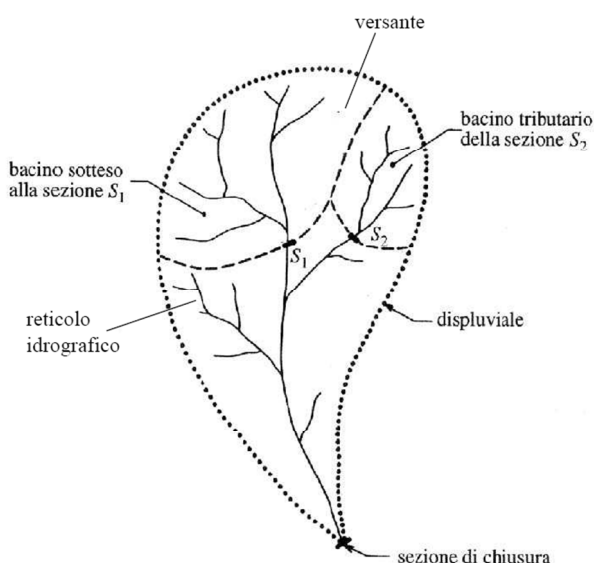


Figura 1.5 Schema di bacino idrografico (Fonte: D'Agostino, 2011)

1.4 Determinazione della pioggia efficace

In precedenza è stato spiegato, non tutto l'afflusso meteorico contribuisce a formare scorrimento superficiale. La quantità di pioggia che attivamente va a creare deflusso, cioè la pioggia efficace, è matematicamente calcolabile in diversi modi usando i modelli di stima.

Il Soil Conservation Service (Ponce et Hawkins, 1996) ha definito un metodo basato sul parametro Curve Number, per la definizione quantitativa del deflusso superficiale e l'acquisizione sia del picco di piena sia la ricostruzione dell'intero idrogramma. Inoltre ha inserito 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 pone in uguaglianza due rapporti: il primo fra il deflusso superficiale e la precipitazione cumulata al netto delle perdite iniziali; il secondo tra il volume specifico infiltrato e il volume specifico di saturazione del terreno (eq. 1.3).

$$\frac{P_e}{(P - I_a)} = \frac{F}{S} \quad (1.3)$$

dove:

P_e = deflusso superficiale, mm

P = precipitazione cumulata, mm

I_a = perdite iniziali, mm

F = volume specifico infiltrato nel suolo, mm

S = volume specifico di saturazione del terreno, mm

Il termine P indica la precipitazione cumulata lorda che cade sul bacino, anche denominato afflusso meteorico totale.

Con I_a si esprimono le perdite iniziali, che raccolgono in un unico parametro diversi processi:

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

Da studi e misurazioni effettuate si può le perdite come direttamente proporzionali ad S secondo un coefficiente variabile tra 0 (nulle) e 0.2 (eq. 1.4).

$$I_a = c S \quad (1.4)$$

dove:

c = coefficiente (0 ÷ 0.2)

L'applicazione della (1.3) presuppone, oltre la conoscenza della precipitazione totale P , la stima del massimo invaso S del suolo che, teoricamente, può assumere tutti i valori positivi compresi tra 0 (superficie perfettamente impermeabile) a infinito (nessuna formazione di deflusso superficiale). Essendo un valore parametrizzato, è calcolato nella relazione (eq. 1.5) usando il coefficiente *Curve Number* caratteristico del singolo bacino.

$$S = 25.4 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) \quad (1.5)$$

dove:

CN = coefficiente

Il CN è un coefficiente adimensionale che assume valori compresi tra 0 e 100 rappresentando così l'attitudine del bacino a produrre deflusso superficiale. Mette in relazione le caratteristiche morfologiche del suolo con il tipo di copertura vegetale: assegna un valore minimo ai suoli completamente permeabili; un valore massimo ai suoli che produrranno interamente deflusso.

Il parametro è descritto con maggiore precisione nel capitolo 1.4.1.

Le perdite per infiltrazione F sono volumi d'acqua che s'infiltrano nel suolo. Dipendono principalmente dalle caratteristiche del terreno e dalle condizioni di umidità del suolo a inizio evento. Si esprime con (eq. 1.6).

$$F = P - I_a - P_e \quad (1.6)$$

dove:

F = perdite per infiltrazione, mm

P = afflusso, mm

I_a = perdite iniziali, mm

P_e = pioggia efficace, mm

Infine, con P_e si esprime la pioggia efficace che per ruscellamento scorre sulla superficie del terreno dal punto d'impatto verso la sezione di chiusura. Sostituendo la (eq. 1.6) alla (eq. 1.3) si ottiene:

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + S} \quad (1.7)$$

dove:

P_e = pioggia efficace, mm

P = afflusso, mm

I_a = perdite iniziali, mm

S = massima capacità idrica del suolo, mm

Si noti che all'inizio dell'evento piovoso non si forma deflusso superficiale (Fig. 1.6), infatti, tutta la precipitazione va a interessare le perdite iniziali. La precipitazione sarà intercettata fino all'istante in cui $P = I_a$

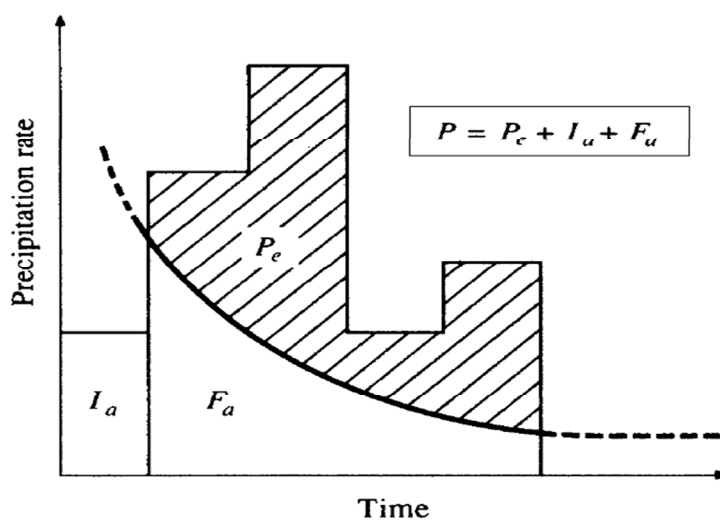


Figura 1.6 Illustrazione schematica delle componenti: perdite iniziali (I_a), infiltrazione (F) e pioggia efficace (P_e)
(Fonte: D'Agostino, 2011)

Oltre questo valore di P , cioè $P > I_a$, inizia la prima forma di deflusso che assume via via valori crescenti; mentre l'immagazzinamento superficiale S tenderà ad essere raggiunto dalle perdite F . Al tendere all'infinito del valore di P , la pioggia efficace P_e tende ad assumere il valore dato dalla formula $P - I_a - S$.

1.4.1 Stima del Curve Number

Per determinare il volume d'acqua che può essere effettivamente immagazzinato nel suolo si usa il parametro *Curve Number* (CN): rappresenta l'attitudine del bacino a produrre deflusso superficiale. Si determina dalle caratteristiche idrologiche dei suoli e della copertura per ogni porzione di superficie del bacino. A ogni area, di cui è nota la superficie, attribuiremo un valore di CN sulla base delle caratteristiche di condizione idrica, destinazione d'uso e sistemazione.

La Carta d'uso del suolo suddivide l'intera superficie secondo le categorie d'uso e, in maggior dettaglio, anche una descrizione morfologica. Applicando i valori indicati in Figura 1.7 si procede a una prima stima del parametro.

Tipo di copertura			Classe del suolo			
Uso del suolo	Trattamento o pratica	Condizione idrologica	A	B	C	D
Maggesi	a solchi dritti	–	77	86	91	94
Colture a solchi	a solchi dritti	cattiva	72	81	88	91
	a solchi dritti	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

Figura 1.7 Valori del parametro CN per diverse combinazioni di suolo e copertura (Fonte: S.C.S. 1985)

La determinazione del gruppo idrologico è più laboriosa, inizia dall'individuazione della pedologia del bacino facendo anche riferimento alle caratteristiche litologiche. Lo scopo è di assegnare al territorio 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.

Una volta determinato i gruppi idrologici dell'intera area e, per ognuno, le aree omogenee per destinazione d'uso si può procedere all'attribuzione del CN sulla base della Figura 1.7.

Si calcola il valore di CN dell'intero bacino con una semplice operazione matematica: la media ponderata dei valori di Curve Number per singole aree e le loro superfici come peso.

$$CN = \frac{\sum_{i=0}^n A_i CN_i}{A_{tot}} \quad (1.8)$$

dove:

CN = Curve Number

A = superficie, m²

In questo elaborato tutta la procedura è stata semplificata inserendo un *Curve Number* stimato, sulla semplice consultazione delle cartografie di uso del suolo, secondo un valore medio di 60.

Il CN scelto considera le condizioni intermedie di umidità del terreno (AMC , *Antecedent Moisture Condition*) nei cinque giorni precedenti all'evento: indicandolo come $CNII$, riferito alle condizioni $AMCII$. E' indispensabile decidere le condizioni iniziali AMC per definire il grado di permeabilità del suolo che aumenta o riduce il valore di CN , quindi la propensione a creare deflusso.

La stima del $CNII$ può essere corretta in CNI (riferito a $AMCI$) oppure $CNIII$ (riferito a $AMCIII$):

$$CNI = \frac{4.2 CNII}{10 - 0.058 CNII} \quad (1.9)$$

$$CNIII = \frac{23 CNII}{10 + 0.13 CNII} \quad (1.10)$$

1.5 Il deflusso sottosuperficiale

La pioggia infiltrata P_i , al netto cioè delle perdite iniziali I_d e del deflusso diretto $P_e(t)$ che corrispondono ai valori di pioggia intercettati dalla vegetazione e sulla superficie del suolo, contribuisce a riempire un invaso sottosuperficiale distribuito S . Tale grandezza dipende dalle caratteristiche del terreno, le condizioni di umidità del suolo e l'intensità di pioggia.

Il suolo può avere una struttura grossolana o microscopica secondo la sua tessitura; ma, indipendentemente da questo, è composto, oltre che dai granuli, anche da vuoti tra loro comunicanti che formano una rete di condotti. La porosità identifica questa caratteristica. Nella rete di condotti, determinata dai vuoti presenti nel suolo, il moto dell'acqua può avvenire in due modi a seconda che il suolo sia saturo o insaturo. Nel primo caso tutti gli interstizi tra i granuli sono pieni d'acqua, nel secondo, invece, sono occupati in parte da acqua e in parte da aria. Il deflusso dell'acqua nel suolo avviene pertanto in due modi: si parla di percolazione quando il moto avviene in condizioni di non saturazione e il moto è prevalentemente verticale; si parla invece di filtrazione quando il moto avviene in condizioni di saturazione e il moto è 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.

1.6 Velocità di versante e canale

I metodi indiretti di stima delle portate richiedono spesso il calcolo del tempo di corrivazione: rappresenta il tempo necessario perché una goccia d'acqua che cade nel punto idraulicamente più lontano possa raggiungere la sezione di chiusura del bacino. E' un termine importante perché per una durata di pioggia almeno pari al tempo di corrivazione implica che tutto il bacino contribuisce nello stesso istante al deflusso superficiale.

Il tempo di corrivazione è calcolato tramite l'analisi quantitativa della morfologia del bacino a partire dal modello digitale del terreno. Da Ros e Borga (1997) spiegano che "la descrizione morfologica dei bacini viene conseguita tramite la rappresentazione dei percorsi di drenaggio e la definizione automatica del reticolo idrografico, previa caratterizzazione dei percorsi in tratti di versante e tratti di canale tramite la definizione di regole opportune per la individuazione della soglia" (Fig. 1.8).

La procedura di calcolo è basata sull'estensione territoriale e su una stima delle velocità di movimento dell'acqua sia lungo i versanti sia lungo il reticolo (D'Agostino, 2011). La relazione stima, per ogni volume di pioggia efficace rilasciata in un punto arbitrario del bacino, prima il tempo di residenza sul versante cioè il tempo di percorrenza dallo spartiacque fino al reticolo idrografico, poi il tempo di residenza nella rete cioè il tempo impiegato dall'immissione in rete fino al passaggio per la sezione di chiusura.

$$T_{corr} = \frac{L_c}{u_c} + \frac{L_h}{u_h} = T_c + T_h \quad (1.11)$$

dove:

T_{corr} = tempo di corrivazione, s

L_c = lunghezza dei tratti di percorso lungo il versante, m

u_c = velocità di percorrenza dei tratti di versante, m/s

L_v = lunghezza dei diversi percorsi della rete drenante, m

u_h = velocità di percorrenza dei tratti canalizzati, m/s

T_c = tempo di residenza nella rete, s

T_h = tempo di residenza sul versante, s

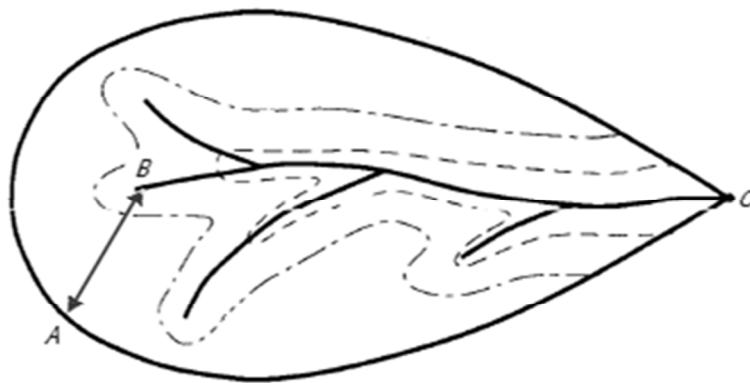


Figura 1.8 Illustrazione semplificata dei tratti di percorso. Il tratto di versante è il segmento AB; il tratto di canale, il segmento BC (Fonte: D'Agostino, 2011)

La velocità lungo il reticolo è ricavata dai rilievi effettuati durante l'evento di piena o da riprese video. Quest'ultime hanno bisogno di riferimenti fisici fissi, che non abbiano variato la loro posizione a causa della piena.

La difficoltà maggiore è la stima della velocità lungo il versante perché non è direttamente misurabile. Il movimento della goccia d'acqua dipende da molti fattori, primo fra tutti la pendenza; altri come l'uso del suolo, limitano la velocità: il manto erboso o le specie vegetali del sottobosco e rallentano notevolmente il deflusso verso valle.

La lunghezza di versante e di reticolo sono calcolate automaticamente, con elaborazione software dal DEM del bacino (§ 2.1).

2. Il modello

In questo capitolo saranno illustrati i criteri adottati per affrontare la simulazione idrologica all'interno del bacino oggetto di studio.

Lo scopo è di ricostruire, attraverso una *back analysis* (studio retroattivo), il più probabile idrogramma di piena come conseguenza delle precipitazioni cadute nei primi giorni di novembre 2010. In particolare, è importante analizzare la formazione dell'onda di piena all'interno del bacino e il suo passaggio attraverso la sezione di chiusura.

La risposta idrologica del bacino montano è analizzata applicando il modello idrologico spazialmente distribuito HyGrid2k2 (Cazorzi, 2002). Si basa sul KLEM (*Kinematic Local Excess Model*) (Cazorzi e Dalla Fontana, 1992), un'estensione del metodo *S.C.S.* impiegato per descrivere i processi di generazione dei deflussi (v. § 2.2.2), a cui è stato integrato un modello geomorfologico di propagazione dei deflussi (*Routing Time*) (v. § 2.2.1).

Una prima analisi delle caratteristiche del bacino, in funzione del metodo *CN*, permette di individuare una combinazione di parametri idrologici caratteristici. Questi sono inseriti come *input* nel modello, così che sia elaborata la variazione della portata d'acqua istante per istante. La combinazione è, poi, modificata fino a che l'idrogramma (output) del modello sia simile alle portate misurate nei rilievi post-evento (v. § 1.1).

2.1 Estrazione del bacino

Il modello distribuito si basa sulla disponibilità di dati spaziali, di tipo raster, che descrivono caratteristiche come la morfologia del paesaggio, le proprietà del suolo e della vegetazione.

Avendo a disposizione le coordinate della sezione di chiusura si è determinata quale sia la porzione di territorio che raccoglie le acque di precipitazione passanti attraverso la sezione, ricreando così il bacino idrografico.

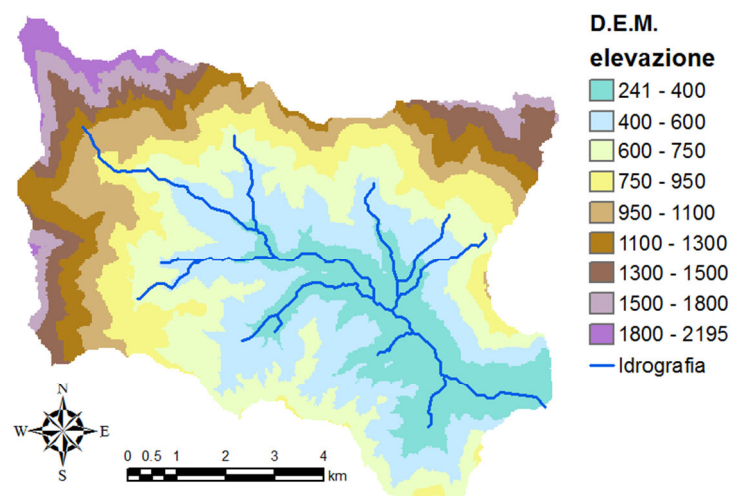


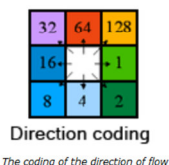
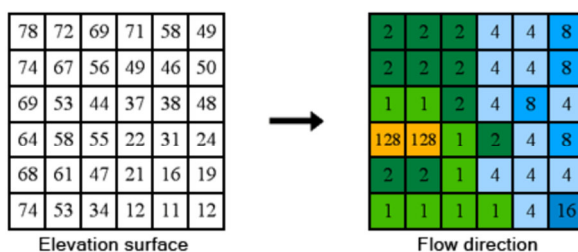
Figura 2.1 Digital Elevation Model del bacino di studio

Per prima cosa, avendo a disposizione il modello digitale delle quote del terreno (Fig. 2.1), si crea il raster delle quote. Si tratta di una rappresentazione del territorio secondo una griglia di celle organizzate, che contengono l'informazione altimetrica. Le celle, dette anche *pixel*, sono quadrate con dimensioni di 30 m: cioè descrivono la quota media per una zona di 900 m².

