

5. L'analisi idrologica

5.1. Introduzione

L'evento del 1 marzo 2011 è stato ricostruito dal punto di vista idrologico al fine di determinare l'idrogramma da utilizzare come dato di ingresso del modello FLORA-2D, per poterne effettuare una prima validazione. Tale idrogramma è stato ottenuto come somma dell'idrogramma in uscita dall'invaso di San Giuliano, dell'idrogramma sul Torrente Gravina e di quello sul Torrente Fiumicello alla loro confluenza con il Fiume Bradano.

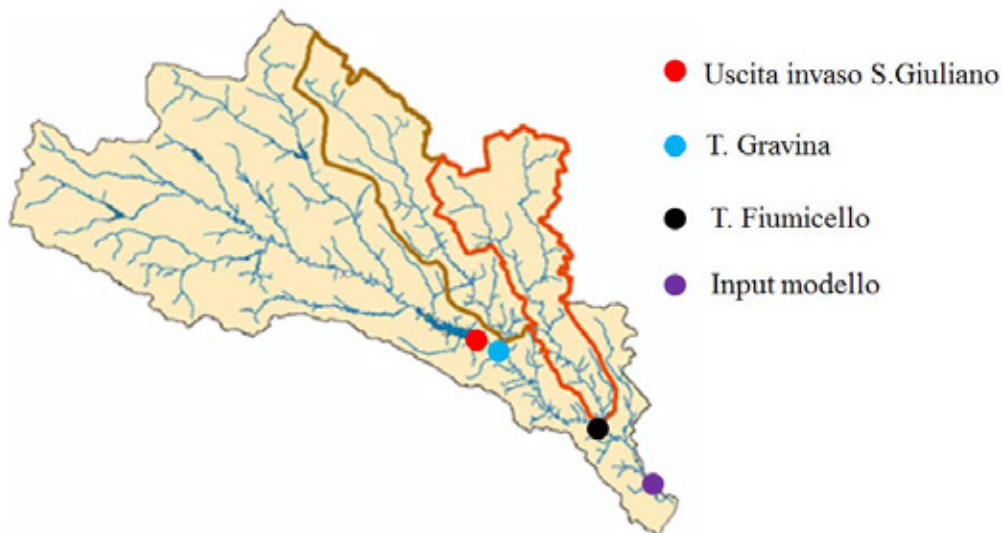


Figura 5.1. Bacino del Bradano con indicazione dei contributi considerati per determinare l'idrogramma di ingresso del modello.

Mentre l'idrogramma in uscita dall'invaso di San Giuliano è stato ricostruito a partire dai dati forniti dal gestore della diga, gli idrogrammi sul T. Gravina e sul T. Fiumicello sono stati ricavati, a partire dai dati di pioggia dell'evento del 1 marzo 2011 forniti dall'Ufficio Protezione Civile della Regione Basilicata, attraverso il modello afflussi-deflussi AD2 di Fiorentino e Manfreda (2004).

Dato che, com'è possibile vedere dalla figura 5.1, le immissioni in alveo avvengono in punti diversi, per sommarli si è dovuto tenere conto della propagazione delle portate attraverso l'utilizzo del metodo di Muskingum.

5.2. Il modello afflussi-deflussi AD2

Il modello afflussi-deflussi AD-2 è stato ideato da Fiorentino e Manfreda nel 2004 e migliorato in seguito in alcune delle sue componenti.

Tale modello è di tipo concettuale a parametri concentrati fisicamente basati che, nella sua concezione originaria, considera esclusivamente le seguenti componenti idrologiche:

- 1) la precipitazione;
- 2) l'infiltrazione negli strati superficiali del suolo;
- 3) il deflusso superficiale;
- 4) il deflusso sub-superficiale;
- 5) la percolazione profonda.

Nel modello AD2, il bacino idrografico viene schematizzato come un bucket rappresentativo del suolo idrologicamente attivo, e descritto mediante grandezze tipiche dell'idrologia dei suoli quali il contenuto d'acqua a saturazione, il contenuto d'acqua alla capacità di campo e il contenuto d'acqua al generico istante di tempo t .

