



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI PADOVA

Sede Amministrativa: Università degli Studi di Padova

Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali

Scuola di Dottorato Di Ricerca in Territorio, Ambiente, Risorse E Salute

Ciclo XXVI

***SCENARI D'EVENTO E PREVISIONE DELLA RISPOSTA
DEL SISTEMA VERSANTE-RETICOLO-OPERE DI DIFESA PER LA PREVENZIONE
DEL DISSESTO IDROGEOLOGICO NEI BACINI MONTANI***

Direttore della Scuola: Ch.mo Prof. Mario Aristide Lenzi

Supervisore: Ch.mo Prof. Vincenzo D'Agostino

Dottorando: Enrico Pozza

INDICE

RIASSUNTO.....	5
ABSTRACT	7
1. INTRODUZIONE E STATO DELL'ARTE	9
1.1. La classificazione dei fenomeni alluvionali.....	9
1.2. Back Analysis e memoria storica degli eventi	16
1.2. Individuazione dello scenario di progetto: Approccio tecnico-operativo e scientifico	19
2. MATERIALI E METODI	37
2.1. Prevenzione idrogeologica con tecnologie a banda larga	37
2.1.1. Il radar meteorologico	37
2.1.2 Tecnologia satellitare per il telerilevamento del territorio.....	39
2.1.3. Impiego della tecnologia LiDAR aerea per la definizione dell'altimetria	42
2.2. Metodologie impiegate per la ricostruzione di eventi alluvionali.....	44
2.2.1. Metodi di stima idrologica sulle tracce dell'evento	45
2.2.2. Simulazione eventi alluvionali con il software ADB-Toolbox.....	47
2.2.3. Simulazione eventi alluvionali con il modello FLO-2D.....	48
3. CASI DI STUDIO: LE FORZANTI METEO E LA RICOSTRUZIONE DELLA RISPOSTA A SCALA DI BACINO	51
3.1 Il bacino del torrente Leogra	51
3.1.1. L'evento alluvionale dell'autunno 2010 in Veneto	53
3.1.2. Applicazione dei dati pluviometrici RADAR.....	55
3.1.3. Risultati analisi di campo post-evento.....	58
3.1.4. Risultati dell'applicazione di ADB-Toolbox.....	58
3.1.5. Risultati dell'applicazione di FLO-2D: modulo idrologico	61
3.2. Il bacino del torrente Corin.....	69
3.2.1. L'evento alluvionale dell'autunno-inverno 2010 nel torrente Corin.....	72
3.2.2 Monitoraggio del regime afflussi -deflussi nel bacino del t. Corin.....	73
3.2.3. Risultati analisi di campo post-evento.....	77

3.2.4. Risultati dell'applicazione di FLO-2D: Back-Analysis degli eventi 2010 e approfondimenti sul regime afflussi-deflussi	81
3.3. Il bacino del torrente Rio Secco	96
3.3.1. L'evento alluvionale del 24 dicembre 2009	98
3.3.2. Dati pluviometrici e informazioni idrologiche.....	99
3.3.3. Calcolo dell'input idrologico nel Rio Secco	104
3.3.4 Valori di portata e risultati dell'applicazione di FLO-2D	107
3.3.5. Gli eventi del dicembre 2009 e novembre 2012 nel t. Rio Secco	113
4. COMPORTAMENTO/EFFICIENZA DI OPERE E RETICOLO A SCALA DI SOTTOBACINO	117
4.1 Risposta delle opere di sistemazione idraulico-forestale nei corsi d'acqua del bacino del torrente Leogra	117
4.1.1 I torrenti Sterbise e Livergon	117
4.2 Risposta delle opere di sistemazione idraulico-forestale nel torrente Corin	123
4.3. Risposta delle opere di sistemazione idraulico-forestale nei corsi d'acqua del bacino del Rio Gatria	126
4.4. Risposta delle opere di sistemazione idraulico-forestale nel Rio Tolve	129
4.5. Risultati preliminari sugli sforzi limite nelle opere di SIF	132
4.6. Osservazioni sui risultati degli sforzi limite.....	140
4.7. Relazioni degli sforzi tangenziali con i parametri morfometrici.....	142
5. DISCUSSIONE CONCLUSIVA.....	151
BIBLIOGRAFIA	165

RIASSUNTO

Il nostro Paese viene colpito ogni anno da numerosi gravi eventi di dissesto idrogeologico che interessano bacini montani o collinari.

Tali fenomeni possono provocare situazioni di pericolosità sulle diverse attività antropiche localizzate nelle zone di influenza dei torrenti. Gli eventi di dissesto idrogeologico che maggiormente interessano il nostro paese, possono essere riassunti in quattro tipologie di fenomeno:

- a) Frane superficiali e profonde
- b) Colate detritiche o di fango (Debris o mud -flow)
- c) Trasporto solido (Debris – flood, bed transport)
- d) Piene improvvise (Flash - flood)

In questo studio si tratterà più nello specifico del secondo e del terzo fenomeno e in misura minore degli altri due.

Talvolta eventi di forte magnitudo si verificano a causa di particolari situazioni (caratteristiche predisponenti a scala di bacino, pattern di precipitazione critici, ecc.) che non corrispondono necessariamente a input idrologici eccezionali (Tempo di ritorno $Tr = 100, 200$ anni).

Uno dei principali obiettivi di questo studio è prevedere la pericolosità complessiva di eventi alluvionali, dove gli scenari meteorologici (un evento estremo, la presenza di fusione nivale, la successione sfavorevole di eventi più moderati) si combinano ai possibili scenari di efficienza/vulnerabilità dei sistemi di difesa.

In bacini montani di piccola – media scala ($\leq 100 \text{ km}^2$) è stata analizzata la probabile risposta all'evento conseguentemente alla presenza di situazioni predisponenti come:

- *lo sviluppo temporale dell'evento piovoso (diversi "storm pattern", scenari in linea con i cambiamenti climatici, multitemporalità di eventi piovosi);*
- *la presenza del manto nevoso sul terreno (snowmelt) e condizioni di umidità antecedente;*
- *idrogeologia sfavorevole (influenza del carsismo e delle falde sotterranee).*

Focalizzando sulle condizioni predisponenti che possono condizionare il successivo calcolo di progetto, volte anche a stimare la risposta del sistema "versante - reticolo - opere di difesa", si possono approfondire i classici metodi di stima della risposta liquida e solida (ad es. il tempo di corrivazione), in termini di pericolo, per analizzare anche eventi teoricamente di basso Tr ma che eguagliano, come conseguenze, eventi con un Tr più elevato. Si mette in discussione il concetto di Tempo di corrivazione critico (T_c) tramite l'analisi dell'importanza delle condizioni predisponenti.

Lo studio della risposta idrologica è stato condotto in a scala di bacino e su fenomeni con scala spaziale e temporale diversa a seconda del territorio colpito dall'evento:

- *a livello di sezione di chiusura per analisi di scenari di pericolo per territori urbanizzati (mappatura del pericolo, determinazione di strumenti e prescrizioni di Protezione Civile atti a organizzare le attività di prevenzione e le eventuali operazioni di soccorso)*
- *a livello di sottobacini per l'analisi dell'efficienza e dell'eventuale vulnerabilità dei sistemi di difesa presenti nel reticolo idrografico anche secondario (risposta delle opere e limiti di resistenza).*

Il lavoro è stato supportato da attente e precise indagini di campo condotte rispetto a uno o più eventi secondo la metodologia della back analysis su eventi di particolare impatto territoriale. Con tali informazioni, oltre a poter ben descrivere e ricostruire i vari eventi alluvionali analizzati, è stato possibile disporre di un database di dati conoscitivi e analitici (per ciascuna situazione) utili per ulteriori studi di ricerca o progettazioni all'interno del bacino.

A scala di sottobacino, è stata analizzata l'influenza delle opere di Sistemazione Idraulico-Forestale (SIF) sugli eventi alluvionali intensi, con annesso trasporto solido. In area Alpina sono già presenti risultati in letteratura rispetto alla risposta di tali tecniche, per l'area Prealpina, invece - soprattutto in funzione di eventi come piene al bankfull, trasporto solido di massa, ecc. - le informazioni risultano scarse. L'obiettivo, in questo caso, è di ricercare soglie di applicazione delle tecniche di SIF per valori di massima sopportazione di sforzo tangenziale agente. Tali soglie sono utili per classificare le tipologie di intervento applicabili in diverse situazioni. Lo sforzo tangenziale è stato oggetto di un'analisi specifica per ricercare una possibile correlazione con alcuni parametri morfometrici dei tratti analizzati (pendenza del canale, larghezza del canale e stream power).

Si sono utilizzate simulazioni idrologiche e idrodinamiche con modelli bidimensionali, come per esempio il modello FLO-2D, per restituire informazioni molto utili per la produzione di mappe di pericolo raffinate e per la realizzazione di opere di difesa mirate.

La mappatura e le informazioni raccolte potranno essere utili per la determinazione di strumenti e prescrizioni di Protezione Civile atti a organizzare le attività di prevenzione e le eventuali operazioni di soccorso.

Le zone di studio si estendono nell'area Alpina e Prealpina:

- Torrenti Leogra e tributari (Alto Vicentino);
- Rio Secco (Brentino-Belluno, VR)
- Bacino del torrente Corin (Follina, TV)
- Bacino del torrente Gadria (Lasa, BZ)
- Bacino del torrente Tolve (Val di Vizze, BZ)

ABSTRACT

Every year Italy is affected by several major hydro-geological events occurred in mountain or hilly basins. These phenomena can lead to dangerous situations on the human activity near streams.

These can be summarized, as follows, in four types of phenomena:

- a) Shallow and deep landslides
- b) Debris/mud flows
- c) Debris-flood, bedload transport
- d) Flash – floods

This project will focus especially on the second and third phenomenon.

Sometimes it appears that events of great magnitude occur due to special situations (basin characteristics, rainfall patterns, ecc.) and not in relation to extreme hydrological input (return periode $Tr = 100 - 200$ years). One of the main aims of this study is to foresee the hazard concerning the whole of occurrence of alluvial events, when meteorological scenarios (extreme event or unfavorable succession of moderate events) are combined with possible scenarios of efficiency/vulnerability of defensive measures.

Besides, the project aims to investigate the event influence on the system 'hillslope-network-defense works' with the purpose to identify interventions and prevention of natural disasters.

It's important to identify specific cases (small-medium basin, $\leq 100\text{km}^2$) and critical events which have showed set of hydrogeological problems in association with defense systems:

- different storm patterns; climate change events; combined rainfall events;
- snowmelt and antecedent soil moisture condition;
- hydrogeological unfavorable conditions (karst, ecc..)

These situations were used to analyze typical tools or methods to define design discharge (corrivation time and others) and call into question the influence of this parameters.

Several post event back-analyses suggest scenarios of hazard of an intense event. Field observations were carried out in some cases at outlet of the basin and/or at subbasin scale.

The work of the thesis allowed to define quick empirical methods to measure the maximum discharge; these methods can be applied in other streams where hydraulic structures can obstruct the passage of unforeseen exceptional discharge.

In addition, the project analyzes, for several case studies, if soil bioengineering techniques are functional and efficient during major alluvial events, combined with sediment. Literature already shows outcomes regarding the applicability of these methods in Alpine area; instead, a serious lack of information affects Prealpine areas, in particular concerning bankfull discharge and debris flood, ecc.. The aim, in this case, is to analyze

the shear stress resistance of consolidation works (e.g. vegetated double-fence timber walls) in order to improve the design phase. The shear stresses, which were imposed by severe floods in six mountain streams, have been assessed through post event back analysis and field surveys. After the calculation of maximum shear stress at the bottom and at the banks, a dedicated database was created. This one was used to verify the efficiency of the protection works and to estimate their vulnerability accounting for contour shear stresses and form of sediment transport. The shear stress values were analyzed also to research a correlation with some morphological variables of stream reaches (local slope, channel width, stream power).

Hydrodynamic modeling, such as FLO-2D, has been carried out to achieve useful information about the hazard conditions and to improve the design of defensive measures. The hazard mapping produced and the information identified by this thesis work will be useful tools for the assessment of Civil Protection acts and actions in organizing prevention and rescue activities.

The study areas are located in the North-East Prealpine area (Veneto Region) and Bolzano autonomous Province, precisely in:

- Alto Vicentino (Basins: Leogra e tributari);
- Rio Secco basin (Brentino-Belluno, VR)
- Corin creek basin (Follina, TV)
- Rio Gaderia basin (Lasa, BZ)
- Rio Telve basin (Val di Vizze, BZ)

1. INTRODUZIONE E STATO DELL'ARTE

1.1. La classificazione dei fenomeni alluvionali

L'uomo ha da sempre voluto spiegare e chiarire gli eventi naturali attraverso la semplificazione del fenomeno analizzato. E' stato seguito tale procedimento anche per l'interpretazione degli eventi alluvionali che a frequenza più o meno alta colpiscono le popolazioni umane di tutto il pianeta. Per interpretare positivamente un processo naturale, come prima cosa solitamente lo si deve distinguere dagli altri processi simili o innescati dalla stessa causa. Nel nostro Paese la classificazione delle tipologie di processo alluvionale più conosciuta da tutti risulta:

- *Alluvione o Inondazione*
- *Allagamento*
- *Frana o smottamento*

L'alluvione è un fenomeno naturale legato strettamente al rischio idraulico connesso ad una specifica area tipicamente in prossimità di un corso d'acqua. Le alluvioni sono fenomeni che avvengono periodicamente nelle piane alluvionali o nelle aree di confluenza di fiumi e torrenti: quasi sempre le aree oggi soggette ad alluvionamento sono state generate, da un punto di vista geologico, proprio dalle alluvioni stesse che nel passato, durante migliaia di anni, hanno modellato i territori nei pressi di un fiume o di un torrente. Infatti le alluvioni avvengono quando un fiume o un torrente esonda a causa di precipitazioni particolarmente intense che si abbattano sporadicamente su una zona più o meno ampia. Le alluvioni sono fenomeni naturali ciclici che si manifestano in modo non regolare, ma si ripetono con continuità a intervalli di tempo piuttosto lunghi e da un punto di vista ambientale contribuiscono al modellamento del territorio.

L'alluvione si distingue dall'allagamento principalmente per due motivazioni. Ossia in primo luogo perché l'allagamento può essere considerato una conseguenza della stessa alluvione ma con caratteristiche diverse (basse velocità di flusso e apporto di sedimento). Nel secondo caso l'allagamento può essere inteso tale a causa di una forte precipitazione che provoca deflussi superficiali non facilmente smaltibili dalle opere di scolo di un'area molto urbanizzata.

A volte in Italia, anche fra gli addetti ai lavori, i termini generici come alluvione, allagamento, inondazione, ecc. vengono utilizzati per descrivere tutti gli eventi che più o meno sono simili. E' importante, invece, distinguere e classificare i fenomeni alluvionali per categorie e tipologie di evento, a seconda delle diverse caratteristiche che li contraddistinguono. Nel mondo scientifico, anche a livello Nazionale ciò è molto sentito e utilizzato. Ad esempio un termine che si sente poco fra i media nazionali, molto utilizzato nei paesi anglosassoni risulta "*flash-flood*" o "*piena improvvisa*".

Le piene improvvise sono causate da eventi meteorologici caratterizzati da una spiccata variabilità spaziale, con gradienti di precipitazione spaziali che possono raggiungere, a scala di evento, i 20-50 mm/km (*Sangati*

2008). Possono essere molto pericolose in quanto i deflussi eccezionali causano sicuramente alluvionamenti alle aree circostanti il torrente con relativi danni a cose e persone.

Si riporta a titolo esemplificativo la serie di tragedie avvenute in tutta la Penisola nella prima settimana di novembre 2011. Per primo il violento evento di Genova e della Liguria nel novembre 2010 ma non si devono dimenticare le successive catastrofi in Campania (NA, SA, AV), nel Materano e Isola D'Elba.

Uno studio dell'Istituto di Biometeorologia (IBIMET) del Consiglio Nazionale delle Ricerche, mette in evidenza l'esponenziale crescita del numero e della frequenza di questi eventi alluvionali negli ultimi 10-15 anni (Maracchi 2005). Con la recentissima alluvione ligure-toscana si contano ben 76 alluvioni lampo, nel periodo compreso fra 1990 e il 2011. I dati sono eloquenti e dimostrano come l'Italia, ma più in generale questo discorso lo possiamo estendere al resto del Mediterraneo (da Gibilterra alla Turchia e alle coste di Israele), diventa molto spesso sede di questi fenomeni calamitosi che nel giro di poche ore scaricano 300-400 mm di pioggia in 4-5 ore.

Le piene improvvise generalmente risultano fenomeni rari e localizzati. La dimensione del bacino è molto variabile, può essere caratterizzata da aree medio piccole e anche con estensioni notevoli. La variabilità spaziale dei dati pluviometrici è il parametro più importante nello studio delle *flash floods*. La risposta del bacino alle precipitazioni è molto veloce e difficilmente prevedibile con i classici metodi sperimentali installati sul campo in piccoli bacini (pluviometri, idrometri, ecc.), (Borga et Al. 2008).

La comprensione del processo è necessaria per la gestione del rischio "*flash-flood*", perciò negli ultimi dieci anni si è stimolato lo sviluppo di una metodologia di monitoraggio mirato che coinvolge rilievi post-evento e l'uso di osservazioni da Radar meteorologico per lo sviluppo di un'adeguata modellistica idrologica (Creutin e Borga 2003; Carpenter et Al. 2007; Gaume e Borga 2008; Costa and Jarrett, 2008; Bouilloud et Al. 2009). L'attuazione di questa strategia di osservazione ha portato ad un miglioramento della caratterizzazione delle *flash floods*, sia a scala di singolo evento che a livello regionale o multi-evento (Costa and Jarrett, 2008; Gaume et al., 2009, Versini et Al., 2010).

Una qualsiasi esondazione provocata dal disalveamento di un generico corso d'acqua è caratterizzata da un apporto solido più o meno marcato e di varia natura (da qui il termine *idrogeologico*). Il trasporto solido di un flusso di piena in alvei alluvionali a sezione facilmente erodibile può essere distinto in (Panizza, 1996):

- *Trasporto in soluzione*
- *Trasporto in sospensione o "suspended load"*
- *Trasporto di fondo o "bed load"*

Lasciando da parte il primo processo, che a parte problemi dovuti ad eventuali agenti inquinanti presenti nel flusso di piena, non provoca rischi specifici, il secondo trasporto risente dell'effetto diretto e dispersivo dei vortici che si creano all'interno della "colonna" d'acqua. Tale fenomeno dipende dall'intensità della turbolenza e nel caso di trasporto di materiale limoso-argilloso è la fonte dei problemi di accumuli liquido-fangosi che provocano notevolissimi danni durante le alluvioni nelle aree fortemente antropizzate. Ne sono

ottimi esempi sia la storica alluvione di Firenze nel 1966 che le recentissime alluvioni di Vicenza (31 – 2 novembre 2010) e Genova (4 novembre 2011) dove il fango ha interessato zone molto urbanizzate causando Milioni di Euro di danni ad aziende, commercianti, artigiani, uffici pubblici e persone fisiche. In questi casi per la presenza di strati di detrito fangoso, anche liquefatto, si è dovuto intervenire tramite grandi operazioni di spalatura da parte dell'Esercito e di Volontari.

Il "bed load" o trasporto di fondo è la prima fase di dislocazione di materiale lapideo da un punto ad un altro da parte di un corso d'acqua (Fig.1.1). Avviene per strisciamento, rotolamento o saltellamento del materiale sulla superficie del letto; la turbolenza della corrente contribuisce in modo indiretto.

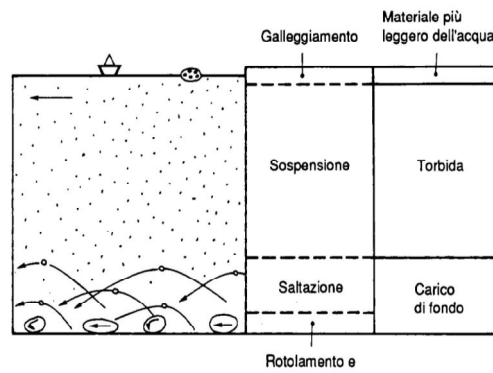


Fig.1.1: Schema delle tipologie di trasporto solido, da Panizza (1995)

Il trasporto solido al variare della portata e della disponibilità di sedimento può variare di importanza ed in alcuni casi evolvere in fenomeni di trasporto di massa (Fig. 1.2).

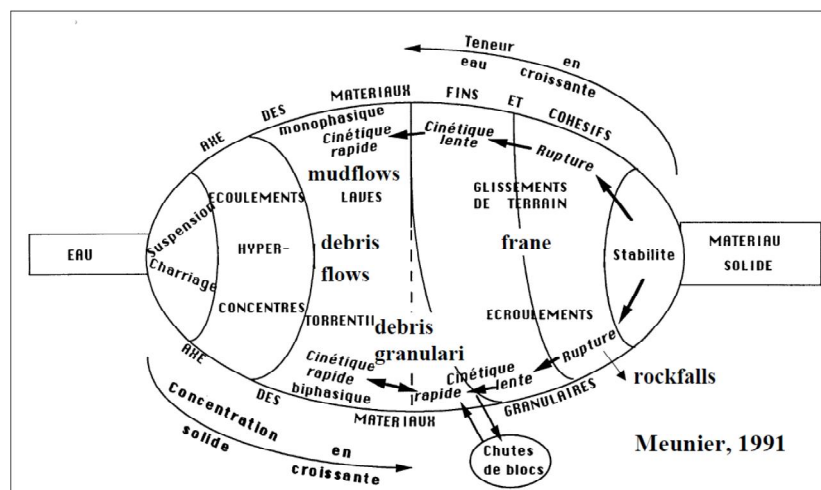


Fig.1.2: Dal trasporto di sedimenti ai moti gravitativi:
concentrazioni solide crescenti e proporzioni differenziate fra materiali coesivi e non coesivi
determinano il tipo di flusso e la sua cinetica più o meno rapida

I movimenti di massa presentano una elevata pericolosità per le aree fortemente urbanizzate nei territori montani e collinari. Ne sono un esempio, i recenti e disastrosi eventi di Maierato (VV) nel febbraio 2010, Messina nell'ottobre 2009, Villar Pellice (TO) nel maggio 2008 Borca di Cadore (BL) nel luglio 2009,

Soverato (CZ) nel 2000, Piemonte e Valle d'Aosta nell'ottobre 2000 ed infine l'evento più devastante di Sarno (SA) nel maggio 1998.

L'elevato pericolo, la vasta variabilità di casistiche e la difficoltà nel prevenire questi eventi ha portato la comunità scientifica a produrre moltissimo materiale. Per tale motivazione viene riportata in seguito una classificazione più ampia rispetto ai fenomeni prettamente alluvionali. In particolare essendo parte fondamentale della ricerca si dà un'importanza specifica agli eventi di colamento massimo (*debris-flow*).

La distinzione fra i processi in cui l'acqua gioca il ruolo più determinante e i trasporti di massa viene definita attraverso l'analisi del tipo di fluido, che nel primo caso rimane un fluido di tipo *Newtoniano*, mentre a concentrazioni solido volumetriche elevate (> 30 %) evolve in altre tipologie (*Bingham*, *Visco-plastico*, *dilatante di Bagnold*, ecc.). In questo caso si apre il campo dei trasporti di massa, ossia flussi iperconcentrati (*debris-flood*), colate detritiche o di fango (*debris-flow*, *mud-flow*) e valanghe di detrito (*debris - avalanche*, *rock-avalanche*). Tali fenomeni sono regolati da leggi fisiche diverse dai fluidi Newtoniani e vengono studiati e gestiti, a scala di bacino, con regole molto specifiche.

I colamenti sono movimenti molto complessi che possono presentare caratteristiche e velocità variabili in relazione ai terreni coinvolti (*Vallario, 1992*). Il colamento viene definito anche come la deformazione continua nello spazio di materiali lapidei e/o sciolti, in cui il movimento non avviene solo sulla superficie di separazione fra massa in frana e materiale in posto, ma è distribuito in modo continuo anche nel corpo di frana (*Gisotti e Benedini, 2000*).

Vallario (1992) propone una suddivisione dei colamenti in colate di detrito (*debris flow*), valanghe di detrito (*debris avalanche*), colata o flusso di blocchi (*block stream*), lenti colamenti superficiali (*soil creep*), lobi di soliflusso (*solifluction*), colata di sabbia o di limo saturi (*wet sand or silt flow*), colata veloce di terra (*rapid earth flow*), colata di terra (*earth flow*), colata di sabbia asciutta (*dry sand flow*) e colata di loess (*loess flow*). Le terre composte da materiale fine provocano fenomeni con velocità di spostamento elevata; questi eventi avvengono principalmente nei terreni composti da ammassi rocciosi, da coperture eluviali, da sedimenti a prevalente componente arenacea, sabbiosa, argillosa e/o limosa e nei cumuli di precedenti frane (*Vallario, 1992*).

Cruden e Varnes (1996) in una successiva modificazione della classificazione originaria di *Varnes (1954, 1978)* hanno proposto una restrizione del termine *debris flow* al suo termine letterale ossia a quella fase di una frana durante la quale avviene il colamento della fase grossolana del materiale. *Hungr (2005)* ha consigliato invece di utilizzare il termine *debris flow* per considerare la rappresentazione dell'intero fenomeno, includendo l'iniziale scivolamento lungo ripidi versanti, i rapidi flussi lungo canali ripidi e confinati e la deposizione del materiale.

Un'ulteriore riclassificazione dei fenomeni colativi definiti da *Varnes (1954, 1978)* è stata eseguita da *Hungr et al. (2001)* con lo scopo di migliorare le definizioni riguardo i vari tipi di flusso (Tabella 1.1). Con il termine flusso può essere inteso il movimento di un materiale fluido sopra un letto rigido (*Hungr et al. 2001*).

Tab. 1.1: classificazione delle frane e del tipo di flusso (Hungr et al. 2001)

Material	Water Content	Special Condition	Velocity	Name
Silt, Sand, Gravel, Debris (talus)	dry, moist or saturated	no excess pore-pressure, limited volume	various	Non liquefied sand (silt, gravel, debris) flow
Silt, Sand, Debris, Weak rock	saturated at rupture surface content	liquefiable material, constant water	ex. rapid	Sand (silt, debris, rock) flow slide
Sensitive clay	at or above liquid limit	liquefaction <i>in situ</i> , constant water content	ex. rapid	Clay flow slide
Peat	saturated	excess pore-pressure	slow to very rapid	Peat flow
Clay or earth	near plastic limit	slow movements, plug flow (sliding)	< rapid	Earth flow
Debris	saturated	established channel, increased water content	ex. rapid	Debris flow
Mud	at or above liquid limit	fine grained debris flow	> very rapid	Mud Flow
Debris	free water present	flood	ex. rapid	Debris flow
Debris	partly or fully saturated	no established channel, relatively shallow	ex. rapid	Debris avalanche
Fragment rock	various, mainly dry	intact rock at source, large volume	ex. rapid	Rock avalanche

Con il termine *debris flow* Hungr et al. (2001) definiscono un flusso veloce o estremamente veloce (fino a 20 m/s) di materiale saturato non plastico all'interno di un canale ripido. Viene identificato con un indice plastico inferiore 5 % di sabbia e materiale fine. Un *debris flow* si può verificare sia all'interno di un canale o di un percorso confinato regolare che ne mantiene il flusso, sia lungo versanti non confinati.

La presenza di un canale confinato è importante perché:

- il canale trasporta un flusso d'acqua in superficie che è incorporato all'interno delle onde del *debris flow* e ne aumenta il contenuto d'acqua;
- il confinamento laterale permette di mantenere la profondità del flusso abbastanza elevata e di facilitare lo sviluppo e l'ordinamento longitudinale delle ondate;
- l'esistenza di un percorso regolare influenza l'approccio alla valutazione del pericolo concreto per i *debris flow* (Hungr et al. 2001).

Un evento da *debris flow* si presenta con una serie di ondate, con un numero che può andare da una a molte centinaia, separata da un flusso tra le onde simile ad un inondazione (Pierson, 1980 - Fig. 1.3 e 1.4).

Un'altra caratteristica dei *debris flow* è la presenza di un gradiente inverso nella distribuzione verticale dei clasti nei depositi che vede i massi di maggior dimensione trasportati nella parte più superficiale del

flusso (Costa, 1984). In una colata detritica la velocità del fluido è dipendente dalla pendenza del versante e dal contenuto in acqua della massa in movimento (Vallario, 1992).

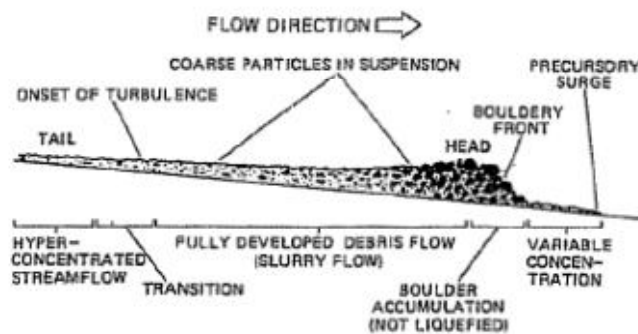


Fig. 1.3: schema di una debris flow (disegnato da Pierson, 1986)

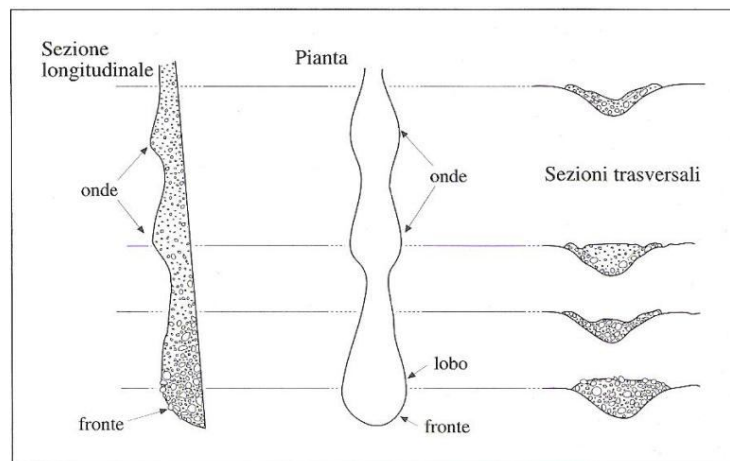


Fig. 1.4: rappresentazione schematica di un debris flow (ridisegnato da Johnson e Rodine, 1984)

Da osservazioni sperimentali su alcuni *debris flow* verificatisi in Giappone si può ritenere che la velocità di una colata con granulometria fine (*mud flow*) sia generalmente maggiore (raggiunge anche i 20 m/s) rispetto a quella di una colata con grandi massi (*stony debris flow*) nel quale intervengono, a rallentare l'avanzamento, anche le collisioni intergranulari tra gli elementi grossolani (Ferro, 2006).

In una più recente definizione, Takahashi (2007) definisce i *debris flow* come un miscuglio d'acqua e sedimenti miscelati insieme come se si trattasse di un'unica massa fluida che si muove verso valle guidata dalla forza gravitazionale, raggiungendo un'elevata mobilità grazie alla saturazione degli spazi vuoti da parte di acqua e fango.

L'origine dei *debris flow* avviene nella parte alta dei versanti a seguito di eventi piovosi intensi e prolungati e muovendosi con velocità molto elevate che pongono a rischio settori del territorio anche molto distanti dalle aree sorgenti. Le condizioni fondamentali per l'innescio delle colate detritiche sono: pendenze elevate, disponibilità di detrito non consolidato ed un apporto idrico relativamente rapido nell'area sorgente di

detrito. Le frane superficiali alla testata del bacino possono rapidamente trasformarsi in flussi detritici sia attraverso un processo di dilatanza del detrito con conseguente incorporazione di acqua, sia mediante liquefazione durante il movimento (Marchetti, 2000). La dilatanza accompagna qualsiasi fenomeno di instabilità del terreno e corrisponde ad un aumento di volume dovuto alla ridistribuzione dei granuli durante il movimento.

La differenza tra colate detritiche granulari o a matrice fangosa si riscontra anche nella morfologia dei depositi laterali e dei lobi frontali. Le colate detritiche tendono a formare argini laterali con sezioni triangolari, abbondante presenza di materiale grossolano, ciottoli e massi a diretto contatto fra loro e sono evidenti nei lobi terminali grossi massi detritici con una matrice prevalentemente sabbiosa. I depositi da colate fangose invece presentano argini con una sommità arrotondata e ricchi di materiale fino; il materiale grossolano è immerso nella matrice fine e sostenuto da questa. I lobi frontali hanno una terminazione frontale molto brusca in cui è presente soprattutto materiale fine.

La conoscenza del materiale coinvolto in una colata detritica è necessario per quanto riguarda il complesso delle operazioni riguardo lo studio del bacino, la programmazione degli interventi e la perimetrazione delle aree a rischio. La differenza di materiale coinvolto va ad influire sulla diversa reologia del fluido e di conseguenza sul modo in cui la colata si muove oltre alle diverse velocità e depositi di materiale.

La valutazione della possibilità che in un bacino montano avvengano colate detritiche e la quantificazione del materiale movimentabile è di importanza fondamentale per una corretta gestione del territorio e per la predisposizione di opere di sistemazione o difesa (Benini, 2000).

Diversamente, con il termine generico di frana si intendono tutti i fenomeni di caduta e i movimenti di masse rocciose o di materiali sciolti, come effetto prevalente della forza di gravità; queste danno luogo a modificazioni vistose della superficie terrestre (Castiglioni, 1989).

Nella classificazione delle frane effettuata da Varnes (1954,1978) vengono distinti cinque classi fondamentali di fenomeni: crolli (*falls*), ribaltamenti (*topples*), scorrimenti (*slides*), espansioni laterali (*lateral spreads*) e colamenti (*flows*).

Dopo questa sintesi di informazioni generali e classificazioni dei fenomeni alluvionali e di dissesto idrogeologico risulta necessario discutere sulle fasi transitorie fra i diversi fenomeni presi in analisi. A scala reale, in molti casi, è difficilmente osservabile l'esatta tipologia di fenomeno. Infatti gli eventi si collocano molto frequentemente a livello di fasi transitorie, ad esempio fra *debris - flow* e *debris - flood*, o fra *bed load* e *debris - flood*. Ne risulta che durante le osservazioni di campo e le conseguenti back - analysis degli eventi sia molto difficile collocare il fenomeno nella classificazione giusta, utile ad esempio per fornire buoni dati di volumetrie o velocità in gioco. Tali considerazioni sono state osservate direttamente a scala reale durante i recenti eventi alluvionali in Veneto nell'autunno 2010, ma anche in Liguria - Toscana nel novembre 2011.

E' per esempio il caso del torrente Rotolon nel comune di Recoaro Terme (VI) che a novembre 2010 ha creato non poche criticità alle zone abitate limitrofe. In questo bacino si verificano i classici esempi di fenomeni misti. A monte una vasta frana profonda innesca dei *rock - avalanche* che gradualmente si trasformano in eventi di *debris-mud flow* alla base del dissesto. L'alveo torrentizio aiuta a far maturare il

mud – debris flow, che durante il suo transito verso valle grazie alla diminuzione della pendenza e delle opere di difesa (briglie e soglie) e all’apporto di acqua, evolve in un misto fra *debris – flow* e *debris – flood* e poi nella fase matura di quest’ultima. Le ultime fasi degli eventi si caratterizzano spesso per il passaggio fra *debris – flood* e *bed – load* proseguendo il loro percorso verso valle.

Altro esempio simile è la Frana della Val Maso (Valli del Pasubio, VI) dove il 1 novembre 2010 si innesca una frana superficiale molto fluitata ma con caratteristiche ancora simili al primo fenomeno. Anche in questo caso la presenza dell’alveo del torrente provoca un evento misto fra *debris flow* e *debris – flood*.

In molti siti di monitoraggio, in cui gli eventi vengono registrati tramite telecamere o altri sensori tipo webcam fisse sul corso d’acqua, si è riscontrata un’alta frequenza di fasi transitorie fra colata e corrente iper concentrata sia per diversi eventi, che nello stesso. (p.e. T. Gadoria, BZ; Moscardo, UD; Cordon, BL).

Un altro fattore che può causare problematiche ad elevata pericolosità idrogeologica risulta il trasporto tramite fluitazione di grandi quantità di legname. La presenza di fusti, grossi rami, apparati radicali o addirittura alberi interi provoca trappole di sedimento, dighe temporanee, bloccaggio delle luci dei ponti, ecc.. In questi casi il legname preso in carico da flash flood o debris flow immature può provocare tremende evoluzioni in un flusso con conseguenze catastrofiche (p.e. la piena del 1882 sul Rienza, BZ; la colata detritica del 1921 sul Tinne BZ; la piena del 1966 sul Cordevole BL, alluvione della Valtellina nel 1987). E' un problema che si deve affrontare, sebbene per diverse scale spaziali, in tutte le aree montane e pedemontane urbanizzate (Andreoli et Al 2007, Comiti et Al 2006). Il legname influisce soprattutto a ridosso delle opere idrauliche trasversali, come ponti, tombinature, briglie selettive e non, ecc.. Risulta necessario che l’opera sia dimensionata adeguatamente alla risposta del legname in alveo (Mazzalai et Al 2006, Cafferata et Al 2004, Lyn et Al 2003). Sono fasi transitorie anche questi fenomeni, a metà fra una piena di sola acqua e un’altra con apporto di sedimento facilmente trasportabile e ingombrante.

Nella realtà purtroppo non si verifica quasi mai il tipico evento puro facilmente classificabile come tale. E’ molto importante conoscere e riconoscere in campo ciò che si verifica realmente perché è proprio da queste fasi transitorie che l’uomo deve difendere le aree da esso trasformate.

1.2. Back Analysis e memoria storica degli eventi

Nella sua evoluzione, l’uomo ha portato sulle proprie spalle il peso e il ricordo del passato, non potendolo cancellare da quello che era il suo presente. A volte, l’uomo non prende del tutto in considerazione questa affermazione e, trascorsi alcuni anni, dimentica le catastrofi naturali avvenute. Purtroppo e per fortuna ogni evento calamitoso deve insegnare qualcosa ai posteri. La memoria storica degli eventi alluvionali deve essere uno strumento conoscitivo di base per l’uomo, essa infatti ha sempre rivestito un ruolo di primaria importanza sia nello sviluppo del territorio montano che delle aree vallive. Eventi estremi come per esempio alluvioni, frane, colate detritiche, avvenute in passato sono un’importante chiave di lettura quantitativa per non ripetere gli stessi sbagli nella pianificazione territoriale e per poter almeno provare a evitare gli scenari di danno del passato.

Uno dei primi lavori italiani dedicati alla raccolta ed all'analisi di dati d'archivio per lo studio, a scala regionale, di eventi alluvionali in bacini torrentizi risulta quello di *Govi (1975)*. In precedenza era stato preceduto da altri lavori di ricerca storica più generale come per esempio quello del *Castiglioni nel 1971*, che raccoglie i disastrosi eventi accaduti nelle Alpi fino ad allora.

Per quanto riguarda la raccolta di dati storici, risulta disponibile molto materiale relativo alla storica e devastante alluvione del 1966 che colpì il Nord Italia nella prima settimana di novembre. In particolare si sono consultati i seguenti lavori di ricerca:

- *Gorfer (1967), cenni generali sulla catastrofe del 1966 in Trentino;*
- *Tonini (1968), sull'evento del 1966 in Veneto e Friuli Venezia Giulia;*
- *Venzo (1968), osservazioni e correlazioni fra le condizioni geologiche e le caratteristiche dell'alluvione del 1966 in Trentino;*
- *Dorigo (1969), analisi dei bacini idrografici del Veneto dopo l'alluvione del 1966;*
- *Castiglioni et Al (1971), che riguarda le aree inondate e i relativi effetti morfologici dell'alluvione del 1966 in Veneto e Trentino;*
- *Croce et Al (1971), sull'analisi degli effetti della piena del 1966 sulle aree abitate del Nord-Est Italia;*

Nei decenni successivi si sono sviluppati numerosi altri studi sulla base di analisi storiche effettuate nel territorio nazionale e in altri paesi. Si citano di seguito i lavori di maggior rilievo per eventi alluvionali accaduti in Italia e alcuni a scala internazionale:

- *Ikeya (1989), Debris Flow e relative contromisure in Giappone;*
- *Rickenmann e Zimmermann (1993), sulla documentazione e analisi degli eventi di debris - flow del 1987 in Svizzera*
- *Mercalli et Al (1994), analisi multidisciplinare delle cause e conseguenze relative all'alluvione del 24 settembre 1993 nella Val Grande di Lanzo (TO).*
- *D'Agostino et Al (1996), analisi storica di eventi alluvionali estremi in Trentino (perlopiù colate detritiche);*
- *Cipolla et Al (1997) l'importanza della disponibilità dei dati storici relativi a calamità idrogeologiche nelle attività di pianificazione territoriale. Due esempi applicativi di utilizzo a scala comunale.*
- *Luino (1999), sulle cause e gli effetti dell'evento alluvionale avvenuto tra il 4 e il 6 novembre 1994 in Piemonte nella valle del Tanaro.*
- *Moscariello et Al (2002), sui processi e scenari sedimentologici nei conoidi alluvionali delle Alpi Italiane.*
- *Barnikel e Becht (2003), analisi storica degli eventi pericolosi (alluvioni, frane e colate, valanghe) nell'area dell'Hindelang sulle Alpi Bavaresi;*
- *Petrucchi e Polemio, (2003), l'uso dei dati storici per la caratterizzazione di eventi idrogeologici critici (Calabria);*

- Benito et Al. (2004), stima del rischio di alluvione in alcune località della Spagna e della Francia tramite l'applicazione del criterio multidisciplinare (osservazioni geologiche, storiche, idrauliche, statistiche);
- Esposito et Al (2004), ricostruzione dello scenario della catastrofica alluvione del 1954 a Vietri sul Mare (SA);
- Tropeano e Turconi (2004), uso dei documenti storici per lo studio di frane, colate detritiche e prevenzione del rischio idrogeologico nei torrenti del Nord - Italia;
- Beylich e Sandberg (2005), Effetti geomorfici della pioggia estrema durante l'evento del 20 - 21 Luglio 2004 nel bacino Latnjavageg (Svezia del Nord);
- Marchi et Al (2007), sulle procedure di documentazione di eventi storici di debris-flow: applicazione al torrente Chieppena (Alpi Italiane, TN)

I lavori più importanti a scala nazionale, riguardo la ricerca storica di eventi legati al dissesto idrogeologico sono stati realizzati recentemente tramite alcuni lavori specifici sulla raccolta e catalogazione delle informazioni riguardanti le caratteristiche dei maggiori eventi calamitosi avvenuti in Italia. Ad esempio è il caso degli archivi AVI e SICI:

- Guzzetti et Al (1994), il progetto AVI: una raccolta bibliografica e un archivio di informazioni sugli eventi di frana e alluvione in Italia;
- Guzzetti et Al (2003), un sistema informativo per gli eventi catastrofici legati all'idrologia e geomorfologia (SICI);

Si può citare ancora in particolare, il ricco database degli eventi più importanti avvenuti nei bacini idrografici della Provincia Autonoma di Bolzano (ED30, anche catasto opere).

La documentazione storica e le analisi post evento ove possibile (back-analysis) risultano il punto di partenza per la valutazione della pericolosità di un fenomeno in una data area. A questo scopo è ancor più rilevante studiare gli eventi estremi, dove l'elevata magnitudo gioca un ruolo essenziale nell'aumentare il rischio di danni a cose e persone. Nelle documentazioni antiche e moderne, riguardanti eventi estremi, si possono incontrare informazioni preziosissime. Possono rivelarsi utili per la definizione delle zone colpite, per la frequenza di accadimento, per il riconoscimento della tipologia di fenomeno, per la raccolta di informazioni quantitative e anche per la valutazione dell'efficienza dei sistemi protettivi (Marchi et Al, 2007).

L'analisi storica di eventi di piena e di colata detritica può seguire diverse metodologie a seconda sia della scala spaziale che di quella temporale. Per la prima se ne possono distinguere principalmente due; l'analisi storica a scala regionale o di singolo bacino. Per la scala temporale la scelta è fra lo studio di una serie numerosa di eventi o di un solo importante caso. Come è riportato nell'esauriente lavoro di Marchi et al (2007), accanto a queste quattro combinazioni possono esistere altre situazioni intermedie in cui si va ad analizzare a scala regionale il fenomeno attraverso studi dedicati a singoli bacini o diversamente lo studio di

un solo evento che integra la conoscenza degli eventi precedenti. Un lavoro di questo tipo deve essere analizzato a seconda dell'area e del fenomeno interessato. Bisogna perciò trovare il giusto compromesso fra le combinazioni possibili in funzione della scala temporale e spaziale.

1.2. Individuazione dello scenario di progetto: Approccio tecnico-operativo e scientifico

Approccio degli Enti Operativi

La Legge 183/1989 "Norme per il riassetto organizzativo e funzionale della difesa del suolo", istituisce le Autorità di Bacino per i bacini idrografici di rilievo nazionale (art.12). L'Autorità è un organismo misto, costituito da Stato e Regioni che opera, in conformità agli obiettivi della legge, sui bacini idrografici considerati come sistemi unitari.

Il bacino idrografico è l'ambito ottimale per azioni di difesa del suolo, del sottosuolo e delle acque. L'Autorità di bacino è quindi l'ente istituito per consentire interventi di pianificazione integrata a scala di bacino.

La pianificazione unitaria può essere resa possibile solo risolvendo le frammentazioni istituzionali e di competenza. L'Autorità diviene, dunque, luogo d'intesa unitaria e di concertazione delle scelte di pianificazione nonché di sinergia operativa, tra tutti gli agenti istituzionali interessati alla difesa e allo sviluppo delle risorse dell'ambiente.

Mediante l'Autorità vengono rafforzate le funzioni di cooperazione, di coordinamento e di concertazione, secondo criteri e indirizzi comunemente assunti dalle Amministrazioni rappresentate nel Comitato Istituzionale, e potenziate le funzioni tecnico-consultive e tecnico-operative nelle materie di comune interesse dell'intero bacino idrografico.

La pianificazione di bacino vuole essere il mezzo attraverso il quale individuare e definire gli interventi e le azioni necessarie per conseguire un assetto razionale e congruente di una entità territoriale unitaria quale un bacino idrografico. Questa frase è riportata all'inizio della relazione del Piano di bacino relativo al Brenta-Bacchiglione pubblicato dall'*Autorità di Bacino "Alto Adriatico"*.

Per far luce e rendere facile la comprensione delle regole esistenti tuttora in alcune Autorità di Bacino del Centro - Nord Italia, per quanto riguarda la definizione degli scenari di evento, si riassumono di seguito le normative e le informazioni riportati nei vari Piani Stralcio per la sicurezza idraulica dei bacini e dei sottobacini. (PAI).

SINTESI DI ALCUNI PIANI STRALCIO

AUTORITA' DI BACINO DEI FIUMI ISONZO, TAGLIAMENTO, LIVENZA, PIAVE, BRENTA-BACCHIGLIONE

PIANO STRALCIO PER LA SICUREZZA IDRAULICA DEL FIUME BRENTA – DOCUMENTO PRELIMINARE

La scelta ed il dimensionamento delle azioni di piano per la riduzione del rischio idraulico ha quale presupposto fondamentale l'individuazione e la caratterizzazione della cosiddetta "piena di progetto".

Due sono sostanzialmente le strade percorribili per definire la piena di progetto:

- la prima dall'elaborazione statistico-probabilistica delle serie storiche di precipitazioni disponibili, ricostruendo successivamente la corrispondente risposta idrologica del bacino mediante modellazione idrologica; il tempo di ritorno cui si fa più frequentemente riferimento è compreso tra i 100 ed i 200 anni. Il vantaggio di questo approccio è rappresentato dalla possibilità di ricostruire idrogrammi "virtuali" a partire dalle serie storiche di precipitazione, dunque da serie di dati in genere ben diffuse sul territorio e caratterizzate da uno sviluppo temporale ben maggiore delle serie idrometriche; in tal senso è peraltro possibile caratterizzare anche a scala locale il regime degli eventi estremi; l'elaborazione statistica di tali serie storiche di precipitazione permette inoltre di ricostruire uno scenario di pericolosità idraulica "equiprobabile" e quindi statisticamente uniforme a scala di bacino. I recenti sviluppi della modellazione matematica in campo idrologico ed idrodinamico consentono di ricostruire i processi di trasformazione afflussi-deflussi mediante schemi di calcolo fisicamente basati in grado di interpretare i meccanismi di corrivazione sulla base delle caratteristiche geomorfologiche dei bacini; va anche riconosciuto, peraltro, che la taratura dei parametri dipende dagli eventi reali a disposizione; inoltre le condizioni al contorno e le condizioni iniziali assumono necessariamente carattere discrezionale e possono incidere in maniera anche significativa sulla forma dell'idrogramma e sulle portate al colmo;
- la seconda consiste nell'assumere quale piena di progetto il massimo evento di piena storicamente verificatosi nel contesto territoriale indagato; l'ovvio presupposto di questa scelta è la possibilità di disporre di un evento storico adeguatamente caratterizzato nei suoi aspetti essenziali (volume e portata di picco). A favore di tale scelta gioca la possibilità di riferirsi ad un evento realmente accaduto, perciò esente dalla possibili semplificazioni o dalle discrezionalità proprie dell'approccio modellistico; a sfavore gioca la considerazione che l'evoluzione idrologica ed idrometrica di un evento storico risente della presenza di opere di regolazione e manufatti presenti al momento del suo verificarsi, delle eventuali esondazioni, di un sistema di difese e di un assetto morfometrico spesso diverso da quello attuale.

Per il fiume Brenta, come per buona parte dei sistemi fluviali veneti e friulani, l'evento del 3-4 novembre 1966 rappresenta senza dubbio il più gravoso evento di piena verificatosi nella storia recente. Come già si è avuto già modo di sottolineare, il corrispondente idrogramma valutato dall'Ufficio Idrografico, per il fiume Brenta, presso la sezione di Bassano del Grappa presenterebbe qualche elemento di incertezza, ascrivibile non solo alla carenza nell'informazione idrologica di base (misure di precipitazione oraria della precipitazione, misure di livelli idrometrici in opportune sezioni) ma soprattutto all'effettivo ruolo di laminazione esercitato dai serbatoi idroelettrici sul sottobacino del Cismon.

Le sopra richiamate considerazioni inducono a ritenere quale più ragionevole ed opportuna la definizione e la caratterizzazione della piena di progetto attraverso la modellistica idrologica, ricostruendo in particolare l'evento sintetico generato dalle precipitazioni di durata critica e caratterizzate dal tempo di ritorno di 100 anni.

L'evento di piena del 3-4 novembre 1966, ricondotto, mediante gli strumenti dell'analisi modellistica alle condizioni naturali, costituisce comunque elemento di riferimento per valutare la robustezza delle soluzioni strutturali e non strutturali prescelte.

AUTORITA' DI BACINO DEL FIUME PO (PARMA)

PIANO STRALCIO PER L'ASSETTO IDROGEOLOGICO. Interventi sulla rete idrografica e sui versanti

Le procedure adottabili per stima della portata di piena in un corso d'acqua si differenziano in relazione alla disponibilità di serie storiche di dati idrologici rappresentativi.

Il caso più favorevole si ha quando nella sezione di interesse sono disponibili valori di portata misurati per un periodo di osservazione sufficientemente lungo; in queste condizioni l'analisi statistica diretta di frequenza delle piene consente di determinare le stime richieste.

Poiché tale situazione si verifica raramente, in ragione del modesto numero di stazioni di misura esistenti e del ridotto periodo di osservazione disponibile per alcune di esse, nella maggior parte dei casi si è nelle condizioni di dover stimare i valori delle portate di piena con metodi indiretti.

In questo caso le procedure utilizzabili sono le seguenti:

- impiego di modelli di regionalizzazione del dato idrometrico, costruiti tramite l'analisi statistica dei dati idrologici disponibili relativi a una porzione di territorio ("regione idrologica") omogenea rispetto ai fenomeni di piena;
- analisi statistica delle osservazioni pluviometriche relative al bacino idrografico sotteso dalla sezione di interesse e impiego di modelli afflussi deflussi per la trasformazione in portate.

Il primo metodo consiste nell'utilizzare l'intera informazione idrometrica disponibile all'interno di una regione idrologica omogenea. In tal modo si perviene a un campione di dati storici di dimensioni molto maggiori rispetto a quelle di una singola stazione; sulla base di tale campione si ottiene, in genere mediante l'impiego di leggi di regressione statistica, la stima della distribuzione di probabilità delle portate di piena.

Il campo di validità dei modelli di regionalizzazione comprende bacini idrografici per i quali si dispone di serie storiche sufficientemente estese.

La costruzione di un modello di regionalizzazione richiede pertanto uno studio idrologico su vasta scala, che non è normalmente compatibile con le esigenze di progettazione o di verifica idraulica, di un singolo intervento, soprattutto se di dimensioni modeste.

Nelle parti del bacino ove sono disponibili, possono essere utilizzati i risultati derivanti da studi di regionalizzazione, che siano stati predisposti a cura della Regione interessata. In tal caso gli studi idrologici devono indicare il modello di regionalizzazione eventualmente utilizzato.

Nei casi in cui non sono disponibili modelli di regionalizzazione applicabili o per i quali l'applicazione può condurre a margini di incertezza elevati è necessario ricorrere all'impiego di procedure appartenenti alla seconda categoria sopra indicata; tra queste ne vengono proposte due tra quelle di più semplice applicazione, rivolte soprattutto ai casi in cui le modeste dimensioni degli interventi in progetto non giustificano studi idrologici approfonditi. I modelli sono indiretti come: metodo razionale e metodo S.C.S.

Essi rispondono all'esigenza di ottenere, in mancanza di dati di misura, una valutazione delle portate di piena prevedibili per assegnati tempi di ritorno in una sezione di un corso d'acqua che sottende un bacino di piccole dimensioni.

L'impiego di modelli di regionalizzazione del dato idrometrico, costruiti tramite l'analisi statistica dei dati idrologici disponibili, appare preferibile ovunque tali modelli siano stati messi a punto e validati.

Le stime ricavabili dai metodi speditivi, sopra indicati, di trasformazione piogge-portate debbono ritenersi tutte più o meno largamente approssimate. Ove possibile, in funzione dei vincoli economici e di tempo esistenti, è consigliabile ricorrere a metodi di valutazione più approfonditi, che permettano di tenere conto in modo meno sintetico delle caratteristiche del bacino che condizionano la risposta dello stesso ad un evento meteorico intenso.

Va sottolineata l'importanza dei dati sperimentali per qualsiasi estrapolazione: campagne di misura di durata da 1 a 3 anni, con registrazione contemporanea di precipitazioni e portate, sono in genere sufficienti per l'applicazione di modelli idrologici che consentono valutazioni più attendibili.

In ogni caso, anche quando installazioni di strumentazioni di misura non sono possibili per ragioni economiche e di importanza delle valutazioni, è indispensabile, per una buona applicazione dei metodi sopra indicati, procedere alla raccolta delle informazioni occasionali disponibili per il corso d'acqua in studio: esse sono costituite da dati sulle piene storiche e sulle relative conseguenze (danni, interazioni con le infrastrutture), notizie locali sulle aree inondate e sui livelli idrici massimi raggiunti, dati sul dimensionamento delle opere idrauliche presenti e sul loro comportamento in piena.

E' inoltre indispensabile una ricognizione accurata sul corso d'acqua nella sezione di interesse e sul tratto a monte, finalizzata a valutare, anche con metodi speditivi, l'assetto dell'alveo, la capacità di deflusso e di invaso e le eventuali modificazioni intervenute nel tempo a causa di interventi antropici (opere di difesa realizzate, presenza ed effetti di casse di laminazione, infrastrutture interferenti, ostacoli al deflusso).

Infine è consigliabile impiegare più di un metodo di stima in modo da avere, tramite il confronto dei diversi risultati, maggiori elementi per la scelta del valore più appropriato della portata di piena, tenendo in debito conto le valutazioni, anche qualitative, derivate dalle informazioni raccolte sulle piene storiche.

In conclusione occorre inoltre tenere presente che, per i piccoli corsi d'acqua nella porzione montana del bacino, la determinazione della portata liquida di piena non è sufficiente per un corretto dimensionamento delle opere idrauliche e degli attraversamenti, in quanto i livelli idrici sono fortemente condizionati dai fenomeni di trasporto solido alimentati dal materiale d'alveo e dalla frane che interessano le sponde dell'alveo.

AUTORITA' DI BACINO DEL FIUME TEVERE

PIANO DI BACINO. Stato delle conoscenze

Il preannuncio pluviometrico è legato sia all'intensità della precipitazione, sia alla durata della stessa, sia, in misura determinante, alle precipitazioni antecedenti, che determinano lo stato di inibizione iniziale del bacino. Esso può essere svolto soltanto sulla base di un adeguato modello di previsione in tempo reale.

I vantaggi della previsione delle piene in tempo reale sono evidenti. Essa, infatti, consente non solo di assumere tutti i tradizionali provvedimenti di contenimento e mitigazione del danno con il più grande anticipo, e quindi con maggiore efficacia, ma anche di mettere in atto strategie di difesa che non sarebbero altrimenti possibili. Questo vale soprattutto per la gestione dei serbatoi a usi multipli, in cui la previsione tempestiva di un evento di piena eccezionale può consentire di rinunciare ad invasare i deflussi iniziali, che non creano rischi di esondazione, sapendo che ciò non comporterà una perdita economica, in quanto il serbatoio potrà essere riempito con l'evento in arrivo.

Vantaggi ancora più marcati, ai fini della laminazione delle piene, si potrebbero ottenere se fosse possibile prevedere una vuotatura preventiva del serbatoio. Tuttavia, per essere efficace, la vuotatura dovrebbe essere rapida, e ciò comporta gravi rischi per la stabilità delle sponde e, nel caso di dighe di terra, anche della diga stessa, che generalmente sconsigliano l'operazione.

Nel caso del bacino del Tevere, non va comunque dimenticato che il principale responsabile delle piene del corso d'acqua principale, a causa del carattere di naturalità del proprio corso, che non vede la presenza di invasi artificiali o traverse (ad eccezione del piccolo invaso montano del torrente Elvella), è il fiume Paglia. Si tratta di un sottobacino con permeabilità media molto scarsa, che, come detto, manca di serbatoi che permettano la laminazione delle piene.

Di seguito, si riportano le linee informatrici del modello studiato, nel 1991, dalla società SAPPRO per Autorità di Bacino del Fiume Tevere.

Preannuncio idrometrico

Nell'ambito di un preannuncio idrometrico è certamente possibile fissare dei livelli di allarme in un certo numero di sezioni idrometrografiche, opportunamente selezionate.

Per ciascun evento studiato a difesa delle diverse zone, sono stati tracciati gli idrogrammi di piena non solo nelle sezioni di invaso e nei tratti da difendere, ma anche in altre sezioni caratteristiche del corso d'acqua principale e dei suoi affluenti.

Purtroppo, collegare la condizione di allarme soltanto a dei livelli di piena prefissati, comporta fortissime limitazioni, infatti: si tratta sempre di valori al colmo relativi ad una specifica distribuzione delle precipitazioni, e ciò può comportare forti scostamenti rispetto a eventi di carattere diverso: in particolare, come già accennato in precedenza, nell'evento del 9-23 febbraio 1976, il contributo del Paglia parrebbe inferiore alle potenzialità del bacino; il livello di allarme nelle varie sezioni idrometrografiche dipende dal livello di difesa: se si sceglie la politica di laminare anche le piccole piene a scapito della possibilità d'intervenire efficacemente su quelle grandi, gli allarmi vanno fissati a livelli relativamente bassi; se invece e soltanto in occasione degli eventi estremi che si vuole intervenire, gli allarmi devono essere stabiliti a livelli più alti; il pericolo connesso con il verificarsi di una portata, in un'assegnata sezione di controllo, non dipende soltanto dal valore della portata in quella sezione, ma anche dalle portate di altri corsi d'acqua confluenti. Una piena localizzata sul Paglia, ad esempio, non richiede alcuno intervento a Corbara in difesa della zona di Roma, se non sono in arrivo importanti contributi dall'alto Tevere e dall'Aniene. In sostanza, molto dipende dallo sfasamento temporale delle onde di piena nelle rispettive aste, ed è necessario disporre di un quadro globale della situazione per poter operare le corrette manovre degli organi di scarico.

Tempi di trasferimento

Una prima idea dei tempi di trasferimento potrebbe essere ricavata dai tempi di sfalsamento dei colmi delle piene derivate dall'evento del 9-23 febbraio 1976 nelle diverse sezioni. E' facile verificare, però, che lo sfalsamento tra i colmi non costituisce una stima accurata dei tempi di trasferimento. Ad esempio, il colmo a Ponte Felice è influenzato dai contributi del Nera, che sono anticipati, e quindi lo sfalsamento tra i colmi di Baschi e Ponte Felice è molto inferiore a quello dovuto al tempo di trasferimento dell'onda.

Una stima migliore dei tempi di trasferimento potrebbe essere ricavata dalla celerità dell'onda parabolica, ottenuta per ciascun tratto con la taratura del modello.

Secondo il modello, il tempo di trasferimento complessivo tra Montedoglio e Ripetta risulta di 55,1 ore, contro le 47 ore di sfalsamento dei colmi ottenuto a partire dall'evento del febbraio 1976.

Per un confronto empirico, si noti che durante la piena del dicembre 1937 lo sfalsamento dei colmi tra l'idrometro di Santa Lucia e quello di Ripetta è stato di 53,5 ore, mentre il tempo di trasferimento secondo il modello sarebbe di 48,8 ore.

Sulla base della sola informazione idrometrica, una previsione di larga massima delle portate, in una sezione assegnata, può essere ricavata dalle portate misurate nelle sezioni di monte, operando il trasferimento con i tempi indicati nelle tabelle 4 e 5 e introducendo l'effetto dei bacini intermedi, sotto forma di coefficienti di trasformazione dell'onda di monte.

I coefficienti di trasformazione sono stati ricavati dal modello come rapporto tra i colmi a partire dalla precipitazione uniforme sul bacino, che provocherebbe una piena a Ripetta con caratteristiche analoghe a quelle della piena del dicembre 1937.

Va osservato che, passando da una sezione alla successiva, la piena, in effetti, non si modifica proporzionalmente per tutte le portate, ma si deforma anche, per effetto dei contributi laterali che non sono

sincroni con gli apporti dei bacini di monte. Le previsioni che si possono fare con un modello così grossolano devono essere intese come una primissima approssimazione, che può cadere largamente in difetto, soprattutto quando la precipitazione non è uniforme sul bacino o quando le portate in gioco sono diverse da quelle considerate nel modello.

