



Città di
Cava de' Tirreni

V Settore – Area Governo del Territorio

ATTIVITÀ DI CONSULENZA PER

“ATTIVITÀ DI INDAGINI E STUDI TERRITORIALI TESI ALLA RIDEFINIZIONE DELLE AREE A RISCHIO PIÙ ELEVATO NEL BACINO IMBRIFERO DEL TORRENTE PISCIRICOLI – LOCALITÀ CAVA DE' TIRRENI”

Atto convenzionale C.U.G.R.I. – Comune di Cava de' Tirreni del 10 Ottobre 2012 – det. Dir. 151 del 27/09/2012

Consulenza:



C.U.G.R.I.

Consorzio inter-Universitario
per la Previsione e Prevenzione dei Grandi Rischi
Università di Salerno - Università di Napoli "Federico II"



Elaborato:

Relazione Tecnica – Proposta di Riperimetrazione

IL RESPONSABILE SCIENTIFICO DELLA CONVENZIONE
Prof. Vittorio BOVOLIN

II DIRETTORE DEL C.U.G.R.I.
Prof. Ing. Paolo VILLANI

Vittorio Bovolin

Paolo Villani

Consulenti: Geol. A. Cestari

Riferimenti dell'elaborato				Riferimenti di elaborazione			
Tavola	Revisione	Data	Agg.	Elaborato da:	Riesaminato da:	Verificato da:	Validato da:
		Nov 2012		V. Bovolin G. Benevento A. Cestari			Prof. Bovolin

1.	Premessa.....	3
2.	Piano stralcio per il rischio idrogeologico - livello di pericolosità.....	4
2.1.	Quadro Normativo di Riferimento per le ripermetrazioni.....	5
3.	Studio Idrologico.....	6
3.1.	Valutazione della massima portata di piena.....	7
3.2.	Valutazione del fattore regionale di crescita.....	7
3.3.	Valutazione della piena media annua $m(Q)$	8
3.4.	Il modello geomorfoclimatico.....	9
3.5.	La legge di probabilità pluviometrica areale.....	10
3.6.	I parametri del modello geomorfoclimatico.....	12
3.7.	Risultati.....	14
4.	Stima dei volumi potenzialmente mobilitabili.....	16
4.1.	Premessa metodologica.....	16
4.2.	Modello morfoevolutivo.....	17
4.2.1	Inquadramento territoriale.....	17
4.2.2	Ambito morfologico di riferimento.....	18
4.3.	Suscettibilità da distacco.....	20
4.4.	Definizione della suscettibilità da distacco.....	22
4.5.	Risultati delle elaborazioni SHALSTAB.....	26
4.6.	Stima dei volumi mobilizzabili.....	31
4.7.	Selezione delle forme instabili (aree contribuenti).....	32
5.	Modellazione dei processi propagazione delle colate.....	37
5.1.	Inquadramento generale.....	37
5.2.	Dati di ingresso.....	40
5.2.1	Topografia.....	40
5.2.2	Condizioni al contorno.....	41
6.	Risultati.....	52
7.	Conclusioni.....	52

Figura 1 area oggetto di studio con indicazione dell’ambito morfologico sotteso.....	3
Figura 2 Pericolosità da frana - Agg. PSAI 2011 Adb del Sarno - elementi 467051/52/53/54.....	4
Figura 3 area oggetto di studio con indicazione del Bacino idrografico	6
Figura 4 Aree pluviometriche omogenee della Regione Campania con indicazione della zona di interesse.....	11
Figura 5 Stralcio corografico.....	17
Figura 6 Stralcio carta geomorfologica (dai dati disponibili sul sito dell'ADB).....	19
Figura 7 Carta idrogeomorfologica.....	23
Figura 8 Forme elementari (2002 Troch.P).....	24
Figura 9 Schema procedurale per l’identificazione degli idrogeomorfotipi	24
Figura 10 Unità elementari (Troch P.).....	25
Figura 11 stralcio delle nove unità elementari individuate	25
Figura 12 Zona di distacco - Distribuzione della conducibilità idraulica.....	27
Figura 13 Zona di distacco - Scenario di stabilità distribuita associato a ϕ 33° ed ai valori riportati in Tabella 2	28
Figura 14 Tempi di ritorno per piogge giornaliere pari a 100mm (Modello Vapi).....	30
Figura 15 Tempi di ritorno per piogge giornaliere pari a 400mm (Modello Vapi).....	30
Figura 16 Codifica delle forme geomorfologiche elementari in relazione ai sottobacini contribuenti.....	31
Figura 17 Distribuzione cumulata delle aree instabili per valori crescenti dell’infiltrazione efficace per le forme conv-conv	32
Figura 18 Distribuzione cumulata delle aree instabili per valori crescenti dell’infiltrazione efficace per le forme conv-piatte	33
Figura 19 Distribuzione cumulata delle aree instabili per valori crescenti dell’infiltrazione efficace per le forme v-conv.....	33
Figura 20 Distribuzione cumulata delle aree instabili per valori crescenti dell’infiltrazione efficace per le forme v-piatte.....	34
Figura 21 Distribuzione cumulata delle aree instabili per valori crescenti dell’infiltrazione efficace per le forme p-alta.....	34
Figura 22 Distribuzione cumulata delle aree instabili per valori crescenti dell’infiltrazione efficace per le forme plan_conc/plan_conv.....	35
Figura 23 Distribuzione cumulata delle aree instabili per valori crescenti dell’infiltrazione efficace per le forme shoulder.....	35
Figura 24 Aree mobilizzabili per distacco e transito	36
Figura 25 Evoluzione temporale dei flussi al variare dei parametri reologici	45
Figura 26 Massime altezze al variare dei parametri reologici	48
Figura 27 Altezze dopo 1 ora di simulazione (parametri reologici x1000)	49
Figura 28 Posizione delle sezioni nella quali è stato valutato l’idrogramma	50
Figura 29 Idrogrammi raccolti per scenario	50
Figura 30 Idrogrammi raccolti per sezione.....	51
Figura 31 Stralcio proposta di ripermetrazione. Ad est strada provinciale SP 138, all’imbocco della strada che porta a S. Giuseppe al Pennino e ad ovest immissione del vallone Pisciricoli nel torrente Cavaiola.....	52

1. Premessa

Nella presente relazione vengono illustrate le metodologie utilizzate, i calcoli ed i relativi risultati riguardanti lo studio della propagazione di colate di fango dell’area del comune di Cava de’ Tirreni (SA) situata in località Pregiato. In particolare lo studio interessa il vallone del **torrente Pisciricoli**.

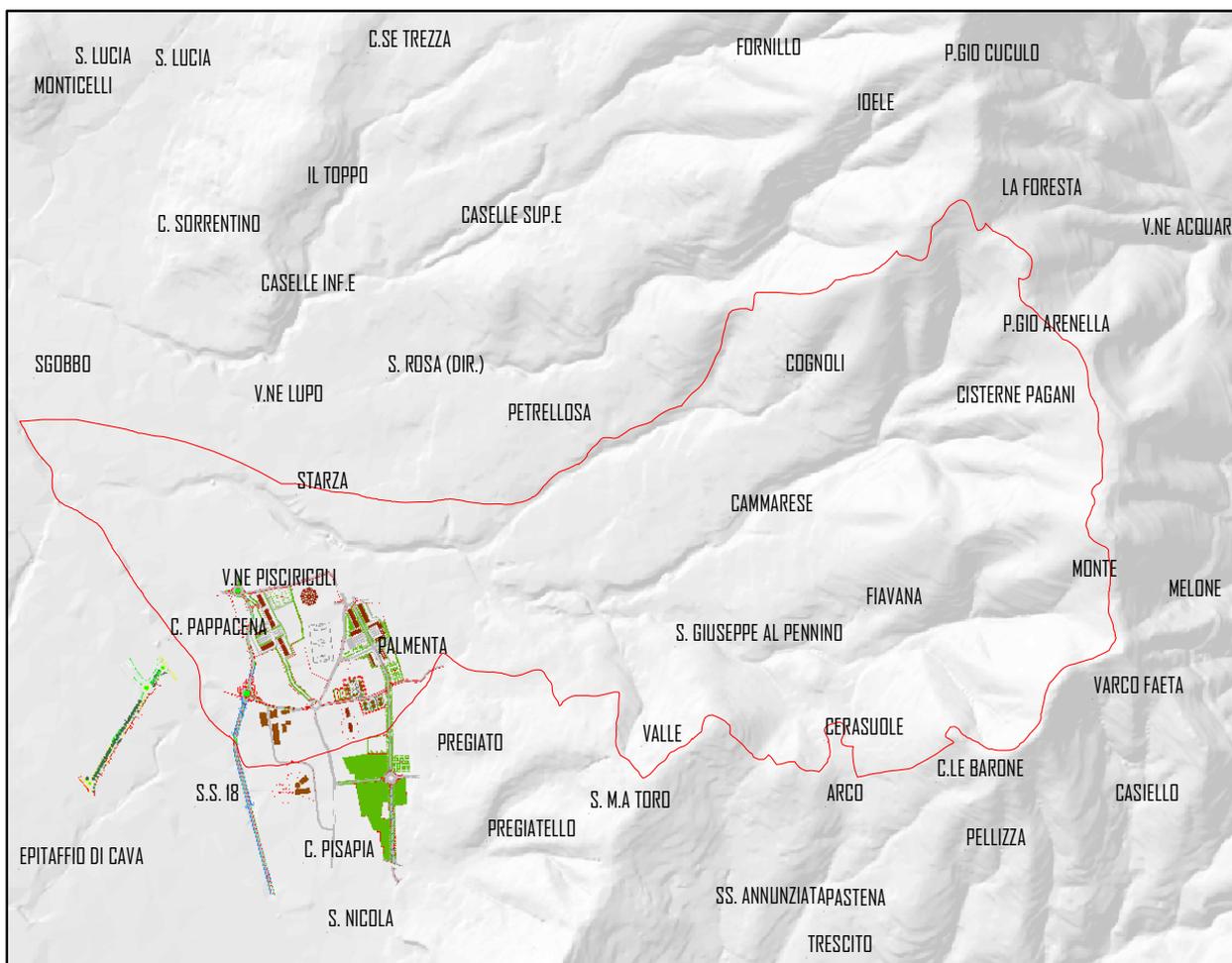


Figura 1 area oggetto di studio con indicazione dell’ambito morfologico sotteso

Le attività descritte nella presente Relazione sono a supporto dello studio teso alla ripermimetrazione della zona pedemontana del bacino del torrente Pisciricoli. In detta area l’amministrazione Comunale di Cava de’ Tirreni, attraverso gli strumenti attuativi del PRG, prevede una serie di interventi di urbanizzazione di pubblico interesse.

2. Piano stralcio per il rischio idrogeologico - livello di pericolosità

Il piano stralcio per l’assetto idrogeologico dell’Autorità di Bacino Regionale del Sarno (AdB Sarno) classifica l’area, in cui sono in progetto le infrastrutture di pubblica utilità, essenzialmente come P3 (pericolosità elevata) e per la restante parte come P2 (pericolosità media) e P1 (pericolosità bassa o trascurabile) per dissesto di versante per possibili colate di fango.

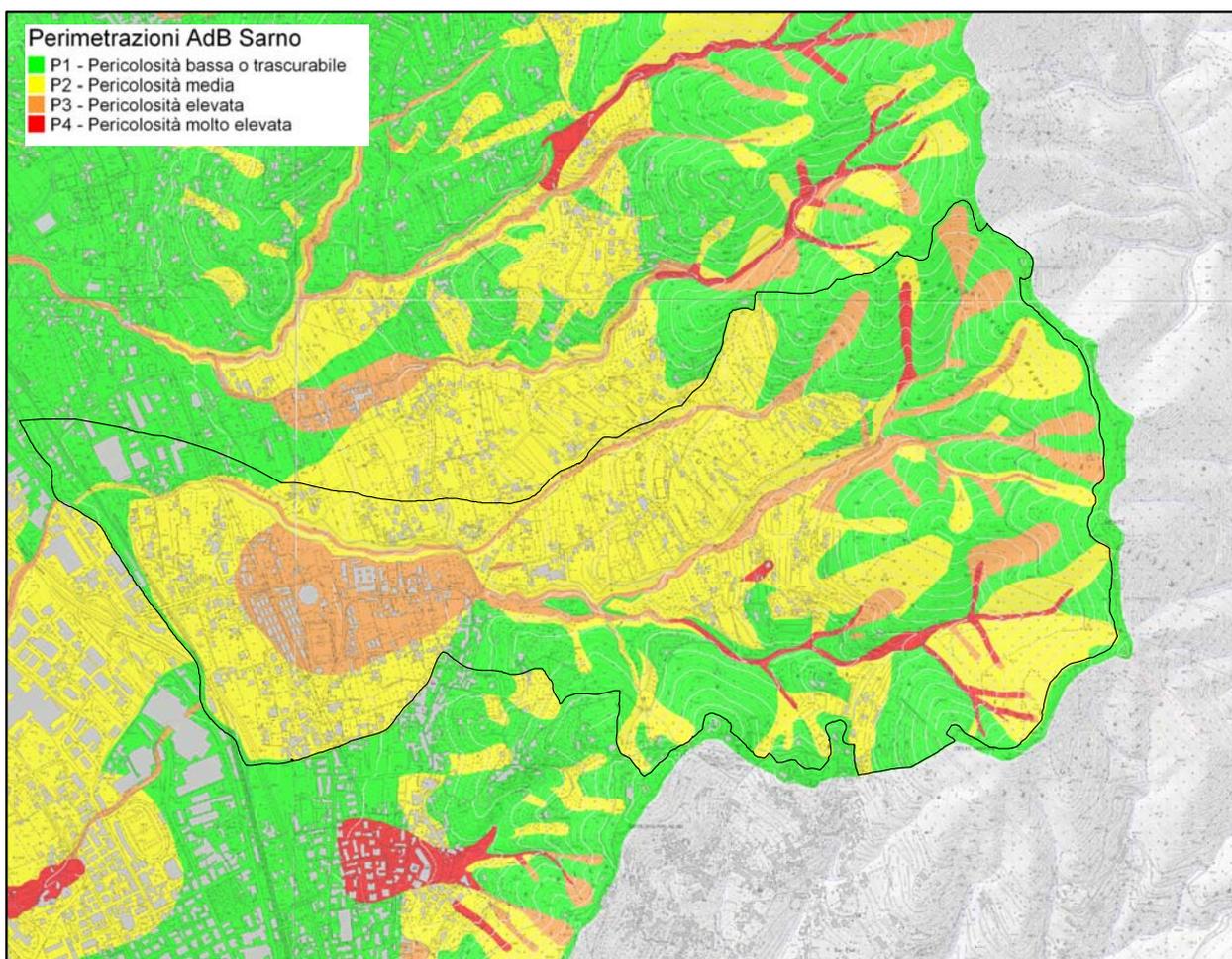


Figura 2 Pericolosità da frana - Agg. PSAI 2011 Adb del Sarno - elementi 467051/52/53/54

La condizione di pericolosità è da ascrivere ai processi di trasporto e deposizione di flussi detritico piroclastici secondo meccanismi normalmente classificabili come “colata rapida di fango”. Nello specifico l’area fa parte della conoide detritica pedemontana attivata dai flussi originati nella testata dei bacini afferenti.

2.1. Quadro Normativo di Riferimento per le ripерimetrazioni

La presente Relazione tiene conto del richiamo, contenuto nell’articolo 55 delle Norme di Attuazione del Piano Stralcio per l’Assetto Idrogeologico (nel seguito PSAI) predisposto dalla Autorità di Bacino regionale del fiume Sarno (nel seguito AdBSarno), all’Allegato Tecnico F parte II *Disciplinare degli studi e indagini da eseguire per la ripерimetrazione delle aree a rischio di frana.*

L’Allegato Tecnico F richiede che le verifiche vengano effettuate con riferimento a 2 possibili modalità di formazione del flusso:

- mobilitazione del materiale presente lungo il thalweg dell’impluvio per effetto dell’azione idrodinamica della corrente generata da eventi pluviometrici di breve durata (tempo caratteristico del bacino) e forte intensità;
- collasso, con conseguente fluidizzazione, del materiale piroclastico piroclastico presente sui versanti a seguito di eventi pluviometrici lunga durata (24-36 ore) e bassa intensità.

I fenomeni di primo tipo possono essere modellati sulla base dei risultati di uno studio idrologico finalizzato alla determinazione delle massime portate di piena per assegnato periodo di ritorno. La portata complessiva della miscela composta da acqua e sedimenti può essere valutata moltiplicando i valori delle portate liquide per un opportuno coefficiente di amplificazione.

I fenomeni di secondo tipo risultano più complessi da rappresentare e richiedono un approfondito studio geologico e morfologico affiancato dalla risoluzione numerica di modelli di infiltrazione d’acqua nel terreno.

Nel seguito della presente Relazione verranno, pertanto, riportati

- le metodologie, i calcoli ed i risultati relativi allo Studio Idrologico;
- le metodologie, i calcoli ed i risultati relativi alla determinazione dei volumi potenzialmente mobilizzabili.

3. Studio Idrologico

Con la presente relazione si descrive il modello idrologico per la valutazione della massima portata di piena nella sezione di chiusura del bacino idrografico relativo all’alveo Pisciricoli oggetto di studio, sito in località Pregiato nel comune di Cava de’ Tirreni (Sa).

