

Fabio Ciervo, Maria Nicolina Papa, Vicente Medina, Allen Bateman*

RICOSTRUZIONE E MODELLAZIONE NUMERICA DI UN EVENTO DI FLASH FLOOD.

Il caso di Atrani 2010

RECONSTRUCTION AND NUMERICAL MODELLING OF A FLASH FLOOD.

The Event of Atrani 2010

Dalle alluvioni del Salernitano del 1954 a quella di Atrani nel 2010 la ricorrenza degli eventi registra una tendenza crescente incrinando l'accezione stessa di eccezionalità del fenomeno calamitoso. In coda ormai ad un decennio di continua attivazione dei comparti tecnico-scientifici di settore, il supporto della ricerca scientifica agli strumenti di misura e mitigazione della pericolosità idraulica si concretizza particolarmente nella codifica di modelli matematici e numerici per la simulazione preventiva dei fenomeni generativi e di quelli propagativi dell'evento alluvionale. Lo studio ricostruisce l'evento di flash flood che il 9 Settembre 2010 ha investito l'abitato di Atrani (Costiera Amalfitana). Grazie ad una dettagliata attività di rilievo di campo, nei giorni immediatamente successivi all'evento, è stato possibile stimare alcune caratteristiche del fenomeno tra cui i valori di riferimento per i tiranti e le velocità della corrente. La formazione della piena è stata ricostruita attraverso il modello afflussi-deflussi geomorfologico del tipo WFIUH (Width Function Istantaneous Unit Hydrograph). L'idrogramma così ottenuto ha costituito la condizione al contorno di monte per la simulazione delle dinamiche propagative dell'onda di piena in area urbana. Per lo studio idraulico ci si è avvalso di un codice matematico-numerico originale (2D FLATModel) operante su griglie di calcolo non-strutturate. Gli strumenti utilizzati hanno fornito una simulazione dell'evento in buon accordo con le osservazioni di campo dimostrandosi quindi adeguati per la simulazione e la previsione degli eventi di flash flood in contesti analoghi a quello di studio.

Parole chiave: Flash flood, WFIUH, FLATModel, Simulazione numerica.

From the floods of Salerno in 1954 to Atrani events in 2010, the recurrence of phenomena records an increasing trend, lowering the exceptional aspect of such events. In this context, at the end of a decade of increasing activities of the several scientific divisions, the support to the research to define instruments and tools for assessment, control and mitigation of the flood hazard and risk, firstly focuses on the coding of mathematical and numerical models, that allows a preventive simulation of the formation and the propagation of floods and flows. The work intends to reproduce the flash flood event that occurred in Atrani (Amalfitan Coast - Southern Italy) on the 9 September 2010. Thanks to detailed field surveying activities in the days following the event, some information about the phenomena, such as some reference values for the water levels and the flow speeds, was acquired. The field data available has been used to develop and test the simulation models. A geomorphology based rainfall-runoff model, WFIUH type (Instantaneous Unit Hydrograph Width Function), has been implemented to extract the hydrograph of the hydrological event. The flood hydrograph, thus resulted, constituted the upstream boundary condition for the simulation of the propagation processes in the urban area. The simulation of the event has been approached through an original mathematical code-number (2D FLATModel) working on an un-structured mesh. The analysis tools used in this work have provided results in good agreement with the field observations, proving suitable approaches for the simulation and prediction of flash flood events that occurred in similar context areas.

Keywords: Flash Flood, WFIUH, FLATModel, Numerical Modeling.

INTRODUZIONE

L'assetto orografico della fascia costiera Amalfitana (Campania) è la risultante di un insieme di bacini di piccola dimensione (5~30km²), caratterizzati da profonde ed acclivi incisioni vallive che supportano una fitta rete idrografica. In questo contesto i tempi di risposta idrologica sono estremamente rapidi (≈1h). Il contesto geografico ed orografico co-

stiero predispose il territorio, durante particolari periodi dell'anno, allo sviluppo di nuclei convettivi (instabilità atmosferica) di tipo *Mesoscale Convective Systems* (MCS) (Morel *et al.*, 2002). Gli MCS sono sistemi temporaleschi a sviluppo verticale con una estensione orizzontale comparabile alla mesoscala (100~300 km) e che si manifestano con la generazione di molteplici celle temporalesche a diversi

Fabio Ciervo, Dottorando, fciervo@unisa.it, Maria Nicolina Papa, Ricercatrice, Dipartimento di Ingegneria Civile, Università degli Studi di Salerno, Fisciano, Italia; Vicente Medina, Ricamatore, Allen Bateman, Professore, UPC-GITS, Grupo de Investigación en Transporte de Sedimentos, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcellona, Spagna.

stadi evolutivi che interessano sovente aree estremamente confinate (3~5 km²). Nonostante la spiccata ricorrenza degli MCS nel Mediterraneo, l'estrema casualità spaziale delle celle temporalesche conferisce agli stessi un forte carattere di imprevedibilità (Violante, 2010) che di riflesso interessa i fenomeni di dissesto in superficie: *mud flood* e *flash flood* (Takahashy, 2007) ne sono un esempio.

La letteratura tecnica e scientifica, prescindendo dal distinguere i diversi comportamenti reologici, offre diverse definizioni di *flash flood* e *mud flood*, relazionandoli essenzialmente alla brevità con cui il sistema imbrifero risponde all'evento di precipitazione; entrambi sono eventi di piena caratterizzati da un picco estremamente pronunciato, rapido e di scarso preavviso, solitamente risultante di una precipitazione intensa su aree asciutte e di piccola scala (Gouldby et al., 2007, AMS, 2000).

Storicamente il dissesto idrogeologico ha duramente logorato i territori della Costiera Amalfitana comportando l'innescarsi di rapidi processi morfodinamici: Minori, Maiori e Vietri Sul Mare durante le alluvioni di Salerno del 1954, Erchie nel 2001 ed Atrani nel 2010 (Cascini & Ferlisi, 2003; Esposito et al., 2003a,b; Guida et al., 2003) sono solo un esempio.

La quasi totalità dei comuni della costiera amalfitana (Maiori, Minori, Atrani, Amalfi, Positano) sorge su piccoli conoidi di deiezione, alla chiusura dei bacini imbriferi, sottoponendosi intrinsecamente ad un elevato rischio idraulico. I corsi d'acqua che interessano i centri urbani sono generalmente intubati e ricoperti dal piano stradale fino a sfociare in mare. Storicamente i fenomeni verificatisi hanno assunto connotati particolari indotti anche dal malfunzionamento dei tombini di scolo.

La fisica degli eventi meteorologici innescanti sopracitati e quella degli eventi al suolo innescati palesa le difficoltà in chiave preventiva degli attuali sistemi di monitoraggio meteorologico ed idrologico, basati sull'uso sistematico di pluviometri. L'adozione dei RADAR meteorologici per la previsione a breve termine (*nowcasting*) a supporto di sistemi di allertamento sembra essere l'unico valido obiettivo perseguibile, in un territorio dove il margine di intervento strutturale per limitare il rischio è fortemente limitato, se non addirittura impossibile.

L'approccio agli studi di previsione dei fenomeni frano-alluvionali e di gestione del rischio ad essi connesso, è stato sovente affrontato attraverso l'implementazione di metodologie descrittive su base empirica (Corominas, 1996; Bathurst et al., 1997; Rickenmann, 1999; Wiczorek et al., 2000; May and Gresswell, 2004). Una semplificazione concettuale basata su definiti principi fisici è necessaria per limitare le soggettività classificatorie nello studio della fisica e nell'interpretazione delle dinamiche e delle conseguenze dei fenomeni studiati (Armanini, 2010). In tal senso si radica l'approccio deterministico dei modelli numerici fisicamente basati per lo studio dei fenomeni propagativi dei flussi idrici o iperconcentrati.

Con la ricostruzione dell'evento di *flash flood* verificatosi il 9 Settembre del 2010 ad Atrani (SA), il presente studio intende dare un contributo concreto alla comprensione di questa tipologia di fenomeni e di riflesso allo sviluppo di capacità previsionali ed operative idonee al caso.