Nella sua ultima versione esso è stato migliorato introducendo il calcolo dell'evapotraspirazione ed apportando delle modifiche alla stima della ricarica di falda (Rosano et al., 2008).

In definitiva, AD2 valuta singolarmente le seguenti componenti del bilancio idrologico alla scala temporale di riferimento: infiltrazione, deflusso superficiale, perdita per ruscellamento sub-superficiale, percolazione profonda, evapotraspirazione (si veda figura 5.2).

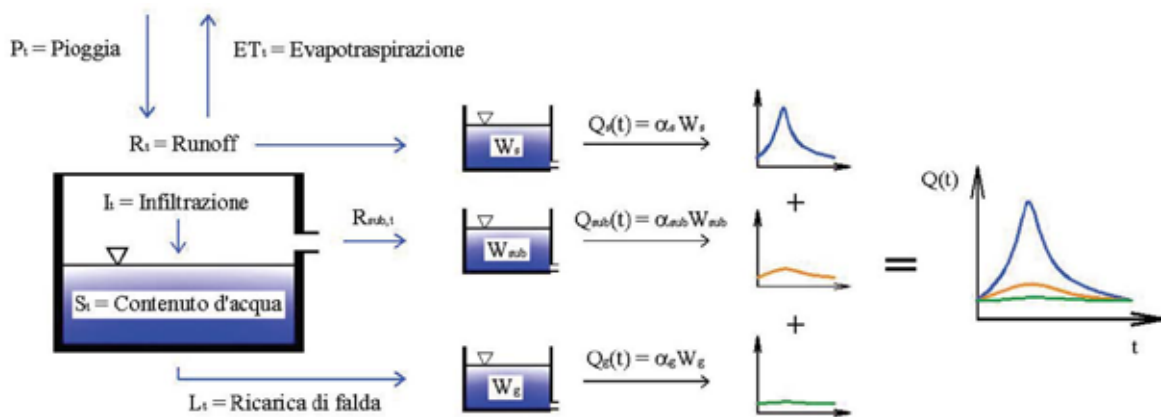


Figura 5.2. Schema concettuale del modello AD2. Tratto da Rosano et al., Sviluppo ed ingegnerizzazione di un modello per la simulazione idrologica a scala di bacino, XXXI Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Perugia, 2008.

In ogni intervallo di tempo la quantità d'acqua infiltrata nel suolo è data da:

$$I_t = P_t - R_t \tag{5.1}$$

dove P_t è l'intensità di pioggia al tempo t (mm) e R_t è il deflusso superficiale al tempo t (mm). Quest'ultimo viene valutato attraverso un'espressione definita in funzione della pioggia critica P_c :

$$R_t = \begin{cases} C \left(\frac{S_t}{S_{max}} \right) P_t & \text{se } P_t \leq P_c = \frac{S_{max} - (S_{max} - S_t)}{S_{max} - C S_t} \\ P_t - (S_{max} - S_t) & \text{se } P_t \geq P_c = \frac{S_{max} - (S_{max} - S_t)}{S_{max} - C S_t} \end{cases} \tag{5.2}$$

dove C è un coefficiente di deflusso a saturazione del suolo che dipende dalla pendenza,

dalla tipologia di suolo e dall'uso del suolo.

Per il calcolo del deflusso sub-superficiale si adotta la seguente equazione:

$$R_{sub,t} = \max\{0, c(S_t - S_c)\} \quad (5.3)$$

dove $R_{sub,t}$ è il deflusso sub-superficiale al tempo t (mm) e c rappresenta un coefficiente empirico che è funzione della velocità con cui il flusso sub-superficiale si muove nel terreno.