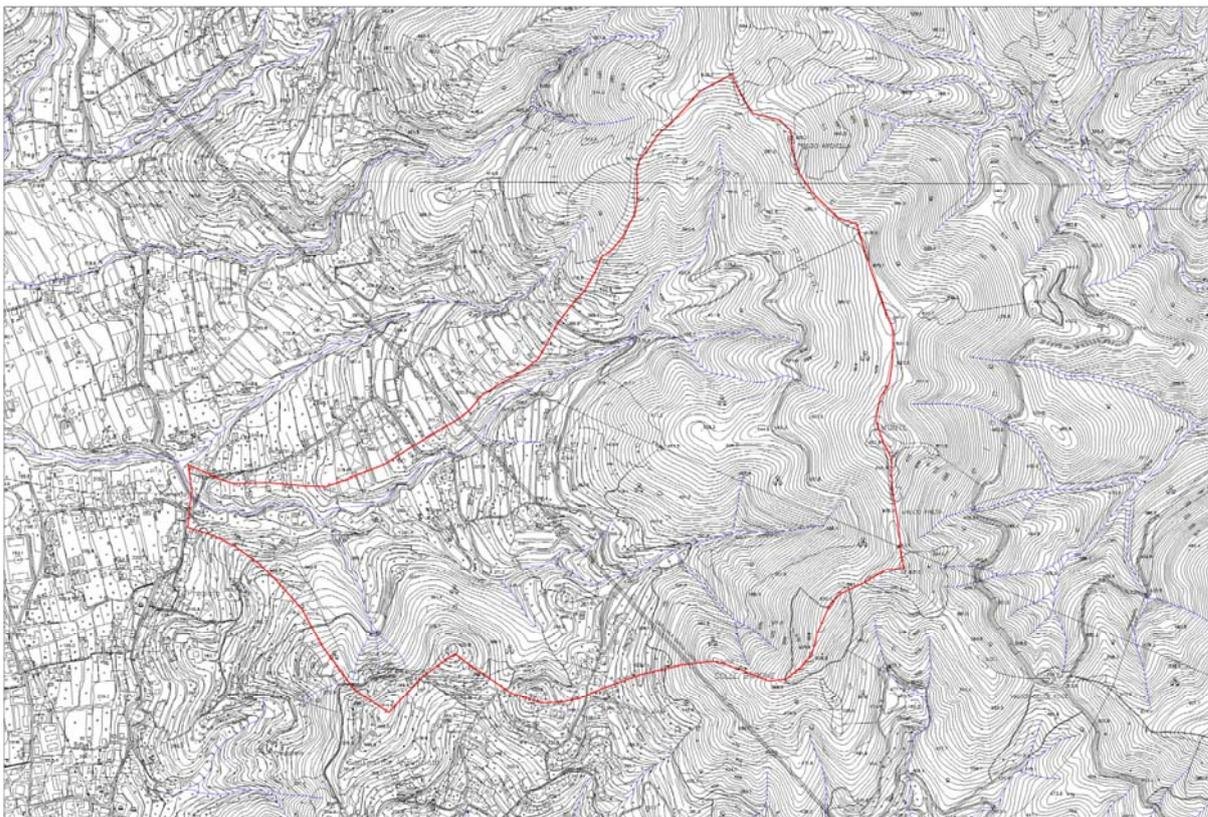


Figura 3 area oggetto di studio con indicazione del Bacino idrografico

La valutazione della massima portata di piena è stata effettuata utilizzando la metodologia sviluppata dal progetto Valutazione delle Piene in Italia (VAPI) sviluppato dal Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche (GNDCI) i cui risultati relativi alla Regione Campania sono contenuti nel Rapporto del 1994 a cura di Fabio Rossi e Paolo Villani.

La metodologia adottata nel progetto VAPI fa riferimento ad un approccio di tipo probabilistico per la valutazione dei massimi annuali delle portate di piena, sicché non esiste un valore massimo assoluto, ma ad ogni valore della portata di piena viene associato una probabilità che si verifichino eventi di piena con valori superiori. Per ridurre le incertezze legate alla presenza di eventi estremi molto rari in ogni singolo punto ed alla

variabilità da sito a sito del valore indice della piena, nel VAPI si adotta una metodologia di analisi regionale che si avvale anche di modelli concettuali di formazione dei deflussi di piena a partire dalle precipitazioni intense sul bacino. Tale approccio consente di utilizzare non solo tutta l'informazione idrometrica ma anche tutta quella pluviometrica, posseduta su un dato territorio.

In particolare, viene adottato un modello probabilistico a doppia componente (TCEV) che interpreta gli eventi massimi annuali come il risultato di una miscela di due popolazioni distinte: la prima produce gli eventi massimi ordinari, più frequenti ma meno intensi; la seconda produce gli eventi massimi straordinari, meno frequenti ma spesso catastrofici.

3.1. Valutazione della massima portata di piena

La procedura di regionalizzazione dei valori estremi delle precipitazioni e delle piene mostra che il rapporto fra il valore con generico rischio di una variabile ed il valore indice (o media), detto coefficiente probabilistico di crescita, assume una legge di variazione con il rischio unica per l'intera regione.

Indicando allora con Q il massimo annuale della portata al colmo e con T il periodo di ritorno, cioè l'intervallo di tempo durante il quale si accetta che l'evento di piena possa verificarsi mediamente una volta, la massima portata di piena Q_T corrispondente al prefissato periodo di ritorno T , può essere valutata come:

$$Q_T = K_T m(Q)$$

dove:

$m(Q)$ = media della distribuzione dei massimi annuali della portata di piena (piena indice).

K_T = fattore probabilistico di crescita.

3.2. Valutazione del fattore regionale di crescita.

L'indagine regionale per la determinazione della legge regionale di crescita con il periodo di ritorno $K_T(T)$, svolta nel Rapporto VAPI Campania, ha condotto alla seguente relazione :

$$T = \frac{1}{1 - F_K(k)} = \frac{1}{1 - \exp(-\Lambda_1 e^{-\eta k} - \Lambda_* \Lambda_1^{1/\theta_*} e^{-\eta k / \theta_*})}$$

in cui:

$$\theta^* = 2.634;$$

$$\Lambda^* = 0.350;$$

$$\Lambda_1 = 13;$$

$$\eta = 0.5772 + \ln(\Lambda_1) - T_0 = 3.901;$$

$$T_0 = \sum_{j=1}^{\infty} \frac{(-1)^{j-1} \Lambda_*^j \Gamma(j/\theta^*)}{j!}.$$

I valori di K_T corrispondenti ai diversi periodi di ritorno considerati nei calcoli idrologici sono riportati nelle tabelle di seguito allegate.

Tabella 1 Tabella K_T – VAPI Campania

T (anni)	10	20	30	50	100	200	300	500	1000
K_T	1.63	2.03	2.35	2.61	3.07	3.53	3.83	4.15	4.52

3.3. Valutazione della piena media annua $m(Q)$.

La piena media annua $m(Q)$ è caratterizzata da una elevata variabilità spaziale che può essere spiegata, almeno in parte, ricorrendo a fattori climatici e geomorfologici.

È dunque in genere necessario ricostruire modelli che consentano di mettere in relazione $m(Q)$ con i valori assunti da grandezze caratteristiche del bacino.

In questa sede la piena media annua viene valutata con parametri che tengano conto delle precipitazioni massime sul bacino e delle caratteristiche geomorfologiche (modello geomorfoclimatico).

3.4. Il modello geomorfoclimatico.

Ad eventi di pioggia brevi ed intensi corrispondono, di solito, deflussi di piena nella sezione terminale del bacino dovuti essenzialmente allo scorrimento delle acque sui versanti e nei canali della rete idrografica.

Il bilancio idrologico di un bacino durante i fenomeni di piena può, pertanto, essere schematizzato considerando che fra i volumi in ingresso e quelli in uscita si stabilisce una relazione per effetto di una concomitante trasformazione dei due sottosistemi da cui è costituito il bacino:

- sui versanti, un'aliquota delle precipitazioni totali viene persa a causa del fenomeno dell'infiltrazione e quindi ai fini del bilancio di piena nella sezione finale contribuisce soltanto una parte delle precipitazioni totali, definita pioggia “efficace”;
- nella rete idrografica, l'aliquota delle piogge efficaci derivante dai versanti viene invasata e trasportata alla sezione di sbocco a costituire l'idrogramma di piena, che si manifesta con un certo ritardo nei confronti del pluviogramma che lo ha causato.

Per definire l'effetto dei versanti sulla determinazione della pioggia “efficace” si definisce il coefficiente di afflusso di piena C_f , rapporto tra i volumi di piena e le precipitazioni totali sul bacino in un prefissato intervallo di tempo.

Per tenere conto del ritardo con cui l'idrogramma di piena si manifesta nella sezione di chiusura di un bacino rispetto al pluviogramma che lo ha determinato, è necessario definire una funzione di risposta del bacino stesso ad un ingresso impulsivo unitario detto anche idrogramma unitario istantaneo o IUH.

La relazione per il calcolo della piena indice con il modello geomorfoclimatico può essere scritta come:

$$m(Q) = \frac{C_f \cdot q \cdot m[I_A(t_r)] \cdot A}{3.6}$$

in cui:

- t_r = tempo di ritardo del bacino, in ore;
- C_f = coefficiente di deflusso, caratteristico del bacino;
- A = area del bacino, in km^2 ;
- q = coefficiente di attenuazione del colmo di piena;

- $m[I_A(t_r)]$ = media del massimo annuale dell’intensità di pioggia areale di durata pari al tempo di ritardo t_r del bacino, in mm/ora.

3.5. La legge di probabilità pluviometrica areale.

La legge di probabilità pluviometrica areale consente di conoscere come varia la media del massimo annuale dell’altezza di pioggia $m[h_A(d)]$ in funzione della durata d e dell’area del bacino A .

Nota la legge $m[h_A(d)]$, è possibile definire la media dei massimi annuali dell’intensità di pioggia areale come:

$$m[I_A(d)] = m[h_A(d)] / d$$

La metodologia comunemente impiegata consiste nell’ottenere la media del massimo annuale dell’altezza di pioggia areale $m[h_A(d)]$ dalla media del massimo annuale dell’altezza di pioggia puntuale $m[h(d)]$ attraverso un fattore di ragguaglio noto come fattore di riduzione areale $K_A(d)$ come:

$$m[h_A(d)] = K_A(d) m[h(d)].$$

La legge di probabilità pluviometrica.

Per la stima della legge di probabilità pluviometrica, che definisce appunto la variazione della media del massimo annuale dell’altezza di pioggia con la durata, il Rapporto VAPI Campania fa sostanzialmente riferimento a leggi a quattro parametri del tipo:

$$m[h(d)] = \frac{m[I_0] \cdot d}{\left(1 + \frac{d}{d_c}\right)^\beta}$$

in cui:

$$\beta = C + D Z;$$

$m[I_0]$ rappresenta il limite dell’intensità di pioggia per d che tende a 0.

Nel Rapporto VAPI Campania i parametri della suddetta legge sono stati determinati attraverso una procedura di stima regionale utilizzando:

- i massimi annuali delle altezze di pioggia in intervalli di 1, 3, 6, 12 e 24 ore;
- le altezze di pioggia relative ad eventi di notevole intensità e breve durata, che il SIMN non certifica come massimi annuali.

Il bacino di interesse sito nel Comune di Cava de’ Tirreni ricade all’interno della zona pluviometrica omogenea A2 del VAPI Campania.



Figura 4 Aree pluviometriche omogenee della Regione Campania con indicazione della zona di interesse

Nella tabella che segue sono riportati i valori dei parametri della legge intensità-durata per la sottozona omogenea di interesse.

Zona A2 VAPI Campania			
$M[I_0]$ (mm/h)	d_c (h)	C	D (m^{-1})
83.8	0.3312	0.7031	-7.7381×10^{-5}

Il fattore di riduzione areale.

Il fattore di riduzione areale viene ritenuto costante al variare del periodo di ritorno, e pari a:

$$K_A(d) = 1 - \left[(1 - \exp(-c_1 \cdot A)) \cdot \exp(c_2 \cdot d^{c_3}) \right]$$

con:

A = area del bacino, in km²;

c₁ = 0.0021;

c₂ = 0.53;

c₃ = 0.25.

3.6. I parametri del modello geomorfoclimatico.

Nel Rapporto VAPI Campania è stato mostrato che, dal punto di vista della permeabilità dei litotipi affioranti, durante i fenomeni di piena si possono essenzialmente individuare due complessi idrogeologici: il primo, ad alta permeabilità, comprende tutte le rocce carbonatiche intensamente fratturate; il secondo comprende tutti gli altri litotipi, a cui si attribuisce mediamente una permeabilità nettamente minore che per le rocce carbonatiche del primo tipo.

La metodologia proposta dal VAPI Campania per la valutazione dei parametri del modello geomorfoclimatico, e cioè del coefficiente di afflusso di piena C_f e del tempo di ritardo del bacino t_r, assume dunque alla base la suddivisione di ogni bacino in due complessi omogenei dal punto di vista idrogeologico:

- le aree permeabili, indicate con A₁;
- le aree impermeabili, indicate con A₂;

Il coefficiente di deflusso di piena C_f

Dato il significato del coefficiente di deflusso, l’ipotesi più semplice per la sua stima consiste nell’assumere che esista un valore di C_f per ogni singolo complesso omogeneo e nel considerare il valore globale come la media pesata di tali valori caratteristici.

Con la suddivisione in due complessi omogenei si ha:

$$C_f = C_{f1} \frac{A_1}{A} + C_{f2} \frac{A_2}{A}$$

dove:

- C_{f1} = coefficiente di afflusso dell’area permeabile = 0.13;
- C_{f2} = coefficiente di afflusso dell’area impermeabile = 0.60.

Nel caso oggetto di studio, l’area in esame è praticamente impermeabile essendo il bacino caratterizzato per circa 2/3 della sua estensione da una alternanza di conglomerati a matrice prevalente con ciottoli calcarei e cristallini, mentre la restante parte risulta essere costituita da sabbie e argille siltose. Ne deriva che il coefficiente di afflusso di piena assume il valore costante di 0.60

Il tempo di ritardo t_r

Nel caso di bacini eterogenei dal punto di vista idrogeologico, il tempo di ritardo può essere calcolato come media pesata del ritardo medio di ognuno dei complessi, ed in particolare, con la suddivisione in due complessi omogenei si ha:

$$t_r = \frac{C_{f1} \cdot A_1}{C_f \cdot A} \frac{1.25}{3.6 \cdot c_1} \sqrt{A_1} + \frac{C_{f2} \cdot A_2}{C_f \cdot A} \frac{1.25}{3.6 \cdot c_2} \sqrt{A_2}$$

dove:

- c_1 = celerità media di propagazione dell’onda di piena nel reticolo idrografico relativa alle aree permeabili = 0.25 m/s;
- c_2 = celerità media di propagazione dell’onda di piena nel reticolo idrografico relativa alle aree impermeabili = 1.70 m/s.

Come precisato al punto precedente l’area del bacino è praticamente impermeabile; ne deriva che la celerità media di propagazione dell’onda di piena nel reticolo idrografico assume il valore costante di 1.70 m/s.

Il coefficiente di attenuazione del colmo di piena

Il coefficiente di attenuazione del colmo di piena dipende in maniera complessa dalla forma della legge di probabilità pluviometrica e dalla risposta della rete idrografica e consente di tenere conto, tra l’altro, dell’errore che si commette nell’assumere che la durata critica del bacino, e cioè la durata della pioggia che causa il massimo annuale del colmo di piena, sia pari al tempo di ritardo t_r del bacino stesso. Esso può essere valutato, in prima approssimazione, come:

$$q = \begin{cases} 0.60 & \text{se } 0.25 \leq n' = 1 + k_1 \cdot A - \frac{\beta t_r / d_c}{1 + t_r / d_c} \leq 0.45 \\ 0.65 & \text{se } 0.45 \leq n' = 1 + k_1 \cdot A - \frac{\beta t_r / d_c}{1 + t_r / d_c} \leq 0.65 \end{cases}$$

in cui:

- $\beta = (C - D \cdot Z)$ e d_c sono i parametri della legge di probabilità pluviometrica;
- k_1 è un coefficiente numerico pari a $1.44 \cdot 10^{-4}$ se l'area A è espressa in km^2 e il tempo di ritardo t_r in ore.

3.7. Risultati

Nella tabelle seguenti sono descritti i risultati ottenuti applicando, al bacino di interesse, la metodologia illustrata nei punti precedenti;

In particolare:

- è stata definita la legge di probabilità pluviometrica utilizzando i parametri stimati nell'ambito del Rapporto VAPI;
- note le caratteristiche geomorfologiche del bacino, sono stati definiti i parametri del modello geomorfoclimatico C_f e t_r ;
- è stata infine valutata la piena media annua $m(Q)$ e quindi la portata di piena con periodo di ritorno $T = 200$ anni.

Sezione di riferimento	Area	Hmed	Aperm	Aimp
	[km^2]	[m s.l.m.m.]	[km^2]	[km^2]
Vallone Pisciricoli	1.63	468.00	1.47	0.16

VAPI CAMPANIA (zona A2)			
$m(l_0)$	dc	C	D
[mm/ora]	[ore]		
83.8	0.3312	0.7031	-7.7381×10^{-5}

Parametri del modello geomorfoclimatico				
c1	c2	Cf1	Cf2	K1
[m/s]	[m/s]			
0.25	1.70	0.13	0.60	1.44 *10-4

Risultati del calcolo idrologico										
Cf	tr	m[h(tr)]	KA(tr)	m[hA(tr)]	β	n'	q	m(Q _c)	K _T	Q _{T=200}
	[ore]	[mm]		[mm]				[m ³ /s]	[T=200]	[m ³ /s]
0.18	1.15	35,50	0,998	35,40	0,667	0.48	0.65	1.60	3.53	5.65

Si riportano per completezza i tre valori delle portate che in genere si prendono a riferimento cioè quelle con preassegnato periodo di ritorno pari a 50, 100 e 200 anni.

QT (T=50)	QT (T=100)	QT (T=200)
[m ³ /s]	[m ³ /s]	[m ³ /s]
4,17	4,91	5,65

La portata di piena con periodo di ritorno T= 200 anni è quindi uguale a 5,65 m³/s.

4. Stima dei volumi potenzialmente mobilitabili

4.1. Premessa metodologica

La determinazione delle aree inondabili da parte di una colata può essere utilmente svolta facendo ricorso ad una sinergica applicazione dei due approcci di seguito riportati:

- analisi storica e geomorfologica;
- modellazione numerica.

Il criterio basato sull’ **analisi storica** (*dove si sono verificate colate nel passato queste si ripeteranno*) e **geomorfologica** (*dove sono giunte le colate nel passato esse ritorneranno*) rappresenta un iniziale e potente strumento di indagine peraltro esso non appare completamente esaustivo del problema relativo alla delimitazione.

Il semplice riconoscimento dei limiti estremi raggiunti da colate più o meno recenti può risultare non direttamente trasferibile alla situazione attuale in quanto la morfologia del terreno può essere stata modificata sia dalle colate stesse sia dall’azione antropica.

L’uso isolato dell’approccio geomorfologico da un lato può risultare assai cautelativo, in quanto rappresenta l’involuppo di tutti gli eventi avvenuti nel passato, d’altro canto, siccome si basa su evidenze ancora riconoscibili, nel caso in talune aree tali evidenze siano stata asportate potrebbe portare ad una sottostima del pericolo zone.

Appare infine evidente che tale approccio non è in grado di valutare gli effetti di eventuali interventi di mitigazione del rischio.

Il ricorso alla sola **modellazione matematica** d’altro canto non appare tecnicamente corretto in quanto per una adeguata implementazione del modello è necessario disporre di dati per tarare i parametri del modello e per validare i risultati dei calcoli. In tal senso la disponibilità di un’accurata ricostruzione degli aspetti geomorfologici fornisce un’utile cornice all’interno della quale inquadrare i risultati numerici. In effetti lo studio geomorfologico rappresenta un’indispensabile premessa al fine di individuare i volumi potenzialmente mobilitabili e per consentire il confronto tra i risultati dei calcoli numerici con le aree riconosciute come storicamente a rischio.