Il presente lavoro si compone di due parti complementari: a) la modellazione idrologica per la ricostruzione del fenomeno di formazione della piena; b) la modellazione idraulica, la quale attraverso l'implementazione dell'idrogramma

ottenuto dalla stime idrologiche, ha consentito, attraverso il modello numerico bidimensionale ai volumi finiti, FLAT-Model (Medina et al., 2007), la ricostruzione della propagazione di piena attraverso il centro abitato.

1. INQUADRAMENTO GEOGRAFICO E TERRITORIALE

Il bacino imbrifero del fiume Dragone (40° 39'N, 14° 36'E), in Costiera Amalfitana (SA), è parte di una estesa area della catena appenninica campana caratterizzata da un substrato carbonatico (rocce calcaree e calcaree-dolomitiche) del Mesozoico e da coperture piroclastiche di spessore estremamente variabile (0.1~5 m), quest'ultime composte da stratificazioni di pomice interposte da ceneri rimaneggiate e più profonde ceneri argillose (Basile et al., 2007). Il bacino ha una superficie di circa 9 km² e si estende, con orientamento N-S e forma ad imbuto, lungo i 7 km dell'asta fluviale principale con un dislivello medio di 685 m s.l.m. (Figura 1). La superficie imbrifera presenta caratteri morfologici eterogenei sintetizzabili in due macroaree omogenee: a) una porzione di monte ampia e poco articolata, compresa in una range di quota di 350 e 1276 m s.l.m. e pendenze medie di 30° dove il reticolo idrografico si sviluppa radicandosi con prevalenza in destra idrografica (comune di Scala); b) una porzione di valle dove il bacino, restringendosi, assume i caratteri morfologici di una forra, con aumento delle pendenze di fondo e rapida perdita di quota; acclività elevate (80°) caratterizzano i versanti in sinistra e destra idrografica del tratto terminale del torrente, quest'ultimi (promontorio di Castrum Scalelle) sovente intervallati da falesie e affioramenti rocciosi importanti.

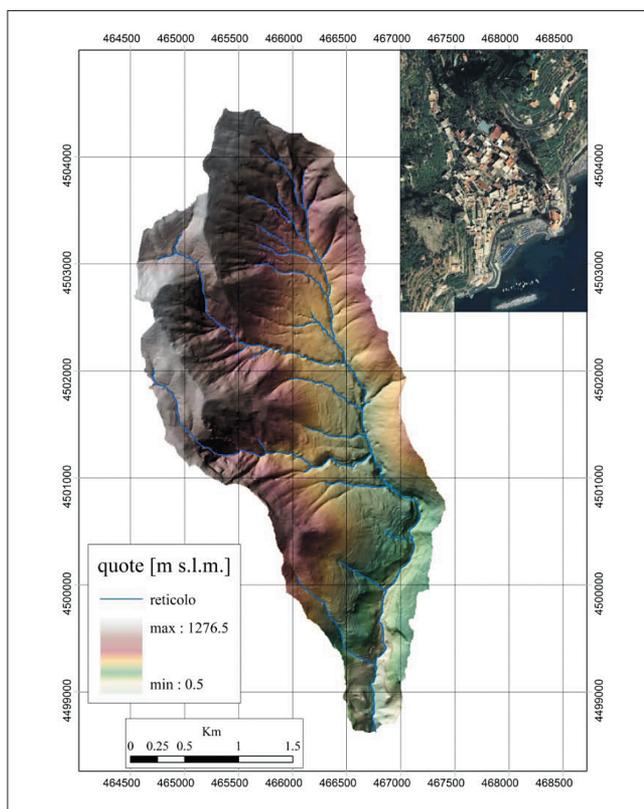


Figura 1 - Bacino Dragone: quote e reticolo idrografico (40° 39'N, 14° 36'E); nel riquadro un'aerofoto dell'abitato di Atrani.

Il corso del torrente Dragone, particolarmente nei suoi ultimi 2.5 km di sviluppo, presenta deviazioni di percorso, ra-

pidi cambi di pendenza, tratti più pianeggianti e restringimenti. Numerose opere idrauliche, prevalentemente briglie, interessano l'asta fluviale fino all'abitato di Atrani dove le acque vengono intubate in un canale coperto che ripercorre, con stesso tracciato e profilo, il corso principale di Via dei Dogi fino a sfociare in mare. Il tempo di corrivazione, secondo la formulazione di Giandotti, è di 1.13h.

2. EVENTO METEOROLOGICO

Nei giorni che hanno preceduto il 9 Settembre 2010 un intenso sistema di bassa pressione ha interessato il Nord Europa richiamando masse caldo-umide dalle aree mediterranee verso le regioni meridionali d'Italia favorendo le condizioni per lo sviluppo di importanti sistemi temporaleschi convettivi a mesoscala- β (*Mesoscale Convective Systems - MCS*), con prevalenza lungo le coste lucano-campane. Da studi storico-cronologici di letteratura sui fenomeni alluvionali accaduti in Costiera Amalfitana (1738~1990) si evince che il 52% degli eventi calamitosi è datato tra Settembre e Novembre (*Esposito et al., 2004*). In tal senso va considerato anche il dato del CEMPID (*CEntro Funzionale per la previsione meteorologica e il monitoraggio MeteoPluvioI-Drometrico e delle frane della Regione Campania*) secondo il quale il 40% degli MCS è stato osservato nel mese di Settembre (*CEMPID, 2011*). E' pertanto giusto poter attribuire al contesto geografico di riferimento una maggiore vulnerabilità e predisposizione al dissesto idraulico ed idrogeologico durante i mesi compresi tra la fine della stagione calda e l'inizio di quella autunnale. Il fenomeno meteorologico del 9 Settembre 2010 ha interessato l'intero comprensorio costiero campano manifestandosi con fortissime intensità soltanto in zone estremamente confinate del territorio (Castellammare, Scala e Atrani). La pioggia cumulata giornaliera fornita dal pluviometro di Ravello (40°39'24.3"N - 14° 36' 52.5"E, 390 m s.l.m.) è stata di 129.2 mm, con un valore massimo di altezza di pioggia registrato tra le 18:00h e 18:10h di 19.4 mm (*Figura 2*).

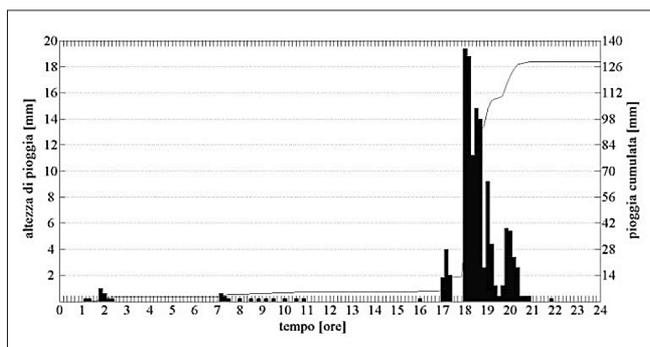


Figura 2 - Pluviogramma del 9 Settembre 2010, stazione di Ravello (40°39'24.3"N - 14° 36' 52.5"E, 390 m s.l.m.).

La precipitazione massima cumulata in un'ora è stata di 80.8 mm, misura registrata alle 18:50h. Il periodo di ritorno, relativo alle registrazioni del suddetto pluviometro, per le precipitazioni massime di durata 1h, è di circa 50 anni (*CEMPID, 2011*).

3. QUADRO D'EVENTO ESTRATTO DA OSSERVAZIONI DI CAMPO E DA ANALISI DI IMMAGINI VIDEO-REGISTRATE

I rilievi di campo effettuati nei giorni successivi alla calamità, insieme alle testimonianze acquisite, hanno contribuito in modo significativo, in assenza di dati idrometrici e di dati

pluviometrici spazialmente distribuiti, alla caratterizzazione dell'evento pluviometrico e degli effetti indotti sul territorio dallo stesso. Il supporto, alle analisi qui riportate, dei filmati amatoriali registrati durante l'evento è stato di cruciale importanza per la tracciatura, seppur approssimativa, delle fasi di picco della piena che ha investito l'abitato di Atrani.