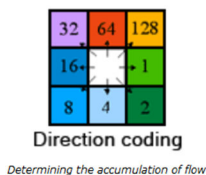
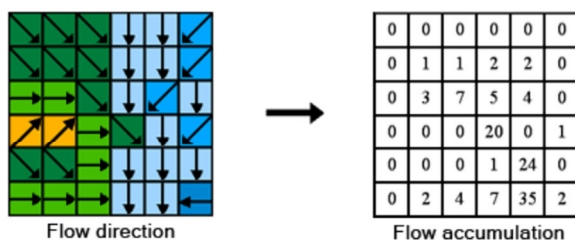
Al raster si applica un algoritmo che definisce, per ogni cella, la direzione del deflusso sulla base della massima differenza di quota calcolata. Sono considerate le otto celle ad essa circostanti: il flusso d'acqua si dirige da una cella all'altra, a quota inferiore; a seconda della direzione la cella prende un valore convenzionale (Fig. 2.2). In seguito il raster ottenuto è elaborato numerando ogni cella in base al numero di celle a monte, legate ad essa, secondo la direzione di deflusso.

Con queste operazioni si delimita il bacino definendo lo spartiacque; mentre per illustrare la rete idrografica sono necessarie ulteriori operazioni.

Dalle celle numerate sono ben visibili i percorsi preferenziali di scorrimento dell'acqua, infatti laddove i valori delle celle sono molto alti l'acqua converge in modo massiccio. Questo metodo, però, crea un reticolo troppo articolato, allora per essere di facile illustrazione, si considera cella appartenente al reticolo idrografico quella che drena a monte un'area superiore a un prefissato valore di soglia (*area di soglia*). Le altre sono classificate come versante.



a)



b)

Figura 2.2 Interpretazione degli algoritmi

a) Flow Direction, in cui ogni cella assume un valore 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64, 128 a seconda della direzione

b) Flow Accumulation, che numera la cella in base al deflusso in transito

(Fonte: Esri, 2012)

2.2 I parametri

I parametri idrologici caratteristici permettono di simulare nel miglior modo possibile la piena del bacino; a seguito dell'incrocio con i dati pluviometrici del radar meteorologico.

2.2.1 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 (v. § 1.6).

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 (A_s). 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, 2011) (eq. 2.1):

$$v = K_s R_h^{2/3} i^{1/2} \quad (2.1)$$

dove:

v = velocità dell'acqua, m/s

K_s = coefficiente di scabrezza di Chezy

R_h = raggio idraulico

i = pendenza dell'alveo (o del 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)

2.2.2 Cinematic Local Excess Model

È un modello a parametri distribuiti, cioè senza interazioni tra le celle: ognuna è analizzata in modo indipendente dalle altre.

Per ogni cella sono applicate le formule del *Soil Conservation Service* (v. § 1.4), usando il valore di CN attribuito a quella cella. Poi, conoscendo il 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:

- *Antecedent Moisture Condition* (AMC)
- portata iniziale (q_0)
- perdite iniziali (I_0)
- calibrazione dell'invaso (X)
- modulo di deflusso sottosuperficiale (k_2)
- perdite per infiltrazione (W)
- fattore di riduzione della pioggia (k_1)
- soglia di attivazione k_1 (i_{th})

L'*Antecedent Moisture Condition* riguarda lo stato di umidità del suolo all'inizio dell'evento meteorico, ordinato in tre classi definendo così dei valori rappresentativi. Infatti, nella Figura 2.3 il S.C.S. ha definito i criteri per questo parametro.

AMC	Altezza di precipitazione antecedente di 5 giorni			
	Stagione di riposo		Stagione vegetativa	
	[in]	[mm]	[in]	[mm]
I	< 0,5	< 12,7	< 1,4	< 35,6
II	0,5+1,1	12,7+27,9	1,4+2,1	35,6+53,3
III	> 1,1	> 27,9	> 2,1	> 53,3

Figura 2.3 Classificazione dell'AMC secondo le quantità di pioggia stimate dal Soil Conservation Service
(Fonte: S.C.S. 1985)

Nei giorni precedenti l'evento, sono stati registrati leggeri rovesci della durata di poche ore; ma tali da mantenere il suolo in condizioni di umidità medie. Tra i cinque e i sette giorni prima sono cadute piogge intense: nonostante fossero anticipate, erano d'intensità tale da essere considerate. L'infiltrazione d'acqua, dagli strati superficiali verso quelli profondi, era compensata dagli afflussi meteorici, quindi si può stimare uno stato AMC_{II} per il terreno del bacino idrografico.

Il modello consente di tener conto anche di eventuali portate iniziali presenti alla sezione di chiusura, introdotte direttamente nel calcolo come portata iniziale (o di base) (q_0). Il valore di portata di base determina anche lo stato iniziale del bacino, perché definisce il valore dell'invaso sottosuperficiale (S) nel momento iniziale, condizionando quindi la filtrazione e la portata.

Le perdite iniziali rappresentano l'intercettazione di una parte di precipitazione, che non entrerà nel sistema. L'acqua, raccolta in piccoli invasi superficiali, oppure intercettata dalla vegetazione, comunque, non produrrà deflusso (v. § 1.4).

Il valore dell'invaso (S) è regolato anche dal parametro di calibrazione X , che modifica la ritenzione d'acqua nel sottosuolo. Influisce, di conseguenza, anche sul CN e quindi sulla pioggia efficace. Una diminuzione di X comporta un valore minore di S e quindi un aumento del deflusso superficiale.

$$S = 25.4 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) X \quad (2.2)$$

dove:

S = massima capacità idrica del suolo, mm

CN = coefficiente

X = parametro di infiltrazione

Il deflusso sottosuperficiale varia in funzione dell'invaso sottosuperficiale secondo la formula lineare (eq. 2.3) e una formula quadratica di svuotamento (eq. 2.4).

L'introduzione del parametro k_2 influenza sia il valore della portata al picco che la forma del ramo di recessione dell'idrogramma di piena.

$$q_s(t) = k_2 V(t) \quad (2.3)$$

$$q_s(t) = k_2 V^2(t) \quad (2.4)$$

dove:

q_s = deflusso sottosuperficiale, m^3s^{-1}

k_2 = coefficiente di svuotamento

V = volume dell'invaso sottosuperficiale, m^3s^{-1}

La portata dell'invaso sottosuperficiale può non arrivare fino alla sezione di chiusura. Nel caso di un terreno con strati litologici di diversa natura, disposti secondo profili trasversali, tra cui alcuni impermeabili, che trasportano l'acqua in direzioni diverse da quella di massima pendenza. Quest'acqua non transita, o perlomeno non subito, attraverso la sezione di chiusura. Per simulare questo processo subentrano le perdite per infiltrazione W secondo la relazione (2.5). Ha valori compresi tra zero e uno: nel primo caso tutto il deflusso in uscita dall'invaso non raggiunge la sezione; nel secondo caso non sussistono perdite di questo tipo. Un valore diverso da uno è da valutare con attenzione perché falsa il bilancio idrologico.

$$q'_s = q_s W \quad (2.5)$$

dove:

q'_s = deflusso sottosuperficiale, m^3s^{-1}

q_s = deflusso sottosuperficiale, m^3s^{-1}

W = perdite per infiltrazione

Il modello usa il valore cumulato di pioggia, quindi non considera il caso in cui la precipitazione cessa per qualche ora per poi riprendere. Idrologicamente questa interruzione permette di diminuire il contenuto idrico negli strati superficiali del suolo, quindi aumentare la capacità d'infiltrazione negli scrosci successivi.

La soluzione è rappresentata dal fattore k_1 di riduzione della pioggia cumulata P : riduce il valore cumulato di pioggia secondo la relazione (2.6). L'operazione è inserita quando l'intensità di pioggia è inferiore a una soglia i_{th} .

$$P = P(1 - k_1) \quad (2.6)$$

dove:

P = afflusso, mm

K_1 = coefficiente di riduzione della pioggia cumulata

Il deflusso totale generato dal modello è dato dalla somma di deflusso sottosuperficiale (q'_s) e di deflusso superficiale (q_e).

$$q = q_e + q'_s \quad (2.7)$$

dove:

q = deflusso totale, m^3s^{-1}

q_e = deflusso superficiale, m^3s^{-1}

q'_s = deflusso sottosuperficiale, m^3s^{-1}

3. Inquadramento territoriale

3.1 Bacino idrografico del Bacchiglione

Il fiume Bacchiglione fa parte del Distretto Idrografico delle Alpi Orientali, non come bacino idrografico principale, ma come tributario del fiume Brenta. Spesso è considerato come bacino a sé stante dato che la confluenza con il Brenta si trova a solo 5 km dalla foce, nel Mare Adriatico (Fig. 3.1).

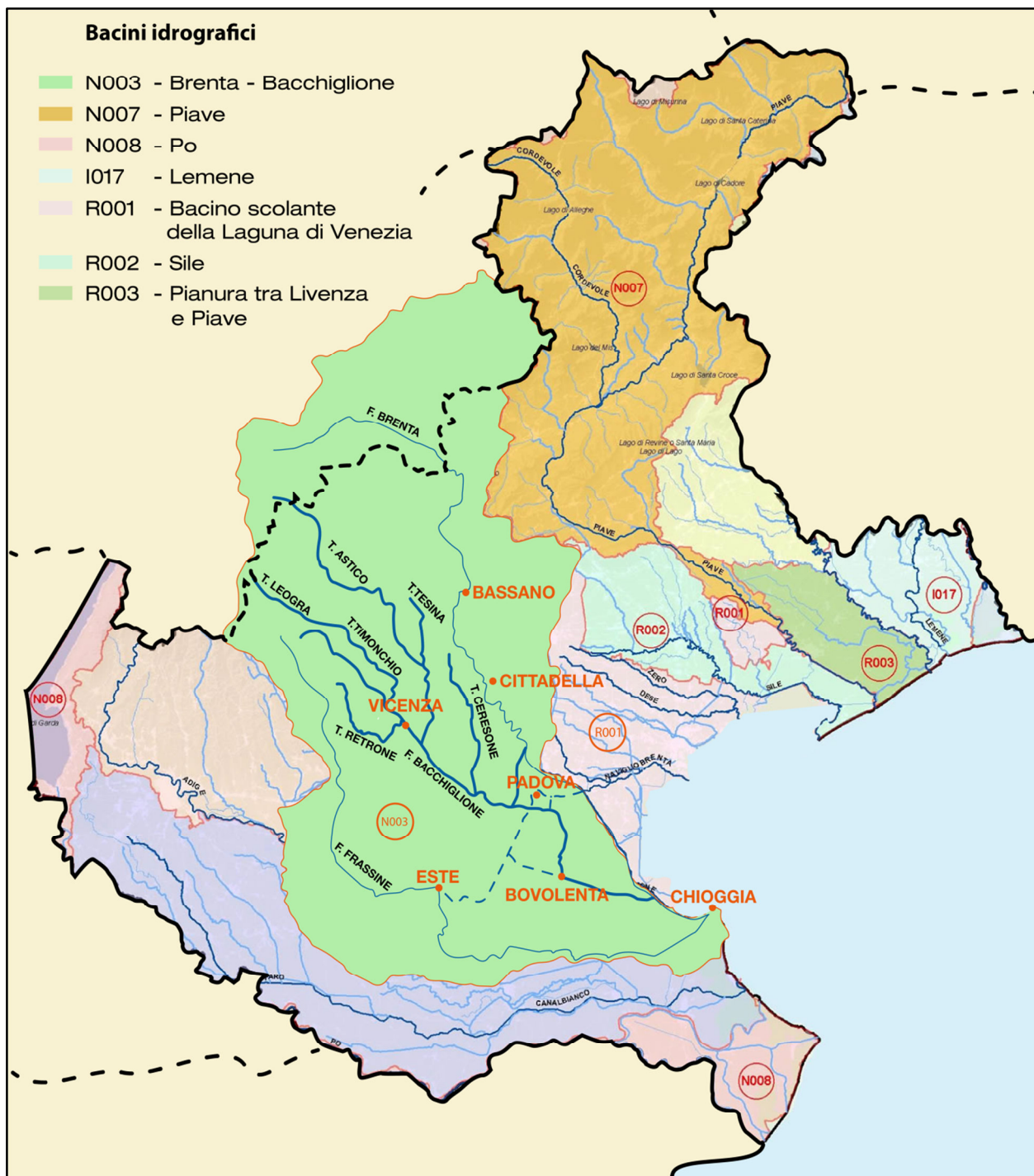


Figura 3.1 Bacini idrografici principali della Regione Veneto con evidenza del corso d'acqua Bacchiglione (Fonte: modifica dell'immagine tratta da <http://www.alpiorientali.it/>)

L'intero bacino ha una superficie di circa 1.950 km² e si estende, dal punto di vista amministrativo, nei territori delle province di Vicenza e Padova. E' un sistema idrografico complesso che trae origine sia da

torrenti e rii montani sia da ruscelli di risorgiva della zona pedemontana vicentina (Distretto Idrografico delle Alpi Orientali, 2010).

Il territorio interessato dal bacino imbrifero confina a Sud-Ovest con il bacino dell'Agno, ad Ovest con quello dell'Adige e a Nord-Est con quello del Brenta; è suddiviso, secondo unità idrografiche secondarie (o sottobacini), in: Astico - Tesina, Leogra - Timonchio, Giara - Orolo, Astichello, Retrone, Ceresone e Bacchiglione.

- Sottobacino Astico - Tesina
 - L'Astico nasce in Trentino tra il monte Sommo Alto e il Monte Plant. Lungo il suo percorso riceve gli apporti di numerosi torrenti laterali tra cui importante è il torrente Posina e, all'altezza di Sandrigo, si unisce al fiume Tesina. A Lugo Vicentino le acque vengono convogliate nel Canale Mordini, lasciando così l'alveo asciutto per buona parte dell'anno fino alla confluenza con il fiume Tesina. Da un punto di vista geologico, il bacino dell'Astico presenta una struttura prettamente calcarea nella zona montana, mentre nella fascia dell'alta pianura l'alveo è costituito da imponenti materassi alluvionali ciottoloso-ghiaiosi.
 - Il torrente Tesina nasce dalle risorgive nei pressi di Sandrigo. Dopo la sua confluenza con l'Astico il corso d'acqua scorre a valle con il nome di fiume Tesina, fino alla confluenza con il fiume Bacchiglione in località Longare. Lungo il suo corso, il fiume Tesina riceve numerosi apporti, sia da torrenti (Laverda, Longhella e Chiavone) sia da rogge di risorgiva (Astichello, Palmirona, Tribolo e Caveggiara).
- Sottobacino Leogra - Timonchio
 - Il fiume Leogra nasce dal Pian delle Fugazze e, lungo il suo percorso fino a Schio, raccoglie le acque di molte valli laterali (Val Canale, Val Maso, Val Malunga, Val Sterpa e Val di Sagno).
 - Il torrente Timonchio nasce dal Monte Novegno ed è alimentato anche dai contributi della Valle dell'Orco e del torrente Boldoro. In località Marano Vicentino riceve l'apporto del fiume Leogra e continua il suo corso mantenendo il nome di Torrente Timonchio. Riceve gli apporti dei torrenti Rostone, Igna e del Bacchiglioncello. Il Timonchio ha portate ridotte a causa sia delle captazioni per scopi idroelettrici e industriali sia dei fenomeni di dispersione in subalveo dovuti alla natura del substrato.
- Sottobacino Giara - Orolo
 - Il torrente Orolo è la prosecuzione del torrente Livergone che lungo il suo percorso raccoglie le acque dei torrenti collinari (Refosco, Rio Rana, Valtessera e Proa) compresi tra Malo e Isola Vicentina. Nei pressi di Vicenza il torrente Orolo s'immette nel fiume Bacchiglione. La portata di questo corso d'acqua non è continua, nel tratto compreso tra Isola Vicentina e Vicenza, poiché il substrato alluvionale sul quale scorre drena l'acqua per la maggior parte dell'anno.
- Sottobacino Astichello
 - E' un fiume di risorgiva che nasce, a monte di Cavazzale, dall'unione di numerose canalette risorgive e le rogge Milana, Trissina e Del Maglio. Nel tratto superiore l'Astichello presenta tipologia risorgiva con

fondo ghiaioso-sabbioso, vegetazione acquatica e portate ridotte. Da Cavazzale a valle la portata diventa discreta con substrati fangosi e vegetazione acquatica più rada. All'altezza di Parco Querini (a Vicenza) sfocia nel Bacchiglione.

- Sottobacino Retrone
 - Il Retrone nasce dalla confluenza dei torrenti Valdiezza e Onte, tra Creazzo e Sovizzo; dopo circa 12 Km s'immette nel fiume Bacchiglione a Vicenza. Dopo l'apporto del fosso Cordano, la portata del fiume Retrone acquista maggiore consistenza e, entrato poi in città, s'immette nel fiume Bacchiglione.