4.2. Modello morfoevolutivo

4.2.1 Inquadramento territoriale

L’intervento in progetto interessa un’area tra le località di Starza¹ e Pregiato¹ nel comune di Cava de’ Tirreni (Figura 5). L’area fa parte della fascia pedemontana della dorsale montuosa ad est di Cava, alla confluenza di due impluvi secondari lungo il versante ovest dei rilievi P.gio Arenella¹ e Monte¹.

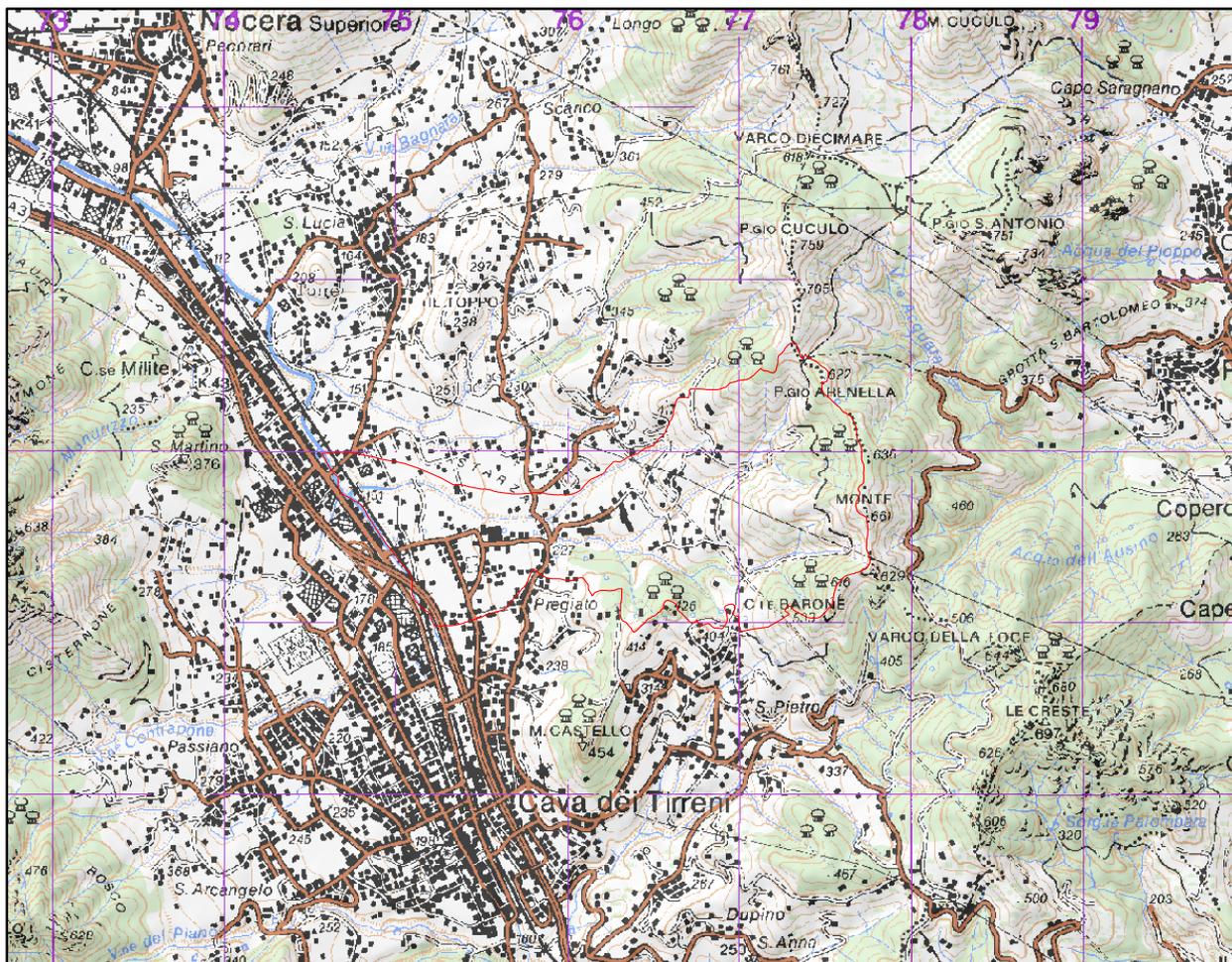


Figura 5 Stralcio corografico

¹ Rif. Toponimi IGM dal foglio 467 “Salerno” serie 50L

4.2.2 Ambito morfologico di riferimento

I processi tipo colata rapida sono schematizzabili, in termini morfoevolutivi, attraverso forme geomorfologiche elementari distinte in *aree di distacco*, *aree di transito* ed *aree di invasione*. L’insieme delle forme associate secondo tale schema definiscono l’ambito morfologico² di pertinenza dell’area in studio. Nel particolare dell’area in studio l’ambito morfologico sotteso viene definito da tre ambiti elementari. Tale situazione trae origine dalla particolarità dell’area in studio ubicata su di una conoide detritica che costituisce l’area di invasione sottesa a tre diversi impluvi, distinti da sud verso nord in:

Vallone Pisciricoli <i>sud</i>	Ramo A
Vallone Pisciricoli <i>nord</i>	Ramo B
Vallone Longhi	Ramo C

I valloni Pisciricoli costituiscono gli impluvi principali confluenti poco a monte dell’apice della conoide detritico piroclastica principale.

L’attuale morfologia dei luoghi, per quanto modificata dall’antropizzazione, si caratterizza per la profonda incisione del fianco della conoide come canale di deflusso delle acque provenienti da monte. Tale morfologia è da correlare a processi geomorfologici relativi all’evoluzione del reticolo idrografico e non ai processi tipo colata rapida la cui magnitudo è stata tale da definire la forma e le dimensioni della conoide detritica principale.

² In relazione ad uno specifico processo morfoevolutivo, l’ambito morfologico rappresenta l’area nella quale agisce il processo stesso e in cui se ne rilevano gli effetti. Nel caso specifico delle colate rapide l’ambito viene definito dal bacino montano, ad esclusione dei crinali, a cui si aggiungono le forme di deposizioni di valle quali le conoidi.

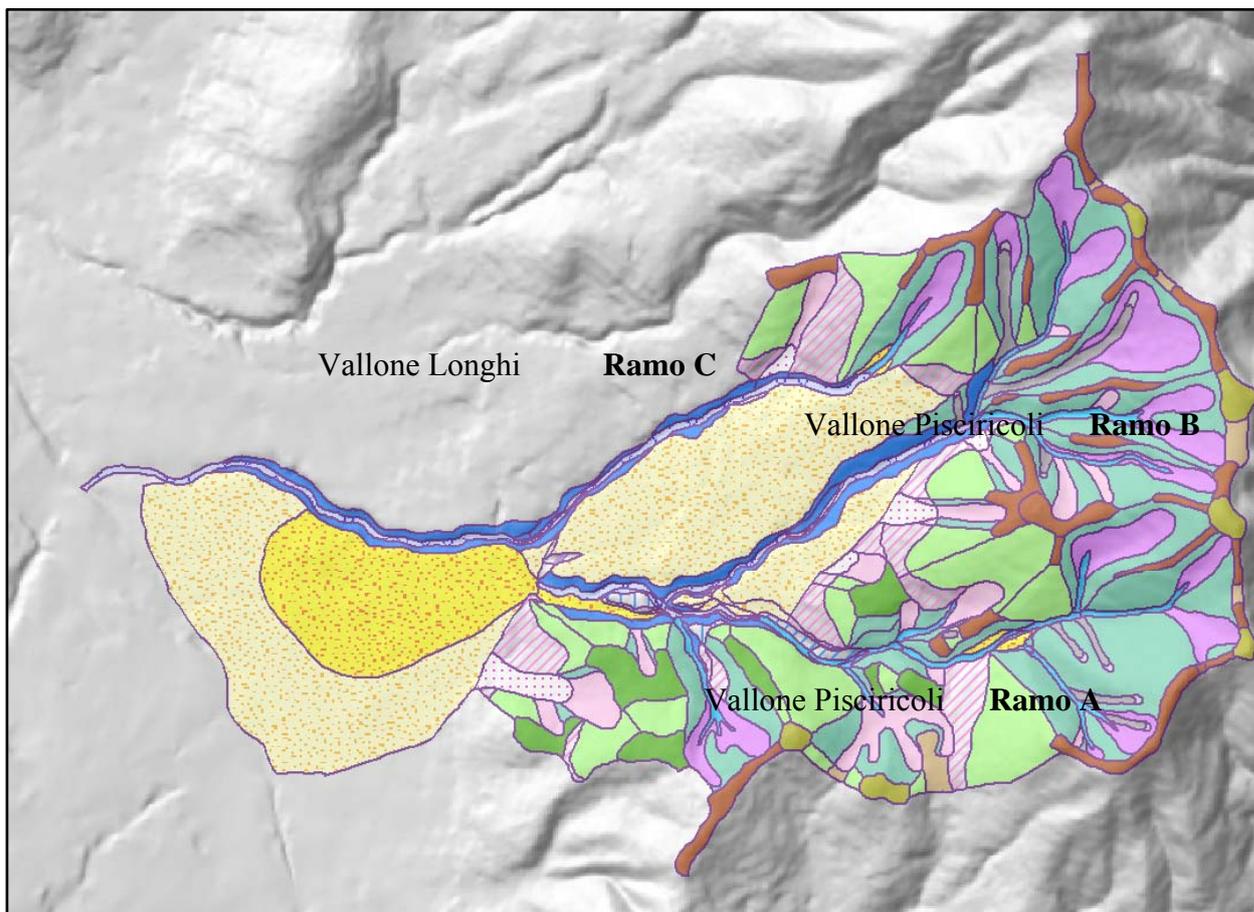


Figura 6 Stralcio carta geomorfologica (dai dati disponibili sul sito dell'ADB)

4.3. Suscettibilità da distacco

La stabilità delle coltri detritiche piroclastiche e non, sede di fenomeni di dissesto superficiali quali colate e colate rapide, viene verificata attraverso i normali modelli di calcolo di stabilità di pendio ed in particolare attraverso il metodo del pendio indefinito in quanto, la semplicità del metodo appare adeguata alla relativa semplicità dei meccanismi evolutivi delle frane di colata.

Nella letteratura tecnica sono presenti modelli di calcolo che verificano il pendio, applicando il metodo del pendio indefinito, oltre che lungo sezioni topografiche bidimensionali, anche su schemi tridimensionali che si appoggino a modelli digitali del terreno (DEM).

Tra i codici di calcolo disponibili per effettuare tali verifiche *SHALSTAB* (Dietrich et al, 1992, 1994) rappresenta uno dei modelli più diffusi ed affidabili. La procedura di calcolo in *SHALSTAB* utilizza un modello idrologico che assume in ingresso un ietogramma per stimare l'altezza relativa della falda sospesa. Tale informazione è utilizzata congiuntamente ai parametri geotecnici e alla forma del pendio per verificare la condizione di equilibrio del pendio indefinito mediante la formula di seguito riportata:

$$\rho_s g z \sin \beta \cos \beta = C + [\rho_s g z \cos^2 \beta - \rho_w g h \cos^2 \beta] \tan \phi'$$

Secondo tale formulazione la condizione di innesco di un fenomeno franoso è controllata da 6 parametri:

- parametri geomeccanici del terreno:
 - o coesione C ,
 - o angolo di attrito ϕ'
 - o densità relativa γ_s
- inclinazione β della superficie di rottura (che si assume coincida con la pendenza topografica e la direzione delle linee di deflusso ipodermico)
- altezza h della falda sospesa,
- spessore di suolo z .

Il modello idrologico stima in ogni punto del versante l'altezza relativa della falda (h/z), assumendo che:

tutta la "precipitazione efficace" q (risultato della precipitazione P), proveniente da monte, raggiunga il punto dato;

la quantità d'acqua in ingresso sia equilibrata dalla quantità d'acqua in uscita (condizione di stato stazionario).

Date queste condizioni di partenza, in ogni punto del versante l'altezza relativa della falda (h/z) è stimabile con la seguente espressione

$$h/z = (q/T) (a/b) / \sin \beta$$

dove q = tasso di alimentazione verticale alla falda, T = trasmissività del terreno, a/b = area di drenaggio unitaria.

Questa relazione formalizza due concetti:

- la quota della falda è tanto più elevata quanto maggiore è l'area contribuyente a monte;
- la quota della falda è inversamente correlata al gradiente topografico.

L'equazione esprime la suscettività al dissesto in termini di un indice, il $q/T_{critico}$, a differenza dei metodi tradizionali, i quali utilizzano il fattore di sicurezza FS . Il valore critico di FS è determinato dal rapporto fra forze destabilizzanti e le forze resistenti del complesso suolo-vegetazione: quando FS è minore o uguale a 1, significa che le forze agenti sono sufficienti a generare la rottura del terreno. Pertanto il valore-soglia associato all'instabilità è definito univocamente.

Questo non avviene nella definizione del $q/T_{critico}$, il quale viene invece calibrato sulla base di inventari di fenomeni franosi. Infatti, il $q/T_{critico}$ è il rapporto fra la "precipitazione efficace" q e la trasmissività T del terreno in un dato punto, necessario (a parità di parametri geomeccanici) per innescare una frana.

Un valore di $q/T_{critico}$, indica che è sufficiente una pioggia (q) modesta per innescare la frana, pertanto risulta più elevata la suscettività al dissesto.

Al contrario, un valore di $q/T_{critico}$ elevato, significa che è necessaria una pioggia (q) di intensità superiore per innescare rottura; di conseguenza la suscettività al dissesto risulta più bassa.

I valori di $q/T_{critico}$ forniti dalla (3) sono indicatori "relativi" di propensione al dissesto, e non assoluti. In altre parole, mentre nel caso dei metodi tradizionali, abbiamo come riferimento il $FS = 1$ come valore-soglia di instabilità, l'indice q/T rappresenta invece una scala relativa, all'interno della quale ignoriamo, "a priori", il valore di soglia critico.

Dobbiamo ricavare questo valore-soglia da inventari attendibili del dissesto a scala regionale. Laddove la qualità di tali inventari risulta insufficiente, viene a mancare la possibilità di calibrare la scala di suscettività al dissesto, e quindi il modello.

Ricapitolando, l'applicazione di *SHALSTAB* necessita di:

- un modello digitale del terreno, per calcolare il gradiente topografico (β), e l'area di drenaggio unitaria (a/b)
- dati geomeccanici (C, ϕ', γ_s) rappresentativi della coltre colluviale superficiale;

4.4. Definizione della suscettibilità da distacco

Ai fini della valutazione della suscettività al distacco nell'area di interesse, è stato applicato il modello distribuito *SHALSTAB* in ambiente GIS, i cui parametri fondamentali di input riguardano la descrizione del comportamento idrologico e geotecnico dei suoli caratterizzanti l'area.

Nell'area di interesse non sono disponibili misure in sito o di laboratorio circa la caratterizzazione geotecnica dei suoli, pertanto, facendo riferimento alla ricerca scientifica sono stati assunti i risultati di indagini geotecniche desunti dallo studio di Cascini e Cuomo (2004) condotte su coltri di terreno piroclastico campane sede di fenomeni di instabilità evoluti in colate detritiche di fango. I parametri presi a riferimento sono riassunti in Tabella 2

	γ_d (kN/m^3)	γ_{sat} (kN/m^3)	n (-)	k_{sat} (m/s)	c' (kPa)	ϕ' ($^\circ$)	ϕ^b ($^\circ$)
Cinerite A	7.30	13.1	0.58	10^{-5}	4.7	32	15 ÷ 30
Pomice	6.20	13.1	0.69	$10^{-5} \div 10^{-3}$	0	37	15 ÷ 30
Cinerite B	9.10	15.7	0.66	10^{-6}	4.7	32	15 ÷ 30

Tabella 2 Principali proprietà geotecniche dei terreni (Cascini L. & Cuomo S., 2004).

In particolare, con riferimento all'area di interesse si identificano un bedrock di tipo calcareo con coltri piroclastiche del tipo Pomice e Cenerite A, pertanto per la descrizione

spaziale delle aree di innesco si farà riferimento allo strato di pomice e/o cinerite nelle quali si instaurano i moti di infiltrazione e filtrazioni tali da influenzare il regime delle pressioni neutre.

Per l’individuazione delle aree di innesco sono state effettuate una serie di simulazioni facendo variare i dati di input. Le prime elaborazioni sono state condotte assumendo un comportamento idrologico e geotecnico omogeneo. Successivamente, i parametri desunti da bibliografia scientifica sono stati opportunamente tarati sulla base degli idrogeomorfotipi (Rossi F. et al., 2006) ossia sulla base di unità territoriali omogenee dal punto di vista del comportamento idrologico e morfologico. Una caratterizzazione preliminare degli idro- geomorfotipi in Campania è riportata nella figura seguente.