La stima della componente di percolazione verso la falda L_t [mm] all'istante t è valutata secondo l'espressione (Manfreda et al. , 2005):

$$L_t = S_t - S_{max} \left(\frac{\Delta t \cdot K_S \cdot (\beta - 1)}{S_{max}} + \left(\frac{S_t}{S_{max}} \right)^{(1-\beta)} \right)^{\frac{1}{(1-\beta)}} \quad (5.4)$$

valida quando $S_{t-1} > S_c$, diversamente L_t è posta pari a 0. K_S è la permeabilità idraulica del suolo in condizioni di saturazione mentre β è un esponente adimensionale caratteristico della dimensione e della distribuzione dei pori nel suolo.

L'evapotraspirazione è calcolata nel modello, per ogni istante t , in funzione del rapporto S_t/S_c e dell'evapotraspirazione potenziale ET , tramite l'espressione proposta da Milella (2006):

$$ET_t = \max \left\{ 0, \min \left\{ ETP_t \left(\frac{S_t - S_w}{0,75 S_c - S_w} \right), ETP_t \right\} \right\} \quad (5.5)$$

dove ETP_t è l'evapotraspirazione reale al tempo t e S_w è il contenuto d'acqua minimo per l'innesco del fenomeno evapotraspirativo.

Il calcolo dell'evapotraspirazione potenziale ETP_t viene effettuato tramite il metodo di Blaney-Criddle

$$ETP_t = K_c p (0.46 T_m + 8) \quad (5.6)$$

dove K_c è il coefficiente colturale, p è il rapporto percentuale fra le ore di insolazione del giorno considerato e le ore di insolazione totali annue, T_m è la temperatura media giornaliera.

Il contenuto di acqua nel suolo si ottiene attraverso la seguente espressione:

$$S_{t+\Delta t} = \max\{0, S_t + I_t - R_{sub,t} - L_t - ET_t\} \quad (5.7)$$

dove $S_{t+\Delta t}$ è il contenuto di acqua totale al tempo $t+\Delta t$, S_t è il contenuto di acqua totale al tempo t , I_t è l'infiltrazione al tempo t , $R_{sub,t}$ è il deflusso sub-superficiale al tempo t , L_t è la ricarica della falda profonda al tempo t , ET_t è l'evapotraspirazione al tempo t .

La portata totale è valutata come la somma di tre contributi:

$$Q(t) = Q_{sup} + Q_{sub} + Q_g \quad (5.8)$$

dove Q_{sup} è la portata da deflusso superficiale, Q_{sub} è la portata da deflusso sub-superficiale, Q_g è la portata di base.

Nella figura successiva sono riportati, oltre che gli idrogrammi in entrata e in uscita dell'invaso di San Giuliano, gli idrogrammi ottenuti con questo modello per il torrente Gravina e per il torrente Fiumicello.