Preannuncio pluviometrico

Un preannuncio puramente idrometrico, oltre ad essere poco accurato, perché ignora totalmente la distribuzione degli afflussi, e anche necessariamente tardivo, soprattutto in un corso d'acqua come il Tevere, i cui tempi di trasferimento non sono molto lunghi (6 ore tra l'Aniene a Lunghezza e Ripetta, poco più di un giorno tra il Tevere a Corbara o il Paglia a Ponte dell'Adunata e Ripetta).

E' di grande importanza, quindi, far ricorso al preannuncio pluviometrico. Questo si dovrà basare su un estesa rete di telepluviometri, i cui dati verranno elaborati da un modello di trasformazione afflussi-deflussi, che userà l'informazione idrometrica, fornita dai teleidrometri, per tenere aggiornata la taratura del modello.

I modelli di preavviso delle piene secondo il Piano Direttore del Tevere

Negli studi per il Piano Direttore del fiume Tevere vengono brevemente presi in considerazione i modelli attualmente disponibili per il preavviso delle piene: se ne riporta di seguito una sintetica citazione.

I numerosi modelli matematici proposti sull'argomento possono essere suddivisi in modelli concettuali, in cui le leggi matematiche sono diretta interpretazione delle leggi fisiche, e modelli sintetico stocastici che trasformano le piogge in portate mediante una funzione di trasferimento che sintetizza il comportamento del bacino.

Un approccio interessante è stato quello di *Chandler e Shanker (1984)* che hanno incorporato la metodologia dell'idrogramma unitario nel preannuncio delle piene.

Questo approccio ha introdotto un parametro legato all'infiltrazione che consente il miglioramento significativo delle previsioni quando viene aggiornato ad ogni intervallo temporale. La distribuzione spazio temporale delle precipitazioni e delle perdite è stata implementata in successivi modelli sia con un approccio semplificato, sia in termini più vicini alla realtà fisica dei processi.

Allo stato attuale è possibile sviluppare modelli operativi piuttosto semplici basati su due o tre parametri da aggiornare in tempo reale. Tali modelli possono essere impiegati con successo su bacini di qualche migliaio di km², come quelli dei fiumi italiani più pericolosi ed in particolare, quelli dell'alta valle del fiume Tevere.

Le caratteristiche principali di modelli di questo tipo sono: suddivisione del bacino in aree assunte come omogenee, determinabili attraverso le isocrone del tempo di trasferimento dell'acqua verso l'uscita del bacino; infiltrazione descritta mediante estensione di un modello puntuale con un parametro da determinare a priori ed uno legato alla sorptivity e stimato in tempo reale; ritenzione superficiale stimata mediante l'introduzione di un serbatoio fittizio che richiede la determinazione a priori di un solo parametro; trasformazione pioggia effettiva - portata diretta, calcolata secondo l'approccio di *Clark*, con pioggia effettiva variabile nello spazio descritta mediante due parametri da stimare a priori.

Eventi critici a Roma

L'evento critico a Roma è stato identificato nella tracimazione degli argini, sostenuti nel tratto urbano dai muraglioni. Tracciando i profili di rigurgito del Tevere dalla foce alla confluenza dell'Aniene per diverse portate, si sono individuati i seguenti possibili tratti di crisi: fino a 2800 m³/s, corrispondenti a un tempo di ritorno di 80 anni, non si verifica alcuna esondazione; per 3000 e 3300 m³/s, fino a un tempo di ritorno di 300 anni, e la possibilità di tracimazione a Ponte Milvio -dove sono previsti interventi provvisori locali- e in corrispondenza del ponte levatoio di Fiumicino; per 3500 m³/s, corrispondenti a un tempo di ritorno di 500 anni, e possibilità di tracimazione più estesa anche a valle di Ponte Milvio e del Ponte Duca d'Aosta, nonché esondazioni più estese a monte del ponte levatoio di Fiumicino.

Queste valutazioni sono affette da incertezze di carattere sia idrologico, sia idraulico. L'incertezza idrologica, relativa alla valutazione probabilistica delle portate al colmo, cresce rapidamente all'aumentare della portata, anche in funzione del tempo di ritorno.

Le previsioni per tempi di ritorno elevati sono quindi affette da una considerevole incertezza, non eliminabile. Che questa incertezza possa giocare in sfavore della sicurezza è suggerito dal fatto che molti corsi d'acqua dell'Italia peninsulare, e in particolare alcuni affluenti del Tevere, hanno presentato eventi di eccezionale valore (outliers) con frequenza maggiore di quella prevista dalle usuali leggi probabilistiche, quali la legge di *Gumbel*.

Per quanto le osservazioni a Ripetta non giustifichino l'impiego di leggi che tengano conto di tale fenomeno, non è tuttavia possibile escludere che esso possa interessare anche il basso corso del Tevere. Questa eventualità è, tra l'altro, suffragata dalle piene molto elevate che si sono verificate nel dicembre del 1990 e nel febbraio del 1915.

Nonostante tutte le inevitabili incertezze, il quadro risultante dalle elaborazioni compiute in merito alla vulnerabilità di Roma alle inondazioni non appare, almeno dal punto di vista strettamente idrologico, negativo. Eventuali tracimazioni potrebbero verificarsi soltanto per portate molto elevate e i tratti interessati hanno uno sviluppo complessivamente limitato.

Va però sottolineato che quello della tracimazione è soltanto uno dei rischi connessi con il transito delle grandi piene. Esiste sempre la possibilità di cedimenti strutturali delle opere di difesa. Entrambe le piene più importanti verificatesi negli ultimi 100 anni - quella del 2 dicembre 1990 e quella del 17 dicembre 1937- hanno provocato dissesti: la prima col crollo del muraglione in sponda destra tra i ponti Garibaldi e Cestio e lesioni tra quest'ultimo e ponte Palatino, nonché con la rottura degli argini della bonifica di Maccarese; la seconda con la rottura degli argini a valle della città, dovuta, pare, a tracimazione. Se è vero che l'estensione del banchinamento nel tratto urbano e l'allargamento delle aree golenali a valle della città dovrebbero aver ridotto la probabilità di rischi di questo tipo, bisogna però sottolineare che la drastica riduzione del trasporto solido del Tevere ha portato ad un notevole abbassamento dell'alveo fluviale. Non siamo in grado di valutare in quale misura questo fenomeno possa aver incrementato i rischi di scalzamento delle strutture in alveo.

In base a tali considerazioni si può ritenere che, sebbene la vulnerabilità della città alle piene non debba più essere causa di eccessiva ansietà, e tuttavia necessario evitare di abbassare la guardia, dando l'avvio a provvedimenti che potrebbero accrescere, anche in modesta misura, l'attuale livello del rischio. E' opportuno, anzi, operare per un'ulteriore riduzione del rischio stesso.

Le opere realizzate per la difesa dalle inondazioni della città di Roma fanno riferimento al valore di portata pari a $Q=3000\text{m}^3/\text{s}$, che risulta molto prossimo alla portata caratterizzata da un tempo di ritorno $T=200$ anni. E' stata pertanto indagata, sia in assenza che in presenza di insediamenti, anche la propagazione dell'onda dinamica caratterizzata da tempo di ritorno ultrasecolare.

OSSERVAZIONI SUI PIANI STRALCIO

Le Autorità di Bacino per il calcolo della portata di progetto e per la definizione degli scenari d'evento possibili utilizzano più o meno le stesse regole e metodologie. Dal breve excursus riportato sopra, risulta che ogni Piano Stralcio per la sicurezza idraulica di uno specifico bacino idrografico è contraddistinto da informazioni particolari e molto peculiari riguardanti il sistema analizzato. Il procedimento deve essere così proprio per la tipologia particolareggiata di uno strumento pianificatorio come il Piano Stralcio.

Entrando nelle caratteristiche affrontate nei quattro esempi riportati in questo studio risulta che i dati più frequenti per le stime di portate intense o estreme sono estratti dagli eventi storici. Lo sono una dimostrazione gli elaborati dell'Autorità di Bacino Alto Adriatico che prende come piena storica l'evento dell'autunno 1966. Tale evento rappresenta, soprattutto nel nord-est Italiano ed in Toscana, un modello di fenomeno alluvionale molto intenso che ha causato nel suo totale 118 vittime. I danni e le perdite sono state causate da diversi fenomeni, conseguenze ovviamente della tipologia di territorio colpita dagli accumuli piovosi veramente eccezionali. Nella aree montane si sono verificate frane, colate detritiche e *flash floods*, mentre più a valle vere e proprie alluvioni di grande importanza che hanno determinato tiranti idrici con Tempi di Ritorno centennale nei maggiori fiumi del Triveneto.

Per tali motivi la stima della piena di progetto e gli interventi di protezione idrogeologica definiti dai Piani Stralcio del Fiume Brenta si basano molto sulle informazioni riguardanti il 1966. Non sono le sole indicazioni che vengono prese in esame: le piene storiche sono anche utilizzate per il confronto degli idrogrammi con $T_r > 100$ anni e soprattutto per la taratura della modellazione afflussi - deflussi. Per il Brenta, l'autorità di Bacino utilizza un codice di calcolo specifico messo a punto dal Dip. IMAGE dell'Università di Padova.

L'approccio dell'Autorità di bacino del Fiume Po (Parma) risulta non molto differente dagli altri ma è incentrato sull'impiego di modelli di regionalizzazione delle osservazioni pluviometriche ed idrometriche. In questa zona è più facile l'applicazione di una metodologia di questo tipo per la vasta superficie che corrisponde al bacino del Po. Molto interessante risulta, in questo Piano, l'attenzione al confronto delle piene stimate tramite i metodi sopracitati (basso T_r) con le osservazioni di campo e i rilievi post evento. Inoltre, a

causa dei sottobacini che contribuiscono alla determinazione dei fenomeni possibili, si sottolinea l'importanza dell'apporto solido da monte.

Il Piano di Bacino del Fiume Tevere, riguardando anch'esso un sistema idrografico di vasta scala (per il territorio Italiano) si distingue per l'approccio multilaterale al problema della protezione dalle piene e dal dissesto in genere nel bacino Laziale. In particolare si insiste sull'elevata importanza di due - tre sottobacini che contribuiscono alla pericolosità della piena per la città di Roma. Questi vengono analizzati a seconda delle loro caratteristiche idrogeologiche e urbanistiche (dissesto idrogeologico, apporto solido, antropizzazione, opere idrauliche, ecc.) attuali, accostando tali informazioni con gli eventi storici avvenuti in passato. La peculiarità e la potenzialità del Piano per il Tevere è l'individuazione delle possibili criticità che si possono verificare in un evento a grande intensità (rotture arginali, influenza dei ponti, invasi artificiali, ecc.) per la stima di scenari che si distinguono dal classico approccio unilaterale dell'idrogramma "virtuale". Infatti il Tempo di ritorno non viene presentato come la soluzione al problema, anzi è utilizzato come strumento complementare alla ricostruzione di eventi storici da poter "modellare".

Se si tralascia l'analisi delle caratteristiche specifiche dei bacini analizzati da ogni Piano, che risultano di massima importanza nella definizione dei valori idrologici e idraulici di progetto, i fattori chiave comuni affrontati da tutti i dispositivi pianificatori analizzati sono:

- Dati storici;
- Metodologie classiche per elaborazioni piogge e portate con una preferenza per le metodologie che mirano ad una "regionalizzazione";
- Effetti degli eventuali invasi artificiali;
- Modellazioni idrologiche ed idrauliche.

Approccio scientifico

Il mondo scientifico ha prodotto una quantità sorprendente di articoli e altri lavori allo scopo di determinare le informazioni necessarie a prevenire eventi alluvionali catastrofici. In tutto il mondo i moderni approcci alla prevenzione di frane, colate detritiche, *flash floods* e altro sono basati sulle soglie di allerta, sulle distribuzioni statistiche di eventi eccezionali e anche sull'analisi di eventi provocati da condizioni predisponenti del bacino. Se per soglie e distribuzioni è relativamente facile individuare delle risposte, per l'ultima risulta complesso capire le cause e le relative possibili soluzioni.

La gestione delle aree urbanizzate prossime ad un corso d'acqua (pianificazione, infrastrutture ed opere di difesa) può perciò basarsi sul criterio statistico della frequenza di alluvionamento o "Flood Frequency Analysis" (FFA). Il principio fondamentale dell'FFA è ottenere delle buone stime di quantili estremi e di probabilità di non superamento (*El Abdouni et Al. 2008*). Tali procedure si possono riassumere nella metodologia EVT (Extreme Value Theory) che è stata affrontata dapprima dai pionieri di queste teorie (*Fisher e Tippet 1928; Gnedenko 1943; Gumbel 1958*) e successivamente da *De Haan (1974)* e *Pickands (1975)*, applicandola alle soglie di valori estremi. Inizialmente queste teorie statistiche non sono nate per i

fenomeni fisici, ma è solo nei tempi moderni che sono state applicate all'idrologia e allo studio delle piogge estreme.

Brooks e Carruthers (1953) indicano la legge di *Gumbel (1942)* come la più comunemente usata per la frequenza delle piogge ma anche quella che tende a sottostimare la magnitudo degli eventi di pioggia rari. E' stata formulata, perciò la distribuzione Log-Gumbel da utilizzarsi per le serie storiche di pioggia (*Bernier, 1959*). In letteratura viene chiamata anche GEV, ossia distribuzione "Generalized Extreme Value".

Solitamente ogni specifico Paese o Regione utilizza una distribuzione che risulta ben adattata alle serie storiche in suo possesso. Ad esempio in passato, negli USA, è stato sviluppato uno studio di comparazione di 6 diverse distribuzioni (Log-Normal, Gumbel, Log-Gumbel, Gamma, Hazen, Log-Pearson type 3) per 10 bacini (*Benson, 1968*) e successivamente, sempre negli Stati Uniti, si è scelto di utilizzare la Legge Log-Pearson type 3 (LP3), essendo la migliore distribuzione adattata ai dati pluviometrici (*US Water Resources Council 1981*). Col passare degli anni le distribuzioni *frequenza - magnitudo* comunemente utilizzate sono aumentate ma si possono riassumere principalmente in 4 gruppi (*Malamud e Turcotte 2006*):

- Distribuzioni normali (*Log-Normal, Normal*), utilizzate in Inghilterra e Cina;
- Distribuzioni GEV (*Gumbel, Frechet o Log-Gumbel, reverse Weibull*), utilizzati in Italia;
- Distribuzioni Pearson (*Gamma, Pearson Type 3, LP3*), utilizzata in USA e Australia;
- Distribuzioni Pareto

Le distribuzioni *frequenza - magnitudo* vengono utilizzate per la definizione di valori idrologici estremi, utili alla determinazione della piena di progetto e per eventuali sistemi di allertamento. Si citano brevemente i recenti lavori di *Wu et Al. (2010)*, *Medireoa et Al. (2010)*, *Versini et Al. (2010)*, i quali cercano di dedurre un modello per scopi di prevenzione e allerta da utilizzare prima e durante i fenomeni di flash floods. Le distribuzioni *frequenza - magnitudo* sono utili per il confronto e la calibratura dei modelli probabilistici da utilizzarsi su di uno specifico bacino o per definire delle relazioni empiriche sulla frequenza di accadimento e sulle caratteristiche dei fenomeni (*Petrucci e Polemio 2003*; *Hübl et Al. 2011*). A scala locale, regionale e anche nazionale sono maggiormente diffuse le soglie di innesco per frane superficiali e colate detritiche, regolate dal fattore di pioggia *Intensità - Durata* (ID). E' un concetto proposto da *Caine* nel 1980 e seguito recentemente da altri autori come ad esempio: *Corominas (2000)*; *Crosta e Frattini (2001)*; *Aleotti (2004)*; *Wieczorek e Glade (2005)*; *Guzzetti et Al. (2007)*; *Gregoretti e Dalla Fontana (2008)*. Per ottenere un range di pioggia innescante il fenomeno, vengono individuate piogge intense di soglia che possono anche essere pesate mediante un'analisi statistica. Risulta interessante nel lavoro di *Guzzetti* come sia possibile calcolare anche delle soglie di innesco globali, ossia applicabili ad una scala molto ampia, come quella delle Regioni climatiche (Alpi - Appennini, Ande, ecc.).

Le soglie di innesco calcolate con il parametro ID sono state studiate anche per l'utilizzo del monitoraggio "*real - time*" per le colate detritiche nelle complesse regioni di Taiwan. Si cita lo studio di *Chien Yuan et Al. (2005)*, il quale è stato concretizzato sulla base dei precedenti lavori di *Cannon e Ellen (1985)*, *Keefer et Al.*

(1987) e Wilson e Jayko (1997) per la determinazione di piogge intense innescanti *debris flow* nella Regione di S. Francisco Bay (USA). Le soglie in letteratura si ritrovano anche per scenari critici, come la possibilità di innesco con alta umidità antecedente l'evento piovoso (Crozier 1999).

I risultati che si possono ottenere da questi importanti studi su eventi storici e relativi input di innesco sono molteplici. Si pensi ad esempio alle equazioni di regressione per il calcolo dell'intensità, che si ottengono dall'analisi statistica, già individuate dai lavori a scala regionale da Guadagno (1991), Ceriani (1992), e Calcaterra (2000) in Campania e in Lombardia per quanto riguarda il nostro Paese. Tali informazioni possono essere confrontate a scala internazionale con altri dati come per lo studio di Chien Yuan et Al. (2005), dove le soglie riscontrate da vari autori sono state riassunte su uno stesso grafico. Questo in particolare, con il fine di osservare le evidenti differenze di innesco per diversi ambienti e in quel caso anche per la considerazione dell'effetto dei fenomeni sismici (Fig. 1.5).

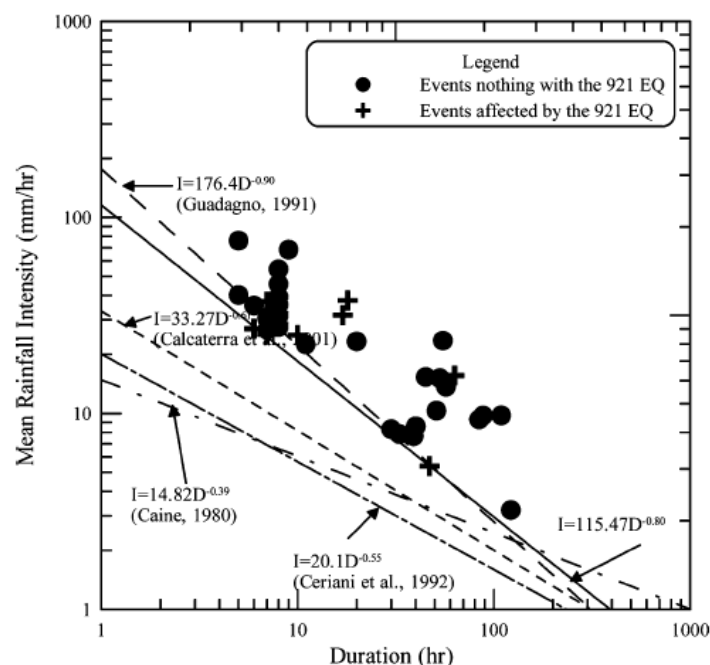


Fig.1.5: Durata critica di pioggia per l'innesco di colate detritiche, da Chien Yuan et Al. (2005)

Altri fattori di primaria importanza sono l'individuazione dei bacini o delle coperture litologiche più fragili e il confronto, ad esempio, del lasso di tempo passato dopo il picco massimo di pioggia per l'inizio dei fenomeni di colamento e franamento.

Uno scopo sostanziale del lavoro in itinere di questa Tesi di Dottorato è la ricerca dei fattori e delle loro possibili combinazioni formanti scenari di pericolosità molto critici e/o anomali a scala di bacino idrografico. Si tratta di condizioni predisponenti l'evento alluvionale (legati o no all'antropizzazione del territorio), suggerite in letteratura, ma soprattutto osservate direttamente nelle back analysis post evento in alcune aree analizzate durante le fasi di studio. Le criticità individuate finora si possono sinteticamente riassumere secondo questo elenco:

- Cambio dell'uso del suolo (urbanizzazione, incendi boschivi , ecc.) e dell'oppressività climatica;
- Stagionalità della copertura vegetale;
- Sviluppo temporale dell'evento piovoso;
- Presenza del manto nevoso sul terreno e condizioni di umidità antecedente

A scopi introduttivi si citano degli esempi conoscitivi e applicativi ritrovati in letteratura per diverse situazioni. Nelle aree densamente popolate sempre più spesso, sia a causa della forte pressione edificatoria che per l'aumento della frequenza di eventi piovosi molto intensi, si verificano danni proprio in corrispondenza di zone urbanizzate. Molte volte la causa dei danni sono proprio opere ed infrastrutture che hanno modificato l'equilibrio delle fasce fluviali limitrofe al corso d'acqua. La pianificazione dell'uso del suolo nei bacini idrografici e soprattutto nelle fasce perifluviali è la base per la gestione della risorsa acqua a scala di bacino.

Sono stati svolti degli studi importanti, per conoscere il contributo di questi fattori, sull'alto bacino del Fiume S. Pedro in Arizona (*Nie et Al. 2011, Kepner et Al. 2006, Miller et Al. 2002*). Il più recente è molto completo e considera tutte le componenti influenzate dal cambio dell'uso del suolo nel periodo dal 1973 al 1997. Ne risulta principalmente che la forte espansione urbanistica, anche su piccole porzioni del bacino, è la maggiore causa del l'aumento del deflusso superficiale, dei relativi tiranti nei corsi d'acqua (Fig. 1.6) e la diminuzione della ricarica delle falde acquifere sotto superficiali e profonde. Invece la sostituzione delle praterie con i "*mesquite woodland*" (arbusteti di alberi della specie *Prosopis*) provoca un decremento del deflusso superficiale e un forte aumento di evapotraspirazione. *Nie et Al.(2011)* per far ciò hanno utilizzato un modello idrodinamico multi parametrico, simulando i reali scenari di cambiamento dell'uso del suolo e confrontando i risultati con dati idrometrici osservati (Fig. 1.7).

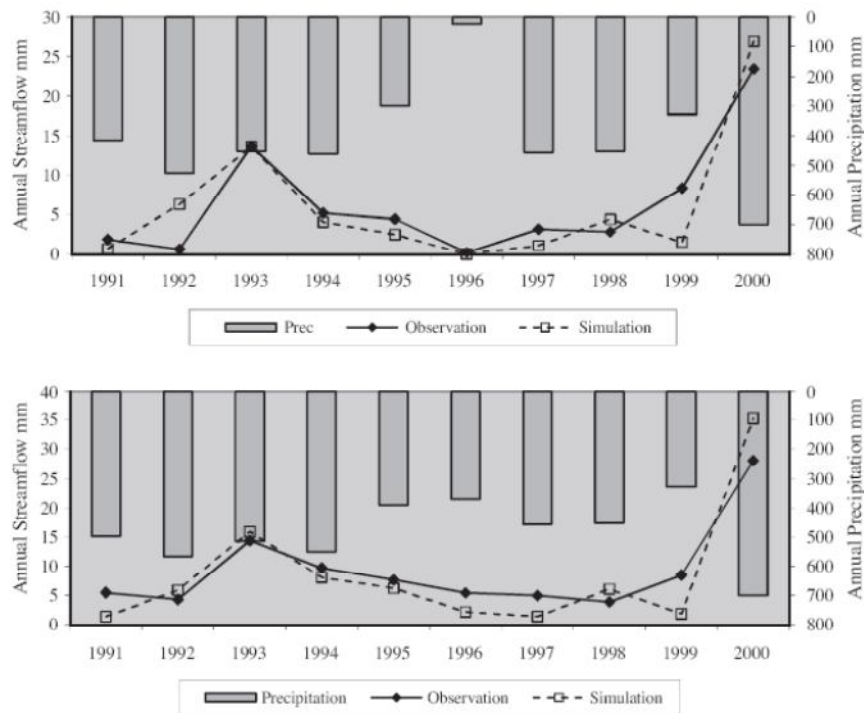


Fig.1.6: Precipitazioni annuali e confronto dei dati del modello con le osservazioni idrometriche per il San Pedro nelle città di Redington (sopra 1991-1995), Tombstone (sopra 1996-2000), Charleston (sotto 1991-2000), (Nie et Al. 2011)

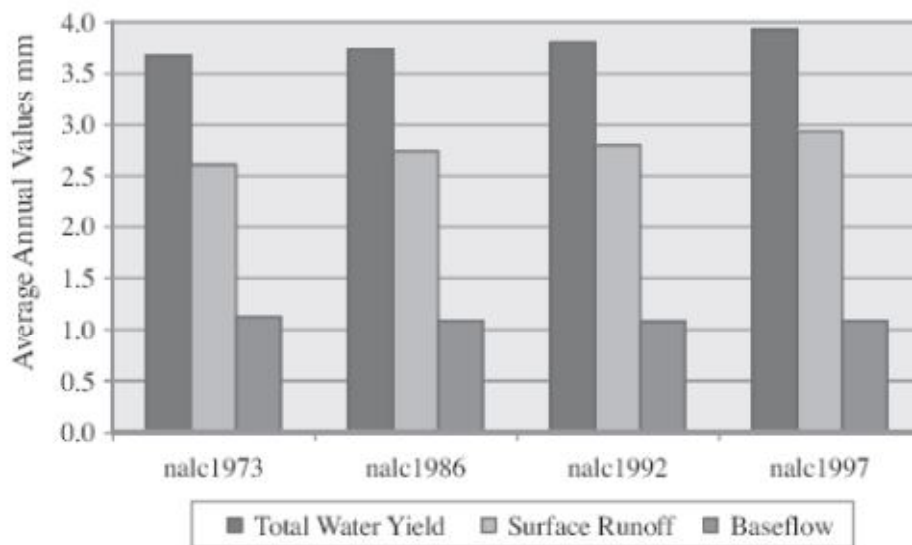


Fig.1.7: Scenari della risposta a scala di bacino di tre componenti idrologiche a seconda del cambio d'uso del suolo, (Nie et Al. 2011)

Risulta evidente già da questo caso, molto esemplare, che anche in un bacino di vasta superficie ($2.6 \times 10^6 \text{ km}^2$) l'influenza sulla produzione di deflusso superficiale e altre componenti idrologiche è collegata fortemente alla copertura del suolo e quindi alle azioni dell'uomo. La vegetazione ha un ruolo importante nella risposta idrologica di un bacino alle piogge. Esistono molteplici fattori che incidono su di essa, come

per esempio la deforestazione, gli incendi boschivi, la tipologia di vegetazione, ecc.. In letteratura esistono modelli in grado di simulare l'effetto di questi cambiamenti (*LASCAM model*- Viney e Sivapalan 2001; *INCA model*- Whitehead et Al. 1998; *IWRAM model*- Croke et Al. 2004), specificatamente sviluppati su bacini o aree molto vaste dove prevalgono le conversioni di aree boscate all'agricoltura estensiva e al pascolo. I risultati sono sempre simili. Nello specifico l'aumento del deflusso superficiale è accentuato (Fig. 1.8) e rimane una condizione predisponente il verificarsi di eventi alluvionali molto intensi anche con piogge non estreme.

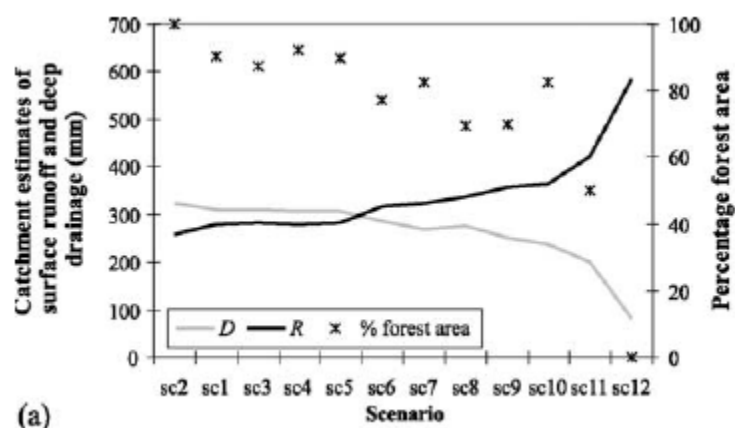


Fig.1.8: Effetti della deforestazione in vasto bacino del Nord Thailandia per 12 scenari diversi simulati dal modello IWRAM (Croke et Al, 2004)

L'influenza delle aree forestate sul bilancio idrologico è da tempo ben nota. Dal classico lavoro di Bosch e Hewlett (1982) agli studi più recenti di Andreassian (2004), Bruijnzell (1996, 2004) o Sun (2004, 2005) che definiscono dei modelli per quantificare il tasso di acqua trattenuto da vaste foreste e la contribuzione della laminazione dei picchi di piena nelle zone adiacenti. Dagli ultimi lavori, sviluppati in Cina e USA, si osserva il contributo positivo dei progetti di riforestazione in aree degradate anche con l'apporto di tecniche di ingegneria naturalistica a vasta scala (terrazzamenti, ecc.). In particolare l'effetto risente dell'aumento tangibile dell'evapotraspirazione sul bilancio idrologico rispetto alle stesse zone o similari deforestate o occupate da colture estensive.

Inoltrandosi più nell'ambito del dissesto idrogeologico si riporta il lavoro di Bathurst (2005) ispirato anche a Kessel (1985) e Chatwin e Smith (1992), nel quale viene calibrato un modello (SHETRAN) per l'analisi della futura evoluzione di frane superficiali e ricarica del sedimento sul reticolo del bacino della Valsassina (LC). Il modello analizza i cambiamenti delle caratteristiche del bacino (es. copertura vegetale) e dell'uso del suolo allo scopo di individuare la sensibilità futura sul sistema delle aree sorgenti di sedimento (*landslide sediment supply sistem*). Ovviamente i risultati forniti da un simile strumento risultano utili a fini decisionali per la pianificazione e la mitigazione della pericolosità idrogeologica.

Nei criteri per la determinazione dello scenario possibile, tra i più importanti, risulta sicuramente lo sviluppo dell'evento piovoso nel tempo. Secondo Wu et Al. (2006) lo ietogramma studiato per la definizione di un modello applicabile a fini decisionali durante i fenomeni di flash floods, deve essere caratterizzato da tre

componenti essenziali: l'altezza di pioggia; la durata e il modello di evento o "*storm pattern*". Quest'ultimo nella prefigurazione di scenari molto critici è ancora non molto sviluppato, in quanto difficile da prevedere. E' un concetto che molte volte può essere di aiuto nella modellazione e soprattutto lo si osserva realmente quando si verificano eventi alluvionali intensi. Purtroppo non si assiste quasi mai alle piogge teoriche di assegnati tempi di ritorno (T_r) e durata. Spesso gli eventi sono caratterizzati da una distribuzione temporale e anche spaziale complessa, che dà luogo a violente risposte a scala di bacino sulla rete idrografica esistente (Versini et Al. 2010; Gaume et Al. 2009, Costa e Jarrett 2008; Borga et Al. 2007). Per fare un altro esempio, basti pensare alle conseguenze che si possono riscontrare dopo il verificarsi di due eventi a medio - basso T_r (10 -30 anni) nel giro di pochi giorni o settimane. La portata che si potrebbe instaurare in un'asta torrentizia o fluviale appena dopo il picco del secondo evento potrebbe avere le conseguenze dell'ordine di una piena centennale. Questo, molto probabilmente, si verificherebbe a causa di molte problematiche locali legate al bacino. Ciò è stato anche osservato per alcune zone in occasione dell'alluvione in Veneto nell'autunno 2010 (piogge con $T_r \Rightarrow 50$ anni) e nel successivo evento di dicembre (piogge con $T_r = < 10$ anni).

Tali considerazioni risultano in linea anche con i cambiamenti climatici in atto. In tutto il mondo l'incremento di eventi alluvionali estremi, legati anche alla presenza dell'uomo in aree idrogeologicamente sensibili, ha portato l'ambiente scientifico a produrre molti studi riguardo la risposta di importanti bacini idrografici all'aumento della magnitudo dei fenomeni. Si cita l'attuale lavoro di Arnell (2011), il quale ha messo a punto un modello per 21 diversi scenari molto intensi per alcuni bacini dell'Inghilterra. Tale lavoro si basa su precedenti modelli e metodologie utilizzate per simulare la gestione della risorsa acqua nel suo insieme a seconda dei vigorosi "pattern di precipitazione" che potrebbero colpire svariate zone abitate del nostro Pianeta. (Kingston e Taylor 2010; Kingston et Al. 2010; Hughes et Al. 2010; Nobrega et Al. 2011; Singh et Al. 2010; Thorne 2010; Xu et Al. 2011; Todd et Al. 2010).

A grande scala sul fiume Paraná alcune osservazioni di questo tipo sono state individuate e descritte da Camilloni e Barros (2000, 2003). Infatti si sono riscontrate delle portate misurate nella Città di Corrientes in Argentina con valori altissimi in corrispondenza dei periodi di *El Niño* e del relativo fenomeno ciclico ENSO (*El Niño-Southern Oscillation*). Per definizione si è in presenza di El-Niño quando la superficie della parte centrale dell'Oceano Pacifico manifesta un incremento della temperatura di almeno 0,5 °C per un periodo di tempo non inferiore ai 5 mesi. In poche parole queste oscillazioni di temperatura e anche di pressione atmosferica provocano nell'America Centro Meridionale violenti uragani e tempeste. Durante *El Niño* del 1982 - 1983 si sono verificate per un periodo di circa 6 mesi le piene più estreme sul fiume Paraná mai registrate (Camilloni e Barros, 2003). Il fenomeno è stato provocato oltre che dalle piogge straordinarie che si sono abbattute sull'alto bacino, dall'effetto del passaggio in una fase successiva dell'uragano che ha lasciato la maggior parte della superficie del bacino in condizioni di alta umidità. Il decremento della capacità drenante ha favorito, in questo caso, anche per situazioni di pioggia non estreme, l'effetto di amplificazione del fenomeno durante tutto il periodo ENSO in cui si sono verificati questi eventi.

L'ultimo fattore considerato per la definizione di scenari critici da cui dedurre le portate di progetto o le caratteristiche della risposta di un bacino montano risulta la fusione nivale o "*snowmelt*". L'importanza di

questa variabile nel ciclo idrologico è da tempo riconosciuta basilare, infatti più volte si sono verificati degli eventi molto intensi, anche in Italia, dovuti all'intensificazione del deflusso superficiale da parte della fusione del manto nevoso presente al suolo. (p.e. bacino del Rotolon, VI nel 1985 e 2009). In letteratura, soprattutto ad opera degli Istituti Accademici degli USA, del Canada, della Penisola Scandinava e della Russia, si sono sviluppate metodologie e modelli in grado di prevenire e inserire all'interno del calcolo per il deflusso superficiale potenziale il fattore neve, (p.e. *Rango e Martinec 1995; Tarboton et Al. 1995; USA - Agricultural Research Service 1998; Motovilov et Al. 1999; Verbunt et Al. 2003; Koren et Al. 2004; Garen e Marks 2005; Pomeroy et Al. 2007; Gelfan 2010*).

L'integrazione dello *snowmelt* in un modello idrologico per lo studio e la prevenzione di piene intense non è semplice. E' spesso un abbinamento di modelli idrologici basati sull'input pioggia con delle assunzioni aggiuntive per definire l'aumento di apporto liquido dovuto a: temperatura dell'aria, umidità dell'aria, tipologia di suolo in presenza di neve al suolo (*Gelfan 2010*).

In Fig. 1.9 è riportato un grafico che rappresenta la facilità di verificarsi di eventi estremi in occasione di fusione nivale anche per piogge abbastanza contenute. E' comunque stato appurato che per l'accadimento di piene o eventi di dissesto di questo tipo è necessario che si verifichi un'eventuale contemporaneità di fattori climatici sfavorevoli (*Gelfan 2010*). Questo non vuol dire che tali fenomeni sono rari o non possono accadere, perciò è molto importante, soprattutto in bacini specifici dove ciclicamente si sono osservate combinazioni meteo-climatiche sfavorevoli, identificare le metodologie per comporre adeguatamente uno scenario d'evento di riferimento.

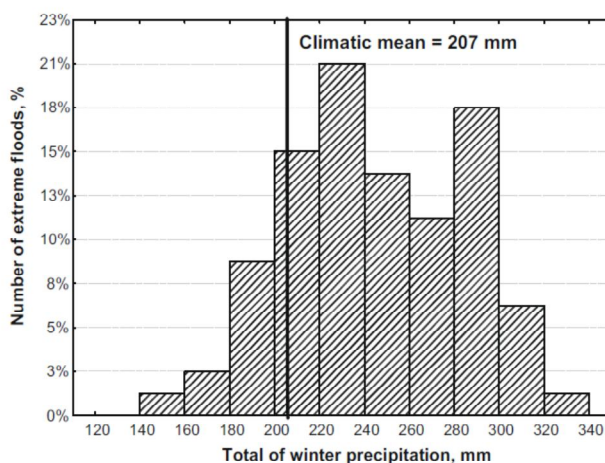


Fig. 7. Frequencies of occurrence of the simulated extreme floods under the different winter precipitation.

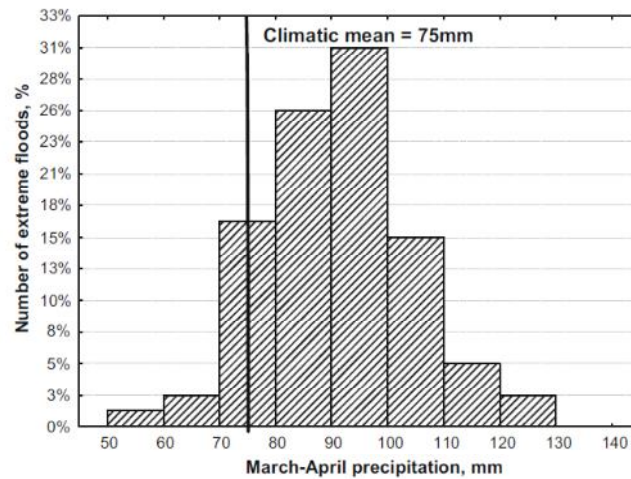


Fig. 8. Frequencies of occurrence of the simulated extreme floods under the different spring precipitation.

Fig. 1.9: Frequenza di accadimento di piene da fusione nivale e confronto con le piogge invernali e primaverili (Dati forniti dal modello di Gelfan, 2010)

2. MATERIALI E METODI

2.1. Prevenzione idrogeologica con tecnologie a banda larga

2.1.1. Il radar meteorologico

Il RADAR, acronimo di RADio Detecting And Ranging, è uno strumento che permette di esplorare da un unico punto di misura una vasta porzione di atmosfera. Nato durante la Seconda Guerra Mondiale per scopi militari al fine di monitorare la presenza e lo spostamento di aerei e navi, a partire dagli anni '50 e '60 iniziò ad essere impiegato anche in campo meteorologico.

Il principio di funzionamento del radar si basa sull'emissione di un impulso elettromagnetico nell'atmosfera. L'emissione degli impulsi, eseguita variando la direzione verso cui punta l'antenna, consente di indagare un determinato volume atmosferico (scansione volumetrica). Ove siano presenti degli ostacoli, che nel caso meteorologico sono le precipitazioni, le onde elettromagnetiche vengono riflesse e ritornano al radar. La lunghezza d'onda emessa permette di "vedere" solamente gli ostacoli che hanno delle dimensioni particolari. Le goccioline d'acqua presenti nelle nubi, molto piccole, non possono essere rilevate; stessa sorte è destinata anche a tutti gli oggetti con dimensioni significativamente superiori a qualche centimetro. L'analisi dell'eco riflesso consente lo studio del tipo e della distribuzione nell'atmosfera delle meteore che lo hanno generato. La grandezza fondamentale misurata dal radar è la riflettività, che dipende dalla densità, dalle dimensioni e dallo stato fisico delle meteore presenti nel volume di atmosfera indagato. I valori di riflettività possono essere convertiti in valori di intensità di precipitazione mediante l'utilizzo di opportuni algoritmi dipendenti dal tipo di precipitazione.

L'antenna ricevente riceve la radiazione retrodiffusa e la invia ad un apparecchio detto ricevitore. Tramite l'analisi delle proprietà di tale segnale è possibile conseguire diverse informazioni circa l'insieme delle idrometeore osservate, come la loro distanza rispetto all'antenna radar, le loro dimensioni, e la loro velocità di spostamento rispetto al radar. Poiché l'intensità di precipitazione è funzione del volume delle gocce e della loro velocità di caduta (funzione anch'essa del diametro delle gocce), le informazioni ricavate dal radar consentono una stima indiretta dell'intensità di precipitazione in atto.

L'antenna del radar può ruotare sia nel piano orizzontale che in quello verticale, esplorando in tal modo un vasto volume di atmosfera (dell'ordine dei $3 \cdot 10^6 \text{ km}^3$), ottenendo informazioni quantitative sulla struttura e la dinamica dei processi meteorologici in atto.

L'informazione meteorologica estratta dal segnale retrodiffuso ricevuto dall'antenna radar è nota come riflettività Z. Per determinare la corrispondente intensità di precipitazione R si utilizza una relazione Z-R di conversione di forma $Z=aR^b$. Tale relazione viene determinata sulla base di misure di distribuzioni dimensionali delle gocce al suolo. I parametri a e b che figurano nella relazione possono variare da punto a punto e da un evento di precipitazione all'altro, ma sono indipendenti da R. Tali coefficienti riflettono in qualche modo le caratteristiche climatologiche di una particolare località o stagione, o, più specificamente, il tipo di precipitazione (stratiforme, convettiva, orografica) per la quale sono state derivate.

Il radar meteorologico ha esteso e perfezionato considerevolmente la possibilità di osservare in tempo reale, con elevata risoluzione spaziale e temporale, la struttura dei campi di precipitazione. Il suo impiego presenta alcuni sostanziali vantaggi rispetto a quanto si può ottenere con una rete di stazioni pluviometriche. Il radar meteorologico offre infatti le seguenti opportunità:

- visione globale, in tempo reale, dei fenomeni di precipitazione in atto su un'area molto vasta (dell'ordine dei 45.000 km²), e determinazione dell'intensità di precipitazione su elementi di griglia di dimensione di 1-4 km²;
- monitoraggio della precipitazione con continuità spaziale, e quindi possibilità di rilevare anche fenomeni estremamente localizzati;
- elevata frequenza temporale della osservazione (dell'ordine dei 5 minuti);
- analisi dell'andamento della precipitazione lungo la verticale;
- possibilità di seguire lo spostamento e l'evoluzione dei fenomeni e di individuare le zone che potranno essere interessate da precipitazione nell'immediato futuro.

In particolare, il radar ha dimostrato una notevole efficacia nel monitoraggio dei fenomeni a spiccata caratterizzazione locale, quali, ad esempio, le celle temporalesche.

La rappresentazione delle grandezze avviene tramite immagini nelle quali i diversi valori da esse assunti sono evidenziati tramite falsi colori, ciascuno dei quali corrisponde ad una determinata classe di valori. Le immagini generate in tempo reale dal software, vengono utilizzate dal meteorologo per previsioni a brevissimo termine, ovvero il **nowcasting**. Esso rappresenta il settore più giovane e innovativo della meteorologia applicata e richiede input di elevato contenuto tecnologico e scientifico.

Tali potenzialità hanno evidenti ed importanti ricadute operative su un ampio spettro di attività umane. In particolare, un sistema di questo tipo costituisce un supporto decisionale alle attività di protezione civile in caso di calamità naturali di tipo idro-meteorologico. Si ritiene infatti che l'attività di ricerca nel settore sia ormai matura per consegnare all'amministrazione pubblica un insieme di tecnologie e procedure che possono contribuire a limitare i rischi connessi ai fenomeni di piena.

Tutti i dati significativi vengono comunque archiviati e possono essere utilizzati per l'analisi di particolari eventi.

Si è osservato in precedenza che l'osservazione radar dei campi di precipitazione è tanto più utile quanto più è estesa spazialmente. E' quindi evidente l'importanza della interconnessione fra diversi centri radar contigui, al fine di conseguire un monitoraggio continuo, sia nello spazio che nel tempo, su un'area sufficientemente ampia. Naturale rilevanza assume in questo contesto il progetto METEONET, nell'ambito del programma S.I.N.A. (Sistema Informativo Nazionale Ambiente) per il riordino ed il collegamento dei radar che insistono sull'area padano-alpina (interessando i centri radar delle seguenti Regioni: Trentino Alto-Adige, Friuli Venezia-Giulia, Veneto, Emilia-Romagna, Lombardia, Piemonte). Tale progetto è in via di completamento e consentirà, tramite la collaborazione delle regioni interessate, la produzione di immagini integrate in tempo reale dei fenomeni di precipitazione che interessano l'Italia Settentrionale. Specifici

accordi di interconnessione e di integrazione verranno presi inoltre con il centro radar di Innsbruck (Austria) e con l'Osservatorio Meteorologico di Locarno (Svizzera), che cura la gestione della rete radar svizzera.

2.1.2 Tecnologia satellitare per il telerilevamento del territorio

L'Earth Observing System (**EOS**) è un programma internazionale della NASA per l'osservazione della Terra dallo spazio, comprendente una serie di satelliti artificiali e di strumenti scientifici posti in orbita attorno al pianeta. Obiettivo del programma è l'osservazione dei fenomeni di lunga durata che interessano la superficie dei continenti, la biosfera, l'atmosfera e gli oceani della Terra. Il programma costituisce la principale risorsa del programma di ricerca Earth Science Enterprise della NASA, il cui scopo è "sviluppare una migliore comprensione della Terra e della risposta ai cambiamenti naturali e determinati dalle attività umane allo scopo di giungere a migliori previsioni dei rischi climatici, meteorologici e, in generale, naturali, cui possono incorrere le generazioni presenti e future".

Con il programma EOS della Nasa sono stati lanciati i satelliti Terra e Aqua, i quali sono considerati come l'ammiraglia della flotta spaziale controllata da EOS. Il satellite Terra (<http://terra.nasa.gov/>) è stato lanciato dalla Vandenberg Air Force Base il 18 dicembre 1999, a bordo di un veicolo Atlas IAS e ha iniziato a raccogliere dati il 24 febbraio 2000. A bordo il satellite Terra può utilizzare cinque sensori remoti progettati per monitorare lo stato dell'ambiente terrestre e cambiamenti in corso nel suo sistema climatico.

- ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)
- CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System)
- MISR (Multi-angle Imaging SpectroRadiometer)
- MODIS (Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer)
- MOPITT (Measurements of Pollution in the Troposphere)

Il Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer, abitualmente indicato attraverso l'acronimo MODIS, è uno strumento scientifico presente come carico utile a bordo dei satelliti Terra (EOS AM) ed Aqua (EOS PM) della NASA. Gli strumenti raccolgono dati in 36 bande spettrali, compresi tra 0,4 μm e 14,4 μm di lunghezza d'onda, e con ampia risoluzione spaziale (due bande a 250 m, cinque a 500 m e ventinove bande alla risoluzione di 1 km). Insieme, i due strumenti mappano l'intero pianeta in uno o due giorni e sono stati progettati per raccogliere informazioni sulle dinamiche globali di larga scala, tra le quali: i cambiamenti nella copertura nuvolosa della Terra, il bilancio dell'energia radiante ricevuta ed emessa dal nostro pianeta, i processi che hanno luogo negli oceani, sui continenti e nella bassa atmosfera.

Gli output di MODIS facilmente utilizzabili per scopi ambientali possono distinguersi in immagini raster a colori della superficie terrestre (TRUE COLOR) a diversa risoluzione (pixel di 2 km, 1km, 500m, 250m), immagini a colori in banda 7-2-1 (721 band to RGB) ed immagini a colori secondo l'indice NDVI (Normalized Difference Vegetation Index). Se le prime possono essere utilizzate per vari scopi, le altre due tipologie risultano più specifiche: la mappa in banda 721 è spesso elaborata per individuare aree dove recentemente si sono sviluppati vasti incendi boschivi o inondazioni grazie al possibile contrasto dei colori

(marrone, rosso, blu). L'immagine dell'indice NDVI rappresenta la differenza della riflettanza della vegetazione presente in una tale area, solitamente tale strumento è utilizzato per rappresentare la densità e/o le condizioni attuali di aree forestate o coltivate.

In territorio Nazionale le attività legate a **COSMO-SkyMed** rappresentano il primo programma spaziale per applicazioni duali (civili istituzionali/commerciali e militari) pensato e finanziato dall'Agenzia Spaziale Italiana (ASI) e dal Ministero della Difesa e sviluppato da un team di industrie nazionali sotto il controllo dell'ASI. Con COSMO-SkyMed l'Italia dispone di uno dei sistemi spaziali per Osservazione della Terra tecnologicamente più avanzati ed idonei a garantire un significativo miglioramento per il controllo dell'ambiente. Il lancio del primo satellite è avvenuto a metà del 2007, seguito dal secondo nel dicembre dello stesso anno e dal terzo a ottobre 2008. Il lancio del quarto satellite è avvenuto il 6 novembre 2010.

Il Sistema COSMO-SkyMed include un Segmento Spaziale ed un Segmento di Terra. Il Segmento Spaziale è costituito da una costellazione di 4 satelliti equipaggiati con sensori SAR (radar ad apertura sintetica) ad alta risoluzione operanti in banda X e dotati di un sistema di acquisizione e trasmissione dati altamente flessibile ed innovativo. Il Segmento di Terra è composto da infrastrutture per la gestione ed il controllo dell'intera costellazione e per la ricezione, archiviazione, elaborazione e distribuzione dei prodotti.

I dati e i prodotti forniti dal sistema COSMO-SkyMed rappresentano un valido e importante strumento per condurre studi sulle cause e sui fenomeni precursori dei disastri ambientali e per migliorare la capacità di monitoraggio e di valutazione dei danni nel caso ad esempio di frane, alluvioni, terremoti ed eruzioni vulcaniche. L'osservazione continua nel tempo di una determinata area, di giorno e di notte, anche in condizioni di copertura nuvolosa, consente di valutare le deformazioni superficiali del territorio, fornendo agli enti preposti alla gestione del rischio un nuovo e valido strumento di prevenzione e controllo. Di particolare interesse risulta: la possibilità di controllo del patrimonio forestale e boschivo; il controllo di tutte quelle situazioni di abbassamento del suolo o sottosuolo che sono frequente causa di cedimenti strutturali e crolli e la possibilità di realizzare una nuova cartografia tecnica e tematica legata ad un modello digitale tridimensionale del suolo ad elevata precisione derivante dal rilievo satellitare (LiDAR).

OPERA (Operational Eo-based RAnfall-runoff forecast) "Protezione civile dalle alluvioni" è un Progetto Pilota dell'ASI - Agenzia Spaziale Italiana, realizzato nell'ambito del suo programma di sviluppo di applicazioni dedicato ai rischi naturali e indotti dalle attività dell'uomo.

OPERA è pensato per ricoprire il ruolo di "dowstreamservice" in tutte le componenti nazionali dei servizi per le emergenze, in connessione diretta con DEWETRA, la piattaforma operativa di riferimento del Dipartimento della Protezione Civile, attraverso cui i prodotti sono integrati con il resto del patrimonio informativo di riferimento. Oltre alle immagini della costellazione COSMO-SkyMed, OPERA integra in maniera diretta, anche in tempo reale, dati di altri satelliti ottici e radar inseriti in uno specifico sistema di riferimento.

In questo lavoro si vuole citare l'importanza che può avere questa tecnologia durante le fasi previsionali di fenomeni idrogeologici intensi, in particolare per la stima del contributo idrologico del manto nevoso nel calcolo della cinematica dell'idrogramma di piena. Tale obiettivo è possibile per bacini idrografici siti in aree montane e aventi dimensioni medio-grandi. La determinazione della copertura nevosa riveste un ruolo chiave in idrologia, per le previsioni meteorologiche e nei modelli climatologici in ambienti montani. Per la loro copertura sinottica spaziale e temporale, i dati satellitari offrono un mezzo di sicuro interesse per il monitoraggio del manto nevoso. In questo contesto, grazie alla sua alta frequenza temporale, il sensore MODIS è utile per molte applicazioni regionali legate all'evoluzione del manto nevoso (Fig. 2.1).

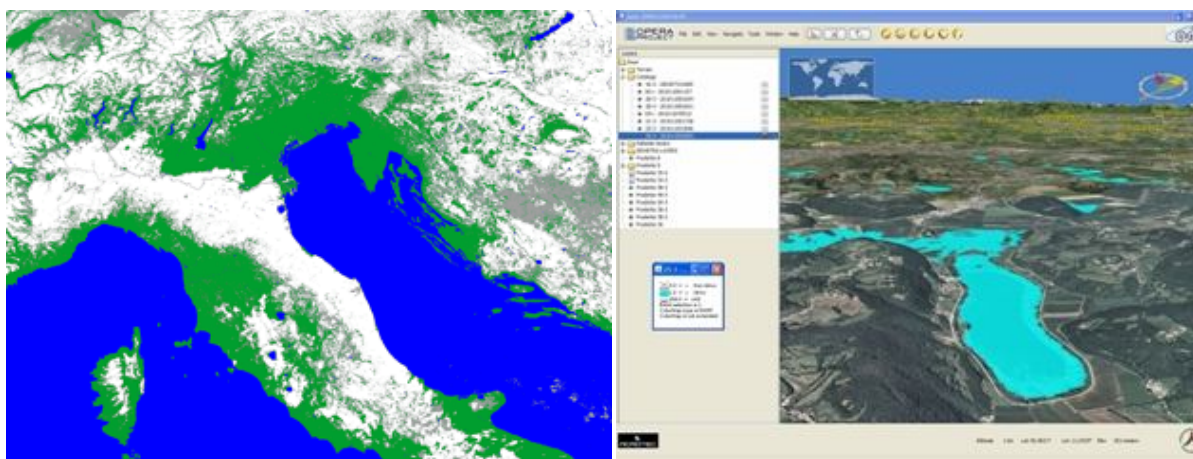


Fig. 2.1: A sinistra un'immagine elaborata dall'Istituto per il Telerilevamento Applicato dell'EURAC, derivata da input di riflettanza MODIS, ripresi sia dal satellite Terra che da Aqua: mappa della media copertura nevosa di otto giorni (febbraio 2012). A destra un esempio di applicazione del progetto OPERA durante l'alluvione a Vicenza il 4-5 novembre 2010

Un esempio del recente utilizzo di OPERA è stato durante gli eventi alluvionali in Veneto nell'autunno 2010 dove L'Unità Osservazione della Terra dell'Agenzia Spaziale Italiana e il team di OPERA, dall'inizio dell'emergenza atmosferica hanno fornito le mappe satellitari per il controllo delle aree del nord-est colpite dalle inondazioni (Fig. 2.1). I radar di COSMO-SkyMed sono stati puntati sulle zone interessate dall'evento e l'acquisizione delle prime immagini è avvenuta il 4 novembre. La rilevazione è poi continuata nei giorni successivi fornendo mappe dettagliate sull'intero territorio coinvolto, con elaborazioni relative anche alla misura del livello delle acque e ai danni alle strutture civili, economiche e agricole.

In generale con l'uso di un WebGis accessibile a tutti si possono visualizzare le immagini rilevate dai satelliti a scala globale e sovrapporre le aree inondate relativamente agli eventi in cui il sistema OPERA è stato attivato. Nel caso dell'area Veneta sono presenti nel WebGis delle ottime immagini ad alta risoluzione, visualizzabili per lo studio del territorio colpito dagli eventi del 2010, sia a scala locale che di bacino.

Recentemente le immagini del sensore MODIS presente a bordo dei Satelliti NASA Terra e Aqua sono scaricabili in diversi formati da più fonti WEB. Non risulta difficile reperire informazioni riguardo, ma per correttezza si riportano i principali siti dove è più facile l'esecuzione del download.

Sul sito della NASA, all'indirizzo: <http://earthdata.nasa.gov/lance> è possibile recuperare le informazioni opportune per l'utilizzo dei dati e tramite il sistema "rapid response", all' indirizzo http://lance-modis.eosdis.nasa.gov/imagery/subsets/?subset=AERONET_Ispra sono state scaricate le immagini utilizzate successivamente in questo lavoro. Utili indicazioni e altri dati sono reperibili anche dal Global Data Explorer, un WebGis del USGS (<http://gdex.cr.usgs.gov/gdex/>) e dal sito di MeteoFrance (<http://www.meteo-spatiale.fr/src/accueil.php>).

I prodotti del progetto OPERA, essendo strumenti innovativi per la gestione del rischio idrogeologico a scala nazionale e internazionale, sono ovviamente accessibili solamente agli Enti di Protezione Civile preposti. Per utilizzare OPERA a livello di semplice utente visualizzatore è possibile accedere allo specifico WebGis con il link: <http://www.operaproject.it/index.php> ed eseguire l'applicazione OWIS Web Start presente sulla pagina.

2.1.3. Impiego della tecnologia LiDAR aerea per la definizione dell'altimetria

Il LiDAR (Light Detection and Ranging) è una tecnica di telerilevamento "attivo" per l'esecuzione di rilievi topografici ad alta risoluzione. Il rilievo viene effettuato tramite mezzo aereo sul quale è installato un laser scanner composto da un trasmettitore (essenzialmente un laser), da un ricevitore (costituito da un telescopio) e da un sistema di acquisizione dati (Fig. 2.2). La peculiarità del sistema è l'altissima velocità di acquisizione dei dati abbinata ad un'elevata risoluzione.

Ciò che si ottiene con un rilievo Lidar è un insieme di punti ad ognuno dei quali è associato un dato relativo alle coordinate geografiche (sistema WGS 84), alla quota (Z) calcolata sulla base della differenza di tempo intercorsa tra il segnale emesso e quello riflesso ed il valore dell'intensità di segnale riflessa (I). Analizzando i punti riflessi si osserva un ritorno multiplo del segnale, ed in presenza di vegetazione il LiDAR penetra riflettendo punti a vari livelli di altezza e al suolo (Fig. 2.2).

La nuvola dei punti laser contiene al suo interno informazioni geografiche su tutti gli elementi riflettenti presenti. Poiché il laser acquisisce la posizione di molteplici impulsi, si procede ad una classificazione del volume di dati al fine di attribuire ad ogni singolo punto un significato fisico specifico, discriminando gli impulsi che risultano appartenenti al suolo dagli impulsi classificabili come superfici arboree ed arbustive, elementi antropici quali cavi elettrici, ponti, edifici, automobili, etc.

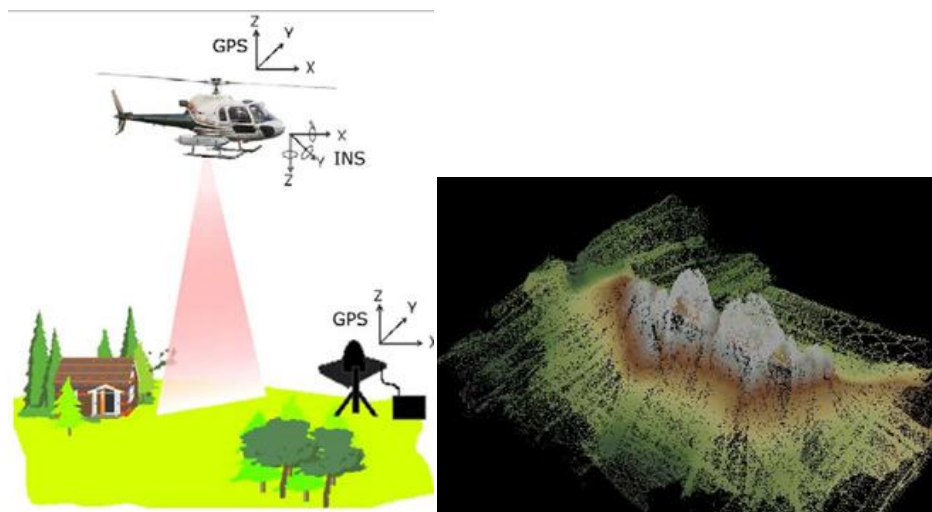


Fig. 2.2: sistema di rilievo LiDAR ed un esempio di nuvola di punti raccolta tramite volo aereo

Dalla nuvola di punti totali si ottiene un Modello Digitale di Superficie (DSM, Digital Surface Model), mentre per elaborazioni successive, che comprendono sia un filtraggio automatico che manuale, si estraggono i soli punti che appartengono al suolo da cui si ottiene un Modello Digitale del Terreno (DTM, Digital Elevation Model (Fig. 2.3).

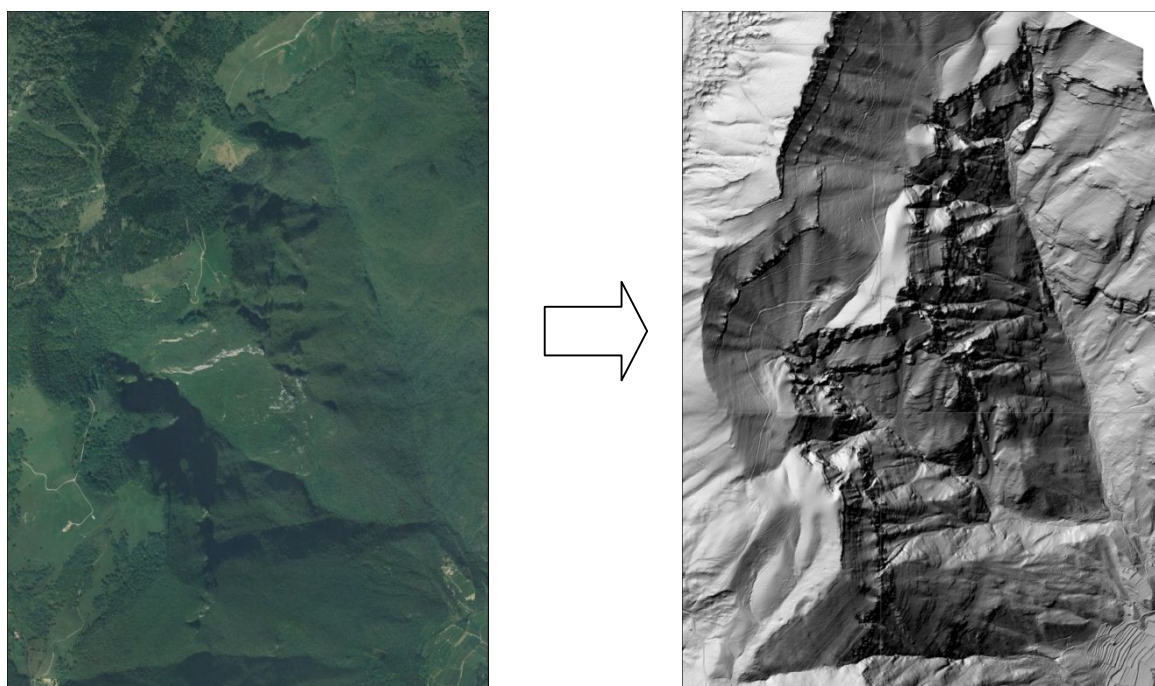


Fig. 2.3: rilievo dettagliato di una zona montana boscata tramite volo LiDAR (Torrente Rio Secco, VR), si nota il dettaglio della topografia riscontrabile dal DTM ottenuto

L'intero sistema per l'acquisizione dei dati Lidar è costituito dalle seguenti componenti:

- Il distanziometro laser (laser scanner), che emette uno stretto impulso laser ad alta frequenza deviato perpendicolarmente alla traiettoria da uno specchio rotante. Un sensore registra l'intensità del

segnale riflesso e la quota del terreno (calcolata sulla base della differenza di tempo intercorsa tra il segnale emesso e quello riflesso).