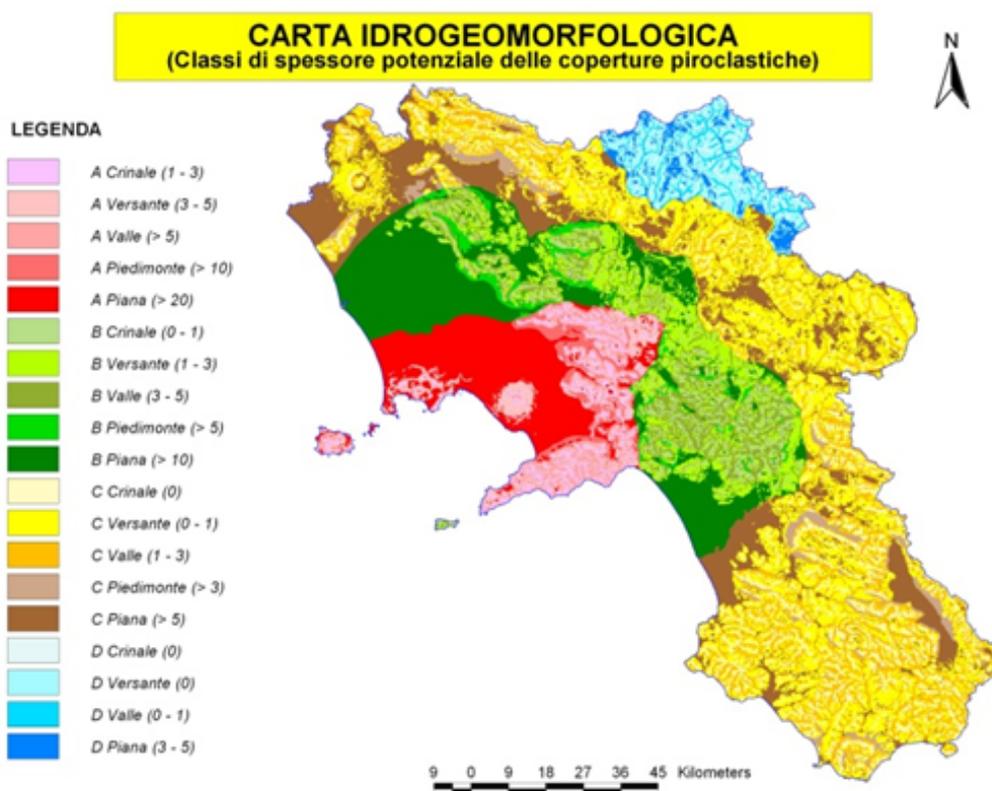


Figura 7 Carta idrogeomorfologica

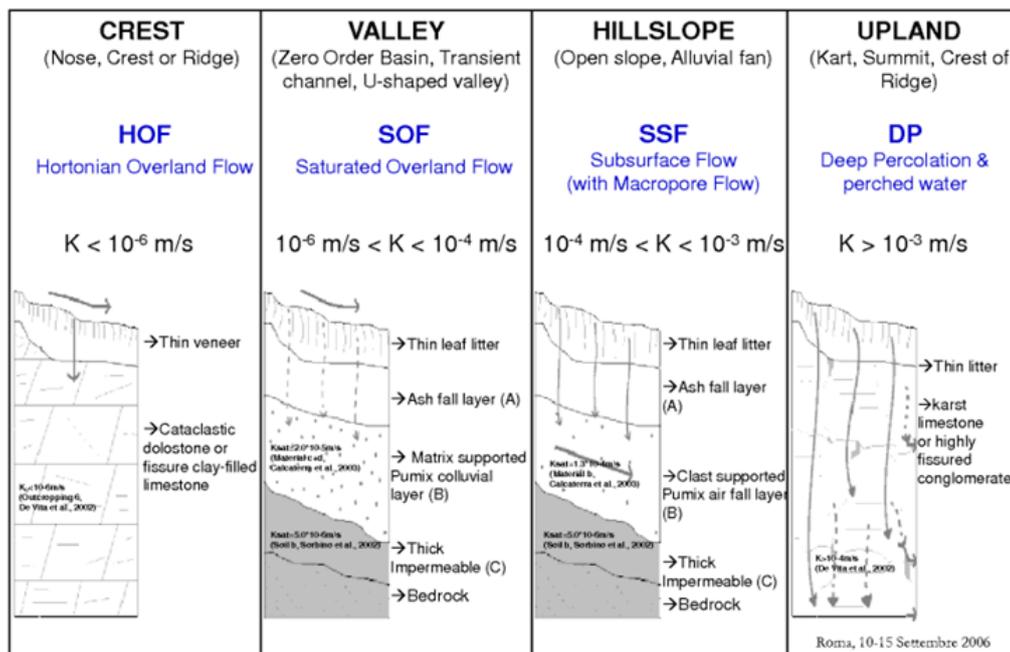


Figura 8 Forme elementari (2002 Troch.P)

Già nel 2002 Troch P. et al. effettuano degli studi che enfatizzano l'importanza delle forme elementari del territorio sul controllo dei meccanismi di formazione del deflusso superficiale, sub-superficiale e profondo, mentre Schmocker-Fackel P. nel 2007 identifica una procedura decisionale per la individuazione dei meccanismi prevalenti di ruscellamento nei bacini idrografici.

Una procedura aggiornata per l'individuazione degli idrogeomorfotipi che contempla i metodi succitati è riportata di seguito.

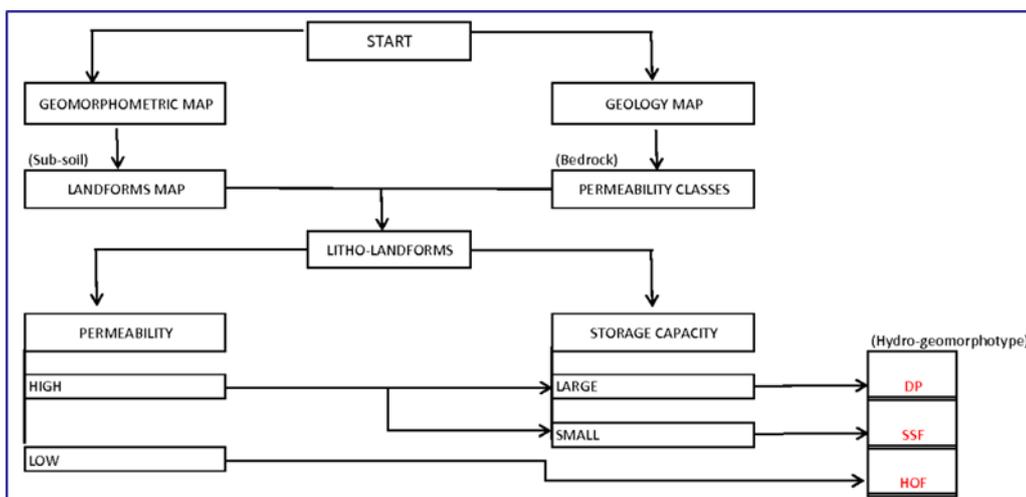


Figura 9 Schema procedurale per l'individuazione degli idrogeomorfotipi

Punto focale per l’individuazione degli idro-geomorfotipi è la definizione delle nove unità elementari di cui parla Troch P., la quale è stata svolta in modo oggettivo in ambiente *GIS* e secondo una procedura object oriented.

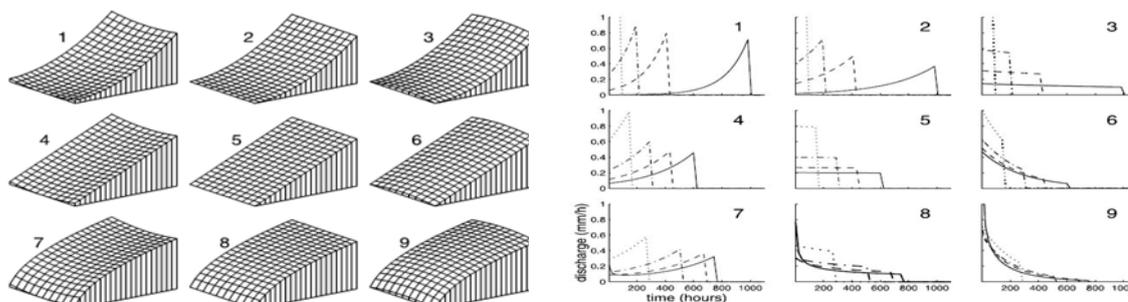


Figura 10 Unità elementari (Troch P.)

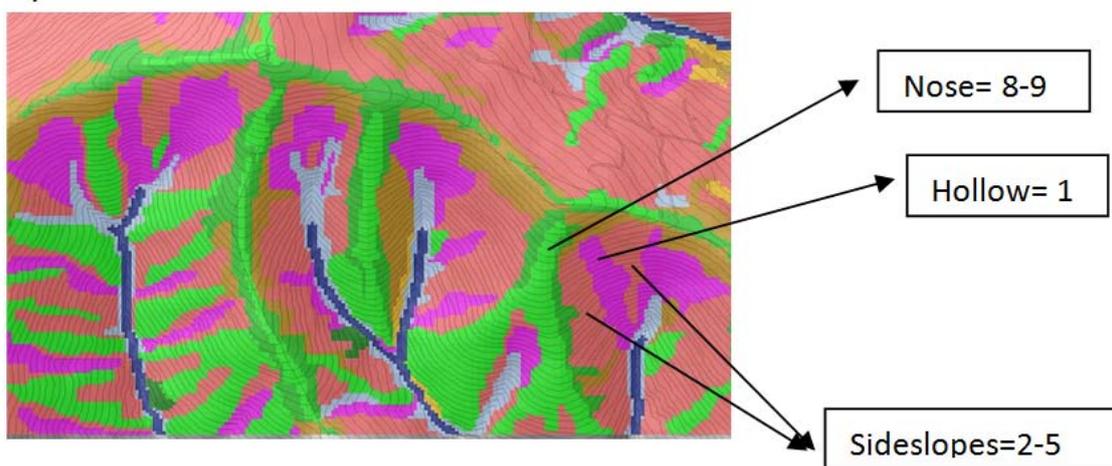


Figura 11 stralcio delle nove unità elementari individuate

In Figura 11 si riporta uno stralcio delle unità geomorfologiche elementari ottenute in ambiente *GIS* con il software e-cognition che consente di analizzare e interpretare le immagini a tutte le scale - dalle strutture cellulari microscopiche alle immagini da satellite. Tale software è stato sviluppato dal premio nobel Prof. Gerd Binnig e dal suo team.

Due procedure basilari e fondamentali contraddistinguono tale software:

a partire da un set di cartografie in formato grid, il programma effettua un processo di “segmentazione” ottenendo una serie di oggetti-immagine a differente risoluzione opzionale, inoltre esso può essere usato per costruire un sistema gerarchico di oggetti-immagine ognuno dei quali può contenere al suo interno altri sub-oggetti e/o può essere

contenuto in oggetti di dimensioni superiore, ogni oggetto, inoltre, conosce il suo contesto, il suo oggetto vicino ed i suoi sub-oggetti in quanto ad ognuno è associato un dataset.

Gli oggetti-immagine così individuati possono essere successivamente classificati, attraverso la definizione preliminare da parte dell’operatore di alcuni parametri caratteristici ed attribuendo ad ogni oggetto la rispettiva appartenenza attraverso la Fuzzy Logic.

A partire da tali oggetti immagine, si perviene alla redazione della carta delle unità geomorfologiche con procedura automatizzata e aggiungendo ad esse le caratteristiche idrologiche dei suoli descritte dalla permeabilità, si giunge alla individuazione degli idro-geomorfotipi.

Nel caso particolare del presente studio, ad ogni unità geomorfologica sono stati attribuiti i parametri specifici di permeabilità, di spessore del suolo e di angolo di attrito interno desunti da letteratura; l’attribuzione dei parametri è stato oggetto di taratura confrontando i risultati ottenuti con la carta geomorfologica parte integrante dell’aggiornamento del PSAI dell’ADB del Sarno.

4.5. Risultati delle elaborazioni SHALSTAB

Per la definizione dello scenario di stabilità di riferimento, sono stati tarati i parametri di ingresso al modello della stabilità distribuita “*SHALSTAB*”, attraverso il confronto di varie distribuzioni dei parametri in ingresso. Il riferimento areale per tali distribuzioni è stato rappresentato attraverso gli idro-geomorfotipi, mentre i range di variazione dei parametri sono stati desunti dal dato bibliografico riportato in Tabella 2.

Tra quelli verificati lo scenario con conducibilità idraulica variabile e angolo di attrito costante ha meglio approssimato lo schema evolutivo dell’evento di riferimento (sulla base del modello morfoevolutivo).

Tale scenario viene definito attraverso un angolo di attrito costante e pari a 33°, e da valori della conducibilità idraulica schematizzati secondo quanto riportato nella tabella 2 e nella figura 9.

Unità geomorfologiche	Ksat
Crinale	10^{-4} m/s
Fiume	10^{-6} m/s
Incisione	10^{-6} m/s
Versanti aperti	10^{-5} m/s
Zero order basin	10^{-3} m/s

Tabella 3 Valori della conducibilità idraulica per le varie Unità Geomorfologiche

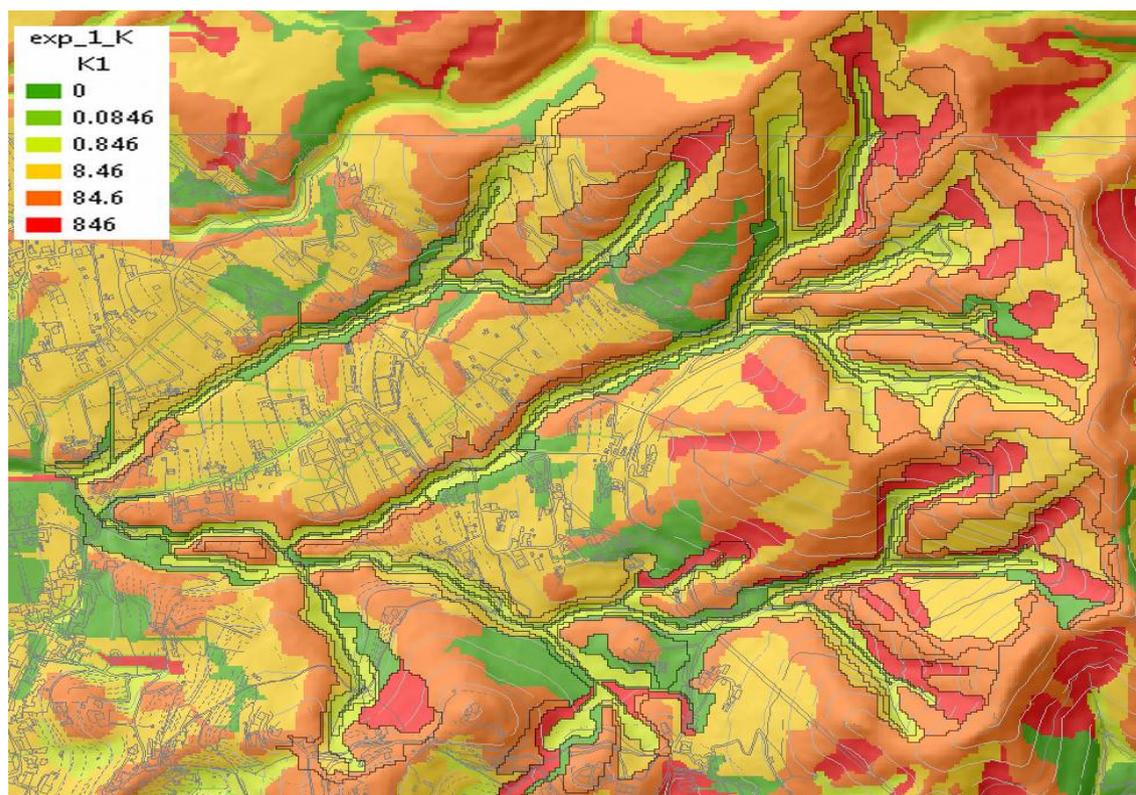


Figura 12 Zona di distacco - Distribuzione della conducibilità idraulica

Lo scenario proposto, riportato in Figura 13, restituisce una zonazione dell’ambito morfologico in termini di soglie di infiltrazione efficace alle quali corrispondono aree potenzialmente mobilizzabili. Le soglie di infiltrazione efficace sono espresse in termini di pioggia efficace stazionaria giornaliera.

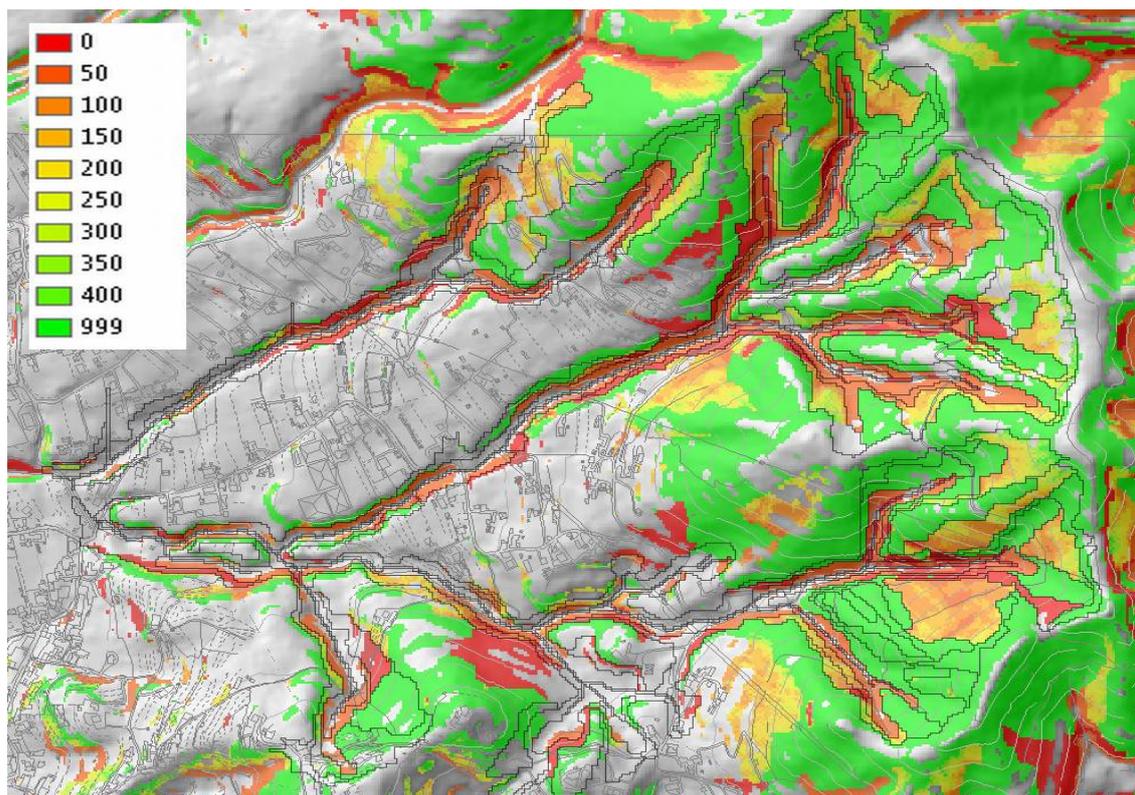


Figura 13 Zona di distacco - Scenario di stabilità distribuita associato a ϕ 33° ed ai valori riportati in Tabella 2

Associando a tale zonazione, una stima dei tempi di ritorno delle piogge giornaliere è possibile definire quanto richiesto nell’Allegato Tecnico F delle Norme di Attuazione richiede, al punto 2.1 comma 2, ovvero: *“La probabilità di accadimento di uno scenario di evento sarà dedotta a partire dalla probabilità di accadimento della precipitazione potenzialmente responsabile dell’innescò del fenomeno. Si dovrà fare riferimento a tre possibili scenari, corrispondenti rispettivamente a probabilità di accadimento elevata (tempo di ritorno pari a 30 anni), media (tempo di ritorno pari a 100 anni) e bassa (tempo di ritorno pari a 300 anni)”*.

In merito alla definizione della probabilità di accadimento, in relazione ai processi tipo colate rapide, è necessario premettere che, sulla base delle conoscenze scientifiche attuali, non è possibile fornire una soluzione univoca, nel senso che non esiste allo stato attuale una metodologia che sia univocamente accettata dalla comunità scientifica, per due ordini di motivi: (i) da un lato occorre considerare una opportuna trasformazione da infiltrazione efficace (pioggia efficace) in piogge idrologiche (pioggia lorda) punta, che dipende dai meccanismi che si ipotizza determinante per il collasso dei terreni piroclastici, per il quale sono stati indicate proposte differenti; dall’altro (ii), ancora più determinante, è la

considerazione che, anche qualora fosse noto il valore della pioggia efficace (o netta) in termini di altezza di precipitazione totale innescante il fenomeno, a tale valore non corrisponde un solo valore del periodo di ritorno, a partire dalle leggi di probabilità pluviometriche, se non si specifica almeno un parametro temporale, una durata critica. Questo nel caso più semplice di fare riferimento a pluviogrammi di intensità costante.