Sopralluoghi e perlustrazioni aeree hanno evidenziato come agli eventi pluviometrici siano succeduti effetti al suolo rilevanti. A comprovare l'estrema limitatezza spaziale della cella temporalesca ($\approx 4 \text{ km}^2$) che ha investito il bacino del Dragone è stato il carattere fortemente localizzato (in totale $\approx 90000 \text{ m}^2$) delle superfici dilavate per effetto idrodinamico del ruscellamento generatosi lungo i versanti. Ai fenomeni di dilavamento si sono affiancate evidenze di erosione profonda per convogliamento delle correnti iperconcentrate nei canali di impluvio. Particolarmente interessati dai suddetti fenomeni sono stati i versanti in destra idrografica, in territorio comunale di Scala, in località Santa Caterina e Santa Maria dei Monti. A predisporre i suoli agli effetti idrodinamici sopraccitati sono state le elevate pendenze (40°) dei versanti e la presenza di spessi strati pomicei superficiali, nonché l'incidenza orografica del crinale sulle fasi di sviluppo della cella temporalesca (*Rotunno, 2007*). E' importante sottolineare come da evidenze riscontrate in situ le colate detritiche generatesi in destra idrografica non abbiano raggiunto l'asta fluviale principale del reticolo, non contribuendo in tal modo alle dinamiche fenomenologiche dello scenario di valle. Dall'assenza di piogge rilevanti nei giorni che hanno preceduto l'evento del 9 Settembre si è ritenuto ipotizzabile che al momento del fenomeno pluviometrico lo stato di saturazione delle coltri di copertura sia stato pressoché nullo.

Lo studio ha trascurato in prima approssimazione le perdite dovute ai fenomeni infiltrativi e a quelli di intercezione fogliare, basandosi sull'assunzione secondo cui i processi idrologici regolatori della formazione di un *flash flood* si attuano nella stessa scala spaziale e soprattutto temporale dell'evento pluviometrico scatenante (*Kelsch et al., 2000*), e pertanto ben al di sotto dei tempi caratteristici dei fenomeni infiltrativi. In tale ambito va ricordato che, trascurando le perdite, il tempo di ritardo idrologico coincide semplicemente con l'intervallo compreso tra il picco del pluviogramma ed il picco dell'idrogramma di portata; da informazioni video estratte, il picco di portata è avvenuto approssimativamente intorno alle 19:00h, mentre il picco di pioggia, come già precedentemente detto, è stato registrato tra le 18:00h e le 18:10h. Il tempo di ritardo idrologico osservato è stato pertanto di circa 1h.

L'esondazione della piena che ha investito Atrani è da attribuire certamente alle eccezionali peculiarità dell'evento pluviometrico ma, nel contempo, ad un evidente malfunzionamento della tombinatura, che per sue caratteristiche dimensionali e funzionali non è stata in grado di far defluire ad arte la portata idrica a mare. La parte culminante del ramo crescente dell'idrogramma di piena (vd. 4. *Modello di formazione dell'onda di piena*) sfiorando la copertura del canale tombato (*Figura 3a*, sez.0 in *Figura 4*) si è riversata lungo Via dei Dogi, invadendo la piazza di monte e la sottostante piazza Umberto I, per poi defluire attraverso i due vicoli di uscita, *t1* e *t2* (*Figura 4*), verso il mare. Le sovrappressioni indotte dal flusso intubato, ha comportato, in corrispondenza del brusco cambio di pendenza in *p2*, la rottura della soletta di copertura del tombino con conseguente immissione di portata in superficie, modificando fortemente le dinamiche della corrente a valle (*Figura 3b*, *p2* in *Figura 4*).



Figura 3 - a) ingresso canale tombato, b) punto di rottura del canale tombato (p2).

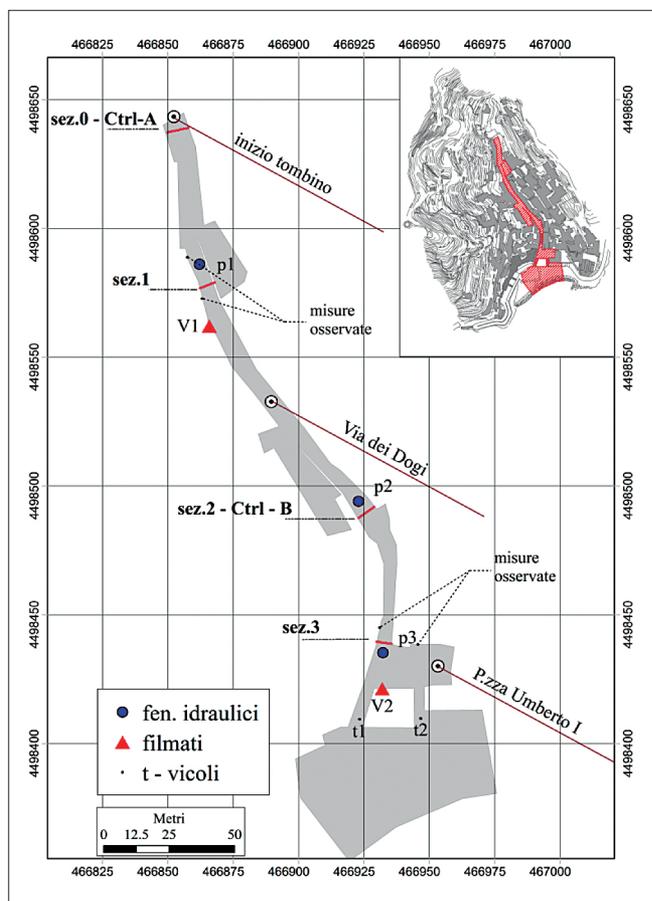


Figura 4 - Planimetria schematica dell'area invasa.

La portata idrica, defluendo lungo il corso dell'asta fluviale principale, ha inglobato i sedimenti ivi presenti depositandoli in area urbana, ricoprendo i primi 70~80 m di Via dei Dogi, la piazzetta antistante e la sottostante P.zza Umberto I, nonché parte della spiaggia comportando altresì un avanzamento della linea di costa di circa 30 m. Il tombino, ad evento concluso, appariva privo di materiale di deposito fino al punto di rottura della soletta di copertura. Da un calcolo approssimativo, ipotizzando una superficie di deposito di 20000 m², ed uno spessore uniformemente distribuito di materiale depositato di 1.50 m, valore che sovrastima gli spessori reali, il limite superiore del volume di materiale trasportato risulta di ≈ 30000 m³.

Dalle osservazioni video, la concentrazione di solido del flusso non sembra aver subito nel tempo variazioni significative. Il volume di piena relativo alla finestra temporale d'evento 16:30h - 22:00h è stato stimato pari a ≈ 500000 m³ (vd. 4. *Modello di formazione dell'onda di piena*). Pertanto, pur non escludendo la possibilità che in alcuni punti del suo corso il flusso abbia subito incrementi di concentrazione solida rilevanti, si ritiene opportuna l'ipotesi di concentrazione della portata solido-liquida dell'ordine del 5-6%, valore peraltro coerente con l'aspetto della corrente così come appare in video. Tale valore di concentrazione solida è abbondantemente inferiore ai valori considerati (20-30% per i flussi iperconcentrati - *O'Brien*, 2005) come soglia oltre cui la presenza della componente solida modifica il comportamento reologico del flusso. E' pertanto lecito approssciare lo studio secondo i criteri dell'idraulica delle correnti con trasporto solido ordinario.

Tre fenomeni idraulici hanno connotato la corrente lungo il percorso attraverso Via dei Dogi: a) il passaggio da *corrente lenta* a *corrente veloce*, in corrispondenza del cambio di pendenza *p1* del profilo stradale; b) il *risalto idraulico* in *p2*, in corrispondenza del brusco cambio di pendenza del profilo stradale; in quest'ultimo punto si è verificata la rottura della soletta di copertura del tratto fluviale tombato; c) il *risalto idraulico*, generatosi in *p3* per effetto del brusco allargamento della sezione in corrispondenza dello sbocco in piazza. La posizione dei suddetti fenomeni è riportata nella planimetria schematica dell'area invasa in *Figura 4*.