- Il sistema di posizionamento satellitare (GPS) e il sistema inerziale di navigazione (INS), installati a bordo, per determinare la posizione (x, y) e l'orientamento del mezzo aereo in ogni istante.
- Stazioni GPS a terra, posizionate sui vertici della rete geodetica (appositamente creata), per correggere la posizione dell'aereo in fase di post processing dei dati.

Il LiDAR aereo è una tecnologia che sarà sempre più utilizzata in più settori (Cartografia, Geomorfologia, Geologia, Pianificazione territoriale, Archeologia, ecc.), lo dimostra anche l'interesse di molte istituzioni a livello nazionale. In Italia si sta terminando un progetto di ampia scala denominato Piano Straordinario di Telerilevamento Ambientale. Il Piano Straordinario di Telerilevamento Ambientale (PST-A), ai sensi della legge 179 del 31 luglio 2002 art. 27, è un Accordo di Programma tra Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare (MATTM), Presidenza del Consiglio dei Ministri - Dipartimento della Protezione Civile (DPC) e Ministero della Difesa (MD) d'intesa con le Regioni e le Province Autonome ed ha l'obiettivo di generare e rendere disponibili e condivisibili, all'intero comparto della Pubblica Amministrazione, le informazioni territoriali indispensabili per la creazione di elaborati ad alto valore aggiunto. Il progetto prevede l'acquisizione, da parte del Ministero, di dati prodotti da Telerilevamento con tecnica LiDAR (da piattaforma aerea) e con tecnica interferometrica (da piattaforma satellitare) e la conseguente catalogazione di tali dati nella Banca Dati del Geoportale Nazionale (GN). Con riferimento all'applicazione del LIDAR si prevede il monitoraggio di tutta la linea di costa italiana con un buffer di 800 m verso l'interno, di tutte le aste fluviali di I, II e III ordine riportate nel catalogo dei fiumi dell'IGM con un buffer di 350 m a destra e 350 m a sinistra e di circa 11 mila km² di aree critiche individuate in base alle informazioni fornite al MATTM dalle Autorità di Bacino.

Nei progetti che prevedono la realizzazione di opere o di pianificazione di interventi strutturali e non strutturali a scala di bacino (anche piccoli bacini montani) è necessario prevedere l'utilizzo dei dati LiDAR per una definizione delle quote attuali. Avendo a disposizione un rilievo LiDAR precedente può sempre venire utile, non solo a scopi di ricerca, per un'analisi post-evento alluvionale avvenuto in un bacino montano. Infatti dalla differenza di quota fra prima e dopo si può facilmente risalire ai volumi movimentati e quindi a dati apprezzabili per la definizione dei volumi in gioco da applicare al dimensionamento di opere o alla mappatura del pericolo.

2.2. Metodologie impiegate per la ricostruzione di eventi alluvionali

La valutazione della portata di piena di un corso d'acqua è di notevole importanza per molteplici fattori. Spesso nel corso degli eventi alluvionali, la misura diretta della stessa risulta assai difficoltosa, per diversi motivi come ad esempio il raggiungere il luogo tempestivamente e spesso l'impossibilità di effettuare un'agevole misurazione.

Sono oggi molteplici gli esperti nel settore che si confrontano con il problema della misurazione dei picchi di piena in bacini non monitorati come quello in questione, al fine di pianificare e progettare opere di diversa

natura quali ponti, strade, argini, briglie o difese spondali. In questo contesto risulta quindi essenziale l'utilizzo di metodi che siano in grado di ricostruire e simulare indirettamente un dato evento, con lo scopo di attuare misure di prevenzione anche attraverso il dimensionamento di opere sufficienti a garantire un certo livello di protezione.

In questo capitolo si evidenziano nel dettaglio i diversi metodi utilizzati per definire il valore di portata allo scopo di riprodurre in modo congruente gli eventi oggetto di indagine. Sono stati descritti e utilizzati successivamente metodologie ampiamente conosciute e applicate ad altri casi reali, così da poter confrontare i dati elaborati e i risultati ottenuti.

2.2.1. Metodi di stima idrologica sulle tracce dell'evento

Il primo metodo impiegato nella valutazione è un metodo analitico, che ricorre a diverse formule idrauliche presenti in letteratura, utili a ricavare informazioni relative al deflusso, direttamente dai rilievi effettuati in campo.

In letteratura sono disponibili una serie di equazioni omogenee per unità di misura, ben adattabili ai diversi ambiti territoriali nei quali queste sono state sviluppate, che permettono di ottenere risultati confrontabili. (*D'Agostino e Pozza, 2012; Cesca e D'Agostino, 2006*)

Di seguito si evidenziano due diversi metodi utilizzati per la ricostruzione della portata di picco con particolare riferimento per l'ambiente torrentizio.

IPOTESI DI CRITICITA' DELLA CORRENTE (A)

Il metodo prevede l'assunzione dell'ipotesi di criticità della corrente. La condizione si individua in corrispondenza delle sezioni nelle quali si stima che la corrente sia in stato di transizione fra il regime subcritico e il regime supercritico: salti di fondo, soglie, restringimenti naturali o artificiali, pendenza del fondo prossima alla pendenza critica. Considerazioni legate alla condizione di equilibrio dinamico e scabrezza degli alvei torrentizi hanno anche portato a riconoscere nelle condizioni critiche la situazione idraulicamente dominante (*Grant, 1997*).

Una volta individuata una sezione di questo tipo, si procede a rilevare le tracce lasciate dal passaggio dell'ultima piena e la geometria della sezione, al fine di calcolare, area liquida (A) e larghezza al pelo libero (B) associate alla quota idrometrica. Nota la condizione di criticità (numero di Froude Fr unitario) e nota la profondità media della corrente ($h_{\text{medio}} = A/B$) si calcola direttamente la portata di picco (Q) isolandola come incognita nell'equazione $Fr^2=1$.

$$Q = \sqrt{\frac{g \cdot A^3}{B}} = A \sqrt{g \cdot \bar{h}} \quad (2.1)$$

dove B è la lunghezza al pelo libero (m) in corrispondenza al tirante h ed $\bar{h}$ la profondità media della corrente ($\bar{h}=A/B$).

METODO DEI DIAMETRI COMPETENTI (B)

Il metodo dei diametri competenti, si basa su equazioni che stimano i valori di profondità e velocità medie della corrente, a partire dai diametri più grossolani presenti nel letto. Si suppone che i massi, nelle sezioni dove vengono rinvenuti, si siano trovati in condizioni di equilibrio limite, dopo essere stati parzialmente mobilizzati in un tratto d'alveo a monte.

Per l'applicazione del metodo dei diametri competenti, occorre individuare un tratto di torrente in cui siano presenti massi grossolani depositati durante la fase di piena. Spesso i clasti si trovano lungo le barre di deposito laterali e centrali, a monte di opere trasversali (briglie, soglie, ecc.), per ognuno di questi massi viene misurato il relativo diametro medio.

Doveroso è prestare particolare attenzione nell'individuare il luogo ove applicare il metodo dei diametri competenti, tenendo conto alcune linee guida:

- Il tratto è preferibile sia rettilineo, né in contrazione né in espansione;
- Deve ben rappresentare le caratteristiche generali del corso d'acqua analizzato;
- Almeno una delle due sponde dovrebbe essere in roccia;
- Nessun affluente deve immettersi lungo il tratto prescelto.

Le formule per ricostruire il valore di portata al picco, partendo dal valore del diametro medio dei massi movimentati dall'evento, sono (Costa 1983):

$$V = 5,20d_i^{0,487} \quad (2.2)$$

$$\bar{h} = \left(\frac{V_n}{\sqrt{i}} \right)^{1,5} \quad (2.3)$$

$$Q = VA \quad (2.4)$$

d_i : diametro medio dei clasti rilevati

V : velocità media del flusso

I : pendenza

A : area sezione

METODO DEI DIAMETRI COMPETENTI COMBINATO CON L'IPOTESI DI CRITICITA' (C)

Osservando attentamente l'alveo di un torrente montano immediatamente a monte di una soglia o di una briglia, si notano a volte clasti che sporgono dall'acqua e non sono solidali con la corazzatura del letto. Durante l'evento di piena i clasti sono stati presumibilmente depositati all'altezza della soglia o appena a monte della soglia, e possono essere considerati come testimoni della competenza della portata al picco dell'idrogramma.

Sapendo come la corrente transita su di una soglia in condizioni critiche, è possibile risalire, mediante l'ipotesi di competenza dei diametri, alla portata massima transitata.

Ipotizzando che dove è posizionato il clasto, si verifichi anche il tirante critico, è possibile calcolare la velocità limite, posta pari alla velocità critica (V_c). L'ipotesi per cui il tirante sia critico in corrispondenza del

clasto, fornisce un valore di portata verosimilmente più vicino al limite superiore. Desumendo la larghezza media del flusso dai rilievi in campo, la velocità dall'eq. 2, e h_d dall'ipotesi di criticità, è quindi possibile calcolare la portata mediante la relazione (Cesca, D'Agostino 2006)

$$Q \cong B V h_d = B V_c h_d = B V_c \left(\frac{V_c^2}{g} \right) \quad (2.5)$$

V_c : velocità critica del flusso

h_d : altezza critica del flusso

B : base della sezione

2.2.2. Simulazione eventi alluvionali con il software ADB-Toolbox

Il software Adb-ToolBox, è un'applicazione GIS che accanto alle funzionalità tipiche dei Sistemi Informativi Geografici, rende disponibili ulteriori funzionalità per la realizzazione di analisi idrologiche. E' stato sviluppato dal Ministero dell'Ambiente ed è scaricabile dal sito del Geoportale Nazionale al link: <http://www.pcn.minambiente.it/GN/adbtoolbox.php?lan=it>.

Particolarità del modello implementato da Adb-ToolBox, si riferisce al fatto che nel calcolo combina più metodi:

- *Soil Conservation Service*: per il calcolo della pioggia efficace distribuita;
- *Il metodo cinematico*: per la propagazione alla sezione di chiusura;
- *Serbatoio lineare*: per la simulazione del deflusso di base.

Nel calcolare l'idrogramma e il valore di portata al picco, si possono inserire molteplici parametri:

Sezione di chiusura: il software in seguito alla scelta della sezione di chiusura (una cella del raster), ne riporta le principali caratteristiche (coordinata x, coordinata y, area sottesa (km^2), quota (m)).

Dati: sezione in cui vengono richieste due cartelle di dati input e output. Nella prima definita cartella bacino il software richiede i file raster quali: DTM, area drenata, direzioni di deflusso e CN, nella seconda il software salva i file risultanti dalla simulazione.

Parametri: in quest'ulteriore sezione si seleziona il tipo di calcolo che si vuole simulare, nel caso in questione le diverse simulazioni sono state effettuate a scala d'evento, inserendo quindi i valori di precipitazione che riproducessero ad intervalli di un'ora l'evento di pioggia.

Particolare attenzione prima del calcolo va dedicata ai *parametri avanzati*, i quali risultano necessari per una simulazione ancor più precisa. Attraverso tale finestra di approfondimento, il software richiede ulteriori parametri:

- *Tempi di residenza*: inserimento dei due valori velocità che caratterizzano il deflusso sul versante e nel reticolo, stabilendo inoltre un valore di area soglia, cioè una superficie minima che fa da discriminante tra la superficie definita di reticolo o di versante.
- *Forma ietogramma*: questa funzione risulta utile per determinare la tipologia della distribuzione temporale di precipitazione da utilizzare per il calcolo dell'idrogramma finale.

- **Idrogramma:** la maggior parte dei parametri necessari a definire le variabili osservate durante la descrizione del modello idrologico utilizzato da questo primo software, sono riportate di seguito.
 - o **Antecedent Moisture Condition (AMC):** come visto nel metodo SCS, rappresenta concettualmente lo stato idrico iniziale del bacino.
 - o **Portata iniziale (Q_0):** è il primo dei due parametri che controllano la portata di base e può essere impostata dall'utente, oppure essere calcolata automaticamente dal software in base al valore della superficie considerata (ad esempio: $Q_0 = 50 \frac{l}{s} \cdot km^2 = 50 \cdot A$ (6))
 - o **Costante di esaurimento (C.E.):** si riferisce invece al serbatoio lineare, e corrisponde al termine α .
 - o **Fattore di riduzione areale (A.R.F.):** fattore di controllo che agisce sulle precipitazioni, utile soprattutto nei bacini di estese superfici, anch'esso può essere impostato manualmente o automaticamente calcolato dal software.

L'applicazione, attraverso una procedura modellistica, permette di effettuare la simulazione utile a stimare il valore della portata dell'evento su specifiche sezioni della rete idrografica presa in considerazione.

L'approccio modellistico utilizzato dal software, risulta semplificato in modo tale da rendere minima l'esigenza di dati per eseguire la simulazione, ma allo stesso tempo limita l'analisi modellistica ai bacini medio piccoli con superfici inferiori a 250 km². Su bacini di dimensioni maggiori, potrebbero infatti diventare importanti e rilevanti fattori quali ad esempio la distribuzione non uniforme delle precipitazioni, o la necessità di ricorrere ad una simulazione più raffinata dei meccanismi di trasporto della rete idrografica.

2.2.3. Simulazione eventi alluvionali con il modello FLO-2D

Il modello numerico FLO-2D (O'Brien et al., 1993) è un programma di calcolo per simulazioni idrauliche bidimensionali. Può essere rappresentato da un fondo fisso per la simulazione di colate detritiche o da fondo mobile nel caso di solo trasporto solido. Spesso viene utilizzato per la simulazione di flussi non – Newtoniani in aree di conoide nelle quali partendo da un'idrogramma di piena ed utilizzando un modello completamente dinamico, il modello predice l'area di inondazione, la velocità e lo spessore del flusso per ogni cella in cui la topografia è stata discretizzata.

Per effettuare le modellazioni la superficie topografica viene suddivisa in un reticolo a maglie quadrate uniformi e per ogni elemento viene assegnata la sua posizione sul reticolo, la quota, la scabrezza e un fattore di riduzione dell'area utilizzato per simulare il blocco del flusso in quella cella. Il flusso viene guidato attraverso il reticolo usando stime sulla profondità del flusso per calcolare i flussi tra le celle. FLO-2D, seguendo un metodo di integrazione numerica alle differenze finite, risolve le equazioni di continuità e di conservazione della quantità di moto utilizzando uno schema esplicito e centrato. L'equazione di continuità è perciò:

$$i = \left(\frac{\delta h}{\delta t} \right) + \left(\frac{\delta h \cdot v_x}{\delta x} \right) + \left(\frac{\delta h \cdot v_y}{\delta y} \right) \quad (2.7)$$

i: intensità di pioggia efficace.

V_x : velocità relativa alla direzione x

V_y : velocità relativa alla direzione y

L'intensità di pioggia efficace, deve essere diversa da zero per il flusso superficiale.

Le equazioni del moto bidimensionale (equazione di conservazione della quantità di moto dell'onda dinamica), nelle direzioni x e y sono rispettivamente:

$$S_{fx} = S_{ox} - \left(\frac{\delta h}{\delta x}\right) - \left(\frac{V_x}{g}\right)\left(\frac{\delta V_x}{\delta x}\right) - \left(\frac{V_y}{g}\right)\left(\frac{\delta V_y}{\delta y}\right) - \left(\frac{1}{g}\right)\left(\frac{1}{g}\frac{\delta V_x}{\delta t}\right) \quad (2.8)$$

$$S_{fy} = S_{oy} - \left(\frac{\delta h}{\delta x}\right) - \left(\frac{V_y}{g}\right)\left(\frac{\delta V_y}{\delta y}\right) - \left(\frac{V_x}{g}\right)\left(\frac{\delta V_x}{\delta x}\right) - \left(\frac{1}{g}\right)\left(\frac{1}{g}\frac{\delta V_y}{\delta t}\right) \quad (2.9)$$

h_f = profondità del flusso;

u_x e u_y = velocità mediate sulla profondità lungo gli assi x e y .

S_{fx} e S_{fy} = gradienti di dissipazione energetica nelle due direzioni

Le componenti energetiche S_{fx} e S_{fy} sono espresse in funzione delle pendenze medie del letto S_{ox} e S_{oy} , del gradiente di pressione, dell'accelerazione convettiva e locale.

I processi fisici simulati in FLO-2D sono:

- Moto non confinato del flusso superficiale sulla piana di inondazione (floodplain)
- Flusso all'interno di un canale a geometria nota;
- Scambio del flusso tra floodplain e canale;
- Pioggia ed infiltrazione sul conoide;
- Strutture idrauliche;
- Simulazione di trasporto solido (erosione/deposizione);
- Simulazione di mud/debris flow.

In molte applicazioni la sola simulazione del flusso superficiale sulla piana inondabile ("*floodplain*") può essere sufficiente a pervenire a dei risultati accurati. In tutte quelle situazioni nelle quali prevale un moto di tipo unidimensionale (larghi corsi d'acqua) o dove la topografia della *floodplain* non riesce a cogliere con sufficiente dettaglio la depressione del canale è possibile implementare ulteriormente il modello inserendo, oltre alla *floodplain*, anche una successione di sezioni trasversali.

La rappresentazione bidimensionale dell'equazione del moto è definita meglio come un modello quasi bidimensionale usando un sistema di celle quadrate e definite. L'equazione del moto viene risolta calcolando la velocità media attraverso i confini della cella nelle otto direzioni potenziali del flusso (quattro cardini e quattro diagonali). Ciascun calcolo della velocità è essenzialmente unidimensionale e viene risolto indipendentemente dalle altre sette direzioni.

I due elementi informativi di base della *floodplain* sono la quota e la scabrezza (n di Manning) che vengono assegnate ad ogni cella e vengono definiti all'interno del file FPLAIN.DAT, mentre il numero progressivo e le coordinate spaziali di ciascun elemento della griglia sono contenute all'interno del file CADPTS.DAT.

Questi due file vengono creati utilizzando l'applicativo Grid Developer System (GDS), creato appositamente per facilitare la preparazione del *grid system*.

Oltre ai due file sopracitati, i dati necessari al programma per condurre una simulazione superficiale vanno inseriti nei seguenti file:

- CONT.DAT.: è il file di controllo dell'intera simulazione, attraverso il quale viene impostato il tempo di simulazione, la presenza o meno di elementi quali la geometria del canale, le strade, gli argini e gli edifici ed i processi fisici che si intende simulare (pioggia, infiltrazione, evaporazione, colate detritiche e di fango, trasporto solido).
- TOLER.DAT: è il file attraverso il quale è previsto l'inserimento dei parametri di Surface Detention, Percent Change in Flow Depth e Dinamic Wave Stability Coefficient.
- INFLOW.DAT: è il file nel quale viene indicato il numero della cella di ingresso del flusso e l'idrogramma liquido di ingresso ad esso associato.
- OUTFLOW.DAT: è il file dove vengono indicati i numeri delle celle della griglia di calcolo dalle quali il flusso potrebbe fuoriuscire.
- RAIN.DAT: questo file è necessario per descrivere l'eventuale precipitazione che si vuole simulare attraverso il software nell'area indagata, le possibilità di simulazione sono molteplici e presentano diverse caratteristiche.

Il software ha inoltre la possibilità di simulare diversi problemi di inondazione associati all'ostruzione del flusso. Con il fattore di riduzione dell'area (ARF, Area Reduction Factor) e il fattore di riduzione delle larghezze (WRF, Width Reduction Factor) è possibile modificare l'individuale capacità di invaso delle celle e l'ampiezza del flusso.

Il fattore ARF può essere utilizzato in quei casi in cui serve ridurre il volume di immagazzinamento negli elementi della griglia a causa della presenza di edifici o della topografia, viene specificato come una percentuale del totale della superficie degli elementi della griglia (valore compreso tra 0 e 1).

Il WRF può invece essere assegnato ad ognuna delle 8 direzioni del flusso negli elementi della griglia e può ostruire parzialmente o completamente il flusso in una delle 8 direzioni simulando muri, edifici o rilevati; viene specificato come una percentuale del lato dell'elemento della griglia (valore compreso tra 0 e 1).

3. CASI DI STUDIO: LE FORZANTI METEO E LA RICOSTRUZIONE DELLA RISPOSTA A SCALA DI BACINO

3.1 Il bacino del torrente Leogra

Il bacino del torrente Leogra, è localizzato nell'area nord occidentale della provincia di Vicenza (Fig. 3.1). Le sorgenti del torrente sono riconducibili al versante meridionale della Cima Palon contrafforte del Massiccio del Monte Pasubio, da cui solca la val Canale, riversandosi successivamente lungo la val Leogra, valle del vicentino che prende il nome dal torrente omonimo. Il torrente attraversa quindi i comuni di Valli del Pasubio e di Torrebelticino raccogliendo lungo il suo percorso le acque di molti tributari laterali prima di scendere nella pianura vicentina presso Schio.

La sezione di chiusura del bacino idrografico in analisi, è stata individuata a valle della confluenza con il torrente Gogna, ad una quota altimetrica pari a 208 m, più precisamente coincidente con il confine amministrativo tra i comuni di Schio e Torrebelticino.

Il bacino di riferimento è quello del Leogra - Timonchio, facente parte dell'area scolante del più ampio bacino idrografico del Bacchiglione.

L'area è orograficamente limitata al confine nord occidentale, dal massiccio del Pasubio, il cui crinale principale si sviluppa dalla Cima Palon (2239 m), e proseguendo verso sud sino valico alpino del Pian delle Fugazze (1163 m). Lungo la medesima direttrice, quale confine tra le regioni del Veneto e del Trentino Alto Adige, lo spartiacque è costituito dalla Catena del Sengio Alto, sempre dal confine nord occidentale, il gruppo del Pasubio, si protende verso est con una lunga dorsale montuosa, che separa la conca della val Leogra dalla valle del Posina, localizzata più a nord, individuando lo spartiacque settentrionale del bacino. Continuando quindi lungo questa ulteriore direttrice ovest-est, il confine orografico del bacino si protrae nel gruppo del Novegno, separato dal Pasubio dal passo di Xomo (1016 m) e dal colletto di Posina. Il gruppo del Novegno, divide la val Leogra dalla val d'Astico mentre la parte meridionale del bacino è delimitata da altri rilievi che dividono la val Leogra dalla valle dell'Agno.

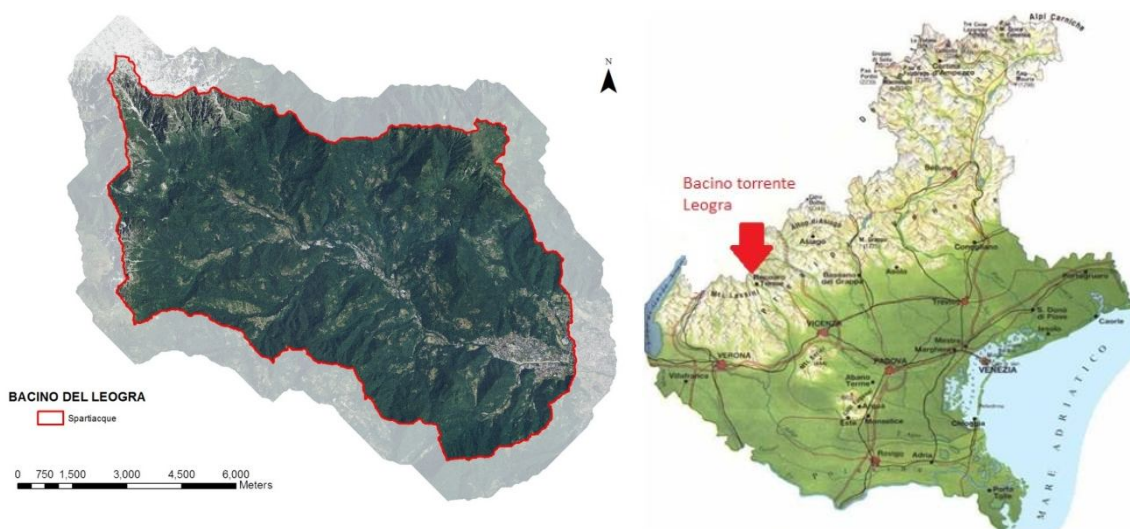


Fig. 3.1: Identificazione e Ortofoto con spartiacque del bacino del torrente Leogra chiuso a valle di Torrebelticino (VI).

Di seguito sono riportati i valori dei parametri morfometrici (Tab. 3.1) che riassumono le principali caratteristiche del bacino e il relativo DTM calcolato sulla CTRN della Regione Veneto (Fig. 3.2).

Tab. 3.1: caratteristiche morfologiche del bacino del torrente Leogra

BACINO TORRENTE LEOGRA		
<i>Parametri morfometrici</i>	<i>Dimensione</i>	<i>u.d.m.</i>
Superficie planimetrica	85.02	km ²
Area effettiva del bacino	95.16	km ²
Perimetro	4.81	km
Quota massima	2230	m s.l.m.
Quota della sezione di chiusura	208	m s.l.m.
Quota media	757,5	m s.l.m.
Rilievo del bacino	1349.5	m
Lunghezza del reticolo idrografico	213.8	km
Lunghezza del collettore principale	16.36	km
Pendenza massima del bacino	84.1	°
Pendenza minima del bacino	0	°
Pendenza media del bacino	26.7	°
Pendenza media del bacino	59.4	%
Pendenza media del collettore principale	10.2	%

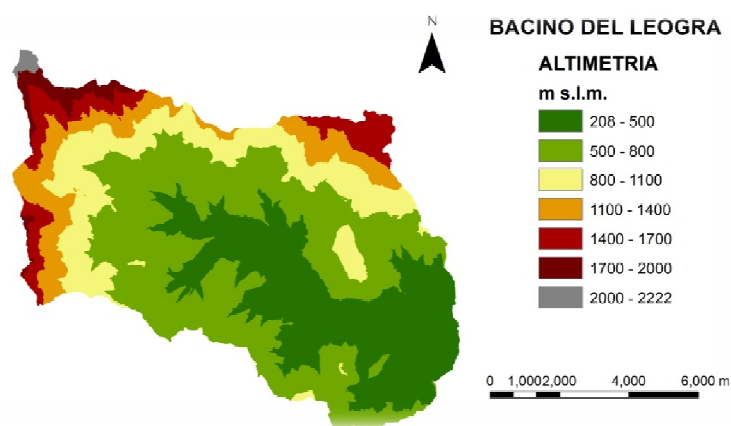


Fig. 3.2: rappresentazione delle fasce di quota del bacino sulla base del DTM

L'ampia area sottoposta ad analisi, ha previsto un'indagine di maggior dettaglio attraverso l'identificazione di due tratti lungo l'asta principale del torrente, in cui sono state svolte misure di tipo topografico e granulometrico, utili alla ricostruzione delle portate transitate in occasione dell'evento del Novembre 2010. Entrambi i tratti (Fig. 3.3 e Fig. 3.4), ricadono nel territorio di competenza del comune di Valli del Pasubio e sono caratterizzati da un elevato grado di antropizzazione, in conseguenza a diversi interventi effettuati per garantire una sufficiente sicurezza idraulica a tutela della popolazione che risiede nelle aree limitrofe.



Fig. 3.3: Tratto A



Fig. 3.4: Tratto B

I tratti analizzati, sono stati oggetto di rilievo plano-altimetrico e granulometrico, necessari per l'approfondimento e la comprensione dei fenomeni torrentizi avvenuti nell'autunno 2010. I rilievi effettuati in campo sono stati svolti nel periodo tra Luglio e Settembre 2011, dove con più uscite in campo sono stati valutati diversi aspetti dei tratti sopraindicati. Per la determinazione delle caratteristiche topografico-morfologiche, sono state rilevate più sezioni trasversali, in cui è stato possibile individuare e rilevare il valore del tirante che ha caratterizzato il picco di piena transitato attraverso i segni allora visibili lungo le sponde. Successivamente è stato effettuato un ulteriore rilievo della sezione longitudinale, mediante il quale è stata stimata la pendenza sulla linea del thalweg, attraverso il rilievo di più punti consecutivi con i quali sono state determinate lunghezza e dislivello dei due tratti analizzati.

Ulteriori analisi sono state effettuate per determinare la granulometria che caratterizza i due tratti posti in analisi. Allo scopo sono stati disposti molteplici transetti di lunghezza pari a 20 metri, lungo i quali sono stati misurati i clasti individuati ad una distanza pari a 40 cm l'uno dall'altro, per un totale di 50 misurazioni per ogni transetto. Durante le misure granulometriche necessarie per determinare le curve di frequenza, sono stati inoltre rilevati tramite misura dei diametri medi i clasti di dimensioni maggiori rinvenuti all'interno dell'alveo e recentemente trasportati dall'evento di piena.

3.1.1. L'evento alluvionale dell'autunno 2010 in Veneto

Nei giorni tra domenica 31 Ottobre 2010 e martedì 2 Novembre 2010 il territorio della Regione del Veneto é stato interessato da un'intensa e diffusa precipitazione con caratteri di rovescio in particolare nella zona prealpina e pedemontana che ha portato a una situazione di crisi il sistema idraulico regionale, dando luogo a fenomeni di dissesto idrogeologico nella zona pedemontana e a contemporanee alluvioni in pianura. L'intero evento pluviometrico si è sviluppato, in realtà, nell'arco di circa 10 giornate ed ha fatto registrare, soprattutto nella zona pedemontana di Vicenza e Verona, nuovi massimi storici delle precipitazioni per le durate di 12, 24 e 48 ore, superando i valori che appartenevano agli eventi del Novembre 1966 e Ottobre 1992. Un secondo evento importante si è verificato nell'inverno 2010, con piogge diffuse per 6 giornate e con massime intensità nei giorni del 24-25 Dicembre. Le condizioni di saturazione del suolo che hanno preceduto

le precipitazioni più intense hanno amplificato la risposta idrologica dei bacini idrografici provocando in quasi tutta la Regione ingentissimi danni economici (rotte arginali) e anche la perdita di due vite umane.

Volendo individuare le cause attribuibili ad un evento di così elevata intensità, come riportato dal rapporto dell'ARPAV, evidenziamo come le condizioni climatiche registrate in quei giorni individuino una perturbazione di origine atlantica la quale ha dato luogo ad un'ampia e persistente circolazione ciclonica tra il Mar Ligure ed il Mar Tirreno, che si è spinta fino alle coste africane, questa ha convogliato un intenso e persistente flusso di correnti sciroccali caldo-umide sul Veneto, responsabili delle intense precipitazioni registrate.

La risposta idrologica dei diversi bacini è stata inoltre aggravata dai primi apporti meteorici nella giornata del 31 Ottobre, i quali hanno saturato i suoli per cui durante il picco dell'evento, verificatosi il giorno successivo i deflussi al suolo sono stati trasformati perlopiù in deflusso superficiale.

Volendo descrivere più nel dettaglio l'evoluzione dell'evento meteorologico nell'area presa in considerazione, riscontriamo come già nella prima mattinata di domenica 31 Ottobre siano presenti precipitazioni su tutta la Regione, le quali vengono classificate di forte intensità sulle Prealpi vicentine, trevigiane e bellunesi (maggiore di 10 mm/h). Nello specifico la stazione pluviometrica di Valli del Pasubio, localizzata all'interno dell'area, ha registrato un'intensità massima pari a 26,6 mm/h, uno dei valori più alti registrati in tutto il Veneto. Come riportato nel rapporto ARPAV, anche la giornata successiva di Lunedì 1 Novembre è caratterizzata da precipitazioni rilevabili su tutto il territorio regionale che mantengono una debole intensità in pianura, ma sempre molto elevata nella zona prealpina, soprattutto quella di Vicenza con valori di intensità sempre ben al di sopra dei 10 mm/h. La giornata di lunedì 2 Novembre registra infine un attenuarsi dei fenomeni, rilevando fino alla tarda mattinata precipitazioni prevalentemente di debole o moderata intensità su tutta la regione, le quali nel pomeriggio diventeranno discontinue.

Considerando i due giorni in cui l'evento si è manifestato più intensamente (31 Ottobre, 1 Novembre 2010), sono stati registrati nella zona delle Dolomiti meridionali, Prealpi e pedemontana valori medi di precipitazione cumulata pari a circa 200 mm, con la presenza di aree (tra cui quella oggetto di studio) in cui sono stati superati i 400 mm in corrispondenza della Prealpi vicentine e dell'area pedemontana tra il trevigiano e il bellunese.

Nelle immagini successive (Fig. 3.5), sono riportate le mappe raffiguranti le isoiete elaborate da ARPAV per i giorni dell'evento sopradescritto.

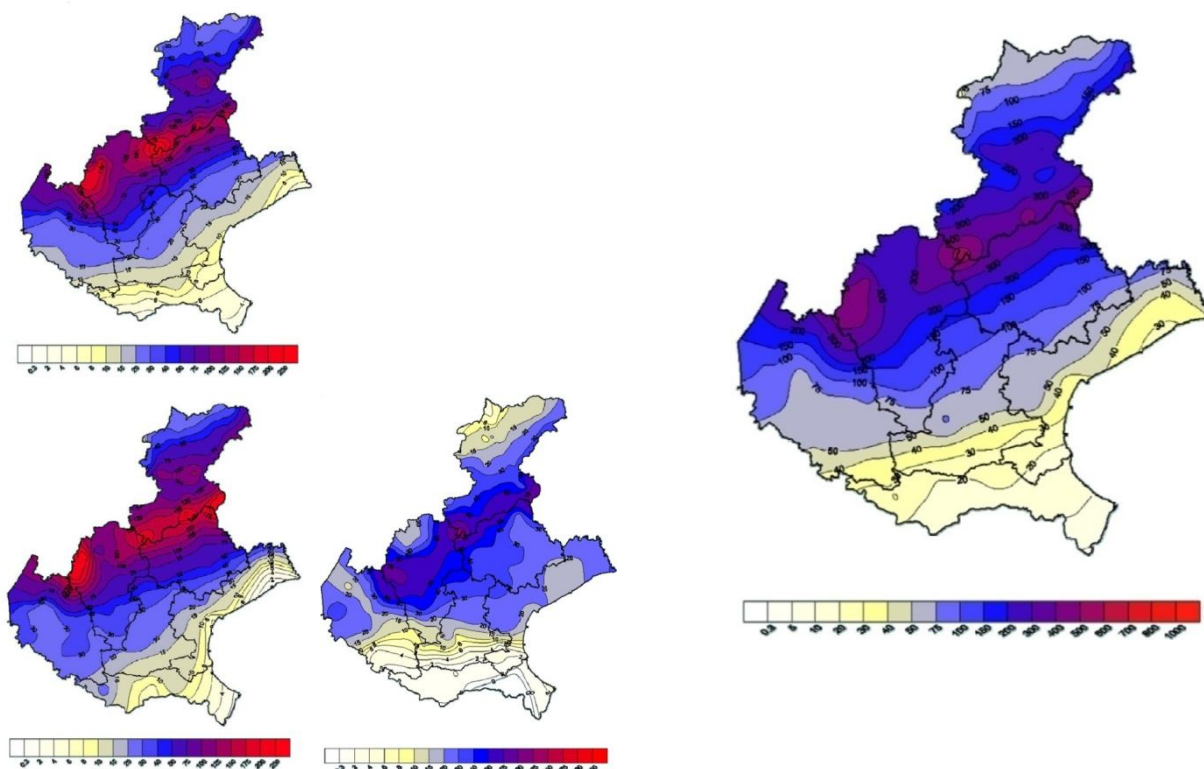


Fig. 3.5: carte riportanti le isoiete relative all'evento del 31 Ottobre, 1 e 2 Novembre, e la precipitazione cumulata relativa ai tre giorni, della regione Veneto (http://www.arpa.veneto.it/home/htm/dati_alluvione.asp).

3.1.2. Applicazione dei dati pluviometrici RADAR

L'utilizzo di dati registrati dalle stazioni pluviometriche classiche presenta alcuni limiti, il più importante è sicuramente la distribuzione spaziale delle stesse. Il numero di stazioni localizzate all'interno del territorio regionale è sicuramente sufficiente per effettuare analisi relative ad un'ampia scala spaziale, mentre entrando più nel dettaglio, su superfici più ridotte è necessario considerare la distanza della stazione con l'area d'indagine e le distanze dalle altre stazioni.

Questo dipende innanzitutto dalla variabilità che caratterizza gli eventi meteorologici, i quali spesso si manifestano con modalità ed intensità eterogenee anche su ridottissime scale spaziali.

Infine il vento, se presente ad elevata velocità, come spesso avviene negli eventi temporaleschi, può falsare la misura della precipitazione da parte del pluviometro. In tal caso, infatti, la traiettoria di caduta delle gocce non risulta più normale all'orifizio dello strumento, ma inclinata rispetto allo stesso, non permettendo una corretta misurazione.

Seppur oggi siano molteplici i software che permettono di eseguire svariate interpolazioni, necessarie per ottenere dei valori di precipitazioni distribuita dai rilievi puntuali derivati dalle stazioni di misura, il valore misurato da un pluviometro resta comunque rappresentativo di un unico punto nello spazio, pertanto la stima della precipitazione va fatta con cautela in considerazione della distribuzione spaziale spesso non omogenea sul territorio degli eventi meteorologici.

In tutti i casi, per quanto fitta possa essere una rete di stazioni, questa da sola non è sufficiente al monitoraggio dettagliato della precipitazione sull'intero territorio regionale per i motivi appena esposti. Il radar meteorologico rappresenta uno strumento che se affiancato alla rete di stazioni al suolo, può fornire un valore aggiunto di notevole interesse.

L'ampia area del bacino del Leogra non permette un'agevole estrapolazione dell'entità del fenomeno precipitativo oggetto di studio. Per tal motivo, si è prevista una valutazione idrologica, su un'area più ridotta, riconducibile alla zona di testata del bacino. Quest'area è stata presa in considerazione quale porzione del bacino in cui l'evento di pioggia, si è manifestato con una maggior intensità rispetto alla parte rimanente (effetto dell'orografia). Questa variabilità del fenomeno, caratteristica degli eventi intensi, ha fatto registrare nell'area di testata, dei valori di precipitazione cumulata molto elevati.

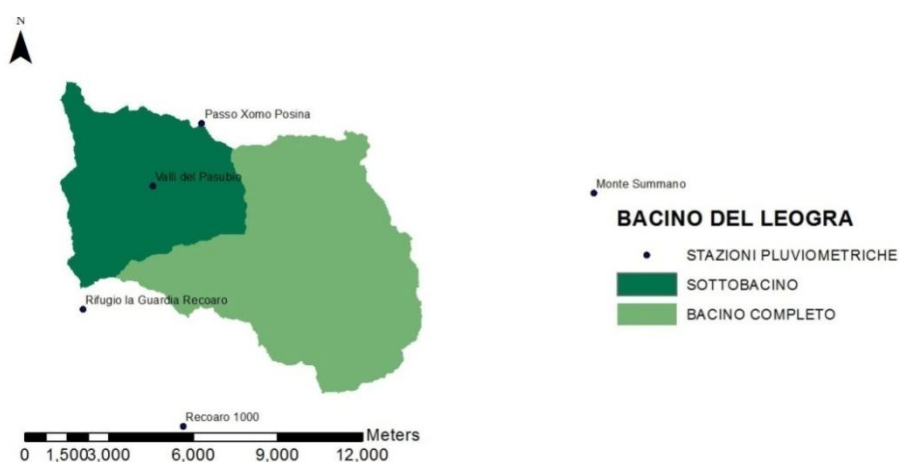


Fig. 3.6: Stazioni pluviometriche con indicazione dei due sottobacini oggetto di studio

L'area d'indagine preventiva è monitorata da un buon numero di stazioni a terra (Passo Xomo Posina, Valli del Pasubio, Rifugio la Guardia, Fig. 3.6), le quali però non risultano sufficienti nell'ampia zona valliva del bacino. Per ovviare a tale carenza strumentale, per la quale non si riesce a fornire un valore di precipitazione cumulata che riproduce con sufficiente chiarezza il valore di precipitazione media del bacino, si sono utilizzati i dati di riflettanza radar, resi disponibili dall'ARPAV, elaborati dal gruppo di ricerca del prof. Borga M., del dipartimento TeSAF (Borga M., comunicazione personale). Questi dati indicano con molta più attendibilità il valore di precipitazione media cumulata all'interno del bacino, sono stati forniti in formato raster, caratterizzato da celle quadrate con lato di lunghezza pari ad 1 km.

Ad ogni cella corrisponde un diverso valore di precipitazione cumulata relativo ad intervalli di un'ora. I dati radar a disposizione possiedono una durata di sole 49 ore, mentre la durata della precipitazione rilevata dalle stazioni è pari a 66 ore e comprende tutto l'evento. Quest'ultimo intervallo temporale non considera la fase terminale dell'evento; ciò risulta però poco influente nell'analisi, in quanto permette comunque una corretta valutazione nella stima del valore del picco di piena della portata transitata. Come si può inoltre osservare in Figura (Fig. 3.7), la correlazione tra i dati di precipitazione relativi all'evento, rilevati dal radar e dalle

stazioni pluviometriche a terra su gran parte della Regione Veneto, pur sottostimando lievemente il valore di precipitazione, ben rappresenta il valore di precipitazione media. Si nota infatti come la retta interpolatrice del grafico presenti un coefficiente angolare minore rispetto alla bisettrice del medesimo (Marra et Al., 2011).

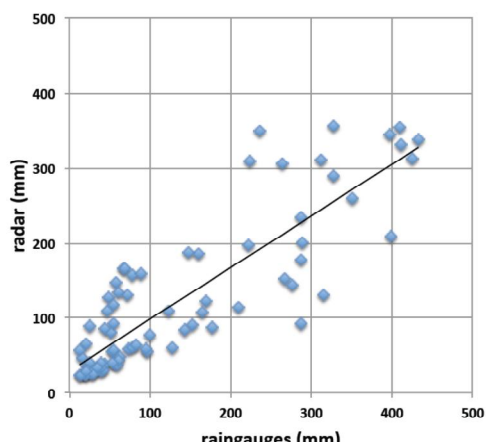


Fig. 3.7: Correlazione dei dati rilevati dal radar e dalle stazioni pluviometriche a terra

Di seguito vengono riportate le due immagini relative alle interpolazioni dei valori di precipitazione ricostruite con i due diversi metodi.

Notiamo come i valori di precipitazione individuati nella prima rappresentazione (Fig. 3.8), risultino dall'interpolazione IDW (Inverse Distance Weighting) dei dati puntuali riscontrati dalle stazioni pluviometriche a terra localizzate nelle vicinanze del bacino, mentre nella Figura successiva (Fig. 3.9), siano ben individuabili le celle rappresentanti valori puntuali di precipitazione cumulata estrapolati dai dati radar.

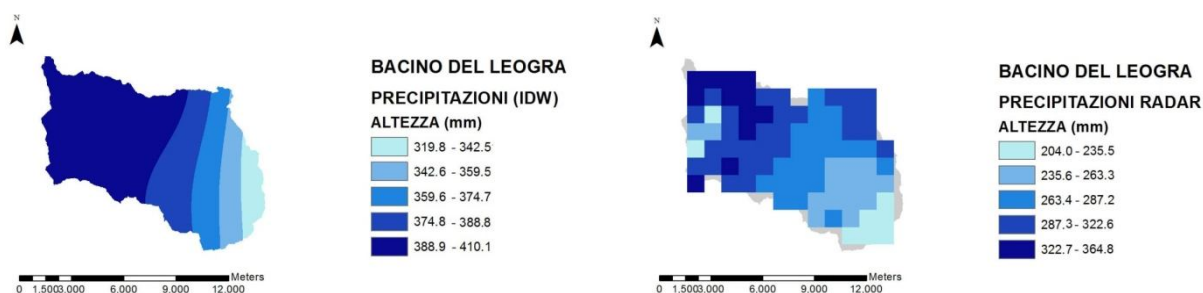


Fig 3.8-3.9: distribuzione di precipitazione cumulata con valori delle stazioni a sx e con dati RADAR a dx

3.1.3. Risultati analisi di campo post-evento

Nel riportare i risultati ottenuti attraverso la prima metodologia applicata, si ricorda che i risultati derivano direttamente dai rilievi effettuati in campo nei due diversi tratti presi in analisi e descritti precedentemente. Entrambi i tratti ricadono all'interno del sottobacino montano in cui è stata svolta l'analisi preventiva e più precisamente il tratto B corrisponde con la sezione di chiusura dello stesso.

I valori di portata ottenuti riportati in tabella (Tab. 3.2, Tab. 3.3), con questa prima analisi, sono da considerarsi e utili a stabilire un primo valore di riferimento per le analisi idrologiche successive.

Tab. 3.2: Valori di portata ottenuti con i metodi di stima degli indicatori di campo nel tratto A

TRATTO A	Diametro medio (m)	AREA SEZIONE (m²)	Q ipotesi di criticità (A) (m³/s)	Q diametri competenti (B) (m³/s)	Q diametri competenti con ipotesi di criticità (C) (m³/s)
SEZ A1	0.445	17.85	66.50	68.20	55.40
SEZ A2		21.08	82.50	73.90	59.40
SEZ A3		26.72	111.70	93.70	66.00
Valore medio di portata Q (m³/s)			86.90	78.60	60.30

Tab. 3.3: Valori di portata ottenuti con i metodi di stima degli indicatori di campo nel tratto B

TRATTO B	Diametro medio (m)	AREA SEZIONE (m ²)	Q ipotesi di criticità (A) (m ³ /s)	Q diametri competenti (B) (m ³ /s)	Q diametri competenti con ipotesi di criticità (C) (m ³ /s)
SEZ B1	0.531	21.73	93.50	83.00	65.40
SEZ B2		26.70	111.60	102.00	85.30
Valore medio di portata Q (m ³ /s)			102.60	92.50	75.40

Considerando i risultati riportati in tabella, si evidenzia come i valori più alti siano forniti dal metodo basato sull'ipotesi di criticità. Mentre il metodo dei diametri competenti tende a sovrastimare il valore di portata rispetto al metodo diametri competenti associato all'ipotesi di criticità, il quale risulta inferiore in entrambi i casi riportati.

3.1.4. Risultati dell'applicazione di ADB-Toolbox

I valori ottenuti da questa seconda analisi, sono frutto di un procedimento più analitico e dettagliato rispetto al precedente. Il software permette di valutare il valore del Curve Number (CN) combinando i raster relativi all'uso del suolo e alla litologia. Intersecando i valori di uso del suolo derivati dalla classificazione Land Corine Cover con quattro diversi gruppi idrologici classificati secondo diversi valori di permeabilità del

suolo, il valore medio del CN qui ottenuto è pari a 54, quale risultato derivato dai valori di CN puntuali riportati in Figura (Fig. 3.10)

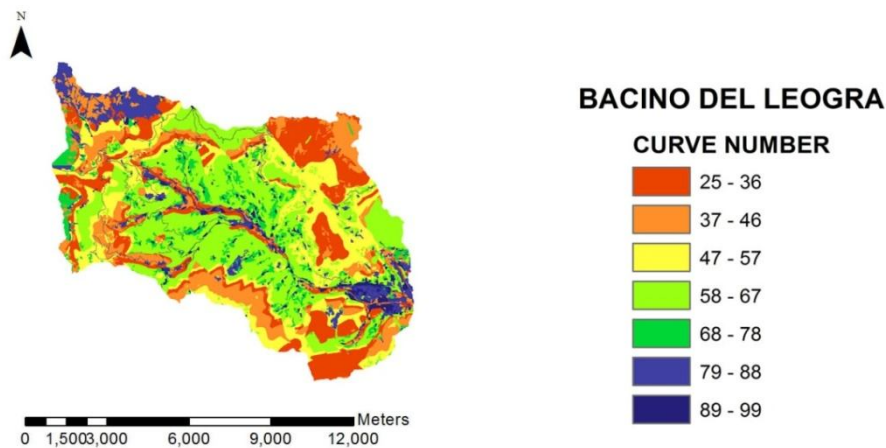


Fig. 3.10: Mappa del CN del bacino del Leogra

Di seguito si evidenziano i risultati ottenuti con il software Adb-ToolBox, mediante il quale sono state effettuate due diverse simulazioni: la prima ponendo la sezione di chiusura nel comune di Valli del Pasubio, considerando un'area di circa 30.5 km², identificata come sottobacino montano; essa durante l'evento è stata soggetta a valori di precipitazione cumulata maggiori rispetto la parte valliva del bacino. Successivamente vengono invece riportati i risultati ottenuti dalla simulazione effettuata su tutto il bacino di superficie pari a circa 85 km². In questo caso la precipitazione implementata nel modello, fa riferimento ai dati radar di precipitazione cumulata, distribuiti secondo il valore medio orario valutato sull'intera superficie del bacino. I risultati sono rappresentati in Fig. 3.11 e 3.12 e nelle Tabelle 3.4 3.5.

SOTTOBACINO

PARAMETRI DELLA SIMULAZIONE	
Portata iniziale (m ³ /s)	1.52
Cost. Esaurim. Deflusso Base (s ⁻¹)	6
AMC	2
CN	54.7
Area del bacino (km ²)	30.48
Area contribuyente (%)	100

Tab. 3.4: Parametri utilizzati e risultati ottenuti con Adb-ToolBox relativi al sottobacino

DEFLUSSO SIMULATO			
	Diretto	di Base	Totale
Precipitazione (mm)	169.21	143.23	312.26
Portata massima (m ³ /s)	60.57	16.47	76.77
Tempo al picco (h)	30.00	35.00	30.00

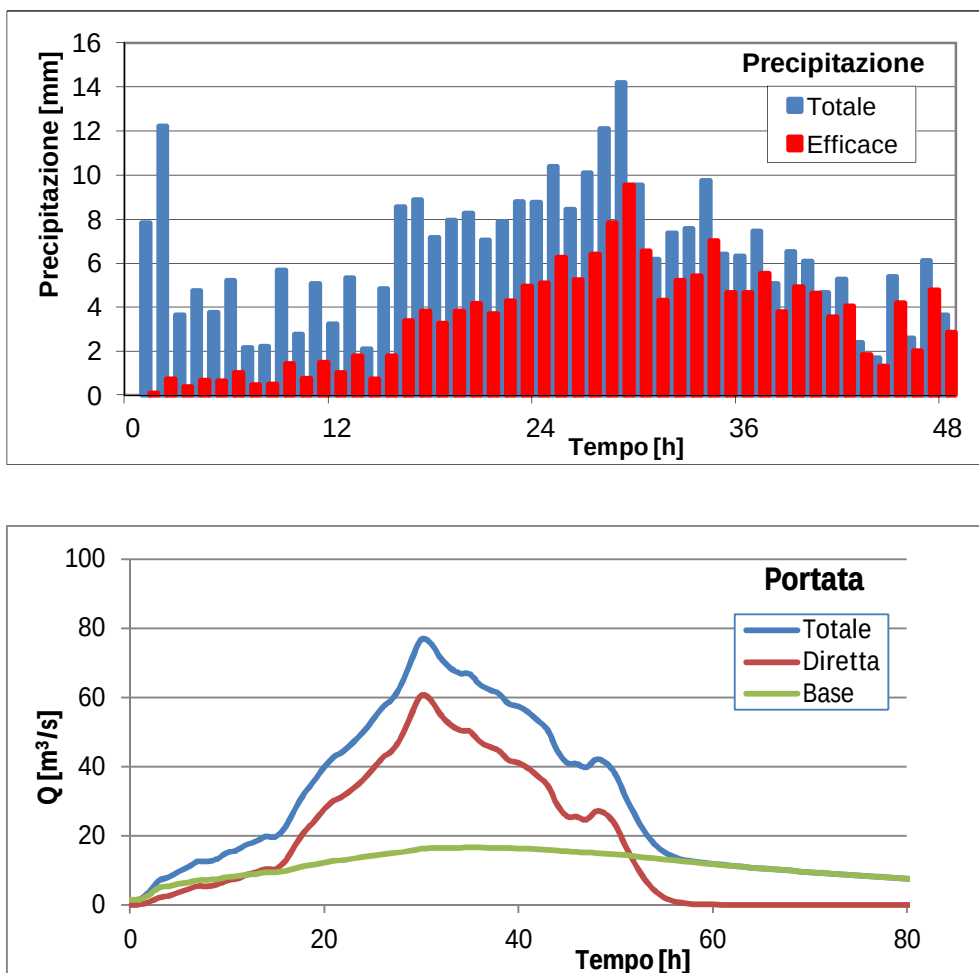


Fig. 3.11:Pluviogramma e Idrogramma relativi al sottobacino stimato con Adb-ToolBox

BACINO COMPLETO

PARAMETRI DELLA SIMULAZIONE	
Portata iniziale (m ³ /s)	4.19
Cost. Esaurim. Deflusso Base (s ⁻¹)	6
AMC	2
CN	54.03
Area del bacino (km ²)	85.02
Area contribuyente (%)	100

Tab. 3.5: Risultati ottenuti con Adb-ToolBox relativi al bacino completo

DEFLUSSO SIMULATO			
	Diretto	di Base	Totale
Precipitazione (mm)	145.44	140.88	286.37
Portata massima (m ³ /s)	141.39	44.47	185.87
Tempo al picco (h)	31.00	32.00	31.00

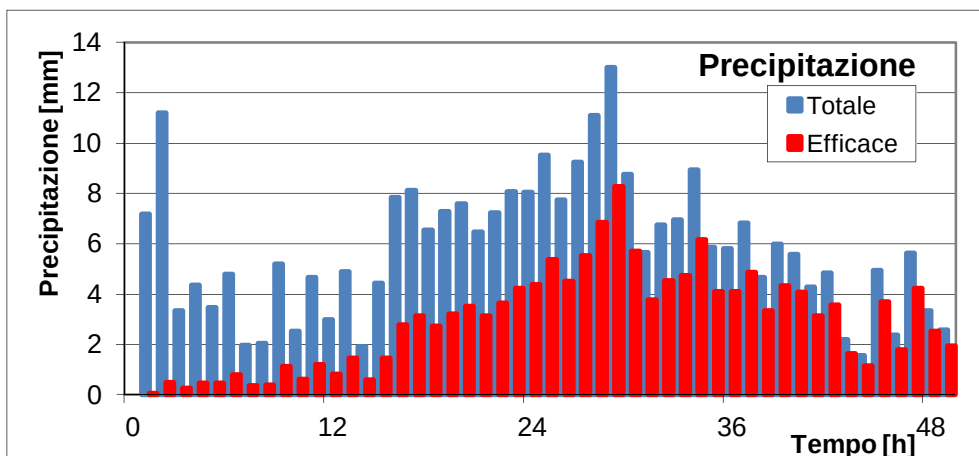


Fig. 3.12: Pluviogramma relativo al bacino completo

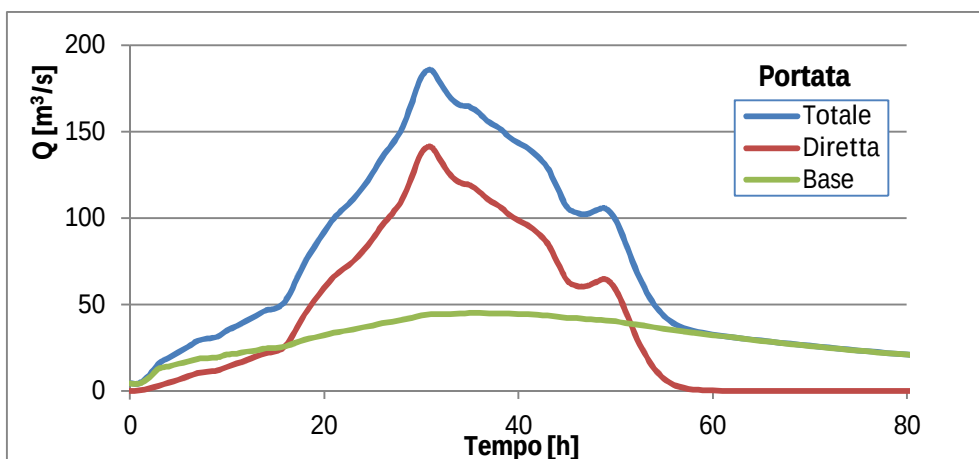


Fig. 3.13: Idrogramma relativo al bacino completo stimato con Adb-ToolBox

3.1.5. Risultati dell'applicazione di FLO-2D: modulo idrologico

Le modalità attraverso il quale il modello FLO2D può simulare una precipitazione sono molteplici. Per simulare la precipitazione utile a descrivere l'evento analizzato, si sono utilizzate due diverse metodologie.

Precipitazione uniformemente distribuita

Una prima stima prevede la simulazione dell'evento attraverso un valore di precipitazione cumulata totale, distribuita lungo tutta la durata dell'evento secondo i valori di precipitazione radar a disposizione.

Per effettuare questa prima simulazione il modello FLO-2D necessita di un file di input chiamato RAIN.DAT, in cui siano riportate le percentuali di precipitazione cumulata per ogni intervallo temporale (varia da 0 a 1).

Di seguito si riporta un esempio di file RAIN.DAT:

```
0
284.83 0      0      0
R      1      0.025
R      2      0.065
R      3      0.077
R      4      0.092
.....
R     48      0.994
R     49      1.000
```

Si evidenzia il valore di precipitazione totale cumulata riportato all'inizio della seconda stringa, in seconda colonna invece i diversi intervalli temporali, ai quali segue la distribuzione percentuale cumulata della precipitazione.

A questa prima simulazione, che considera i valori di precipitazione cumulata spazialmente uniformi su tutto il bacino, ne è seguita una più dettagliata.

Precipitazione distribuita

Per questa seconda simulazione dell'evento, con l'ausilio di comuni software GIS file sono stati elaborati dei files in formato ASCII, che rappresentano la distribuzione dei valori di precipitazione cumulata per intervalli temporali prestabiliti. Successivamente attraverso la generazione del file RAINFALLCATALOG.RFC, il modello FLO-2D acquisisce le informazioni derivanti dai file ASCII di precipitazione cumulata ottenuti, formattandoli in modo tale da attribuire un valore di precipitazione variabile nel tempo ad ogni singolo elemento del *grid system* (griglia o piana di calcolo).

Il database di file ASCII viene quindi convertito in valori di precipitazione cumulata puntuali, che vengono poi associati ad ogni elemento della griglia di calcolo. L'operazione appena descritta, viene eseguita utilizzando l'algoritmo di interpolazione variabile di precipitazione presente nel programma GDS (strumento *Interpolate variable rainfall* su tools - GDS).

Il file RAINFALLCATALOG.RFC relativo all'evento che si vuole riprodurre, deve contenere diverse informazioni quali:

- data e ora di inizio e fine dell'evento considerato,
- numero di intervalli temporali per i quali è stato rilevato il valore di precipitazione cumulata,
- durata in minuti degli intervalli considerati,

- nome e percorso dei file ASCII, in numero pari agli intervalli temporali considerati, in cui sono riportati i valori di precipitazione cumulata.

L'elenco riporta quindi la lista dei file ASCII contenenti i valori di pioggia cumulata spazializzati all'interno dell'area d'indagine, riferibili ad un intervallo temporale ben preciso, discretizzato all'interno della durata totale dell'evento meteorologico in questione.

I file ASCII vengono letti e calibrati, successivamente FLO2D esegue l'interpolazione dei dati di precipitazione cumulata sul *grid system*, attraverso dei parametri prestabiliti.

Conclusa con successo l'interpolazione, il software salva un file di output RAINCELL.DAT. Questo file sarà impiegato dal modello FLO-2D per simulare la precipitazione variabile nel tempo e nello spazio.

Un esempio ridotto del file utilizzato nella simulazione è il seguente:

60	49	31/10/2010	00:00:00	02/11/2010	01:00:00
1	5.8417				
2	5.8476				
3	5.8534				
32545	5.8302				
32546	5.8247				

Come si può notare dall'esempio, l'evento qui preso in considerazione, ha inizio il 31/10/2010 alle ore 00:00:00, la data di fine è invece il 02/11/2010 alle ore 01:00:00, la durata di ogni intervallo è pari a 60 minuti, che coprono con 49 intervalli temporali, l'intera durata dell'evento. Notiamo inoltre come ad ogni singola cella del *grid system* venga attribuito per ogni intervallo un valore di precipitazione cumulata.

Attraverso tale procedura, valutando quindi per ogni intervallo temporale i valori di precipitazione cumulata oraria su ogni cella del *grid system*, il software FLO-2D è in grado di riprodurre con una buona attendibilità un evento precipitativo.

Nell'esporre i risultati ottenuti con questo secondo modellazione, si elenca l'ordine con il quale sono state effettuate le due diverse simulazioni sul medesimo bacino. Nella prima simulazione il valore di precipitazione in input considerato è relativo al file RAIN.DAT, utile a simulare una precipitazione omogenea. Nella seconda simulazione effettuata il valore di precipitazione è stato implementato dal file RAINCELL.DAT, necessario per descrivere in input una precipitazione di intensità variabile.

Anche in questo secondo caso, le aree indagate corrispondono al sottobacino montano e al bacino completo, che il software riesce a gestire in un'unica simulazione riportando in output gli idrogrammi di più sezioni prestabilite all'interno del bacino. L'intervallo temporale per il quale è stata valutata la portata defluita tramite le due sezioni è pari a 50 ore, tempo sufficiente per valutare l'entità del massimo valore di portata transitato. Il valore del CN è di tipo puntuale come per le simulazioni precedentemente effettuate con Adb-ToolBox I risultati sono rappresentati in Fig. 3.14 e 3.15 ed in tabella 3.6.