Nel caso in questione i dati relativi a numerosi eventi in cui si sono determinate colate rapide di fango (Castellammare 1997, Sarno 1998, Nocera 2005) indicano che tali fenomeni si determinano per piogge prolungate, di bassa intensità e di durata compresa tra 24 e 36 ore. Nel caso di Sarno 1998 il pluviogramma è stato praticamente costante con intensità media intorno a circa 5 mm/h .

Tali considerazioni indicano che la scelta delle piogge giornaliere, quale durata della pioggia caratteristica per le colate rapide nell’area della Piana Campana, sebbene ragionevole non è verificata da un punto di vista scientifico.

Tutto ciò premesso ed in relazione all’ambito morfologico di riferimento, applicando il modello VAPI, per infiltrazione efficace (nell’ipotesi di pioggia efficace = pioggia lorda, ovvero infiltrazione totale) pari a 100 mm si hanno tempi di ritorno $T_r = 30$ (valore intermedio classe 20 – 50 in Figura 14), mentre per piogge intorno ai 350 mm su hanno tempi di ritorno $T_r = 300$ (valore minimo³ classe 300 – 5000 in Figura 15). Come evidente in Figura 13, per tempi di ritorno pari a $T_r = 30$, sono mobilizzabili le aree relative alle soglie di infiltrazione efficace inferiori a 50 mm , mentre per $T_r = 300$, sono mobilizzabili le aree fino a 350 mm di infiltrazione efficace: le prime sono associate ai geomorfotipi perimetrali nell’impluvio, mentre per le seconde si associano anche gli accumuli colluviali lungo la testata d’impluvio (ZOB).

³ Tale valore è stato scelto in quanto la figura fa riferimento a piogge giornaliere pari a 400 mm mentre la soglia di riferimento per i geomorfotipi considerati è pari a 350 mm , quindi chiaramente con tempi di ritorno più bassi.

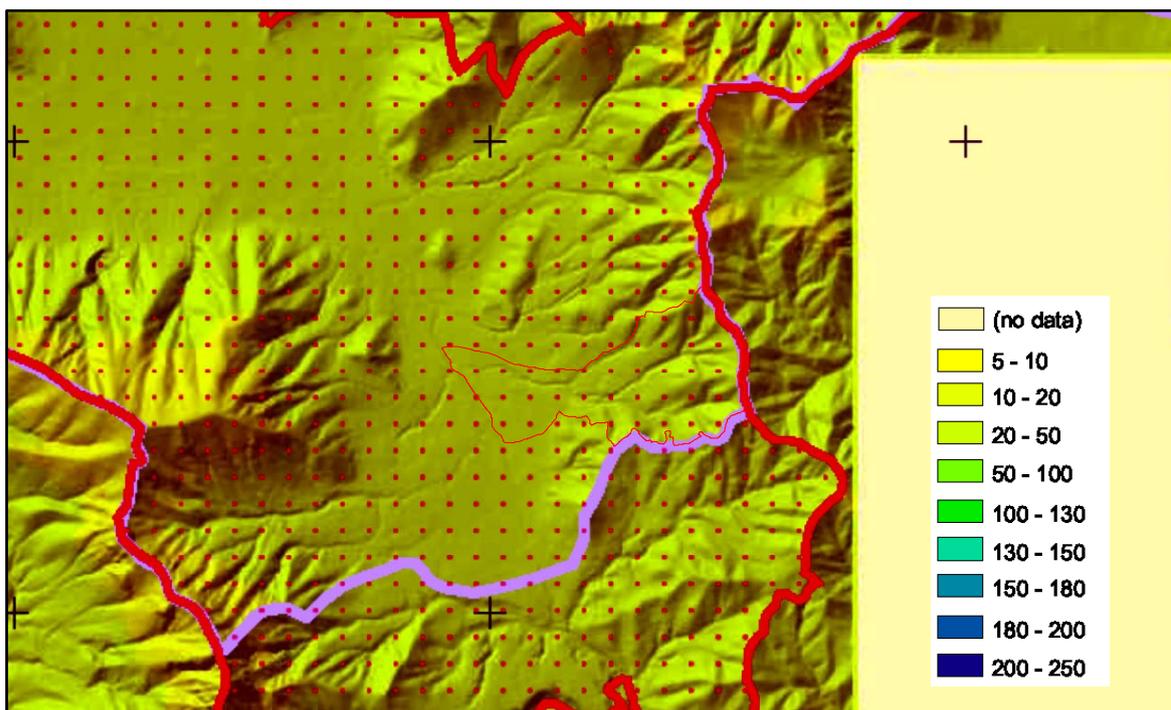


Figura 14 Tempi di ritorno per piogge giornaliere pari a 100mm (Modello Vapi)

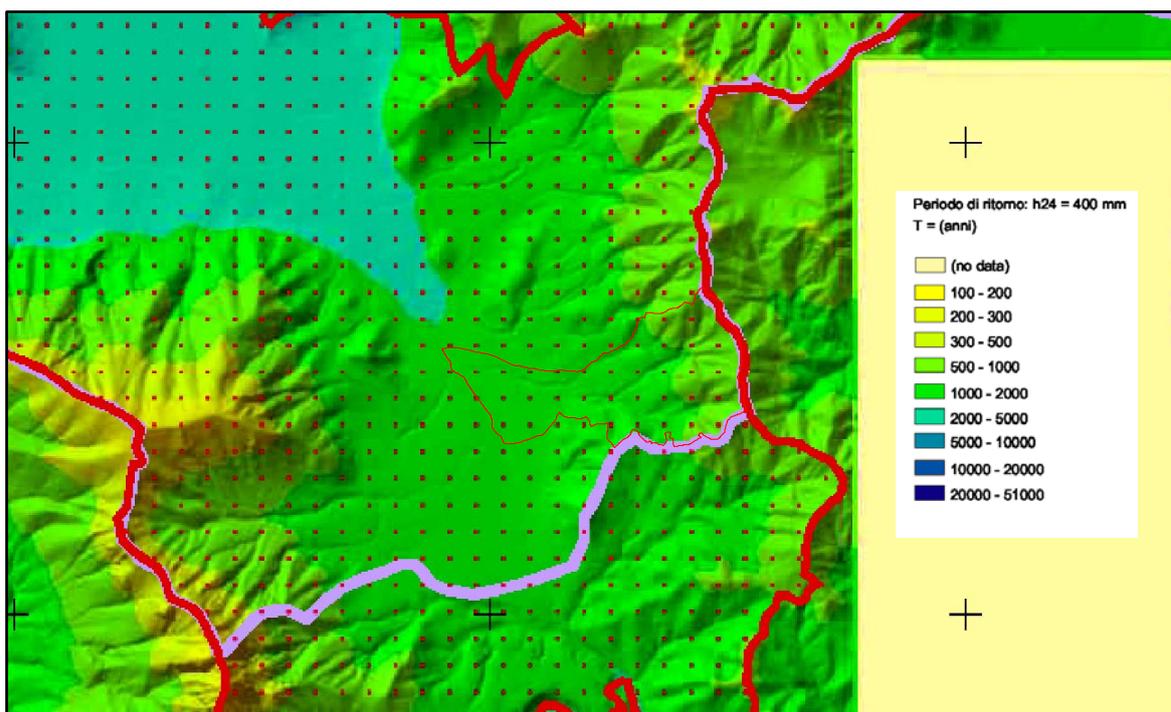


Figura 15 Tempi di ritorno per piogge giornaliere pari a 400mm (Modello Vapi)

4.6. Stima dei volumi mobilizzabili

I volumi mobilizzabili sono stati quantificati selezionando le aree instabili, secondo lo scenario di stabilità da distacco descritto in precedenza, e associando ad esse le aree di transito che caratterizzano l’ambito geomorfologico.

Le aree a cui si è fatto riferimento sono quelle definite dalle unità geomorfologiche elementari, suddivise per ambito morfologico elementare. La tipologia di forma elementare viene riportata in Tabella 4 mentre gli ambiti⁴ di calcolo sono riportati in Figura 16.

Tipo forma		Tipo forma		Tipo forma		Tipo forma	
conv_conc	58	div_conv	7	p_alta	27	shoulder	9
conv_conv	3	div_piatt	12	plan_conc	11		
conv_piatt	20	Fiumi	599	plan_conv	6		

Tabella 4 Classificazione delle forme geomorfologiche e elementari

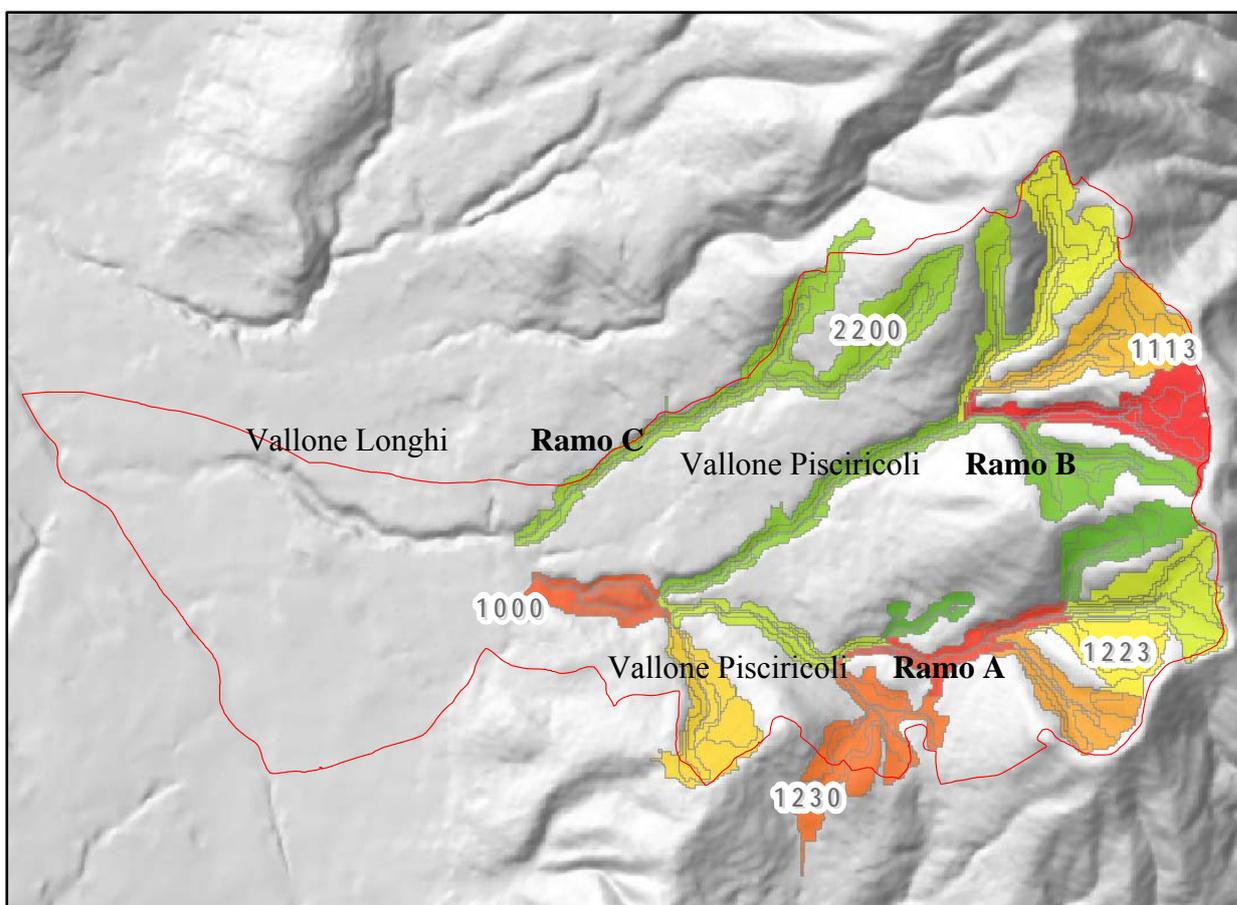


Figura 16 Codifica delle forme geomorfologiche elementari in relazione ai sottobacini contribuenti

⁴ In tale accezione l’ambito morfologico sotteso all’area di intervento è stato suddiviso in sottoambito relativo alle diverse aree di alimentazione e transito relativo.

I volumi mobilizzabili vengono valutati selezionando le forme secondo la suddivisione relativa al distacco ed al transito, ovvero:

si definiscono, in funzione della stabilità distribuita, le aree in condizioni di instabilità per distacco;

alle aree instabili per distacco si associano le aree di transito sottese alle aree di distacco, che possono essere mobilizzate per instabilità indotta;

per ciascuna zona si definiscono i volumi moltiplicando le relative superfici per gli spessori di copertura mobilizzabile.

4.7. Selezione delle forme instabili (aree contribuenti)

Di seguito si riporta la distribuzione cumulata delle aree instabili all’aumentare dell’infiltrazione efficace per ciascuna classe di forme.

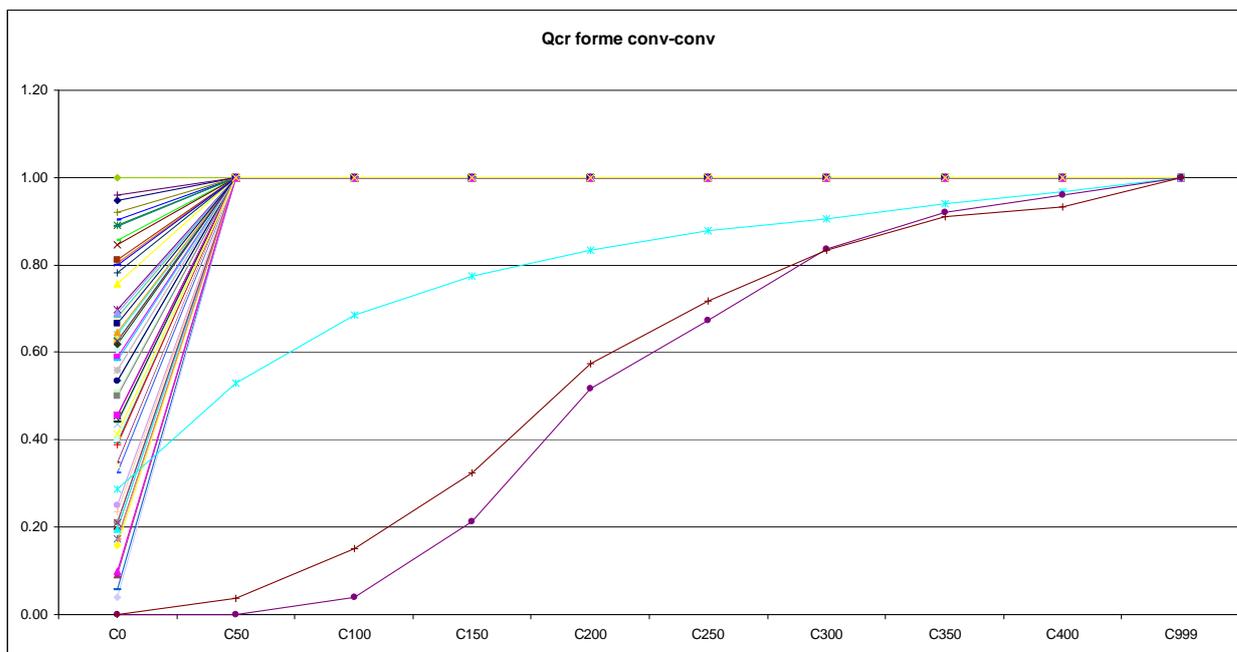


Figura 17 Distribuzione cumulata delle aree instabili per valori crescenti dell’infiltrazione efficace per le forme conv-conv

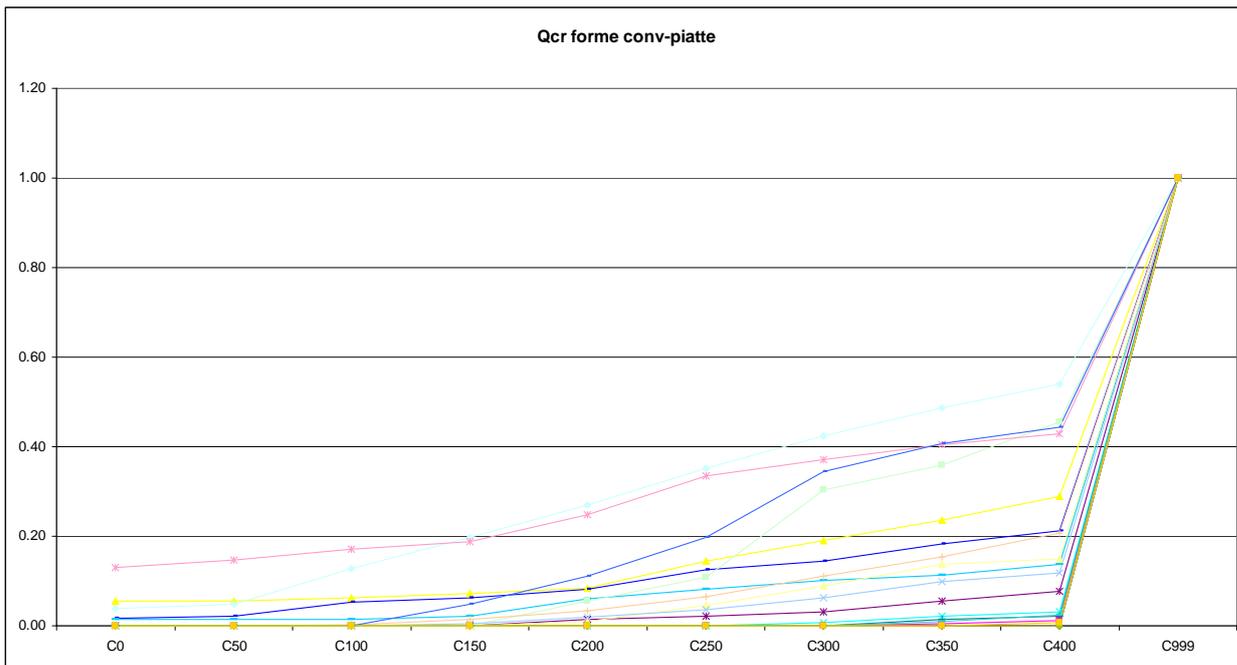


Figura 18 Distribuzione cumulata delle aree instabili per valori crescenti dell’infiltrazione efficace per le forme conv-piatte