- Sottobacino Ceresone
 - Il sottobacino del Ceresone comprende corsi d'acqua, in parte di risorgiva e in parte di drenaggio, che scorrono nella campagna compresa tra il fiume Tesina e il Brenta.
 - Il torrente Ceresone è alimentato dalle rogge Arnedola, Poina, Moneghina, Cumana, Castellaro, Taglio; che scorrono completamente, o per un lungo tratto, in territorio vicentino. Il torrente, dopo la confluenza con il Tesinella, prende il nome di Tesina Padovano e sfocia nel Bacchiglione in territorio padovano.

- Sottobacino Bacchiglione
 - E' un tipico fiume di risorgiva: nasce a Dueville (VI) quando le acque del Bacchiglioncello (canale che raccoglie le rogge di risorgiva del comprensorio di Novoledo) si uniscono alle acque del torrente Timonchio, torrente Igna, e Roggia Verlatà. Scendendo verso valle riceve gli apporti del torrente Orolo, dei fiumi Astichello, Retrone, Tesina e numerosi piccoli canali laterali. A Longare (dopo l'ultima confluenza con il fiume Tesina) il bacino si considera chiuso; qui il fiume Bacchiglione procede nel territorio padovano fino alla confluenza con il fiume Brenta.

Il Bacchiglione è collegato con i fiumi vicini attraverso una serie di canali, scavati artificialmente, per regolare le portate dei fiumi. Sono illustrati in Figura 3.1 con una linea tratteggiata di colore azzurro. Nei pressi di Padova, il Bacchiglione riceve una parte delle acque del Brenta tramite il Canale Brentella. Procedendo verso il Bassanello, due canali distribuiscono l'acqua: il Canale Battaglia in direzione sud; l'altro rivolto a nord attraversa Padova alimentandone i canali interni, suddividendosi a sua volta in due rami a formare il Canale Piovego (verso est) ed il Canale Roncayette (verso sud).

Uscito da Padova, ricongiungendosi al Roncayette, il Bacchiglione piega verso sud-est e si dirige verso Bovolenta, dove si unisce al Canale Cagnola. Da Bovolenta il Bacchiglione, racchiuso fra robusti argini, scorre verso il mare dove sfocia, dopo essersi congiunto col Brenta, in località Ca' Pasqua.

3.2 Bacino idrografico di studio

Il bacino in esame, con uno sviluppo 67,8 km², è un bacino tributario montano del fiume Bacchiglione. Ha un'estensione intercomunale ed è definito attraverso la sua sezione di chiusura ubicata a Torrebelvicino, in provincia di Vicenza, a una quota di 260 m s.l.m. (Fig. 3.2)

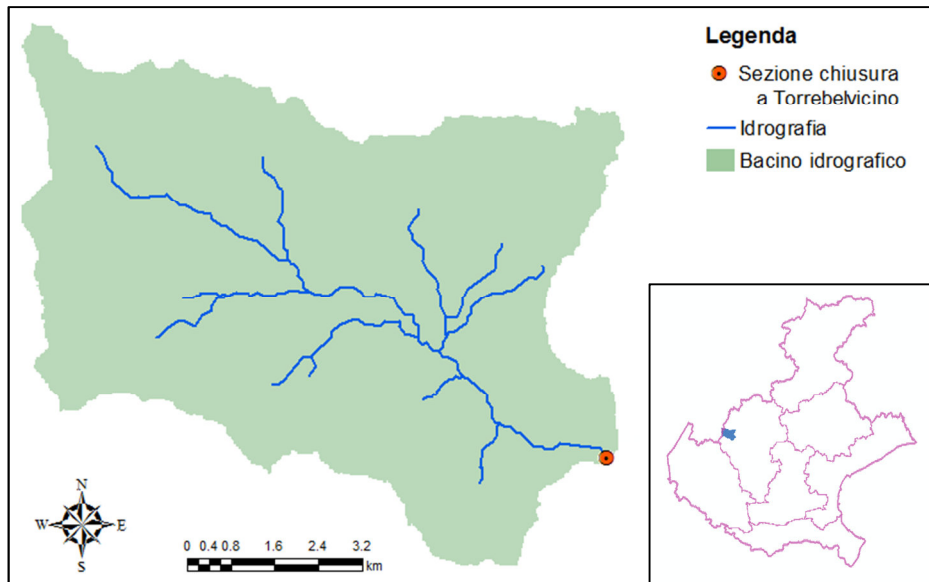


Figura 3.2 Posizione geografica del bacino del Leogra chiuso a Torrebelvicino

L'intero bacino comprende tutto il territorio amministrativo del comune di Valli del Pasubio e solo parzialmente i comuni di Schio e Torrebelvicino.

I limiti amministrativi regionali non corrispondono perfettamente ai limiti naturali, ecco che alcune porzioni superano il confine regionale verso il Trentino Alto Adige.

La Valle Leogra è attraversata dal torrente Leogra, da cui prende il nome, il corso d'acqua identifica il collettore principale del bacino, si evolve planimetricamente dalla sezione di chiusura verso i punti di quota maggiore con un reticolo idrografico molto ramificato. Questo è dovuto alla particolare morfologia della zona pedemontana caratterizzata da numerosi rilievi, di altezza contenuta, distribuiti uniformemente all'interno del bacino; solo la parte nord occidentale incorpora i primi rilievi alpini, con vette che raggiungono i 2100 m s.l.m. Le differenze altimetriche inducono versanti con diverse pendenze che, al contrario di una zona pianeggiante, portano alla formazione di ruscelli.

Il reticolo può essere suddiviso in quattro ramificazioni secondarie nei torrenti Sterpa, Cortivo, Lonera e Bilsela. La suddivisione nei tre sottobacini, invece, è stata scelta sulla base delle campagne di misura effettuati nei giorni successivi all'evento, indipendentemente dalle dimensioni dei torrenti.

La classificazione di Horton caratterizza il reticolo idrografico assegnando un numero d'ordine per ogni ramo del reticolo: il collettore principale è risultato di ordine 3 (Fig. 3.3).

La base conoscitiva cartografica è costituita, oltre che dall'ortofoto (Provincia di Vicenza, 2007), anche da un modello digitale del terreno (DEM) in formato raster. Il modello è una rappresentazione cartografica della variazione continua delle quote altimetriche per la superficie dell'intero bacino, essendo così il dato basilare per la costruzione del reticolo idrografico e per le analisi successive. Per il bacino in studio, a partire dal DEM a maglie regolari di 30 m (Fig. 2.1) si può procedere alla generazione del reticolo idrografico mediante una tecnica automatica capace di individuare la rete sia seguendo il processo di formazione del deflusso sia rispettando l'altimetria del territorio.

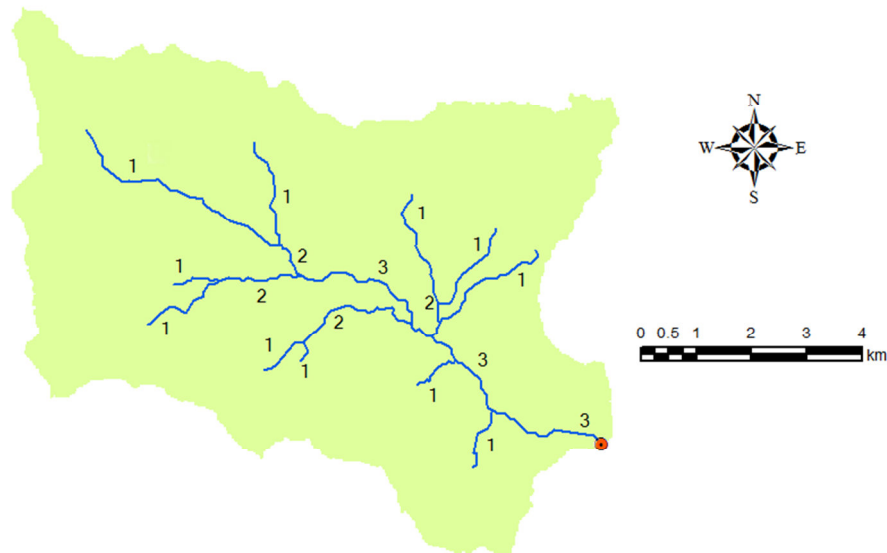


Figura 3.3 Reticolo idrografico con classificazione di Horton

Preliminarmente allo studio, un'analisi del bacino idrografico è fondamentale soprattutto per conoscere il territorio con cui ci si confronta.

Per garantire un'informazione morfometrica adeguata è necessario indicare la distribuzione areale in funzione della progressione delle isoipse. Il bacino è stato suddiviso in fasce a intervalli di quota regolari di 100 m.

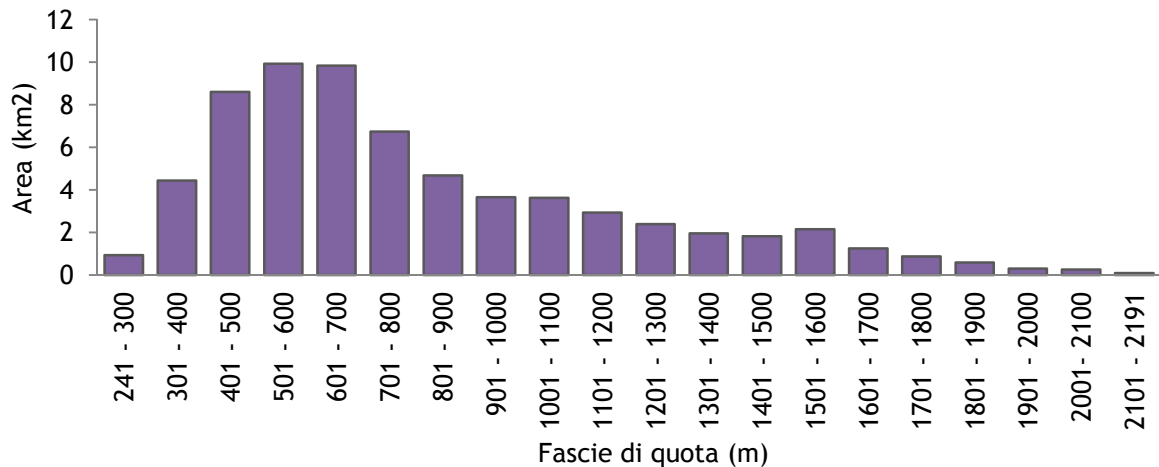


Figura 3.4 Istogramma di distribuzione delle aree per fasce di quota

Partendo dalla quota massima si misura l'area parziale di bacino sottesa a quella fascia superiore, poi procedendo verso la sezione di chiusura sono sommate tutte le aree parziali che si trovano a quota maggiore rispetto a quella considerata.

Il bacino si sviluppa nella zona pedemontana vicentina, ecco che nelle fasce di quota tra i 400 e i 700 m sono concentrate le aree maggiori; invece le fasce con minore superficie a quote elevate, sopra i 1800 m.

Dall'istogramma in Figura 3.4 si può ricavare la curva ipsografica: cioè l'insieme dei punti che rappresentano, per ogni quota, la percentuale di superficie di bacino che si trova sopra quella quota. Permette anche di individuare graficamente l'altitudine media.

A ogni valore di quota corrisponde la superficie parziale del bacino posta al di sopra della quota stessa; mentre l'area racchiusa dalla curva ipsografica e dagli assi delle coordinate rappresenta il volume del rilievo.

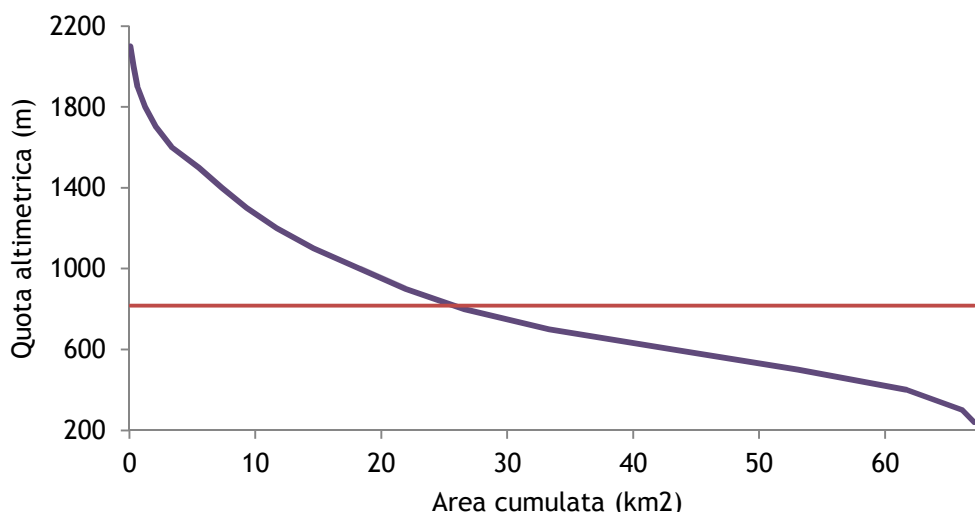


Figura 3.5 Curva ipsografica con la distribuzione areale (blu) e l'altitudine media (rosso)

Ovviamente risulterà una superficie nulla in corrispondenza della quota massima, mentre in relazione alla quota minima, cioè quella di chiusura, risulterà l'area dell'intero bacino.

Facendo il rapporto tra l'area descritta graficamente e l'area totale del bacino si ricava l'altitudine media (h_m), tracciata in Figura 3.5, che corrisponde a 817,6 m s.l.m.

La curva ipsometrica adimensionale è un'elaborazione della curva ipsografica. Le quote e le superfici sono trasformate in valori unitari adimensionali rapportando le quote al loro valore massimo e le aree alla superficie dell'intero bacino. Dall'andamento della curva si traggono informazioni sul grado di evoluzione del bacino classificabile in: stadio giovanile (*a*) (in fase di erosione), maturità (*b*) (condizioni di equilibrio e uniformità) o senilità (*c*) (Fig. 3.6).

Dalla figura si può dedurre che il 90 % del bacino si trova in una fase di senilità.

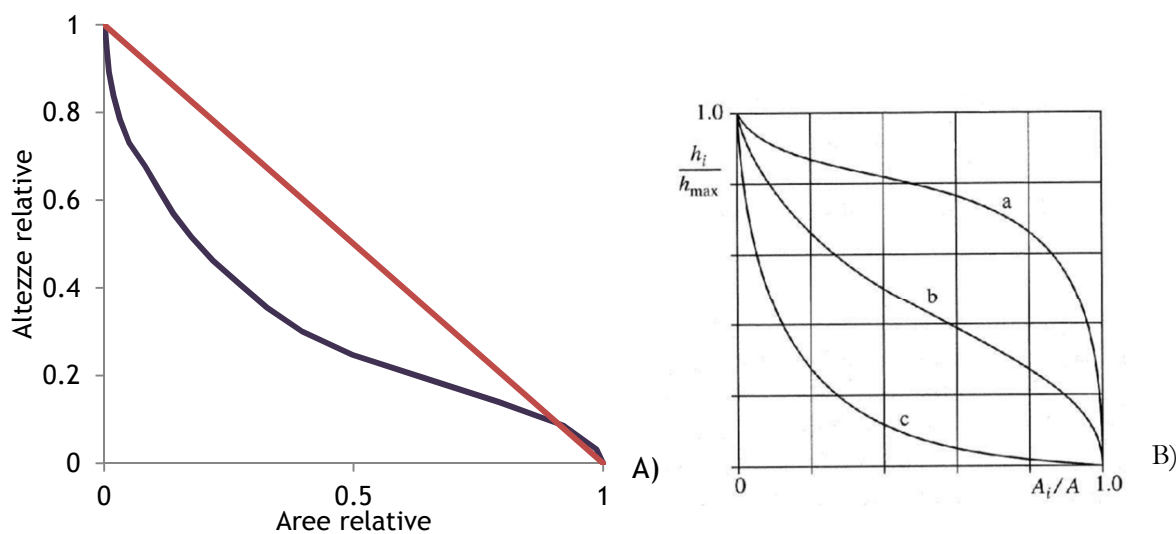


Figura 3.6 Curva ipsometrica adimensionale per il bacino del Leogra a Torrelvicino (A); situazione morfologica del bacino rispetto all'andamento della curva (B): fase di maturità (a), di equilibrio (b), di senilità (c)

Attraverso il DEM è possibile ricavare le pendenze dei versanti, sia per osservare la capacità del bacino di produrre trasporto solido sia per definire le velocità di ruscellamento. Un bacino con forti pendenze è più incline a fenomeni di erosione e in grado di trasportare una maggiore quantità di detrito legnoso.

L'istogramma delle pendenze (Fig. 3.7) illustra l'estensione territoriale delle diverse classi di pendenza.

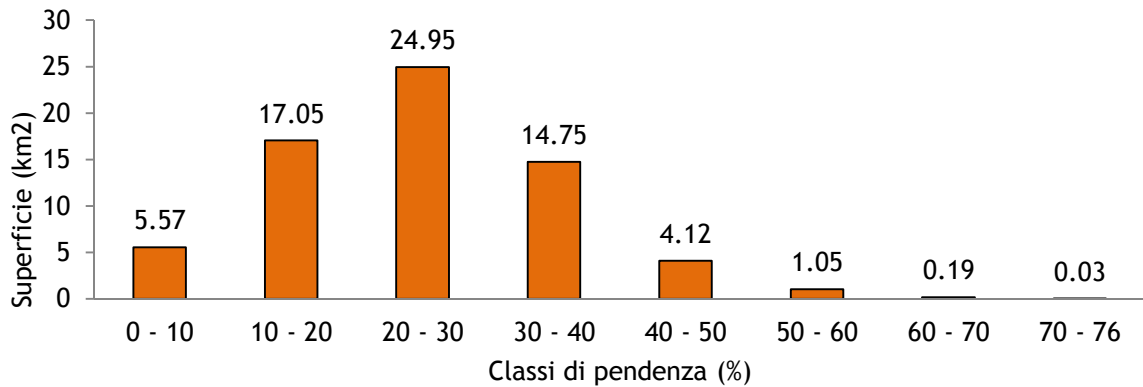


Figura 3.7 Istogramma delle superfici per classi di pendenza

In particolare la maggior superficie del bacino ha pendenze comprese tra 10 e 30%, con notevoli dimensioni anche per pendenze poco maggiori, 30 – 40%.