Tab. 3.6: Risultati ottenuti con FLO -2D (Rain e Raincell)

PARAMETRI DELLA SIMULAZIONE		
Precipitazione totale (mm)	286.37	
Precipitazione efficace (mm)	145,53	

SIMULAZIONE RAIN	Qmax (m ³ /s)	Tempo al picco (ore)
SOTTOBACINO MONTANO	63.27	29.60
BACINO COMPLETO	157.32	30.18

SIMULAZIONE RAINCELL	Qmax (m ³ /s)	Tempo al picco (ore)
SOTTOBACINO MONTANO	69.51	29.96
BACINO COMPLETO	151.05	29.47

Volendo qui di seguito eseguire un confronto sui risultati ottenuti, risulta opportuno relazionare i valori derivati dalla simulazione effettuata con il software Adb_ToolBox con la prima simulazione effettuata con il software FLO-2D (Rain). Queste due simulazioni risultano coerenti per le caratteristiche dei dati di input, dato che il valore di CN di tipo distribuito è il medesimo, come i valori di precipitazione oraria cumulata. Qui di seguito vengono riportate le sovrapposizioni degli idrogrammi, relativi alle due distinte sezioni (Fig. 3.14 e 3.15), con i relativi dati riportati nelle tabelle successive (Tab. 3.7 e 3.8):

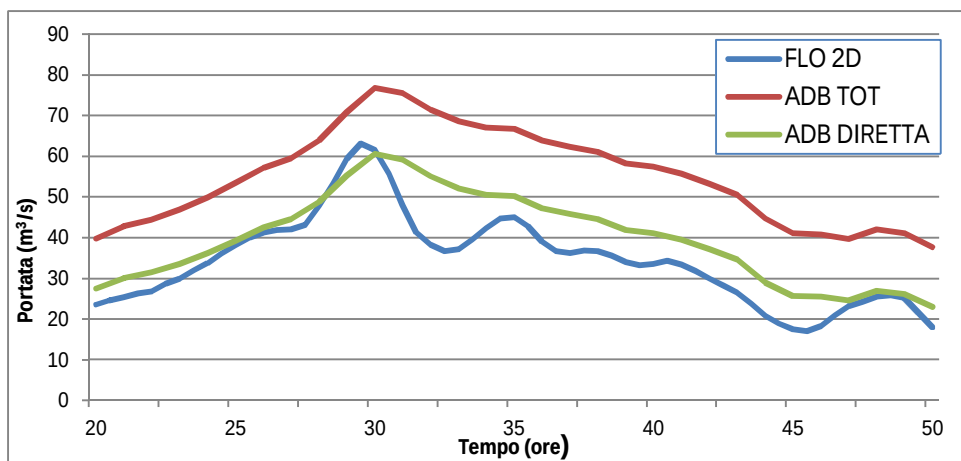


Fig. 3.14: Confronto tra idrogrammi di FLO-2D e Adb Tool-Box nel sottobacino montano

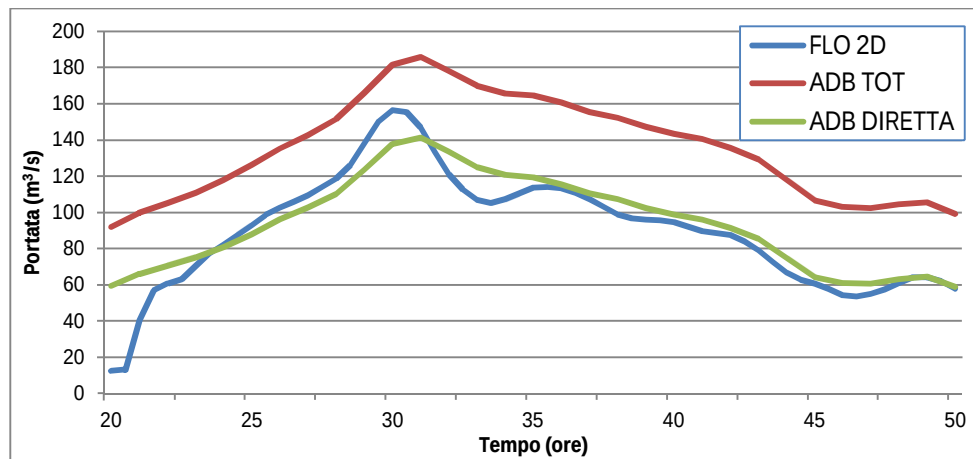


Fig. 3.15: Confronto tra idrogrammi di FLO-2D e Adb Tool-Box nel bacino completo

Tab. 3.7: Confronto risultati relativi al sottobacino montano

SOTTOBACINO MONTANO		
	Qmax (m ³ /s)	Tempo al picco (ore)
Q DIR. ADB-TOOLBOX	60.57	30.00
Q TOT ADB-TOOLBOX	76.77	30.00
Q TOT FLO 2D (Rain)	63.27	29.60
Q TOT FLO 2D (Raincell)	69.50	30.00

Tab. 3.8: Confronto risultati relativi al bacino completo

BACINO COMPLETO		
	Qmax (m ³ /s)	Tempo al picco (ore)
Q DIR. ADB-TOOLBOX	144.39	31.00
Q TOT ADB-TOOLBOX	185.87	31.00
Q TOT FLO 2D (Rain)	157.32	30.18
Q TOT FLO 2D (Raincell)	150.16	30.10

Nel valutare i risultati ottenuti, si evidenzia come il deflusso stimato da FLO-2D sia facilmente comparabile con il deflusso identificato da Adb-ToolBox come deflusso diretto, conseguenza della sola precipitazione efficace. Il modello idrologico implementato in FLO-2D, non prende in considerazione il deflusso originato dal volume idrico invasato dal suolo, il quale invece viene considerato da Adb-ToolBox nella stima del valore di portata totale transitata attraverso le sezioni di chiusura anche con il contributo del serbatoio lineare.

Un ulteriore confronto (Fig. 3.16 e 3.17), è relativo ai due idrogrammi ottenuti con FLO 2D mediante i due diversi metodi di implementazione delle precipitazioni, omogenea e distribuita (Rain e Raincell).

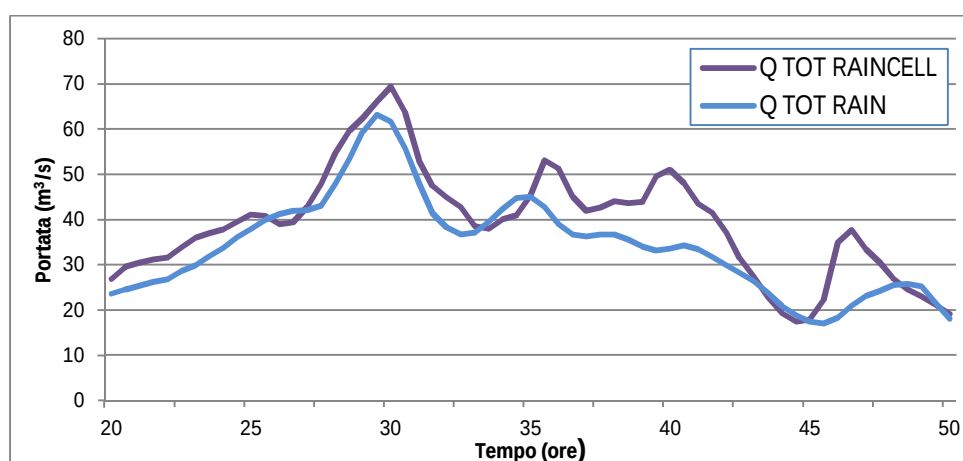


Fig. 3.16: Confronto tra idrogrammi Rain e Raincell nel sottobacino montano

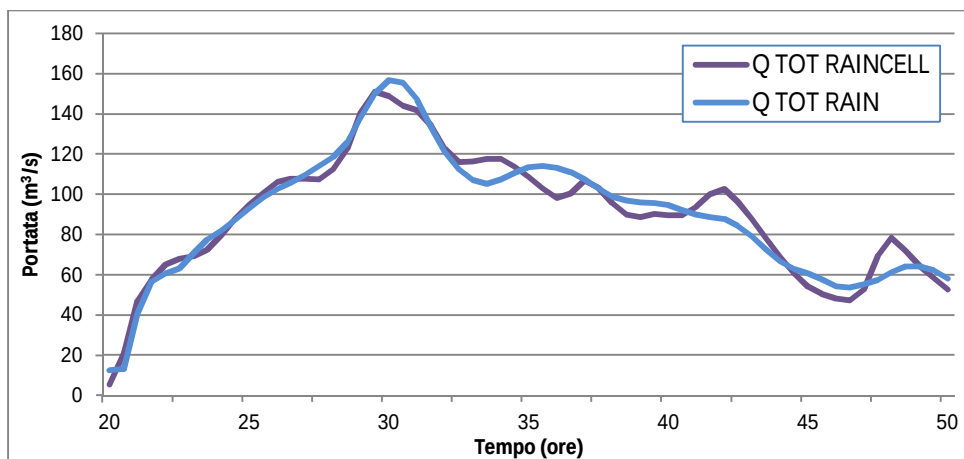


Fig. 3.17: Confronto tra idrogrammi Rain e Raincell nel bacino completo

Confrontando questi ulteriori risultati, è evidente come la spazializzazione della precipitazione simulata sul bacino, riesca a fornire un valore più particolareggiato all'interno dell'area considerata. Si noti infatti come il valore di portata massima ottenuto con la precipitazione distribuita (Raincell) pari a circa $69.5 \text{ m}^3/\text{s}$, nel sottobacino montano, risulti superiore rispetto al valore di portata ottenuto con il valore di precipitazione media pari a circa $63.3 \text{ m}^3/\text{s}$ (Rain). In sezione di chiusura il valore stimato con la precipitazione omogenea di $157.3 \text{ m}^3/\text{s}$, risulta invece superiore rispetto a quello valutato con la precipitazione distribuita.

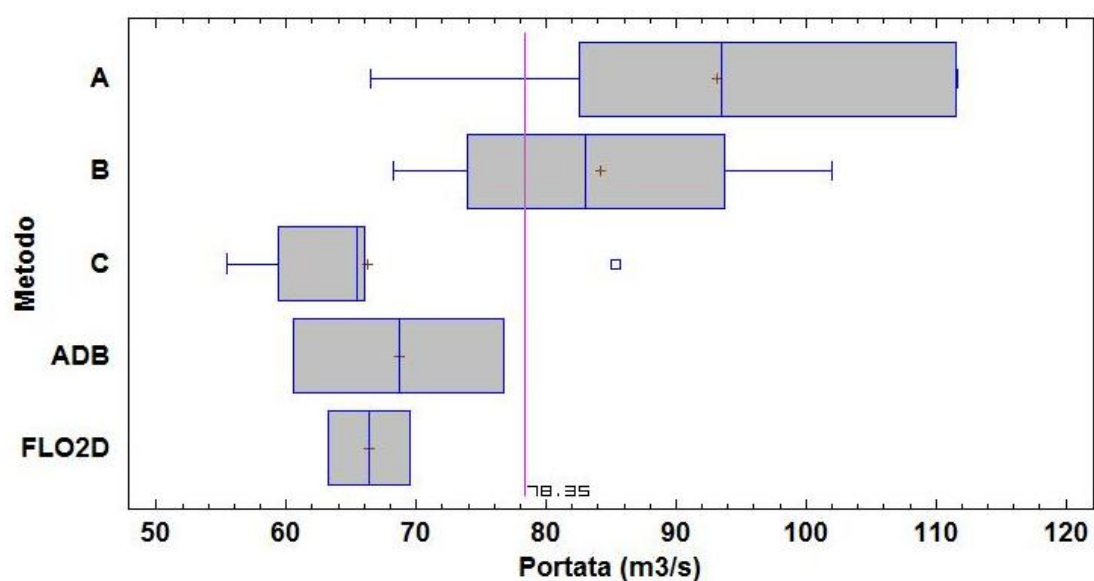
Per quanto riguarda la cinematica dell'evento, entrambi i modelli definiscono un tempo al picco dell'evento compreso nell'intervallo tra la 29° e 31° ora per entrambe le sezioni considerate.

L'analisi dei valori di portata ha proseguito con un approfondimento per quanto riguarda la precisione di ogni metodologia applicata ai calcoli idrologici della back-analysis per il torrente Leogra.

In particolare sono stati approfonditi i valori determinati alla sezione di chiusura del bacino montano (a monte dell'abitato di Valli del Pasubio).

Si riporta il grafico a box plot di sintesi (Fig. 3.18), dove si può osservare la bontà dei diversi metodi applicati, e la media di ogni metodo. Inoltre, per riuscire ad amalgamare i valori derivanti da diverse metodologie (tre relazioni empiriche e due modelli idrologici a diversi parametri) si è pensato di associare ogni misura di portata e relativi valori medi di metodologia al relativo scarto, derivato come differenza tra valore calcolato e media totale di tutti i metodi in rapporto sempre a quest'ultimo valore, ed espresso in %. Oltre allo scarto si riporta sempre in Fig. 3.18 l'analisi della deviazione standard e il relativo errore % rispetto alla media totale dei metodi.

In particolare, sia lo scarto medio che l'errore % su σ attestano che il metodo B in questo caso presenta valori di portata più vicina alla media totale. Le altre due metodologie empiriche sono rappresentate da valori con scarti più elevati rappresentando perciò la tendenza a sovrastimare il valore di portata al colmo rispetto alla media totale dei metodi.



	DEVIAZIONE STANDARD σ (m ³ /s)						
MEDIA TOTALE (m ³ /s)	TUTTE (n=21)	EMPIRICHE INSIEME (n=17)	MET. A (n=5)	MET. B (n=5)	MET. C (n=5)	ADB (n=2)	FLO2D (n=2)
78.3	16.8	18.3	19.4	13.95	11.5	11.5	4.4
ERRORE %	21.5	23.3	24.8	17.7	14.7	14.6	5.6
SCARTO MEDIO %	17.9	18.8	25.0	14.9	18.9	12.3	15.2

Fig. 3.18: Box plot dei valori di portata ottenuti tramite diverse metodologie sul Leogra e media totale dei metodi (linea viola); sotto si riporta una sintesi dei valori di σ , del relativo errore % (calcolato come: $\sigma_x/\text{media totale}$) e lo scarto medio % calcolato sulla media totale

Si riporta inoltre in Fig. 3.18, i valori di deviazione standard (σ) raffrontate sia per ogni metodologia, che per l'insieme dei valori del database. L'errore % rappresentato in Figura è stato ottenuto tramite rapporto di σ con la media totale. Si può notare facilmente che la metodologia empiriche C e i modelli idrologici restituiscono i valori di errore più bassi rispetto alla media totale.

3.2. Il bacino del torrente Corin

Il bacino del torrente Corin è localizzato nell'area pedemontana della provincia di Treviso (Fig. 3.19) e rappresenta un area contribuente del più ampio sistema idrografico del fiume Soligo, tributario in sinistra orografica del fiume Piave. Il bacino idrografico è confinato a Nord dalla linea dello spartiacque che si dispone in direzione Nord-Ovest sconfinando di poco nel territorio comunale di Mel in provincia di Belluno, lungo questa linea si incontrano le vette di maggiore altezza a partire dal Col de Moi (1357 m s.l.m.) fino al Monte Canidi (1258 m s.l.m.) e a sud il bacino del Corin per motivi di studio è stato chiuso a monte dell'abitato di Valmareno, in comune di Follina (TV). Idrologicamente, il collettore principale inizia in località Praderadego sempre nel comune di Follina, circa alla quota di 890 - 900 m s.l.m..

L'area drenata dell'intero bacino è di circa 6.5 km² ed appartiene per lo più ad altri limitati sottobacini contribuenti (Valle della Pizza, Valle Bramosa, Valle del Corin). In questo studio è stata analizzata solo una porzione di questo ampio bacino, ossia quello appartenente al corso d'acqua principale.

La rete idrografica in studio è caratterizzata da una particolarità toponomastica, in quanto nella CTR della regione Veneto è riportata la valle del Corin in sinistra idrografica della naturale prosecuzione del bacino del torrente Corin, che in questa viene in realtà denominato Val di Banche. Per evitare errori di toponimia in seguito si chiamerà comunque Corin il torrente denominato Val di Banche in CTR.

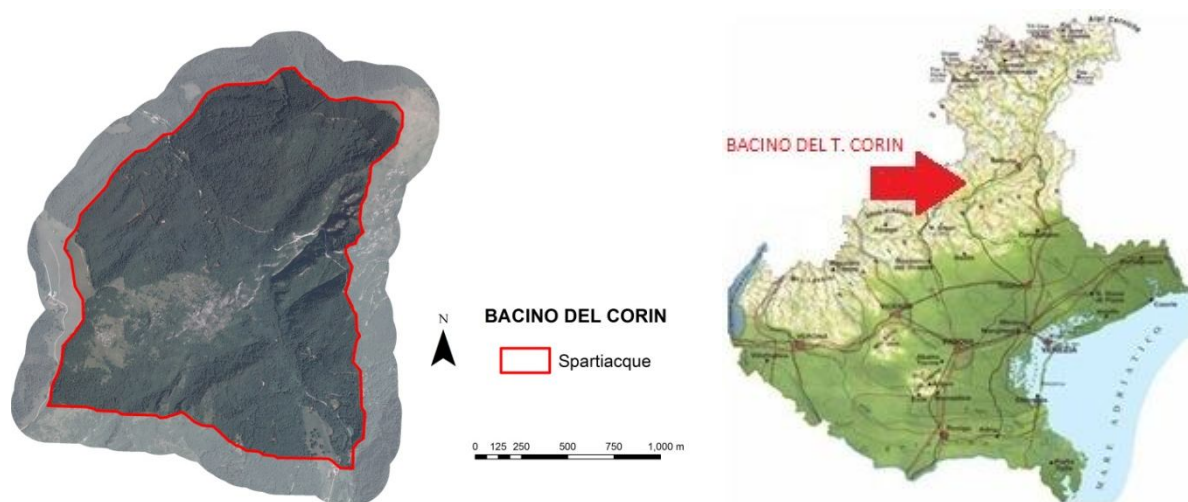


Fig. 3.19: Identificazione e Ortofoto con spartiacque del bacino del torrente Corin chiuso a monte di Valmareno in Comune di Follina (TV).

Di seguito sono riportati i valori dei parametri morfometrici (Tab. 3.9) che riassumono le principali caratteristiche del bacino e il relativo DTM calcolato sulla CTR della Regione Veneto (Fig. 3.20). Il bacino esaminato corrisponde quindi alla parte montana e la rispettiva sezione di chiusura è posta a quota 366 m s.l.m. a monte dell'abitato di Valmareno.

Tab. 3.9: caratteristiche morfologiche del bacino del torrente Corin

BACINO TORRENTE CORIN		
<i>Parametri morfometrici</i>	<i>Dimensione</i>	<i>u.d.m.</i>
Area del bacino	2.7	km ²
Perimetro	7.2	km
Quota massima	1353	m s.l.m.
Quota della sezione di chiusura	366	m s.l.m.
Quota media	888	m s.l.m.
Rilievo del bacino	987	m
Lunghezza del reticolo idrografico	12.7	km
Lunghezza del collettore principale	2.1	km
Pendenza massima del bacino	80.2	°
Pendenza minima del bacino	0.4	°
Pendenza media del bacino	33.2	°
Pendenza media del bacino	68.9	%
Pendenza media del collettore principale	24.8	%

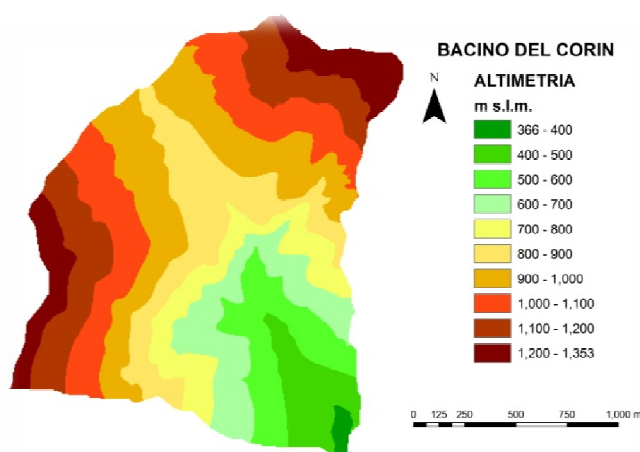


Fig. 3.20: rappresentazione delle fasce di quota del bacino sulla base del DTM

La distribuzione delle superfici rispetto alle classi di dislivello, ovvero l'andamento della curva ipsometrica, presenta una distribuzione delle quote in relazione all'area un poco anomala per il tipico bacino idrografico. La superficie delle fasce di quota risulta elevata in corrispondenza del range tra 800 e 1050 m s.l.m. Questo fenomeno è legato alla presenza di una vasta area a quota pressoché costante e pendenze basse a monte di un gradone morfologico (Bocca de Canal). La distribuzione della pendenza presenta un cambio di pendenza causato da zone a relativa bassa pendenza in quota (Passo del Praderadego). La pendenza in questa zona (800 - 1350 m s.l.m.) non subisce brusche variazioni e resta pressoché costante ma caratterizzata comunque da valori elevati anche sopra il 60%.

Il corso d'acqua presenta caratteristiche prettamente torrentizie ed è confinato in una stretta valle. L'alveo a valle della sezione di chiusura (appena a monte di Val Mareno) si allarga per effetto dell'aumento di area contribuyente e dell'allargamento della valle assumendo le tipiche morfologie del torrente di fondovalle.

Nelle condizioni di regime normale e di magra l'intera portata del Corin può infiltrarsi nel substrato ciottoloso - ghiaioso sottostante. Diversamente, durante eventi di piena intense, il corso d'acqua assume un regime turbolento che può trasportare materiale con pezzature notevoli.

Tale irregolarità è dovuta alle particolari caratteristiche del suolo in questa area, e viene inoltre incrementata dall'andamento del regime delle piogge, che si distingue per picchi primaverili ed autunnali, in corrispondenza con le perturbazioni in arrivo dalla pianura Veneta e dalla costa Adriatica esse si abbattano contro i rilievi della zona Prealpina di Vittorio Veneto (piogge orografiche).

La catena montuosa attraversata dallo spartiacque presenta versanti impervi molto pendenti ricoperti da una folta vegetazione di latifoglie. Le caratteristiche geo-litologiche del bacino sono le tipiche dei rilievi della zona prealpina della Marca Trevigiana al confine con la Provincia di Belluno. Vengono quindi rappresentate totalmente da rocce sedimentarie, nello specifico dai tipici litotipi calcarei che contraddistinguono tale area. Lungo le aree adiacenti all'asta principale (Val di Banche) sono presenti morfologie assimilabili ad antichi fenomeni torrentizi molto intensi (depositi e cordoni di alluvioni derivanti da debris-flow e paleofrane).

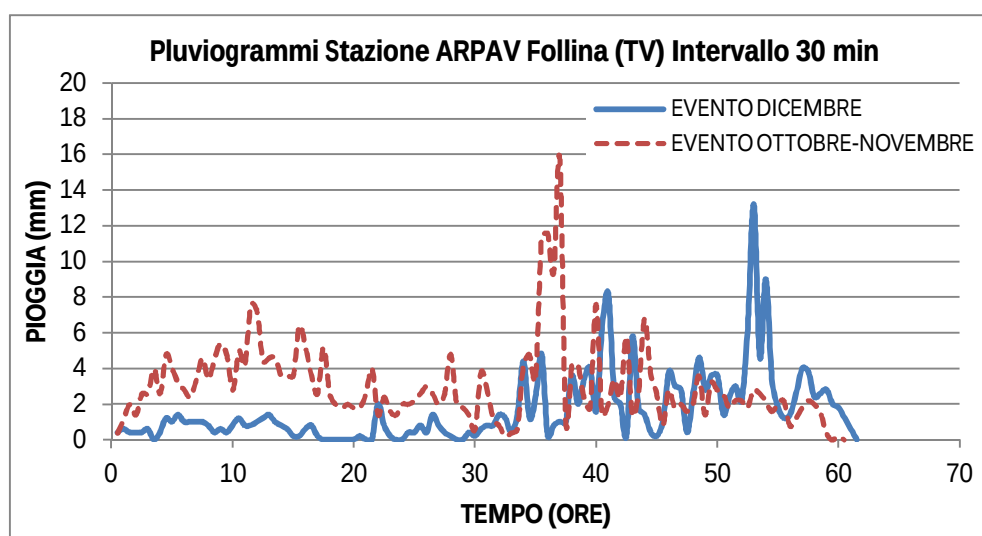
Per la presenza di questa situazione litologica il bacino del Corin è coperto da rocce molto permeabili, che danno vita anche ad un'importante area carsica sottostante all'intera superficie del bacino. Il dissesto idrogeologico nel bacino del Corin non è eccessivo, nella zona esaminata si segnalano alcune erosioni superficiali sul versante in destra, erosioni di sponda lungo corso d'acqua e forte trasporto solido in arrivo da monte su alcuni piccoli tributari a monte dell'attraversamento della strada del Passo di Praderadego. In generale comunque la situazione è abbastanza stabile e il sedimento facilmente movimentabile è posto solamente in alveo e di limitate volumetrie.

3.2.1. L'evento alluvionale dell'autunno-inverno 2010 nel torrente Corin

Avendo descritto nel caso precedente (Leogra) l'evento alluvionale avvenuto in Regione Veneto durante l'autunno 2010, in questo caso si descrivono sinteticamente gli eventi pluviometrici verificatisi nella zona del bacino del Corin sia a novembre che a dicembre 2010. La durata degli eventi piovosi è stata notevole, infatti non si è trattato di eventi brevi ma sia per l'evento dell'autunno che per quello invernale le precipitazioni si sono protratte per parecchi giorni. Le condizioni idrologiche del suolo e del sottosuolo sono state condizionate da questi intensi fenomeni che hanno provocato in quasi tutta la Regione ingentissimi danni economici e anche la perdita di due vite umane. Nel nostro caso di studio, la piena è stata molto più violenta durante il picco dell'evento relativo al 24 dicembre 2010. Infatti, i danni alla strada del Praderadego e l'esondazione del Corin in prossimità della confluenza con il Soligo si sono verificati proprio in quei giorni nonostante i mm di pioggia caduti fossero inferiori rispetto all'evento autunnale.

Per le nostre elaborazioni si sono presi in considerazione i valori di intensità pluviometrica registrati dalla stazione di Follina (286 m s.l.m.) che l'ARPAV ha considerato per i due eventi rispettivamente con Tempo di Ritorno maggiore di 50 anni per il primo e 6 anni per il secondo (Fig. 3.21).

I valori massimi di intensità (sui 30 min) e di cumulata totale dell'evento riscontrati sono più elevati nel primo caso (novembre), mentre per l'evento di dicembre, sebbene sia un po' più protratto nel tempo, i valori sono risultati minori (Fig. 3.21). Le condizioni antecedenti di pioggia (carsimo) hanno condizionato le due piene causando un'onda di piena più intensa nella fase invernale, che ha reso più gravosa la normale cinematica della trasformazione afflussi-deflussi.



Stazione ARPAV Follina	Durata (ore)	P tot (mm)	Max intensità (mm/h)	Tr (anni)
Evento Ott - Nov 2010	60	369.4	25.2	> 50
Evento Dic 2010	61	200.8	19.4	6

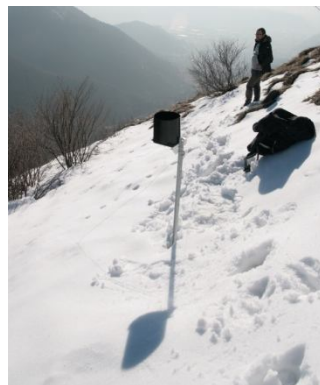
Fig. 3.21: Pluviogrammi dei due eventi e relative caratteristiche idrologiche

3.2.2 Monitoraggio del regime afflussi -deflussi nel bacino del t. Corin

Le conseguenze avutesi nel bacino del t. Corin durante l'alluvione dell'autunno - inverno 2010 hanno suggerito di approfondire lo studio del fenomeno di trasformazione afflussi-deflussi durante eventi di pioggia lunghi ed intensi. Per tali motivazioni si è pensato di installare in testata al bacino un pluviometro a bascula con datalogger per monitorare l'entità delle precipitazioni (Tab. 3.10) e un'idrometro con sensore di pressione per il monitoraggio dei deflussi alla sezione di chiusura del bacino in corrispondenza di un attraversamento stradale (Tab. 3.11). In tale sezione è stata costruita la scala delle portate per calcolare al meglio i valori di portata transitanti. Per incrementare i fattori di controllo della variabile deflusso è stato installato temporaneamente (solamente durante gli eventi piovosi intensi) uno strumento di acquisizione automatica di fotogrammi programmato (mod. fototrappola LTL Acorn 6210HD). Le immagini acquisite durante gli eventi di piena consentono di verificare con precisione (asta graduata - infrarosso notturno) i tempi dell'inizio dei deflussi e la rispettiva curva di esaurimento. Tali strumenti consentono sia un'adeguata interpretazione degli

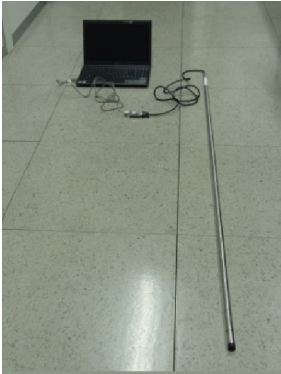
afflussi, che successivamente la determinazione di una possibile correlazione spazio-temporale con il regime delle portate a valle. Si riportano in Tabella 3.10 e 3.11 le principali informazioni relative alla strumentazione usata per il monitoraggio.

Tab. 3.10: Caratteristiche e ubicazione del pluviometro

PLUVIOMETRO BACINO T. CORIN			
Coordinate Gauss - Boaga:			
X	1741195.944		
Y	5098112.87		
Quota (m s.l.m.)	929.0		
Caratteristiche tecniche			
Tipo	Pluviometro a bascula precisione 0.254 mm		
Altezza sensore	1.50 m		
Precisione	±2% con pioggia < 50mm/h		
Intervalli di acquisizione	1, 5, 10, 15, 30, 60 min		
Memoria	10584 intervalli		



Tab. 3.11: Caratteristiche e ubicazione del sensore di livello idrometrico

 IDROMETRO BACINO T. CORIN  		
<i>Coordinate Gauss - Boaga:</i> <i>X</i> 1741955.149 <i>Y</i> 5097102.701 <i>Quota (m s.l.m.)</i> 373.4		FOTOACQUISIZIONE  Interv. di acquisizione: <u>"qualsiasi" per questo studio 10 min</u>
Caratteristiche tecniche		
<i>Tipo</i>	<i>Misuratore di livello idrometrico</i>	
<i>Precisione</i>	<i>0.001 m</i>	
<i>Intervalli di acquisizione</i>	<i>1, 5, 10, 15, 20... min</i>	
<i>Memoria</i>	<i>32000 samples</i>	
<i>Altri sensori</i>	<i>T°</i>	

3.2.3. Risultati analisi di campo post-evento

Per il torrente Corin l'indagine di campo è stata più estesa degli altri casi di studio in quanto le tracce dell'evento erano facilmente individuabili lungo il tratto analizzato per la presenza di circa venti soglie in massi legati poste in alveo (Fig. 3.24). Per la stima delle portate si sono applicate diversi criteri (*Cesca e D'Agostino, 2006*), basati sulla stima del picco di portata da indicatori di campo. Oltre alle tre metodologie (ipotesi di criticità della corrente - A; metodo dei diametri - B competenti; metodo dei diametri competenti combinato con l'ipotesi di criticità - C) si sono applicate le seguenti ipotesi di ricostruzione idrologica della portata al colmo:

- Condizioni di moto turbolento uniforme in regime di forte scabrezza (D)

In uno studio sperimentale condotto da *D'Agostino et al. (2006)* sulla resistenza al flusso in corsi d'acqua montani a forte scabrezza viene messo in luce come la portata unitaria (q) sia la variabile più significativa nella stima della velocità media. Questa analisi ha portato a confermare la robustezza predittiva delle equazioni di tipo diretto per la stima di V , evidenziando come l'utilizzo di una relazione semplificata non comporti un peggioramento sostanziale della qualità della stima. L'equazione proposta dagli autori è la seguente:

$$V = 1.44 q^{0.467} \quad (3.1)$$

L'eq.(3.2) richiede, dal punto di vista geometrico, la sola misura della larghezza media del flusso ed ha un maggiore interesse applicativo quando il riconoscimento del livello idrometrico è incerto. Ovviamente per la sua applicazione necessita di condizioni di salto idraulico idraulicamente disconnesso dalla corrente di valle. L'equazione può essere scritta nella forma (simbologia cfr. Par. 2.2.1):

$$Q = \left(1.44 \frac{\Omega}{b^{0.467}} \right)^{1.876} \quad (3.2)$$

E' importante ricordare che l'equazione è applicabile in tratti d'alveo con valori di sommergezza relativa rispetto al D_{84} (diametro corrispondente all'ottantaquattresimo percentile della curva granulometrica del letto) inferiori a 6 e che siano contraddistinti da una discreta prismaticità e non abbiano risentito di condizionamenti idraulici da valle.

- Profondità di scavo (E)

Con tale approccio di stima si fa ricorso alle conoscenze sulla geometria delle buche di scavo che si formano durante la piena a valle di soglie o unità a step-pool naturali o artificiali. Questo metodo è stato impiegato solamente per il torrente Corin, dove sono state realizzate delle piccole soglie in massi legati.

Si è applicata una relazione sperimentale proposta da *D'Agostino e Ferro (2004)* per il calcolo della massima profondità di scavo (s) in funzione della altezza del salto (z) e del carico idraulico (h_0) sulla soglia:

$$\frac{s}{z} = 0.975 \left(\frac{h_0}{z} \right)^{0.863} \quad (3.3)$$

Sostituendo al carico la portata che gli corrisponde nell'ipotesi di stramazzo in parete grossa (di lunghezza b') e riscrivendo l'eq.(3.4) dopo avere isolato Q come incognita, si ottiene:

$$Q = \frac{2.51}{z^{0.238}} s^{1.739} b' \quad (3.4)$$

L'eq. (3.4) può essere utilizzata per stimare la portata in funzione della profondità s misurata in campo al termine dell'evento. Per un corretto utilizzo del metodo sono opportune due condizioni: i) l'erosione nella pool non deve essere stata limitata da corazzamento del fondo (grossi massi, affioramento/prossimità del substrato roccioso); ii) dopo il passaggio del colmo il massimo scavo (s) non deve essere stato ridotto dalla deposizione di sedimenti durante la fase di esaurimento dell'evento.

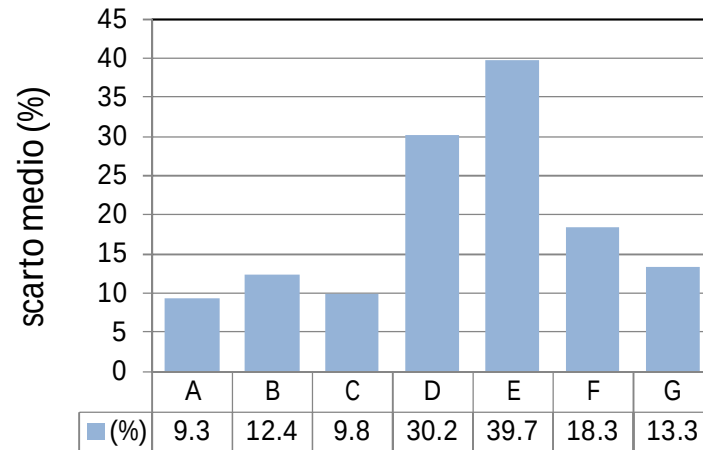
- Moto rettilineo turbolento uniforme nei canali (F)

Nel caso dei torrenti a forte pendenza ($i > 3\%$) il metodo 'slope-area' può ridursi alla applicazione dell'equazione del moto turbolento rettilineo uniforme, utilizzando, come pendenza energetica, la pendenza del pelo libero della corrente o, in modo un po' più approssimato, del fondo. Fatta salva questa approssimazione, l'ulteriore incertezza è relativa alla stima del coefficiente di scabrezza idraulica (ad esempio il coefficiente K_s di Strickler) che pesa, più di ogni altra variabile, sulla qualità della stima e risulta influenzato, per gli alvei con fondo granulare grossolano, dalla sommergenza relativa del flusso e dalla distribuzione degli elementi più grossolani. Una relazione per la stima della scabrezza negli alvei montani, che è stata sottoposta a verifica in diversi ambienti, è quella proposta da *Bathurst (1985)*; essa può essere scritta nella forma seguente:

$$K_s = \frac{\sqrt{g}}{h^{1/6}} \left[5.62 \log \left(\frac{h}{D_{84}} \right) + 4 \right] \quad (3.5)$$

Sul t. Corin, ciascun metodo è stato applicato in 17 o 20 sezioni (ad eccezione del metodo E applicato in 6 sezioni poste in corrispondenza delle soglie in massi presenti in alveo, Fig. 3.23). I dati ottenuti hanno reso possibile un'analisi statistica approfondita sulla tipologia del campione dei risultati prodotto (Fig. 3.22). I risultati di ciascun metodo sono stati sottoposti al test di normalità di *Shapiro-Wilk (1965)* con livello di significatività di 0.05. Dal test è risultato che per nessuno dei metodi A-D ed F può essere rifiutata l'ipotesi di normalità e che quindi, detta σ la deviazione standard, si può confidare che il valore medio (μ) prodotto da ogni metodo cada con probabilità del 68,3% nell'intervallo: $\mu \pm \sigma$. Indicando in pedice al parametro campionario il relativo metodo, si è ottenuto: $\mu_A=15.2 \text{ m}^3/\text{s}$; $\sigma_A=3.9 \text{ m}^3/\text{s}$; $\mu_B=15.5 \text{ m}^3/\text{s}$; $\sigma_B=3.0 \text{ m}^3/\text{s}$; $\mu_C=13.4 \text{ m}^3/\text{s}$; $\sigma_C=3.5 \text{ m}^3/\text{s}$; $\mu_D=10.3 \text{ m}^3/\text{s}$; $\sigma_D=3.9 \text{ m}^3/\text{s}$; $\mu_F=13.7 \text{ m}^3/\text{s}$; $\sigma_F=3.3 \text{ m}^3/\text{s}$. E' interessante osservare che lo scarto massimo fra il valore medio delle medie Q_m di ciascuno dei metodi con distribuzione normale

(metodi A, B, C, D, F con $Q_m=13.6 \text{ m}^3/\text{s}$) ed il valore fornito da ciascun metodo risulta pari a $3.3 \text{ m}^3/\text{s}$, cioè inferiore alla massima deviazione standard ($\sigma_A=\sigma_D=3.9 \text{ m}^3/\text{s}$) e pari al 24% di Q_m . Il valore che per il torrente Corin risulta più centrato intorno alla media delle medie è quello che deriva dai metodi C ed A.



TORRENTE CORIN

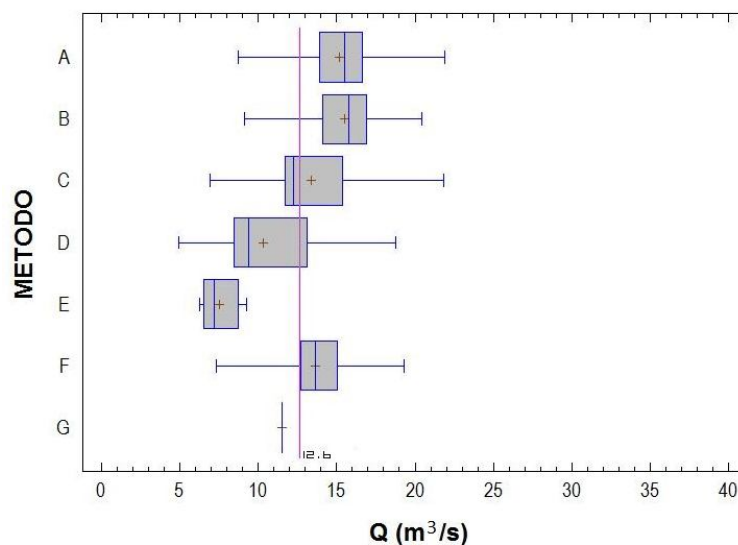


Fig. 3.22: Scarto % medio fra la Q media di ogni metodo e la media delle medie Q_m e Boxplot di confronto dei metodi di stima delle portate al colmo (Q). La media dei metodi di campo (linea verticale) si può confrontare con il valore fornito dalla modellazione idrologica (metodo G); D.S. indica la media delle deviazioni standard dei metodi A-F.



Fig. 3.23: Esempio di una delle circa venti soglie in massi realizzate dal Servizio Forestale Regionale

Considerando i risultati riportati in tabella 3.12, si evidenzia come i valori più alti siano forniti dal metodo basato sull'ipotesi di criticità. Mentre il metodo dei diametri competenti tende a sovrastimare il valore di portata rispetto al metodo diametri competenti associato all'ipotesi di criticità, il quale risulta inferiore in entrambi i casi riportati.

Tab. 3.12: Valori di portata ottenuti con i metodi di stima degli indicatori di campo

T. CORIN	Diametro medio (m)	AREA			
		SEZIONE	Q	Q	Q
		(m²)	ipotesi di criticità (m³/s)	diametri competenti (m³/s)	diametri competenti con ipotesi di criticità (m³/s)
SEZ A	0.36	4.94	14.4	14.77	15.54
SEZ B		5.34	15.65	15.97	12.13
SEZ C		5.26	15.58	15.75	11.04
SEZ D		4.72	13.93	14.10	11.18
SEZ E		5.49	15.23	16.42	16.63
SEZ F		5.01	14.32	14.97	12.40
SEZ G		5.65	16.63	16.90	15.40
SEZ H		6.72	21.24	20.10	15.27
SEZ I		8.20	10.25	12.79	12.27
SEZ L		7.35	8.72	9.15	6.95
SEZ M		4.28	21.49	19.29	11.72
SEZ N		3.06	15.51	15.61	11.86
SEZ P		6.45	11.19	11.19	9.27
SEZ Q		5.22	21.90	20.41	14.31
SEZ R		3.74	16.79	15.97	12.13
SEZ S		6.83	9.89	12.93	18.13
SEZ T		8.00	15.70	17.94	21.81
Valore medio di portata Q (m³/s)			15.20	15.54	13.41

3.2.4. Risultati dell'applicazione di FLO-2D: Back-Analysis degli eventi 2010 e approfondimenti sul regime afflussi-deflussi

Come già descritto per il precedente caso di studio le modalità attraverso il quale il modello FLO-2D può simulare una precipitazione sono molteplici. Per simulare la precipitazione utile a descrivere l'evento del t. Corin si è deciso di trascurare la possibilità di utilizzare dati derivanti da RADAR meteorologico in quanto la superficie del bacino è modesta se raffrontata con la relativa ampiezza delle celle di output (bacino = 2.7 km² - celle RADAR ARPAV = 1 x 1 km). L'applicazione in questo caso del dato RADAR, oltre che scarsamente efficiente dal punto di vista statistico (pochi dati per step temporale), risulta poco utile anche per l'individuazione dell'eventuale variabilità spaziale della pioggia.

L'inserimento dell'input idrologico è derivato dalle informazioni classiche dei pluviometri presenti in zona. In particolare per il bacino del Corin durante gli eventi alluvionali del 2010 i dati di pioggia sono stati registrati dal pluviometro ARPAV di Follina (TV) distante circa 3 km dalla sezione di chiusura del bacino (Fig. 3.24). Le back Analysis dell'evento di Novembre e il corrispettivo di dicembre 2010 sono state effettuate con i dati del pluviometro ARPAV, mentre nell'anno successivo è stato installato, come si è detto, un pluviometro all'interno del bacino stesso nelle vicinanze della loc. Praderadego (descritto nel par. precedente) per monitorare al meglio le precipitazioni (Tab. 3.10).



Fig. 3.24: Ubicazione dei due pluviometri rispetto al bacino del t. Corin

I dati estrapolati dal pluviometro installato per questa ricerca (da ora denominato Praderadego) sono stati sempre confrontati con lo strumento della rete ARPAV per non elaborare eventuali dati affetti da errori grossolani di lettura (errori dello strumento o errore umano). Un esempio di confronto dei due pluviogrammi di un intero evento è riportato per l'evento in Fig. 3.25

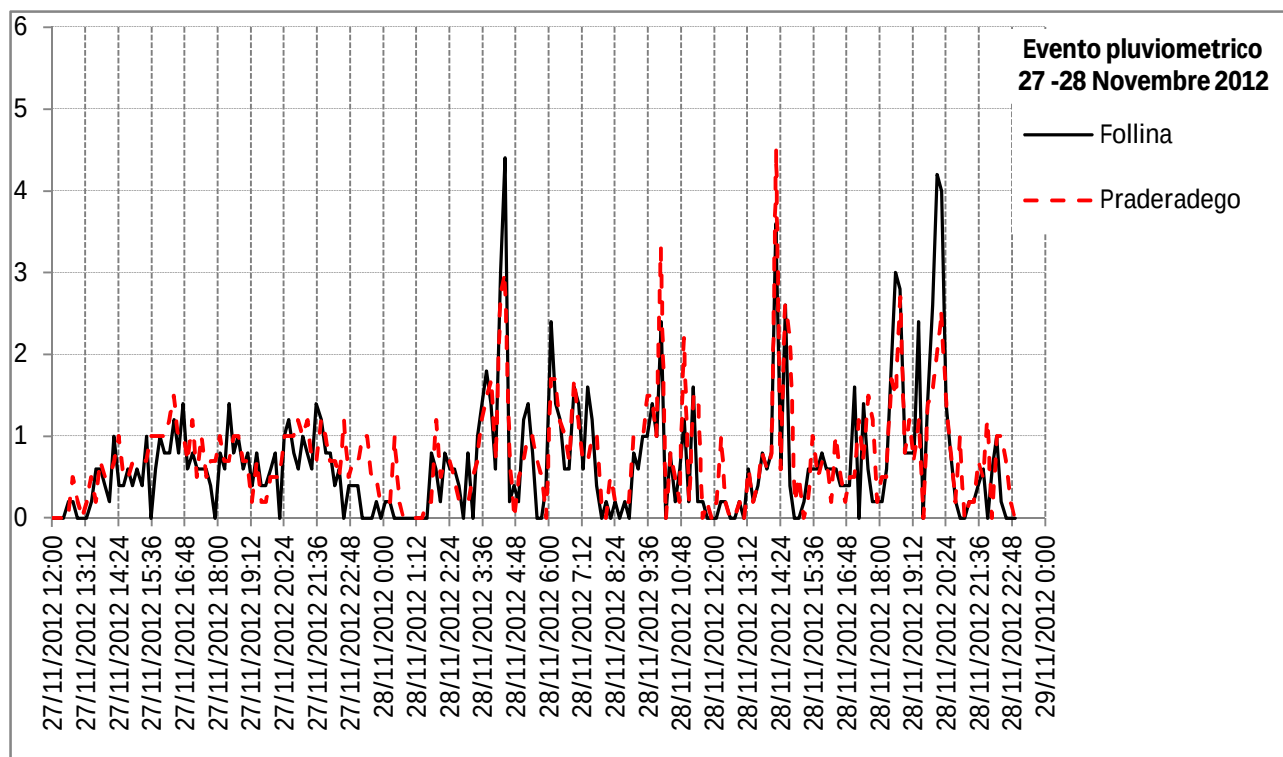


Fig. 3.25: Esempio di confronto fra il pluviogramma della stazione ARPAV di Follina e lo strumento installato a Praderadego (evento del 28-29 Novembre 2012 - impulso di pioggia ogni 10 min).

Back-Analysis degli eventi 2010

Attraverso l'utilizzo dei dati di precipitazione omogenea in FLO-2D (file RAIN.DAT - pluviogramma Follina - metodo di infiltrazione SCS) si sono simulati i due eventi del 2010 parametrizzando le due modellazioni (Tab. 3.13 – Fig. 3.26 e 3.27). Questa prima stima è da considerarsi di prova in quanto non esiste la possibilità di raffrontare i dati di deflusso transitati alla sezione di chiusura con un opportuno strumento o osservazioni di campo per i rispettivi due eventi.

Dalla tabella sopra risulta facilmente osservabile che i parametri di input delle simulazioni hanno consentito di ottenere risultati molto diversi per quanto riguarda il picco di piena. L'evento più intenso, dalle testimonianze delle autorità locali, è avvenuto nella notte fra il 23 e il 24 dicembre e quindi si è deciso di confrontare i dati della simulazione di dicembre con quelli ottenuti con gli indicatori di campo (Tab. 3.12) supponendo che tali indicatori siano derivati dal quel colmo di piena (anzichè della precedente piena di novembre). La simulazione di dicembre è ben confrontabile con i dati delle equazioni empiriche ($Q = 13 - 15 \text{ m}^3/\text{s}$), mentre quella precedente risulta più moderata con picchi di portata più bassi, nell'ordine dei $8 - 9 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fig. 3.27). Con queste informazioni si sono desunti i principali parametri che FLO-2D possiede per

modificare le simulazioni nel caso dell'utilizzo del metodo SCS. Il file INFIL.DAT permette di inserire un CN omogeneo o distribuito (calcolato secondo AMC I o II o III) ma non consente la modifica del classico parametro di perdite iniziali I_a , lasciando fisso $I_a = 0.2 S$ (metodo utilizzato in queste simulazioni, S = contenuto idrico max). Le perdite iniziali possono essere modificate solamente inserendo un assegnato valore globale, espresso in mm per tutto l'evento, eliminando quindi il calcolo precedente.

Tab. 3.13: Risultati ottenuti con FLO -2D

PARAMETRI DELLE SIMULAZIONI		
Evento Ognissanti 2010	Precipitazione totale (mm)	369.39
AMC I - CN = 36	Precipitazione efficace (mm)	166,06
Evento Dicembre 2010	Precipitazione totale (mm)	200.80
AMC III - CN = 75	Precipitazione efficace (mm)	125,89

<i>SIMULAZIONE RAIN</i>	Qmax (m³/s)	Tempo al picco (ore)
Evento Ognissanti 2010	8.58	36.94
Evento Dicembre 2010	12.6	52.80

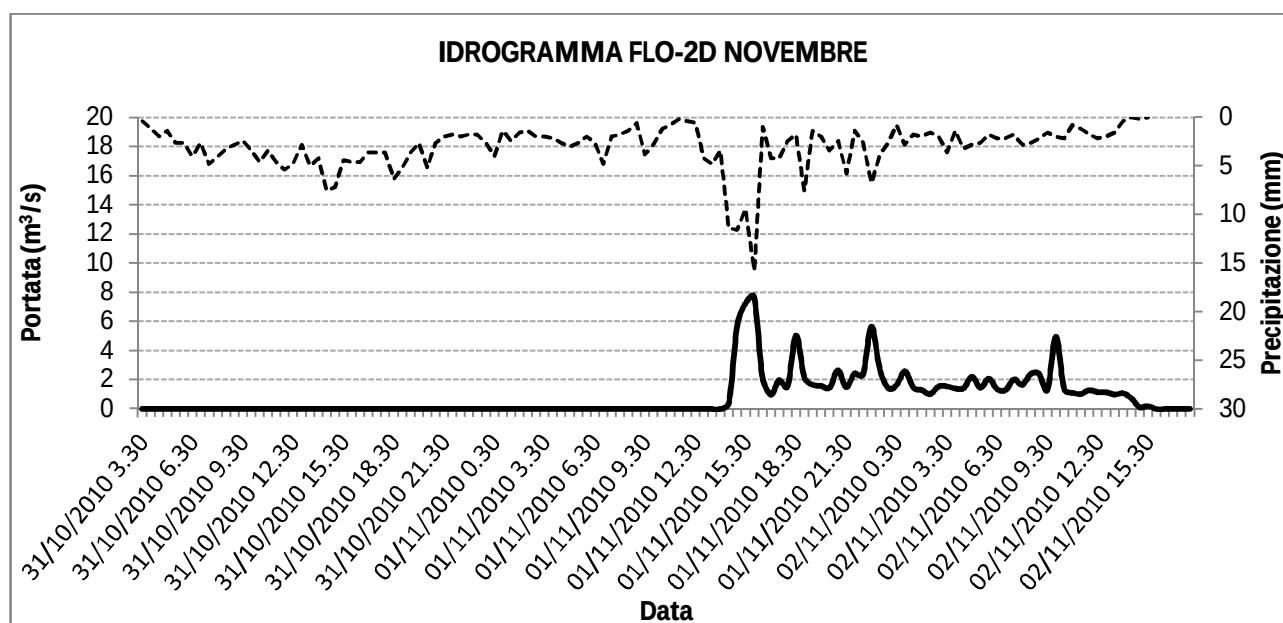


Fig. 3.26: Idrogramma dell'evento di novembre 2010 ottenuti con FLO -2D per il bacino del Corin

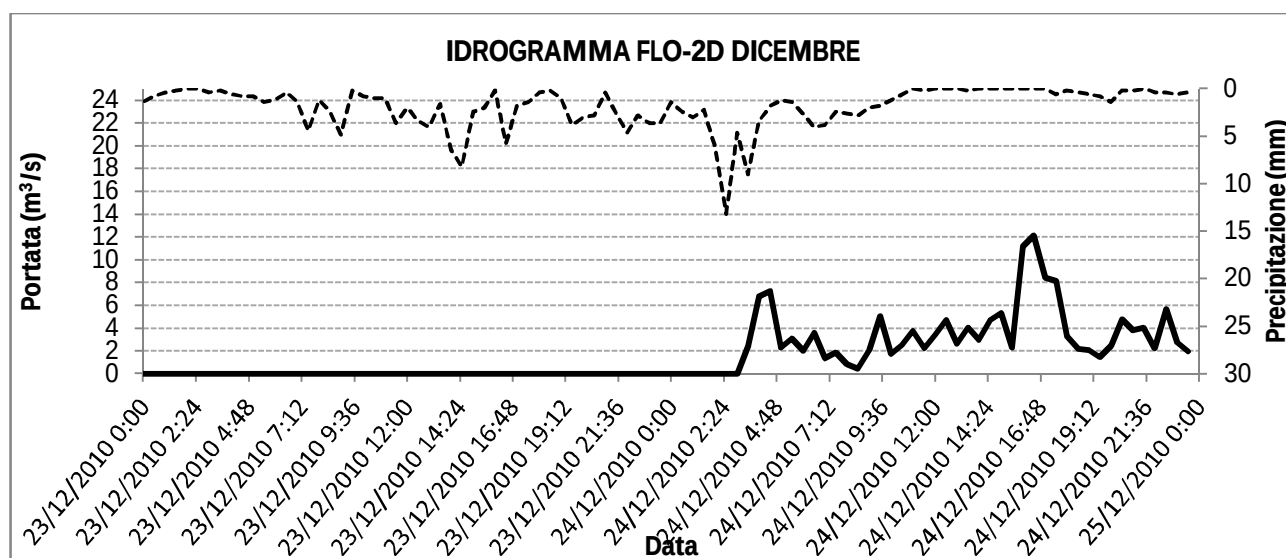


Fig. 3.27: Idrogramma dell'evento di dicembre 2010 ottenuti con FLO -2D per il bacino del Corin

Simulazioni di eventi reali

Per individuare e interpretare le varie risposte del bacino avutesi durante il periodo di monitoraggio (afflussi luglio 2012 – dicembre 2013, deflussi aprile 2013 – dicembre 2013) si è realizzato un database di eventi caratterizzato dal calcolo per ogni evento delle principali caratteristiche idrologiche (Tab. 3.14). La tabella 3.14 descrive i maggiori parametri misurati per i maggiori eventi, in particolare si sono inseriti: la pioggia cumulata dell'evento (P_{tot}), la durata dell'evento, l'intensità media dell'evento, l'eventuale risposta del corso d'acqua al deflusso in seguito alle piogge (deflusso H), la variazione del tirante dal deflusso di base iniziale (variazione tirante H), infine il ritardo temporale di risposta (ottenuto come differenza fra l'ora del picco dell'evento piovoso e l'ora dell'altezza massima di deflusso, registrata alla sezione dell'idrometro).

Tab. 3.14: Tabella complessiva degli eventi misurati e loro caratteristiche idrologiche

DATA	P tot (mm)	Durata (ore)	Intensità media (mm/h)	Deflusso H (si/no)	Variazione tirante H (m)	Ritardo (Pmax - Hmax in ore)
4-6 apr 2013	58.2	19.8	2.9	si	0.02	27.75
11-12 apr 2013	15.0	11.3	1.3	no	/	/
19-20 apr 2013	16.4	9.6	1.7	no	/	/
22-apr-13	14.5	5.3	2.7	no	/	/
27-28 apr 2013	69.2	9.8	7.1	si	0.007	16.66
2-3 maggio 2013	17.7	2.3	7.7	no	/	/
10-11 maggio 2013	17.2	6.3	2.7	no	/	/
16-17 maggio 2013	197.2	23.8	8.3	si	0.16	15.75
21-mag-13	31.2	2.2	14.2	si	0.019	0.38
23-24 maggio 2013	65.1	16.3	4.0	si	0.036	24.78
29-mag-13	10.5	2.5	4.2	no	/	/
05-giu-13	13.0	1.3	10.0	no	/	/
07-giu-13	12.5	0.83	15.1	no	/	/
09-giu-13	12.6	3	4.2	no	/	/
24-giu-13	17.8	4.2	4.2	no	/	/
28-giu-13	19.5	6.8	2.9	no	/	/
24-lug-13	10.1	0.33	30.6	no	/	/
29-30 luglio 2013	20.8	2.66	7.8	no	/	/
10-ago-13	18.9	2.16	8.8	no	/	/
14-ago-13	16.3	3.16	5.2	si	0.002	24.00
24-25 agosto 2013	61.4	6	10.2	si	0.003*	3.10*
23-24 ottobre 2013	64.8	6.5	10.0	si	0.054	63.75

* Dati parziali a causa dell'interruzione di registrazione dell'idrometro (probabilmente più elevati)

Valori medi eventi con risposta		
P tot (mm)	Durata (ore)	Intensità media (mm/h)
70.4	15.7	6.0

Come si può ben osservare nella tabella sopra gli eventi raggruppati nel database risultano riportati solamente per pioggia totale di evento > 10 mm, quindi si possono trovare eventi non particolarmente intensi e lunghi ma anche eventi di tipo temporalesco (intensità mm/h molto elevata). Con queste osservazioni si è voluto interpretare una sorta di soglia di inizio deflusso (risposta idrologica) in condizioni AMC medie. Dall'analisi dei dati si possono dedurre due diverse condizioni:

- Soglia di risposta al deflusso molto elevata (Tab. 3.14 e Fig. 3.28), risultata in un range fra i 25 e 50 mm di pioggia totale;

- Scarsa correlazione dell'intensità e della durata di pioggia con il deflusso (Tab. 3.14 e Fig 3.29 e 3.30)

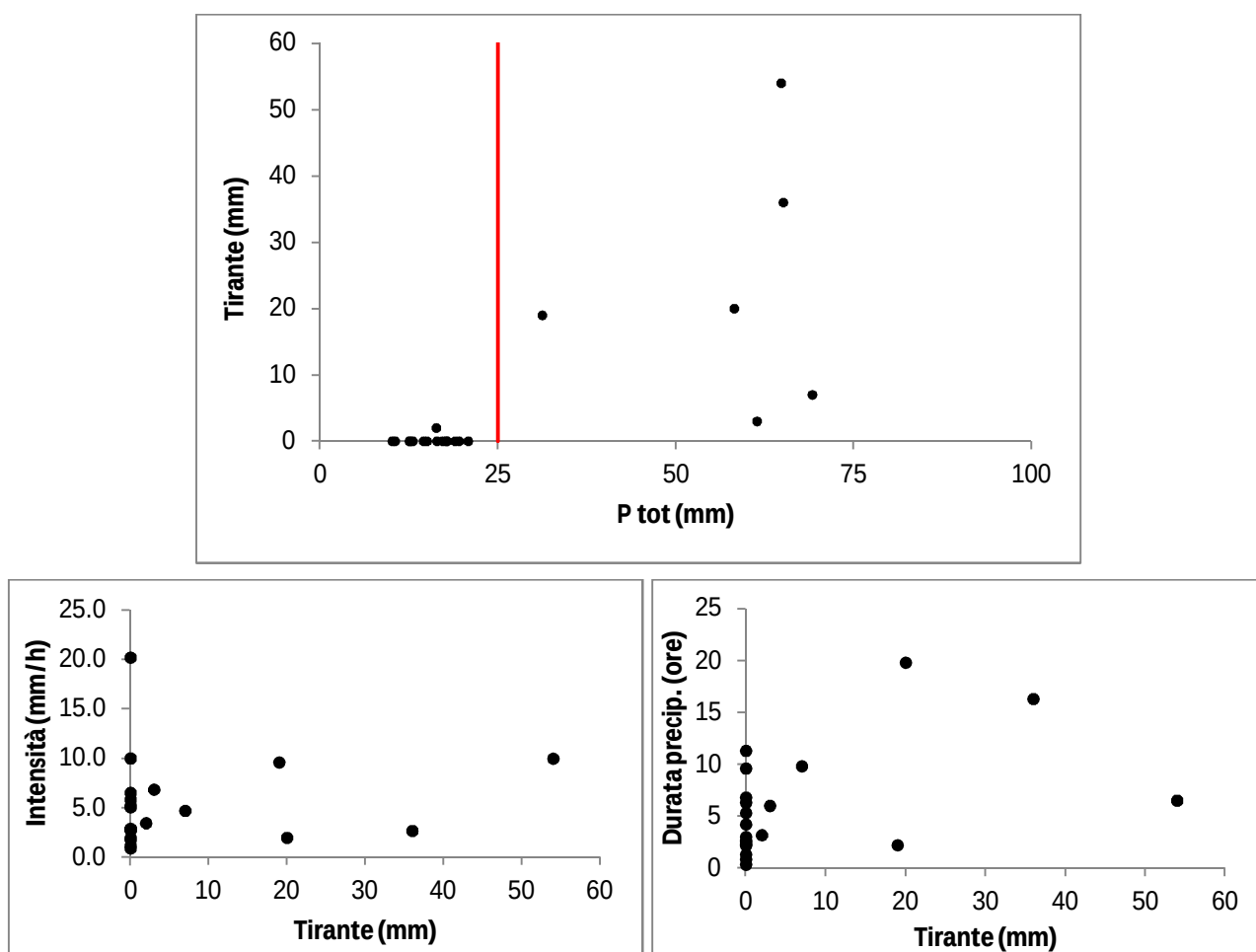


Fig. 3.28 - 3.30: soglia di risposta del tirante rispetto alla precipitazione totale registrata nel bacino del Corin (grafico sopra) e scarsa correlazione dei valori di tirante con le rispettive intensità e durate degli eventi analizzati (grafici sotto).