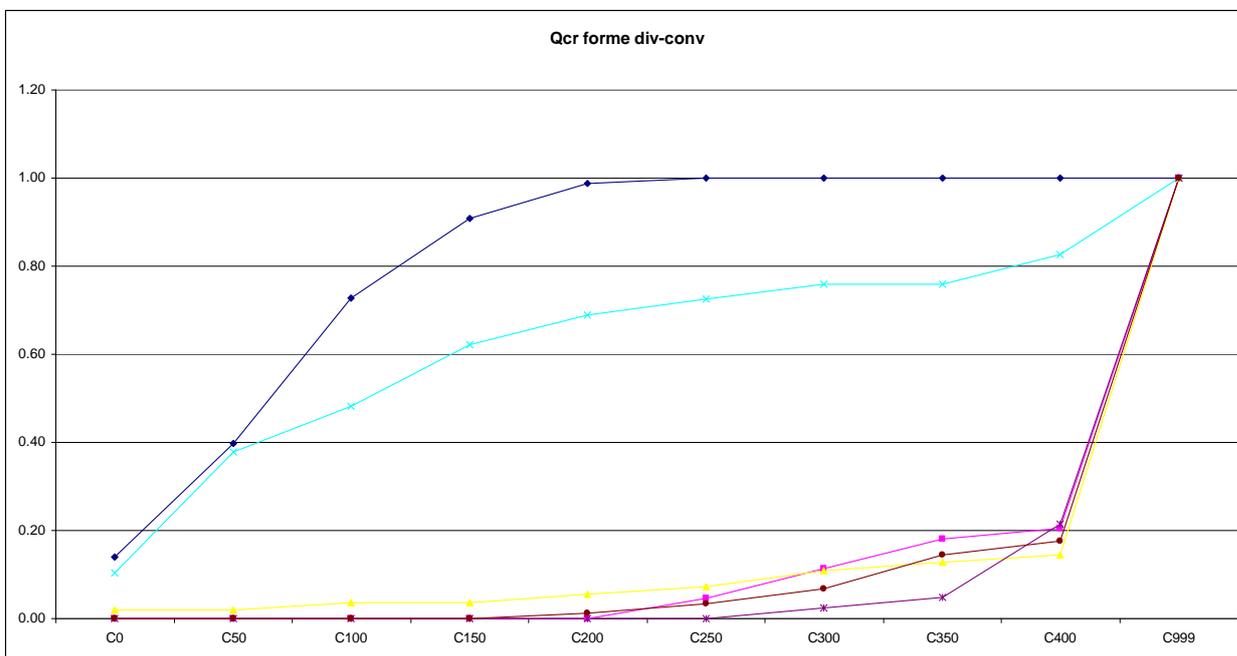


Figura 19 Distribuzione cumulata delle aree instabili per valori crescenti dell’infiltrazione efficace per le forme v-conv

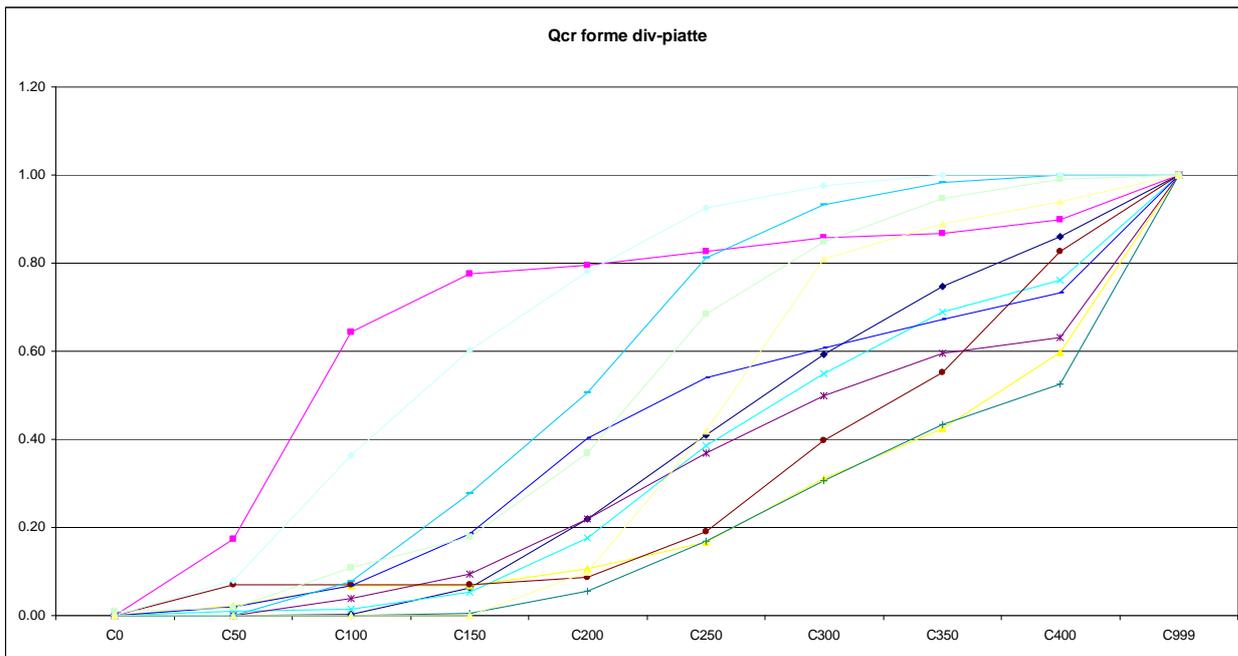


Figura 20 Distribuzione cumulata delle aree instabili per valori crescenti dell'infiltrazione efficace per le forme v-piatte

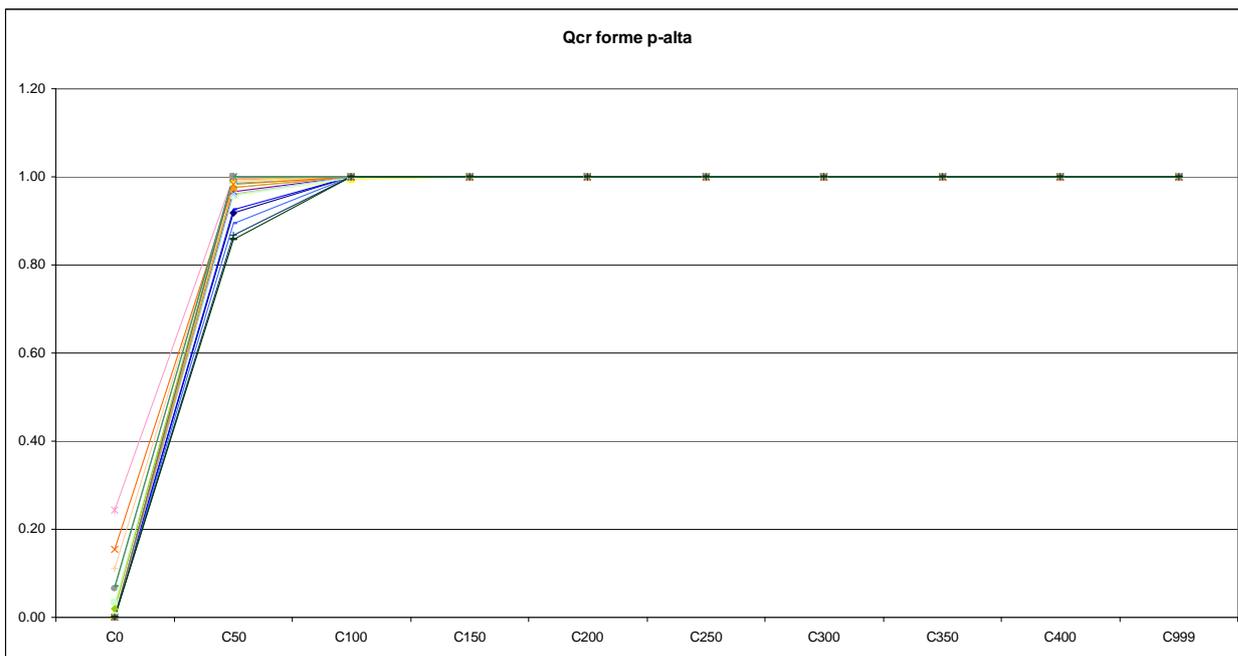


Figura 21 Distribuzione cumulata delle aree instabili per valori crescenti dell'infiltrazione efficace per le forme p-alta

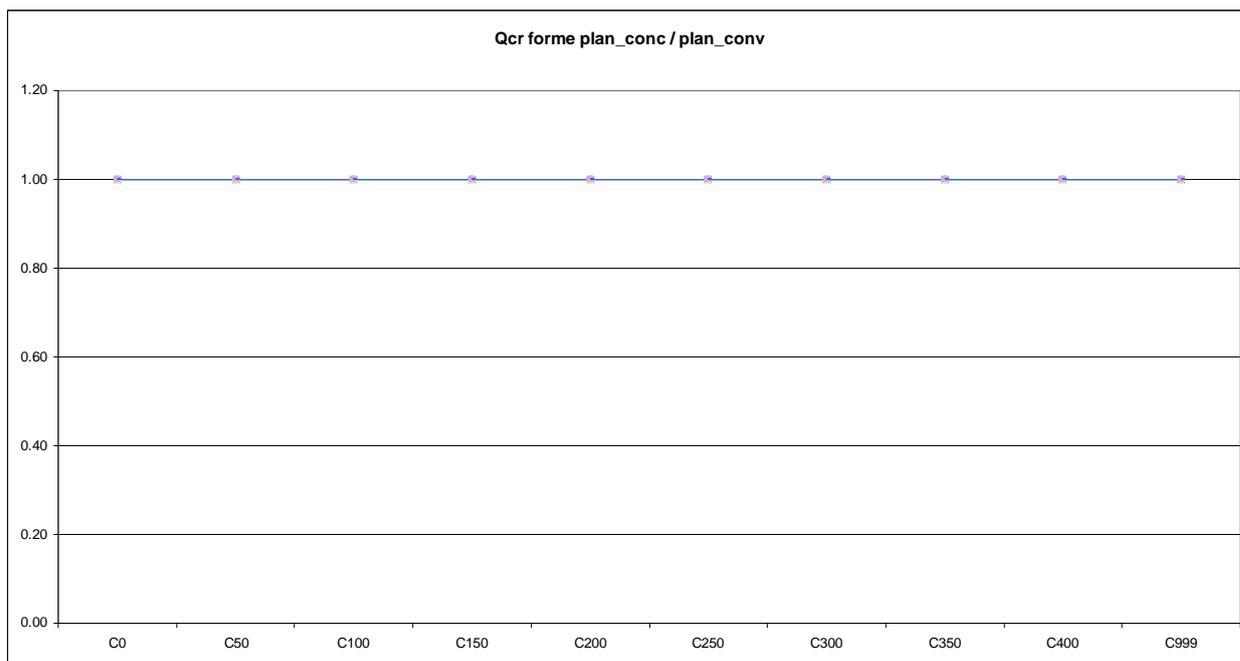


Figura 22 Distribuzione cumulata delle aree instabili per valori crescenti dell'infiltrazione efficace per le forme **plan_conc/plan_conv**

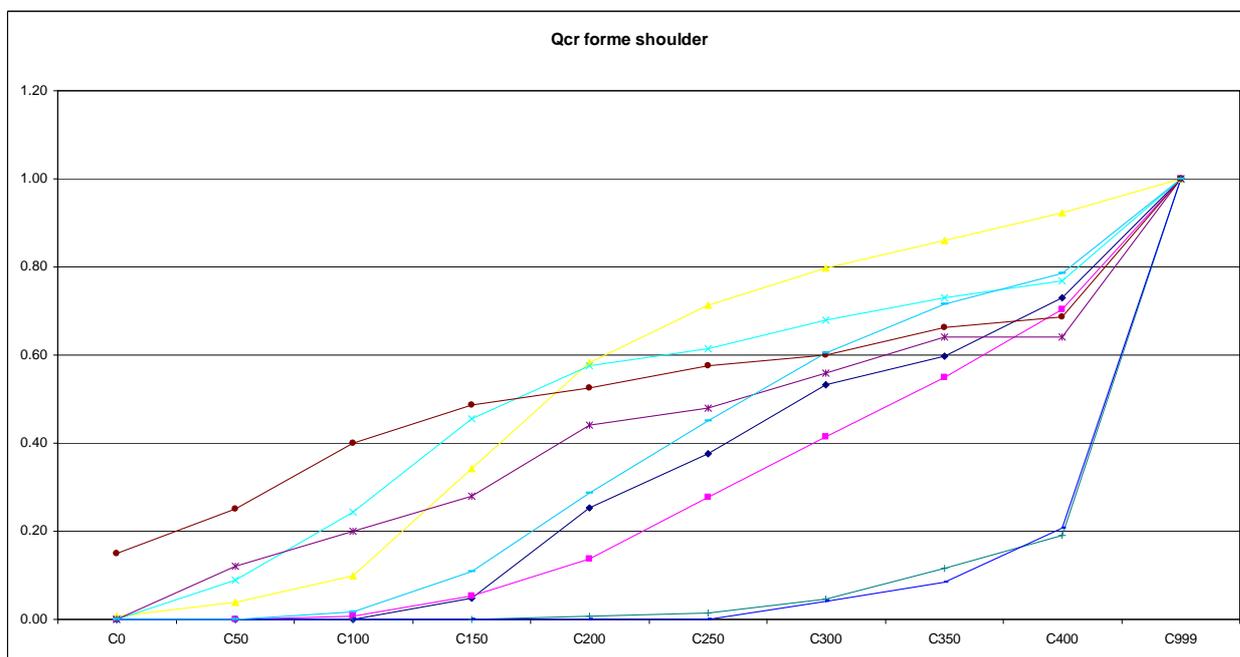


Figura 23 Distribuzione cumulata delle aree instabili per valori crescenti dell'infiltrazione efficace per le forme **shoulder**

Attraverso tali distribuzioni si selezionano le forme di Innesco instabili e le relative forme di transito. Le forme sono state classificate “*instabili*” e quindi contribuenti, attraverso l’analisi dei diagrammi precedenti escludendo le forme con distribuzione articolate e quindi non chiaramente mobilizzabili. Sono state altresì separate le forme instabili ma non in continuità con l’impluvio.

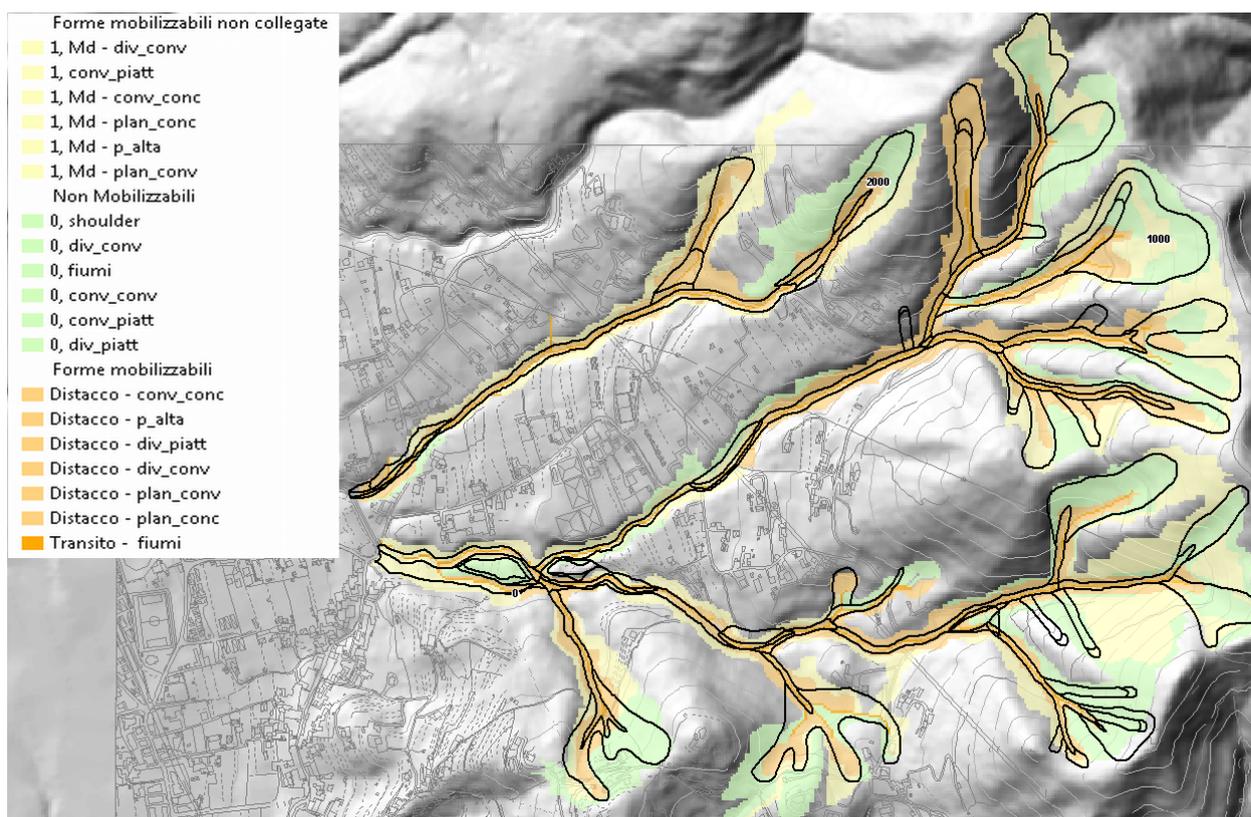


Figura 24 Aree mobilizzabili per distacco e transito

Associando alle superfici mobilizzabili gli spessori così come riportati negli elaborati a corredo del PSAI dell’ADB del Sarno sono stati calcolati i volumi mobilizzabili.

La tabella contenente i contributi stimati per le singole aree di distacco e di transito è riportata in allegato.

5. Modellazione dei processi propagazione delle colate

5.1. Inquadramento generale

L’individuazione delle aree suscettibili di essere inondate da colate di fango può essere effettuata con l’ausilio di modelli matematici di simulazione del flusso che sfruttano l’ampia esperienza maturata nel campo dell’idrodinamica delle piene e delle rotture di dighe.

Le colate, a differenza dei fenomeni di trasporto solido ordinario, sono, in effetti, composte da vere e proprie miscele bifasi il cui comportamento idrodinamico è fortemente dipendente dalla interazione tra la fase solida e quella liquida. La modellazione bifase risulta peraltro assai complessa e dal punto di vista della pratica tecnica ancora non disponibile.

Per studiare l’accettabilità del ricorso ad un approccio monofase si consideri un tempo t_s caratteristico del processo di separazione della fase liquida da quella solida e la durata t_d del fenomeno: tutte le volte che t_s risulta maggiore di t_d l’approccio monofase risulta accettabile. In altre parole, per una data durata, l’approccio monofase risulta tanto più accettabile quanto più lento è il processo di separazione della fase solida da quella liquida.