Il manto di copertura in *sanpietrini*, in alcuni tratti di Via dei Dogi, è stato divelto per effetto degli sforzi di fondo generati dalla corrente. Tuttavia, la pavimentazione è rimasta in situ lungo i margini laterali della strada per l'effetto di parete indotto dalle mura perimetrali sulle velocità di flusso e dunque sugli sforzi generati al fondo. E' importante notare come la rimozione della pavimentazione sia avvenuta soltanto nei tratti in cui sono state riscontrate condizioni di corrente veloce (*Figure 5b*).

Lo studio si è avvalso di due filmati amatoriali: *V1* (01'.22") (posizione in *Figure 4*) riprende la porzione di monte di Via dei Dogi ed il passaggio da corrente lenta a corrente veloce attraverso lo stato critico in *p1*; *V2* (11'.34") (posizione in *Figure 4*) riprende P.zza Umberto I ed il risalto idraulico in *p3*; *V2* mostra il ramo di risalita della piena nella sua porzione visibile (quella esondata) a valle della rottura della tombinatura in *p2*; nonostante il disturbo arrecato sulle tracce dei tiranti idrici dalle autovetture trasportate dalla corrente (durante la fase iniziale di piena) è comunque ipotizzabile, dall'interpretazione del *V2*, che il picco di piena osservato si sia verificato successivamente la rimozione degli ostacoli dal tratto stradale, riscontrando dopo quest'ultima un'ulteriore fase di crescita del tirante idrico. *V1* riproduce il fenomeno esondativo in fase di picco: l'ipotesi è desumibile dall'assenza ormai di autovetture lungo la strada, rimosse invece dal flusso durante le prime fasi di esondazione, e dal carattere permanente dei parametri idrometrici di flusso durante tutta la ripresa video.

Da misurazioni rilevate in situ (misure osservate, *Figure 4*), eseguite principalmente sulle tracce lasciate dalla corrente sui muri perimetrali di Via dei Dogi e di Piazza Umberto I, sono stati desunti i tiranti di picco a monte e a valle dello stato critico in *p1* e del risalto idraulico in *p3*; in *Figure 5* si riportano i punti in cui sono state effettuate le misure. Dal frame estratto dal filmato *V1* (*Figure 5b*, in alto a dx) è evidente l'abbattimento del tirante idrico nel passaggio in cor-

rente veloce ($h_v \approx 0.2$ m). In $p1$ il passaggio del flusso da corrente lenta a corrente veloce avviene gradualmente attraverso il passaggio per lo stato critico; dall'equilibrio energetico (Eq. 1.)



Figura 5 - Tracce lasciate dalla corrente: a) misura del tirante max in corrente lenta di $p1$, b) rimozione della pavimentazione nel tratto ad elevata pendenza tra i punti $p1$ e $p2$, c) misura del tirante max in corrente veloce di $p3$ d) misura del tirante max in corrente lenta in $p3$.

$$z_1 + h_1 + \frac{v^2}{2g} = z_v + h_v + \frac{v^2}{2g} + i\Delta L \quad (1)$$

dove z_v e z_1 , h_v e h_1 sono rispettivamente quote e tiranti in corrente veloce e lenta, i è la pendenza geometrica e ΔL è la lunghezza del tratto stradale lungo cui avviene il passaggio in corrente veloce, è stata estratta una velocità di 7.5 m/s, ed una portata in sez.1 (Figura 4) di 5.9 m³/s. Considerato che la portata di massimo deflusso del tombino è valutata pari a 92.5 m³/s (PAI, 2011), si può immaginare che il picco di piena immediatamente a monte dell'inizio del tombino sia stato di circa 98.5 m³/s, ovvero la somma del massimo valore di portata intubato con l'aliquota di portata sfiorata stimata pari al picco di portata in sez.1 (5.9 m³/s).

In $p3$ (risalto idraulico), il tirante di corrente veloce è stato rilevato all'interno di un vano di una porta (chiusa al momento del passaggio della piena) (Figura 5c) riducendo in tal modo l'incertezza sulla misura dovuta al disturbo degli elementi trasportati sul tracciato della corrente sulle mura perimetrali. Utilizzando l'equazione di Belanger (Eq. 2.):

$$\frac{h_1}{h_v} = \frac{1}{2} \cdot \left(\sqrt{1 + 8F_v^2} - 1 \right) \quad (2)$$

dove h_v e h_1 sono rispettivamente i tiranti in corrente veloce e lenta, è stato stimato un numero di Froude in corrente veloce (F_v) di 1.64, da cui è stato estratto un valore di velocità di corrente di 4.6 m/s ed una portata, in sez. 3 (Figura 4), di 26.1 m³/s. Sempre da analisi video (V2), attraverso stime di velocità di percorrenza di oggetti trasportati in superficie dalla corrente, i valori di velocità ottenuti si attestano in un range compreso tra i 4 e i 6 m/s, confermando ulteriormente il valore di calcolo.

Lo scarto di 20.2 m³/s rilevato tra le stime di portata in sez.

1 e sez.3 (rispettivamente a monte e a valle della rottura della soletta) è da ricondurre alle immissioni di portata in superficie provenienti dal punto di rottura del canale intubato ($p3$). Riepilogando si ha in sez.0 (monte) una portata massima stimata di 5.9 m³/s, in sez.3 (valle) di 26.1 m³/s ed in $p3$, in corrispondenza della rottura del tombino, una portata immessa di 20.2 m³/s.

Grandi incertezze si hanno sui tempi e le modalità con cui avviene l'immissione di 20.2 m³/s in $p3$. I diversi fenomeni studiati si sono verificati in un lasso di tempo estremamente breve e le informazioni disponibili non sono sufficienti per stabilire con esattezza se la rottura della soletta di copertura della tombinatura sia avvenuta effettivamente poco prima o poco dopo il raggiungimento del picco di piena in sez.0 (Figura 4). Nel presente studio si suppone che la rottura della soletta sia avvenuta circa alla ora 18.59h e che il picco in sez.0 si sia verificato immediatamente prima. Durante l'indagine, a causa delle autovetture trasportate dalla corrente, si è verificata l'occlusione dei vicoli $t1$ e $t2$ (Figura 4), con tempi e modalità differenti che hanno modificato l'idraulica d'evento.

4. MODELLO DI FORMAZIONE DELL'ONDA DI PIENA

Per la ricostruzione dell'idrogramma di piena si è ricorso all'implementazione di un modello afflussi-deflussi geomorfologico del tipo WFIUH (*Width Function Istantaneous Unit Hydrograph*), basato sulla funzione d'ampiezza del bacino imbrifero (distribuzione delle isocorive), che ottimizza l'informazione geomorfologica e, ipotizzando linearità e stazionarietà del bacino, riproduce il tracciato di piena utilizzando la convoluzione dell'IUH con la precipitazione netta in ingresso. Il concetto di funzione d'ampiezza è intrinsecamente legato alla struttura dei *flow-paths*, nota, dal punto di vista applicativo, per avere caratteristiche frattali (Rodriguez-Iturbe e Rinaldo, 1997). Le analisi riportate sono state eseguite su supporto GIS e su base DEM 5x5m. Dalla ricostruzione dei *flow-paths* è stata estratta la funzione d'ampiezza $W_{(x)}$ (Figura 5a) che rappresenta il numero di celle raster n_{cell} , normalizzato sul numero totale di celle, ad una distanza x dalla sezione di chiusura del bacino (densità di probabilità delle isodistanze). Riscalando la $W_{(x)}$, utilizzando come fattore di scala la velocità della generica particella d'acqua nel bacino, è stata estratta la funzione d'ampiezza riscalata $W_{(t)}$ (Figura 6b) (normalizzata rispetto al tempo di corrivazione del bacino: 1.13h), che fornisce una misura della probabilità dei tempi di arrivo della singola goccia d'acqua alla sezione di chiusura (Van der Tak & Bras, 199, Rinaldo, 1995). E' noto che la velocità della generica goccia d'acqua lungo i versanti è sostanzialmente diversa da quella nei canali (solitamente di due ordini di grandezza più piccola); l'approccio di calcolo utilizzato è quello proposto da Maidment et al. (1996) che ha il vantaggio di restituire una velocità variabile nel bacino, definita cella per cella, stimata in funzione delle aree drenate ($A_{i,cell}$), delle pendenze ($S_{i,cell}$) e di un valore di velocità media V_{mean} sul bacino (Eq. 3.):

$$v_{i,cell} = \frac{V_{mean}}{\left[(S_{i,cell} A_{i,cell})^{0.5} \right]_{mean}} \cdot (S_{i,cell} A_{i,cell})^{0.5} \quad (3)$$