Il ritardo di risposta al deflusso registrato dalla strumentazione nel t. Corin (Tab. 3.14) è di difficile interpretazione. Si può evincere che il ritardo è scarsamente collegabile alla tipologia di evento (Fig. 3.31 e 3.32), e lo si può osservare negli eventi di pioggia con durata maggiore di 10 - 15 ore (Fig. 3.31) e precipitazione totale maggiore di 25 - 50 mm a seconda delle condizioni antecedenti di umidità (Fig. 3.32). La pioggia totale e la durata dell'evento che determinano un certo ritardo nella risposta rientrano nel complesso in un range di valori medi di risposta generale del bacino, riportati in Tabella 3.14. Quindi se il bacino del Corin fornisce una certa risposta al deflusso, questa sarà correlata ad un ritardo temporale del picco di portata che sarà funzione di durata e altezza cumulata di pioggia dell'evento superiori a soglie piuttosto elevate (*durata > 10 ore e cumulata > 50 mm*). Infine si può affermare che molto probabilmente eventi lunghi e con un'intensità non elevata ma continua possono determinare una notevole risposta al deflusso e ritardi temporali di risposta del bacino molto discostati dal picco del pluviogramma (Tab. 3.14).

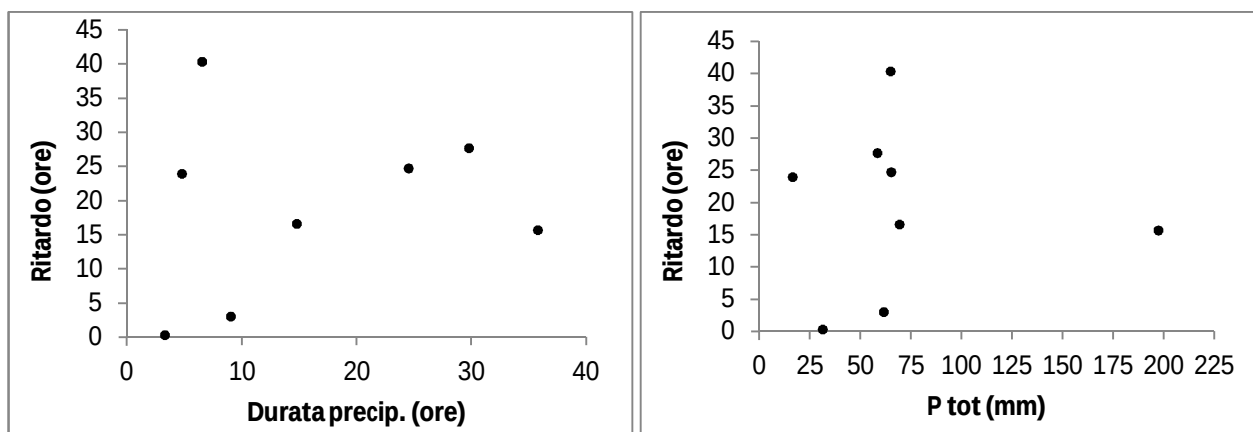


Fig. 3.31 - 3.32: Correlazione delle caratteristiche idrologiche degli eventi analizzati e ritardo temporale di risposta del bacino del t. Corin.

L'incognita ipotizzabile per una back-analysis di un evento intenso nel bacino del Corin è sicuramente la cinematica degli eventi. La presenza di fenomeni carsici; oltre ad aver influenzato quantitativamente i picchi di piena nei due eventi ricostruiti (Fig. 3.34 e 3.36) ha condizionato temporalmente la risposta del bacino. Nelle simulazioni precedenti (eventi dell'autunno-inverno 2010, Fig. 3.26 e 3.27) è stato impossibile determinare di quanto si sia discostato l'evento reale dal simulato in termini di tempo (inizio deflusso e colmi di piena) e l'eventuale curva di esaurimento dell'idrogramma in uscita dal bacino (mancanza del riscontro idrometrico).

L'opportunità di avere a disposizione un database di dati idrometrici relativi ad una data sezione, opportunamente inseriti nella scala delle portate, ha consentito di ottenere un importante confronto con la realtà dell'effettivo deflusso transitato a valle. Per completare tale lavoro si è realizzata un'analisi di due eventi intensi occorsi nel periodo di misurazione degli afflussi – deflussi, in particolare per l'evento del maggio 2013 e di novembre 2012, confrontando l'idrogramma reale con quello simulato classicamente in FLO-2D (CN II). Negli idrogrammi di Fig. 3.33 (modellazione FLO2D classica), per l'evento di Maggio 2013, si nota che sia il picco che la cinematica simulati sono assolutamente fuori scala e non confrontabili. Si osservano principalmente due conseguenze, ossia la sovrastima del picco di piena ad opera del modello e la classica corrispondenza sfasata di un certo tempo di ritardo tra picco di pioggia e picco di piena. In realtà l'idrogramma nel bacino del t. Corin non si comporta mai secondo le regole idrologiche espresse in letteratura ed è molto difficile da ricostruire (notevoli ritardi nell'inizio deflusso e nel manifestarsi del colmo di piena, valori bassi di portata alla sezione di chiusura, scarse oscillazioni di portata).

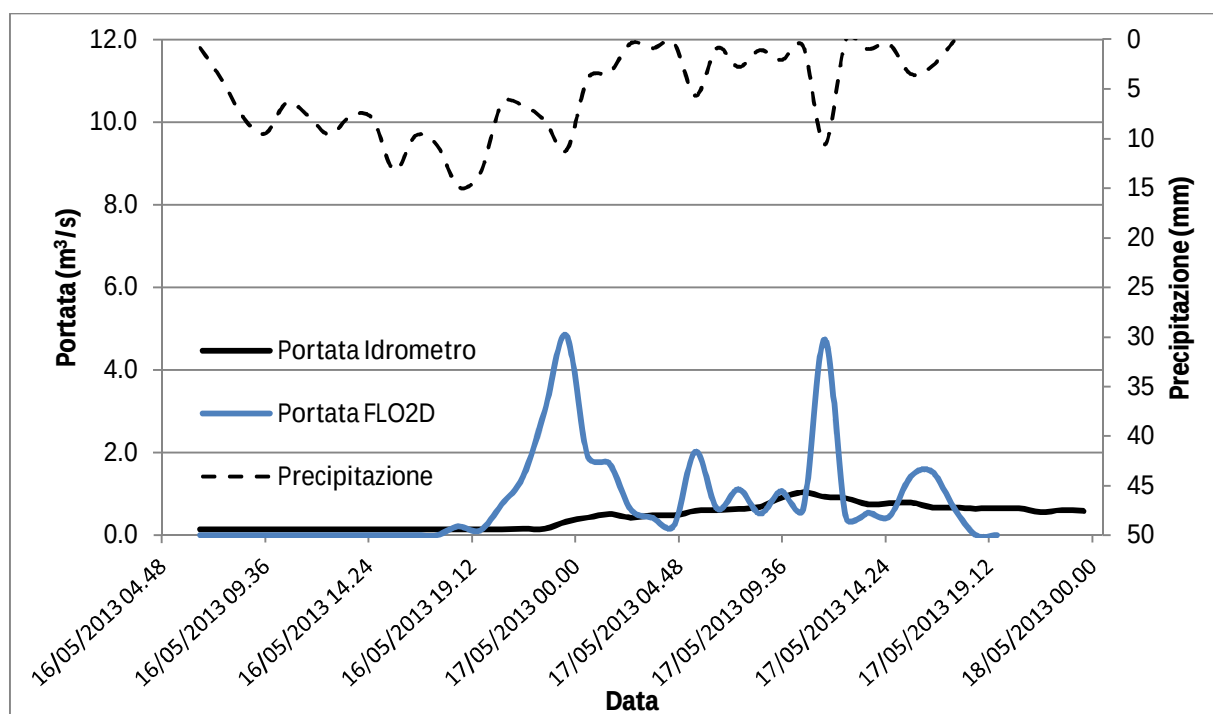


Fig. 3.33: Idrogramma ottenuto da FLO-2D ($SD = 0.03$) e confronto con l'evento reale registrato dall'idrometro posto sul t. Corin per l'evento di maggio 2013.

Gli effetti dovuti alle caratteristiche del regime idrologico del Corin possono essere affrontati tramite due diverse alternative:

- Infiltrazioni e perdite
- Rallentamento delle velocità di scorrimento dei deflussi superficiali

Nel primo caso, attraverso una calibrazione idrologica si possono desumere le perdite dovute alle condizioni litologiche sottosuperficiali e sotterranee del bacino, e tramite l'implementazione delle stesse in FLO-2D si potrà determinare il deflusso in uscita da una data sezione. Si tratta di una stima analitica molto approssimativa e soprattutto difficilmente osservabile o misurabile in campo a causa del carsismo.

La seconda alternativa risulta più empirica ma di facile applicazione con il modello FLO-2D tramite il settaggio di due parametri in input. In particolare per simulare l'effetto carsico sui deflussi superficiali si è pensato di ottenere un rallentamento dell'idrogramma tramite una scabrezza aggiuntiva (parametro *n-value Adjustment* nel file CONT.DAT) e un abbattimento dei picchi di piena attraverso una *Surface Detention* di FLO-2D elevata. Il parametro *Surface Detention* (da specificare nel file TOLER.DAT), corrisponde ad un valore di tirante idrometrico (su tutte le celle del bacino) fino al quale la portata in ingresso alla cella non viene distribuita alle otto celle adiacenti ma trattenuta come se la cella si comportasse come un serbatoio temporaneo.

Non avendo a disposizione altri eventi estremamente interessanti come nel caso dell'autunno - inverno 2010 si sono selezionati 2 eventi occorsi rispettivamente nel novembre 2012 e nel maggio 2013 dove l'intensità e la durata (Tab. 3.15) hanno determinato anche un evento di piena misurabile dall'idrometro posto in sezione di chiusura del bacino. In particolare per l'evento di novembre 2012 non si è potuto disporre di una lettura

idrometrica diretta a causa di un guasto dello strumento, ma il sito è stato comunque dotato preliminarmente di fototrappola che ha acquisito immagini diurne e notturne dell'intero evento di piena (1 foto ogni minuto per una durata di 52 ore).

Tab.3.15: Caratteristiche degli eventi analizzati

DATA	P tot (mm)	Durata (ore)	Intensità media (mm/h)
27-29 novembre 2012	166.6	36.2	4.6
16-17 maggio 2013	197.2	23.8	8.3

Si sono potute applicare le tecniche di modellazione FLO-2D descritte prima ai due eventi misurati durante questo studio. La cinematica dei due eventi, sebbene non presentino caratteristiche pluviometriche sostanzialmente differenti, è molto diversa ed è rappresentata da un elevato ritardo del picco di piena nel secondo (16-17 maggio 2013), rispetto all'evento di novembre 2012 che risulta di minore entità. Questo probabilmente è dovuto alle condizioni antecedenti che per il secondo (mese molto piovoso) possono avere influito sul livello delle falde carsiche sotterranee.

Il primo evento è stato quindi modellato in FLO-2D applicando in input il parametro surface detention (SD) variabile secondo una scala crescente (Tab. 3.16) e scabrezze variabili ma maggiorate rispetto ai valori di scabrezza iniziali ottenuti dalla classica tabella di conversione *categoria di uso del suolo - n di Manning* proposta dalla Provincia Autonoma di Trento (*D'Agostino e Cesca 2009*). Le diverse simulazioni sono state effettuate combinando i due parametri per un totale di una decina di simulazioni.

Tab. 3.16: Parametrizzazione delle simulazioni FLO-2D per gli eventi analizzati

	Surface Detention (m)	n di Manning ($m^{-1/3}s$)
Iniziale	0.03	$0.035 < n < 0.125$
Simulato	0.05	+ 0.06
	0.055	+ 0.16
	0.06	+ 0.2
	0.065	+ 0.25

Gli idrogrammi che si ottengono dal modello sono visibili in Figura 3.31 si può osservare che, se confrontati con l'evento reale, durante la fase al colmo, solamente aumentando il parametro SD si rende possibile ritardare la cinematica degli eventi e laminare i valori di portata per la fase di picco. Si è scelto di confrontare in dettaglio con l'evento reale l'idrogramma che più si avvicina alle caratteristiche idrologiche dello stesso (Fig. 3.34 e Fig. 3.35).

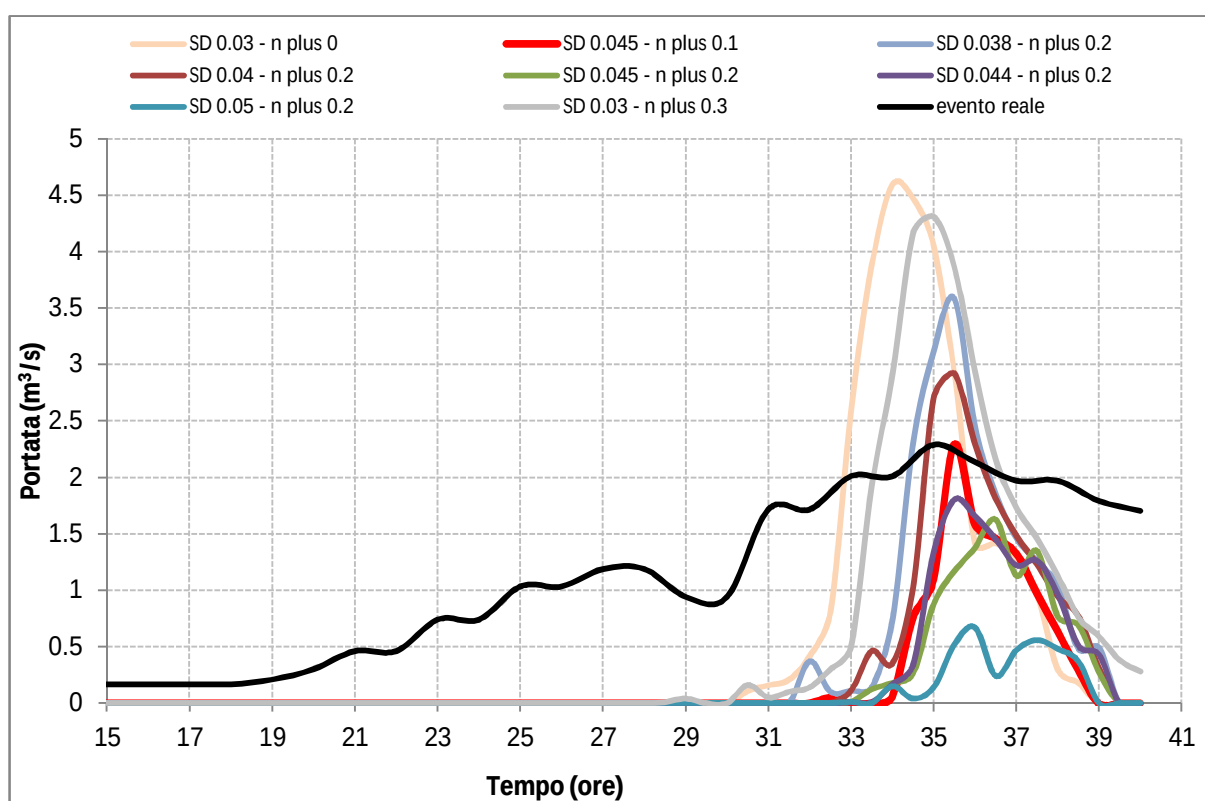


Fig. 3.34: Idrogrammi ottenuti da FLO-2D per le varie combinazioni di parametri SD e scabrezza maggiorata (*n plus*). L'evento che più si avvicina ai valori reali corrisponde all'applicazione di una SD 0.045m e valori di *n plus* 0.1 (linea rossa).

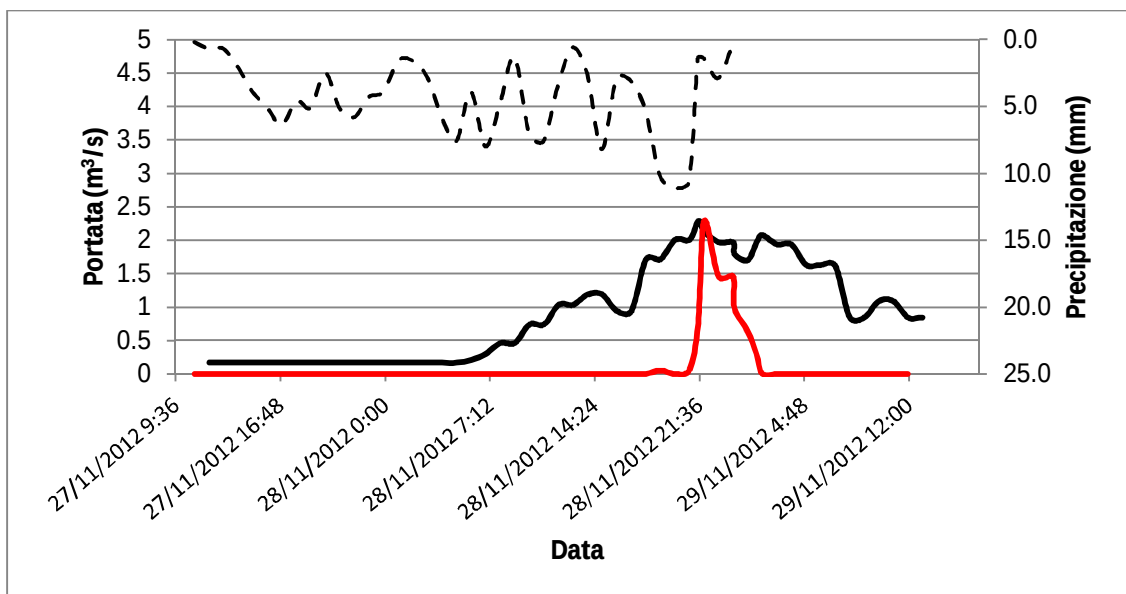


Fig. 3.35: Confronto dei risultati ottenuti con la simulazione e l'evento reale completo (novembre 2012) associato alla precipitazione, l'idrogramma in rosso esprime i valori ottenuti dalla simulazione con SD 0.045m - n plus 0.1.

L'analisi dei parametri è stata oggetto di una comparazione statistica (Tab. 3.17) per confermare e/o individuare i risultati visibili nel grafico di Figura 3.31, a tale scopo si è deciso di analizzare le varie simulazioni con l'evento reale in tale maniera:

- 1) Valore medio di portata reale (inizio deflusso misurato - fine simulazione FLO-2D) confrontato con il valore medio simulato;
- 2) Scarto medio fra i valori di portata reali e calcolati da FLO2D con intervallo di 1 ora per l'intero idrogramma (24 ore per l'evento di Novembre e 21 ore per Maggio).

Tab. 3.17: Analisi statistica comparativa delle diverse simulazioni per l'evento di Novembre 2013

	Valore medio idrogramma (m³/s)	Scarto medio reale e simulato (m³/s)
Reale	1.30	
SD 0.03 - n plus 0	1.75	1.077
SD 0.045 - n plus 0.1	0.81	1.097
SD 0.038 - n plus 0.2	1.30	1.111
SD 0.04 - n plus 0.2	1.26	1.107
SD 0.045 - n plus 0.2	0.76	1.138
SD 0.044 - n plus 0.2	0.86	1.118
SD 0.05 - n plus 0.2	0.30	1.210
SD 0.03 - n plus 0.3	1.25	1.176

Come si può notare dai valori in Tab. 3.17 la simulazione scelta dal grafico di Figura 3.34 si avvicina agli scarti minori calcolati durante l'analisi (fase di picco simile) ma presenta un valore medio molto basso a causa della corta durata dell'intero idrogramma.

La combinazione che ha restituito la migliore simulazione del primo evento è stata applicata come partenza per effettuare un taratura iniziale del secondo, anche in questo caso dopo circa una decina di simulazioni si è ottenuto un idrogramma confrontabile con l'evento reale (Fig. 3.37). In tutti i casi per l'evento di maggio 2013, l'adeguamento della cinematica è risultato abbastanza complicato, in quanto se i valori di picco si riescono ad ottimizzare, non è possibile ottenere una simulazione correttamente posticipata ma solamente ritardata di 21 ore anziché delle 16 dell'evento misurato (combinazione migliore Figura 3.36 e Tab. 3.18).

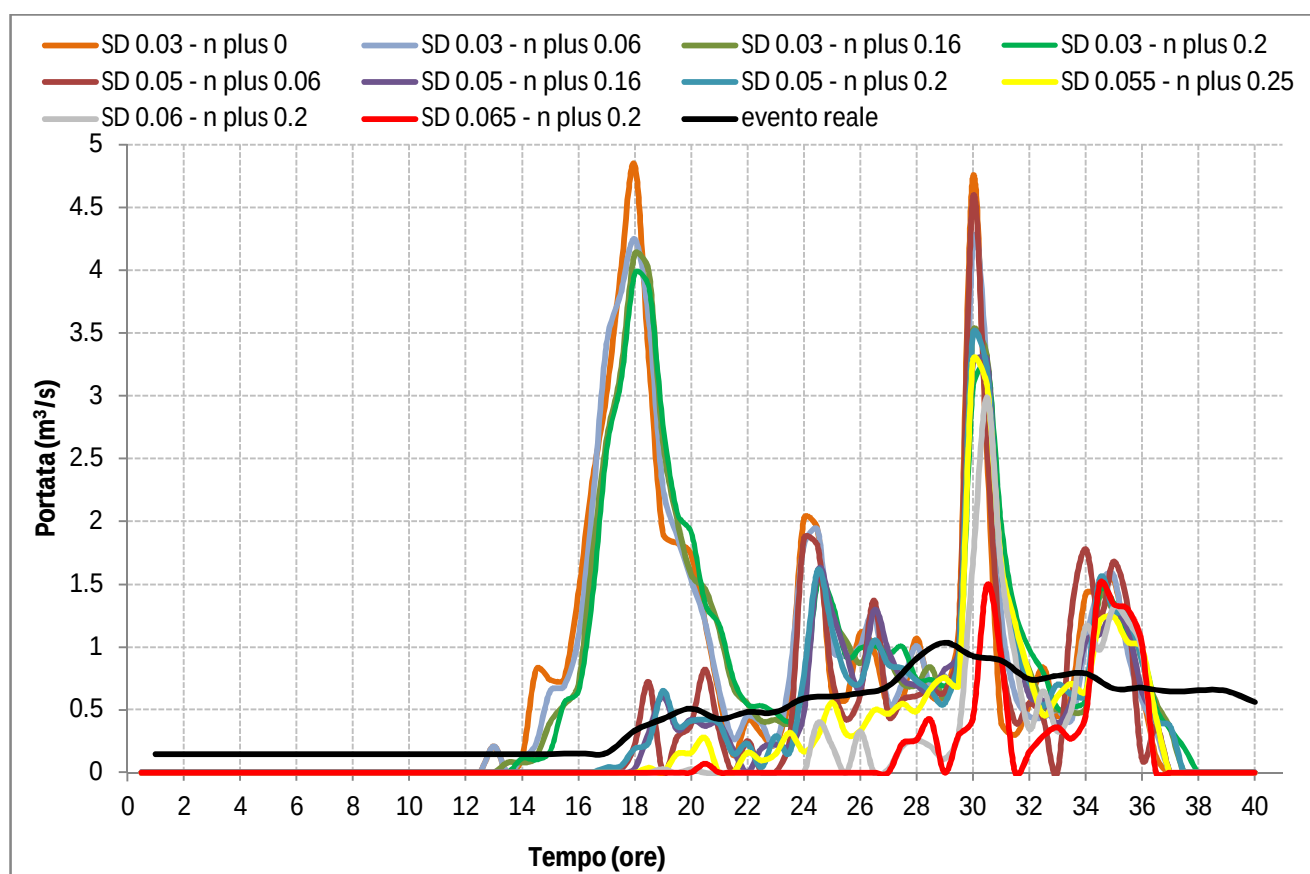


Fig. 3.36: Idrogrammi ottenuti da FLO-2D per le varie combinazioni di parametri SD e scabrezza maggiorata (n plus). L'evento che più si avvicina ai valori reali corrisponde all'applicazione di una SD 0.065m e valori di n plus 0.2.

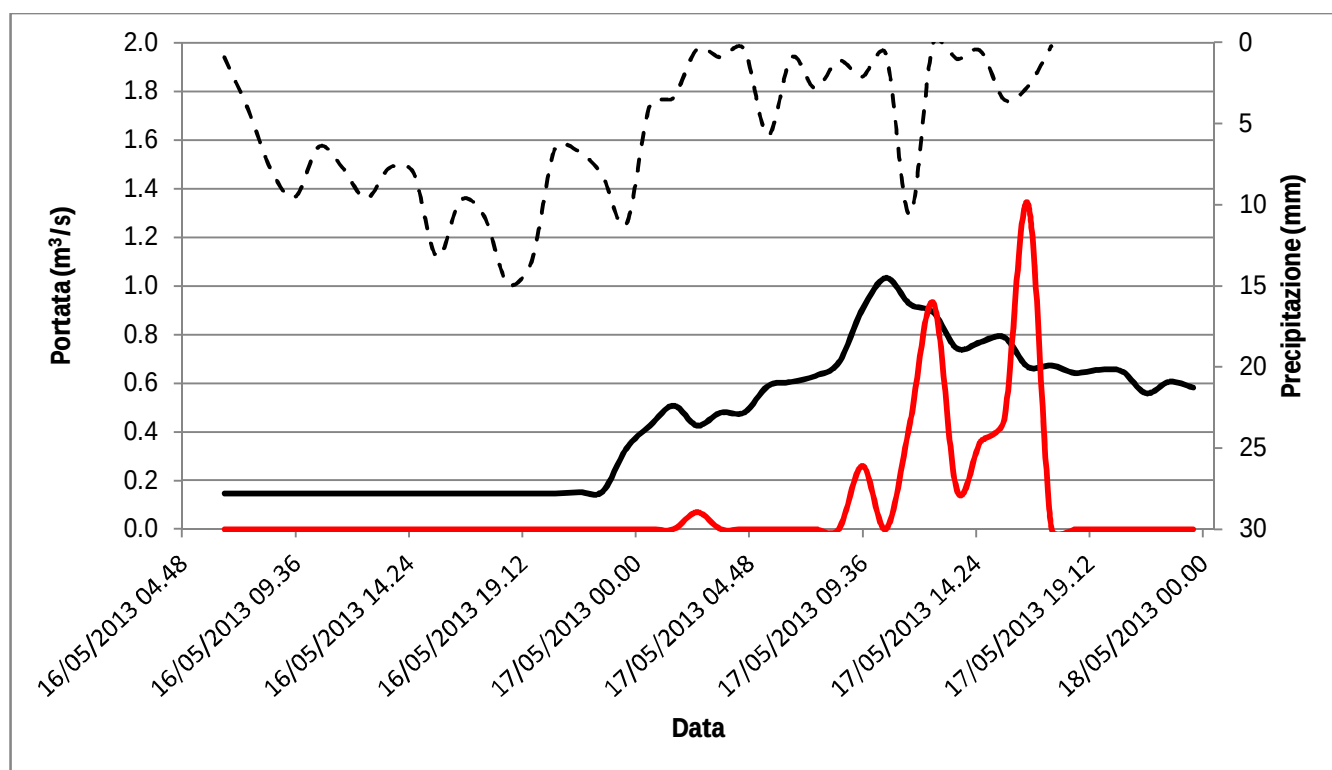


Fig. 3.37: Confronto dei risultati ottenuti con la simulazione e l'evento reale completo (Maggio 2013) associato alla precipitazione, l'idrogramma in rosso esprime i valori ottenuti dalla simulazione con SD 0.065m - n plus 0.2.

A differenza del precedente caso con l'analisi statistica delle simulazioni di Maggio (Tab. 3.17) si riscontra un valore medio simile al reale e uno scarto non fra i migliori (Tab. 3.18), conseguenza da imputare molto probabilmente all'accentuazione dei due picchi di portata nell'idrogramma simulato.

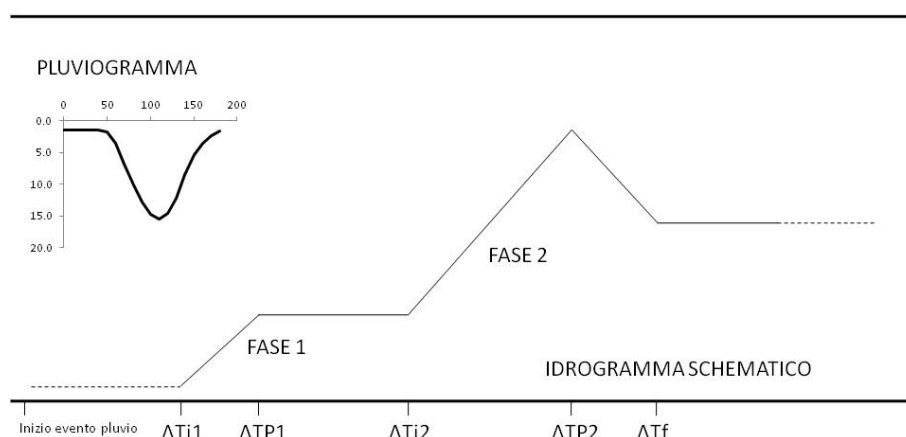
Tab. 3.18: Analisi statistica comparativa delle diverse simulazioni per l'evento di Maggio 2013

	Valore medio idrogramma (m ³ /s)	Scarto medio fra reale e simulato (m ³ /s)
Reale	0.61	
SD 0.03 - n plus 0	1.23	0.935
SD 0.03 - n plus 0.06	1.24	0.876
SD 0.03 - n plus 0.16	1.21	0.798
SD 0.03 - n plus 0.2	1.22	0.804
SD 0.05 - n plus 0.06	0.80	0.555
SD 0.05 - n plus 0.16	0.83	0.407
SD 0.05 - n plus 0.2	0.79	0.375
SD 0.055 - n plus 0.25	0.66	0.442
SD 0.06 - n plus 0.2	0.70	0.502
SD 0.065 - n plus 0.2	0.60	0.502

In tutti i casi gli idrogrammi ottenuti con queste simulazioni sono da considerarsi parziali, ossia rappresentano solamente la fase di picco dei due eventi, questo perchè la parte di inizio e coda dell'idrogramma viene "tagliata" dall'effetto invaso (storage) della piana di calcolo di FLO-2D a causa dell'applicazione dei parametri amplificati. Tale analisi è utile anche per vedere in chiave critica quanto ci si può discostare nel prevedere l'andamento dell'evento, pur stimando correttamente il picco.

La risposta del bacino si può scindere in due principali fasi: una prima fase "normale" dove il deflusso superficiale, sebbene con un Δt di ritardo (variabile a seconda delle condizioni antecedenti di umidità), inizia e contribuisce alla portata nel collettore principale. Tale fase iniziale è simulabile dal classico metodo SCS, essendo una risposta influenzata dalle variabili tipiche del calcolo della pioggia efficace (P_e). Diversamente la seconda fase che posticipa sempre la prima (1 o più picchi di piena) presenta valori di portata solitamente maggiori della prima e scostati di un certo Δt dal picco di pioggia. Questa seconda fase di risposta è difficilmente simulabile o stimabile soprattutto a livello di durata (Fig. 3.33 e 3.35) perché, essendo molto influenzata dal carsismo del sottosuolo, dipende da svariati fattori non valutabili nel loro insieme come ad esempio le condizioni di saturazione delle falde sotterranee, le piogge antecedenti, la fusione nivale, ecc..

Lo schema della risposta del t. Corin, osservata per la maggior parte degli eventi registrati, è riportato nella Figura seguente e rappresenta proprio le due fasi già citate prima (Fig. 3.38).



$\Delta Ti1$: tempo trascorso dall'inizio della pioggia all'inizio del deflusso della fase 1
 $\Delta TP1$: tempo trascorso tra l'inizio del deflusso e il picco della fase 1
 $\Delta Ti2$: tempo trascorso tra il picco della fase 1 e l'inizio della fase 2
 $\Delta TP2$: tempo trascorso tra l'inizio della fase 2 e il relativo picco
 ΔTf : tempo trascorso tra il picco della fase 2 e l'esaurimento dell'onda di piena

Pioggia cumulata	$\Delta TP1$	$\Delta TP2$
50 – 100 mm	$> D$	$>> D$
100 150 mm	$< D$	$> D$
150 – 200 mm	$<< D$	$> D$

Fig. 3.38: Schema della risposta idrologica riscontrata nel t. Corin in seguito ad eventi pluviometrici intensi e molto lunghi, in tabella sono riportati le variabili che influenzano maggiormente i due principali parametri dello schema (D = durata dell'evento).

Lo schema, oltre alla cinematica molto ritardata, presenta nella prima fase una portata costante fino all'inizio della seconda fase ($\Delta TP1$ - $\Delta Ti2$) e valori di portata al termine della fase 2 (ΔTf) che anzichè esaurire in poche ore tornando alla portata di base, rimangono costanti e notevolmente elevati rispetto a quest'ultima (anche con numerose oscillazioni). Si può inoltre dedurre dalle caratteristiche degli eventi che generalmente la durata dell'evento presenta un'importanza notevole e influenza a seconda della cumulata di pioggia i parametri $\Delta TP1$ e $\Delta TP2$, fondamentali per la ricostruzione della risposta di bacini con caratteristiche predisponenti sfavorevoli o colpiti da eventi di precipitazione multitemporali.

3.3. Il bacino del torrente Rio Secco

Nelle zone montane o collinari del nostro paese il toponimo "Rio Secco" è abitualmente utilizzato per definire un corso d'acqua avente deflusso superficiale discontinuo e perlopiù presente pochi giorni all'anno. Il bacino idrografico del Rio Secco in questione si trova nella provincia di Verona, più precisamente nella Val d'Adige, all'interno del Comune di Brentino Belluno, ultimo comune del Veneto al confine con la Provincia Autonoma di Trento.

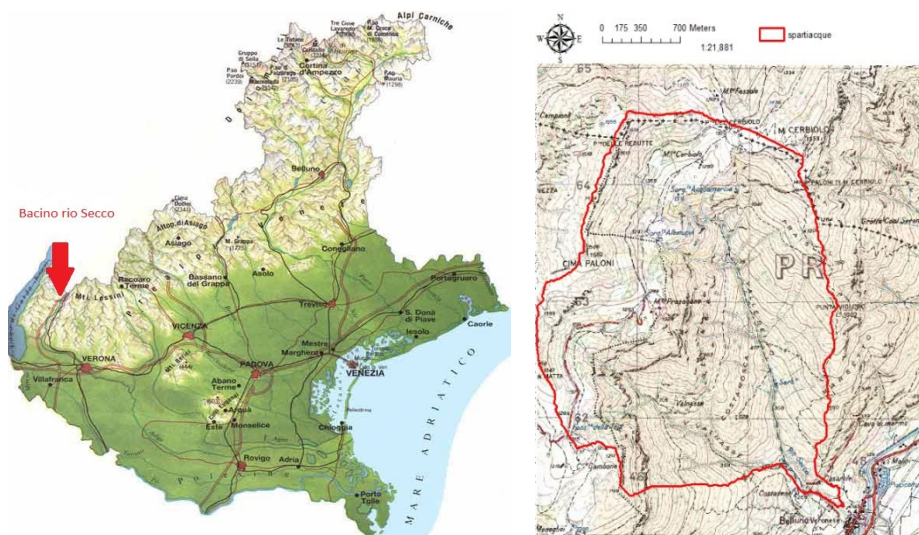


Fig. 3.39: Mappa del Veneto con evidenziato il bacino del Rio Secco

Il bacino (Fig. 3.39) è collocato sul versante sud-est del Monte Baldo. A monte dell'abitato di Brentino Belluno Veronese si suddivide in due rami principali: la valle dei Fo, posta sulla sinistra idrografica del torrente, è da considerarsi il sottobacino principale, delimitato a nord dal Monte Cerbiolo (1559 ms.l.m.) e a nord-ovest da cima Paloni (1582 m s.l.m.). Più a sud il proseguimento di cima Paloni crea un costone, detto Costa Matta (1347 ms.l.m.), che costituisce lo spartiacque topografico dell'opposto sottobacino: la Valnasse, posta in destra idrografica dell'altro.

Le sorgenti che alimentano il bacino principale (Valle dei Fo) sono sostanzialmente due: sorgente Acquamarzia e sorgente Albinuovi. Non si esclude tuttavia la presenza di molteplici piccole sorgenti in grado di attivarsi solamente in presenza di precipitazioni eccezionali in conseguenza della natura carsica della zona. I parametri morfometrici del bacino sono riportati nella tabella sotto.

Tab. 3.19: caratteristiche morfologiche del bacino del torrente RioSecco

BACINO RIO SECCO		
<i>Parametri morfometrici</i>	<i>Dimensione</i>	<i>u.d.m.</i>
Superficie planimetrica	6.81	km ²
Perimetro	12.01	km
Quota massima	1616.6	m s.l.m.
Quota della sezione di chiusura	154.6	m s.l.m.
Quota media	972.8	m s.l.m.
Rilievo del bacino	1461.96	m
Lunghezza del reticolo idrografico	26.98	km
Lunghezza del collettore principale	3.71	m
Pendenza massima del bacino	88.5	°
Pendenza minima del bacino	0	°
Pendenza media del bacino	35.62	°
Pendenza media del bacino	71.6	%
Pendenza media del collettore principale	28,8	%

A quota 250 m s.l.m., poco a monte del paese di Belluno Veronese, i due sottobacini si intersecano a creare un unico torrente (Rio Secco), il quale andrà, a poche centinaia di metri più a valle, ad attraversare il paese per immettersi nel rio Molini, un altro corso d'acqua di natura carsica che dopo un breve andamento meandriforme in fondo valle confluisce nel fiume Adige. Al contrario di quest'ultimo, costantemente a regime, il Rio Secco è per la maggior parte del tempo asciutto ed entra in attività soltanto in concomitanza di eventi atmosferici di notevole intensità. È quindi probabile che esistano dei collegamenti sotterranei tra i vari bacini della zona, e che, di conseguenza, le dimensioni dello spartiacque topografico non coincidano con quelle dello spartiacque freatico, probabilmente molto più ampio.

La frazione di Belluno Veronese è uno dei quattro paesi appartenenti al comune di Brentino Belluno, ed è posizionata sulla destra idrografica del fiume Adige. L'abitato è collocato sul conoide detritico del Rio Secco, il corso d'acqua nell'area di conoide è confinato all'interno di un cunettone anomalo, in quanto in varie sezioni è caratterizzato da repentini cambi di pendenza e salti di fondo, nonchè un tratto a pendenza zero nella passaggio sopraelevato del canale Biffis (canale artificiale per scopi idroelettrici).

Nel tratto antropizzato, la continuità del flusso risulta compromessa, con conseguente rischio di accumulo del materiale detritico.

Il tratto a monte dell'abitato è sistemato in maniera classica con briglie di trattenuta a gravità realizzate in diverse epoche (fin dal 1900), alcune sistemate recentemente. La Valnasse presenta un alveo particolarmente sistemato, con muri d'argine, soglie e pavimentazione del fondo più sviluppata del primo.

Nel Valle dei Fo si alternano tratti racchiusi in forra, tratti a più libera divagazione, ma nel suo complesso rimane decisamente confinata dalle sponde. L'alveo appare alquanto trascurato nella parte alta, difficile da

raggiungere, dove è presente un distacco franoso di materiale sciolto detritico (aggravatosi durante l'evento del 2009).

3.3.1. L'evento alluvionale del 24 dicembre 2009

La notte tra il 24 e il 25 dicembre 2009 sul torrente Rio Secco si è verificato un evento alluvionale assimilabile ad una corrente iperconcentrata (debris-flood), originatasi a causa di ingenti piogge e fusione nivale a monte. La saturazione dei suoli ha determinato diffusi fenomeni erosivi lungo tutto il reticolo idrografico. Si sono verificati inoltre due consistenti fenomeni franosi, alla testata della Valle dei Fo e alla testata della Valnasse. Nel primo caso si è verificato uno scorrimento rotazionale per scalzamento al piede con mobilitazione di materiale prevalentemente ghiaioso, mentre la seconda frana, di minor entità, è stata causata dalla saturazione e fluidificazione del terreno detritico superficiale, con una mobilitazione di materiale prevalentemente limoso. L'erosione diffusa, unitamente ai due fenomeni franosi, ha determinato un rilevante trasporto ghiaioso-limoso che, in alcuni tratti, ha causato ingenti depositi in prossimità di alcuni edifici nel suo tratto terminale e andando ad occupare l'area agricola in confluenza con il Rio Molini. La provenienza del materiale trasportato è da attenersi perlopiù al fenomeno franoso presente nella parte alta del collettore principale (Valle dei Fo). Con la collaborazione del Servizio Forestale Regionale (S.F.R.) di Verona è stato possibile rilevare le dimensioni di tale fenomeno, ottenendo così informazioni circa il volume di materiale distaccatosi. Attraverso il rilievo di 6 sezioni trasversali e' stato possibile stabilire il volume di materiale detritico, pari a 5200 m^3 , e profondità massime di distacco intorno ai 3-4 m (Fig. 3.40).



Fig. 3.40: Foto aerea (sx) e a terra (dx) della frana nella Valle dei Fo il giorno 26 dicembre 2009

Dai rilievi eseguiti dal SFR i giorni successivi all'evento risultano essersi depositati all'incirca 3000 m^3 di materiale detritico nel tratto antropizzato del corso d'acqua, rimossi con facilità grazie all'accesso diretto dalla strada provinciale (Fig. 3.41).



Fig. 3.41: Foto aerea (sx) e a terra (dx) dei depositi detritici nell'area urbanizzata

3.3.2. Dati pluviometrici e informazioni idrologiche

La ricerca delle informazioni meteorologiche, indispensabili per un'analisi completa dell'evento alluvionale, dapprima è stata incentrata sulle diverse stazioni meteorologiche, in funzione della qualità e affidabilità del dato e della distanza dal bacino in esame.

I dati di pioggia e temperatura sono stati confrontati per due stazioni pluviometriche: la stazione ARPAV di Dolcè (VR) e quella di Novezzina (Osservatorio astronomico, Ferrara di M. Baldo, VR). Mentre la prima dista poco più di 10 km dal paese di Belluno Veronese, la stazione di Novezzina è posizionata in testata del bacino. Quest'ultima essendo la più vicina al corso d'acqua è stata presa in considerazione come la più affidabile non prima di aver verificato l'attendibilità dei dati, tramite comparazione con i dati forniti dalla stazione pluviometrica ARPAV di Dolcè.

L'evento del 2009 è stato influenzato dalla presenza di manto nevoso che, grazie all'aumento di temperatura e alla successiva pioggia, ha contribuito alla saturazione del suolo. Per quanto riguarda il dato sull'altezza del manto nevoso, le opzioni a disposizione sono state la stazione nivometrica ARPAV del M. Baldo (1751 m s.l.m.) e la stazione Prà Alpesina (1430 m s.l.m.) in Località Dossioli, affidata all'ufficio Previsioni e Pianificazione della Provincia Autonoma di Trento. Una volta confrontati i dati, si è potuto notare che sia l'altezza del manto, sia il gradiente termico siano stati pressoché simili in entrambe le stazioni.

La mappa per l'inquadramento geografico delle stazioni è riportata in Figura 3.42.



Fig. 3.42: Posizione delle stazioni prese in esame per l'analisi delle condizioni meteorologiche predisponenti.

Nella terza decade del mese di dicembre 2009 la Regione del Veneto è stata interessata da un'ampia saccatura di origine atlantica che occupò per vari giorni il Mediterraneo con diversi impulsi perturbati a partire dal pomeriggio di martedì 22 dicembre, per poi transitare completamente nella serata di venerdì 25 dicembre. Questa configurazione determinò un flusso in quota di intense correnti sudoccidentali umide e temperate, che portarono precipitazioni molto abbondanti sulle zone montane e pedemontane della regione, accompagnate da un sensibile innalzamento dello zero termico, che si stabilì a 2400-2700 m s.l.m. durante la fase più intensa (serata di giovedì 24 dicembre). Nella fase finale dell'evento (pomeriggio/sera di venerdì 25) si ebbe un veloce ingresso di aria più fredda, con marcato calo dello zero termico.

Il grafico che segue (in Fig. 3.43) riporta le precipitazioni avvenute tra il 22 e il 25 Dicembre, giorno dell'evento analizzato. Si può osservare come le piogge abbiano interessato costantemente tutto l'arco di tempo considerato, ad eccezione di qualche breve periodo di interruzione, dando luogo a due picchi sostanziali: uno di minor intensità, nella notte tra il 22 e il 23, con un tetto massimo di 8,2 mm/h, ed un secondo picco più sostanzioso, nella notte tra il 24 e il 25, con un culmine di 14.2 mm/h (Fig. 3.43).

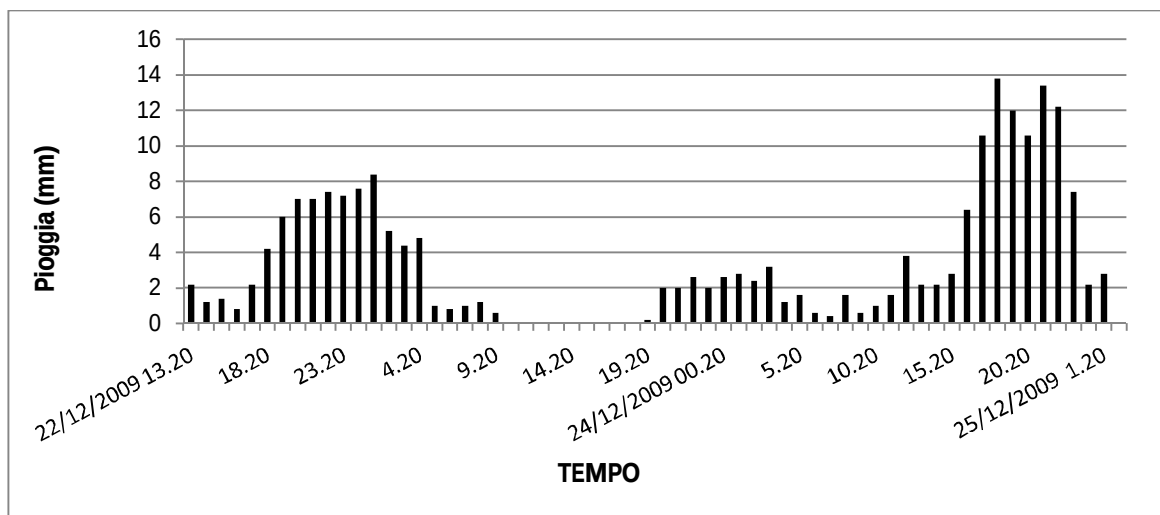


Fig. 3.43: Grafico delle precipitazioni registrate tra la sera (ore 20.00) del 23 e il mattino (ore 4.00) del 25 dicembre 2009 dalla stazione meteorologica di Novezzina ($\Delta t = 1$ ora)

La bassa pressione di origine atlantica, spinta dalle correnti d'aria calda provenienti dall'Africa, ha determinato un brusco innalzamento delle temperature in un breve periodo di tempo. Infatti nonostante la regione fosse stata interessata tra i giorni 19 e 21 da un flusso d'aria d'origine artica che determinò un brusco abbassamento delle temperature e sensibili apporti meteorici di carattere nevoso (stazione di Novezzina con rilevazione di temperature minima e massima di $-12,8^{\circ}$ e $-4,1^{\circ}\text{C}$ in data 20/12/2009), nei giorni successivi le temperature si innalzarono repentinamente portando, attorno a Natale, la quota dello zero termico oltre i 2000 metri. A causa di queste condizioni anomale, negli ultimi giorni del mese si registrarono precipitazioni piovose anche a quote elevate, le quali, in concomitanza con l'innalzamento delle temperature, velocizzarono lo scioglimento nivale, aumentando drasticamente la disponibilità di acqua per il deflusso.

Come riportato nel seguente grafico (Fig. 3.44), il giorno 24 dicembre alle ore 6:00 del mattino la stazione meteorologica di Novezzina ha registrato una temperatura di $3,4^{\circ}\text{C}$ che è aumentato costantemente fino a raggiungere $6,1^{\circ}\text{C}$ alle 12:00 e che è rimasto costante anche dopo il tramonto, facendo registrare alle 0:00 del 25 dicembre una temperatura parecchio al di sopra della media stagionale, di $7,2^{\circ}\text{C}$.

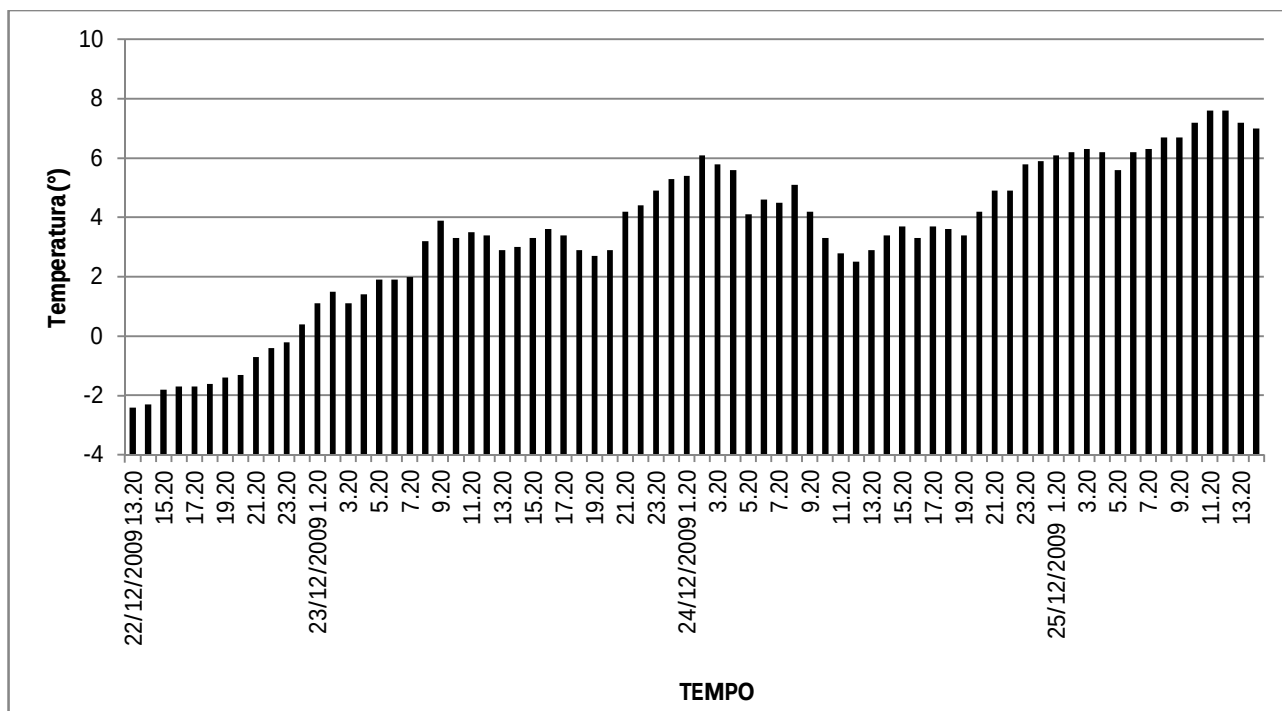


Fig. 3.44: Grafico delle temperature registrate tra il 22 e il 25 dicembre 2009 nella stazione meteorologica di Novezzina

Osservando il grafico relativo alle altezze del manto nevoso nella stazione del Baldo a 1751 m s.l.m. (Fig. 3.45), si può notare come il manto nevoso è passato da 31 cm, misurati il 22 dicembre, a 1 cm il 25 dicembre, ovvero con una riduzione di spessore di 30 cm di neve in poco più di 48 ore. Non sono disponibili dati o fotografie da cui ricavare l'estensione del manto nevoso sul bacino del Rio Secco, ma in alcune foto del distacco franoso sulla Valle dei Fo, scattate dall'elicottero Regionale intervenuto durante l'emergenza, sono ancora presenti degli ultimi piccoli accumuli nevosi sui versanti circa a quota 750 m s.l.m. .

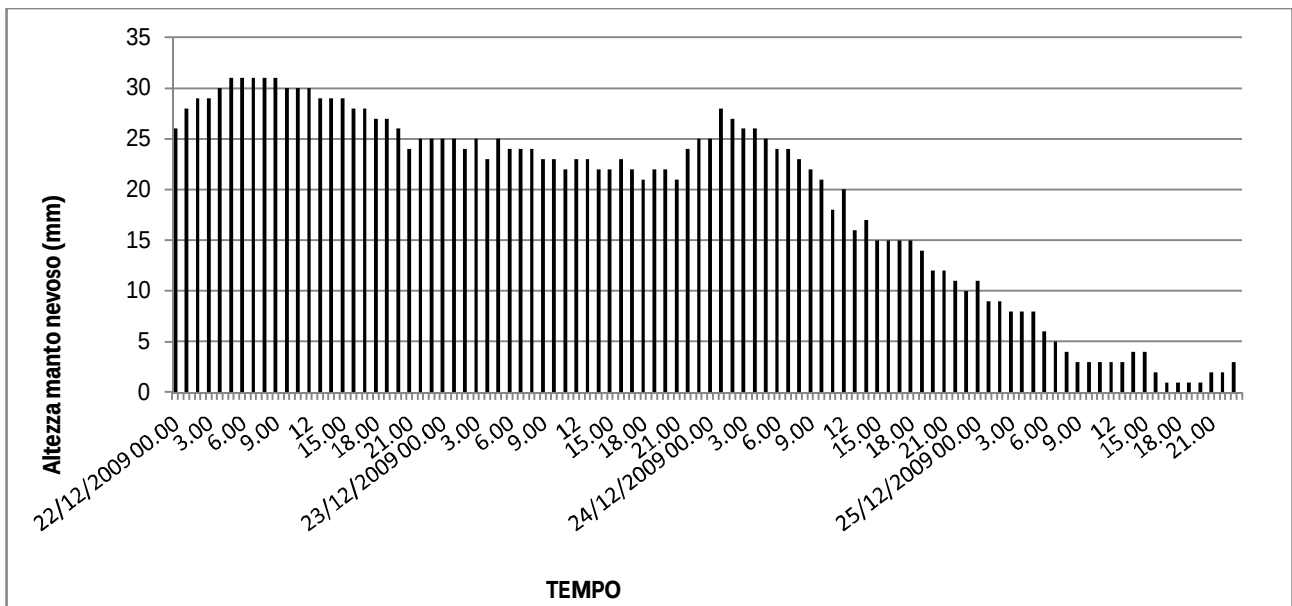


Fig. 3.45: Grafico dell'altezza del manto nevoso misurata tra il 22 e il 25 dicembre 2009 nella stazione meteorologica del M.te Baldo (ARPAV)

Data la distanza della stazione nivometrica e la mancanza di altri dati si è pensato di applicare al caso del Rio secco una fotointerpretazione di immagini satellitari per definire e confermare la presenza di neve durante la prima fase dell'evento piovoso e l'innalzamento delle temperature.

Le immagini satellitari scaricate dal sistema EOSDIS della NASA, sono coperte in maggioranza dalle nubi presenti in zona a causa della perturbazione in atto. Si intravede comunque dalle due immagini migliori (20 e 23 dicembre) la presenza del manto nevoso nella macroarea dei versanti della Valle dell'Adige e del M. Baldo (Fig. 3.46).

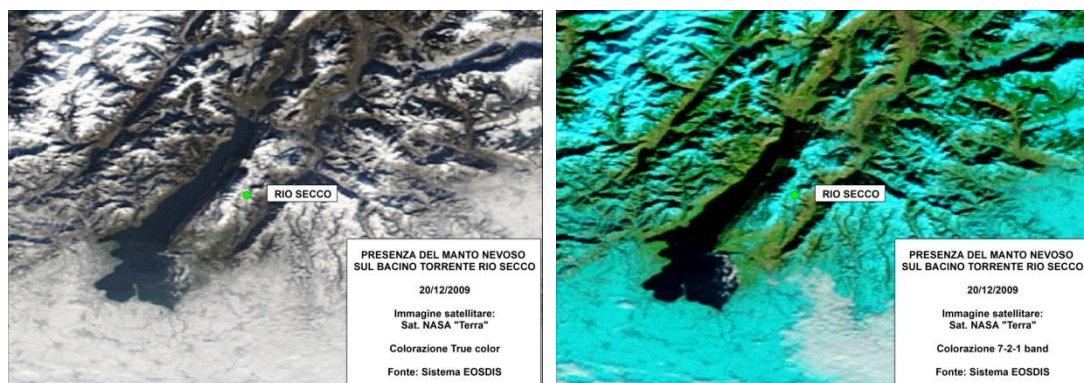




Fig. 3.46: immagini satellitari scaricate dal sistema EOSDIS della NASA nell'area in questione.

Risulta difficile una fotointerpretazione migliore e di maggior dettaglio, comunque si può stimare (notata la presenza di neve anche in pianura) che il bacino del Rio secco risultava coperto da un certo manto nevoso, la cui altezza variava a seconda della quota. La maggior parte delle immagini catturate dal satellite (dal 21 al 25/12/2009) sono coperte da accumuli nubiformi e non si può osservare in dettaglio la presenza di neve al suolo (Fig.3.46). Dalle immagini NDVI e in banda 7-2-1 non si ricavano dati migliori del true color, in quanto la nuvolosità restituisce colorazioni non corrette o di difficile interpretazione in questo caso.

3.3.3. Calcolo dell'input idrologico nel Rio Secco

I dati riguardanti le precipitazioni, sono stati ricavati dalla stazione dell'osservatorio astronomico del M. Baldo in loc. Novezzina e vista la concomitanza dell'innalzamento delle temperature e del conseguente scioglimento nivale, l'approccio con cui è stato stimato l'apporto d'acqua proveniente dal manto nevoso ha permesso di creare un calcolo dell'input idrologico più realistico. Considerando l'abbassamento del manto nevoso da 31 cm a 0, misurato alla stazione del Baldo tra il 22 e il 25 dicembre, è stata ricavata, utilizzando un rapporto di 1:10 (10 mm neve a 1mm di pioggia), la quantità d'acqua da aggiungere a quella misurata dal pluviometro. L'apporto liquido è stato spazializzato andando a ridistribuire i 31 mm d'acqua solo sulla superficie del bacino sopra 800 m s.l.m., ovvero il 65 % dell'area totale, e suddividendo successivamente per le 20 ore considerate del dato di pioggia. L'incremento d'acqua ottenuto è stato di circa 1 mm/h dall'inizio dell'evento, con un aumento della portata liquida al picco pari a 1 m³/s.

L'idrogramma completo di pioggia e fusione nivale è stato stimato tramite ADB-ToolBox, per le abbondanti precipitazioni, ossia un'altezza di pioggia pari a 113 mm caduti nelle 48 ore antecedenti, in concomitanza di fusione nivale, si è deciso di considerare una perdita iniziale (Ia) pari a zero, supponendo così una saturazione completa del soprassuolo.

E' da sottolineare che l'effetto del brusco innalzamento delle temperature, dopo un periodo caratterizzato da precipitazioni nevose anche a bassa quota, non ha solo influenzato i valori degli afflussi, ma anche la scelta dell'Antecedent Moisture Condition, AMC, che rappresenta una classificazione delle condizioni iniziali di umidità del suolo analizzate nei 5 giorni antecedenti l'evento esaminato. Il metodo S.C.S. utilizzato per

l'elaborazione dell'idrogramma, prevede come è noto tre classi (AMC I, AMC II, AMC III) per descrivere l'umidità antecedente del suolo.

La scelta è quindi ricaduta sulla terza classe, avendo constatato una situazione antecedente all'evento alluvionale umida, tale fattore ha contribuito ad aumentare il valore del CN a 62.5 per il successivo calcolo dell'idrogramma.

Il grafico riportato di seguito (Fig. 3.47) mostra lo sviluppo del deflusso superficiale elaborato da ADB-Toolbox a partire dall'afflusso meteorico, tra le 0:00 del 24 fino alle 10.00 del 25 dicembre (34 ore). Dal grafico si nota come il picco totale della portata liquida si ottiene verso le 23:00 con un valore pari a circa 16 m³/s.

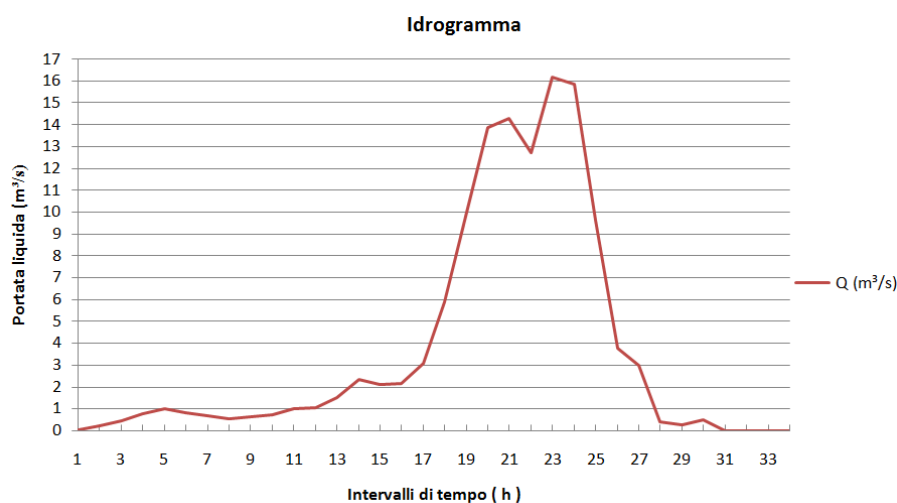


Fig. 3.47: Grafico dell'idrogramma di piena della portata liquida.