La carta delle pendenze (Fig. 3.8) mette in evidenza le superfici che hanno pendenze simili: più dell'80% del bacino ha pendenze inferiori al 40%; le pendenze più alte sono in corrispondenza dei primi rilievi alpini nella zona nord occidentale e nord orientale.

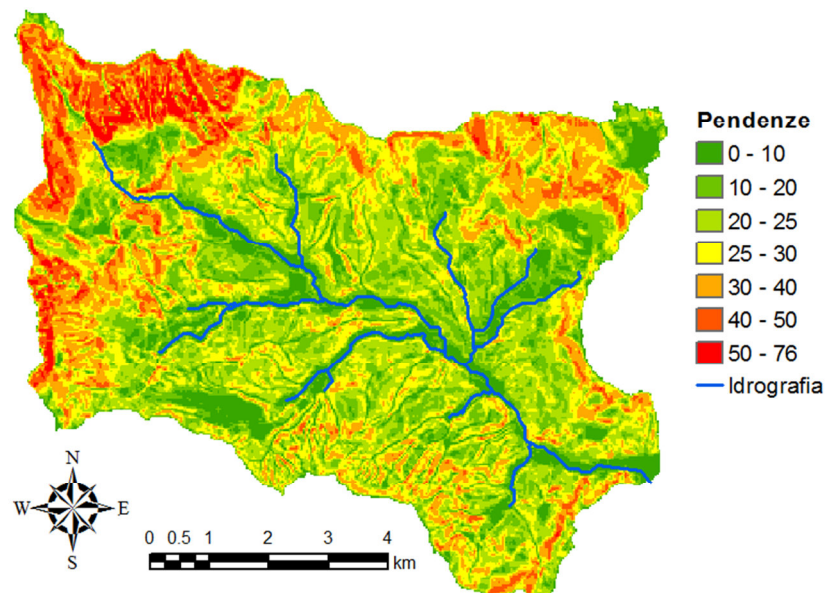


Figura 3.8 Carta delle pendenze

Il parametro della pendenza media è pari a 24,8%, descrive una bassa acclività generale.

Attraverso la carta delle esposizioni s'intende determinare l'orientamento di ogni punto del bacino, rispetto ai quattro punti cardinali principali. La carta delle esposizioni (Fig. 3.9) è classificata in nelle otto principali punti cardinali.

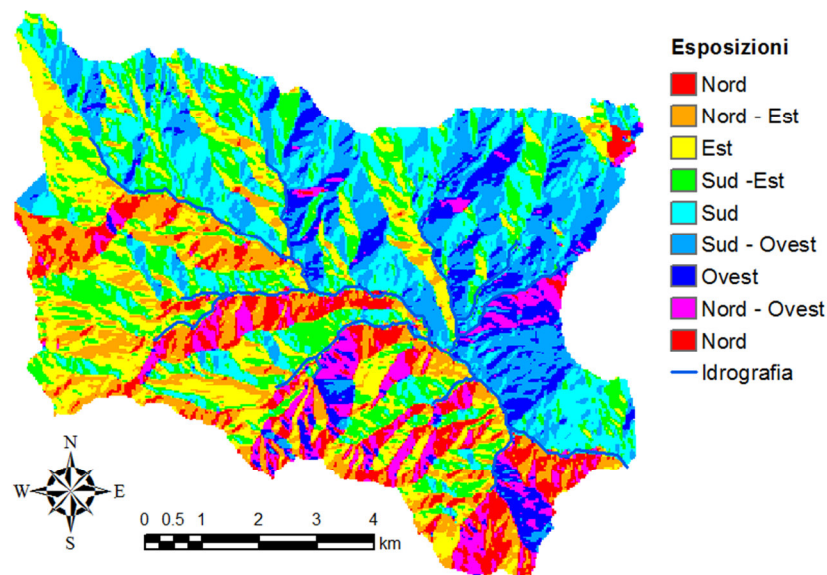


Figura 3.9 Carta delle esposizioni

L'orientamento dei versanti influisce sulla determinazione dei microclimi, a loro volta incidono sulla vegetazione. Alcuni arbusti e tipi di piante preferiscono zone più ombreggiate e umide; mentre gli insediamenti antropici colonizzano soprattutto i versanti orientati a sud, per favorire le coltivazioni. I versanti a Nord presentano spesso vegetazione e boschi.

La zona in sinistra idrografica è prevalentemente esposta a Sud e Sud – Ovest, così come la destra idrografica che presenta, in misura minore, anche esposizioni Nord ed Est.

L'esposizione del bacino tende a essere distribuita maggiormente a Sud e a Est, come osservato nella Figura 3.10.

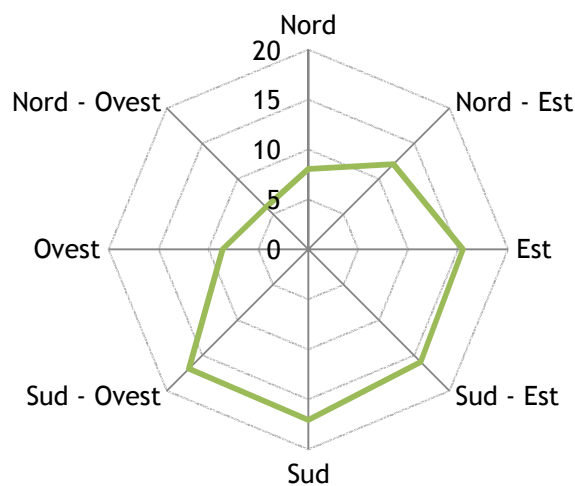


Figura 3.10 Grafico a radar della distribuzione delle esposizioni in percentuale (%)

Nella seguente figura sono riassunte le caratteristiche morfometriche principali del bacino del torrente Leogra chiuso a Torrebelvicino.

Bacino idrografico	area drenata	67,8	km ²
	quota massima	2190	m (s.l.m.)
	quota minima	260	m (s.l.m.)
	quota media	817	m (s.l.m.)
	altitudine media	817.6	m (s.l.m.)
	pendenza media	24.8	%
	esposizione prevalente	S - SO	
Collettore principale	lunghezza	7446	m
	n° ordine	3	
	pendenza	2.4	%

Figura 3.11 Principali proprietà areali del bacino chiuso a Torrebelvicino

I sottobacini identificati hanno dimensioni diverse tra loro e sono elaborati rispetto ai 3 punti individuati per i rilevati post-evento (Fig. 3.12; 3.13). La loro superficie è proporzionale ai livelli di portata d'acqua della sezione rilevata, infatti il rio Sterpa essendo un piccolo rivo ha un bacino con una superficie di 2,2 km².

Il torrente Leogra a Ponte Capre, invece, ha un bacino con dimensioni areali di 65,1 km² ed essendo molto simile a Torrebelvicino avrà una risposta alle precipitazioni analoga.

Il torrente Bisele raccoglie le acque della parte nord occidentale del bacino per una superficie di 30,1 km².

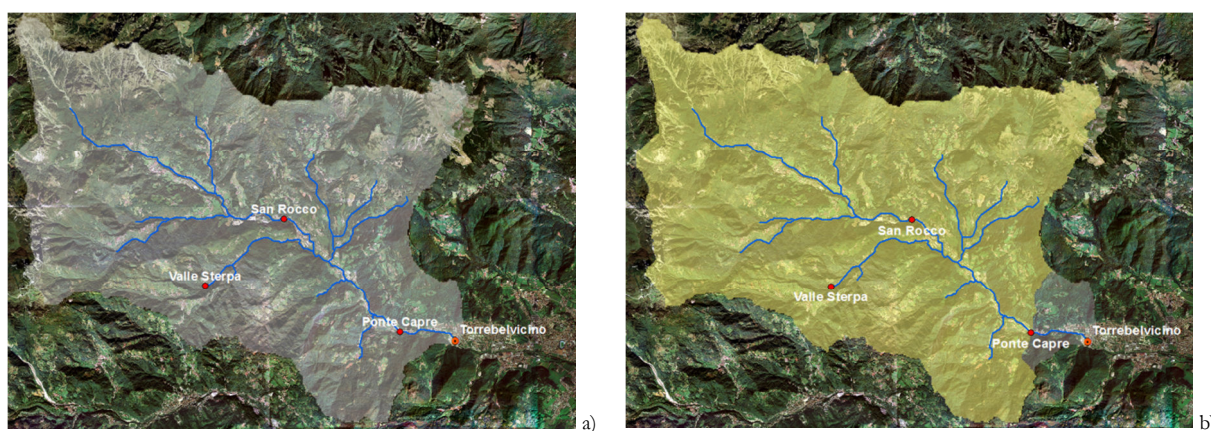


Figura 3.12 Illustrazione dei sottobacini: Torrebelvicino (a); Ponte Capre (b)

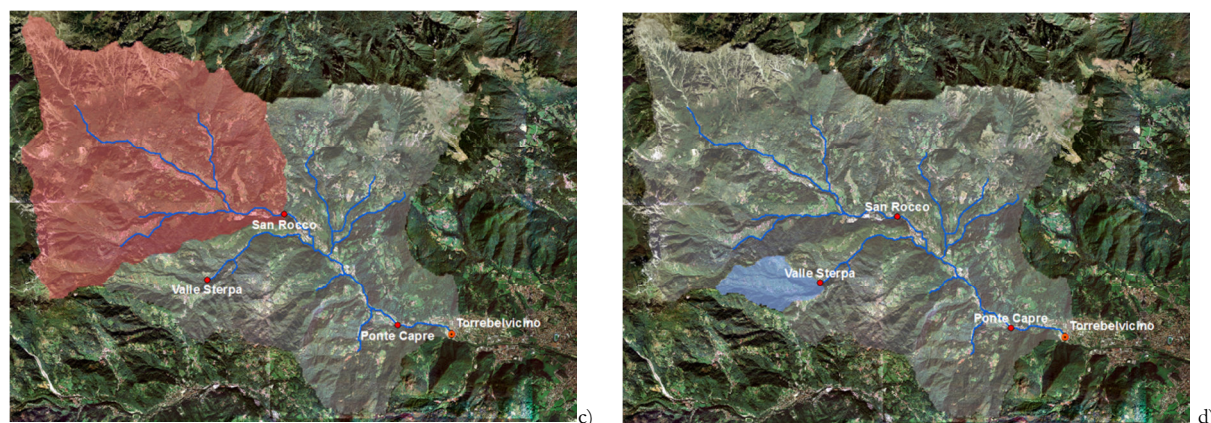


Figura 3.13 Illustrazione dei sottobacini: San Rocco (c); Valle Sterpa (d)

4. L'evento di Piena del Novembre 2010

Nei giorni compresi tra Domenica 31 ottobre e Martedì 2 novembre 2010 la regione Veneto è stata interessata da fenomeni di precipitazione molto intensi che hanno comportato: situazioni di criticità idraulica nei maggiori fiumi, numerosi fenomeni di sovralluvionamento e rotte arginali. L'evento si colloca tra i due o tre più intensi che hanno colpito le zone prealpine e pedemontane del Veneto negli ultimi 50 anni.

La situazione è stata causata da una combinazione di fattori meteorologici e climatici. Un ampio sistema di bassa pressione, centrato nella zona orientale dell'Europa (Francia, Spagna, Gran Bretagna), ha dato origine a una perturbazione atlantica che da nord si è spinta verso le coste africane. Questo ha provocato, in quota, il richiamo d'intense correnti umide meridionali cariche di pioggia; mentre al suolo, le masse d'aria calda di origine nord africana sono state sospinte verso il nord Europa creando correnti d'aria sciroccali caldo-umide.

I venti di scirocco, soffiando sia sulla costa sia in quota, hanno provocato un innalzamento generalizzato delle temperature, soprattutto quelle minime: ecco che i valori minimi notturni si sono attestati ai livelli massimi diurni annullando la naturale escursione termica tra il dì e la notte.

L'aumento ha determinato un innalzamento rilevante del limite della neve che per la maggior parte dell'evento è stato superiore ai 2000 m (normalmente varia intorno ai 1000-1200 m nel mese di novembre); ciò ha comportato anche lo scioglimento della neve preesistente in montagna specie sulle Prealpi occidentali la cui acqua si è aggiunta a quella meteorica.

La concomitanza di questi fattori ha determinato precipitazioni in tutta la Regione, con quantitativi estremi sulle zone prealpine e pedemontane. Le piogge persistenti nei tre giorni hanno oltrepassato diffusamente i 300 mm complessivi, quantità superiori alle medie mensili che si attestano attorno ai 120 - 150 mm per Ottobre e 140 - 200 mm per Novembre. Punte massime locali, anche superiori a 500 mm di pioggia, sono state registrate nelle Prealpi vicentine, trevigiane e bellunesi: zone dove sono prodotti i deflussi dei fiumi Adige, Bacchiglione, Brenta.

Si è manifestata una profonda sofferenza idraulica: le intense piogge abbattutesi su terreni sofferenti, già saturi dopo gli apporti delle settimane precedenti all'evento, sono cadute su una sorta di superficie impermeabile che ha trasformato gran parte dell'afflusso in deflusso superficiale.

La pioggia ha messo in movimento una serie di frane e smottamenti che vanno a alimentare il trasporto solido (Fig. 3.14).



Figura 4.1 Fenomeni di dissesti a Valli del Pasubio (Fonte: Il Giornale di Vicenza, 2010)

Il carico idraulico ha messo a dura prova le difese spondali dei corsi d'acqua. Fenomeni di avulsione e rotture arginali hanno interessato le province venete di Vicenza, Padova e Verona allagando una superficie complessiva di 140 km² come descritto in figura.

	Frane	Esondazioni	Rotture arginali	Superfici allagate
Vicenza	17	12	4	50 km ²
Padova	--	8	6	72 km ²
Verona	11	7	5	10 km ²
Treviso	6	1	--	8 km ²

Figura 4.2 Dati dell'alluvione Veneto 2010 per provincia (Uff. Stampa della Giunta Regionale del Veneto, 2010)

Le rotture dei corpi arginali significativamente importanti e il conseguente allagamento sono avvenuti nei territori di Vicenza e Padova:

- il territorio comunale di Caldogeno, poco a nord di Vicenza, allagando completamente i centri abitati di Cresole e Rettorgole;
- centro storico di Vicenza, ponte degli angeli alle 0730 h, allagati anche: lo stadio Menti, i quartieri di San Paolo e di Santa Bertilla, la zona della Riviera Berica e di Casale e bloccando sia la circonvallazione esterna sia la tangenziale Sud (20% del capoluogo era sott'acqua);
- località Rio di Ponte San Nicolò, a sud di Padova alle 0400 h, inondando anche i comuni di Casalserugo, Bovolenta e Maserà.



Figura 4.3 Mappa delle aree alluvionate nel centro di Vicenza e foto di alcune zone (Fonte: <http://www.venetoalluvionato.it/>)



Figura 4.4 Rotta dell'argine in località Rio di Ponte S. Nicolò (Padova) e foto delle zone colpite nella provincia di Padova (Fonte: <http://www.venetoalluvionato.it/>)



Figura 4.5 Briglia a Torrelvicino: foto durante l'evento (sinistra) e in condizioni normali (destra) (Fonte: <http://www.youreporter.it>)

4.1 Le Precipitazioni

Per le misure di precipitazione, Arpa Veneto dispone di una rete di monitoraggio composta da 85 stazioni meteorologiche e 78 stazioni agrometeorologiche automatiche. Le prime sono localizzate perlopiù in zone montane e sono dotate, oltre che da un pluviografo, anche di strumentazioni standard per la misura della temperatura, umidità, intensità del vento e radiazione incidente; le seconde (Fig. 3.19) sono presenti in aree a destinazione agricola e hanno una dotazione di sensori più articolata: misurazioni di evaporazione, bagnatura fogliare, pressione atmosferica e temperatura del suolo.

Le piogge sono rilevate da un pluviografo a bascula cilindrico in alluminio di 1000 cm² di sezione, nella cui bocca è sistemato un imbuto raccoglitore che presenta un foro terminale molto piccolo. Il cilindro esterno è verniciato di bianco per evitare il riscaldamento e l'evaporazione dell'acqua; mentre per impedire l'ingresso di corpi solidi nel sistema, sul fondo dell'imbuto è posto un filtro di protezione.

L'acqua che fuoriesce dalla base dell'imbuto riempie una vaschetta basculante. Il meccanismo è tale per cui, una volta riempita la vaschetta di un quantitativo di acqua equivalente all'altezza di 0,2 mm di precipitazione (il corrispettivo di 20 g), il sistema a bascula scatta, facendo registrare un segnale elettrico e portando l'altra vaschetta in corrispondenza dello sbocco dell'imbuto. La forma di ciascun contenitore è tale da consentirne un completo svuotamento, anche se la vaschetta è situata nella posizione più bassa. L'altezza di pioggia è calcolata ogni 5 minuti contando il numero di segnali elettrici in questo intervallo di tempo, a ciascuno dei quali compete un valore di 0,2 mm (<http://www.mtx.it>).