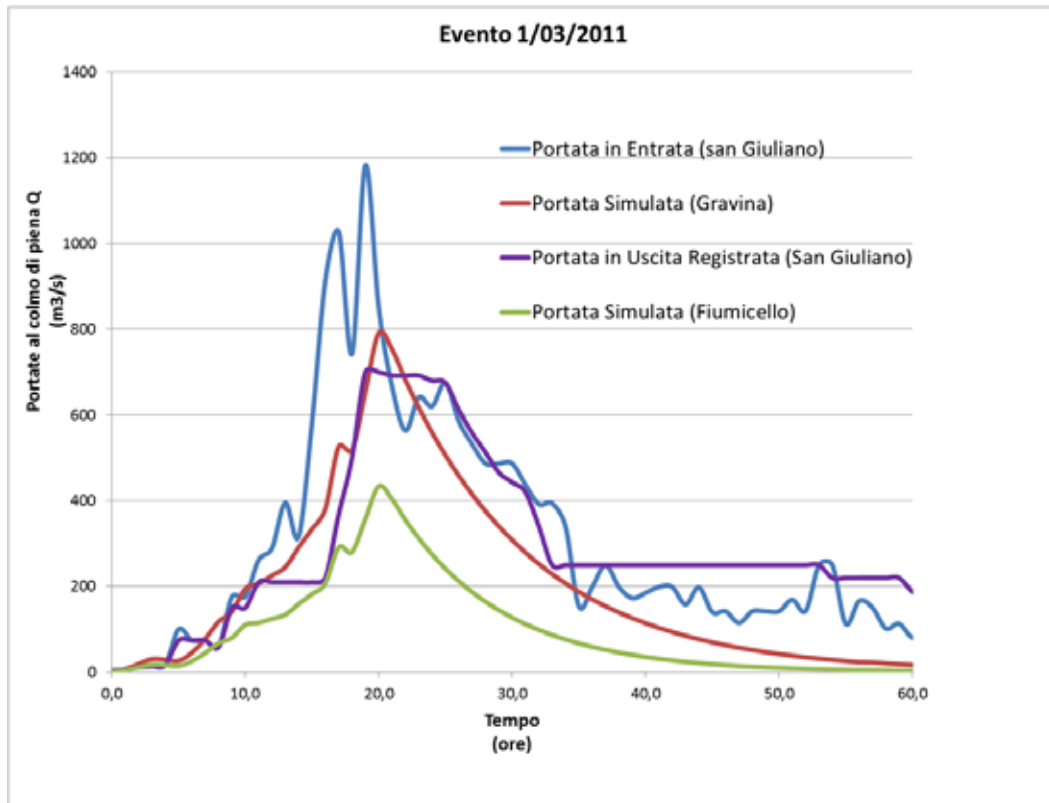


Figura 5.3. Idrogrammi di piena relativi all'evento del 1 marzo 2011.

5.3. Il calcolo della propagazione delle portate attraverso il metodo di Muskingum

Il calcolo della propagazione delle portate è avvenuto attraverso il metodo di Muskingum, che è un modello semplificato con cui è possibile ottenere risultati affidabili scegliendo parametri appropriati e che si è rilevato in questo caso uno strumento molto utile.

Esso valuta la propagazione basata sulla relazione fra portata e volume invasato e tiene in conto di:

- un volume prismatico racchiuso da linee di livello parallele al fondo ed assunto proporzionale alla portata nel punto di valle del sottotratto (Prism Storage);
- un volume incuneato fra il livello idrico ed il volume prismatico sottostante ed assunto proporzionale alla differenza di portata fra monte e valle (Wedge Storage).

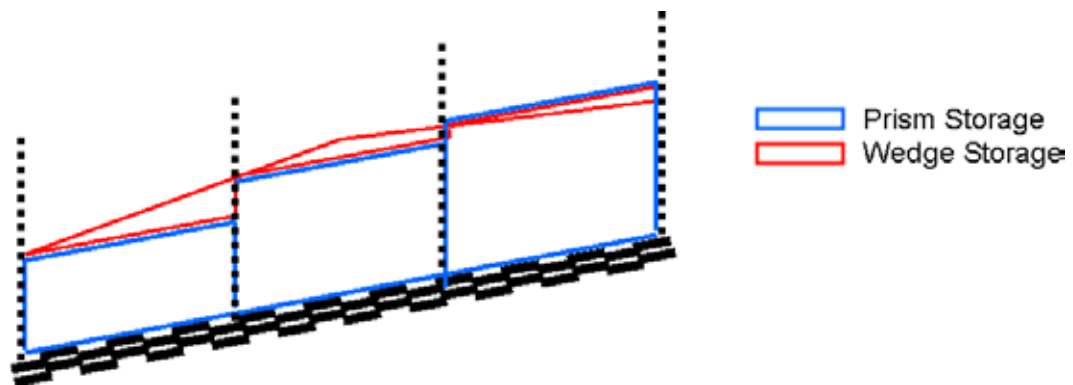


Figura 5.4. Schema dei volumi di controllo del metodo di Muskingum. Tratto da Hydrologic Modeling System HEC-HMS - Technical Reference Manual.