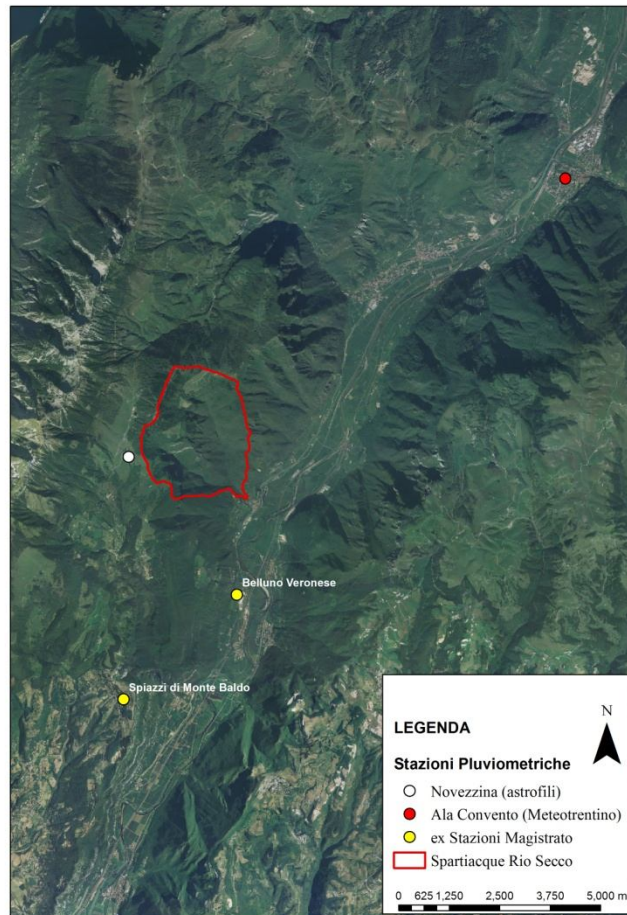
L'input idrologico calcolato in questo caso deriva dalla back analysis dell'evento del 2009, dove la compresenza della fusione nivale durante l'evento piovoso ha determinato uno scenario abbastanza critico. Si può affermare però, che sia l'altezza del manto nevoso che l'intensità di pioggia registrati hanno contribuito ad un deflusso superficiale notevole, ma non di eccezionale entità. Infatti l'innescò dell'evento, avvenuto dopo 60 ore di precipitazione piovosa, ammonta a 212 mm, (Fig. 3.48).; mentre per il manto nevoso, la stazione M.te Baldo posta a 1751 m s.l.m. nei giorni precedenti l'evento ha registrato uno spessore di circa 30 cm che si può anche ridurre a causa della quota minore del bacino del Rio Secco (quota media: 973 m; quota max: 1616 m). Le condizioni nivali del dicembre 2009 si possono reputare normali per la stagione invernale sul versante orientale del M. Baldo.

Per quanto riguarda il Tempo di Ritorno (Tr) dell'evento in questione non è stato possibile analizzare le serie storiche della stazione "Novezzina", in quanto in funzione soltanto dall'anno 2009, ma è risultato utile confrontare il dato del singolo evento con la serie storica di tre stazioni pluviometriche dismesse (Fig. e Tab. 3.48):

- **Stazione di Belluno Veronese** attiva dal 1917 al 1973 (Rete del Magistrato alle acque di Venezia);
- **Stazione di Spiazzi di Monte Baldo** attiva dal 1917 al 1975 (Rete del Magistrato alle acque di Venezia);

- **Stazione di Ala (Convento)** attiva dal 1921 al 1990 (Rete Meteotrentino).

Il calcolo delle Linee Segnalatrici di Possibilità Pluviometrica (LSPP) dalle serie storiche delle tre stazioni ha fornito una stima del Tr "virtuale", in quanto i valori di pioggia non sono attribuibili né all'ubicazione precisa delle stazioni e né alla tipologia di misura (pluviometro a misura manuale giornaliera e pluviometro a misura elettronica real time). Le differenze fra le tre stazioni sono significative, la più vicina al bacino, ossia al paese di Belluno Veronese, restituisce i valori di Tr più bassi per le prime durate (24, 36, 48 ore). Il Tr per la durata di 60 ore (innesco evento) è molto elevato lambendo i 300 anni per la stazione di Belluno Veronese e addirittura superandolo per le altre due rendendo l'evento assolutamente eccezionale. Confrontando le 3 serie storiche analizzate, i valori di cumulata di 3 giorni (60 anni di misurazioni) non eguagliano mai il valore cumulato per 60 ore di Novezzina (nemmeno per l'evento del 1966). Tale riflessione induce ad affermare che i dati pluviometrici registrati dalla stazione di Novezzina potrebbero sovrastimare l'effettivo evento per due diverse situazioni: l'esistenza di una cella precipitativa molto intensa o una tipologia di errore di sovrastima da correggere, dovuto allo strumento installato presso l'osservatorio astronomico di Novezzina.



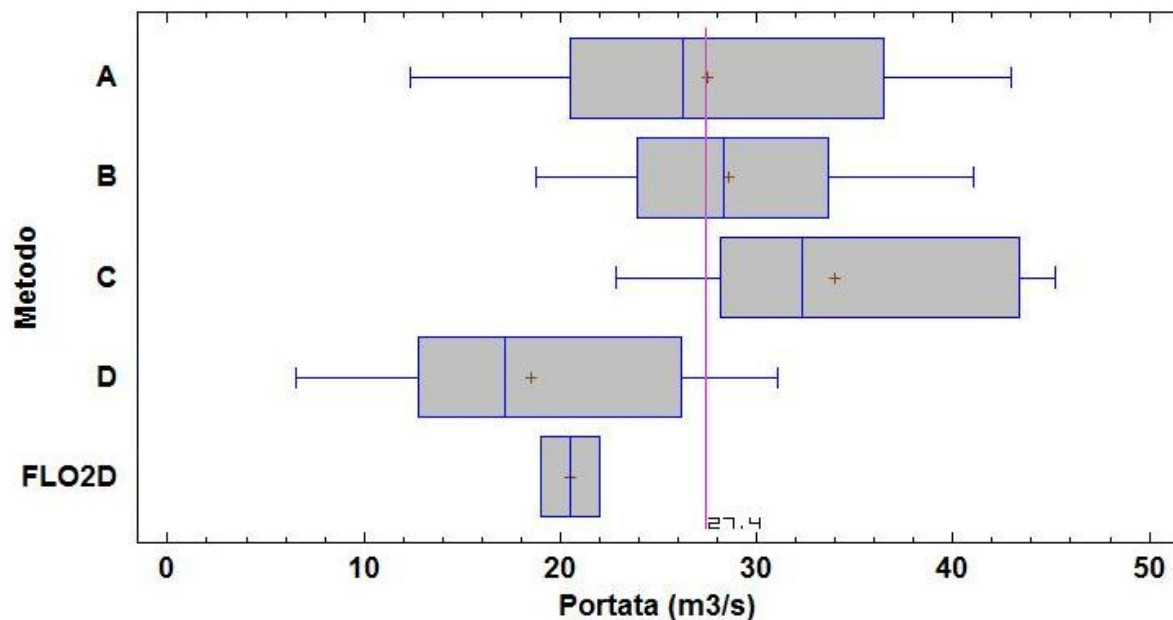
	Durata (ore)	h (mm)	Stazione Belluno Veronese Tr (anni)	Stazione Spiazzi di M. Baldo Tr (anni)	Stazione Ala (Convento) Tr (anni)
Evento 2009	24	120	c.a. 50	c.a. 100	> 60
	36	148	c.a. 30	c.a. 60	> 50
	48	162.8	c.a. 60	< 100	> 60
	60	212.4	300	> 300	> 300

Fig. 3.48: Valori massimi di pioggia e Tr per l'evento, relativi alla stazione di Novezzina (osservatorio astronomico). I Tr sono stati desunti dalle serie storiche delle stazioni dismesse osservabili in Figura sopra.

3.3.4 Valori di portata e risultati dell'applicazione di FLO-2D

Per ottenere un confronto della modellazione idrodinamica effettuata, è stato necessario confrontare le informazioni di output del modello con l'evento reale, avvenuto il 24-25 dicembre 2009 nel Rio Secco. Sono stati ricavati i valori di portata, altezza, velocità e aree di deposito del flusso transitato su alcune sezioni di controllo lungo il corso d'acqua. Alla stessa maniera del t. Leogra e del t. Corin, in campo sono stati eseguiti dei rilievi post-evento per poter successivamente ricavare attraverso quattro delle metodologie descritte precedentemente i valori di confronto. In particolare si riporta come per il Leogra, una sintesi statistica dei

vaori anticipando i dati restituiti da FLO2D. In questo caso sono state applicate le metodologie basate su indicatori di campo denominate A, B, C, e D; tali relazioni hanno restituito un buon database di portate (Fig. 3.49) che se confrontate fra di loro e soprattutto con i modelli idrologici consentono di avere una interessante visione d'insieme del fenomeno transitato nelle specifiche sezioni analizzate.



	DEVIAZIONE STANDARD σ (m ³ /s)						
MEDIA TOTALE (m ³ /s)	TUTTE (n=28)	EMPIRICHE INSIEME (n=26)	MET. A (n=6)	MET. B (n=7)	MET. C (n=7)	MET. D (n=6)	FLO2D (n=2)
27.4	9.9	10.1	11.2	7.2	8.3	9.3	2.1
ERRORE %	36.2	37.0	40.9	26.3	30.4	33.8	7.7
SCARTO MEDIO %	26.9	27.0	32.9	19.4	28.6	37.0	25.3

Fig. 3.49: Box plot dei valori di portata ottenuti tramite diverse metodologie sul RioSecco e media totale dei metodi (linea viola); sotto si riporta una sintesi dei valori di σ , del relativo errore % (calcolato come: $\sigma_x/\text{media totale}$) e lo scarto medio % calcolato sulla media totale

In questo caso si può ben osservare che la numerosità maggiore provoca elevati scarti fra i valori nelle 4 metodologie e soprattutto una altrettanto elevata diversità fra i valori rientranti delle metodologie empiriche e le portate restituite da FLO-2D. Si può notare anche nel Rio Secco che FLO-2D sottostima leggermente i valori di portata e le metodologie empiriche A e B minimizzano lo scarto rispetto al valore medio totale (si può osservare la bontà dei due metodi sia nel box plot che nell'analisi delle medie). L'errore % rappresentato in Figura 3.49 ottenuto da σ per il Rio Secco risulta mediamente molto elevato a causa sia della numerosità più consistente del precedente caso (conseguenza anche delle morfologie di sezione e di indicatori molto

variabili riscontrati durante le misure in campo), sia per il limitato valore di portata transitato nelle sezioni (da 20 a 30 m³/s) che a parità di σ può influire più notevolmente.

In sintesi il confronto dell'evento reale con una prima simulazione FLO-2D, è stato eseguito allo scopo di individuare i principali parametri idrodinamici del debris-flood nel tratto a morfologia maggiormente naturale. La topografia del terreno (floodplain) inserita nel modello FLO-2D è derivata dall'unione di due DTM (celle 3x3m) ottenuti con tecnologia LiDAR aerea nella zona di interesse. In particolare sono stati uniti una porzione del DTM Fiume Adige del Piano Straordinario di Telerilevamento Ambientale (MATTM) e una porzione del DTM dell'area montana della Provincia di Verona, rilevato dall'Autorità Bacino Imbrifero Montano del Fiume Adige (BIM-Adige). I dati sono riportati nella tabella sottostante e suddivisi a seconda della sezione osservata; nella tabella è riportato anche il valore di sola portata liquida calcolato con il classico modello cinematico. Le sezioni analizzate riguardano il tratto a monte dell'abitato e sono visibili in Figura 3.50.

Tab. 3.20: confronto dei risultati ottenuti tra i metodi empirici e il modello FLO-2D, si può osservare che il relativo valore ottenuto dal modello cinematico in precedenza è ovviamente rappresentato dal solo fenomeno di portata liquida.

	Portata (m³/s)		Velocità (m/s)		Altezze del flusso (m)	
Sezione	1	2	1	2	1	2
FLO-2D (T.S. CV= 0.4)	19	22	4.1	3.7	1.69	0.91
Val. medio indicatori di campo (T.S.)	27.1		3.5		1.4	
Modello cinematico (NO T.S.)	16.2					

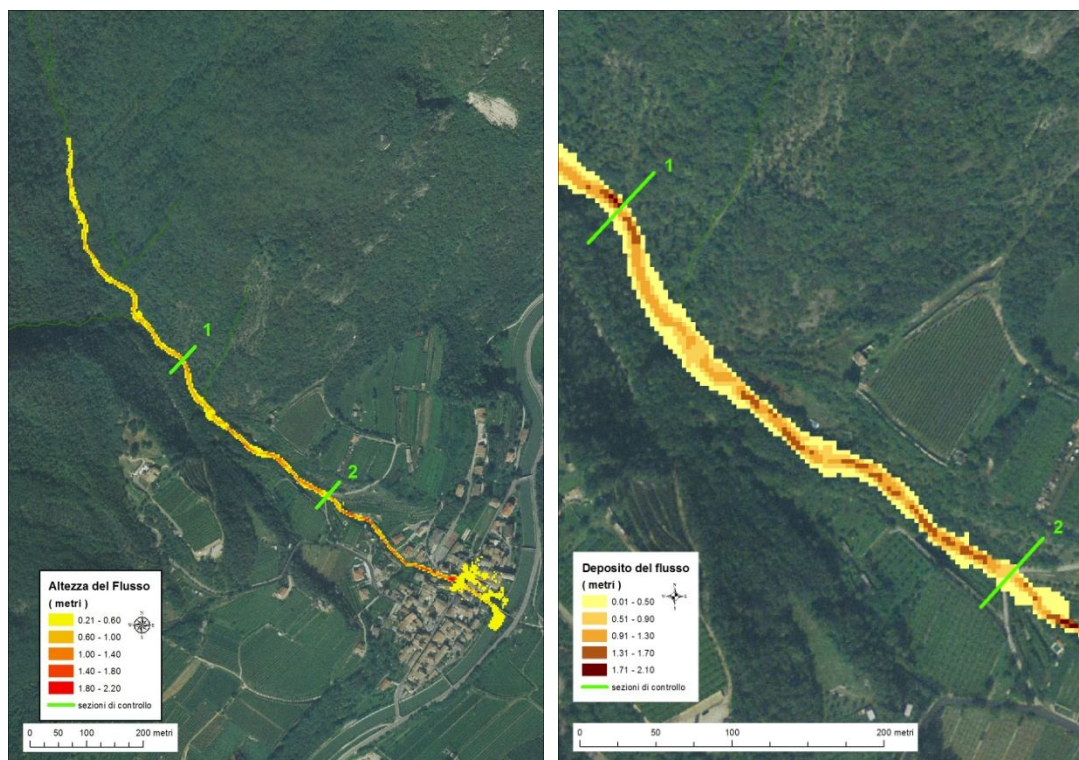


Fig. 3.50: Particolari del deposito del flusso lungo il tratto a monte dell'abitato.

Il modello all'interno del canale pseudo-naturale si comporta abbastanza bene, restituendo valori coerenti con quanto accaduto. Come si può osservare nella tabella 3.20, le portate del flusso simulate con FLO-2D risultano sottostimate nel raffronto con il valore medio della portata stimata con gli indicatori di campo. La causa principale di questa differenza tra i due valori è da imputarsi principalmente alla maggior velocità del flusso calcolata dal modello FLO-2D. Per quanto riguarda invece i valori relativi alle altezze del flusso si riscontra un valore pressoché simile in entrambe le situazioni.

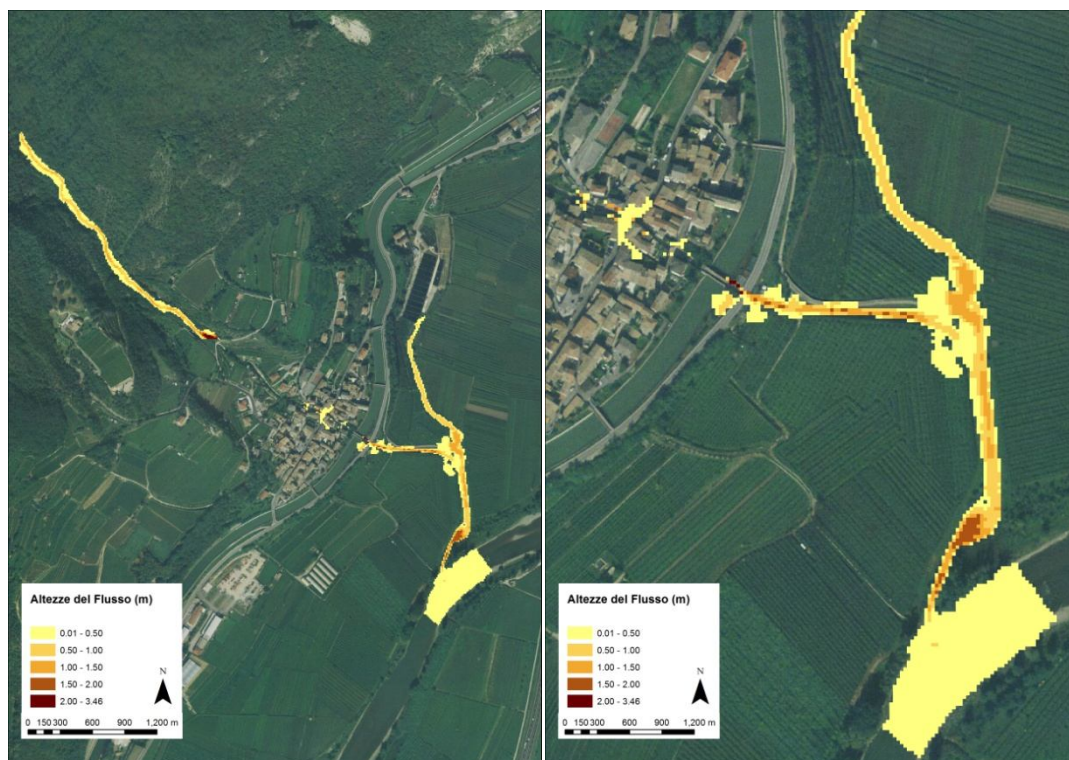
Come è possibile osservare dalla mappa del deposito (Fig. 3.50), nell'area del guado (strada asfaltata) si riscontra un avulsione della corrente con successivo deposito di materiale nel terreno adiacente, in destra idrografica, alla seconda sezione controllo. Tale criticità risulta essere un primo scenario critico nel Rio Secco, che unito alla bassa efficienza idraulica del canale artificiale all'interno dell'abitato, rende vulnerabili alcune abitazioni e la viabilità nel paese. Per ottenere poi un buon riscontro modellistico è stato implementato in FLO-2D il canale artificiale presente a valle della sezione 2, in maniera da eliminare dubbi o eventuali errori dovuti alla scarsità di rappresentazione del canale a cielo aperto e soprattutto per simulare l'efficienza della complicata situazione degli attraversamenti stradali all'interno del centro abitato. Il canale è stato rilevato con un classico rilievo topografico (in collaborazione con il Servizio Forestale Regionale), del quale si sono considerate 45 sezioni trasversali per rappresentare al meglio il canale. Inoltre è stata realizzata la scala delle portate per i 3 principali attraversamenti (Fig. 3.51).



Fig. 3.51: Attraversamenti implementati nella piana di calcolo di FLO-2D.

Successivamente è stata approfondita la zona topografica più critica (pendenza dell'alveo negativa) posta in entrata al ponte canale che durante gli eventi alluvionali crea sempre ingenti problematiche di deposito (Fig. 3.50 - evento 2012).

La piana di calcolo così costruita con il modello FLO-2D è stata calibrata nuovamente attraverso la simulazione dell'evento del 2009, ottenendo dei discreti risultati di performance del modello (Fig. 3.52). Per ridurre la pericolosità in conoide sarà opportuno analizzare la possibilità di realizzazione di una o più opere di trattenuta (briglie filtranti) a monte dell'abitato.



Evento 2009	V deposito solido (m^3)	V tot solido + liquido (m^3)
Reale stimato	3000	7500

Evento 2009	V deposito a valle canale (m^3)	V deposito laterale al canale (m^3)	CV	Q_{max} (m^3/s)
Simulato	6262	1237	0.4	22.82

Fig. 3.52: Simulazione dell'evento 2009 nella piana di calcolo dopo l'inserimento del canale artificiale, nella seconda immagine si osserva uno zoom del centro abitato dove il flusso è visibile solamente nelle aree dove esce dalla sezione del canale inserito

La seconda simulazione sopra riportata evidenzia come i parametri dell'evento non siano alterati dal cambio di piana di calcolo (le portate non variano) e che i volumi in gioco sono molto vicini a quelli riscontrati durante l'evento reale. Inoltre dal raffronto con l'immagine dall'alto in Fig. 3.53, il pattern di deposito non presenta notevoli differenze, in quanto il deposito sia a valle del canale che nel centro abitato sono ben rappresentati dal modello (ad eccezione della risalita verso monte nel canale Rio Molini).



Fig. 3.53: Ripresa da elicottero dell'evento del 2009, si possono osservare le due principali zone di deposito, lateralmente al canale nella zona a pendenza negativa (area cerchiata) e ovviamente in confluenza con il Rio Molini a valle del canale artificiale

3.3.5. Gli eventi del dicembre 2009 e novembre 2012 nel t. Rio Secco

In questo paragrafo si vuole sottolineare il diverso ruolo delle precipitazioni nei due recenti eventi alluvionali nel t. Rio Secco, soprattutto evidenziando il comportamento dell'anomalo canale artificiale che attraversa il centro abitato. Il canale in questo caso non è proprio un classico cunettone di scolo, il quale deve solo espletare la funzione di far transitare la colata o il flusso iperconcentrato senza uscire dalle arginature. Come si è già ricordato precedentemente sono presenti delle criticità che impediscono il passaggio normale al flusso, in caso di ingente trasporto di sedimento.

Dall'inizio del 1900, quando l'ispettore Forestale Pellegrini diede inizio ai lavori di sistemazione idraulico-forestale del bacino del Rio Secco, non si ha memoria storica di altri eventi alluvionali importanti verificatisi nel conoide del torrente Rio Secco fino all'evento di dicembre 2009 analizzato in precedenza. Le condizioni predisponenti e la pioggia di dicembre 2009 hanno causato un dissesto nell'area delle sorgenti della Valle dei Fo che ha mobilitato notevoli volumi di sedimento granulare, anche potenzialmente movimentabili in alveo durante altre piene. A conferma di ciò, la notte fra il 4 e il 5 novembre 2012 si sono verificate delle condizioni meteorologiche predisponenti, simili al dicembre 2009, ma fortunatamente aventi altezza cumulata di pioggia minori che non hanno provocato eventi di magnitudo elevata, ma solamente qualche notevole erosione in alveo e un relativo trasporto solido al fondo; questo una volta giunto al canale all'interno

del paese ha provocato un significativo deposito di materiale granulare durante il transito nei passaggi più critici (Fig. 3.54).



Fig. 3.54: Materiale depositato nel canale artificiale, relativo all'evento del 4-5 novembre 2012 sul Rio Secco

Come si può osservare dallo schema riportato sotto l'attivazione del bacino durante gli eventi del 2009 (presenza del distacco a monte e di materiale facilmente movimentabile in alveo) può aver determinato uno spostamento verso il basso di una potenziale soglia pluviometrica di innesco di eventi a forte magnitudo caratterizzati da notevole trasporto solido, anche iperconcentrato o sottoforma di colata detritica che possono provocare criticità durante il transito dei flussi nelle sezioni all'interno del canale artificiale del Rio Secco.



La presenza di sedimento movimentabile in alveo (2000 m³) e le erosioni localizzate (spondali e non) causata dall'evento 2009, lungo l'intera asta (dall'area di distacco "A" al primo attraversamento stradale "B") sono un input a scala di versante-reticolo che può entrare in gioco, in maniera più o meno pesante, durante il manifestarsi di eventi a diversa intensità. Se nel primo caso la presenza della fusione nivale durante una pioggia con valori di tempo di ritorno non eccezionali ma comunque abbastanza elevati ($Tr > 50$ anni) ha innescato i fenomeni già conosciuti, nel recente caso, è bastata, oltre alla fusione nivale ancora una volta presente, una pioggia avente intensità non elevate (con altezze cumulate minori delle precedenti). Si riportano in Tabella 3.21 le due cumulate giornaliere a Dolcè (ARPAV) e la pioggia per 24 ore e per l'intero evento a Brentonico (meteotrentino).

Tab. 3.21: quantitativi di pioggia di due stazioni vicine per l'evento del 4-5 novembre 2012 facilmente reperibili via web e per la stazione di Novezzina

Dolcè (ARPAV)		Pioggia totale (mm)	
04/11/2012		13.4	
05/11/2012		5.8	
Brentonico (meteotrentino)			
24 ore		59.0	
12 ore		52.8	
6 ore		42.2	
Intero evento		64.6	
Evento 2012 (Novezzina)	6	39.2	c.a. 3
	12	46.4	c.a. 2
	24	58.2	c.a. 2
	36	67.8	c.a. 2
	48	76.8	c.a. 2

In questo caso a Dolcè sono stati registrati valori pluviometrici di basso rilievo, mentre la stazione di Brentonico, più distante della prima ma situata in area pedemontana del Baldo, ha registrato valori di precipitazione maggiori. L'intensità media di pioggia risulta comunque minore o uguale a 10 mm/h, comprovando quindi una intensità minore dell'evento del 2009. I valori di pioggia sono confermati dalla nota stazione di Novezzina, (stazione di riferimento per la back analysis dell'evento 2009), risulta quindi evidente che anche per eventi di tempo di ritorno moderato, in presenza di fusione nivale, o solamente per eventi piovosi intensi nel bacino del Rio Secco si possono innescare risposte molto critiche per le aree circostanti il canale in conoide. Lo scenario di efficienza/vulnerabilità dei sistemi di difesa conosciuto per il Rio Secco potrebbe variare in funzione dell'attivazione di un grave dissesto come quello del 2009.

4. COMPORTAMENTO/EFFICIENZA DI OPERE E RETICOLO A SCALA DI SOTTOBACINO

4.1 Risposta delle opere di sistemazione idraulico-forestale nei corsi d'acqua del bacino del torrente Leogra

4.1.1 I torrenti Sterbise e Livergon

Il bacino idrografico del torrente Sterbise è posto a nord - ovest della Provincia di Vicenza, nel comune di Valli del Pasubio ($A = 7.4 \text{ km}^2$). Il torrente nasce dalla dorsale che scende dal massiccio del Pasubio verso monte Malo, e va a confluire nel torrente Leogra, in prossimità del centro abitato di Valli del Pasubio. Esso è situato lungo una vallata secondaria, posta in destra idrografica rispetto al torrente Leogra, caratterizzata dal passaggio della strada provinciale n° 246 che si dirige verso Recoaro Terme tramite il passo Xon (Fig. 4.1).

Il torrente Livergon ($A = 3.1 \text{ km}^2$) nasce sul monte Raga a Magrè di Schio, in provincia di Vicenza, conosciuto per la caratteristica di essere, per la maggior parte del suo percorso, in secca per quasi tutto il periodo dell'anno. Soltanto nelle vicinanze di Motta di Costabissara l'acqua riaffiora in superficie fino alla confluenza nel Bacchiglione in località Lobbia nel comune di Vicenza.

Nel suo percorso di circa venti chilometri dalle sue sorgenti all'immissione nel fiume Bacchiglione, cambia nome più volte, diventando Giara all'uscita di San Vito di Leguzzano, nome che deriva dal caratteristico letto ghiaioso, per poi cambiare nuovamente nome in Orolo in località Motta di Costabissara, prima di immettersi nel Bacchiglione alle porte di Vicenza.



Fig. 4.1: Localizzazione dei bacini

Torrente Sterbise

Il tratto analizzato lungo lo Sterbise, è situato in prossimità di una curva dell'alveo due km a monte rispetto alla sezione di chiusura, caratterizzata da una ripida scarpata in esterno curva, al disopra del quale transita la Strada Provinciale 246 che collega il paese di Valli del Pasubio al comune di Recoaro Terme attraverso passo Xon.

Il tratto è stato sistemato tramite opere di sistemazione idraulico forestale (da ora denominate SIF) realizzate dal Servizio Forestale Regionale nell'inverno 2006/2007, mediante la realizzazione di salti di fondo (tecnica

a log-step) e opere di difesa spondale (scogliere in massi e palificate doppie collegate a un piccolo repellente in massi all'estradosso della curva).

Il tratto continua poi verso valle con alcuni passaggi scavati sulla roccia e altri tratti provvisti delle medesime difese spondali.

Sulle palificate poste lungo la curva del torrente, a protezione dalla scarpata sovrastante, come in precedenza anticipato, si sono innescati fenomeni di svuotamento del materiale inerte interposto tra gli elementi longitudinali della palificata, con la presenza inoltre di una parziale erosione localizzata della fondazione in prossimità del salto di fondo.

I salti di fondo sono realizzati artificialmente mediante una tecnica che emula i *log-step*; questa morfologia si genera naturalmente nei torrenti con presenza in alveo di tronchi d'albero disposti trasversalmente rispetto alla direzione della corrente. In particolare, dei due log step ricreati dal Servizio Forestale, il primo è stato quasi completamente sepolto, mentre il secondo presenta alcuni danni agli elementi longitudinali dell'opera. Ciò è stato provocato dal trasporto solido, che, seppur di bassa entità, ha generato delle corrosioni localizzate al legno strutturale, molto probabilmente dovute alla portata della piena di novembre 2010 (Fig. 4.2).



Fig.4.2: Log step e palificata spondale lungo il torrente Sterbise, particolare scogliera in massi rinverdita ed erosione sugli elementi longitudinali del log step sullo Sterbise

Torrente Livergon

Il tratto analizzato lungo il Livergon, è situato al termine di un tratto fortemente modellato dall'uomo 300 metri a monte rispetto alla sezione di chiusura (canaletta in cls e pietrame, posta a protezione di una strada che si addentra nella vallata). Al termine di tale opera il torrente riacquista piena naturalità, con un alveo ampio abbastanza rettilineo, a valle del quale genera una lieve sinuosità e presenta un restringimento dell'alveo dovuta ai versanti laterali; in tale tratto sono state realizzate le opere di SIF oggetto di studio. Esse sono composte da palificate di difesa spondale poste all'esterno delle curve presenti lungo il tratto, (realizzate nell'inverno 2004/2005), e da alcune briglie in legname accoppiate a soglie, anch'esse in

legname, (realizzate nell'inverno 2007/2008), a protezione delle briglie. Il torrente continua poi in modo piuttosto rettilineo, con versanti meno acclivi e privi di protezioni spondali e con un alveo più ampio.

In corrispondenza dei salti di fondo analizzati si sono osservate delle ampie buche, formatesi principalmente durante la piena formativa verificatasi nel Novembre 2010. Tali buche sono andate a intaccare le fondazioni delle palificate di protezione spondale, e in parte quelle delle stesse briglie in legname. Su queste ultime lo scalzamento non è da considerarsi di grande rilievo, in quanto dall'indagine di campo eseguita non si sono riscontrati problemi di stabilità per la briglia, e i possibili ripascimenti dovuti a piene successive andranno sicuramente a ripristinare parte del materiale grossolano eroso. Le soglie posizionate a valle delle briglie a difesa delle stesse, si sono rivelate funzionali sia per aver limitato l'erosione a valle tramite la formazione della classica cresta di duna in prossimità delle soglie, che per non essere state oggetto di danni strutturali per le stesse (Fig. 4.3). Anche nel caso del Livergon si sono verificati limitati fenomeni di svuotamento delle palificate spondali e leggere sottoescavazioni delle fondazioni delle stesse, una delle quali in prossimità di un pennello (Fig. 4.4), che è stata tempestivamente risistemata dal Servizio Forestale .



Fig. 4.3: Buche a valle delle briglie lungo il torrente Livergon



Fig. 4.4: Particolari della sottoescavazione e dello svuotamento sulle palificate nel torrente Livergon.

Visti i danni riscontrati alle opere, dovuti a svuotamento delle stesse a seguito dell'evento dell'autunno 2010, si è proceduto all'analisi degli sforzi tangenziali massimi in gioco, al fine di determinare le possibili cause di svuotamento e di sottoescavazione.

La corrente all'interno dell'alveo genera sul fondo e sulle sponde un'azione superficiale definita sforzo tangenziale, esprimibile come limite superiore dalla seguente equazione:

$$\tau_{MAX} = \gamma \cdot h \cdot i \quad (4.1)$$

dove: γ è il peso specifico dell'acqua;

h è il tirante idrico;

i è la pendenza del fondo.

Secondo molte indagini condotte in passato (Olsen e Folorey, in Chow, 1973) τ assume la distribuzione rappresentata in Figura 4.5:

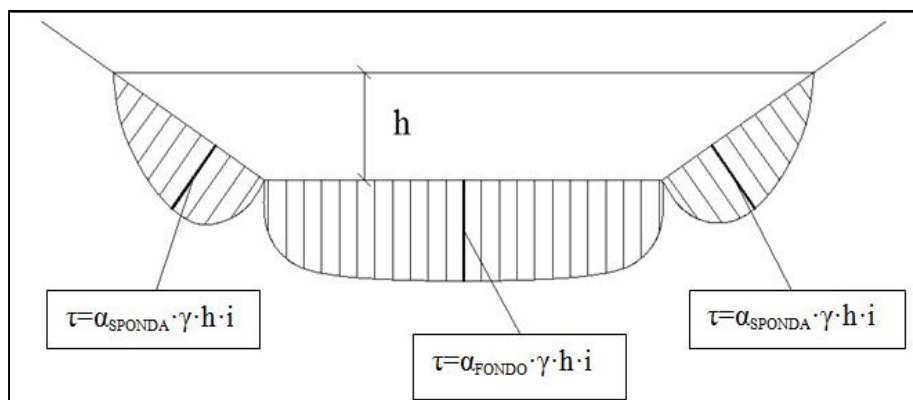


Fig. 4.5 Distribuzione degli sforzi tangenziali (Chow, 1973)

e si può calcolare con la seguente relazione:

$$\tau = \alpha \cdot \gamma \cdot h \cdot i \quad (4.2)$$

dove: α è un parametro di riduzione determinato dal grafico di Figura 4.6, per la determinazione degli sforzi massimi agenti sul fondo e sulle sponde.

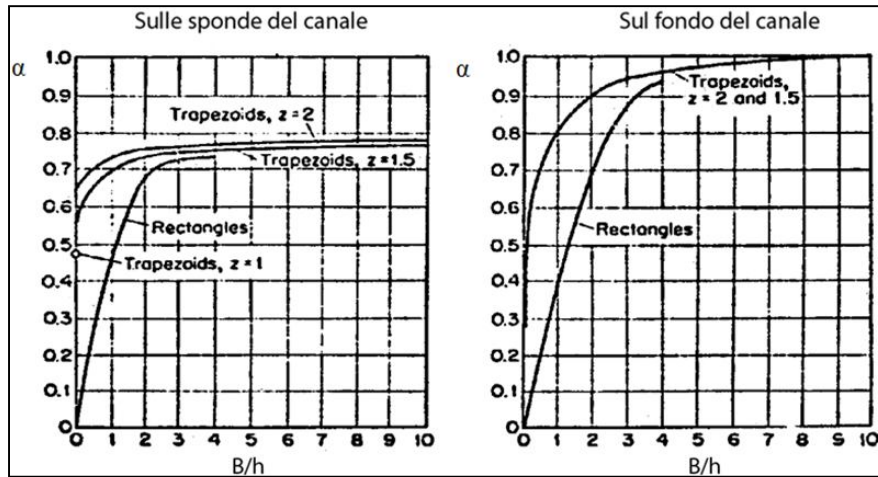


Fig. 4.6: Grafici per la determinazione di α per le sponde e sul fondo del canale (Chow, 1973)

Un'altra nota relazione che permette di esprimere lo sforzo tangenziale medio agente, è la seguente:

$$\tau_{MEDIO} = \gamma \cdot R_H \cdot i \quad (4.3)$$

dove: γ è il peso specifico dell'acqua;

R_H è il raggio idraulico (A/C);

i è la pendenza del fondo.

Si sono così ottenuti i diversi τ , mediante l'applicazione delle due formule sopra descritte; i valori sono riportati nelle successive tabelle per i tributari (Sterbise e Livergon, Tab. 4.1 - 4.2) e per il tratto di sezione di chiusura del sottobacino montano dell'asta principale (Tab. 4.3).

Tab. 4.1: Sforzi tangenziali agenti sulle sezioni del torrente Sterbise

i=	0.03	m/m	<i>Opere: palificate e log-step in legname-pietrame</i>		
Sezione	1	2	3	4	u.d.m
A	10.87	8.88	8.71	11.86	m ²
C	10.34	10.06	9.60	12.01	m
B	10.58	9.32	8.44	12.45	m
R _H	1.05	0.88	0.91	0.99	m
h	1.33	1.24	1.55	1.31	m
$\tau = \gamma \cdot R_H \cdot i$					
τ_{MEDIO}	309	260	267	291	N/m ²
$\tau = \alpha \cdot \gamma \cdot h \cdot i$					
τ_{MAX}	391	365	456	386	N/m ²
α_{FONDO}	0.98	0.97	0.96	1	
α_{SPONDE}	0.78	0.76	0.75	0.79	
τ_{FONDO}	384	354	438	386	N/m ²
τ_{SPONDE}	305	277	342	305	N/m ²

Tab. 4.2: Sforzi tangenziali agenti sulle sezioni del torrente Livergon.

i=	0.045	m/m	<i>Opere: palificate e briglie in legname-pietrame</i>				
Sezione	1	2	3	4	5	6	u.d.m
A	5.69	5.99	7.04	7.02	8.85	9.65	m ²
C	7.40	7.52	7.52	9.07	8.83	7.68	m
B	8.14	8.44	8.41	9.78	10.03	9.08	m
R _H	0.77	0.80	0.94	0.77	1.00	1.26	m
h	1.00	1.00	1.20	1.10	1.60	1.70	m
$\tau = \gamma \cdot R_H \cdot i$							
τ_{MEDIO}	339	352	413	342	443	554	N/m ²
$\tau = \alpha \cdot \gamma \cdot h \cdot i$							
τ_{MAX}	442	442	530	486	706	751	N/m ²
α_{FONDO}	0.99	0.99	0.98	1	0.97	0.96	
α_{SPONDE}	0.78	0.78	0.75	0.79	0.75	0.75	
τ_{FONDO}	437	437	519	486	685	721	N/m ²
τ_{SPONDE}	344	344	397	384	530	563	N/m ²

Tab. 4.3: Sforzi tangenziali agenti sulle sezioni del torrente Leogra a valle nel tratto appena a valle della sezione di chiusura del sottobacino montano analizzato in precedenza.

tratto	A	B		Opere: soglie in massi legati		
i=	0.036	0.025	m/m			
sez	A1	A2	A3	B1	B2	u.d.m
A	17.85	21.08	26.72	21.73	26.70	m ²
C	14.10	15.34	17.76	15.28	18.56	m
B	12.60	13.50	15.00	11.50	15.00	m
RH	1.27	1.37	1.50	1.42	1.44	m
h	1.58	1.70	1.95	1.89	1.78	m
τ MEDIO	447	485	531	349	353	N/m ²
τ MAX	558	600	689	464	437	N/m ²
α_FONDO	0.98	0.98	0.97	0.96	1	
α_SPONDE	0.78	0.78	0.78	0.76	0.79	
τ_FONDO	547	588	668	445	437	N/m ²
τ_SPONDE	435	468	537	352	345	N/m ²

4.2 Risposta delle opere di sistemazione idraulico-forestale nel torrente Corin

Nel caso di studio del t. Corin, già analizzato idrologicamente nel capitolo 3 (par. 3.2) l'evento di piena considerato è relativo alle precipitazioni del 24 dicembre 2010 e dei giorni precedenti. Infatti, i danni alla strada del Praderadego e l'esondazione del Corin in prossimità della confluenza con il Soligo si sono verificati proprio in quei giorni nonostante i mm di pioggia caduti fossero inferiori rispetto all'evento autunnale precedente (par. 3.2.1). La piena ha provocato da monte una forte erosione spondale presso il primo tornante della strada che ha interessato circa 30 m lineari del manto stradale (Fig. 4.7). Successivamente si sono verificati: erosioni al piede del versante in destra idrografica, alluvionamento e deposito di materiale detritico in alcuni punti della strada ed infine uno scalzamento della strada a causa dell'attraversamento tombinato in prossimità della Sorgente Corin con un conseguente alluvionamento della strada e dei prati sottostanti (Fig. 4.8).



Fig. 4.7- 4.8: Erosione spondale in prossimità del primo tornante e deposito di materiale detritico.

Lungo l'asta torrentizia sono presenti 28 opere trasversali realizzate nel 2008 dal Servizio Forestale Regionale tramite soglie in massi reperiti in loco legati con funi d'acciaio. Tali opere si sono dimostrate molto funzionali, in quanto hanno resistito all'evento senza subire danni di rilievo, se non per una singola soglia, a causa di condizioni locali (gorgo innescato dal piede di un cunettone in cls a monte). Lo scavo a valle delle soglie non ha provocato conseguenze negative alle opere (presenza del bedrock sottostante) e in alcuni casi è stato preso in analisi per interpretare i valori di portata tramite l'applicazione di relazioni empiriche (cfr. par. 3.2.3).

Anche per il caso del Corin sono stati calcolati i valori di sforzo tangenziale tramite l'applicazione della stessa metodologia già utilizzata nei tributari del Leogra per 20 sezioni post-evento (Tab. 4.4).

Tab. 4.4: Sforzi tangenziali agenti sulle sezioni del torrente Corin sistemato con soglie in massi legati a monte della sezione di chiusura del bacino analizzato in precedenza.

Sezione	A	B	C	D	E	F	G	H	I	L	u.d.m.
A	4.94	5.34	5.27	4.72	5.49	5.01	5.65	6.72	8.20	7.35	m ²
C	4.96	5.62	5.26	5.60	7.32	5.69	7.25	7.42	6.59	7.73	m
B	7.30	3.70	5.70	5.80	4.10	6.50	6.60	5.30	8.10	8.60	m
R _H	1.00	0.95	1.00	0.84	0.75	0.88	0.78	0.91	1.24	0.95	m
h	1.30	1.20	1.30	1.15	0.90	1.10	1.00	1.20	1.10	1.50	m
τ MEDIO	1271	1212	1278	1073	957	1123	994	1155	1587	1213	N/m ²
τ MAX	1658	1530	1658	1467	1148	1403	1275	1530	1403	1913	N/m ²
α _{FONDO}	0.96	0.97	0.96	0.96	0.99	0.97	0.99	0.97	0.99	0.95	
α _{SPONDE}	0.77	0.77	0.77	0.77	0.78	0.77	0.78	0.77	0.79	0.76	
τ _{FONDO}	1592	1484	1592	1408	1136	1361	1263	1484	1389	1817	N/m ²
τ _{SPONDE}	0	1178	1277	1129	895	1080	995	1178	1108	1454	N/m ²

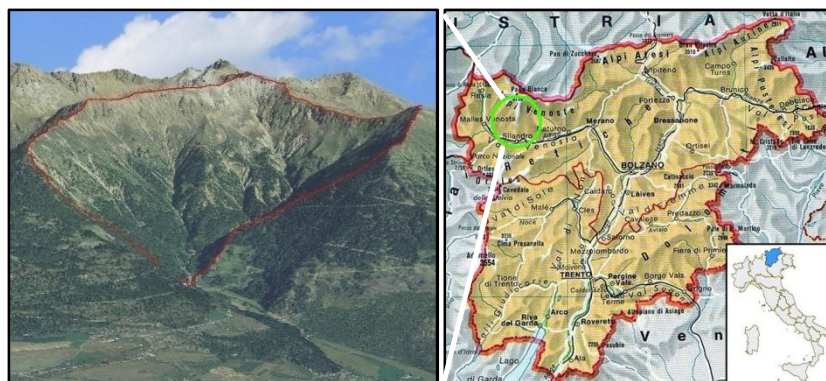
Opere: soglie in massi legati (dalla sezione A alla Z)

Sezione	M	N	P	Q	R	S	T	U	AA	Z	u.d.m.
A	4.28	3.06	6.45	5.22	3.74	6.83	8.00	5.34	4.32	6.00	m ²
C	3.93	4.22	6.43	5.72	5.29	7.06	8.76	6.42	6.73	9.16	m
B	5.70	6.10	5.90	5.30	7.00	6.00	6.40	6.60	10.90	5.60	m
R _H	1.09	0.73	1.00	0.91	0.71	0.97	0.91	0.83	0.64	0.65	m
h	0.95	1.20	1.50	1.20	1.10	1.30	1.30	1.20	0.65	0.75	m
τ MEDIO	1599	1067	1477	1343	1041	1148	1084	987	763	777	N/m ²
τ MAX	1398	1766	2207	1766	1619	1543	1543	1424	772	890	N/m ²
α _{FONDO}	0.99	0.94	0.95	0.96	0.95	0.97	0.97	0.96	0.99	0.99	
α _{SPONDE}	0.78	0.75	0.76	0.77	0.76	0.77	0.77	0.77	0.80	0.80	
τ _{FONDO}	1384	1660	2097	1695	1538	1497	1497	1367	764	881	N/m ²
τ _{SPONDE}	1090	1324	1678	1360	1230	1188	1188	1097	617	712	N/m ²

4.3. Risposta delle opere di sistemazione idraulico-forestale nei corsi d'acqua del bacino del Rio Gatria

Il rio Gatria è localizzato nelle Alpi Venoste nell'Alto Adige occidentale, alla sinistra idrografica del fiume Adige (Fig. 4.9).

Nel suo percorso da monte a valle, il Torrente Gatria attraversa rispettivamente il territorio comunale di Silandro e di Lasa (BZ). All'apice del conoide alluvionale il rio Gatria si unisce con il Rio Strimm per formare il torrente Allitz, il quale continua il suo percorso fino a sfociare nel fiume Adige.



Morfometria Rio Gatria

Superficie planimetrica (km²)	6.04
Perimetro(km)	10.37
Quota massima (m s.l.m.)	2944
Quota della sezione di chiusura (m s.l.m.)	1394
Quota media (m s.l.m.)	2132
Rilievo del bacino (m)	1550
Lunghezza del reticolo idrografico (m)	40409
Lunghezza del collettore principale (m)	3762
Pendenza media del bacino (°)	38.3
Pendenza media del collettore principale (°)	20.0

Fig. 4.9 Localizzazione e parametri morfometrici del bacino del Rio Gatria

Il Rio Gatria è un corso d'acqua molto attivo dal punto di vista del trasporto solido. Le numerose opere di sistemazione realizzate all'interno del bacino nel torrente principale e nei vari sottobacini vengono interessate da eventi di trasporto di massa (colate detritiche, flussi iperconcentrati, ecc.) per una media di 1-2 volte all'anno.

La fitta presenza di opere di SIF ha consentito di applicare anche al caso del Gatria l'analisi degli sforzi tangenziali sopportati durante eventi alluvionali intensi, aggiungendo in questo caso l'amplificazione del

fenomeno dovuto al trasporto solido. Si sono prese in considerazione 24 sezioni post evento misurate durante un'attenta indagine di campo appena all'evento di colata detritica avvenuto il 23 luglio 2010 (Fig. 4.10).



Fig. 4.10: Zona di transito dell'evento di colata detritica nel Luglio 2010 sul Rio Gadia

Per differenziare il calcolo del τ_{MAX} (eq. 4.1) si è sostituito il parametro γ con il γ_b , ossia il peso specifico ("bulked" solido - liquido) del fluido, il quale è stato determinato in funzione della concentrazione volumetrica (CV) secondo l'equazione di *Smart e Jaeggy (1983)* semplificata:

$$CV = \frac{(2.5 i^{1.6})}{(1+2.5 i^{1.6})} \quad (4.4)$$

ed inserendo poi CV nell'equazione:

$$\gamma_b = (1 - CV)\gamma + CV \gamma_s \quad (4.5)$$

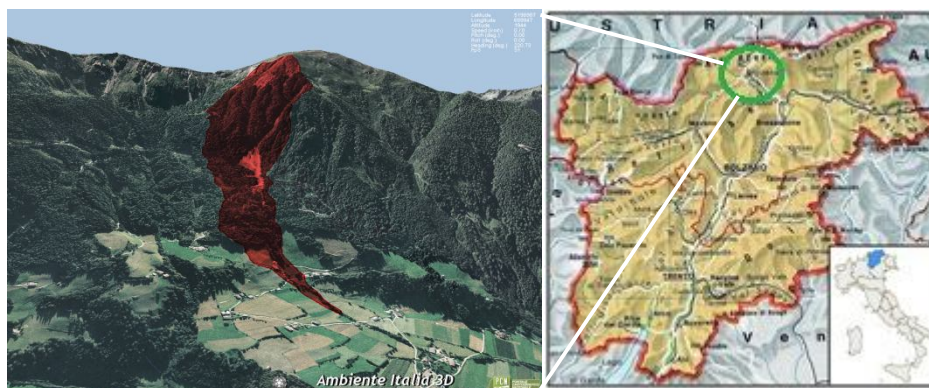
I valori che ne conseguono sono ovviamente più elevati rispetto ai precedenti ottenuti in area Prealpina per l'evento alluvionale del 2010 e sono riportati nelle Tabelle sottostanti.

Tab. 4.5: Sforzi tangenziali agenti sulle 24 sezioni del Rio Gadria
(Opere presenti: briglie in massi e in legname-pietrame).

Sezione	A	B	C	TA5	1C	2C	3C	4C	u.d.m.
A	5.17	11.71	15.65	32.95	2.87	2.15	2.81	3.26	m ²
C	8.78	13.19	11.17	16.40	5.32	4.89	5.25	5.69	m
B	7.50	11.10	8.30	11.80	4.40	3.90	4.40	4.70	m
R _H	0.59	0.89	1.40	2.01	0.54	0.44	0.54	0.57	m
h	0.70	1.23	1.96	2.82	0.67	0.58	0.65	0.76	m
i	0.240	0.210	0.230	0.120	0.500	0.440	0.41	0.40	m/m
CV	0.20	0.17	0.19	0.08	0.45	0.40	0.38	0.37	
γb	12895	12403	12731	10988	16675	15916	15508	15368	N
$\tau_{MEDIO} = \gamma b \cdot R_H \cdot i$									
τ MEDIO	1823	2312	4102	2649	4496	3083	3645	3343	N/m ²
$\tau_{MAX} = \gamma b \cdot h \cdot i$									
τ MAX	2162	3210	5728	3713	5557	4075	4851	4699	N/m ²
αFONDO	0.99	0.99	0.97	0.97	0.98	0.98	0.98	0.97	
αSPONDE	0.79	0.79	0.77	0.77	0.78	0.78	0.78	0.77	
τFONDO	2140	3178	5556	3602	5446	3993	4754	4558	N/m ²
τSPONDE	1708	2536	4410	2859	4335	3178	3784	3619	N/m ²
Sezione	5C	6C	7C	8C	9C	10C	1D	2D	u.d.m.
A	2.91	3.05	3.05	1.39	3.54	5.06	15.23	12.29	m ²
C	5.34	6.76	5.31	3.30	5.97	7.06	12.50	12.70	m
B	3.90	3.90	3.90	2.50	4.30	5.50	10.00	10.40	m
R _H	0.54	0.45	0.58	0.42	0.59	0.72	1.22	0.97	m
h	0.76	0.80	0.80	0.58	0.94	0.94	1.54	1.27	m
i	0.400	0.470	0.470	0.320	0.340	0.330	0.43	0.48	m/m
CV	0.37	0.43	0.43	0.29	0.31	0.30	0.39	0.44	
γb	15368	16305	16305	14179	14487	14334	15782	16430	N
$\tau_{MEDIO} = \gamma b \cdot R_H \cdot i$									
τ MEDIO	3343	3462	4409	1914	2922	3389	8269	7632	N/m ²
$\tau_{MAX} = \gamma b \cdot h \cdot i$									
τ MAX	4699	6158	6158	2633	4642	4429	10437	9991	N/m ²
αFONDO	0.97	0.97	0.97	0.97	0.97	0.98	0.98	0.99	
αSPONDE	0.77	0.77	0.77	0.77	0.77	0.78	0.78	0.79	
τFONDO	4558	5973	5973	2554	4502	4340	10228	9891	N/m ²
τSPONDE	3619	4741	4741	2027	3574	3455	8141	7893	N/m ²
Sezione	3D	4D	5D	6D	7D	8D	9D	10D	u.d.m.
A	16.74	21.51	14.88	8.79	19.03	21.06	8.54	14.64	m ²
C	13.63	14.76	11.84	9.93	18.83	16.44	9.04	13.57	m
B	11.20	12.20	10.20	8.20	14.30	13.80	7.60	11.60	m
R _H	1.23	1.46	1.26	0.88	1.01	1.28	0.95	1.08	m
h	1.69	1.85	1.47	1.08	1.34	1.54	1.14	1.27	m
i	0.420	0.510	0.400	0.370	0.560	0.380	0.46	0.27	m/m
CV	0.38	0.46	0.37	0.34	0.50	0.35	0.42	0.24	
γb	15646	16795	15368	14936	17362	15082	16177	13384	N
$\tau_{MEDIO} = \gamma b \cdot R_H \cdot i$									
τ MEDIO	8074	12484	7722	4890	9823	7339	7034	3899	N/m ²
$\tau_{MAX} = \gamma b \cdot h \cdot i$									
τ MAX	11115	15881	9055	5994	13029	8809	8477	4600	N/m ²
αFONDO	0.98	0.98	0.98	0.99	0.99	0.99	0.98	0.99	
αSPONDE	0.78	0.78	0.78	0.79	0.79	0.79	0.78	0.79	
τFONDO	10893	15563	8874	5934	12899	8721	8307	4554	N/m ²

4.4. Risposta delle opere di sistemazione idraulico-forestale nel Rio Tulve

Il Rio Tulve è localizzato all'interno del più ampio bacino della Val di Vizze (BZ) che a sua volta è un tributario del Fiume Isarco (Fig. 4.11). E' un piccolo bacino con le caratteristiche del tipico corso d'acqua Alpino, presenta una area molto dissestata a monte, elevate pendenze nel collettore principale e un buon grado di sistemazione a monte degli abitati che attraversa.



Morfometria Rio Tulve

Superficie planimetrica (km ²)	0.76
Perimetro(km)	5.18
Quota massima (m s.l.m.)	2323
Quota della sezione di chiusura (m s.l.m.)	1203
Quota media (m s.l.m.)	1763
Rilievo del bacino (m)	1120
Lunghezza del reticolo idrografico (m)	5365
Lunghezza del collettore principale (m)	1921
Pendenza media del bacino (°)	33.1
Pendenza media del collettore principale (°)	44.8

Fig. 4.11: Localizzazione e parametri morfometrici del bacino del Rio Gadria.

La Val di Vizze è stata colpita nel Luglio 2012 da un evento alluvionale estremamente intenso, che non ha risparmiato il Rio Tulve, causando una colata detritica di circa 10000 m³, interessando anche il piccolo centro abitato di Tulve (Fig. 4.12 - 4.14).



Fig. 4.12-4.14: Opere di SIF coinvolte dell'evento di colata detritica nel Luglio 2010 sul Rio Gadria (Foto Eventi ED30, Provincia Autonoma di Bolzano - Ripartizione Opere Idrauliche).

Per ottenere un confronto con i valori calcolati nel Rio Gadria si è applicata la stessa metodologia di calcolo degli sforzi tangenziali anche nel caso del Rio Tolve; le opere di sistemazione idraulico-forestali (SIF) presenti lungo l'asta torrentizia, sono state coinvolte dal passaggio di un fenomeno molto intenso e nel primo tratto confinato all'interno dell'alveo. Con i valori ottenuti nei due casi si pone l'obiettivo di ricercare gli sforzi limite sopportati dalle opere in funzione della loro tipologia di opera. Un'analisi con questo obiettivo è riportata nel paragrafo successivo mentre i dati singoli del Rio Tolve sono riportati nella Tabella 4.6.

Tab. 4.6: Sforzi tangenziali agenti sulle sezioni del Rio Tulve

(Opere presenti: briglie e cunettoni in legname-pietrame, cunettone in massi non legati)

Sezione	1	2	3	4	5	6	7	u.d.m.
A	9.30	7.84	6.72	5.58	7.39	4.77	5.46	m ²
C	9.52	7.96	8.06	7.14	7.86	6.44	6.72	m
B	8.70	7.80	7.30	6.40	6.75	5.60	5.7	m
R _H	0.98	0.98	0.83	0.78	0.94	0.74	0.8125	m
h	1.50	1.40	1.20	1.20	1.40	1.15	1.2	m
i	0.287	0.287	0.287	0.287	0.287	0.287	0.287	m/m
CV	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25	
γ _b	13658	13658	13658	13658	13658	13658	13658	N
τ _{MEDIO}	3829	3861	3268	3063	3683	2905	3185	N/m ²
τ _{MAX}	5880	5488	4704	4704	5488	4508	4704	N/m ²
α _{FONDO}	0.98	0.97	0.98	0.97	0.96	0.97	0.97	
α _{SPONDE}	0.76	0.75	0.76	0.74	0.74	0.74	0.74	
τ _{FONDO}	5762	5323	4610	4563	5268	4373	4563	N/m ²
τ _{SPONDE}	4469	4116	3575	3481	4061	3336	3481	N/m ²

Sezione	8	9	10	11	12	13	14	u.d.m.
A	5.52	5.28	6.10	10.87	7.08	8.46	5.9	m ²
C	6.94	7.16	8.10	9.64	8.30	8.30	7.1	m
B	6.10	6.50	6.10	6.04	5.90	4.70	4.5	m
R _H	0.80	0.74	0.75	1.13	0.85	1.02	0.8	m
h	1.20	1.10	1.00	1.80	1.20	1.80	1.3	m
i	0.287	0.287	0.450	0.450	0.450	0.350	0.35	m/m
CV	0.25	0.25	0.41	0.41	0.41	0.32	0.32	
γ _b	13658	13658	16048	16048	16048	14639	14639	N
τ _{MEDIO}	3118	2891	5438	8144	6160	5222	4222	N/m ²
τ _{MAX}	4704	4312	7221	12999	8666	9223	6661	N/m ²
α _{FONDO}	0.97	0.98	0.98	0.94	0.97	0.85	0.94	
α _{SPONDE}	0.74	0.76	0.75	0.72	0.73	0.72	0.72	
τ _{FONDO}	3481	3277	5416	9359	6326	6640	4796	N/m ²
τ _{SPONDE}	3118	2891	5438	8144	6160	5222	4222	N/m ²

Sezione	15	16	17	18	19	u.d.m.
A	11.25	13.02	4.32	6.76	4.73	m ²
C	11.00	11.70	6.60	7.80	6.50	m
B	6.00	6.10	4.80	5.20	4.30	m
R_H	1.02	1.11	0.65	0.87	0.73	m
h	2.50	2.80	0.90	1.30	1.10	m
i	0.46	0.46	0.46	0.46	0.46	m/m
CV	0.42	0.42	0.42	0.42	0.42	
γ_b	16177	16177	16177	16177	16177	N
τ MEDIO	7611	8281	4871	6449	5415	N/m ²
τ MAX	18604	20836	6697	9674	8186	N/m ²
α_{FONDO}	0.84	0.83	0.97	0.95	0.95	
α_{SPONDE}	0.71	0.71	0.73	0.72	0.72	
τ_{FONDO}	15627	17294	6496	9190	7776	N/m ²
τ_{SPONDE}	13209	14794	4889	6965	5894	N/m ²

4.5. Risultati preliminari sugli sforzi limite nelle opere di SIF

La piena del 2010 nei tributari del t. Leogra, sistemati con tecniche di Ingegneria Naturalistica, ha generato sforzi tangenziali di notevole entità e che tuttavia sono stati ben sopportati da tali opere. In letteratura sono presenti dati sui massimi sforzi tangenziali e velocità del flusso sopportabili, osservati in altre situazioni. Perlopiù si fa riferimento alla raccolta di misure effettuate nel tempo dall'ente governativo Statunitense U.S.D.A (United States Department of Agriculture), il quale ha prodotto una tabella con i valori osservati di sforzo e velocità ammissibili pubblicata nel National Engineering Handbook (NEH, 2007). I valori corrispondono a vari studi condotti da diversi autori e per ambienti diversi (*USDA NRCS 1996b; Hoag and Fripp 2002; Fischenich 2001; Gerstgrasser 1999; Nunnally and Sotir 1997; Gray and Sotir 1996; Schiechl and Stern 1994; USACE 1997; Florineth 1982; Schoklitsch 1937*). Si riporta per un confronto con i dati ottenuti in questa prima fase dello studio la tabella U.S.D.A. tradotta in Italiano (Tab. 4.7).

Tab. 4.7: Sforzi tangenziali e velocità osservati nei casi di studio dell'U.S.D.A.
(National Engineering Handbook, 2007)

Tecnica I.N.		τ ammissibile (N/m ²)	V ammissibile (m/s)
Palizzata viva	iniziale	da 24 a 96	da 0.3 a 0.8
	dimostrato	da 96 a >239	da 0.9 a 3.1
Palizzata viva con stesura tela in fibra di cocco	iniziale	da 96 a 120	da 0.9 a 1.5
	dimostrato	da 144 a >239	da 0.9 a 3.1
Palizzata viva con massciata e piantumazioni	iniziale	>144	da 1.5 a >3.1
	dimostrato	da 287 a >383	>3.7
Repellenti o soglie vive con massciata	iniziale	>144	da 1.5 a 3.1
	dimostrato	>287	>3.7
Materasso vario (fascine, pali ecc.)	iniziale	da 19 a 201	da 0.9 a 1.2
	dimostrato	da 134 a >383	>3.1
Fascinata o viminata viva	iniziale	da 57 a 148	da 1.5 a 2.4
	dimostrato	da 67 a >144	da 2.4 a >3.1
Repellenti con ramaglie o fascinata	iniziale	da 10 a 48	da 0.6 a 1.2
	dimostrato	da 139 a >287	>3.1
Palificata viva	iniziale	da 96 a >192	da 0.9 a 1.8
	dimostrato	da 239 a >287	da 3.1 a 3.7
Terre armate rinverdite	iniziale	da 144 a 239	da 1.2 a 2.7
	dimostrato	>335	>3.1
Rinverdimenti con tappeto erboso (specie rustiche)	iniziale	153	da 0.9 a 2.4
	dimostrato	/	/
Repellenti con mat vivo-graticciata viminata	iniziale	da 10 a 96	da 0.3 a 0.8
	dimostrato	da 48 a >239	da 0.9 a 3.1
Fascinata verticale	iniziale	da 57 a 144	da 1.5 a 2.4
	dimostrato	da 67 a >144	da 1.8 a >3.1

Confrontando i dati dell'U.S.D.A. con i casi riportati in questo studio, si può facilmente notare come lo sforzo tangenziale sopportato in caso di evento sia di norma superiore per le opere di palificata di sponda e in generale al fondo (repellenti o altro) sia per il t. Sterbise che per il t. Livergon (casi con trasporto solido molto limitato). In questo caso si tratta ovviamente di un altro ambiente e di torrenti con dimensioni ridotte,

ma i valori ottenuti dalla piena dell'evento 2010 risultano comunque vicini al limite massimo di letteratura. Il fatto che non ci siano stati ingenti danni alle opere di SIF durante la fase di picco della piena fa ritenere che per i casi di studio affrontati la soglia possa essere anche maggiore dei valori riportati nella tabella U.S.D.A.. Si può inoltre affermare che la maggior parte dei danni riscontrati sulle opere si possono attribuire a piccoli errori progettuali e/o di realizzazione in cantiere (fondazione di palificate e briglie in materiale non consistente; riempimenti di palificate con materiale troppo fino). Si richiamano infine i casi del Corin e del Leogra dove soprattutto il secondo ha determinato un range di sforzi maggiori. I valori sopportati in zona Prealpina se confrontati insieme agli stessi calcolati per i due torrenti in Alto Adige risultano di un'altra scala. Il confronto statistico, realizzato per avere un quadro di sintesi, fornisce buone indicazioni per determinare le soglie sopportabili dalle opere di SIF in vari ambienti del nostro Paese (Fig. 4.15 - 4.20).