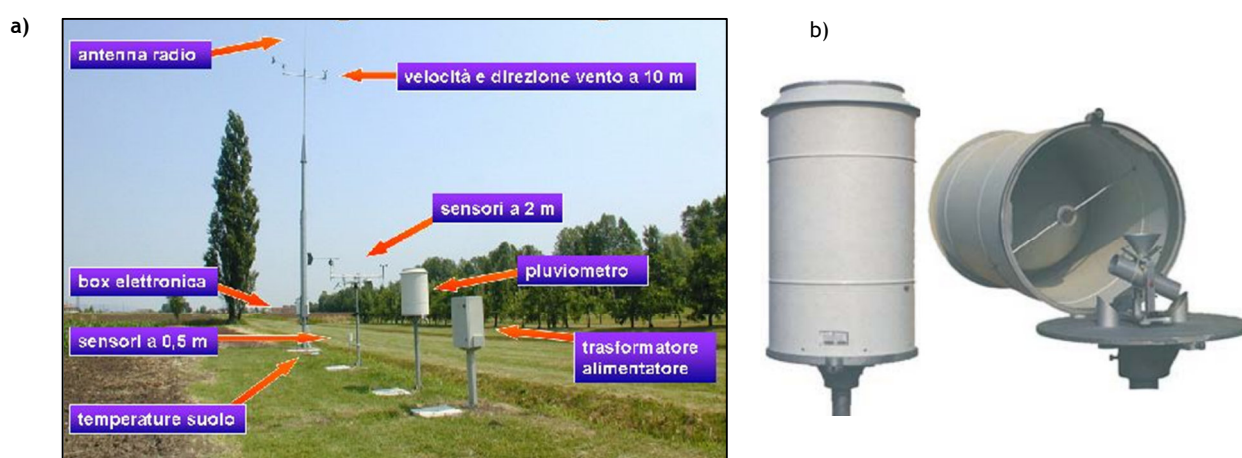


Figura 4.6 Stazione agrometeorologica (a) e illustrazione del sistema basculante (b) (Fonte: <http://www.mtx.it>)

Le registrazioni pluviometriche sono consecutive per tutto il periodo dell'anno, così da avere dati disponibili sempre e in qualsiasi momento.

Per esempio si possono fare delle considerazioni sulle piogge tra il giorno 1 e il 30 ottobre 2010, cioè il periodo antecedente l'evento. Nel mese di ottobre si sono susseguiti tre apporti di pioggia (nei giorni 4 - 5, 16 - 17 e 24 - 25) con precipitazioni moderate concentrate nella zona montana e pedemontana veneta. Sono state raggiunte quantità di 250-300 mm di pioggia cumulata mensile con due conseguenze: accumuli nevosi con aumento dello spessore del manto nelle zone a quote più alte; condizioni di umidità del suolo idrologicamente scarse. La seconda condizione è indice di un terreno umido, già contenente acqua, con una permeabilità

bassa, poco in grado di accettare altri apporti: come sarà spiegato nei capitoli successivi (A.r.p.a. Veneto, 2011).

Nella giornata di Domenica 31 ottobre già dal primo mattino sono iniziate le precipitazioni su tutta la Regione. I fenomeni hanno continuato per tutta la giornata, l'intensità di pioggia è stata debole (cioè variabile tra 1 mm/h e 5 mm/h) in pianura e sulle Dolomiti settentrionali con valori giornalieri tra i 10 mm e i 40 mm; con intensità moderata (tra i 5 mm/h e i 10mm/h) su pedemontana e Prealpi, qui l'altezza di pioggia è stata più sostenuta fino ai 100 mm di pioggia (Fig. 3.20).

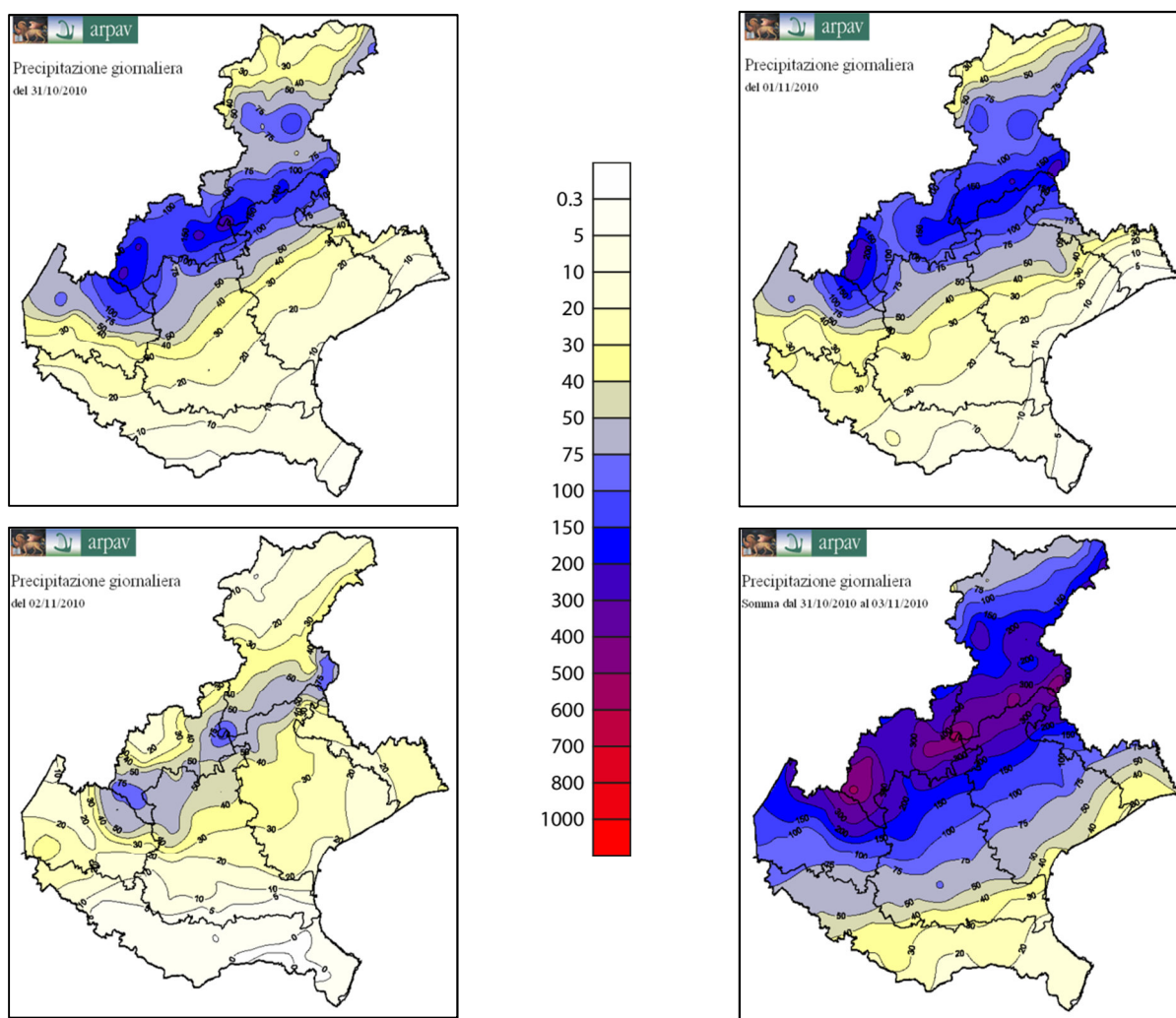


Figura 4.7 Precipitazione cumulata giornaliera del 31 ottobre 2010 (a), del 1 novembre 2010 (b), del 2 novembre 2010 (c). Precipitazione cumulata totale nei tre giorni (d). (Fonte: A.r.p.a. Veneto)

La pioggia critica del 31 ottobre si è abbattuta sulle Prealpi vicentine, trevigiane e bellunesi con alti livelli di pioggia, fino a: 197 mm a Turcati (VI), 223,8 mm a Valstagna (VI), 255,6 mm sul Monte Grappa (BL) (Lucchetta, 2011).

Lunedì 1 novembre sono continuate le precipitazioni su tutto il Veneto, persistenti, sempre generalmente con intensità debole in pianura e sulle Dolomiti settentrionali e con intensità moderata su pedemontana e Prealpi. Dalla Figura 3.20 si nota una maggiore estensione delle fasce di precipitazione tra i 50 mm e i 150 mm, ecco che le forti piogge hanno colpito un'area più vasta. Valori di 200 mm sono stati raggiunti sulle Prealpi trevigiane e bellunesi; mentre nella pedemontana vicentina si nota una zona estesa con piogge sopra ai

200 mm giornalieri. Picchi di pioggia sono stati rilevati: 210,4 mm a Rifugio la Guardia (VI), 207 mm sul Monte Grappa (BL), 241,8 mm a Cansiglio (BL) e 220,6 mm a Col Indes (BL) (Lucchetta, 2011).

Un notevole abbassamento dell'intensità di precipitazione Martedì 2 novembre. Nella zona della provincia di Rovigo le piogge sono cessate, deboli scrosci sono rilavati in pianura e sulle Dolomiti bellunesi con livelli giornalieri cumulati tra i 5 mm e i 30 mm. Le zone più colpite nelle giornate precedenti subiscono piogge di 100 - 120 mm nell'arco dell'intera giornata(Fig. 3.20). Le precipitazioni sono diminuite nel pomeriggio, fino a cessare la sera.

Infine, Mercoledì 3 novembre si registrano solo deboli precipitazioni sulla pianura, nelle prime ore, che cessano completamente nella mattinata (Lucchetta, 2011).

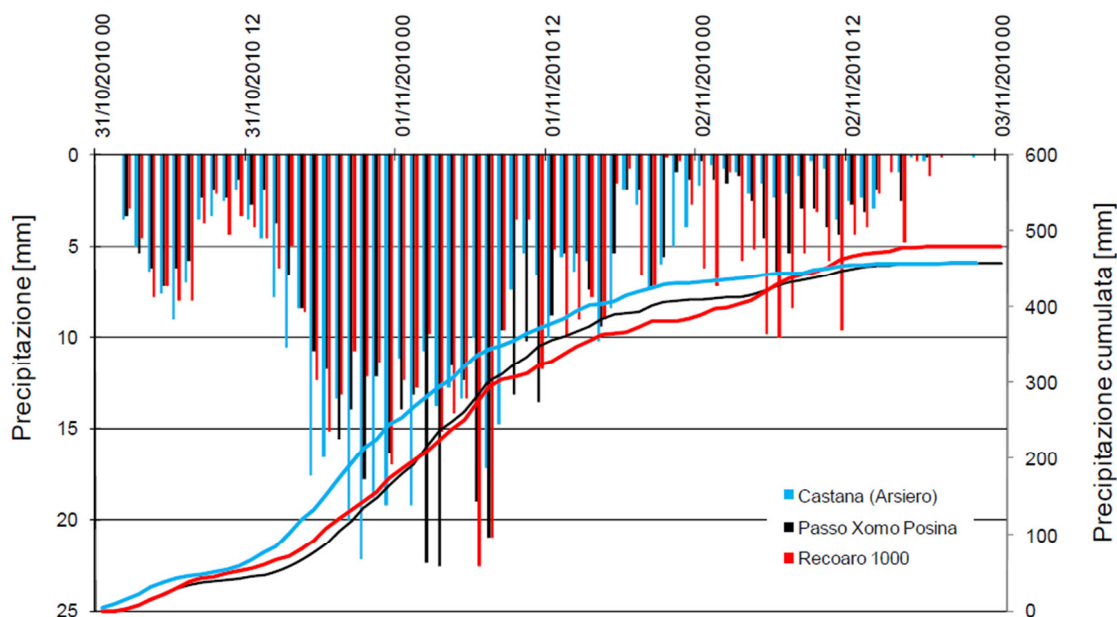


Figura 4.8 Ietogramma orario (istogramma) e andamento della precipitazione cumulata (curva) per il bacino idrografico Vene-B, zona delle Prealpi vicentine (Fonte: A.r.p.a. Veneto)

Alla fine della perturbazione su Dolomiti meridionali e zona pedemontana sono stati misurati più di 200 mm complessivi; sulle Dolomiti settentrionali sono stati registrati valori dai 75 ai 200 mm, con andamento crescente da nord a sud (Fig. 3.20). Nella zona prealpina le piogge eccedono con valori tra i 300 e i 400 mm e piccole aree con punte di oltre 500 mm: il massimo assoluto, di 587 mm, raggiunto in provincia di Belluno a Valpore. Molti, considerando che in questa zona cadono tra i 1500 e 1800 mm di pioggia l'anno. In pianura, valori differenti, variano dai 200 mm sulle zone più settentrionali prossime alla pedemontana a meno di 10 mm sul rodigino, con andamento decrescente da nord-ovest verso sud-est (A.r.p.a. Veneto, 2011).

La Figura 3.21 illustra l'andamento generale delle precipitazioni nelle tre giornate, come appena descritto, secondo 3 stazioni meteorologiche situate nella zona montana della provincia di Vicenza. Il grafico a doppio asse rappresenta lo ietogramma orario e l'andamento della precipitazione cumulata. Il primo esprime l'altezza di precipitazione registrata per intervalli di tempo orari; il secondo riproduce, per ogni ora, la quantità di pioggia caduta sino a quel momento.

4.2 I livelli idrometrici

Le stazioni idrometriche di monitoraggio svolgono la funzione di misura del livello idrometrico lungo tutto il corso del fiume, utile sia per calcolare il regime di portata sia per monitorare eventi di piena ad alto rischio. Arpa Veneto ha individuato 81 stazioni idrometriche operative sul territorio regionale, di cui 14 interessano il fiume Bacchiglione e i suoi affluenti (Fig. 3.22). I dati di livello idrometrico sono rilevati con due tipi di strumenti:

- 11 idrometri a ultrasuoni;
- 3 idrometri a pressione.

L'idrometro a ultrasuoni è completamente elettronico (Fig. 3.23), costituito da un dispositivo posto sopra il pelo libero dell'acqua (solitamente fissato a ponti o arginature artificiali). Ha un sensore composto da due trasduttori affiancati: uno trasmette un impulso a ultrasuoni diretto verso la superficie dell'acqua, mentre l'altro misura il tempo impiegato dall'impulso stesso per percorrere la distanza tra i trasduttori e l'acqua. Questo tempo fornisce la misura dell'aumento o della diminuzione del livello idrometrico. La problematica di questo strumento, caratterizzata dalla variazione di temperatura atmosferica, è risolta dal software. Lo strumento depura le misurazioni compensando l'influenza della temperatura sul tempo di propagazione degli ultrasuoni.

L'idrometro a pressione (o a gorgogliamento) svolge le stesse funzioni dell'idrometro a ultrasuoni impiegando però una diversa tecnologia di funzionamento. Lo strumento individua il livello idrometrico immerso misurando la pressione: attraverso un tubetto, immerso nell'acqua, viene spinta dell'aria in pressione fino a generare il gorgogliamento. Al valore di pressione cui sono generate le bolle, corrisponde il valore di pressione dell'acqua sul foro del tubetto. Il livello idrometrico è proporzionale alla pressione dell'acqua.

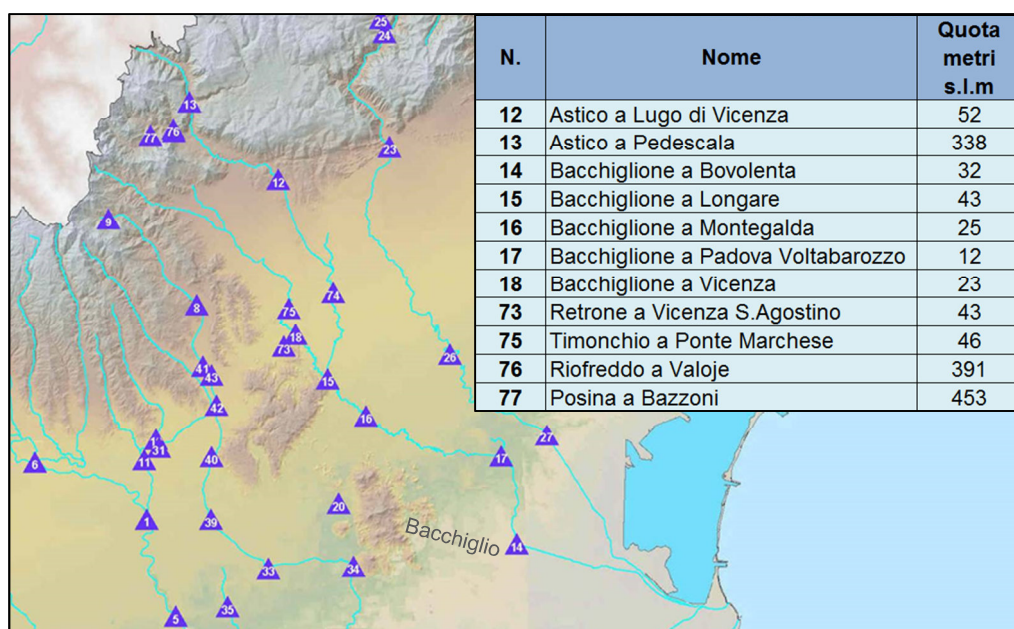


Figura 4.9 Carta della rete idrometrica regionale. Particolare del fiume Bacchiglione (Fonte: A.r.p.a. Veneto)



Figura 4.10 Idrometro a ultrasuoni per la misura dei livelli idrometrici

Considerando il regime idrometrico, durante la piena del Bacchiglione, tutte le sezioni di riferimento hanno superato il livello massimo storico registrato: rappresentato con la linea tratteggiata. Le figure 3.25 e 3.26 mostrano l'andamento dei livelli del corso d'acqua nelle sette stazioni di misura principali per tutta la durata dell'evento di piena; si noti che l'idrogramma di Longare è rappresentato in entrambe le figure, per confronto.