Per evitare valori di velocità non realistici dovute alla possibile combinazione sfavorevole di valori di pendenza e di area contribuyente, è stata fissata una soglia di velocità, una

minima ed una massima, rispettivamente di 0.05 m/s e 3 m/s (Petroselli, 2009). Per tenere conto dell'effetto diffusivo della propagazione delle piene si è seguito l'approccio di Mesa & Mifflin (1998) che consiste nel convolvere la funzione riscalata $W_{(t)}$ con la funzione gaussiana inversa $f_x(t)$, scelta per rappresentare la distribuzione dei tempi di arrivo della particella d'acqua lungo uno stesso percorso x (Eq. 4):

$$W_{(t),D} = \left(\frac{1}{4\sqrt{\pi Dt^3}} \right) \sum_{i=1}^{T_c} W_{(t_i)} t_i \exp \left[-\frac{t_i - t}{4Dt} \right] \quad (4)$$

In tal modo si introduce un ulteriore parametro cinematico di calibratura, la diffusività idrodinamica D . Infine, convoluendo la $W_{(t),D}$ con la distribuzione di pioggia netta, è stato estratto il WFIUH (Figure 5c). La finestra di calcolo è quella compresa tra le 16:30h e le 22:00h, intervallo nel quale si concentra l'evento pluviometrico. Due sono i parametri di calibratura del modello, la velocità media con cui la particella d'acqua scorre in superficie ($V_{mean} = 0.08$ m/s) e la diffusività idrodinamica ($D = 10^{-6}$ m²/s). I due parametri sono stati definiti sulla base del valore di picco stimato (98.5 m³/s) (vd. 3. *Quadro d'evento estratto da osservazioni di campo e da analisi di immagini video-registrate*) e del tempo di risposta idrologico osservato (≈ 1 h). Ad ampie variazioni del parametro D (da 10^{-6} m²/s a 10^2 m²/s) non sono succeduti importanti spostamenti del tempo di picco. Il basso valore di D rispecchia le caratteristiche morfologiche del bacino, attestando un comportamento del bacino prevalentemente cinematico.

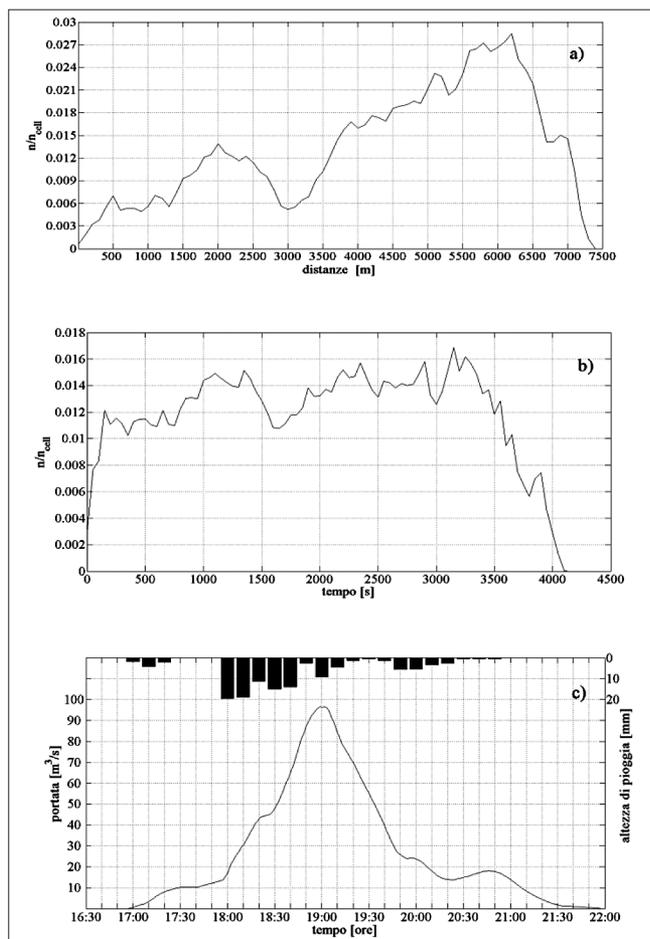


Figura 6 - a) Funzione d'ampiezza W_x , b) Funzione riscalata W_t , c) WFIUH.

5. MODELLO DI PROPAGAZIONE DELL'ONDA DI PIENA

5.1 Descrizione del codice numerico FLATModel

La ricostruzione delle dinamiche propagative dell'onda di piena attraverso il centro abitato di Atrani è stata eseguita facendo ricorso al codice numerico originale: FLATModel (Medina et al., 2007). FLATModel è un codice per l'integrazione numerica 2D del sistema di equazioni shallow water (ESW) in questo studio testato su griglia di calcolo non-strutturata. Il codice appartiene alla famiglia degli schemi espliciti di tipo Godunov. Le SWE (Eq. 5) sono ottenute attraverso l'integrazione, lungo la verticale, delle ben note equazioni di Reynolds, dove h è il tirante lungo la verticale, U_i sono le velocità medie alla coordinata i , x_i sono le coordinate cartesiane, z_b è la quota geometrica, g l'accelerazione di gravità, ρ la densità dell'acqua e ν la viscosità cinematica, $\tau_{b,i}$ sono gli sforzi al fondo nella direzione i e $\langle u_i' u_j' \rangle$ è il tensore degli sforzi di Reynolds (Pope, 2000; Davidson, 2004).

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h U_j}{\partial x_j} &= 0 \\ \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h U_i U_j}{\partial x_j} + \frac{\partial (gh^2/2)}{\partial x_i} &= \\ -gh \frac{\partial z_b}{\partial x_i} - \frac{\tau_{b,i}}{\rho} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\nu h \frac{\partial U_i}{\partial x_j} - h \langle u_i' u_j' \rangle \right) & \end{aligned} \quad (5)$$

La modellazione dei termini convettivi non-lineari, generati durante l'operazione di integrazione, viene approssimata attraverso la ben nota approssimazione di Boussinesq (Boussinesq, 1877, Schmitt, 2007). L'equazione di Boussinesq, per fluido incompressibile, relaziona il tensore di Reynolds con il gradiente di velocità mediante il termine di viscosità turbolenta:

$$-\langle u_i' u_j' \rangle = \nu_t \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) - \frac{2}{3} k \delta_{ij} \quad (6)$$

dove k è l'energia cinetica turbolenta. Introducendo la suddetta nell'equazione 5 si ha:

$$\begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h U_j}{\partial x_j} &= 0 \\ \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial h U_i U_j}{\partial x_j} + \frac{\partial (gh^2/2)}{\partial x_i} &= \\ -gh \frac{\partial z_b}{\partial x_i} - \frac{\tau_{b,i}}{\rho} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left((\nu + \nu_t) h \frac{\partial U_i}{\partial x_j} \right) & \\ + \frac{\partial h \nu_t}{\partial x_j} \frac{\partial U_j}{\partial x_i} - \frac{2}{3} \frac{\partial h k}{\partial x_i} & \end{aligned} \quad (7)$$

Nelle applicazioni del modello qui riportate, il coefficiente di viscosità cinematica turbolenta ν_t , viene determinato utilizzando come schema di chiusura il modello di turbolenza suggerito da Smagorinsky (1963):

$$\nu_t = C_d \Delta^2 |\bar{S}| \quad (8)$$

dove S è il gradiente di velocità e Δ è la dimensione della cella, C_d è la costante di Smagorinsky. La metodologia utilizzata dal codice per discretizzare il modello viene comu-

nemente definita ibrida (Tidiri, 2002), combinando un metodo ai volumi finiti per il termine convettivo ed un metodo agli elementi finiti (Galerkin) per il termine diffusivo dell'energia (Rostand & Stoufflet, 1988).