Considerando ancora che per una data altezza il tempo caratteristico t_s dipende, in buona sostanza, dalla granulometria della fase solida si riconosce che tanto minore è la granulometria tanto più lento è il processo di separazione delle due fasi e pertanto accettabile l’approccio monofase

Nel caso in esame la fase solida appare composta da due frazioni: una frazione fine limo-sabbiosa (principalmente di provenienza vulcanica) ed una frazione grossa ghiaiosa (principalmente di natura calcarea proveniente dal substrato calcareo, ovvero di clasti pomicei della stessa copertura). Sebbene non siano disponibili curve granulometriche specifiche, sulla base dell’esperienza e di osservazioni “a vista” la frazione grossa non appare essere presente in percentuale così elevata da condizionare il comportamento reologico della miscela e pertanto l’utilizzo di una modellazione monofase appare tecnicamente giustificato.

L’approccio monofase della colata si basa sulla scrittura delle equazioni di conservazione della massa (*equazione di continuità*) e della quantità di moto (*equazione del moto*) integrate lungo la verticale nell’ipotesi di distribuzione idrostatica delle pressioni.

Con riferimento ad una situazione bidimensionale l’equazione di continuità risulta:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} = 0$$

dove:

h è l’altezza idrica;

u e v rappresentano le componenti della velocità media V lungo gli assi x ed y ;

Le due equazioni scalari della conservazione della quantità di moto mediate lungo l’altezza sono:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial uu}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} = -g \frac{\partial(z_d + h)}{\partial x} - g S_{fx}$$
$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial vu}{\partial x} + \frac{\partial vv}{\partial y} = -g \frac{\partial(z_d + h)}{\partial y} - g S_{fy}$$

dove:

g accelerazione di gravità;

z_d la quota del fondo dell’alveo;

S_{fx} e S_{fy} le perdite di carico adimensionalizzate lungo x ed y .

Per ottenere una buona definizione dei flussi senza incrementare eccessivamente il dominio computazionale è possibile accoppiare equazioni monodimensionali, applicate agli elementi canali, ad equazioni bidimensionali per le zona di espansione e simulando opportunamente gli scambi che avvengono tra i due sistemi.

L’elemento caratterizzante per la simulazione delle colate con le equazioni scritte in forma mediata lungo la verticale è la rappresentazione dei termini dissipativi.

Nel prosieguo si farà riferimento ai flussi caratterizzati da concentrazioni volumetriche per le quali la legge di resistenza può essere espressa dalla somma di 3 termini:

$$S_f = S_y + S_v + S_{td}$$

che rappresentano rispettivamente:

S_y sforzo di soglia;

S_v resistenza di tipo laminare;

S_{td} resistenza di tipo turbolenta dispersiva;

Le espressioni utilizzate per i 3 termini risultano:

$$S_y = \frac{\tau_y}{\gamma_m h}$$

$$S_v = \frac{K\mu V}{8\gamma_m h^2}$$

$$S_{td} = \frac{n_{td}^2 V^2}{h^{4/3}}$$

I parametri utilizzati nella modellazione numerica sono stati derivati sulla base di una rielaborazione dei risultati delle prove reologiche (Papa et alii *5th International Conference on Debris Flow Hazard Mitigation 2011*) effettuate sul materiale piroclastico proveniente dall’area dei monti di Sarno, che può assimilato a quello presente nell’area in esame.

sforzo di soglia:

$$\tau_y = 0.0363e^{13.132C}$$

viscosità dinamica:

$$\mu = 0.0065e^{10.92C}$$

parametro turbolento-dispersivo:

$$n_{td} = 0.0538e^{6.0896C}$$

I parametri utilizzati nelle relazioni precedenti comportano valori dello sforzo di soglia e della viscosità maggiori rispetto a quelli ottenibili con le relazioni originarie proposte in *Papa et alii (2011)* (vedi tabella 4).

	Coefficiente	Esponente	<i>Sforzo di soglia (Pa)</i>	Coefficiente	Esponente	<i>Viscosità (Pa/s)</i>
Papa et alii (2011)	0.0134	14.1	15.45	0.0145	8.3	0.92
Presente relazione	0.0363	13.1	25.77	0.0065	10.92	1.53

Tabella 5 Confronto tra sforzo di soglia e viscosità proposti da Papa et alii (2011) e i valori derivati nella presente relazione

5.2. Dati di ingresso

Per poter svolgere le simulazioni è disporre delle informazioni relative ai seguenti aspetti:

- topografia;
- condizioni al contorno.
- caratteristiche reologiche del flusso

5.2.1 Topografia

La rappresentazione dell'area interessata da un flusso idrodinamico avviene sulla base di una suddivisione del territorio in elementi aventi forma rettangolare cui è associato un unico valore della quota.

In linea di principio non esistono restrizione alle dimensioni della griglia da utilizzare, ma, essendo lo schema risolutivo utilizzato nella risoluzione numerica delle equazioni del moto di tipo esplicito, l'intervallo temporale di calcolo dipende dal rapporto tra la dimensione della griglia e la celerità di propagazione dell'onda per cui griglie molto piccole richiedono intervalli temporali altrettanto piccoli allungando i tempi di calcolo.

L'area interessata dalla simulazione è di circa 3.0 km^2 . Il modello digitale del terreno è stato determinato sulla base della cartografia vettoriale in scala 1:5000 disponibile utilizzando una griglia quadrata di 10 m di lato.

I dati cartografici sono stati integrati dalle informazioni derivate dal rilievo topografico dell'area di sedime dell'opera eseguito nell'ambito dell'iter progettuale.

5.2.2 Condizioni al contorno

Per la determinazione delle condizioni al contorno si è operato in mnira dispinta per le 2 fenomenologie indicate nell’Allegato F.

5.2.2.1. Amplificazione delle portate idrologiche

Il primo meccanismo di formazione del flusso si basa sull’idea che l’azione idrodinamica della corrente sia tale da mobilizzare una porzione dei sedimenti presenti sul thalweg del corso d’acqua.

Il fattore di amplificazione può essere valutato sulla base di sole considerazioni di continuità: nel caso di elementi eguali di forma sferica si determina un fattore di amplificazione massimo pari a 10. Tale valore è ottenuto dal rapporto tra la concentrazione di nassimo impacchettamento (disposizione a palle di cannone $C=0.67$ e la massima concentrazione che permette lo slittamento delle sfere (disposizione a centri sovrapposti $C=$).

Nel seguito si riporta la tabella conclusiva della Relazione Idrologica nella quale sono state aggiunte le massime portata di piena per fattori di amplificazione pari a 4 e 8.

Fattore di amplificazione	(T=50)	(T=100)	(T=200)
	[m ³ /s]	[m ³ /s]	[m ³ /s]
x1	4,17	4,91	5,65
x4	16,68	19.64	26.60
x8	33.36	39.24	53.20

5.2.2.2. Collasso dei versanti

Per quanto riguarda la determinazione degli scenari relativi al processo connesso al collasso dei materiali piroclastici presenti sui versanti del bacino del vallone Pisciricoli l’analisi geomofologica ha individuato le aree di versante potenzialmente instabili e le aree di flusso incanalato che possono essere mobilizzate dal passaggio dei flussi provenienti da monte.

Per ciascuna area potenzialmente instabile e/o mobilizzabile l’analisi geomofologica, sulla base di quanto riportato nella *Carta degli spessori di copertura* dell’AdB, ha inoltre

stimato il campo di variazione dello spessore delle coltri di copertura e, conseguentemente, i valori minimi e massimi dei volumi attesi.

Nella definizione dei possibili scenari di evento si è articolato l’ambito morfologico in 3 sottobacini di contribuzione (vedi figura 19).

I dati relativi a ciascun sottobacino sono riportati nella tabella 5.

	m^2	SPESSORE		VOLUME	
		m	m	m^3	m^3
	Superficie	Minimo	Massimo	Minimo	Massimo
Vallone Pisciricoli Ramo A	175825	1.45	2.16	255775	380400
Vallone Pisciricoli Ramo B	148825	1.63	2.42	242650	360475
Vallone Longhi Ramo C	57650	1.84	2.82	105900	162612
Totale	351675			573700	872862

Tabella 6 Volumi totali collassabili nei Valloni Pisciricoli e Longhi

Per la determinazione degli scenari di evento si è assunto che il collasso si verifica con la mobilitazione simultanea del 50% del volume massimo indicato nella tabella 5 che corrisponde a circa l’80% del volume minimo riportato nella medesima tabella.

Nel complesso sono stati identificati 4 *scenari di evento*: dei quali 3 hanno riguardato i rami singoli e 1 ha considerato il sistema nel suo insieme.

I volumi complessivi relativi ai 4 *scenari di evento* esaminati sono riportati nella tabella 6:

Scenario	Nome	Vallone Pisciricoli Ramo A	Vallone Pisciricoli Ramo B	Vallone Longhi Ramo C	Totale
1	1100	190200	--	--	190200
2	1200	--	180237	--	180237
3	2000	--	0	81306	81306
4	FULL	190200	180237	81306	451743

Tabella 7 Definizione degli scenari utilizzati nella simulazioni

Nello studio idrodinamico si è tenuto conto della suddivisione indicata nell’analisi geomorfologica tra le aree di distacco e le aree di transito. Nelle prime sono prevalenti i meccanismi di distacco, mentre nelle seconde sono prevalenti i meccanismi erosivi e di instabilizzazione per effetto dell’azione dinamica dei volumi provenienti da monte.

implementando meccanismi di collasso differenti per le due categorie.

Per quanto riguarda le *aree di distacco* il processo di collasso delle coperture è stato simulato mediante un idrogramma di forma triangolare avente una durata complessiva pari a 300 s. Per ciascuna area di distacco il volume complessivo è stato assegnato ad un numero di celle distribuite in ciascuna area con un numero di celle crescente in funzione del volume complessivo.

Per quanto riguarda le *aree di transito*, per rappresentare l’effetto di instabilizzazione dovuto all’azione dei flussi provenienti da monte, si è proceduto ad effettuare una prima simulazione contenente i solo flussi da distacco, al fine di determinare il tempo di arrivo di tali flussi nei tratti di transito. Successivamente, sulla base di tale informazione, si è effettuata la simulazione definitiva inserendo anche gli idrogrammi relativi ai tratti di transito che sono stati sincronizzati con l’arrivo del flusso da monte.

5.2.2.3. Caratteristiche reologiche del flusso

Per determinare le caratteristiche reologiche della miscela si sono utilizzate le relazioni riportate in precedenza. Per quanto riguarda la concentrazione si è ipotizzato una concentrazione media della fase solida pari a 0.50.

5.2.2.4. Verifica della sensibilità dei risultati a modifiche dei parametri della simulazione

Parallelamente alla esecuzione delle simulazioni relative ai 4 scenari descritti in precedenza è sembrato opportuno eseguire ulteriori simulazioni finalizzate a verificare la sensibilità dei risultati ottenuti nei confronti di possibili modifiche dei parametri introdotti nelle simulazioni.

In particolare si sono effettuate 4 ulteriori simulazioni derivate dallo scenario *Intero* che risulta quello maggiormente cautelativo. Le quattro simulazioni aggiuntive sono state suddivise in funzione dei parametri variati secondo il seguente schema:

- 3 simulazioni relative a modifiche ai parametri reologici;
- 1 simulazione relativa alla modifica delle modalità di collasso.

Nella definizione degli scenari analizzati nel presente studio si è fatto riferimento al solo meccanismo del collasso di versante in quanto le portate relative al meccanismo di amplificazione delle portate idrologiche risultano 2 ordini di grandezza inferiori .

Nel presente studio è sembrato anche opportuno analizzare la sensibilità dei risultati ottenuti nel caso di modifiche dei parametri reologici. Tale verifica è stata effettuando sviluppando 3 simulazioni aggiuntive nelle quali sono stati introdotti parametri reologici aumentati rispettivamente di 10, 100 e 1000 volte rispetto ai corrispondenti valori di base riportati in precedenza.

La figura 20 evidenzia che l’incremento dei parametri reologici comporta, come era prevedibile, un ritardo nel processo di propagazione, tale effetto risulta maggiormente evidente nel caso della simulazione $x100$, mentre per la simulazione $x10$ i risultati risultano sostanzialmente sovrapponibili a quelli della simulazione di riferimento.

Il confronto tra gli andamenti temporali della simulazione di base e delle simulazioni $x10$ e $x100$ è riportato nella figura 20, il relativo confronto tra le massime altezze è riportato nella figura 21.

La figura 21 evidenzia che, nonostante la riduzione di velocità, il flusso risulta sempre contenuto all’interno del vallone Pisciricoli.

Ad ulteriore verifica dell’effetto che eventuali variazioni nei parametri reologici possono comportare sui risultati delle simulazioni, nella Figura 22 è riportata l’altezza del flusso ottenuta dopo 1 ora di simulazione nel caso in cui i dei parametri reologici siano pari a 1000 volte quelli di base.