Ogni idrogramma va interpretato senza il confronto con gli altri: il tirante misurato non è indicatore della quota reale del livello dell'acqua; ma è riferito allo "zero idrometrico" dello strumento, diverso in ogni sezione. Perciò, un dato utile al confronto è il livello massimo storico: la sezione di Ponte Marchese ha subito un superamento del livello storico, dell'anno 2000 di 23 cm, con un'altezza di 3,70 m; mentre la sezione di Bovolenta aveva un livello di 7,89 m superando di 54 cm il massimo storico del 2009 (Fig. 3.24).

BACINO	CORSO D'ACQUA	STAZIONE	EVENTO DEL 31/10-04/11/2010			EVENTI STORICI		
			DATA - ORA	H (m)	POSIZIONE NELLA SERIE STORICA	N° ANNI SERIE STORICA	ANNO MASSIMA PIENA	Hmax (m)
BACCHIGLIONE	BACCHIGLIONE	VICENZA	01/11/2010 19.00	6.18	1	16	1994	5.67
BACCHIGLIONE	RETRONE	S. AGOSTINO	02/11/2010 13.00	3.50	1	15	1997	3.13
BACCHIGLIONE	BACCHIGLIONE	LONGARE	01/11/2010 17.30	6.64	1	16	2002	6.10
BACCHIGLIONE	BACCHIGLIONE	MONTEGALDA	01/11/2010 20.30	6.60	1	13	1996	6.40
BACCHIGLIONE	BACCHIGLIONE	BOVOLENTA	03/11/2010 12.00	7.89	1	11	2009	7.32

Figura 4.11 Massime altezze idrometriche raggiunte nel corso dell'evento e confronto con il recente passato (Fonte: A.r.p.a. Veneto)

La Figura 3.25 mostra i livelli idrometrici misurati per gli affluenti del fiume Bacchiglione. In particolare Ponte marchese registra gli afflussi dei torrenti Leogra e Timonchio, l'idrometro a S. Agostino si riferisce al torrente Retrone; mentre la stazione di Vicenza effettua la misura appena dopo la confluenza dei torrenti precedenti. A Longare, l'affluente principale, raccogliendo le acque dei torrenti Astico, Tesina e Ceresone si immette nel corso d'acqua e la stazione rileva così i deflussi dell'intero bacino di raccolta.

La Figura 3.26 descrive i livelli idrometrici per il corso d'acqua principale, lungo il suo corso nella provincia di Vicenza (Longare e Montegalda) e nella provincia di Padova (Voltabarozzo e Bovolenta). Si noti che l'idrometro di Montegalda non ha più funzionato in corrispondenza del presumibile colmo di piena.

Gli idrogrammi sono caratterizzati da un sensibile relativamente rapido aumento della portata; un periodo più o meno lungo di stallo, seguito poi da una diminuzione più lenta che riporta la situazione all'incirca alle condizioni precedenti.

La fase di crescita ha una durata media di circa 12 ore, con un aumento di 3 m per Ponte Marchese e S. Agostino; un innalzamento massimo di 6 m per le altre stazioni. Significa che l'accrescimento del tirante idrico è avvenuto con una media di 40 cm ogni ora per le prime due sezioni rilevate, fino a 50 cm ogni ora per le altre. Questo è dovuto all'intensità delle precipitazioni e a una bassa permeabilità dei suoli nei bacini montani causata dalle piogge del mese di Ottobre.

Le fasi di picco registrate, avendo apporti diversi per ogni stazione, sono diverse ciascun'idrogramma. Le rotte arginali e le avulsioni hanno contribuito a limitare i picchi di portata. Gli idrometri hanno registrato differenze di livello rappresentative delle avulsioni, sono evidenziate nelle figure.

La fase ascendente si caratterizza per la sua lunghezza. Al contrario della fase ascendente, questa rappresenta una lenta diminuzione del livello d'acqua. A titolo esemplificativo la Figura 4.14 mostra la situazione idrometrica a Bovolenta (Padova).

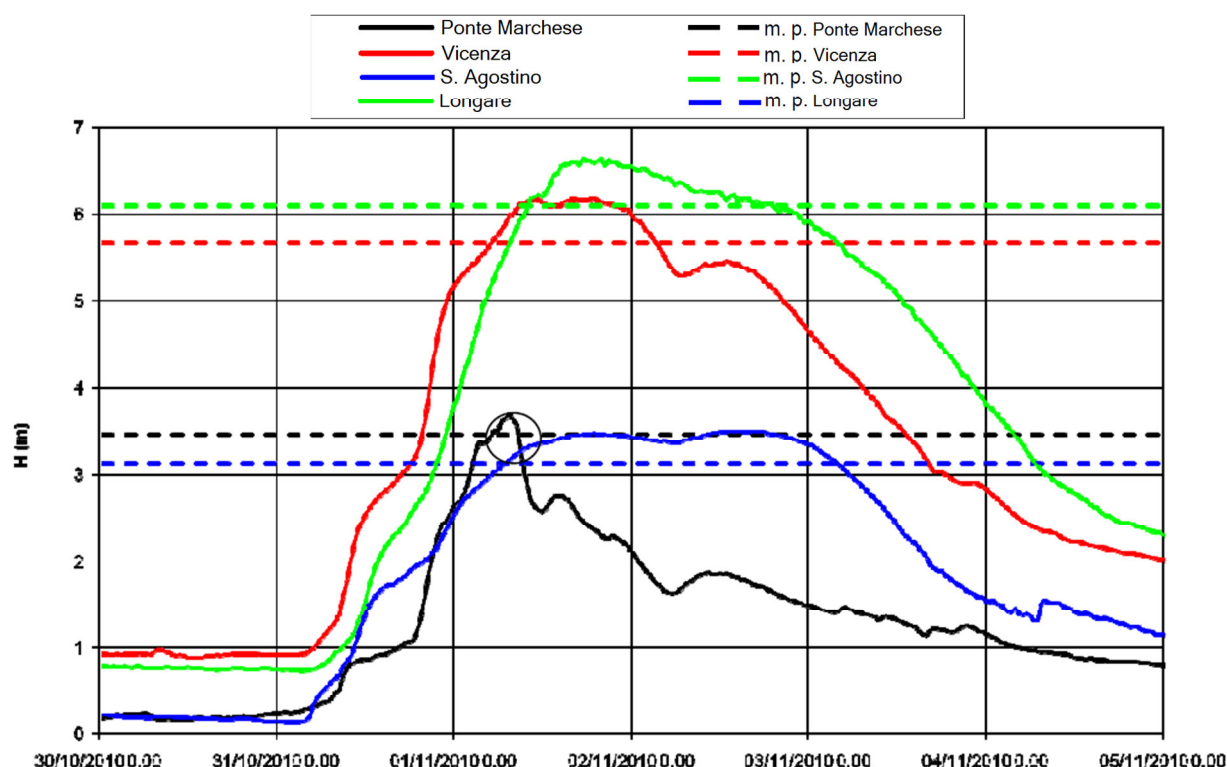


Figura 4.12 Propagazione della piena del fiume Bacchiglione nel corso dell'evento del 30 ottobre 2010 – 5 novembre 2010 (Fonte: A.r.p.a. Veneto)

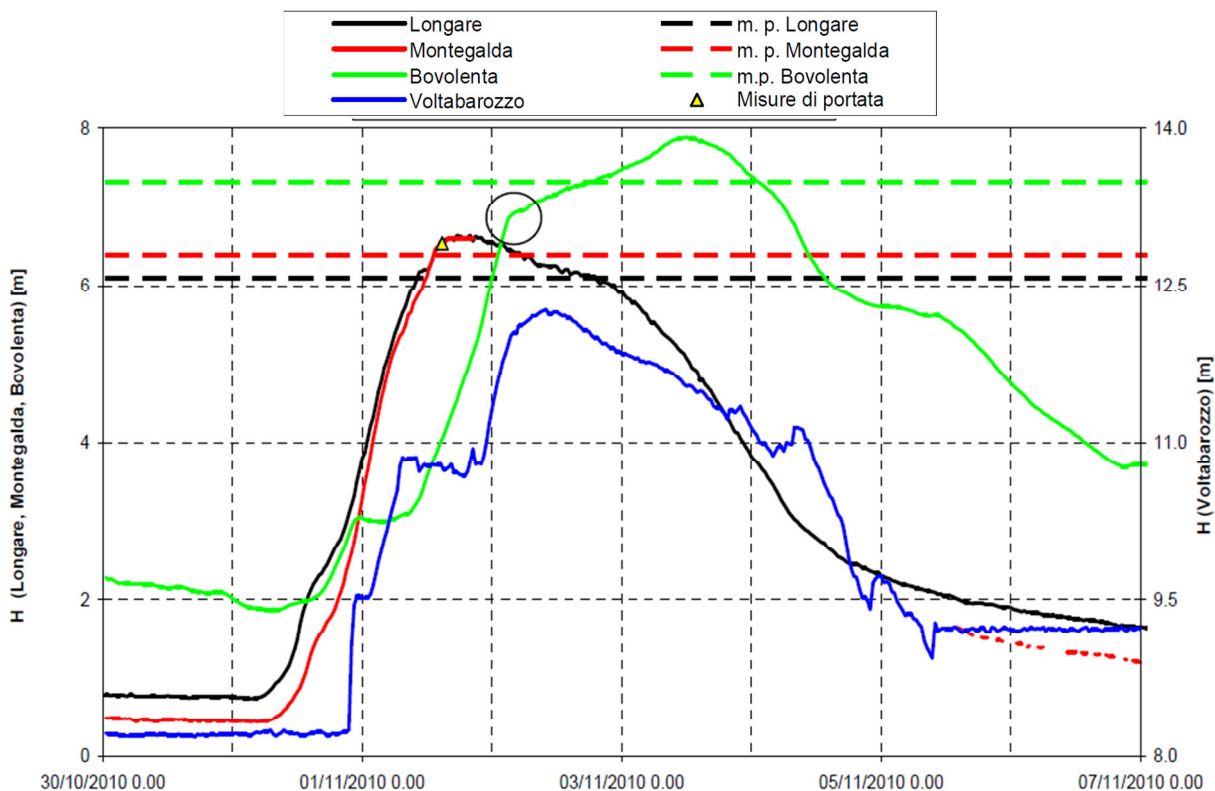


Figura 4.13 Propagazione della piena del fiume Bacchiglione nel corso dell'evento del 30 ottobre 2010 – 5 novembre 2010 (Fonte: A.r.p.a. Veneto)



Figura 4.14 Livello idrometrico durante l'evento (sinistra) e in condizioni normali (destra)

4.3 La situazione nivologica

Il fattore neve è tenuto sotto controllo dal Centro Valanghe di Arabba, Servizio del Dipartimento Regionale per la Sicurezza del Territorio, per controllare le condizioni morfologiche e climatiche delle zone montane e organizzare tutte quelle attività finalizzate alla raccolta dati e allo studio delle valanghe.

La rete regionale integrata di monitoraggio meteo-idro-nivo-meteorologico è costituita da 17 stazioni automatiche ubicate nelle Dolomiti e Prealpi Venete in zone di media o alta quota, significative dal punto di vista nivologico.

Le stazioni nivometeorologiche automatiche (Fig. 3.27a) sono una particolare applicazione delle stazioni a terra utilizzate per il monitoraggio dei parametri ambientali. In particolare esse derivano dalle stazioni

meteorologiche automatiche di montagna, ma si caratterizzano per la presenza di sensori nivologici quali il nivometro, la sonda termometrica e il termometro di temperatura superficiale. Il primo è un misuratore di altezza del manto nevoso, costituito da un sensore ad ultrasuoni; il secondo misura la temperatura della neve a diversi livelli di profondità attraverso un piccolo circuito elettrico che fornisce una corrente nominale di 1 microampere per °K (*Kelvin*) (<http://www.aineva.it>).

Le stazioni nivometeorologiche tradizionali (Fig. 3.27b) supportano le stazioni automatiche nella raccolta dati, nella valutazione della stabilità del manto nevoso e quindi nel pericolo valanghe.



Figura 4.15 Stazioni nivometeorologiche: automatica e tradizionale (Fonte: <http://www.aineva.it>)

La stazione è priva di strumenti di misura, i dati sono raccolti manualmente dagli operatori con strumenti portatili: la presenza dell'operatore permette la misurazione di alcuni parametri non misurabili in modo automatico.

Tutta la montagna veneta è interessata da precipitazioni di moderata o forte intensità. Il limite delle nevicate, domenica 31, è sceso solo temporaneamente a 1600 m di quota ma in seguito, si è innalzato sui 2400-2600 m. A 2600 m ci son circa 20 cm di neve fresca mentre in alta quota si ipotizzano cumuli abbondanti e superiori ai 100 cm. La neve caduta una settimana fa, è in rapido scioglimento fino in quota nella fascia Prealpina mentre nelle Dolomiti, questo scioglimento è attivo e rilevante prevalentemente sotto i 1900-2200 m.

In particolare, nelle Prealpi vicentine i dati riflettono abbastanza bene il fenomeno; dati riguardanti il bacino imbrifero del fiume Bacchiglione (Fig. 3.28). Le precipitazioni dei giorni antecedenti l'evento hanno determinato un aumento del manto nevoso con strato di neve di 20 cm a quota 1400 m s.l.m. nelle stazioni di Campogrosso e Monte Lisser; uno spessore maggiore fino a 70 cm a quote più alte nelle stazioni di Campomolon e Monte Larici. I depositi di neve sono scesi drasticamente fino al completo scioglimento nella giornata dell'1 novembre: l'innalzamento delle temperature, e quindi del limite delle nevi è la causa principale, unita alle piogge incessanti. Da notare che solo a Campomolon è presente il manto nevoso e le precipitazioni giornaliere sono solo di tipo piovoso. I giorni seguenti, le temperature sono tornate ai livelli medi mensili e di conseguenza anche i valori di altezza di neve.

La Figura 3.29 mostra la variazione delle temperature giornaliere, causa dello scioglimento nivale. Sono rappresentate le variazioni di temperatura, con intervallo orario, per tre stazioni di rilevamento poste nelle Prealpi vicentine; di queste Valli del Pasubio descrive la situazione nel bacino oggetto di studio. Le

temperature dei giorni 29-30 ottobre avevano il classico andamento sinusoidale, le stazioni Passo Xomo e Rifugio La Guardia registravano picchi pomeridiani alle 1500 h di 12,5°C e 8,3°C e abbassamenti notturni alle 0500 h fino a 4,6°C e 4,4°C; mentre nei giorni dal 31 ottobre al 2 novembre, le correnti d'aria calda e i venti di scirocco hanno mantenuto stabili le temperature tra 7,9°C e 9,3°C, senza differenze sostanziali tra il giorno e la notte. Queste temperature favoriscono lo scioglimento del manto nevoso. Per la stazione Valli del Pasubio la situazione registrata è simile, tenendo conto di un range di 4°C in più essendo la stazione posizionata a una quota più bassa.

PREALPI VICENTINE		26 ottobre 2010		1 novembre 2010		9 novembre 2010	
STAZIONE NIVOMETRICA	QUOTA (m)	AL SUOLO (cm)	FRESCA (cm)	AL SUOLO (cm)	FRESCA (cm)	AL SUOLO (cm)	FRESCA (cm)
Campomolon, Arsiero	1735	70	70	29	P	31	18
M. Larici, Altopiano Asiago	1605	30	30	0	P	12	20
Campogrosso	1464	23	24	0	P	16	16
M. Lisser, Enego	1428	20	25	0	P	12	17
Asiago	1000	tracce	tracce	0	P	1	1
Recoaro Terme	445	0	0	0	P	0	0

P: pioggia

Figura 4.16 Misure nivometriche a inizio e fine evento (elaborazione sui dati di A.r.p.a. Veneto)

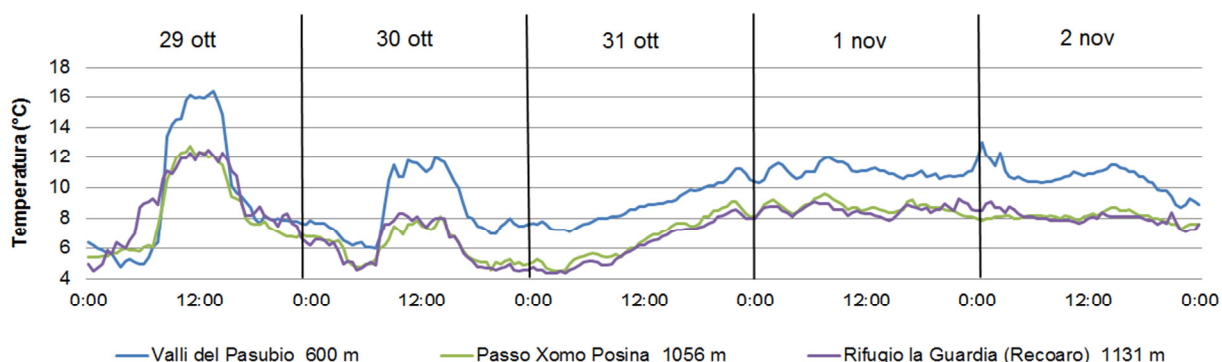


Figura 4.17 Andamento delle temperature con intervallo di 30 minuti (elaborazione sui dati di A.r.p.a. Veneto)

5. I risultati

I dati di portata rilevati in tempo reale con lo strumento descrivono l'andamento preciso della portata (Fig. 5.1). Quando la pioggia inizia, la portata di base del torrente è di circa $1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, aumenta lentamente fino a $12 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ in 10 ore. Dalle 1500 h alle 0700 h del giorno dopo la fase ascendente illustra un repentino aumento da $12 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ a $168 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, raggiungendo il valore della portata al picco.