Si assume che:

$$S_t = S_{prismatico} + S_{incuneato} = k \cdot O_t + k \cdot x \cdot (I_t - O_t) \quad (5.9)$$

dove

- S_t è il volume (Storage) al tempo t [m^3]
- I_t è la portata in ingresso (Inflow) al tempo t [m^3/s]
- O_t è la portata in uscita (Outflow) al tempo t [m^3/s]
- k è il parametro k di Muskingum proporzionale al tempo di traslazione [s]
- x è il parametro x di Muskingum [-]

Applicando l'equazione di continuità al volume di controllo si ha:

$$\frac{S_t - S_{t-1}}{\Delta t} = \frac{I_t + I_{t-1}}{2} - \frac{O_t + O_{t-1}}{2} \quad (5.10)$$

da cui deriva l'equazione risolutiva:

$$O_t = (c_a - c_b)I_{t-1} + c_b I_t + (1 - c_a)O_{t-1} \quad (5.11)$$

dove:

$$c_a = \frac{2\Delta t}{2k(1-x) + \Delta t}$$

$$c_b = \frac{\Delta t - 2kx}{2k(1-x) + \Delta t}$$

La regione di validità del modello è data dalla seguente relazione:

$$\frac{2}{2(1-x)} \leq \frac{k}{\Delta t} \leq \frac{1}{2x} \quad (5.12)$$

e graficamente:

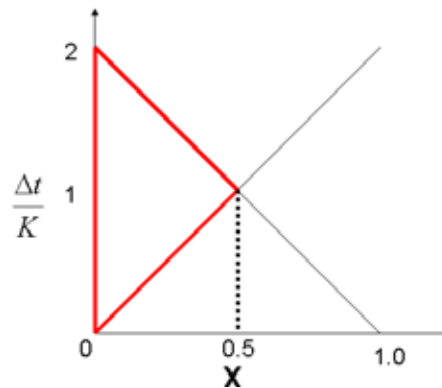


Figura 5.5. Regione di validità dei parametri di Muskingum. Tratto da Hydrologic Modeling System HEC-HMS - Technical Reference Manual.

In un dato tratto di corso d'acqua per l'applicazione del metodo occorre assegnare solo due parametri:

- K: costante che coincide pressappoco con il tempo che impiega l'onda a percorrere il tronco di alveo;
- x: fattore di peso che può assumere valori compresi fra 0 e 0.5 e che è tanto maggiore quanto maggiore è l'influenza della portata di monte nella determinazione del volume del tronco di corrente.

Le due costanti K ed x si possono stimare con un procedimento di taratura, se sono a disposizione idrogrammi di ingresso ed uscita di eventi reali. In tale situazione si procede, come indicato in [11] nel seguente modo.

Posto:

$$SP_t = O_t + x(I_t - O_t)$$

dalla equazione dei volumi indicato dal metodo si ha:

$$S_t = k \cdot SP_t \quad (5.13)$$

Tale relazione nel piano (S_t, SP_t) rappresenta una retta uscente dall'origine degli assi di coefficiente angolare $1/k$.

Fissato per tentativo un valore di x , si calcola per ogni coppia di valori contemporanei di I_t ed O_t noti, il corrispondente SP_t ; quindi si valutano i volumi di acqua defluiti attraverso le sezioni estreme del tronco dall'inizio del fenomeno fino all'istante in cui passano tali portate e, per differenza, il volume invasato S_t .

I punti (SP_t, S_t) così ottenuti riportati in diagramma si dispongono su curve che hanno di solito la forma di un cappio più o meno appiattito in dipendenza del valore assunto per x .

L'elaborazione si ripete con diversi valori di x fino a trovare una curva il cui andamento risulti assimilabile quanto più possibile ad una retta (vedi figura seguente).