τ Fondo	Tipologia Opere	Conteggio Sezioni	Media	Deviazione standard (N/m ²)	Minimo (N/m ²)	Massimo (N/m ²)
STERBISE	Palificate e log step	4	390.3	34.9	354.0	437.9
LIVERGON	Palificate e briglie in legname-pietrame	6	547.4	124.8	437.0	720.5
LEOGRA	Soglie in massi legati	5	536.9	98.0	436.5	668.0
CORIN	Soglie in massi legati	20	1445.3	295.9	763.8	2096.9
GADRIA	Briglie in massi o legname-pietrame	24	6521.0	3425.8	2140.2	15563.1
TULVE	Briglie e cunettone in massi o legname-pietrame	19	7444.0	3787.8	4225.6	17294.2
Totale		78	4286.8	3973.2	354	17294.2

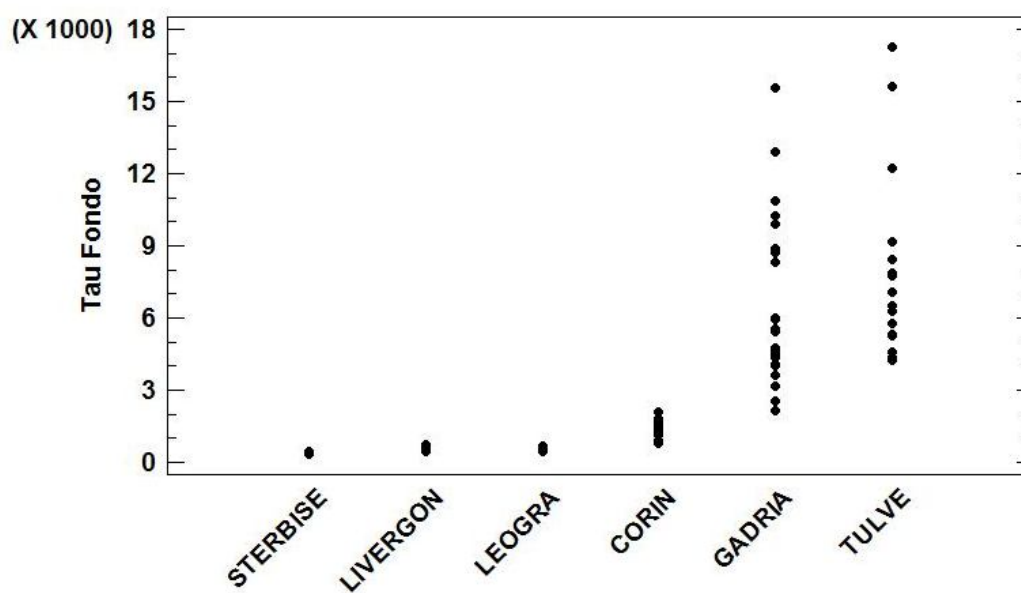


Fig. 4.15: Tabella di sintesi delle statistiche e valori di τ al Fondo (N/m²) sopportati dalle opere nei 6 casi analizzati

τ Sponde	Tipologia Opere	Conteggio Sezioni	Media	Deviazione standard (N/m^2)	Minimo (N/m^2)	Massimo (N/m^2)
STERBISE	Palificate e log step	4	307.3	26.6	277.4	342.1
LIVERGON	Palificate e briglie in legname-pietrame	6	427.0	95.3	344.3	562.9
LEOGRA	Soglie in massi legati	5	427.6	81.0	344.9	537.2
CORIN	Soglie in massi legati	20	1152.8	236.8	617.2	1677.5
GADRIA	Briglie in massi o legname-pietrame	24	5191.4	2730.7	1707.8	12386.9
TULVE	Briglie e cunettone in massi o legname-pietrame	19	5871.7	3281.6	14793.8	19169.4
Totale		78	3399.3	3215.3	277.3	14793.8

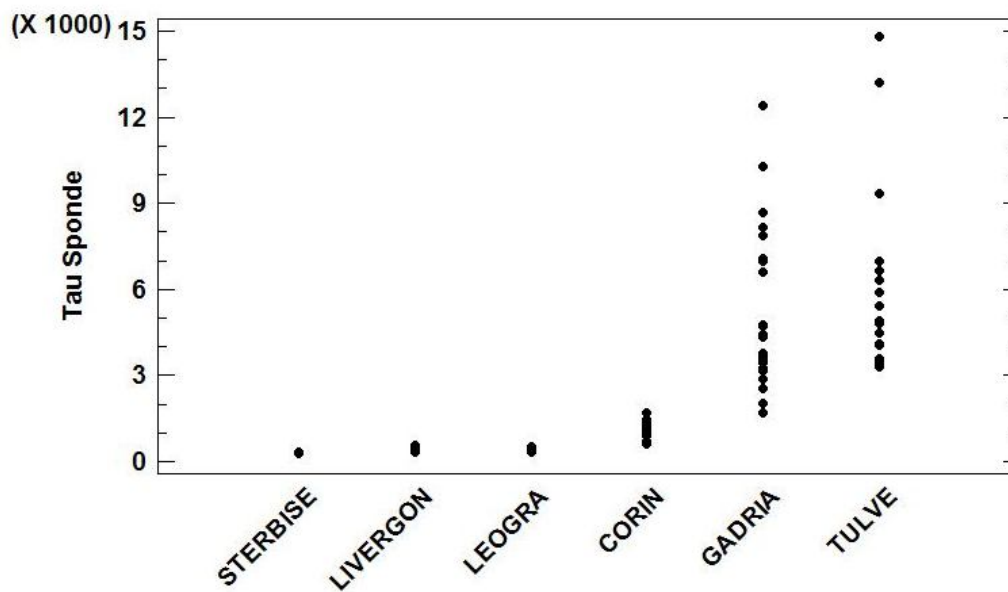


Fig. 4.16: Tabella di sintesi delle statistiche e valori di τ sulle sponde (N/m^2) sopportati dalle opere nei 6 casi analizzati

τ Max	Tipologia Opere	Conteggio Sezioni	Media	Deviazione standard (N/m ²)	Minimo (N/m ²)	Massimo (N/m ²)
STERBISE	Palificate e log step	4	399.5	39.4	364.9	456.2
LIVERGON	Palificate e briglie in legname-pietrame	6	559.2	135.8	441.5	750.5
LEOGRA	Soglie in massi legati	5	549.4	102.7	436.5	688.7
CORIN	Soglie in massi legati	20	1495.6	324.0	771.6	2207.3
GADRIA	Briglie in massi o legname-pietrame	24	6648.1	3475.9	2161.8	15880.7
TULVE	Briglie e cunettone in massi o legname-pietrame	19	8066.1	4698.5	4311.8	20836.3
Totale		78	4492.6	4337.6	364.9	20836.3

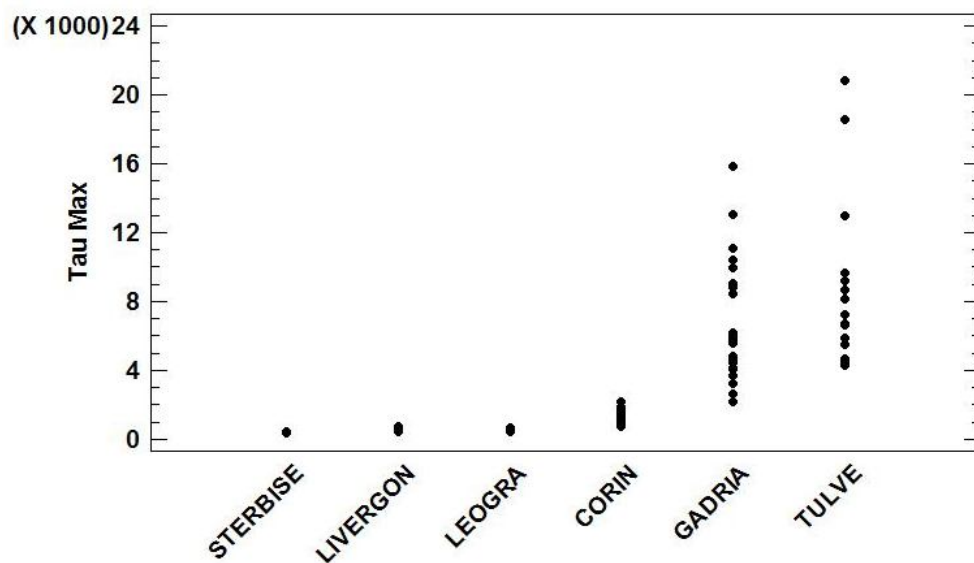


Fig. 4.17: Tabella di sintesi delle statistiche e valori di τ Max sulle sponde (N/m²) sopportati dalle opere nei 6 casi analizzati

τ Medio	Tipologia Opere	Conteggio Sezioni	Media	Deviazione standard (N/m ²)	Minimo (N/m ²)	Massimo (N/m ²)
STERBISE	Palificate e log step	4	281.7	22.6	259.9	309.4
LIVERGON	Palificate e briglie in legname-pietrame	6	407.1	83.6	339.4	554.4
LEOGRA	Soglie in massi legati	5	433.1	80.8	348.8	531.3
CORIN	Soglie in massi legati	20	1157.5	227.3	762.6	1599.5
GADRIA	Briglie in massi o legname-pietrame	24	5088.4	2784.0	1823.0	12484.4
TULVE	Briglie e cunettone in massi o legname-pietrame	19	4821.92	1797.8	2890.6	8281.1
Totale		78	3110.5	2732.7	259.9	12484.4

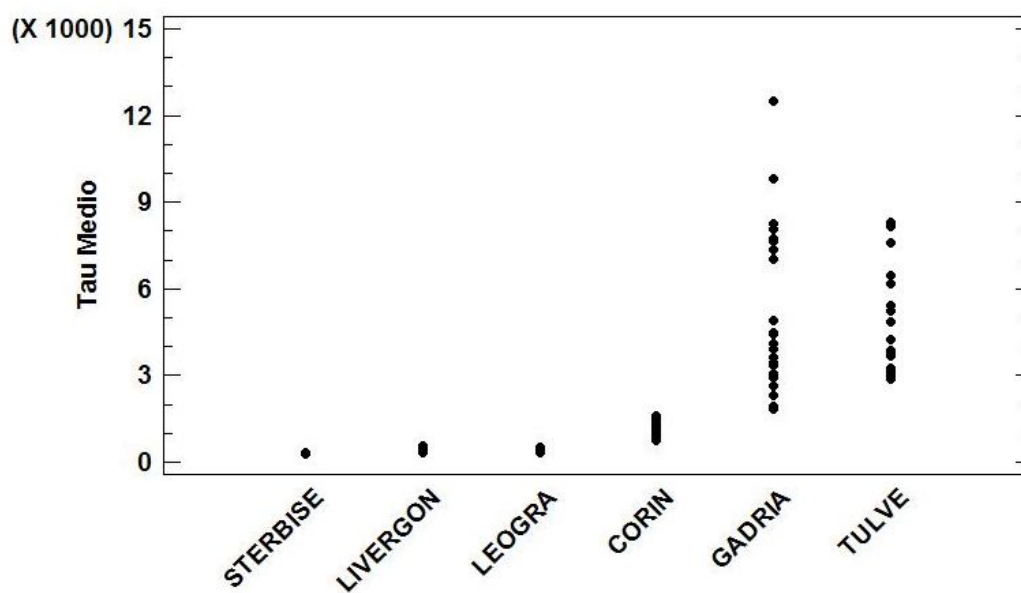
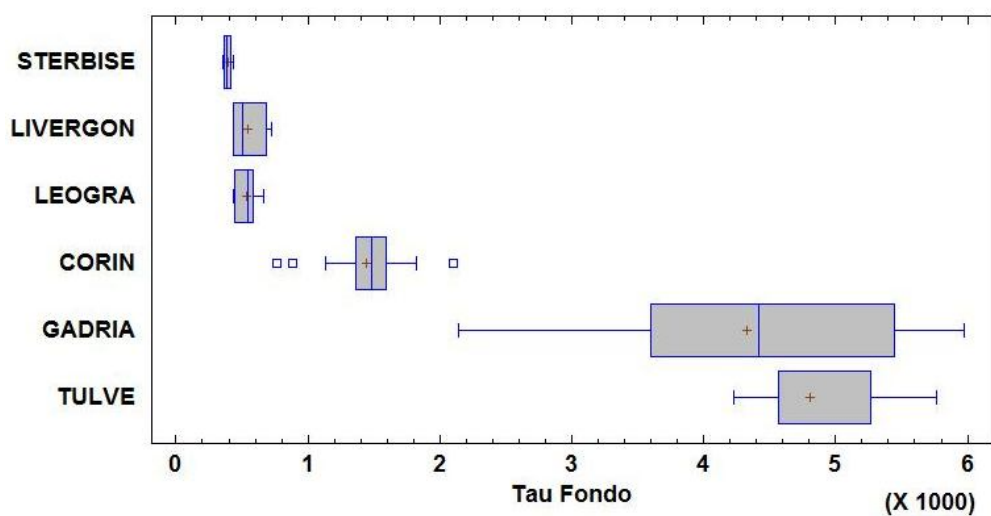


Fig. 4.18: Tabella di sintesi delle statistiche e valori di τ Medio sulle sponde (N/m²) sopportati dalle opere nei 6 casi analizzati

OPERE TRASVERSALI	<i>Conteggio Sezioni</i>	<i>Media</i>	<i>Deviazione standard (N/m²)</i>	<i>Minimo (N/m²)</i>	<i>Massimo (N/m²)</i>
STERBISE	4	390.3	34.9	354.0	437.9
LIVERGON	6	547.4	124.8	437.0	720.5
LEOGRA	5	536.9	98.0	436.5	668.0
CORIN	20	1445.3	295.9	763.8	2096.9
GADRIA	14	4331.5	1189.6	2140.2	5972.8
TULVE	9	4805.5	516.7	4225.6	5762.2
Totale	58	2419.4	1868.2	354.0	5972.8



OPERE SPONDALI	<i>Conteggio Sezioni</i>	<i>Media</i>	<i>Deviazione standard (N/m²)</i>	<i>Minimo (N/m²)</i>	<i>Massimo (N/m²)</i>
STERBISE	4	307.3	26.6	277.4	342.1
LIVERGON	6	427.0	95.3	344.3	562.9
TULVE	19	5871.7	3281.6	3277.0	14793.8
Totale	29	3977.7	3739.6	277.4	14793.8

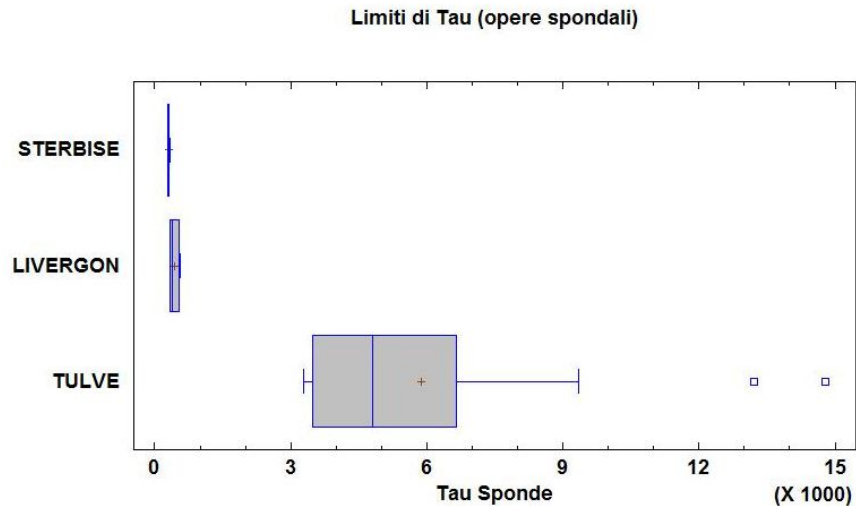


Fig. 4.19: Tabella di sintesi delle statistiche e box plot di confronto per τ al fondo e sulle sponde (N/m^2) in funzione delle opere presenti in alveo

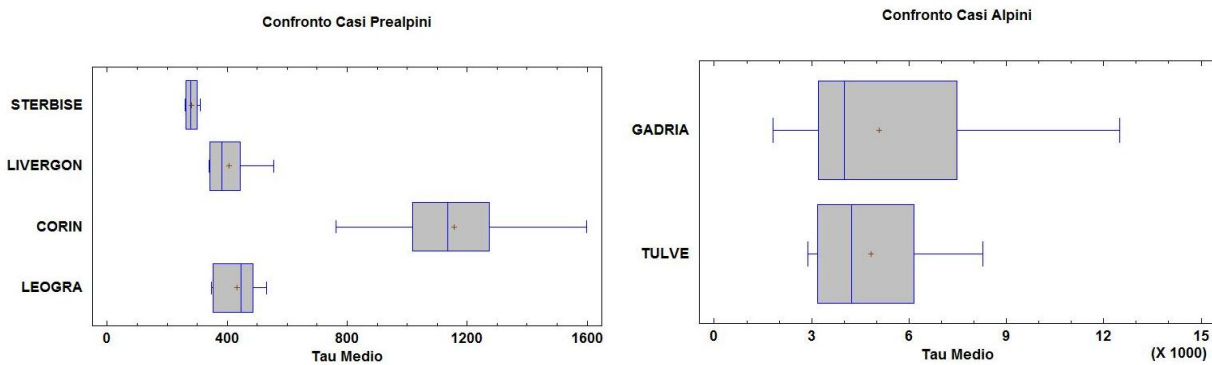


Fig. 4.20: box plot di confronto in funzione dei casi di studio (Prealpi e Alpi) per i valori di τ Medio (N/m^2).

4.6. Osservazioni sui risultati degli sforzi limite

L'analisi statistica dei diversi campioni ottenuti da questo studio è stata molto utile per determinare le differenze di τ sopportato da interventi di SIF, durante eventi alluvionali intensi di tipo differente e dove questi non hanno provocato irreparabili danni strutturali. Si possono facilmente osservare range di valori già trovati in letteratura per opere trasversali e spondali coinvolte in eventi di piena con trasporto solido limitato ($> 100 N/m^2$), e notare nel complesso limiti più elevati ($> 500 N/m^2$), fino ad un massimo per opere strutturalmente più robuste ($> 1000 N/m^2$). I fenomeni di trasporto di massa (colate detritiche e similari) possono coinvolgere opere di SIF e richiedere che vengano sopportati sforzi assolutamente fuori scala rispetto ai valori affrontati per i casi nelle Prealpi Venete. Le conseguenze osservate negli interventi eseguiti in Provincia Autonoma di Bolzano (soprattutto sul Rio Tulse) non sono assolutamente paragonabili a situazioni viste per esempio in area Dolomitica o in altri casi dove le SIF non hanno retto a tali sollecitazioni, soprattutto in conseguenza al forte trasporto solido transitato (Righele e Lovato, 1999). Si può comunque confermare che in situazioni simili al Rio Tulse e al Rio Gaderia gli sforzi limite siano molto alti,

probabilmente a causa della reologia del materiale associato agli eventi (materiale metamorfico – colate fangose), che difficilmente provoca fenomeni di erosione o corrosione abrasiva nei materiali impiegati nella realizzazione delle SIF (legname, ferro, pietrame). Diversamente, se si confrontano i due casi Alpini da soli si può osservare che i range sopportati sono molto simili ma con qualche valore più elevato per il Rio Gadria (τ medio da 2000 a 12000 N/m²).

Nel Rio Tolve è transitato un evento dovuto a condizioni pluviometriche con $Tr > 300$ (sulla durata di pioggia di 12 ore), questo evento oltre ad aver influenzato valori molto elevati di τ , risulta anche l'unico evento dalla fine dei lavori di sistemazione (1999- 2000).

Mentre nel Gadria, le sollecitazioni si riscontrano più frequentemente, infatti in media nel bacino si riscontrano 1 – 2 colate o eventi iperconcentrati all'anno. Questo determina che eventuali piccoli ma continui danni si possono amplificare nel tempo e causare anche gravi danni strutturali alle opere durante il passaggio di ulteriori eventi. La situazione descritta e osservata nel Rio Gadria influenza la vulnerabilità dei sistemi di difesa presenti nell'asta principale e nei vari tributari. La stessa sistemazione realizzata nel Tolve o nel Gadria viene sollecitata in due maniere diverse, le quali condizionano pesantemente lo stato di efficienza/vulnerabilità generale delle opere.

Per concludere si riporta sotto una tabella che suddivide le varie tipologie di opere realizzabili a seconda del range di sforzo tangenziale osservato e quindi sopportabile in ambiente simile (Tab. 4.8). Tali informazioni possono essere utili agli addetti ai lavori per pianificare gli interventi di SIF (trasversali e/o spondali) a seconda del corrispettivo limite di sforzo tangenziale assumibile. In Tabella sono riportati anche i valori limite di vulnerabilità per alcune tipologie di interventi, ossia situazioni per cui si sono riscontrati dei danneggiamenti dovuti al transito dell'evento analizzato. Tali danni si sono verificati soprattutto in corrispondenza di aree sollecitate pesantemente (curve o inizio-fine di opere longitudinali) e durante eventi alluvionali caratterizzati da trasporto solido di massa (Tab. 4.8).

Tab. 4.8: Tipologie di opere realizzabili a seconda del range di sforzo tangenziale osservato, in grassetto e sottolineato si riportano i valori limite di vulnerabilità delle opere di SIF

Tipologia Opere	Tipologia Trasporto	τ_{FONDO} (N/m²)	τ_{SPONDE} (N/m²)	$\tau_{\text{MEDIO}}^{\text{(max)}}$ (N/m²)	Ω (W/m)
Palificate spondali	TS bassa intensità	/	277-563	554	7300 - 9200
Briglie in legname-pietrame	TS bassa intensità	354 - 720	277 - 563	554	7800 - 10300
Soglie in massi legati	TS bassa intensità	436 - 668	345 - 537	531	8400 – 10000
Soglie in massi legati	TS intenso	763 - 2096	617 - 1677	1599	10600 – 20000
Briglie in legname-pietrame	DF	2554 - 5973	2027 - 4741	4496	23600 - 57800
Briglie in massi	DF	3178 - 3601	2536-2859	2649	28600 - 32300
Cunettone in massi	DF	15627 - 17294	13209 - 14794	8144	> 100000
Tratto canalizzato con opere in legname-pietrame: briglie e difese longitudinali combinate	DF	<u>6261 - 12219*</u>	<u>4796 - 9359*</u>	10014	62000 - > 100000
TS = Trasporto solido di fondo; DF = Debris flow * situazioni di instabilità locale per alcune opere					

4.7. Relazioni degli sforzi tangenziali con i parametri morfometrici

Il database a disposizione può essere utilizzato per legare i valori di sforzo limite, calcolati in diversi ambienti, ad un parametro morfologico o ad una variabile legata ai processi idraulici. Tale operazione è utile per individuare i tratti che potenzialmente possono essere coinvolti da un range di sforzi limite con conseguente dimensionamento delle opere di SIF.

I parametri morfometrici presi in considerazione sono la pendenza media del tratto (i) e la larghezza della sezione (B), utilizzate per il calcolo degli sforzi. I due parametri presi singolarmente o in rapporto i/B , se legati allo sforzo tangenziale medio (τ_{medio}) non presentano una significativa relazione (Fig. 4.21-4.22-4.23). Il rapporto i/B solamente per i due torrenti Alpini (Fig. 4.23) consente di far notare che esiste un possibile picco di valori di τ a seconda del rapporto (per il Gadria $i/B=0.04$ e per il Tulse $i/B= 0.08$).

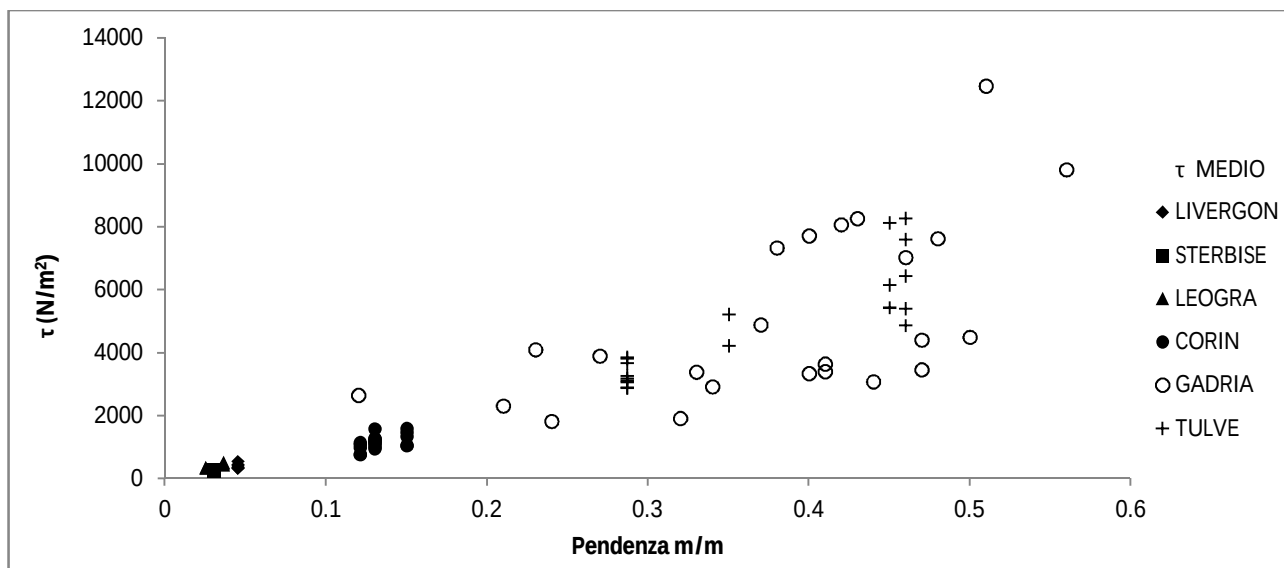


Fig. 4.21: relazione fra valori di τ Medio e pendenze dei tratti analizzati (Prealpi e Alpi)

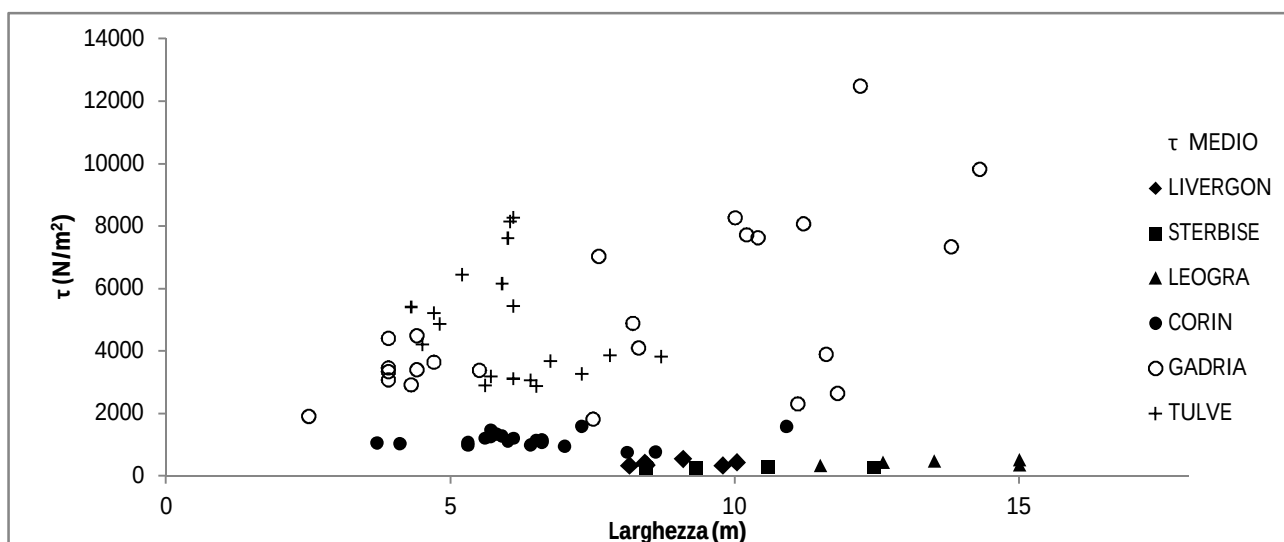


Fig. 4.22: relazione fra valori di τ Medio e larghezze dei tratti analizzati (Prealpi e Alpi)

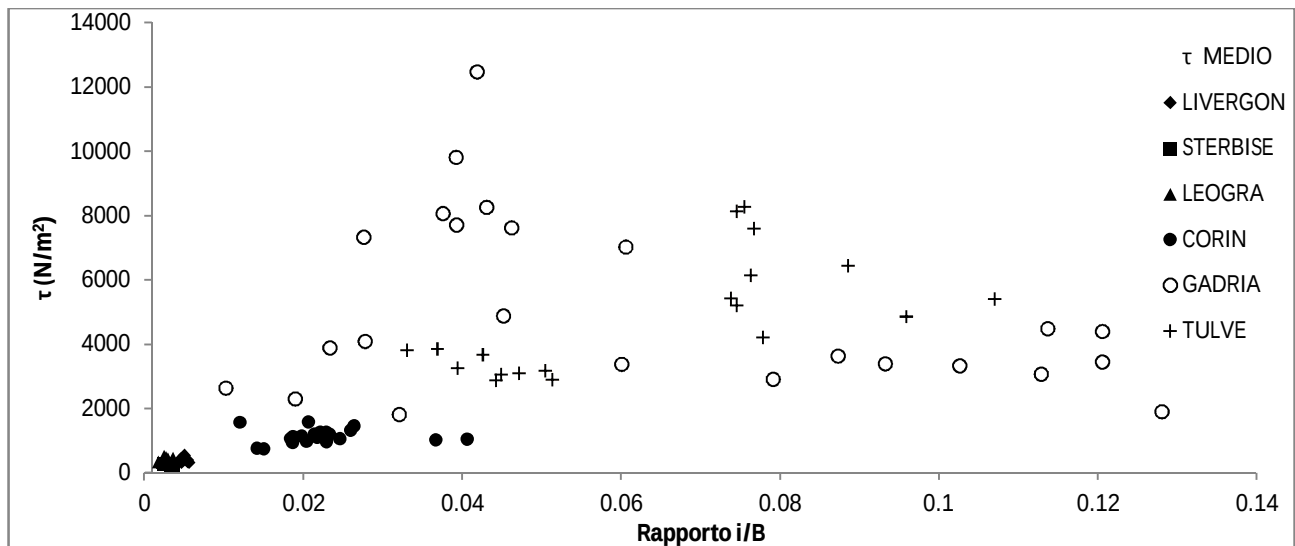


Fig. 4.23: relazione fra valori di τ Medio e rapporti i/B (Prealpi e Alpi)

Per cercare un legame più significativo è stato necessario inserire la variabile stream power (Ω) che rappresenta un parametro idraulico fondamentale nello studio delle morfologie d'alveo e dei processi di formazione dei canali (Simons and Richardson 1966, Van den Berg 1995), del trasporto solido (Bagnold 1980) e dell'evoluzione geomorfica in ambito fluviale (Baker e Costa 1987, Magilligan 1992). In particolare la stream power in forma totale o specifica ($\omega = \Omega/L_{\text{alveo}}$) viene spesso utilizzata per individuare diverse relazioni come ad esempio:

- Soglie di identificazione del reticolo alluvionale (Brummer e Montgomery 2003, Vianello 2004);
- Variabilità spaziale di eventi di piena e trasporto solido (Magilligan 1992, Phillips and Desloges 2013);
- Soglie di variazione della geometria del canale in funzione degli sforzi tangenziali agenti (Lecce 2013);
- Equazioni empiriche per interpretare l'evoluzione locale delle morfologie d'alveo e migrazione dei knickpoint lungo il profilo longitudinale (Anthony and Granger 2007, Whipple and Tucker 1999);
- Soglie di innesco "erosioni gully" in vari ambienti individuabili tramite relazioni di *Stream Power Index* adimensionale (Vandekerckhove et Al, 2000)

La stream power può essere valutata anche come parametro morfometrico (*DTM stream power*, Brummer e Montgomery 2003, D'Agostino e Vianello 2004) tramite la nota relazione con l'area drenata, utilizzata frequentemente per il calcolo della stream power a diversi scopi (Knighton, 1999).

In questo caso Ω è stata calcolata come prodotto fra portata al bankfull, pendenza e peso specifico del flusso (γ acqua e γ bulked). Per i due torrenti coinvolti da colate detritiche, γ_b è stato calcolato in funzione di CV come descritto nella precedente equazione (eq. 4.5). La relazione osservabile nel grafico di Fig. 4.24 mostra che lo sforzo tangenziale medio possiede un andamento crescente all'aumentare di Ω (sebbene si possa osservare una tendenza a valori costanti al di sopra dei 7000 N/m²). Per quanto riguarda i due diversi ambienti analizzati si può osservare che τ medio per i torrenti Prealpini rimane in un range molto limitato con valori massimi fino a circa 2000 N/m², anche per stream power elevate (25000 W/m²). Mentre per gli altri due torrenti l'effetto del sedimento (fluido non Newtoniano) crea una curva di valori molto più variabile in funzione della stream power.

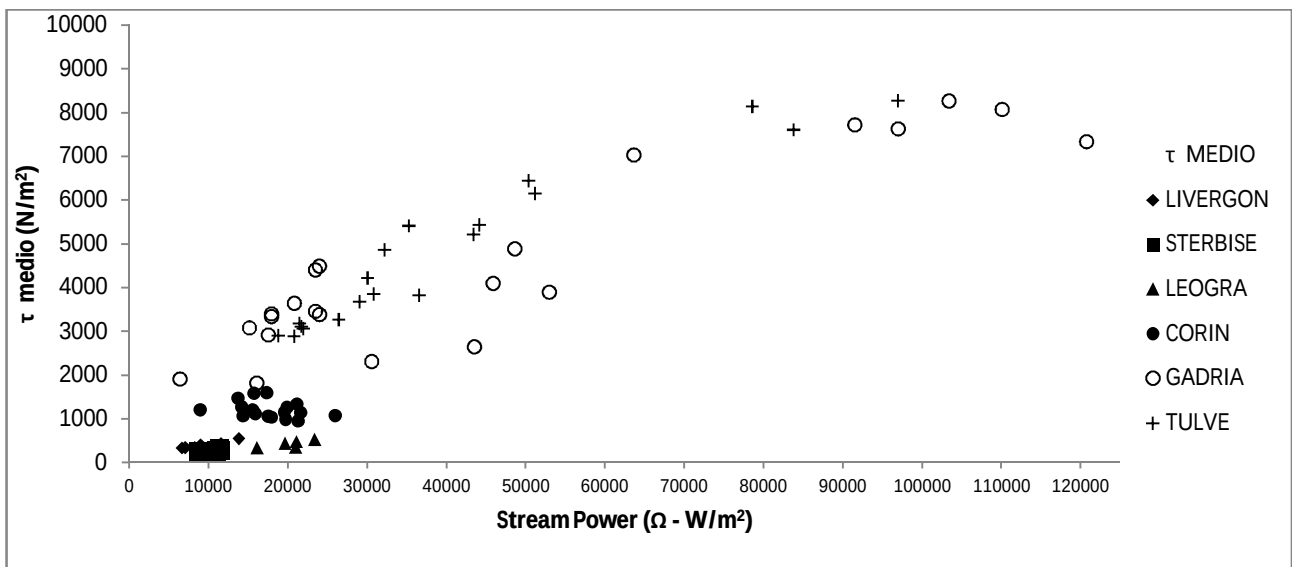


Fig. 4.24: relazione fra valori di τ Medio e stream power Ω (Prealpi e Alpi)

I dati utilizzati nel grafico di Fig. 4.25, una volta scartati alcuni valori outlier del t. Gatria sono stati interpolati con una regressione polinomiale, in modo da determinare una relazione in grado di descrivere i valori assunti da τ , osservati in questo studio sia in ambiente Alpino che Prealpino, in funzione di Ω . La relazione è riportata in Fig. 4.25 ed è stata utilizzata per identificare gli intervalli di sforzo tangenziale che caratterizzano le diverse tipologie di corsi d'acqua:

$$\tau_{medio} = -0.0000008 \Omega^2 + 0.165 \Omega - 891.38 \quad (\text{eq. 4.6})$$

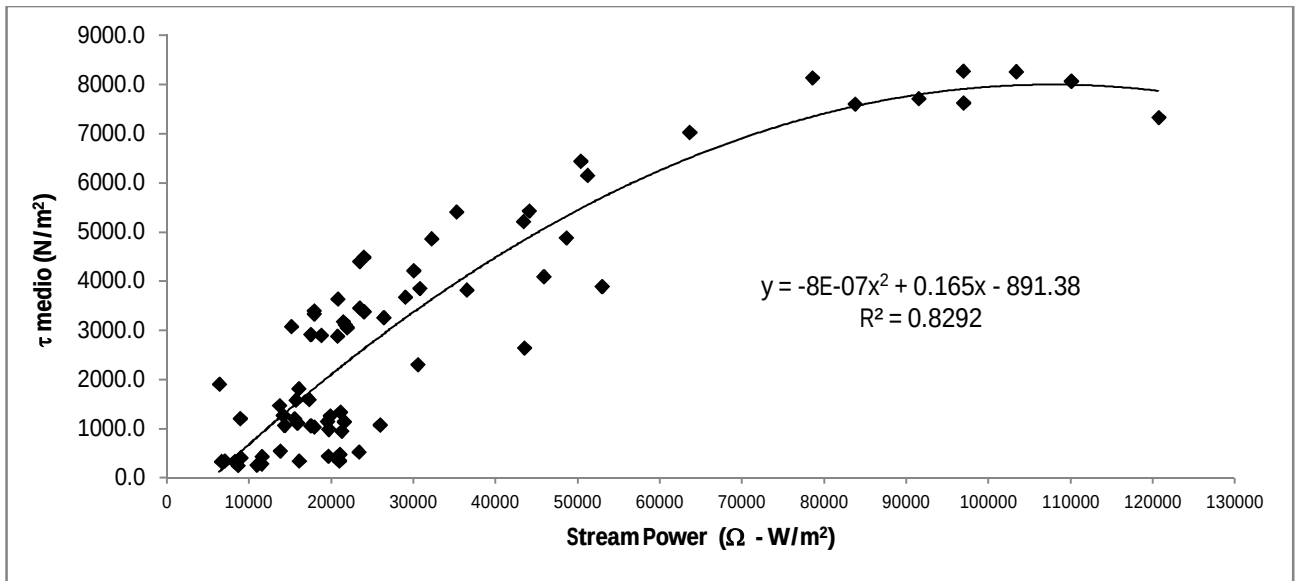


Fig. 4.25: regressione dei valori di τ Medio e stream power Ω per le sezioni analizzate, l'equazione della curva è descritta secondo una funzione polinomiale di II° grado, essendo quella che più si adatta alla nuvola di punti.

La funzione riportata sopra non è lineare, ma presenta un andamento quasi asintotico in corrispondenza ai valori massimi di τ medio. L'analisi di R^2 evidenzia un buon livello di adattamento della curva ai dati nel caso degli sforzi medi. La scelta è ricaduta sul valore medio, in quanto le due variabili (τ e Ω) se considerate nei casi del τ max e del τ sponde non presentano un andamento ben definito in quanto la variabilità dei dati (soprattutto nei due casi Alpini) è molto elevata nella parte superiore della curva (esempio in Fig. 4.26 e Fig. 4.27).

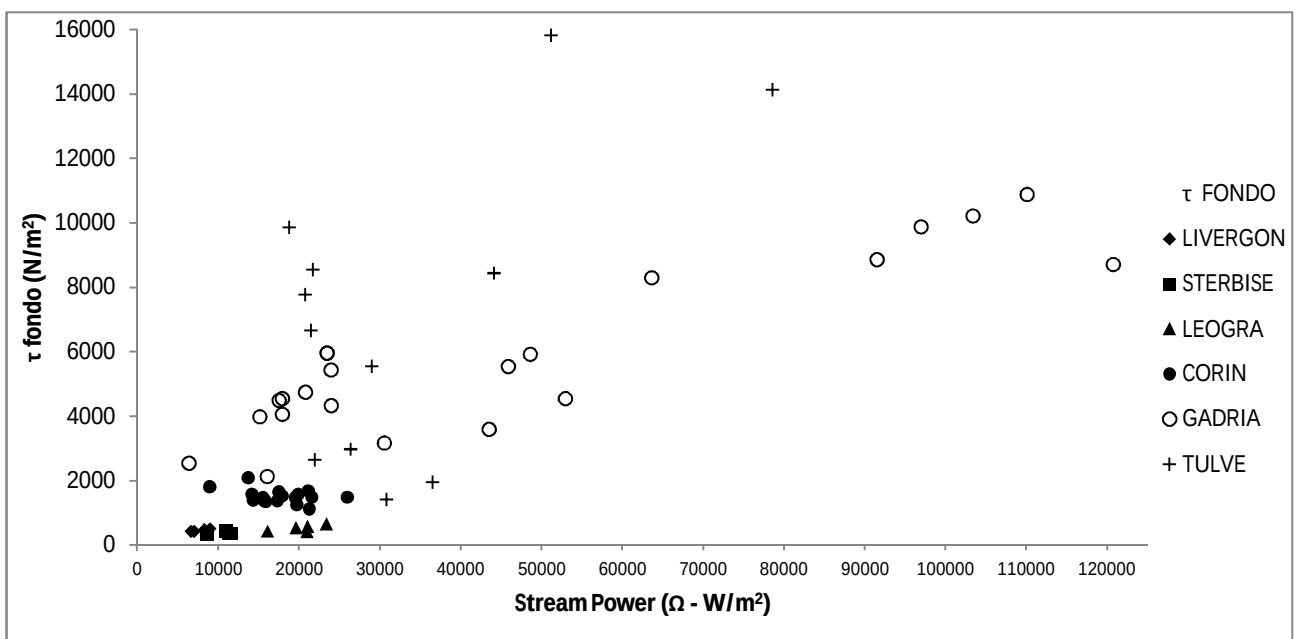


Fig. 4.26: relazione fra valori di τ fondo (max) e stream power Ω (Prealpi e Alpi).

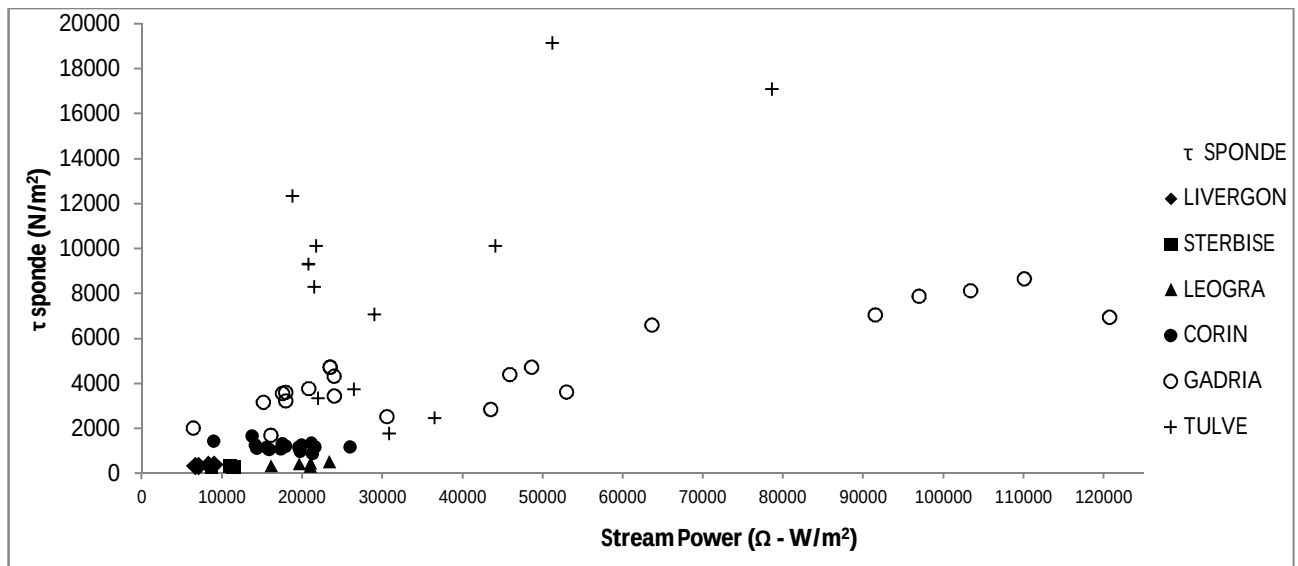


Fig. 4.27: relazione fra valori di τ sponde e stream power Ω (Prealpi e Alpi).

Il parametro stream power è stato oggetto di un ulteriore approfondimento. La relazione in eq. 4.6, introdotta dai dati ottenuti sui 6 bacini analizzati può essere utilizzata per determinare τ medio da valori di Ω calcolati come parametro morfometrico (Brummer e Montgomery 2003), dove il calcolo della portata al bank-full si può effettuare tramite l'inserimento dell'area drenata di un singolo punto all'interno della rete idrografica secondo le equazioni:

$$\Omega = Q \gamma S \quad (4.7)$$

$$Q = eA^d \quad (4.8)$$

dove e e d sono due costanti calcolate empiricamente, come dimostrato in altri importanti studi sull'influenza della stream power nei fenomeni torrentizi (Brummer e Montgomery 2003; D'Agostino e Vianello 2004; Phillips and Desloges 2013). Per individuare i parametri e e d è stata effettuata una regressione fra i valori di area (A) e portata dell'evento (Q) per i bacini in ambiente Prealpino (Leogra e sottobacini). Il valore di R^2 dell'equazione interpolante (eq. 4.9) risulta abbastanza elevato (0.78), nonostante siano presenti nel set di dati, valori di A eterogenei: valori molto più elevati per il bacino del Leogra, rispetto alla superficie degli altri sottobacini presi in considerazione.

$$Q = 7.78 A^{0.66} \quad (4.9)$$

Pur tenendo presenti i limiti dell'equazione, si è deciso di applicare in ambiente GIS la relazione $A - Q$ per il calcolo della stream power unitaria nel solo caso del t. Livergon. Si è sostituita la pendenza del tratto misurata tramite rilievo topografico, con la pendenza locale del DTM del bacino. Da questa elaborazione può essere ottenuta una spazializzazione del parametro Ω , sia per il canale principale, sia per i tratti del corso d'acqua di ordine inferiore. Il trend di variazione di Ω è osservabile nella mappa sottostante (Fig. 4.28).

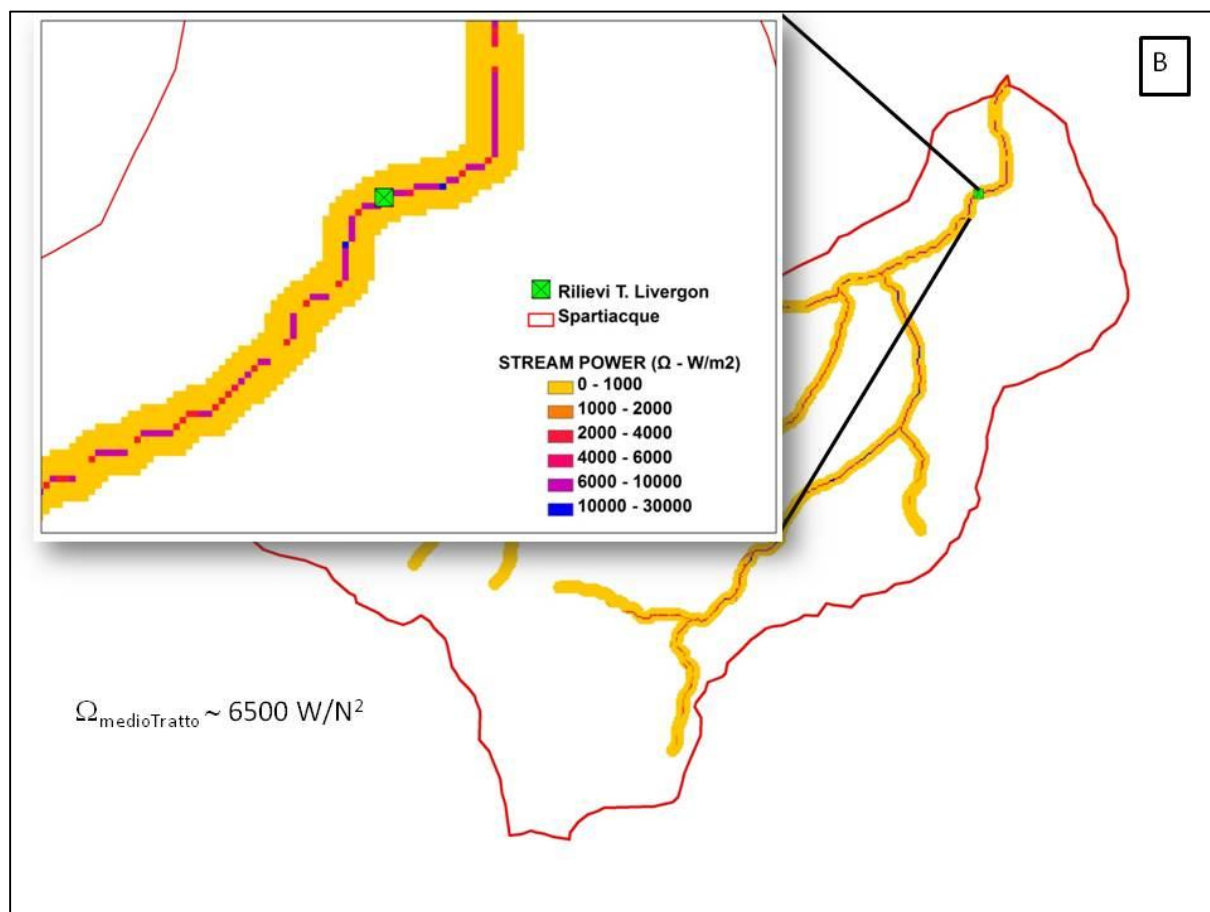


Fig. 4.28: Mappatura della stream power Ω a scala di bacino per il torrente Livergon

L'immagine sopra riportata evidenzia la spazializzazione dei valori di Ω lungo la rete idrografica ottenuta tramite l'applicazione della relazione Area drenata – Portata osservata in campo. Questa ulteriore fonte di dati può essere utilizzata in un primo confronto con i valori di “ Ω d’evento” cioè la stream power calcolata precedentemente con la portata e la pendenza locale derivate dalla back-analysis post evento alluvionale nel t. Livergon (cfr. Par. 3.1.3).

La diversità di input e la possibile variazione di molti fattori locali fra il rilievo in campo e il DTM disponibile non consente un confronto agevole cella per cella. Per ovviare a errori grossolani di valutazione si è preso in considerazione solamente il tratto rilevato lungo il corso d’acqua, mediando i valori di Ω ottenuti dal GIS (t. Livergon, lunghezza tratto = 40 m). I valori di confronto si possono riassumere in: 9300 W/m^2 ($\Omega_{\text{media evento}}$) e 6500 W/m^2 (DTM $\Omega_{\text{media tratto}}$), la differenza fra le due è influenzata probabilmente dalla diversa stima della pendenza (variabile a seconda di eventi alluvionali e difficilmente stimabile a livello locale sul DTM in corrispondenza dei punti di rilievo).

Il confronto tra le due Ω , anche se migliorabile nella valutazione a livello locale, permette di poter avanzare l'ipotesi di calcolare lo sforzo tangenziale medio su di un tratto dalla spazializzazione della Ω ottenuta precedentemente. Una prima verifica di questa ipotesi, quindi, è stata realizzata applicando l'equazione 4.6 in ambiente GIS e inserendo i valori rasterizzati di Ω per il bacino del t. Livergon. Si riporta in Tabella 4.9 la sintesi del confronto per valori ottenuti dal calcolo di τ con i due diversi metodi.

Tab. 4.9: Tabella di sintesi dei valori di τ calcolati dai parametri morfologici (DTM) e dai parametri di evento osservati in campo

	Conteggio	Media (N/m^2)	Deviazione standard (N/m^2)	Coeff. di variazione	Minimo (N/m^2)	Massimo (N/m^2)
LIVERGON evento	6	407.1	83.5	20.5%	339.4	554.4
LIVERGON DTM	11	234.8	204.4	87.0%	19.4	572.6

Tale metodologia può potenzialmente fornire buoni risultati, come per la determinazione della stream power, per diversificare all'interno della rete idrografica il trend e i diversi valori di τ agente, da poter associare sia in fase progettuale delle SIF che in fase manutentiva o di analisi di vulnerabilità delle opere. Oltre a una mappatura del τ medio lungo l'asta torrentizia, (per l'intero bacino o per un breve tratto), come ultima fase di questa elaborazione è stato aggiunto un parametro di sintesi per poter meglio classificare i valori di τ medio tramite l'introduzione di tre classi di τ potenzialmente riscontrabili sulla rete idrografica (TAU Index - τ_i). In figura 4.29 viene riportato un esempio di applicazione dell'indice per l'intero bacino del t. Leogra dove il reticolo è molto ramificato in vari sottobacini e l'indice risulta quindi meglio interpretabile per questa prima applicazione. I valori delle classi si suddividono in:

- CLASSE 1: 0 - 500 N/m^2
- CLASSE 2: 500 - 1000 N/m^2
- CLASSE 3: 1000 - 8000 N/m^2

Le tre classi sono calcolate in questo caso specificatamente per il t. Leogra, anche se tale classificazione può essere applicata anche ad altri bacini delle stesse dimensioni e caratteristiche (Fig. 4.29). Le classi rappresentano rispettivamente tratti dove si riscontrano valori di τ bassi (1), tratti dove si possono riscontrare valori elevati (2) e tratti caratterizzati da valori molto elevati durante il transito di una piena formativa o a carattere molto intenso (3).

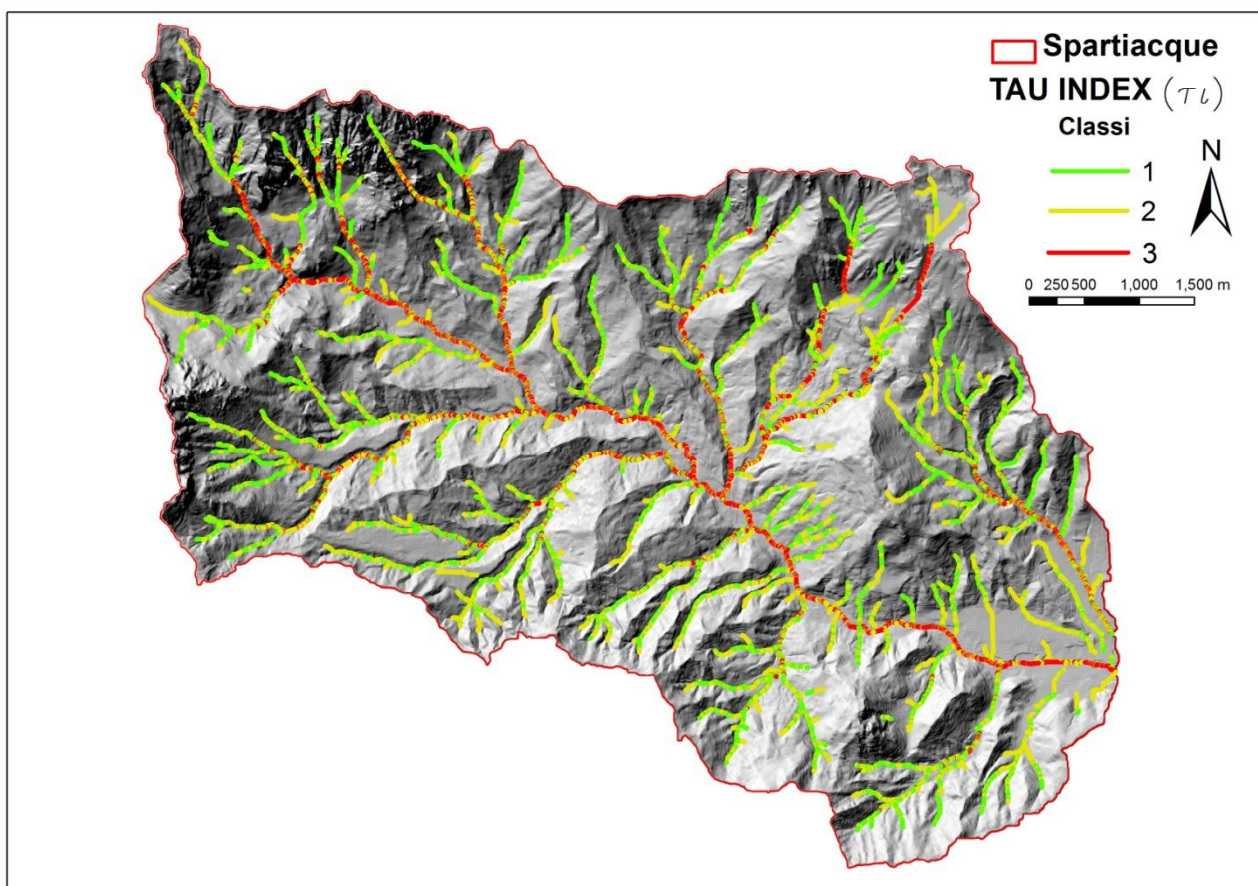


Fig. 4.29: Classificazione delle rete idrografica del bacino del Leogra secondo l'indice τ_l , determinato dalla "DTM- Ω " tramite l'applicazione dell'equazione 4.6 per il calcolo del τ medio (classe 1: 0 - 500 N/m², classe 2: 500 - 1000 N/m², classe 3: 1000 - 8000 N/m²)

5. DISCUSSIONE CONCLUSIVA

Si riporta in questo capitolo la sintesi delle osservazioni e discussioni conclusive riportate all'interno dei paragrafi specifici per quanto riguarda i tre principali risultati ottenuti:

1. Back - Analysis di eventi reali;
2. Risposta idrologica di eventi multitemporali;
3. Sforzi limite agenti su opere di SIF durante eventi intensi.

L'evento dell'autunno 2010 nel bacino del Leogra è stato ben ricostruito sia dal modello AdB Tool Box che da FLO-2D, tramite l'implementazione dei classici metodi per il calcolo afflussi-deflussi, sia per quanto riguarda la cinematica che per i valori di portata; gli stessi risultati sono confermati dal range di dati ottenuti con le metodologie basate sui rilievi post-evento (sebbene leggermente sovrastimato da questi ultimi, come confermato anche dall'analisi statistica). In particolare, per quanto riguarda le stime sulle tracce di evento, sono ancora poco presenti in letteratura indagini condotte su ampi set di dati relativi all'ambito torrentizio e volti a stimare il livello di attendibilità di tali ricostruzioni. Dall'analisi condotta emergono comunque questi risultati comparabili sia per il t. Leogra che per il t. Corin:

- i. *una maggiore robustezza dei metodi che fanno ricorso all'ipotesi di criticità della corrente (metodo A), ai diametri competenti (metodo B), e all'ipotesi di criticità combinata con la competenza al trasporto dei sedimenti (metodo C);*
- ii. *un margine di incertezza dell'ordine del 25% che sarebbe opportuno applicare alla media dei metodi A, B, C ed F.*

In particolare per il t. Leogra e per il t. Rio Secco si può aggiungere che il metodo B ha fornito buoni risultati, che si avvicinano ai valori ottenuti dalle modellazioni idrologiche, e ben confrontabili con il valore medio totale di portata (media dei valori di tutti i metodi). In questi due casi la stima della portata al colmo tramite il metodo B è risultata un'ottima soluzione, per la fitta presenza di massi visibilmente trasportati dagli eventi osservati e per ovviare all'elevata variabilità delle sezioni trasversali osservate in campo.

E' stata riscontrata una buona correlazione fra le stime post evento e la modellazione FLO-2D della portata di picco, per il caso del Rio Secco, dove l'input idrologico è stato stimato tenendo conto del fenomeno di fusione nivale, anche se l'errore % calcolato rispetto alla media totale risulta generalmente molto elevato come conseguenza della variabilità delle sezioni analizzate (coinvolte anche da elevato trasporto solido). L'elevata deviazione standard calcolata (σ) può suggerire ancora una certa variabilità, controllabile aumentando la numerosità del campione o diversificando per tratti la stima delle portate al colmo.

Dalle osservazioni sul regime afflussi-deflussi nel bacino del Corin si può interpretare una sorta di soglia di inizio deflusso (risposta idrologica) in condizioni AMC medie. Dall'analisi dei dati si possono dedurre due diverse condizioni:

- *Soglia di risposta al deflusso molto elevata, in un range fra i 25 e 50 mm di pioggia totale;*
- *Scarsa correlazione dell'intensità e della durata di pioggia all'inizio del deflusso.*

Il ritardo di risposta al deflusso registrato dalla strumentazione nel t. Corin è di difficile interpretazione, se correlato con i singoli eventi idrologici si può sicuramente evincere che è poco influenzato dalla tipologia di evento ma è ben riconoscibile (nei casi qui registrati) per quegli eventi di pioggia con durata maggiore di 10 - 15 ore e precipitazione totale maggiore di 25 - 50 mm a seconda delle condizioni antecedenti di umidità. Quando il bacino del Corin fornisce una certa risposta al deflusso, questa è correlata ad un ritardo temporale del picco di portata che sarà funzione della durata e della cumulata di pioggia dell'evento (*durata > 10 ore e cumulata > 50 mm*).

L'opportunità di avere a disposizione un database di dati idrometrici relativi ad una data sezione, opportunamente inseriti nella scala delle portate, ha consentito di ottenere un importante confronto con la realtà dell'effettivo deflusso transitato a valle.