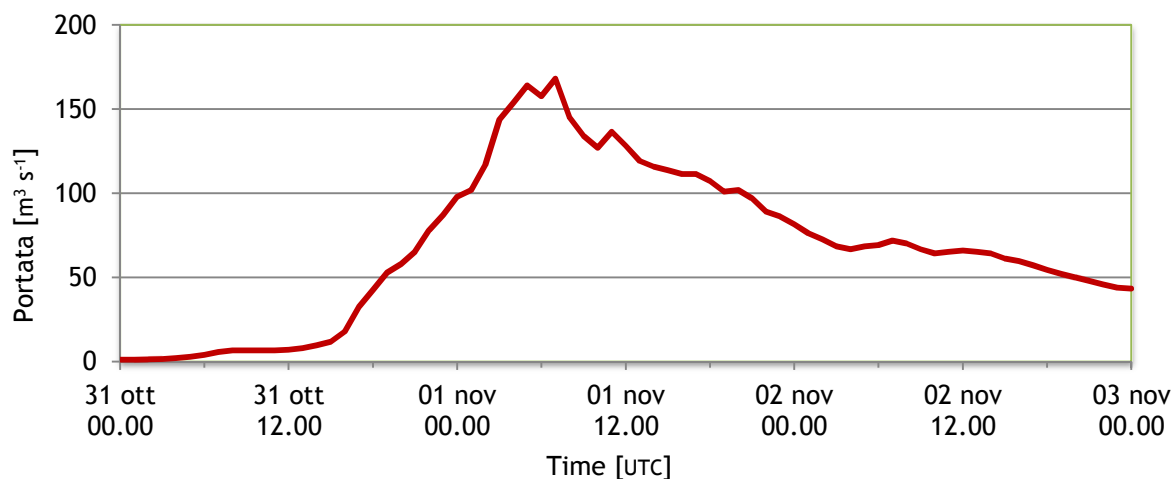


Figura 5.1 Portata in tempo reale misurata dagli strumenti automatici

Dal picco in poi la portata scende lentamente e torna al livello iniziale molto lentamente, nei cinque giorni successivi. Un leggero picco si nota qualche ora dopo il picco massimo, dovuto presumibilmente a uno scroscio di pioggia più intenso.

Il modello suddivide la portata totale, illustrata dall'idrogramma, in portata superficiale e portata sottosuperficiale e usa parametri per descrivere i processi idrologici.

La pioggia utile per la simulazione (Fig. 5.2) si sviluppa dalle 0100 h del 31 ottobre, prosegue per 2 giorni consecutivi, fino alle 0200 h del 2 novembre.

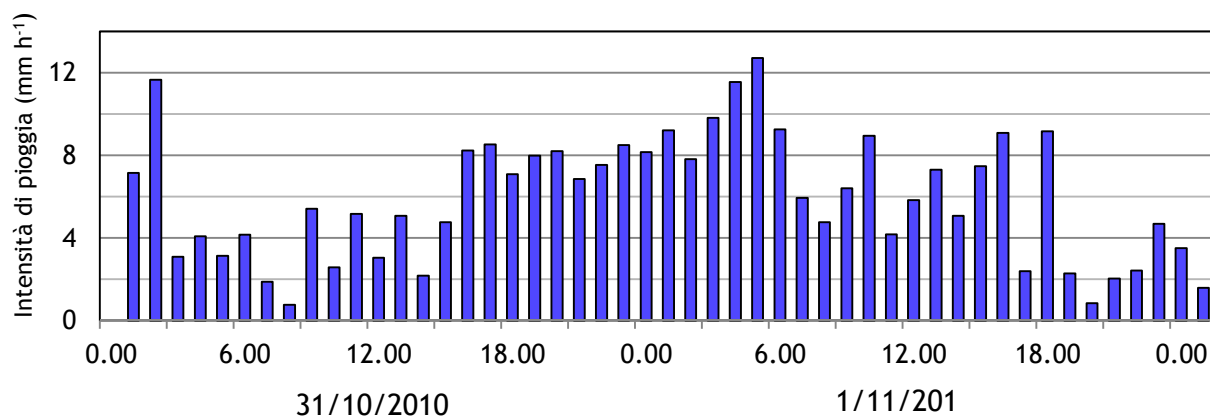


Figura 5.2 Ietogramma orario delle piogge medie, misurate da radar ed elaborate

La precipitazione cumulata totale è di $289,5 \text{ mm}$, distribuita in due picchi principali: il primo, alle 0200 h del 31 ottobre con $11,6 \text{ mm}$ di pioggia; mentre il secondo, alle 0500 h del 1 novembre con $12,7 \text{ mm}$ di

afflusso. L'intensità di pioggia è disomogenea per le diverse ore con bassa intensità negli estremi, a inizio e fine evento, mentre nella parte centrale si raccolgono intensità maggiori. Si noti che nella zona centrale del grafico le precipitazioni sono costantemente sopra i 5 mm di pioggia per 16 ore consecutive.

5.1 Torrebelvicino

Tra i parametri sono stati identificati quelli più stabili, cioè che descrivono caratteristiche legate alla morfologia del territorio o al singolo evento.

La portata iniziale è stata fissata a $1 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ essendo, infatti, la portata passante per la sezione a Torrebelvicino prima dell'evento temporalesco. Definisce il deflusso iniziale alla sezione di chiusura, usandolo come riferimento per tutto l'idrogramma.

Le condizioni di saturazione del suolo prima dell'evento, descritte da AMC , sono state fissate a due. Così da mantenere tutte le potenzialità di filtrazione del terreno, in riferimento anche alle piogge cadute nei giorni precedenti.

Le piogge hanno un'intensità poco uniforme (Fig. 5.2), picchi superiori agli 8 mm si riscontrano alle 0300 h del 31 ottobre e alle 0500 h, alle 0800 h, alle 1000 h e alle 1800 h dell'1 novembre. Al mattino del 31 ottobre e alla sera dell'1 novembre sono descritte basse quantità di precipitazioni, meno di 2 mm. Non essendoci momenti con assenza di pioggia così lunghi da essere registrati, il fattore di riduzione della pioggia cumulata ($k1$) è stato escluso dalla calibrazione. Così, il valore $k1$ e la soglia di attivazione del parametro sono fissi sul valore zero.

Le perdite per infiltrazione escludono una parte dell'acqua infiltrata alla produzione di deflusso. Questo, a causa della morfologia del terreno, comporta che il deflusso in uscita dall'invaso sottosuperficiale non arrivi alla sezione di chiusura. Il parametro W è stato fissato pari a uno, dato che la litologia del suolo non è così particolare da sviluppare il processo idrologico.

Il coefficiente d'infiltrazione CN necessiterebbe uno studio approfondito per la sua valutazione. Definisce la capacità del suolo di assorbire l'afflusso d'acqua e incide sulla produzione di deflusso superficiale. È stimato secondo una classificazione in aree omogenee per uso del suolo e per la sua litologia; ma in questo caso è stato applicato un CN medio fisso, pari a 60. In seguito gli effetti della variazione del *Curve Number* sono stati applicati andando a modificare esclusivamente il parametro X .

Inizialmente il lavoro si è concentrato sulla portata di base perché descrive principalmente la fase di recessione dell'idrogramma. Dopo aver impostato un *routing time* provvisorio, con velocità di canale 2 m s^{-1} e di versante $0,05 \text{ m s}^{-1}$, le simulazioni sono state concentrate sull'applicare, i parametri X e $k2$. Per avere una portata sottosuperficiale simile a quella misurata è stato necessario agire anche sui valori delle perdite iniziali I_a .

Una volta trovata la soluzione migliore è stata corretta la portata superficiale a discapito della curva di recessione dell'idrogramma. L'abbassamento di X , quindi modificando il CN , diminuiva la capacità di assorbimento del terreno aumentando la portata superficiale; ma abbassando la portata sottosuperficiale.

La velocità di propagazione del deflusso è stata regolata per far combaciare al meglio il picco dell'idrogramma e l'idrogramma stesso.

La figura 5.3 mostra la differenza tra le precipitazioni totali e la pioggia eccedente, cioè quella depurata dalle perdite iniziali e dall'infiltrazione, che produrrà il deflusso superficiale (maggiore responsabile della portata al picco). Mentre, in Figura 5.4 sono riportati i due idrogrammi confrontati e lo ietogramma orario delle piogge.

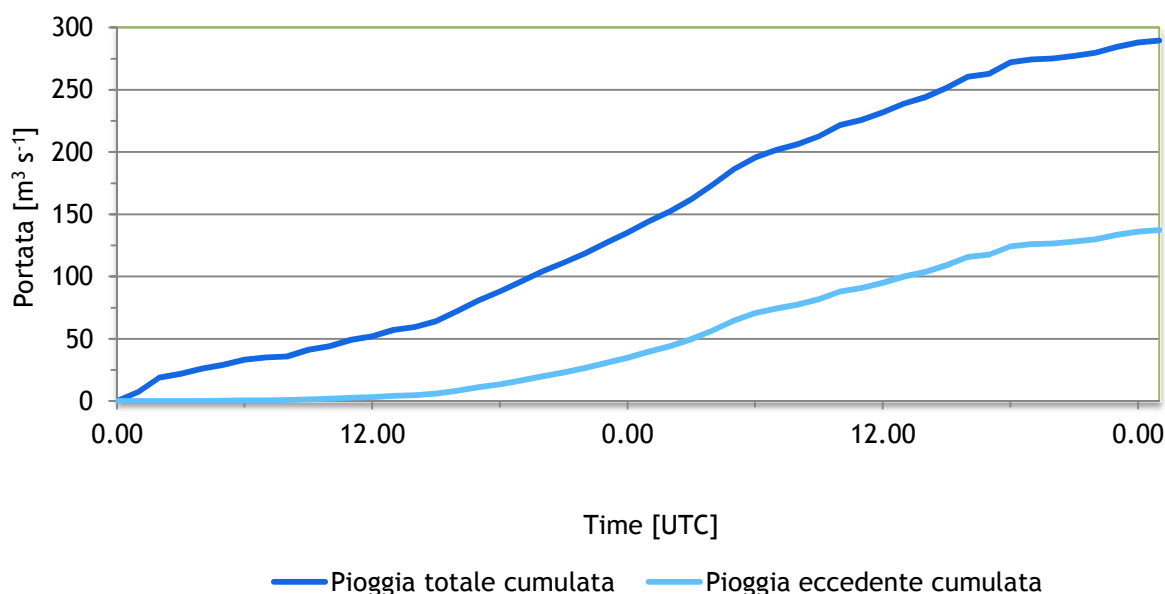


Figura 5.3 Differenza tra afflusso totale e afflusso che formerà deflusso superficiale

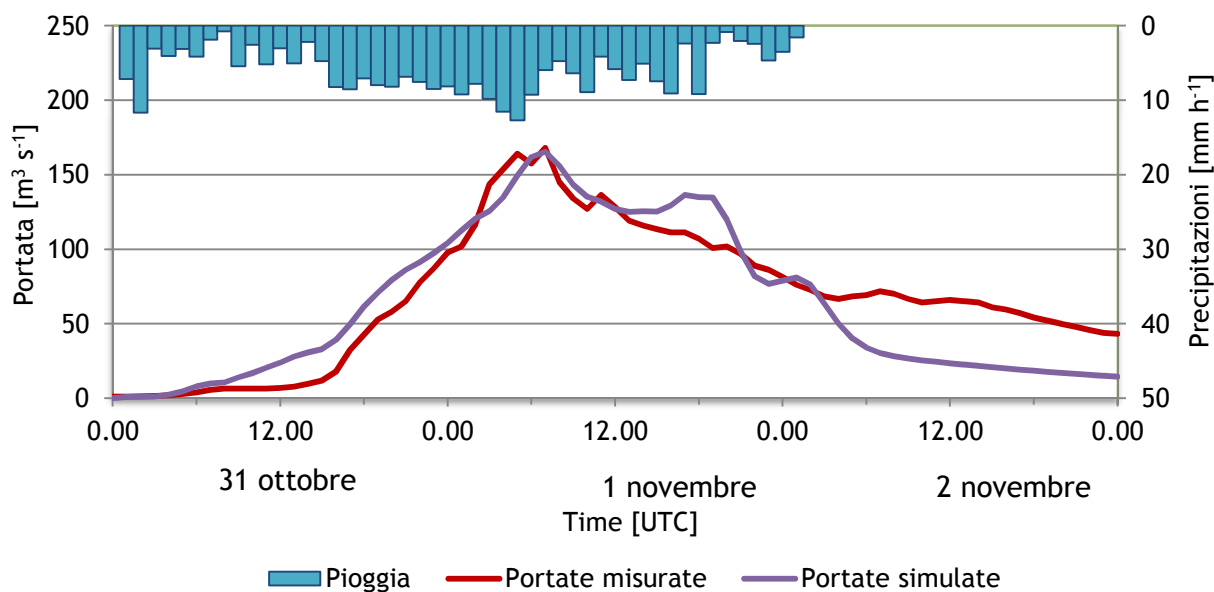


Figura 5.4 Confronto tra idrogramma misurato e simulato, con relativi parametri calibrati

AMC	X	W	k_1	k_2	I_a	i_{th}	A_s	u_c	u_h	q_0
2	1.5	1	0	0.04	0.1	0	22	3	0.02	1

L'idrogramma simulato è caratterizzato da una crescita iniziale più rapida e da un valore 0,1 di perdite iniziali. Potrebbe essere migliorato abbassando le perdite iniziali, ma diminuirebbe la quantità di pioggia che produce deflusso (eq. 1.7) e abbasserebbe troppo il picco di piena.

La fase di crescita segue l'andamento delle precipitazioni con aumento della portata di $150 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ in 15 h, il picco si attesta $166 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ alle 0700 h dell'1 novembre due ore dopo il massimo valore di precipitazione orario. In seguito la portata diminuisce, come conseguenza della diminuzione delle piogge, per poi stabilizzarsi a $136 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ alle 1700 h del 2 novembre. Nella fase di recessione la portata diminuisce progressivamente secondo il parametro dello svuotamento dell'invaso sottosuperficiale (k_2) con valore 0,04 (eq. 2.3).

Si noti che la portata simulata diminuisce in modo costante dopo il termine delle piogge; mentre la portata misurata presenta altri due leggeri picchi, alle 0800 h e alle 1300 h. Una curva di recessione in assenza di piogge dovrebbe avere un abbassamento costante; le variazioni, invece sono spesso determinate da deflusso superficiale. Dai dati del pluviografo (Arpav), posto a Valli del Pasubio (entro lo spartiacque del bacino), si è notato che le precipitazioni sono durate fino alle 1700 h del 2 novembre. Quindi, considerare le piogge cadute nei due giorni, tralasciando quelle del terzo giorno, può aver contribuito a diversificare le code degli idrogrammi.

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 si attesta a 1,5: cioè aumenta la capacità d'invaso del suolo (eq. 2.2), applicando le stesse caratteristiche di un suolo con CN50. Il X poteva essere aumentato per simulare al meglio la curva di recessione, ma gran parte delle pioggia efficace, si infiltrava nel terreno e non produceva abbastanza deflusso superficiale da eguagliare il picco: la portata al picco era dimezzata.

La Figura 5.5 mostra, a scopo esemplificativo, le conseguenze della variazione di uso del suolo nei versanti del bacino. Nel caso in cui una vasta area del bacino fosse disboscata e trasformata in zone coltivate, o comunque destinata ad attività antropiche, il parametro *Curve Number* peggiorerebbe passando da un valore 60 ad un valore più alto. Come conseguenza la portata aumenta proporzionalmente e il picco crescerebbe di $28 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ aggravando così la risposta idrologica del bacino.