Il codice è testato su mesh di calcolo non strutturate, particolarmente utili in studi ed analisi di dettaglio, soprattutto in contesti complessi e di piccola scala come quello di studio; il loro impiego comporta altresì un significativo alleggerimento dell'onere computazionale delle simulazioni, offrendo la possibilità di rinfittire, o ingrandire, il dominio di cella (per una medesima simulazione), a seconda di dove si voglia ottenere un maggiore risoluzione dell'output, o viceversa.

5.2 Implementazione del modello

Sulla base delle misurazioni altimetriche acquisite in situ, del modello digitale del terreno (DTM) 5x5m e della planimetria generale comunale di Atrani in scala 1:500, sono stati fissati i punti quotati utili nella generazione della mesh di calcolo. L'idrogramma utilizzato come condizione al contorno di monte (Ctrl-A in sez.0, posizione in Figura 4) è stimato sottraendo all'idrogramma di Figura 6c la portata di massimo deflusso del tombino. L'immissione di portata in superficie, conseguente alla rottura della soletta di copertura del canale tombato, è stata simulata introducendo nel calcolo, in una fase successiva, una nuova condizione al contorno (Ctrl-B in sez.2, posizione in Figura 4).

La riproduzione qui presentata ipotizza una rottura istantanea della soletta con conseguente immissione al picco della portata erogata stimata (20.2 m³/s); si è ipotizzato che l'idrogramma Ctrl-B in sez. 2, segua, nel suo tratto decrescente, l'andamento del WFIUH. Gli idrogrammi di Ctrl-A e Ctrl-B sono riportati in Figura 7.

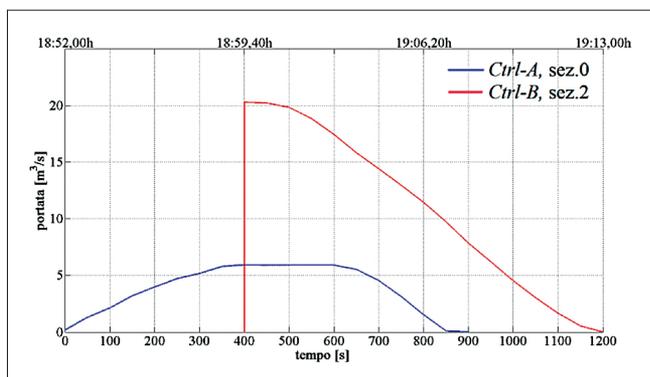


Figura 7 - Idrogramma Ctrl-A, condizione al contorno in sez. 0; idrogramma Ctrl-B, condizione al contorno in sez. 2.

La simulazione è stata suddivisa in tre fasi. Nella prima fase l'immissione di portata avviene solo alla sez.0 e la condizione al contorno di valle in corrispondenza dei vicoli $t1$ e $t2$ è di libero deflusso. La rottura del tombino coincide con l'inizio della seconda fase, nella quale vi è quindi oltre alla portata entrante in sez.0 anche la portata immessa in sez. 2 (al secondo 400). Per quanto riguarda la condizione di valle il vicolo $t1$ è considerato completamente occluso mentre $t2$ è aperto. Nella terza fase le condizioni sono le medesime della precedente a meno dei vincoli in $t1$, vicolo aperto, e $t2$, occluso parzialmente (al 50%). Lo stato di occlusione dei vicoli è stato dedotto sulla base delle informazioni ottenute in loco e dalle analisi video.

La costante di Smagorinsky (Cd) è fissata a 0.1 (USDT,

2002) mentre il Manning (n) utilizzato è 0.035 s/m^{1/3}. A quest'ultimo si è pervenuti attraverso un'analisi di sensibilità operata sulla base dei valori di velocità e portata ottenuti nelle sezioni di riferimento su diverse simulazioni: ad oscillazioni del Manning sono seguite variazioni dei valori idrometrici non rientranti nei campi di misura osservati. L'approccio di calibratura adottato è pertanto puramente empirico.

Einstein e Ning Cheng (1955) quantificarono l'influenza della concentrazione solida sul profilo di velocità di una corrente turbolenta modificando il valore della costante di Von Karman; in alternativa è possibile tener conto degli effetti della concentrazione solida attraverso opportune analisi della viscosità turbolenta (ν_t) ottenute da rivisitazioni della teoria di Von Karman-Prandtl presentate in diversi lavori di letteratura (Smith and McLean, 1977; Gelfenbaum and Smith, 1986). Questi aspetti, in relazione al caso di studio, richiederebbero sicuramente maggiori approfondimenti al fine di operare nuovi confronti e migliorie sui risultati ottenuti. Tuttavia l'impossibilità di reperire informazioni di campo di sufficiente dettaglio e precisione sulle caratteristiche della corrente non consente di indagare in tale direzione.

Il contributo della componente turbolenta (Eq. 7) non è stato rilevante ai fini dell'accuratezza dei risultati ottenuti. La scelta di utilizzare un modello turbolento è stata fatta sulla base dell'alto valore del Manning (0.035 s/m^{1/3}) ottenuto in calibratura; valore peraltro giustificato, oltre che dalla presenza del trasporto solido, dalle osservazioni video dalle quali si evince il carattere marcatamente turbolento della corrente.

E' bene oltretutto ricordare in quest'ambito come, soprattutto su mesh di calcolo non strutturate, il calcolo della viscosità (Eq. 8) sia affetto da problemi di diffusione numerica: la distribuzione spaziale del numero di Courant provoca infatti risultati disomogenei della viscosità, in molti casi con conseguenze peggiorative rispetto ai risultati ottenuti dai modelli di turbolenza (LES - Pope, 2000). E' evidente come il caso studio di Atrani, per insufficienza di informazioni di campo, ma anche e soprattutto sperimentali, non si presti idoneamente allo sviluppo di un'indagine di dettaglio in tal senso.

5.3 Confronto fra le simulazioni e le osservazioni

A titolo esemplificativo, si riportano, rispettivamente in Figura 8 e 9, gli output grafici del codice all'istante di raggiungimento dei valori massimi di tirante e velocità in sez. 3.

In Figura 10 si riportano gli andamenti dei tiranti risultati dal modello alle sez. 1 e sez. 3 e il confronto con i tiranti idrici osservati (oss.).