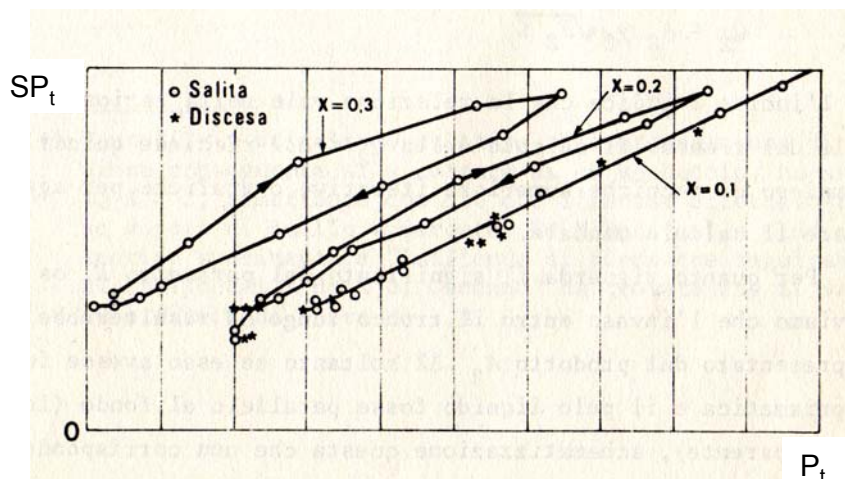


Figura 5.6. Diagramma P-SP. Tratto da Ugo Maione “Appunti di Idrologia”.

Quanto al parametro k , è stato controllato sperimentalmente che esso coincide pressappoco con il tempo che impiega l'onda a percorrere il tronco di alveo.

In alternativa alla procedura sopra citata, conoscendo la geometria del tratto di alveo gli stessi parametri si possono determinare con le formule di Cunge (1969):

$$x = \frac{1}{2} \left(1 - \frac{Q}{B\omega S_0 \Delta x} \right) \quad (5.14)$$

$$k = \frac{\Delta x}{\omega} \quad (5.15)$$

dove:

B è larghezza del pelo libero (m);

$\omega = \frac{dQ}{dA}$ rappresenta la celerità della corrente (m/s);

S_0 è la pendenza di fondo (-);

Δx è la lunghezza del tratto (m);

Q è la portata (m^3/s);

A è l'area della sezione idrica (m^2).

La celerità della corrente si può ricavare dalla scala di deflusso in una sezione eseguendo, come indicato nella formula, la derivata della portata rispetto all'area.

In mancanza di altri dati, si fa presente che la costante K è proporzionale alla lunghezza del tratto mentre il valore di x dipende dalla tipologia di corso d'acqua. Nel caso estremo di un fiume che si comportasse come un lago, in cui il livello è orizzontale ed è funzione della valore assunto nel punto di uscita, allora x assume il valore nullo.

Nella tabella seguente sono riportati come esempio dei valori tipici del parametro x .

Descrizione del tipo di alveo	Range di "x" di Muskingum
Corsi d'acqua di zone particolarmente pianeggianti	0.0 - 0.15
Alvei naturali	0.2 - 0.3
Torrenti o canali senza capacità d'invaso	0.4 - 0.5

Tabella 5.1. Valori tipici del parametro "x" di Muskingum.

Il valore massimo 0.5 indica una situazione di traslazione dell'onda senza una sua attenuazione.

Inoltre è consigliato di suddividere la lunghezza del ramo in un numero di tratti tali che il tempo di traslazione in ciascuno sia prossimo all'intervallo di calcolo Δt . Essendo la velocità di traslazione pari a L/K dove L è lunghezza totale del tratto, ne deriva che il numero di tratti (*steps*) deve essere approssimativamente:

$$steps = \frac{K}{\Delta t}$$

In presenza di tratti molto corti con tempi di traslazione significativamente inferiori al tempo di calcolo è consigliato di traslare semplicemente l'idrogramma senza calcolo di propagazione.

In conclusione l'utilizzo del metodo di Muskingum rappresenta un vantaggio nel caso in cui si abbiano a disposizione delle registrazioni di piena con cui calibrare i due parametri e si evita l'onere di dover eseguire costosi rilievi topografici dell'alveo.

Si fa presente che K ed x in realtà non sono delle costanti al variare della portata di piena, al contrario, maggiore è la portata di piena e maggiore è la sua velocità di propagazione: nella formulazione di Cunge sopra citata, compare difatti esplicitamente il valore della portata.