Gli idrogrammi ottenuti successivamente con le simulazioni FLO-2D sono da considerarsi parziali, ossia rappresentano solamente la fase di picco dei due eventi, questo perchè la parte di inizio e coda dell'idrogramma viene "tagliata" dall'effetto invaso della piana di calcolo di FLO-2D a causa dell'applicazione dei parametri amplificati. Tale modalità di calcolo dell'idrogramma può essere utile solamente a scopi progettuali per individuare la massima portata al colmo e utilizzarla quindi nel dimensionamento di eventuali opere idrauliche. La risposta del bacino del t. Corin si può scomporre in due principali fasi, ossia una prima fase "normale" dove il deflusso superficiale, sebbene con un Δt di ritardo (variabile a seconda delle condizioni antecedenti di umidità), inizia e contribuisce alla portata nel collettore principale. Tale fase iniziale è simulabile dal classico metodo SCS, essendo una risposta influenzata dalle variabili tipiche del calcolo della pioggia efficace (P_e). Diversamente la seconda fase che posticipa sempre la prima (1 o più picchi di piena) presenta valori di portata solitamente maggiori della prima e scostati di un certo Δt dal picco di pioggia. Questa seconda fase di risposta è difficilmente simulabile o stimabile essendo molto influenzata dal carsismo del bacino, dipende da svariati fattori non valutabili nel loro insieme come ad esempio le condizioni di saturazione delle falde sotterranee, le piogge antecedenti, la fusione nivale, ecc..

Per approfondire il fenomeno osservato all'interno del bacino del Corin è necessario in futuro continuare con il monitoraggio del regime afflussi-deflussi e integrare il database di eventi registrati. Ottenendo una buona base di osservazioni, soprattutto per quanto riguarda la cinematica d'evento correlata ai volumi di deflusso transitati, si può successivamente sviluppare un perfezionamento del modello SCS. In particolare è possibile aggiungere, tramite l'implementazione dello schema di evento già presentato nel par. 3.2.4 e i relativi

parametri che entrano in gioco, la possibilità di ottenere un idrogramma modificato secondo l'effetto carsico osservato per il bacino del Corin.

Tale modifica ai parametri dell'idrogramma si rivela utile, oltre che per l'applicazione ad altri bacini condizionati da caratteristiche simili, per ottenere due principali obiettivi:

- *Lo scenario di progetto a scala di intero bacino simile alla realtà:*
 - Idrogramma di progetto (soportazione di 2 o più picchi e protrarsi nel tempo di valori elevati di portata) per opere di difesa e attraversamenti stradali
- *Prescrizioni di Protezione Civile a scala di inetto bacino:*
 - Stato di allerta prolungato per l'intero periodo di piena correlato al succedersi di possibili eventi multitemporali, in sinergia con il Centro Funzionale Decentrato di Protezione Civile della Regione Veneto;
 - Ordinanze di interdizione delle zone adiacenti all'alveo per l'intero periodo interessato dalla piena.

L'analisi dei set idrologici ottenuti dagli eventi analizzati, ha messo in evidenza come la durata di pioggia sia risultata sempre più elevata rispetto al Tempo di corrivazione, che si sarebbe determinato con le classiche formulazioni di letteratura (*Ferro, 2006*). In una prospettiva progettuale, da queste valutazioni emerge l'opportunità di portare avanti, per il dimensionamento delle opere idrauliche, anche scenari di pioggia che prevedono durate finanche di un ordine di grandezza più elevate del Tempo di corrivazione. Nel caso emblematico del Rio Secco, dove il tempo di corrivazione morfometrico è approssimabile ad 1 ora la fase di picco è stata osservata dopo 60 ore dall'inizio dell'evento piovoso. Sebbene si tratti di un evento composto (due picchi di pioggia), anche per le altre situazioni come Corin, Leogra e Rio Tolve si continuano a rimarcare durate di pioggia più tipiche di bacini a media-grande scala che di bacini a piccola scala.

Il database riguardante gli sforzi tangenziali, ottenuto da questo studio, si è rilevato molto utile per determinare le differenze di τ sopportato da diversi interventi di SIF, durante eventi alluvionali intensi di tipo differente e dove questi non hanno provocato irreparabili danni strutturali. Si possono facilmente osservare range di valori già trovati in letteratura per opere trasversali e spondali coinvolte in eventi di piena con trasporto solido limitato ($> 100 \text{ N/m}^2$), e notare una percezione di limite più elevata per questa tipologia di fenomeni o simili ($> 500 \text{ N/m}^2$), fino ad un limite per opere strutturalmente più stabili notevolmente alto ($> 1000 \text{ N/m}^2$). Per i due casi coinvolti da trasporto solido di massa si può osservare che i range sopportati sono molto più elevati e simili in entrambe le situazioni (τ medio da 2000 a 12000 N/m^2). Tali informazioni possono essere utili agli addetti ai lavori per pianificare gli interventi di SIF (trasversali e/o spondali) a seconda del corrispettivo limite di sforzo tangenziale atteso in funzione della tipologia di fenomeno (colata, trasporto solido, piena liquida) e della sua intensità.

L'utilizzo dei valori limite di resistenza per le tipologie di opere prese in considerazione in questo studio, può anche rendersi utile per definire i diversi scenari di efficienza/vulnerabilità delle opere già presenti a

sceconda dell'evento alluvionale previsto in una data zona. La relazione calibrata in funzione della stream power (eq. 4.6) può essere utilizzata come parametro speditivo di calcolo dei limiti di resistenza (anche sottoforma di range). Risulta importante per bacini non strumentati o in assenza di evidenti eventi alluvionali pregressi poter ottenere un valido set di valori di sforzo tangenziale medio agente in un tratto di un corso d'acqua sistemato con opere di SIF. Tramite l'equazione 4.6, Ω può essere inserita anche come parametro morfometrico (*DTM stream power*, Brummer e Montgomery 2003, D'Agostino e Vianello 2004) tramite la nota relazione con l'area drenata, utilizzata frequentemente per il calcolo della stream power a diversi scopi (Knighton, 1999). La stream power rappresenta un buon indicatore utilizzabile in ulteriori studi per approfondire le relazioni con lo sforzo tangenziale nei torrenti montani. Nello specifico, se utilizzata come parametro morfometrico (*DTM Ω*), essa può divenire una solida base di partenza per migliorare l'equazione 4.8 (determinata in questo studio solamente per Leogra e sottobacini) e riuscire a realizzare una buona mappatura dei τ agenti sulla rete idrografica a scala di bacino (TAU Index - τ_i). I τ_i possono essere utilizzati dal punto di vista operativo in fase progettuale delle SIF per determinare quali tecniche utilizzare per sistemare eventuali criticità (impiego dell'ingegneria naturalistica, rinforzi a tecniche classiche o impiego di strutture in c.a., ecc.). In secondo luogo, ma non meno importante, le tre classi (1-2-3) possono rivelarsi utili durante la fase manutentiva o di analisi di vulnerabilità delle opere già presenti nell'asta torrentizia (sovrapposizione con il catasto delle opere). Infatti, si può diversificare la possibilità di sistemare/mantenere i tratti potenzialmente più sollecitati durante eventi di piena intensa o inserire tratti sfavorevoli nell'analisi della pericolosità idrogeologica del corso d'acqua (mappatura del pericolo, rischio residuo). Questo parametro di sintesi, introdotto in questo studio, diventa importante soprattutto per i bacini dove non si verificano eventi da molti decenni, quindi non è possibile stimare facilmente dove le opere sono più sollecitate. Infine la sovrapposizione del τ_i con il catasto delle opere non risulta irrinunciabile, in quanto anche se non disponibile nell'area di studio, l'indice da solo restituisce già dei tratti dove potenzialmente le opere e il corso d'acqua possono subire danni o dissesti in maniera importante, quindi dove le attività di manutenzione e controllo possono essere concentrate.

INDICE DELLE FIGURE

Fig.1.1: Schema delle tipologie di trasporto solido, da Panizza (1995)	11
Fig.1.2: Dal trasporto di sedimenti ai moti gravitativi: concentrazioni solide crescenti e proporzioni differenziate fra materiali coesivi e non coesivi determinano il tipo di flusso e la sua cinetica più o meno rapida	11
Fig. 1.3: schema di una debris flow (disegnato da Pierson, 1986)	14
Fig. 1.4: rappresentazione schematica di un debris flow (ridisegnato da Johnson e Rodine, 1984)	14
Fig.1.5: Durate critiche di pioggia per l'innesco di colate detritiche, da Chien Yuan et Al. (2005)	30
Fig.1.6: Precipitazioni annuali e confronto dei dati del modello con le osservazioni idrometriche per il San Pedro nelle città di Redington (sopra 1991-1995), Tombostone (sopra 1996-2000), Charleston (sotto 1991-2000), (Nie et Al. 2011)	32
Fig.1.7: Scenari della risposta a scala di bacino di tre componenti idrologiche a seconda del cambio d'uso del suolo, (Nie et Al. 2011)	32
Fig.1.8: Effetti della deforestazione in vasto bacino del Nord Thailandia per 12 scenari diversi simulati dal modello IWRAM (Croke et Al, 2004)	33
Fig. 1.9: Frequenza di accadimento di piene da fusione nivale e confronto con le piogge invernali e primaverili (Dati forniti dal modello di Gelfan, 2010)	36
Fig. 2.1: A sinistra un'immagine elaborata dall'Istituto per il Telerilevamento Applicato dell'EURAC, derivata da input di riflettanza MODIS, ripresi sia dal satellite Terra che da Aqua: mappa della media copertura nevosa di otto giorni (febbraio 2012). A destra un esempio di applicazione del progetto OPERA durante l'alluvione a Vicenza il 4-5 novembre 2010	41
Fig. 2.2: sistema di rilievo LiDAR ed un esempio di nuvola di punti raccolta tramite volo aereo	43
Fig. 2.3: rilievo dettagliato di una zona montana boscata tramite volo LiDAR (Torrente Rio Secco, VR), si nota il dettaglio della topografia riscontrabile dal DTM ottenuto	43

Fig. 3.1: Identificazione e Ortofoto con spartiacque del bacino del torrente Leogra chiuso a valle di Torrelbelvicino (VI)	51
Fig. 3.2: rappresentazione delle fasce di quota del bacino sulla base del DTM	52
Fig. 3.3: Tratto A	53
Fig. 3.3: Tratto B	53
Fig. 3.5: carte riportanti le isoiete relative all'evento del 31 Ottobre, 1 e 2 Novembre, e la precipitazione cumulata relativa ai tre giorni, della regione Veneto (http://www.arpa.veneto.it/home/htm/dati_alluvione.asp).	55
Fig. 3.6: Stazioni pluviometriche con indicazione dei due sottobacini oggetto di studio	56
Fig. 3.7: Correlazione dei dati rilevati dal radar e dalle stazioni pluviometriche a terra	57
Fig 3.8-3.9: distribuzione di precipitazione cumulata con valori delle stazioni a sx e con dati RADAR a dx	57
Fig. 3.10: Mappa del CN del bacino del Leogra	59
Fig. 3.11: Pluviogramma e Idrogramma relativi al sottobacino stimato con Adb-ToolBox	60
Fig. 3.12: Pluviogramma relativo al bacino completo	61
Fig. 3.13: Idrogramma relativo al bacino completo stimato con Adb-ToolBox	61
Fig. 3.14: Confronto tra idrogrammi di FLO-2D e Adb Tool-Box nel sottobacino montano	64
Fig. 3.15: Confronto tra idrogrammi di FLO-2D e Adb Tool-Box nel bacino completo	65
Fig. 3.16: Confronto tra idrogrammi Rain e Raincell nel sottobacino montano	66
Fig. 3.17: Confronto tra idrogrammi Rain e Raincell nel bacino completo	67

Fig. 3.18: Box plot dei valori di portata ottenuti tramite diverse metodologie sul Leogra e media totale dei metodi (linea viola); sotto si riporta una sintesi dei valori di σ , del relativo errore % (calcolato come: $\sigma x / \text{media totale}$) e lo scarto medio % calcolato sulla media totale	68
Fig. 3.19: Identificazione e Ortofoto con spartiacque del bacino del torrente Corin chiuso a monte di Valmareno in Comune di Follina (TV).	69
Fig. 3.20: rappresentazione delle fasce di quota del bacino sulla base del DTM	71
Fig. 3.21: Pluviogrammi dei due eventi e relative caratteristiche idrologiche	73
Fig. 3.22: Scarto percentuale medio fra la Q media di ogni metodo e la media delle medie Q_m e Boxplot di confronto dei metodi di stima delle portate al colmo (Q). La media dei metodi di campo (linea verticale) si può confrontare con il valore fornito dalla modellazione idrologica (metodo G); D.S. indica la media delle deviazioni standard dei metodi A-	79
Fig. 3.23: Esempio di una delle circa venti soglie in massi realizzate dal Servizio Forestale Regionale	80
Fig. 3.24: Ubicazione dei due pluviometri rispetto al bacino del t. Corin	81
Fig. 3.25: Esempio di confronto fra il pluviogramma della stazione ARPAV di Follina e lo strumento installato a Praderadego (evento del 28-29 Novembre 2012 - impulso di pioggia ogni 10 min).	82
Fig. 3.26: Idrogramma dell'evento di novembre 2010 ottenuti con FLO -2D per il bacino del Corin	83
Fig. 3.27: Idrogramma dell'evento di novembre 2010 ottenuti con FLO -2D per il bacino del Corin	84
Fig. 3.28 - 3.30: soglia di risposta del tirante rispetto alla precipitazione totale registrata nel bacino del Corin (grafico sopra) e scarsa correlazione dei valori di tirante con le rispettive intensità e durate degli eventi analizzati (grafici sotto).	
Fig. 3.31 - 3.32: Correlazione delle caratteristiche idrologiche degli eventi analizzati e ritardo temporale di risposta del bacino del t. Corin.	87
Fig. 3.33: Idrogramma ottenuto da FLO-2D ($SD = 0.03$) e confronto con l'evento reale registrato dall'idrometro posto sul t. Corin per l'evento di maggio 2013	88

Fig. 3.34: Idrogrammi ottenuti da FLO-2D per le varie combinazioni di parametri SD e scabrezza maggiorata (n plus).L’evento che più si avvicina ai valori reali corrisponde all’applicazione di una SD 0.045m e valori di n plus 0.1 (linea rossa). 90

Fig. 3.35: Confronto dei risultati ottenuti con la simulazione e l’evento reale completo (novembre 2012) associato alla precipitazione, l’idrogramma in rosso esprime i valori ottenuti dalla simulazione con SD 0.045m - n plus 0.1. 91

Fig. 3.36: Idrogrammi ottenuti da FLO-2D per le varie combinazioni di parametri SD e scabrezza maggiorata (n plus).L’evento che più si avvicina ai valori reali corrisponde all’applicazione di una SD 0.065m e valori di n plus 0.2. 92

Fig. 3.37: Confronto dei risultati ottenuti con la simulazione e l’evento reale completo (Maggio 2013) associato alla precipitazione, l’idrogramma in rosso esprime i valori ottenuti dalla simulazione con SD 0.065m - n plus 0.2. 93

Fig. 3.38: Schema della risposta idrologica riscontrata nel t. Corin in seguito ad eventi pluviometrici intensi e molto lunghi, in tabella sono riportati le variabili che influenzano maggiormente i due principali parametri dello schema (D = durata dell’evento). 95

Fig. 3.39: Mappa del Veneto con evidenziato il bacino del Rio Secco 96

Fig. 3.40: Foto aerea (sx)e a terra (dx) della frana nella Valle dei Fo il giorno 26 dicembre 2009 98

Fig. 3.41: Foto aerea (sx) e a terra (dx) dei depositi detritici nell’area urbanizzata 99

Fig. 3.42: Posizione delle stazioni prese in esame per l’analisi delle condizioni meteorologiche predisponenti 100

Fig. 3.43: Grafico delle precipitazioni registrate tra la sera (ore 20.00) del 23 e il mattino (ore 4.00) del 25 dicembre 2009 dalla stazione meteorologica di Novezzina ($\Delta t = 1$ ora) 101

Fig. 3.44: Grafico delle temperatureregistrate tra il 22 e il 25 dicembre 2009 nella stazione meteorologica di Novezzina 102

Fig. 3.45: Grafico dell'altezza del manto nevoso misurata tra il 22 e il 25 dicembre 2009 nella stazione meteorologica del M.te Baldo (ARPAV)	103
Fig. 3.46: immagini satellitari scaricate dal sistema EOSDIS della NASA nell'area in questione	104
Fig. 3.47: Grafico dell'idrogramma di piena della portata liquida	105
Fig. 3.48: Valori massimi di pioggia e Tr per l'evento, relativi alla stazione di Novezzina (osservatorio astronomico). I Tr sono stati desunti dalle serie storiche delle stazioni dismesse osservabili in Figura sopra	107
Fig. 3.49: Box plot dei valori di portata ottenuti tramite diverse metodologie sul RioSecco e media totale dei metodi (linea viola); sotto si riporta una sintesi dei valori di σ , del relativo errore % (calcolato come: $\sigma x / \text{media totale}$) e lo scarto medio % calcolato sulla media totale	108
Fig. 3.50: Particolari del deposito del flusso lungo il tratto a monte dell'abitato	110
Fig. 3.51: Attraversamenti implementati nella piana di calcolo di FLO-2D	111
Fig. 3.52: Simulazione dell'evento 2009 nella piana di calcolo dopo l'inserimento del canale artificiale, nella seconda immagine si osserva uno zoom del centro abitato dove il flusso è visibile solamente nelle aree dove esce dalla sezione del canale inserito	112
Fig. 3.53: Ripresa da elicottero dell'evento del 2009, si possono osservare le due principali zone di deposito, lateralmente al canale nella zona a pendenza negativa (area cerchiata) e ovviamente in confluenza con il Rio Molini a valle del canale artificiale	113
Fig. 3.54: Materiale depositato nel canale artificiale, relativo all'evento del 4-5 novembre 2012 sul Rio Secco	114
Fig. 4.1: Localizzazione dei bacini	117
Fig. 4.2: Log step e palificata spondale lungo il torrente Sterbise, particolare scogliera in massi rinverditi ed erosione sugli elementi longitudinali del log step sullo Sterbise	118
Fig. 4.3: Buche a valle delle briglie lungo il torrente Livergon	119
Fig. 4.4: Particolari della sottoescavazione e dello svuotamento sulle palificate nel torrente Livergon	120

Fig. 4.5: Distribuzione degli sforzi tangenziali (Chow, 1973)	120
Fig. 4.6: Grafici per la determinazione di α per le sponde e il fondo del canale (Chow, 1973)	121
Fig. 4.7- 4.8: Erosione spondale in prossimità del primo tornante e deposito di materiale detritico	124
Fig. 4.9: Localizzazione e parametri morfometrici del bacino del Rio Gadia	126
Fig. 4.10: Zona di transito dell'evento di colata detritica nel Luglio 2010 sul Rio Gadia	127
Fig. 4.11: Localizzazione e parametri morfometrici del bacino del Rio Gadia	129
Fig. 4.12-4.14: Opere di SIF coinvolte dell'evento di colata detritica nel Luglio 2010 sul Rio Gadia (Foto Eventi ED30, Provincia Autonoma di Bolzano - Ripartizione Opere Idrauliche)	130
Fig. 4.15: Tabella di sintesi delle statistiche e valori di τ al Fondo(N/m ²) sopportati dalle opere nei 6 casi analizzati	135
Fig. 4.16: Tabella di sintesi delle statistiche e valori di τ sulle sponde (N/m ²) sopportati dalle opere nei 6 casi analizzati	136
Fig. 4.17: Tabella di sintesi delle statistiche e valori di τ Max sulle sponde (N/m ²) sopportati dalle opere nei 6 casi analizzati	137
Fig. 4.18: Tabella di sintesi delle statistiche e valori di τ Medio sulle sponde (N/m ²) sopportati dalle opere nei 6 casi analizzati	138
Fig. 4.19: Tabella di sintesi delle statistiche e box plot di confronto per τ al fondo e sulle sponde (N/m ²) in funzione delle opere presenti in alveo	140
Fig. 4.20: box plot di confronto in funzione dei casi di studio (Prealpi e Alpi) per i valori di τ Medio (N/m ²)	140
Fig. 4.21: relazione fra valori di τ Medio e pendenze dei tratti analizzati (Prealpi e Alpi)	143

Fig. 4.22: relazione fra valori di τ Medio e larghezze dei tratti analizzati (Prealpi e Alpi)	143
Fig. 4.23: relazione fra valori di τ Medio e rapporti i/B (Prealpi e Alpi)	144
Fig. 4.24: relazione fra valori di τ Medio e stream power Ω (Prealpi e Alpi)	145
Fig. 4.25: regressione dei valori di τ Medio e stream power Ω per le sezioni analizzate, l'equazione della curva è descritta secondo una funzione polinomiale di II° grado, essendo quella che più si adatta alla nuvola di punti	146
Fig. 4.26: relazione fra valori di τ fondo (max) e stream power Ω (Prealpi e Alpi)	146
Fig. 4.27: relazione fra valori di τ sponde e stream power Ω (Prealpi e Alpi)	147
Fig. 4.28: Mappatura della stream power Ω a scala di bacino per il torrente Livergon	148
Fig. 4.29: Classificazione delle rete idrografica del bacino del Leogra secondo l'indice τ_i , determinato dalla "DTM- Ω " tramite l'applicazione dell'equazione 4.6 per il calcolo del τ medio (classe 1: 0 - 500 n/m ² , classe 2: 500 - 1000 n/m ² , classe 3: 1000 - 8000 n/m ²)	150

INDICE DELLE TABELLE

Tab. 1.1: classificazione delle frane e del tipo di flusso (Hungar et al. 2001)	13
Tab. 3.1: caratteristiche morfologiche del bacino del torrente Leogra	52
Tab. 3.2: Valori di portata ottenuti con i metodi di stima degli indicatori di campo nel tratto A	58
Tab. 3.3: Valori di portata ottenuti con i metodi di stima degli indicatori di campo nel tratto B	58
Tab. 3.4: Parametri utilizzati e risultati ottenuti con Adb-ToolBox relativi al sottobacino	59
Tab. 3.5: Risultati ottenuti con Adb-ToolBox relativi al bacino completo	60
Tab. 3.6: Risultati ottenuti con FLO -2D (Rain e Raincell)	64
Tab. 3.7: Confronto risultati relativi al sottobacino montano	66
Tab. 3.8: Confronto risultati relativi al bacino completo	66
Tab. 3.9: caratteristiche morfologiche del bacino del torrente Corin	72
Tab. 3.10: Caratteristiche e ubicazione del pluviometro	76
Tab. 3.11: Caratteristiche e ubicazione del sensore di livello idrometrico	77
Tab. 3.12: Valori di portata ottenuti con i metodi di stima degli indicatori di campo	81
Tab. 3.13: Risultati ottenuti con FLO -2D	84
Tab. 3.14: Tabella complessiva degli eventi misurati e loro caratteristiche idrologiche	85
Tab. 3.15: Caratteristiche degli eventi analizzati	89
Tab. 3.16: Parametrizzazione delle simulazioni FLO-2D per gli eventi analizzati	90
Tab. 3.17: Analisi statistica comparativa delle diverse simulazioni per l'evento di Novembre 2013	91

Tab. 3.18: Analisi statistica comparativa delle diverse simulazioni per l'evento di Maggio 2013	93
Tab. 3.19: caratteristiche morfologiche del bacino del torrente RioSecco	97
Tab. 3.20: confronto dei risultati ottenuti tra i metodi empirici e il modello FLO-2D, si può osservare che il relativo valore ottenuto dal modello cinematico in precedenza è ovviamente rappresentato dal solo fenomeno di portata liquida.	110
Tab. 3.21: quantitativi di pioggia di due stazioni vicine per l'evento del 4-5 novembre 2012 facilmente reperibili via web e per la stazione di Novezzina	116
Tab. 4.1: Sforzi tangenziali agenti sulle sezioni del torrente Sterbise	122
Tab. 4.2: Sforzi tangenziali agenti sulle sezioni del torrente Livergon	122
Tab. 4.3: Sforzi tangenziali agenti sulle sezioni del torrente Leogra a valle nel tratto appena a valle della sezione di chiusura del sottobacino montano analizzato in precedenza	123
Tab. 4.4: Sforzi tangenziali agenti sulle sezioni del torrente Corin sistemato con soglie in massi legati a monte della sezione di chiusura del bacino analizzato in precedenza	125
Tab. 4.5: Sforzi tangenziali agenti sulle 24 sezioni del Rio Gatria (Opere presenti: briglie in massi e in legname-pietrame)	129
Tab. 4.6: Sforzi tangenziali agenti sulle sezioni del Rio Tolve (Opere presenti: briglie e cunettoni in legname-pietrame, cunettone in massi non legati)	132
Tab. 4.7: Sforzi tangenziali e velocità osservati nei casi di studio dell'U.S.D.A. (National Engineering Handbook, 2007)	134
Tab. 4.8: Tipologie di opere realizzabili a seconda del range di sforzo tangenziale osservato, in grassetto e sottolineato si riportano i valori limite di vulnerabilità delle opere di SIF	143
Tab. 4.9: Tabella di sintesi dell'analisi statistica dei valori di τ calcolati dai parametri morfologici (DTM) e dai parametri di evento osservati in campo	155

BIBLIOGRAFIA

- ALEOTTI P., (2004) *A warning system for rainfall-induced shallow failures*. Eng Geol 73:247–265
- ANDREASSIAN V., (2004) *Waters and forests: from historical controversy to scientific debate*. Journal of Hydrology 291, 1 – 27.
- ANDREOLI A., F. COMITI, L. MAO, L. PICCO, E. RIGON, M.A. LENZI., (2007) *Quantita' ed effetti morfologici dei detriti legnosi in tre bacini andini del sud america*. Extended abstract. 1^a sez. AIIA 2007: Milano, 27-28; *Quaderni di Idronomia Montana N. 27*, (in press).
- ANTHONY D.M., GRANGER D.E., (2007) *An empirical stream power formulation for knickpoint retreat in Appalachian Plateau fluvio karst*, Journal of Hydrology, 343 (2007), pp. 117–126
- ARNELL N.W., (2011) *Uncertainty in the relationship between climate forcing and hydrological response in UK catchments*. Hydrology and Earth System Sciences 15, 897 – 912.
- BAGNOLD R.A., (1980). *An empirical correlation of bedload transport rates in flumes and natural rivers*, Proceedings of the Royal Society, 372A (1980), pp. 453–473
- BARNIKEL F., BECHT M. (2003) *A historical analysis of hazardous events in the Alps—the case of Hindelang (Bavaria, Germany)*. Nat Hazards Earth Syst Sci 3:625–635
- BATHURST J.C., MORETTI G., EL-HAMES A., MOAVEN-HASHEMI A., BURTON A., (2005) *Scenario modeling of a basin – scale, shallow landslide sediment yield, Valsassina, Italian Southern Alps*. Natural Hazards and Earth System Sciences (2005) 5: 189–202 SRef-ID: 1684-9981/nhess/2005-5-189
- BAKER V.R., COSTA J.E. (1987) *Flood power*, L Mayer, D Nash (Eds.), Catastrophic Flooding, Allen and Unwin, London (1987), pp. 1–24
- BENINI G., (2000) *Sistemazioni idraulico-forestali*. UTET – Unione Tipografico-Editrice Torinese, Torino.
- BENITO G., LANG M., BARRIENDOS M., LLASAT MC., FRANCES F, OUARDA T., THOMDYCRAFT VR., ENZEL T., BARDOSSY A., COEUR D, BOBEE B., (2004) *Use of systematic, paleoflood and historical data for the improvement of flood risk estimation*. Review of scientific methods. Nat Hazards 31:623–643
- BENSON M.A., (1968) *Uniform flood - frequency estimating methods for federal agencies*. Water resources research 4, 891 - 908
- BERNIER J., (1959) *Comparaison de lois de Gumbel et de Frechet sur l'estimation des debits maxima de crue*. La Houille Blanche (SHF) (1), 681
- BEYLICH AA., SANDBERG O., (2005) *Geomorphic effect of the extreme rainfall event of 20 - 21 July, 2004 in the Latnjavagge catchment, northern Swedish Lapland*. Geographiska Annaler 87A: 409-419
- BORGA M., ZANON F., (2006) *Use of radar rainfall estimates for hydrometeorological analysis of flash flood events*. In: "Fourth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology. Barcelona 18-22 September 2006" (eds).
- BORGA M., GAUME E., CREUTIN J.D., MARCHI L., (2008) *Surveying flash flood response: gauging the*

- BOSCH J.M., HEWLETT J.D., (1982) *A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration*. Journal of Hydrology 55, 3 – 23.
- BOUILLOUD L., DELRIEU G., BOUDEVILLAIN, B., BORGA M., ZANON F., (2009) *Radar rainfall estimation for the post-event analysis of a Slovenian flash-flood case: application of the Mountain reference technique at C-band frequency*. Hydrol. Earth Syst. Sci. 13, 1349–1360.
- BROOKS C.E.P., CARRUTHERS N., (1953) *Handbooks of a Statistical Methods in Meteorology*. Her Majesty's Stationery London, pp 85 - 111
- BRUMMER C. J. E MONTGOMERY D. R. (2003). *Downstream coarsening in headwater channels*, Water resources Research, 39, (10), 1294, pp. 1 – 14.
- BRUIJNZEEL L.A., (2004) *Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soils for the trees*. Agriculture Ecosystems and Environment 104, 185 – 228.
- CAINE N., (1980) *The Rainfall Intensity-duration Control of Shallow Landslides and Debris Flows*, Geografiska Annaler A 62 (1–2), 23–27.
- CAFFERATA P., SPLITTER T., WOPAT M., BUNDROS G., FLANAGAN S., (2004) *Designing watercourse crossings passage for 100 - years flood flows, wood and sediment*. The Resources Agency Department of Forestry & Fire Protection. State of California, Report no. 1
- CALCATERRA D., PARISE M., PALMA B., PELELLA L., (2000) *The influence of meteoric events in triggering shallow landslides in pyroclastic deposits of Campania, Italy*. In: Proceedings 8th international symposium on landslides, Cardiff, pp 209– 214
- CAMILLONI I.A., BARROS V.R., (2003) *Extreme discharge ebents in the Paranà River and their climate forcing*. Journal of Hydrology. 278, 94 – 106.
- CANNON S.H., ELLEN S.D., (1985) *Rainfall conditions for abundant debris avalanches, San Francisco Bay region*. California Geol 38(12):267–272
- CARPENTER T.M., TAYLOR S.V., GEORGAKAKOS K.P., WANG J., SHAMIR E., SPERFSLAGE J.A., (2007) *Surveying flash flood response in mountain streams*. Eos Trans. AGU 88 (6). doi:10.1029/2007EO060001.
- CASTIGLIONI G.B., (1971) *Natural disasters in the Alps*. In: Atti del XXI Congresso Geografico Italiano, Verbania, Italy, pp 7–37 (in Italiano)
- CASTIGLIONI G.B., (1989). *Geomorfologia*. UTET
- CAVALLI M., MARCHI L., SANGATI M., ZANON F., BORGA M., (2007) *Erosione e Trasporto dei Sedimenti durante una Piena Improvvisa: L'evento del Rio Cucco, 29 Agosto 2003*. Quaderni di Idronomia Montana.
- CERIANI M., LAUZI S., PADOVAN N., (1992) *Rainfalls and landslides in the Alpine area of Lombardia region, central Alps, Italy*. In: Proceedings of interpraevent, Bran, Switzerland, band 2, pp 9–20
- CESCA M. , D'AGOSTINO V., (2006) *“Ricostruzione delle portate di piena mediante indicatori di campo: analisi comparata di alcuni torrenti della provincia di Belluno”*, Quaderni di Idronomia Montana, 26, Le sistemazioni idraulico-forestali per la difesa del territorio, Saint Vincent (AO), 27 Ottobre 2006, Nuova Bios, Castrolibero (CS).

CHATWIN, S. C. SMITH, R. B., (1992) *Reducing soil erosion associated with forestry operations through integrated research: an example from coastal British Columbia, Canada*, in: *Erosion, Debris Flows and Environment in Mountain Regions*, Intl. Ass. Hydrol. Sci., Publ. No. 209, CEH-Wallingford, Oxon, UK, 377–385, 1992.

CHIEN-YUAN C., TIEN-CHIEN C., FAN-CHIEN Y., WEN-HUI Y., CHUN-CHIEH T., (2005) *Rainfall duration and debris flow initiated studies for real time monitoring*. *Environ Geol* (2005) 47: 715–724 DOI 10.1007/s00254-004-1203-0

CIPOLLA F., LOLLI O., PAGLIACCI S., SEBASTIANI C., (1997) *L'importanza della disponibilità dei dati storici relativi a calamità idrogeologiche nelle attività di pianificazione territoriale. Due esempi applicativi di utilizzo a scala comunale*, Atti del IX Congresso Nazionale dei Geologi, Roma 17-20 aprile 1997.

COMITI F., A. ANDREOLI, M.A. LENZI, L. MAO, (2006) *Spatial density and characteristics of woody debris in five mountain rivers of the Dolomites (Italian Alps)*. *Geomorphology*, Volume 78, Issues 1-2, Pages 44-63.

COSTA J.E., JARRET R.D., (2008) *An Evaluation of Selected Extraordinary Floods in the United States Reported by the US Geological Survey and Implications for Future Advancement of Flood Science*. US Geological Survey, Scientific Investigations Report 2008-5164, 52 pp.

COSTA J.E., (1983) *Reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range*, *Geological Society of America Bulletin*, 1983, 94, 986-1004.

COSTA J.E., (1984) *Physical geomorphology of debris flow*. In Costa J.E. and Fleisher P.J. , *Development and Applications in Geomorphology*. Springer Verlag, pp.268-317

COROMINAS J., (2000) *Landslides and climate*. Keynote Lectures from the 8th International Symposium on Landslides, 4, 1–33. ISBN No. 0-954 1992-0-0, 2001

CREUTIN J.D., BORGA M., (2003) *Radar hydrology modifies the monitoring of flash flood hazard*. *Hydrol. Process.* 17 (7), 1453–1456. doi: 10.1002/hyp.5122.

CROCE D., NODARI P., PELLEGRINI G.B., TESSARI F., (1971) *Effects of the November 1966 flood on inhabited areas of northeastern Italy*. In: *Atti del XXI Congresso Geografico Italiano*, Verbania, Italy pp 291–301 (in Italiano)

CROKE B.F.W., MERRIT W.S., JAKEMAN A.J., (2004) *A dynamic model for predicting hydrological response to landcover changes in gauges and ungauges catchments*. *Journal of Hydrology* 291, pp 115 - 131

CROSTA G.B., FRATTINI P., (2001) *Rainfall thresholds for triggering soil slips and debris flow*. In: Mugnai A, Guzzetti F, Roth G (eds) *Mediterranean storms*. Proceedings of the 2nd EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms. Siena, Italy, pp 463–487

CROZIER M.J., (1999) *Prediction of rainfall-triggered landslides: a test of the antecedent water status model*. *Earth Surf Processess Landf* 24:825–833

CRUDEN D.M., VARNES D.J., (1996) *Landslide types and process*. In Turner, A.K. and Schuster R.L., *landslides investigation and mitigation*. Transportation research board, US National Research Council, Special Report 247, Washington DC. pp.36-75

D'AGOSTINO V., (1996) *Analisi quantitativa e qualitativa del trasporto solido torrentizio nei bacini montani del Trentino Orientale*. In *Scritti dedicati a Giovanni Tournon*. Associazione Italiana di Ingegneria Agraria – Associazione Idrotecnica Italiana: Novara (Italy).

D'AGOSTINO V. BERTOLDI G., (2013). *On the assesment of the management priority of sediment source areas in a debris-flow catchement*. Earth Surface Processes and Landforms (2014). DOI: 10.1002/esp.3518

D'AGOSTINO V. MARCHI L., (2003). *Geomorphological estimation of debris – flow volumes in Alpine basins*. Debris flow hazard mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, Rickenmann and Chen (eds). Milpress Rotterdam 2003.

D'AGOSTINO V., POZZA E., (2012) *Uso di indicatori di campo per la stima post-evento dei colmi di piena nei torrenti montani*, XXXIII Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Brescia, 10-15 settembre 2012

D'AGOSTINO V., VIANELLO A. (2004). *Identificazione morfodinamica del reticolo idrografico: integrazione fra rilievi di campo e tecniche GIS*. In: Recenti acquisizioni nel settore delle sistemazioni idraulico-forestali. Quaderni di idronomia montana, 24, Editoriale Bios.

DORIGO L., (1969) *The river basins of Venetia*. In: L'evento alluvionale del novembre 1966. Commissione interministeriale per lo studio della sistemazione idraulica e della difesa del suolo. Istituto Poligrafico dello Stato, Rome, Italy, pp 133–165 (in Italiano)

EL ADLOUNI S., BOBEE' B., OUARDA T.B.M.J., (2008) *On the tails of extreme event distributions in hydrology*. Journal of Hydrology. 2008. 355 16 - 33

ESPOSITO E., PORFIDO S., VIOLANTE C., (2004) *The flood of October 1954 in Vietri sul Mare (Salerno). Scenario and effects of a catastrophic flood in a rocky coast area*. Consiglio Nazionale delle Ricerche GNDCI, IAMC, Naples, Italy, 381 pp (in Italiano)

FERRO V., (2006) *Il metodo cinematico: Appunti del corso di "Tutela e Riassetto del Territorio" 2009*. Facoltà di Agraria. Università degli Studi di Padova.

FISCHENICH, J.C. (2001). "Plant Material Selection and Acquisition," EMRRP-SR-33

FISCHER R., TIPPET L., (1928) *Limit forms of the frequency distribution of the largest or smallest member of a sample*. In proceedings of the Cambridge Philosophical Society, vol 24, pp 180 – 190.

FLORINETH, F., (1982). *Begrünungen von Erosionszonen im Bereich über der Waldgrenze*. Zeitschrift für Vegetationstechnik 5, S. 20-24.

GAREN D.C., MARKS D., (2005) *Spatially distributed energy balance snowmelt modeling in a mountainous river basin: estimation of meteorological inputs and verification of model results*. Journal of Hydrology 315, pp 126 – 153.

GAUME E., BORGA M., (2008) *Post-flood field investigations in upland catchments after major flash floods: proposal of a methodology and illustrations*. J. Flood Risk Manage. 1 (4), 175–189. doi: 10.1111/j.1753-318X.2008.00023.

GAUME E., BAIN V., BERNADARA P., NEWINGER O., BARBUC M., BATERMAN A., BLAS'KOVIC'OVA' L., BLOSCHL G., BORGA M., DUMITRESCU A., DALIAKOPOLUS I., GARCIA J., IRIMESCU A., KOHOVA S., KOUTROLIS A., MARCHI L., MATREATA S., MEDINA V., PRECISO E., SEMPERE-TORRES D., STANCALIE G., SZOLGAY J., TSANIS I., VELASCO D., VIGLIONE A., (2009) *A collation of data on European flash floods*. J. Hydrol. 367, 70–78. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.028.

GELFAN A., (2010) *Extreme snowmelt floods: Frequency assessment and analysis of genesis on the basis of th dynamic-stochastic approach*. Journal of Hydrology 388, pp 85-99.

- GERSTGRASER, (1999). *The effect and resistance of soil bioengineering methods for streambank protection*, Proceedings of 30th Annual Conference, IECA, Nashville TN
- GISOTTI G., BENEDINI M., (2000) *Il dissesto idrogeologico*. Carocci editore
- GNEDEKO B.V., (1943) *Sur la distribution limite du terme maximum d'une serie aleatoire*. Annal of Mathematics 44, 423 – 453.
- GRANT G.E., (1997) *Critical flow constrains flow hydraulics in mobile-bed streams: A new hypothesis*, Water Resources Research, 1997, Vol. 33, No. 2, pp 349–358.
- GRAY, D.H., AND SOTIR, R.B. (1996). *Biotechnical and soil bioengineering: a practical guide for erosion control*. John Wiley and Sons, New York.
- GREGORETTI C., DALLA FONTANA G., (2008) *The triggering of debris flow due to channelbed failure in some alpine headwater basins of the Dolomites: analyses of critical runoff*, in “Hydrological Processes”, 22, pp. 2248–2263.
- GORFER A., (1967) *The general flood of November 4, 1966*. Natura Alpina 18:5–42 (in Italiano)
- GOVI M., (1975) *Cartographie, documentation et interprétation de cruës et de coulès de boue dans les Alpes Italienne*. Internationalen Symposion Interpraevent 1975 Innsbruck 29.9.1975 - 3.10.1975
- GUADAGNO F.M., (1991) *Debris flows in the Campanian volcanoclastic soils (Southern Italy)*. In: Chandler RJ (ed) Proceedings of international conference on slope stability engineering. Isle of Wight, UK, pp 109–114
- GUMBEL E.J., (1942) *On the frequency distribution of extreme value in meteorological data*. Bulletin of the American Meteorological Society, pp 23 - 95
- GUMBEL E.J., *The statistics of extremes*. (1958) Columbia University Press, New York 371 pp.
- GUZZETTI F., CARDINALI M., RICHENBACH P., (1994) *The AVI Project: A bibliographical and archive inventory of landslides and floods in Italy*. Envir Manage 18:623–633
- GUZZETTI F., TONELLI G., (2004) *Information system on hydrological and geomorphological catastrophes in Italy (SICI): A tool for managing landslide and flood hazards*. Natural Hazards Earth Syst Sci 4:213–232
- GUZZETTI F., PERUCCACCI S., ROSSI M., STARK P.C., (2007) *The rainfall intensity – duration control of shallow landslides and debris flow: an update*. Landslides (2008) 5:3–17 DOI 10.1007/s10346-007-0112-1
- HOAG, J.C., FRIPP J., (2002). *Streambank Soil Bioengineering for Low Precipitation Areas*. Interagency Riparian/Wetland Project, Plant Materials Center, USDA-NRCS, Aberdeen, ID.
- HÜBL J., FUCHS S., SITTERF., TOTSCHNIG R., (2011) *Towards a frequency – magnitude relationship for torrent events in Austria*. In 5th International Conference on Debris Flow Hazards Mitigation. Mechanics, prediction and assessment, Genevois R., Hamilton D., Prestinzi A., (eds). Rome: Casa Editrice Università La Sapienza; pp 895 – 902.
- HUGHES, D. A., KINGSTON, D. G., TODD, M.C., (2010) *Uncertainty in water resources availability in the Okavango River Basin as a result of climate change*, Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 7, 5737–5768, doi:10.5194/hessd-7-5737-2010, 2010.

- HUNGR O, MORGAN GC, KELLERHALS R., (1984) *Quantitative analysis of debris torrent hazard for design of remedial measures*. Canadian Geotechnical Journal.
- HUNGR O., JAKOB M., (2005). *Debris flow hazard and related phenomena*. Springer
- HUNGR O., EVANS S.G., BOVIS M.J., HUTCHINSON J.N., (2001) *A review of the classification of landslide of the flow type*. Environmental & Engineering Geoscienze, 7 (3): 221-238
- IKEYA H., (1989) *Debris flow and its countermeasures in Japan*. Bull Int Assoc Eng Geol 40:15–33
- KEEFER D.K., WILSON R.C., MARK R.K., BRABB E.E., BROWN W.M. III, ELLEN S.D., HARP E.L., WIECZOREK G.F., ALGER C.S., ZATKIN R.S., (1987) *Real time landslide warning during heavy rainfall*. Science (New Series) 238(4829):921–925
- KEPNER W.G., SEMMENS D.J., BASSET S.D., MOUAT D.A., GOODRICH D.C., (2005) *Scenario Analysis for the San Pedro River, analyzing hydrological consequences for a future environmental*. Enviromental monitoring and assestement 94, 115 – 125.
- KESSEL M.L., (1985) *Timber harvest, landslides, streams, and fish habitat on the Oregon Coast*, J. Forestry, 83, 10, 606–607, 1985.
- KINGSTON D. G., THOMPSON J. R., KITE, G., (2010) *Uncertainty in climate change projections of discharge for the Mekong River Basin*, Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 7, 5991–6024, doi:10.5194/hessd-7-5991-2010.
- KINGSTON D.G., Taylor R.G., (2010) *Sources of uncertainty in climate change impacts on river discharge and groundwater in a headwater catchment of the Upper Nile Basin, Uganda*, Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1297–1308, doi:10.5194/hess-14-1297- 2010.
- KNIGHTON A.D., (1999) *Downstream variation in stream power*, Geomorphology, 29 (3-4), pp. 293-306. Cited 89 times. doi: 10.1016/S0169-555X(99)00015-X
- KOREN V., REED S., SMITH M., ZHANG Z., SEO D.J., (2004) *Hydrology laboratory research modeling system (HL-RMS) of the US national weather service*, Journal of Hydrology 291, pp 297-318.
- LYN D. A., COOPER T. J., YI Y., SINHA R. N., e RAO A. R., (2003) *Debris Accumulation at Bridge Crossings: Laboratory and Field Studies*. Publication FHWA/IN/JTRP-2003/10. Joint Transportation Research Program, Indiana Department of Transportation and Purdue University, West Lafayette, Indiana, 2003. doi: 10.5703/1288284313171
- LUINO F., (1999) *The flood and landslide event of November 4-6 1994 in Piedmont Region (Northwestern Italy): causes and related effects in Tanaro Valley*. Phys. Chem. Earth (A), 24(2), pp. 123-129
- MACCONI P., FORMAGGIONI O., (2009) *ED30 Report 2009. Abschlußbericht der Ereignisdokumentation 2009*. Abteilung30 – Wasserschutzbauten, Autonome Provinz Bozen – Südtirol
- MAGILLIGAN F.J., (1992) *Thresholds and the spatial variability of flood power during extreme floods*, Geomorphology, 5 (1992), pp. 373–390
- MALAMUD B.D., TURCOTTE D.L., (2006) *The applicability of power low frequency statistics to floods*. Journal of Hydrology 322, 168 – 180.
- MARACCHI G., SIROTENKO O., BINDI M., (2005) *Impacts of Present and Future Climate Variability on Agriculture and Forestry In the Temperate Regions: Europe*. Climatic Research IBIMET.

MARCHETTI M. , (2000) *Geomorfologia fluviale*. Pitagora editrice Bologna

MARCHI L., CAVALLI M., CERATO M., (2007) *Documentazione di eventi alluvionali storici: Applicazione al torrente Chieppena (Trentino)*. Quaderni di Idronomia Montana, 26, Le sistemazioni idraulico-forestali per la difesa del territorio, Saint Vincent (AO), 27 Ottobre 2006, Nuova Bios, Castrolibero (CS).

MARRA F., PENNA D., MANTESE N., ZOCCATELLI D., CAVALLI M., FRANK E., MARCHI L., (2011), *Hydrometeorological and hydrological analysis for the Nov. 1, 2010 flood event in North-Eastern Italy*. EGU General Assembly, Vienna, 3-8 April 2011Poster Session: HS4.1/NH1.11 Flash floods: observations, modeling, forecasting and risk management

MAZZALAI P., CRISTOFORI V., PECORARI E., LENZI M.A., (2006) *Briglia a fune sul fiume Sarca per la trattenuta di detriti legnosi*. In: D'Agostino V. & Fattorelli S. (Eds.), *Le Sistemazioni Idraulico-Forestali per la Difesa del Territorio*; Quaderni di Idronomia Montana N. 26, 425-438.

MEDIEROA L., GARROTEB L., MARTIN-CARRASCOB F., (2010) *A probabilistic model to support reservoir operation decisions during flash floods*. J Hydrol Sci 52(3):523–537

MERCALLI L., MORTARA G., (1990) *L'alluvione del 24 Settembre 1993 nella Val Grande di Lanzo*. Aspetti meteorologici e rischi geologici nell'ambiente glaciale della conca di Forno Alpi Graie. Atti Convegno Rapporto uomo-ambiente. Il caso della Val Grande, Ceres, 18 Giugno 1994, pp. 13-84

MILLER S.N., KEPNER W.G., MEHAFFEY M.H., HERNANDEZ M., MILLER R.C., GOODRICH D.C., DEVONHOLD K.K., HEGGEM D.T., MILLER W.P., (2002) *Integrating landscape assessment and hydrologic modeling for land cover change analysis*. Journal of the American Water Resources Association 38 (4), 915 – 929.

MOSCARIELLO A, MARCHI L, MARAGA F, MORTARA G., (2002) *Alluvial fans in the Italian Alps: Sedimentary facies and processes*. In: Martini P, Baker VR, Garzon G (eds.) *Flood & megaflood processes and deposits—recent and ancient examples*. Blackwell Science, Oxford, UK, pp 141–166

MOTOVILOV YU.G., GOTTSCHALK L., ENGELAND K., BELOKUROV A., (1999) *ECOMAG: Regional model of Hydrological Cycle. Application to the NOPEX Region*. Department of Geophysics, University of Oslo, Institute Report Series No. 105.

NRCS, 1996. *Engineering Field Handbook*, Chapter 16: Streambank and Shoreline Protection. December.

NIE W., YUAN Y., KEPNER W., NASH M.S., JACKSON M., ERICKSON C., (2011) *Assessing impact of Landuse and Landcover change on Hydrology for the upper San Pedro Watershed*. Journal of Hydrology 407, pp 105 – 114

NOBREGA M. T., COLLISCHONN W., TUCCI, C. E. M., PAZ A. R., (2011) *Uncertainty in climate change impacts on water resources in the Rio Grande Basin, Brazil*, Hydrol. Earth Syst. Sci., 15, 585–595, doi:10.5194/hess-15-585-2011, 2011.

NUNNALLY, N.R. AND SOTIR, R.B., 1997. *Criteria for Selection and Placement of Woody Vegetation in Stabilization Protection*, Oxford, MS May pp. 8166-821.

O'BRIEN J.S., JULIEN P.J., FULLERTON W.T., (1993) *Two-dimensional water flow and mudflow simulation*, Journal of Hydraulic Engineering, 119, 244 – 261, (1993).

PANIZZA M., (1996) *Environmental Geomorphology*. Elsevier, Amsterdam

PETRUCCI O., POLEMIO M., (2003) *The use of historical data for the characterisation of multiple damaging hydrogeological events*. Natural Hazards and Earth System Sciences (2003) 3: 17–30. European Geosciences Union 2003

PHILLIPS R.T.J., DESLOGES J.R., (2013) *Glacially conditioned specific stream powers in low-relief river catchments of the southern Laurentian Great Lakes*, Geomorphology, In Press, Corrected Proof, Available online 19 October 2013

PICKANDS J., (1975) *Statistical inference extreme order statistics*. Annal of Statistics 3, pp 119 - 130

PIERSON T.C., (1980) *Erosion and deposition by debris flows at Mt.Thomas, North Canterbur, New Zeland*. Earth Surface Processes 5. pp. 227-247

POMEROY J.W., GRAY D.M., BROWN T., HEDSTROM N.R., QUINTONW.L., GRANGER S.K., CAREY S.K., (2007) *The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and structure on physical evidence*. Hydrological Processes 21, 2650 – 2667: doi 10.1002/hyp.6787

SANGATI M., (2008) *Flash floods analysis and modelling in mountain regions*. Tesi di Dottorato in Idronomia Ambientale. Scuola Territorio Ambiente e Salute. Università degli Studi di Padova.

SAVAGE S.B., (1984) *The mechanics of rapid granular flows*. Adv. Appl. Mech. 24, pp.289, 366

SCHIECHTL, H. M., AND STERN, R. (1996). *Water Bioengineering Techniques for Watercourse Bank and Shoreline Protection*. Blackwell Science, Inc. 224 pp

SCHOKLITSCH, A. (1937). *Hydraulic structures; a text and handbook*. The American Society of Mechanical Engineers, New York.

SIMONS D.B., RICHARDSON E.V., (1966) *Resistance to flow in alluvial channels*, United States Geological Survey Professional Paper, 422J (1966) 61 p.

SINGH C.R., THOMPSON J.R., FRENCH J.R., KINGSTON D.G., MACKAY AW., (2010) *Modelling the impact of prescribed global warming on runoff from headwater catchments of the Irrawaddy River and their implications for the water level regime of Loktak Lake, northeast India*, Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1745–1765, doi:10.5194/hess-14-1745-2010.

SPREAFICO M, LEHMANN C.H., NAEF O., (1999) *Recommandations concernant l'estimation de la charge sédimentaire dans les torrents*. Groupe de travail pour l'hydrologie opérationnelle: Berne.

SUN G., MCNULTY S., LU J., AMATYA D.M., LIANG Y., KOLKA R.K., (2004) *Regional annual water yield from forest lands and its response to potential deforestation across the southeastern USA*. Journal of Hydrology, 388 258- 268.

SUN G., ZHOU G., ZHANG Z., WEI X., MCNULTY S., VOSE J.M., (2005) *Potential water yield reduction due to forestation across China*. Journal of Hydrology, 328 548- 558.

RANGO A., MARTINEC J., (1995) *Revisiting the degree-day method for snowmelt computations*. Water Resources Bulletin, 31 (4), pp 657 – 669.

RICKENMANN D., ZIMMERMANN M., (1993) *The 1987 debris flows in Switzerland: Documentation and analysis*. Geomorphology 8:175–189

RIGHELE M., LOVATO M., (1999) *La manutenzione delle opere di sistemazione idraulico-forestale danneggiate ai piedi della frana Brustolè lungo il torrente Posina*. In "Il controllo dei fenomeni torrentizi, scienza, tecnica e strumenti", Quaderni di Idronomia Montana 19/1, Ed. Bios - 1999.

- TAKAHASHI T., (2007) *Debris flow: mechanism, prediction and countermeasures*. Routledge
- TARBOTON D.G., CHOWDHURY T.G., JACKSON T.H., (1995). *A spatially distributed energy balance snowmelt model*. In: Tonnessen K.A., Williams M.W., Tranter M., (eds), *Biogeochemistry of seasonally Snow – Covered Catchments*, IAHS Publication No. 228. International Association of Hydrological Sciences, Wallingford, Oxfordshire, UK, pp 141 – 155.
- THORNE, R., (2011) *Uncertainty in the impacts of projected climate change on the hydrology of a subarctic environment: Liard River Basin*, Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 7, 3129–3157, doi:10.5194/hessd-7-3129-2010, 2010. www.hydrol-earth-syst-sci.net/15/897/2011/ Hydrol. Earth Syst. Sci., 15, 897–912, 2011
- TODD M. C., TAYLOR R. G., OSBORNE T., KINGSTONE D., ARNELL N.W., GOSLING S. N., (2010) *Quantifying the impact of climate change on water resources at the basin scale on five continents a unified approach*, Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., 7, 7485–7519, doi:10.5194/hessd-7-7485-2010.
- TONINI D., (1968) *The floods of November 1966 in Venetia and Friuli-Venezia Giulia*. In: Atti del Convegno sul Tema: Le scienze della natura di fronte agli eventi idrogeologici, Rome, Italy, pp91–146 (in Italiano)
- TROPEANO D., TURCONIO L., (2004) *Using historical documents for landslide, debris flow and stream flood prevention: Applications in Northern Italy*. Natural Hazards 31:663–679
- US DEPARTMENT OF AGRICULTURE-AGRICULTURAL RESEARCH SERVICE, (1998) *Snowmelt runoff model (SRM) user's manual*. Electronic document available on the Internet from SRM home page at <http://hydrolab.arsusda.gov/cgi-bin/srmhome> (actual document address is <http://hydrolab.arsusda.gov/pub/srm/srm4.pdf>).
- US WATER RESOURCES COUNCIL, (1981) *Guideline for determining Flood Flow Frequency*. Bulletin #17 B of the Hydrology Committee.
- VALLARIO A., (1992) *Frane e territorio, le frane nella morfogenesi dei versanti e nell'uso del territorio*. Liguori editore.
- VAN DEN BERG J.H., (1995) *Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers*, Geomorphology, 12 (1995), pp. 259–279
- VANDEKERCKHOVE L., POESEN J., OOSTWOUD WIJDENES D., NACHTERGAELE J., KOSMAS C., ROXO M.J., DE FIGUEIREDO T., (2000) *Thresholds for gully initiation and sedimentation in Mediterranean Europe*, Earth Surface Processes and Landforms, 25 (2000), pp. 1201–1220
- VARNES D.J., (1954) *Landslide type and process*. In Eckel, E.B. (Editor), *Landslides and Engineering Practice*, Special Report 28: Highway Research Board, National Academy of Sciences, Washington DC. pp.20-47
- VARNES D.J., (1978) *Slope movement types and processes* In Schuster, R.L. and Krizek, R.J. (Editors), *Landslides, Analysis and Control*, Special Report 176: Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington DC. pp.11-33
- VENZO G.A., (1968) *Observations on the relationships between geological settings and characteristics of the flood of November 1966 in Trentino*. In: Atti del Convegno sul Tema: Le scienze della natura di fronte agli eventi idrogeologici. Accademia Nazionale dei Lincei, Roma, Italy, pp 147–160 (in Italiano)

- VERBUNT M., GURTZ J., JASPER K., LANG H., WARMERDAM P., ZAPPA M., (2003) *The hydrological role of snow and glaciers in alpine river basins and their distributed modeling*. Journal of hydrology 282, pp 36 – 55.
- VERSINI PA, GAUME E, ANDRIEU H., (2010) *Application of a distributed hydrological model to design of a road inundation warning system for flash flood prone areas*. Natural Hazards and Earth System Sciences 10: 805-817
- VIANELLO A. (2004). *Assetto morfologico e comportamento idraulico nei torrenti alpini in condizioni di bankfull*, Tesi di dottorato di ricerca in: Gestione ambientale dei bacini idrografici e tecniche di rappresentazione del territorio, Dipartimento territorio e sistemi agro-forestali, Università degli studi di Padova.
- VINEY N.R., SIVAPALAN M., (2001) *Modelling catchment processes in the Swan – Avon river basin*. Hydrological Processes 15 (13), pp 2671–2685
- VON MARAVIC P., (2010). *Evaluation of the physical vulnerability of check-dams exposed to the impacts of torrential processes through experimental analysis*. MSc thesis, University of Padova, 136 pp.
- WHIPPLE K., TUCKER G., (1999) *Dynamics of the stream-power model: implications for the height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs*, Journal of Geophysical Research, 104 (1999), pp. 17,661–17,674
- WHITEHEAD P.G, WILSON E.J., BUTTERFIELD, D., SEED K., (1998) *A semi distributed integrated flow and nitrogen model for multiple source assessment in catchments (INCA)*. Part II. Application to large river basins on South Wales and Eastern England. The science of the total environment 210/211, pp 559 - 583
- WIECZOREK G.F., GLADE T., (2005) *Climatic factors influencing occurrence of debris flows*. In: Jakob M, Hungr O (eds) Debris flow hazards and related phenomena. Berlin, Springer, pp 325–362
- WILSON R.C., JAYKO A.S., (1997) *Preliminary maps showing rainfall thresholds for debris-flow activity, San Francisco bay region, California*. U. S. Geological Survey, Open-File Report 97–745 F.
- WU S.J., THUNG Y.K., YANG J.C., (2006) *Stochastic generation of hourly rainstorm events*. Stoch Environ Res Risk Assess (2006) 21: 195–212 DOI 10.1007/s00477-006-0056-3
- WU S.J., LIEN H.C., CHANG C.H., (2010) *Modelling risk analysis for forecasting peak discharge during flooding prevention and warning operation*. Stoch Environ Res Risk Assess (2010) 24:1175–1191 DOI 10.1007/s00477-010-0436-6
- XU H., TAYLOR R. G., XU Y., (2011) *Quantifying uncertainty in the impacts of climate change on river discharge in sub-catchments of the Yangtze and Yellow River Basins, China*, Hydrol. Earth Syst. Sci., 15, 333–344, doi:10.5194/hess-15-333-2011.

Siti Web consultati

<http://www.meteotrentino.it/dati-meteo/radar/info-radar.aspx?ID=143>

<http://www.arpa.veneto.it/temi-ambientali/meteo/approfondimenti/radar-meteorologia>

<http://earthdata.nasa.gov/data/near-real-time-data/rapid-response/modis-subsets>

<http://www.operaproject.it/index.php>

http://www.asi.it/it/attivita/osservazione_terra/cosmoskymed

http://www.pcn.minambiente.it/GN/progetto_pst.php?lan=it

<http://www.pcn.minambiente.it/GN/adbtoolbox.php?lan=it>

RINGRAZIAMENTI

L'esperienza del Dottorato di Ricerca è una fase della carriera che esprime tutta la passione e l'impegno che una persona dedica ad un settore professionale. La ricerca non deve essere fine a se stessa, ma serve a portare innovazione, tecnologia e risorse umane a contatto con l'ambito applicativo. Il settore forestale - ambientale è per antonomasia coinvolgibile nel trasferimento delle conoscenze accademiche sul territorio "a pieno campo". Il nostro Paese ha bisogno che tutto ciò avvenga.

E' per tali motivazioni che ringrazio vivamente e con tutto il cuore gli Enti Operativi che hanno potuto fornirmi con profonda professionalità e gentilezza tutti i dati e le informazioni tecniche in loro possesso. In particolare ringrazio il Servizio Forestale Regionale: Ufficio di Verona nelle persone della Dr.ssa AnnaPaola Perazzolo e Dr. Alessandro De Giuli, Ufficio di Treviso nella persona del Dr. Luca Furlanetto, Ufficio di Vicenza nella persona del Dr. William Mauri. Ringrazio inoltre la Ripartizione Opere Idrauliche della Provincia Autonoma di Bolzano nelle persone del Dr. Bruno Mazzorana e del Dr. Pierpaolo Macconi, nonché tutto lo staff del progetto ED 30 che ha contribuito non poco con i dati del catasto eventi.

Voglio ringraziare il Dr. Francesco Rech del Centro Meteorologico di Teolo dell'ARPAV per avermi fornito tutti i preziosi dati meteo per lo studio degli input idrologici e per la back-analysis dell'evento alluvionale dell'autunno 2010 nel Veneto.

E' necessario ringraziare i fondamentali tesisti, che mi hanno aiutato durante le campagne di rilievi in campo e dopo con le numerose analisi dei dati effettuate, citandoli non in ordine di importanza: Filippo Perin, Alberto Andretto, Alberto Povolo (da Recoaro), Giampietro Tonni, Fabio Guariento, Filippo Zanolli.

Come non ringraziare l'appassionato e spassoso gruppo di ricerca dove ho lavorato durante questi tre anni, per primo il Prof. Vincenzo D'Agostino, i miei compari di rilievi, nonché problem solving Francesco Bettella e Tamara Michelini. Infine mi sento costretto a ringraziare anche Gabriele Bertoldi per i dati del Gatria e soprattutto per aver condiviso il periodo del Dottorato insieme.

Infine, ma non per ultimi di importanza desidero ringraziare Lisa e la mia famiglia per avermi sempre supportato durante questa esperienza, che penso assumerà sicuramente un ruolo di grande importanza per il mio futuro.