Il confronto è soddisfacente; il modello riproduce la tendenza e l'effetto conseguito dall'immissione istantanea di portata in sez. 2. Anche a monte, in sez.1, in corrispondenza del quale si disponeva del solo tirante massimo (≈ 0.20 m in corrente veloce), la riproduzione è apprezzabile; il modello sovrastima leggermente il valore di picco. Per quanto riguarda le velocità di corrente (Figura 11), in sez. 2, il modello restituisce un picco di 4.75 m/s, riproducendo fedelmente il valore di velocità stimato con Belanguer (4.6 m/s) e rientrando nel campo di variazione (4~6 m/s) ottenuto da speditive analisi a video (V2) eseguite su alcuni oggetti trasportati dalla corrente (vd. 3. Quadro d'evento estratto da osservazioni di campo e da analisi di immagini video-regi-

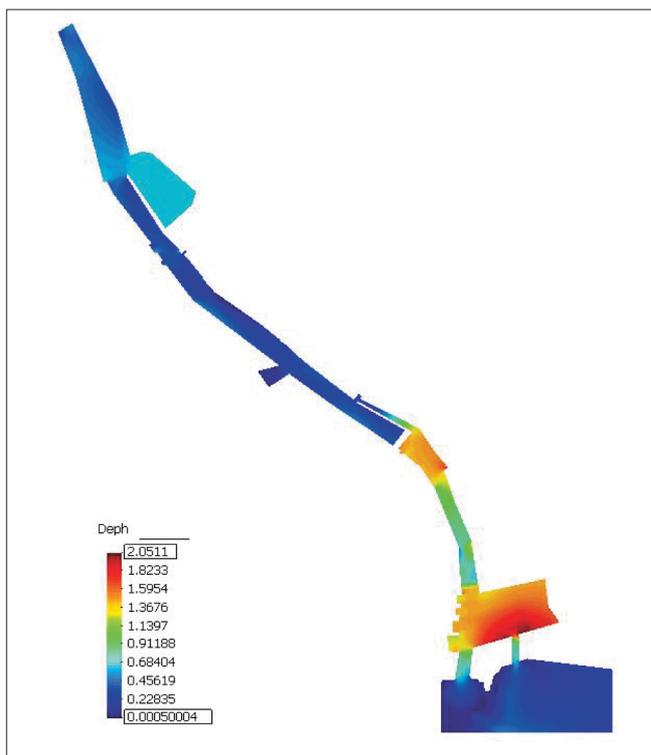


Figura 8 - Tiranti all'istante 650s (raggiungimento tirante max in sez. 3).

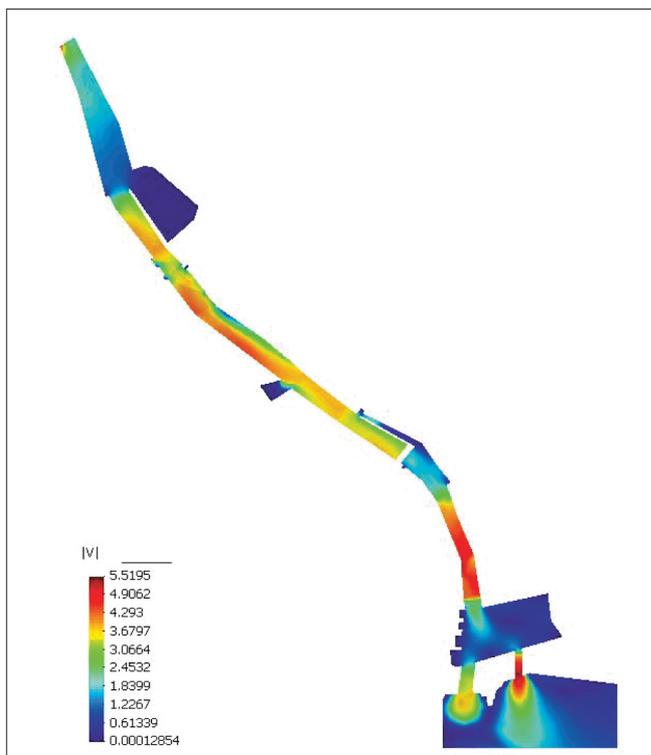


Figura 9 - Velocità di corrente all'istante 450s (raggiungimento velocità max in sez. 3).

strate). In sez.1 non si hanno, invece, corrispondenze soddisfacenti: il modello, infatti, sottostima il valore derivato dalle stime di campo (7.5 m/s); purtroppo, non disponendo in sez.1 di immagini video qualitativamente sufficienti e di osservazioni di dettaglio, non è stato possibile pervenire ad una stima soddisfacente delle velocità di corrente.

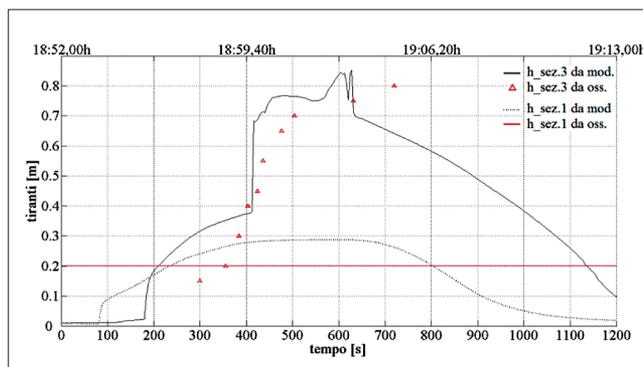


Figura 10 - Idrogrammi nelle sezioni di misura (sez. 1 e sez. 3) e confronto con i valori osservati.

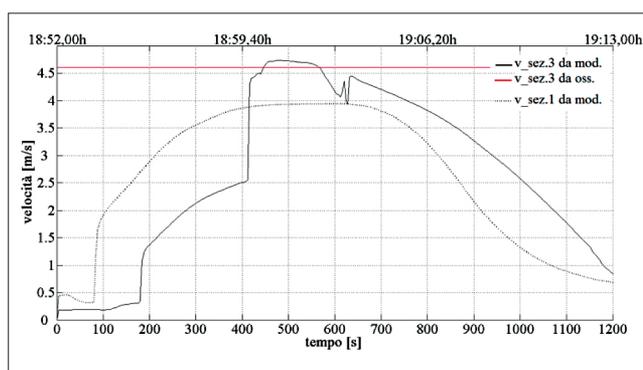


Figura 11 - Andamento delle velocità di corrente nelle sezioni di misura (sez. 1 e sez. 2) e confronto con i valori osservati.

6. CONCLUSIONI

La dettagliata indagine di campo effettuata nei giorni immediatamente successivi al 9 Settembre 2010 ha consentito di reperire utili informazioni sulle caratteristiche dell'evento alluvionale che ha colpito l'abitato di Atrani. Un'altra cruciale fonte di informazioni sono stati i video amatoriali dell'evento. Dallo studio combinato dei dati raccolti sono state dedotte stime dei tiranti e della velocità della corrente in diversi punti e in diversi momenti, fornendo quindi un quadro descrittivo del fenomeno alluvionale ed un riferimento per la taratura dei modelli matematico-numeriche adottati nelle diverse simulazioni.

I dati ottenuti dalle stime di campo risultano peraltro cruciali in contesti, come quello in esame, in cui il monitoraggio in corso d'evento attraverso stazioni di misura idrometrica è poco praticabile.

Questo studio dimostra quanto sia fondamentale una puntuale e dettagliata attività di rilievo post-evento, in contesti come quello della Costiera Amalfitana, per definire quel necessario database di informazioni utile alla messa a punto dei modelli previsionali.

I modelli matematico-numeriche implementati si sono rivelati adeguati per la riproduzione dell'evento in esame.

Il modello afflussi-deflussi geomorfologico del tipo W-FIUH (*Width Function Istantaneous Unit Hydrograph*), ha consentito di riprodurre l'idrogramma di piena con un buon accordo rispetto alle stime derivabili dalle osservazioni di campo.

Il FLATModel ha confermato la propria validità di impiego riproducendo con buona approssimazione le caratteristiche dell'evento propagativo. L'impiego del codice su *mesh* di

calcolo *non strutturata* ha esaltato le potenzialità applicative di quest'ultime soprattutto nell'ambito degli studi di dettaglio e nella riproduzione delle dinamiche propagative dei flussi di piena attraverso geometrie complesse quali quelle dei piccoli centri urbani posti in contesti morfologici particolari come quelli della Costiera Amalfitana.

RINGRAZIAMENTI

Il lavoro presentato in questa memoria è stato svolto grazie al supporto del Settimo Programma Quadro della Comunità Europea (EC FP7) nell'ambito del progetto IMPRINTS (IMproving Preparedness and Risk maNagement for flash

floods and debris flow events) Contract FP7-ENV-2008-1-226555 e del Ministerio de Ciencia de España CGL2009-13039. Si ringrazia il CEMPID (Centro Funzionale per la previsione meteorologica e il monitoraggio Meteopluiol-Drometrico e delle frane della Regione Campania) per avere fornito le misure pluviometriche e le elaborazioni connesse. Si ringrazia il Sig. Vincenzo Dell'Isola per aver fornito copia originale delle riprese video effettuate nel giorno dell'evento, supporto indispensabile allo studio qui presentato. In particolare si ringrazia il Dr. Gino Amato, di Atrani, per la gentilezza e la disponibilità con cui ha fornito numerosi e utili elementi descrittivi dell'evento.