Per l'uso pratico occorre, allora, che i due parametri siano tarati per un valore di piena mediamente atteso.

Si sottolinea che il metodo non è applicabile per idrogrammi di piena che abbiano un ramo crescente molto ripido, ad esempio nel caso di piena dovuta al crollo di una diga.

Infine il metodo non tiene conto di effetti di rigurgito verso monte dovuto a rallentamenti della corrente, quindi non può, ad esempio, tener conto della variazione della velocità di propagazione dovuta a variazioni del livello di immissione di un corso d'acqua in mare o in un lago.

L'applicazione del metodo di Muskingum, che nel nostro caso è risultato adatto alle caratteristiche sia del tronco di corso d'acqua che degli idrogrammi in analisi, ha permesso quindi di sommare gli idrogrammi ricavati precedentemente tenendo conto della propagazione delle portate. L'idrogramma definitivo che è stato ottenuto e che è stato utilizzato come input nel modello FLORA-2D ha una durata di 70 ore e un picco di circa 1500 mc/s (figura 5.7).

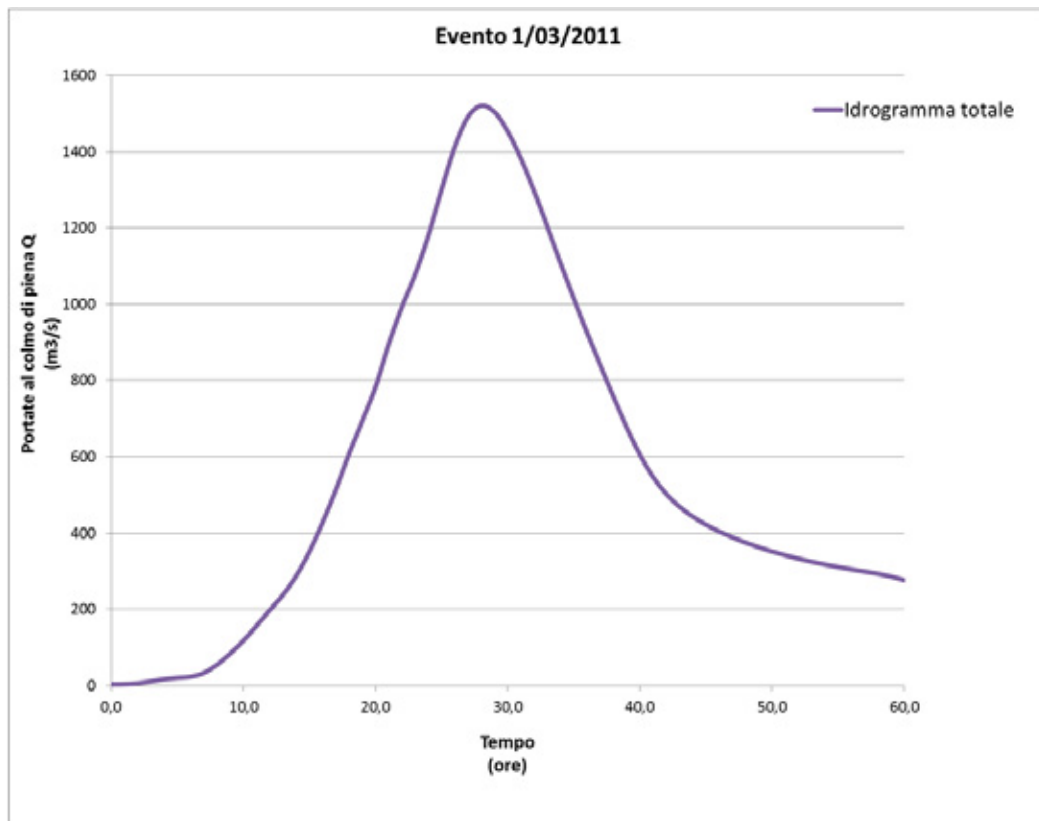


Figura 5.7. Idrogramma utilizzato come condizione al contorno di monte nel modello FLORA-2D.