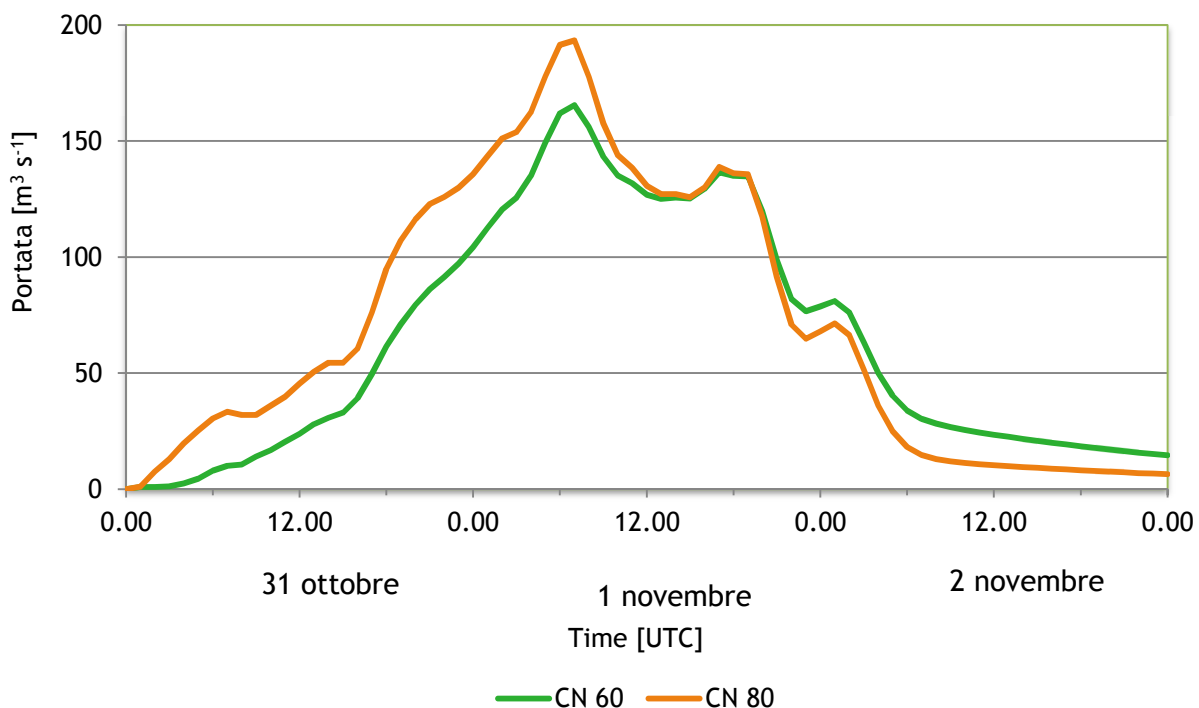


Figura 5.5 Differenza di portata al picco con una variazione da CN60 a CN80

5.2 Sottobacini

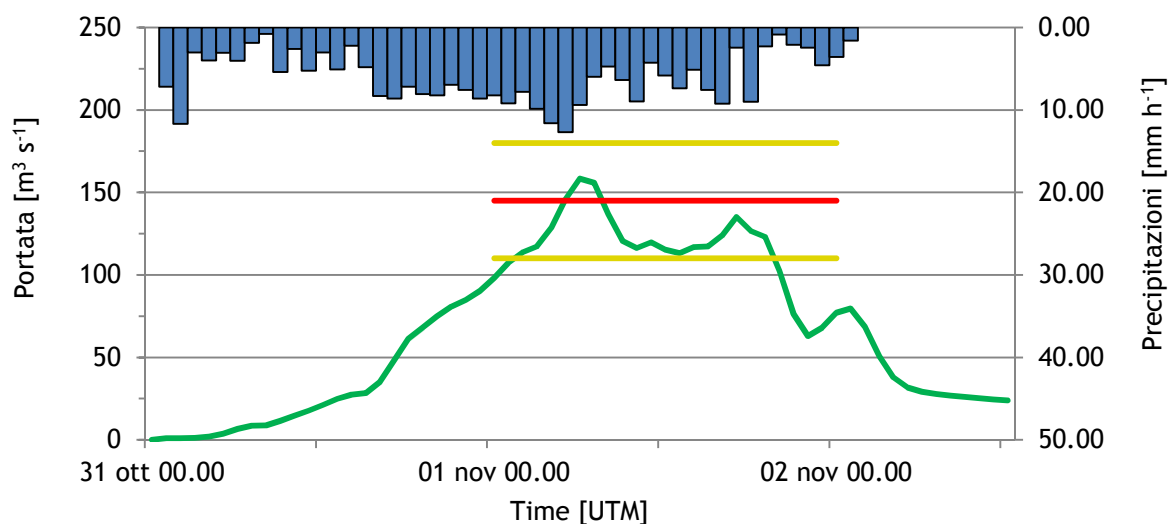
Come seconda analisi, la calibrazione fatta per Torrebelvicino è stata estesa ai sottobacini per verificarne la correttezza.

I rilievi post evento hanno prodotto dati di portata al picco:

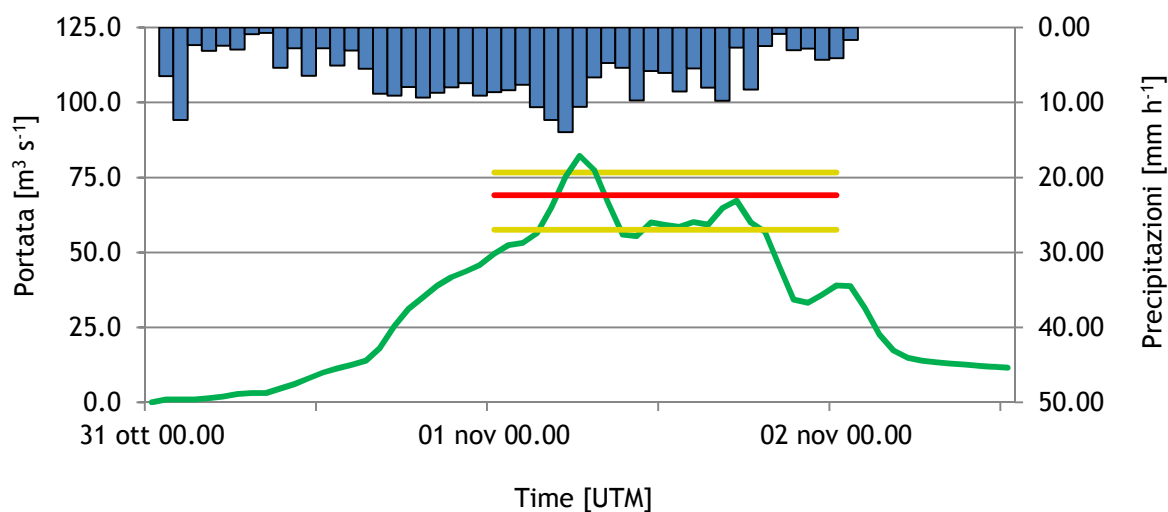
- per il torrente Leogra a Ponte Capre una portata probabile di $145 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, con un errore compreso tra $110 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e $180 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$;
- per il torrente Bisele a San Rocco una portata probabile di $69 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, con un errore compreso tra $57 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e $77 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$;
- per il rio Sterpa in Valle Sterpa una portata probabile di $8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, con un errore compreso tra $6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e $9 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

La traslazione dei parametri ha dato un buon risultato per Leogra a Ponte Capre (Fig. 5.6A) dato che, il sottobacino, ha una estensione poco inferiore al bacino. Per Leogra a San Rocco (Fig. 5.6B) e Sterpa a Valle Sterpa (Fig. 5.6C) il picco si attesta su valori rispettivamente massimi e minimi, con risultati discreti.

A



B



C

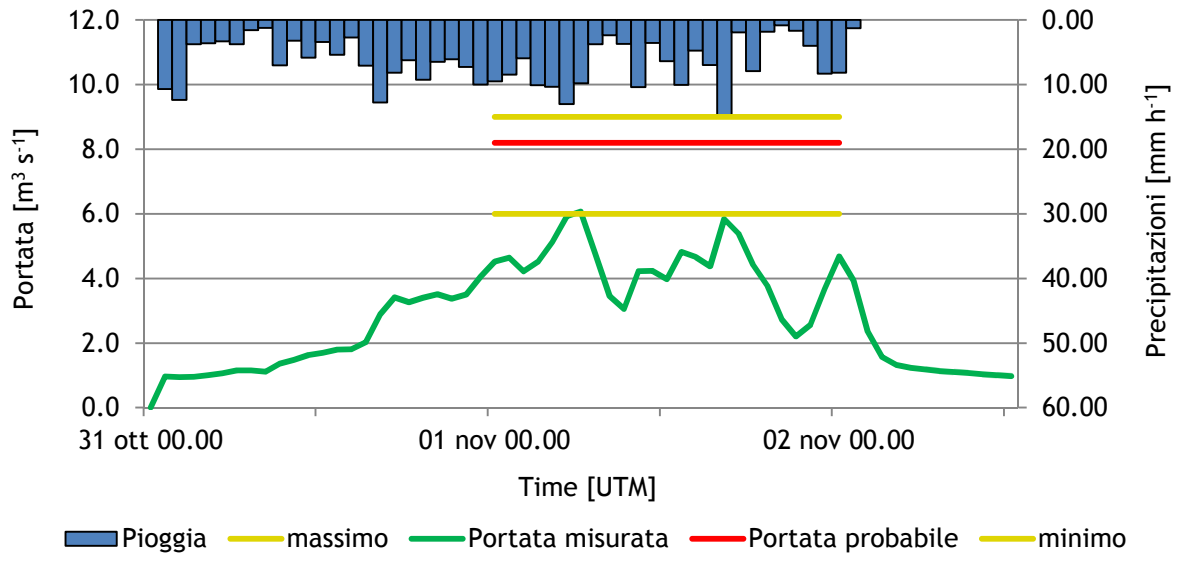


Figura 5.6 Risultati della calibrazione, con parametri di Torrebilvicino, nei sottobacini Leogra a Ponte Capre (A), Bisele a San Rocco (B) e Sterpa a Valle Sterpa (C)

Conclusioni

Un elevato numero di calamità naturali si sono verificate negli ultimi decenni in tutto il territorio italiano, con modalità differenti in base all'assetto geomorfologico dei luoghi: frane, smottamenti e fenomeni di trasporto solido nelle zone montane e collinari; esondazioni e allagamenti nelle zone di pianura.

Per questo è importante *conoscere* il rischio idrologico, puntando su un controllo dei fenomeni piovosi sempre più ampio e una maggiore diffusione delle reti di misurazione. Il monitoraggio delle precipitazioni ha già una buona distribuzione territoriale, implementata da molte stazioni di misura che raccolgono, oltre ai dati di pioggia, anche altri dati ambientali come: temperatura, umidità, radiazione solare, velocità del vento.

La disponibilità di dati pluviometrici archiviati negli annali idrologici permette di fare: stime statistiche, linee segnalatrici di possibilità pluviometrica e tempi di ritorno probabilistici. Il controllo strumentale del manto nevoso è utile nella previsione della piena di studio perché l'innalzamento del limite delle nevi ha contribuito non poco alla formazione del deflusso superficiale. Inoltre il controllo costante dei livelli idrometrici nelle sezioni d'alveo fornisce anche dati per le analisi post-evento.

Un metodo di analisi idrologica efficace, in seguito alla raccolta delle informazioni, consiste nel *prevedere* la risposta idrologica dei bacini a eventi di precipitazione estremi. La valutazione deve essere basata su modelli idrologici combinati, cioè che considerano sia i fattori meteorologici (frequenza e intensità delle piogge) sia i fattori geomorfologici (infiltrazione e ruscellamento).

Il lavoro ha come scopo la determinazione dell'idrogramma di piena per un bacino montano del fiume Bacchiglione a Torrebelticino (Vicenza). È stato considerato unicamente il trasporto liquido, omettendo la parte di trasporto solido (materiale legnoso o colate detritiche). Il modello è stato progettato, non per rappresentare in modo preciso i processi idrologici, ma per fare simulazioni di tipo concettuale basate su parametri empirici. È stato usato con successo in questo elaborato, restituendo risultati soddisfacenti:

- Le basse velocità di propagazione del deflusso superficiale (velocità di canale 3 m s^{-1} ; velocità di versante $0,02 \text{ m s}^{-1}$) descrivono un territorio con una buona ritenzione idrica, quindi un contenimento del picco di piena. La velocità di versante descrive un suolo che rallenta il deflusso dell'acqua, quindi conferma la presenza di vegetazione su gran parte del territorio; mentre la velocità di canale, a causa anche delle basse pendenze, favorisce un deflusso lento dell'acqua riducendo la capacità erosiva della corrente;
- Il valore di AMCII rappresenta una condizione iniziale di umidità del suolo equivalente alla capacità di assorbimento dell'acqua (*CN*) senza variazioni significative della capacità di infiltrazione del suolo (come la siccità o il terreno saturo d'acqua);
- Il parametro *X* è identificativo del *Curve Number* e della dimensione dell'invaso sottosuperficiale. Il valore 1,5 indica una migliore capacità di assorbimento dell'acqua, cioè il bacino risponde all'afflusso d'acqua con un *CN* inferiore a 60. Ciò indica un uso del suolo di tipo tradizionale (boschi, prati, pascoli) con bassi livelli di antropizzazione e una geologia del terreno di tipo alluvionale.

Da notare nella Figura 5.5 come un aumento del *CN* (diminuzione della capacità d'infiltrazione, come ad esempio la trasformazione di una superficie boscata in campi coltivati o aree antropiche) comporti un notevole aumento della deflusso superficiale, con la conseguenza di portate al colmo maggiori e maggiori rischi idrologici.

Considerazioni di questo tipo offrono l'opportunità di programmare azioni di *prevenzione* del rischio idrologico. Diverse sono le soluzioni adottabili come:

- rimboschimenti di aree degradate;
- opere di consolidamento dei versanti, meglio se di ingegneria naturalistica, per evitare l'accumulo di materiale in alveo e limitare la velocità dei deflussi lungo il versante;
- opere idrauliche per la modifica del reticolo idrografico, cioè briglie o soglie che vanno a modificare la pendenza dell'alveo e rallentare la corrente.

Opere idrauliche di grandi dimensioni nelle zone di pianura, come i bacini di laminazione, hanno effetti solamente temporanei: rallentano il deflusso dell'acqua e riducono la portata al colmo. Sono utili come soluzione rapide per evitare le esondazioni; ma necessitano di opere di sistemazione nei tratti a monte al fine di evitare il peggioramento delle condizioni dei suoli montani, quindi un maggior deflusso verso la foce.

Concludendo, il rischio idrologico è una tema da tenere in considerazione perché preme su aspetti sia sociali, in termini di vite umane, sia economici, con danni per milioni di euro. Esondazioni torrentizie e fluviali sono la conseguenza di eventi naturali estremi che non si possono fermare. Mirare a una gestione territorio consapevole è lo scopo cui deve tendere la società promuovendo, oltre a questo, anche studi tecnico-scientifici sui rischi possibili e un'adeguata informazione ai cittadini. Infatti, citando Stephen Littleword:

“Gli effetti di un'alluvione sono devastanti, non per quello che l'acqua sradica con la sua forza, ma per tutto il dolore che si poteva risparmiare con una giusta prevenzione[...]”.

Bibliografia

- AINEVA Associazione interregionale neve e valanghe. 2013. Stazione nivometeorologica. <http://aineva.it/>
- ARPAV Agenzia regionale per la prevenzione e protezione ambientale del Veneto. 2011. Dati alluvione 2010. <http://www.arpa.veneto.it/arpav/pagine-generiche/emergenze-ambientali/storico-emergenze-ambientale/dati-alluvione>
- Borga M., Boscolo P., Zanon F. e Sangati M. 2007. Hydrometeorological analysis of the August 29, 2003 flash flood in the eastern Italian Alps. *Journal of Hydrometeorology*: 1049-1067
- Borga M., Gaume E., Creutin J.D. e Marchi L. 2008. Surveying flash floods: gauging the ungauged extremes. *Hydrological processes*. <http://onlinelibrary.wiley.com/>
- 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.
- Commissario delegato per il superamento dell'emergenza derivante dagli eventi alluvionali che hanno colpito il territorio della regione veneto nei giorni dal 31 ottobre al 2 novembre 2010. 2010. Veneto ferito. <http://www.venetoalluvionato.it/>
- Commissario delegato per il superamento dell'emergenza derivante dagli eventi alluvionali che hanno colpito il territorio della regione veneto nei giorni dal 31 ottobre al 2 novembre 2010. 2011. Veneto la grande alluvione. <http://www.venetoalluvionato.it/>
- Creutin J. e Borga M. 2003. Radar hydrology modifies the monitoring of flash flood hazard 10.10 002/hyp.5122. *Hydrological Processes* 17 (7): 1453-1456.
- D'Agostino V. 2011. Appunti dalle lezioni del corso di Interventi di Ingegneria Naturalistica. Dipartimento Tesaf, Università degli Stud di Padova. a.a 2010-2011.
- Da Ros D. e Borga M. 1997. Use of digital elevation model data for the derivation oof the geomorphological instantaneous unit hydrograph. *Hydrological processes* 11 (1): 13-33
- Distretto Idrografico delle Alpi Orientali, 2010. Piano di gestione dei bacini idrografici delle Alpi Orientali. <http://www.alpiorientali.it/new/>
- Ferro V. 2006. La sistemazione dei bacini idrografici. Edizioni Mc Graw Hill
- Gaume E. e Borga M. 2008. Post-flood field investigation in upland catchments after major flash floods: propoosal of a methodology and illustration. *Journal of Flood Risk Managment* 1(4): 175-189

Il Gazzettino. 2010. Vicenza, diecimila persone coinvolte dai disagi; disperso un 75enne a Caldogeno. <http://www.ilgazzettino.it/>

Lucchetta A. 2011. L'evento meteorologico del 31 Ottobre - 2 Novembre 2010. Verona: Geo-oikos 2011

Marchi L., Borga M., Preciso E., Sangati M., Gaume E., Bain V., Delrieu G., Bonnifait L. e Pogačnik N. 2009. Comprehensive post-event survey of a flash flood in Western Slovenia: observation strategy and lesson learned. *Hydrological Processes* 23 DOI: 10.1002/hyp.7542: 3761-3770.

Merz R. e Blöschl G. 2008. Flood frequency hydrology: 1. Temporal, spatial, and casual expansion of information. *Water Resources Research* 44 (8)

Morgan M. 2006. Il torrente Revolto nell'Alta Valle di Illasi (VR): studio di bacino e ricostruzione di un evento di piena. Relatore D'Agostino V., Dipartimento Territorio e sistemi agro-forestali, Università degli studi di Padova, Legnaro.

MTX s.r.l. Meteorology-hydrology-environmental monitoring. 2011. Pluviografo. <http://mtx.it/>

Ponce e Hawkins. 1996. Runoff Curve Number. *Journal of Hidrologic Engineering*: 11-19

Regione Veneto. 2008. Piano di tutela delle acque