BIBLIOGRAFIA

- AMS (American Meteorological Society), *Glossary of Meteorology*, Boston MA-USA, T. S. Glickman Ed., 2nd Edition, 2000.
- Armanini A., "La modellazione idraulica dei fluidi bifasici solido liquido", *XXXII Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, Palermo, 14-17 settembre 2010, pp.133-161.
- Basile A., Melea G., Terribile F., *Soil hydraulic behaviour of a selected benchmark soil involved in the landslide of Sarno 1998*, s.l., Geoderma, Elsevier Ed., 2003, 117 pp. 331-346.
- Bathurst J. C., Burton A., Ward T. J., "Debris-flow run-out and landslide sediment delivery model tests", *ASCE Journal of Hydraulic Engineering*, 123, 1997, pp. 410-419.
- Boussinesq J., *Théorie de l'écoulement tourbillant*, Mémoires Présentés à l'Académie des Sciences, 23, 46, 1877.
- Cascini L., Ferlisi S., *Occurrence and consequences of flowslides: a case study*, Fast Slope Movements Predictions and Prevention for Risk Mitigation, Picarelli Ed., AGI1, pp. 85-92.
- CEMPID, Centro funzionale per la previsione Meteorologica e il Monitoraggio MeteopluiolDrometrico e delle Frane, *Rapporto dell'evento del 9 Settembre 2010 nel territorio dei comuni di Scala ed Atrani*, Napoli, Regione Campania, 2010.
- Corominas J., "The angle of reach as mobility index for small and large landslides", *Canadian Geotechnical Journal*, Vol. 3 Num. 2, 1996, pp. 206-271.
- Davidson P. A., *Turbulence: An Introduction for Scientists and Engineers*, Oxford University Press., 2004.
- Einstein H. A., Ning Chien, *Effects of heavy sediment concentration near the bed on velocity and sediment distribution.*, M.R.D. Sediment Series No. 8, University of California, Berkeley, California, 1955.
- Esposito E., Porfido S., Violante C., *Reconstruction and recurrence of flood-induced geological effects: the Vietri sul Mare case history (Amalfi coast, Southern Italy)*, Fast Slope Movements Prediction and Prevention for Risk Mitigation (ed. by L. Picarelli), 2003a, AGI 1, 169-172.
- Esposito E., Porfido S., Violante C., Alaia F., *Disaster induced by historical floods in a selected coastal area (Southern Italy)*, PHEFRA (Palaeofloods, Historical Data & Climatic Variability: Application in Flood Risk Assessment), V. R. Thorndycraft, G. Benito, M. Barriendos & M. C. Llasat Ed., Proc. Barcelona, Spain, Workshop, October 2002, 2003b, pp. 143-148.
- Gelfenbaum G., Smith J. D., *Experimental evaluation of a generalized suspended-sediment transport theory*, in *Shelf and Sandstones*, Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir II, Knight, R. J. and McLean, J. R., eds., 1986, pp.133-144.
- Gouldby B., Samuels P., Klijn F., Messner F., van Os A., Sayers P., Schanze J., *Language of Risk - Project definitions*, FLOODsite document, T32-04-01, www.floodsite.com.
- Guida, D., *The role of the zero-order basins in flowslide-debris flow occurrence and recurrence in Campania (Italy)*, Fast Slope Movements Prediction and Prevention for Risk Mitigation, L. Picarelli Ed., AGI I, 2003, pp. 255-262.
- Kelsch M., Lanza L., Caporali E., *Hydrometeorology of flash floods*, NATO Advanced Study Institute: Coping With Flash Floods, E. Grunfest and J Handmer ed., Kluwer Press, The Netherlands, 2000, pp. 19-35.
- Maidment D. R., Olivera F., "Unit Hydrograph Derived From A Spatially Distributed Velocity Field", *Hydrological Processes*, Vol. 10, 1996, pp. 831-844.
- May C. L., Gresswell R. E., "Spatial and temporal patterns of debris-flow deposition in the Oregon Coast Range, USA", *Geomorphology*, 57, 2004, pp. 135-149.
- Medina V., Hürlimann M., Bateman A., *Application of FLATModel, a 2D finite volume code, to debris flows in the northeastern part of the Iberian Peninsula*, s.l., Landslides, Springer-Verlag Ed., 2007, 5, pp. 127-142.
- Mesa O. J., Mifflin, E. R., *On the relative role of hillslope and network geometry in hydrologic response*. In: Scale Problems in Hydrology (ed. V. K. Gupta, I. Rodriguez & E. F. Wood), 1-17. D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, The Netherlands. 1986.
- Morel C., Senesi S., *A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. I: Methodology*, France, Q. J. R. Meteorol. Soc., 2002, 128, pp. 1953-1971.
- O'Brien J. S., *FLO-2D user manual, version 2003.06*, Nutrioso, Arizona., 2003.
- PAI (Piano Stralcio per l'Assetto Idrogeologico), *Monografie di calcolo*, Napoli, Autorità di Bacino destra Sele, Regione Campania, 2010.
- Petroselli A., Nardi F., Santini M., Grimaldi S., "Modello afflussi-deflussi WFIUH: Metodologia innovativa per l'applicazione in bacini non strumentati", *IX Convegno Nazionale dell'Associazione Italiana di Ingegneria Agraria*, Ischia Porto, 12-16 settembre 2009, memoria n. 3-24.
- Pope S. B., *Turbulent Flow*, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 2000.
- Rickenmann D., *Empirical Relationships for Debris Flows*, Natural Hazards 19, 1999, pp. 47-77.

- Rinaldo A.**, "Can one gauge the shape of a basin?", *Water Resources Research*, 31 (4), 1995, pp. 1119-1127.
- Rodríguez-Iturbe I., Rinaldo A.**, *Fractal River Basins: Chance and Self-Organization*, Cambridge UK, Cambridge University Press, 1997, pp. 580.
- Rostand P., Stoufflet B.**, *Finite Volume Galerkin Methods for Viscous Gas Dynamics*, INRIA RR, 1988, n.863.
- Rotunno R., Houze R. A.**, *Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme*, France, Q. J. R. Meteorol. Soc., 133, 2007 pp. 811-830.
- Schmitt F. G.**, *About Boussinesq's turbulent viscosity hypothesis: historical remarks and a direct evaluation of its validity*, *Comptes Rendus Mécanique*, 2007, 335 (9-10), pp. 617-627.
- Smagorinsky J.**, "General circulation experiments with the primitive equations, i. the basic experiment", *Monthly Weather Review*, 91, 1963, pp 99-164.
- Smith, J. D., McLean S. R.**, "Spatially averaged flow over a wavy surface", *Journal of Geophysical Research*, 82(12), 1977, pp. 1735-1746.
- Takahashi T.**, *Debris flow: Mechanics, Prediction and Countermeasures*, Leiden, Taylor & Francis Ed., 2007, pp. 448.
- Tidriri M. D.**, "Analysis of the hybrid finite element/finite volume methods for linear hyperbolic and convection-dominated convection-diffusion problems", *Journal of Computational and Applied Mathematics*, Volume 139, Issue 2, pp. 323-350.
- USDT (U.S. Department of Transportation)**, *User's Manual for FESWMS FST2DH: Two- Dimensional Depth-averaged Flow Sediment Transport Model*, Federal Highway Administration, 2002.
- Van der Tak L. D., Bras L.**, "Incorporating hillslope effects into the geomorphologic unit hydrograph", s.l., *Water Resour. Res.*, 26(10), 1990, pp. 127-142.
- Violante C.**, *Rocky coast: geological constraints for hazard assessment*, London, Geological Society., 2010.
- Wieczorek G. F., Morgan B. A., Campbell R. H.**, "Debris-flow hazards in the Blue Ridge of central Virginia", *Environmental and Engineering Geoscience*, 6, 2000, pp. 3-23.