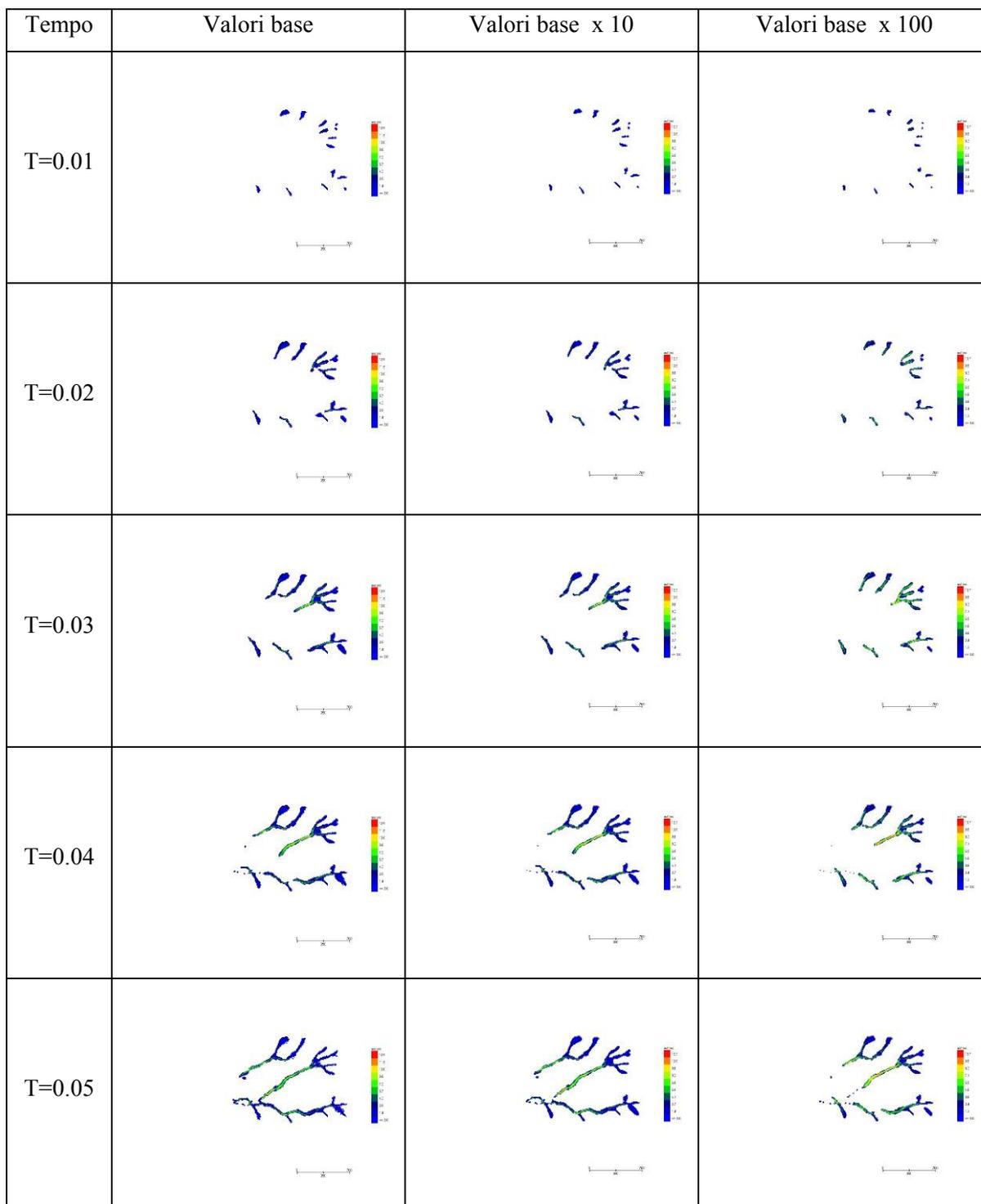


Figura 25 Evoluzione temporale dei flussi al variare dei parametri reologici

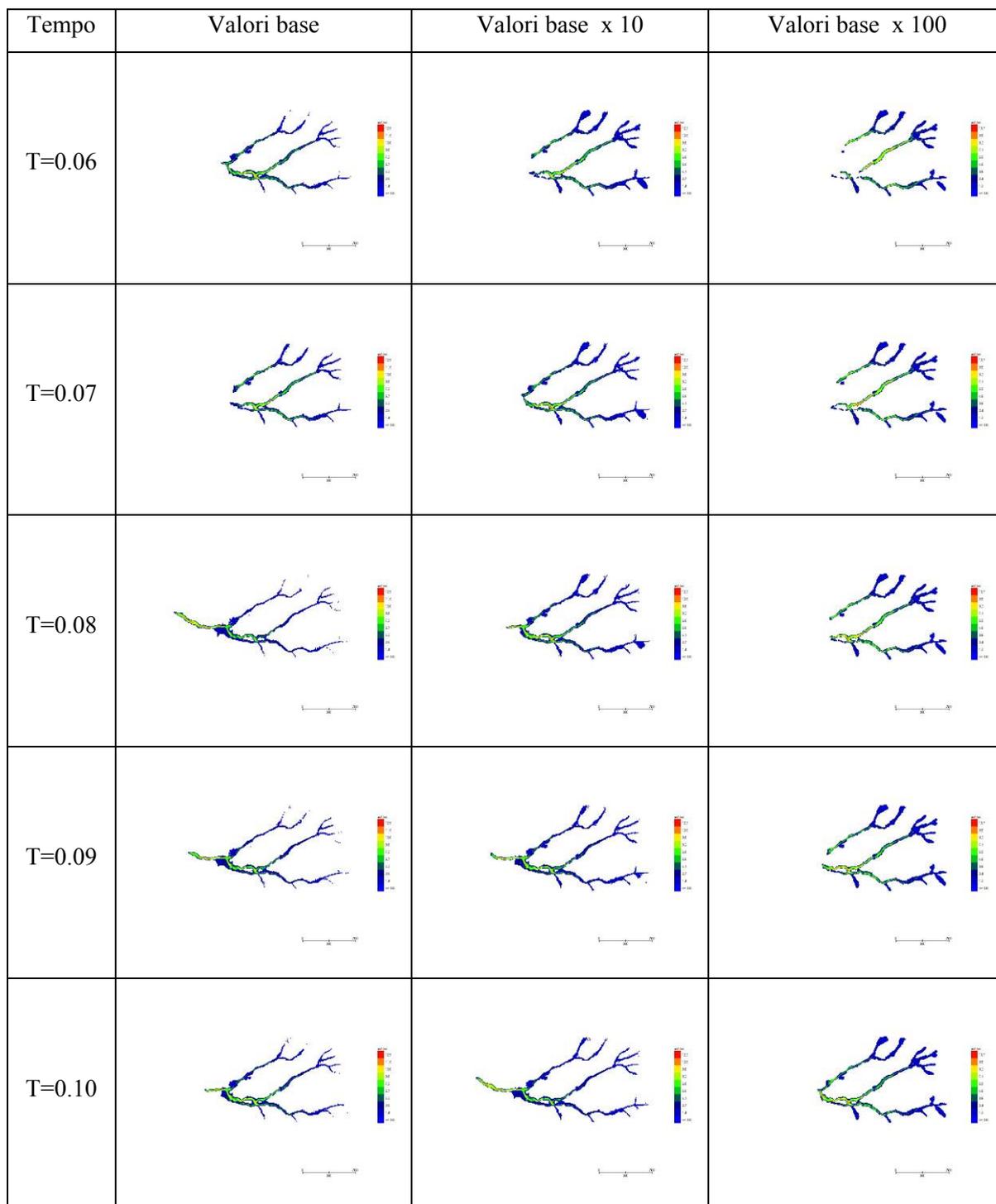


Figura 25 Evoluzione temporale dei flussi al variare dei parametri reologici

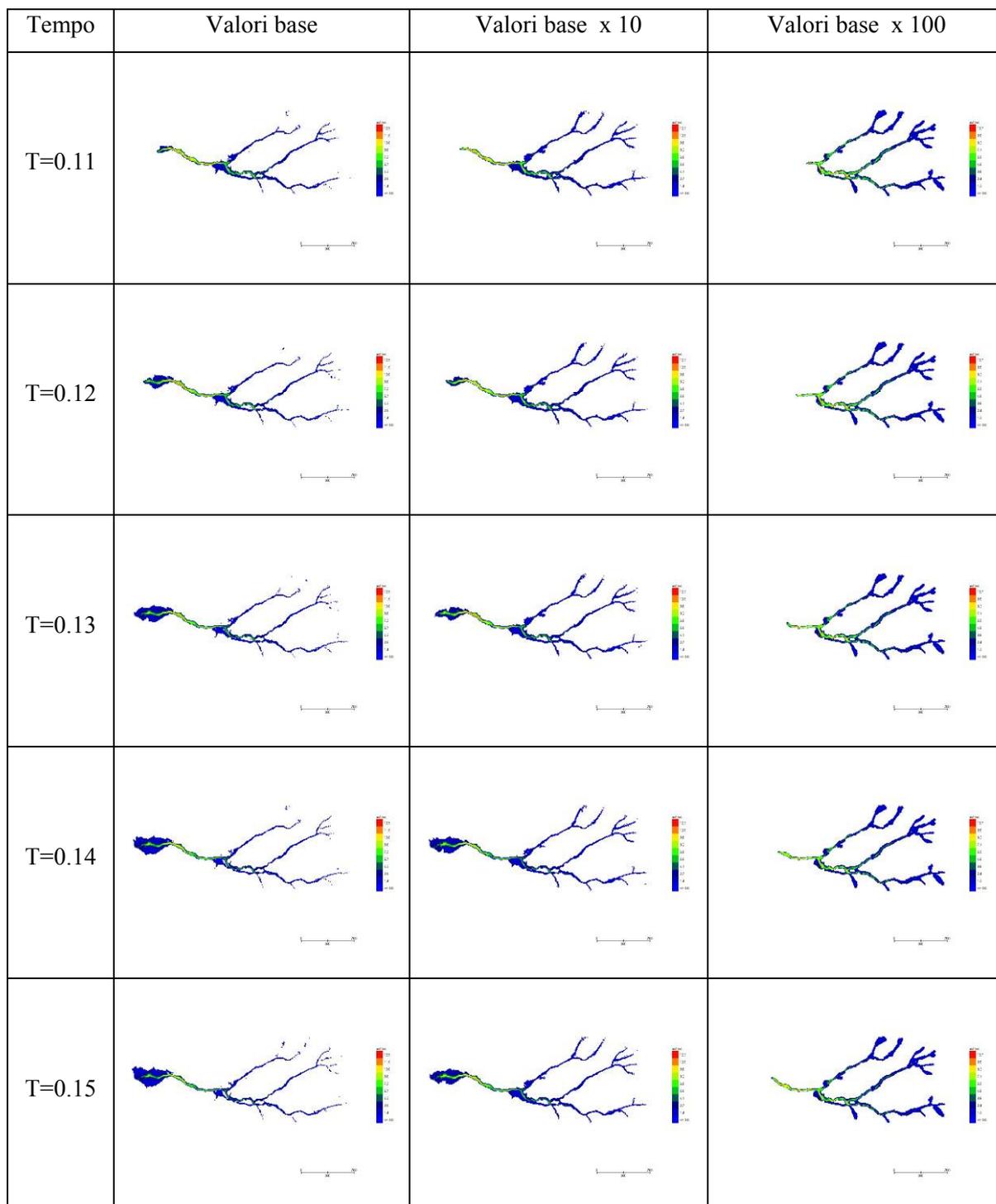


Figura 25 Evoluzione temporale dei flussi al variare dei parametri reologici

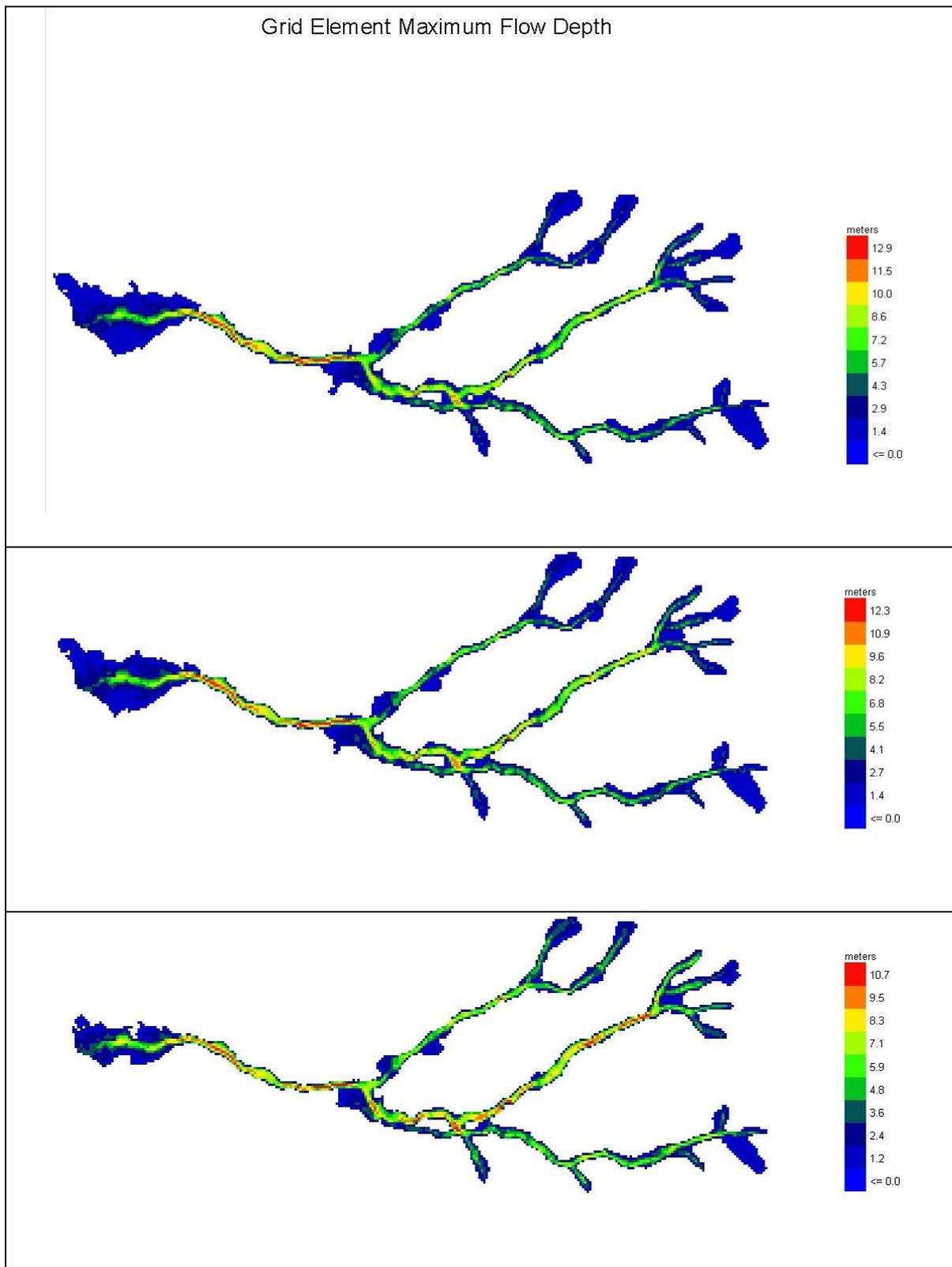


Figura 26 Massime altezze al variare dei parametri reologici

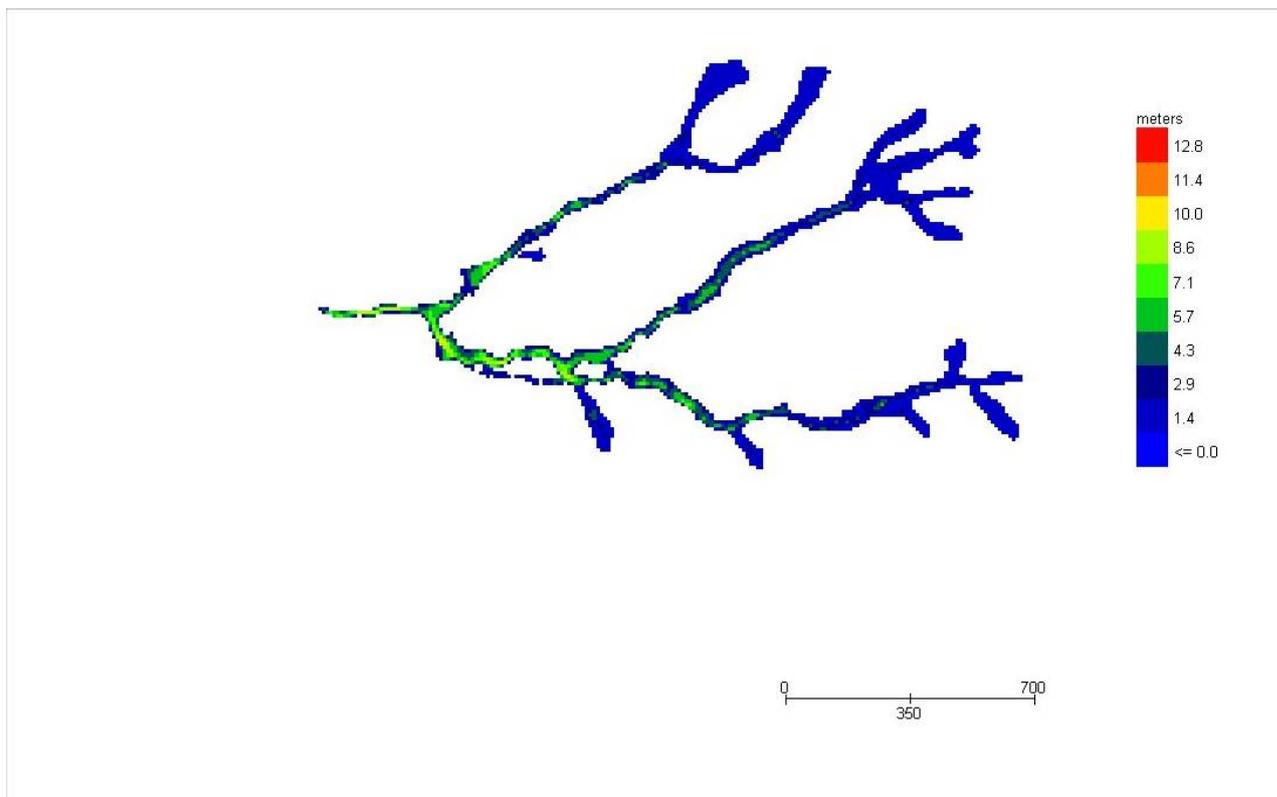


Figura 27 Altezze dopo 1 ora di simulazione (parametri reologici x1000)

Nel complesso i risultati delle simulazioni effettuate per verificare la sensibilità dei risultati ottenuti a modifiche dei parametri reologici hanno evidenziato una sensibile robustezza di tali risultati, in particolare le aree di esondazione risultano 2 aree di esondazione: la prima in prossimità della strada provinciale SP 138, all’imbocco della strada che porta a S. Giuseppe al Pennino e la seconda nella zona a monte dell’immissione del vallone Pisciricoli nel torrente Cavaiola.

Inoltre per riscontrare una significativa riduzione nella velocità di propagazione del flusso si è reso necessario incrementare i parametri reologici di 100 volte

5.2.2.5. Modifiche delle modalità di collasso

Per quanto riguarda la verifica dell’effetto di una modifica delle modalità di collasso è stata effettuata una ulteriore simulazione (FULLD) nella quale, a pari volume mobilizzabile, il tempo di mobilizzazione è stato dimezzato con conseguente raddoppio della portata di picco.

Nella figura 23 sono indicate le sezioni per le quali sono stati calcolati gli idrogrammi.

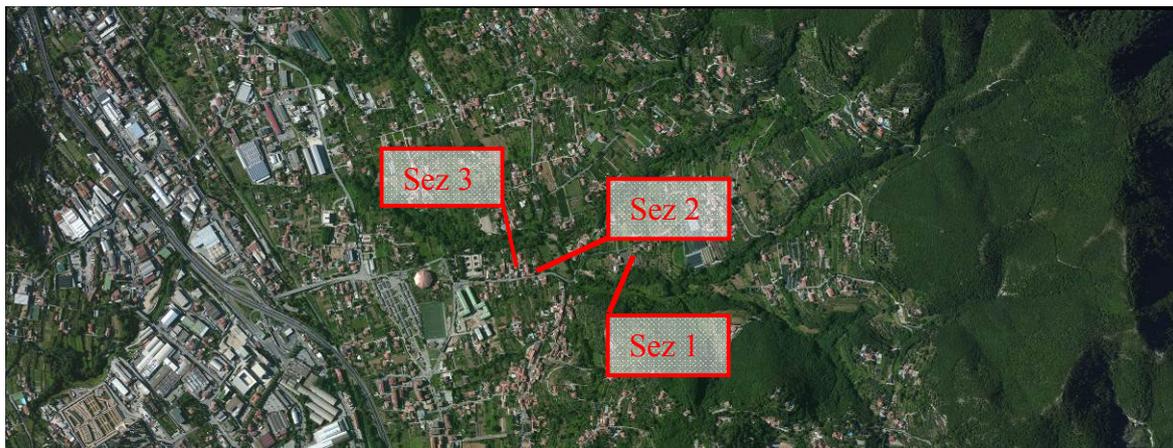


Figura 28 Posizione delle sezioni nella quali è stato valutato l'idrogramma

La figura 25 contiene gli idrogrammi relativi a ciascun scenario, mentre nella figura 25 gli idrogrammi sono relativi a ciascuna sezione.

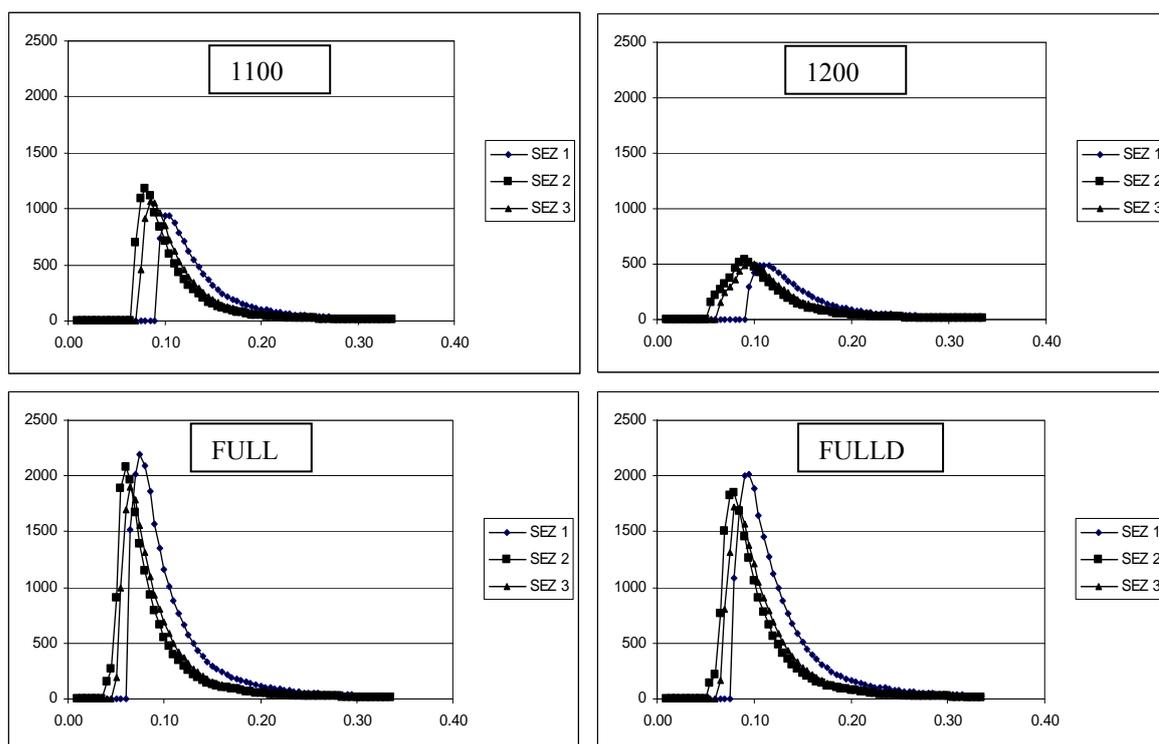


Figura 29 Idrogrammi raccolti per scenario

La figura 26 evidenzia che la riduzione del tempo di collasso che differenzia gli scenari FULL e FULLD comporta un anticipo dell’istante in cui si raggiunge il picco, mentre il valore della portata di picco differisce di circa il 10%.

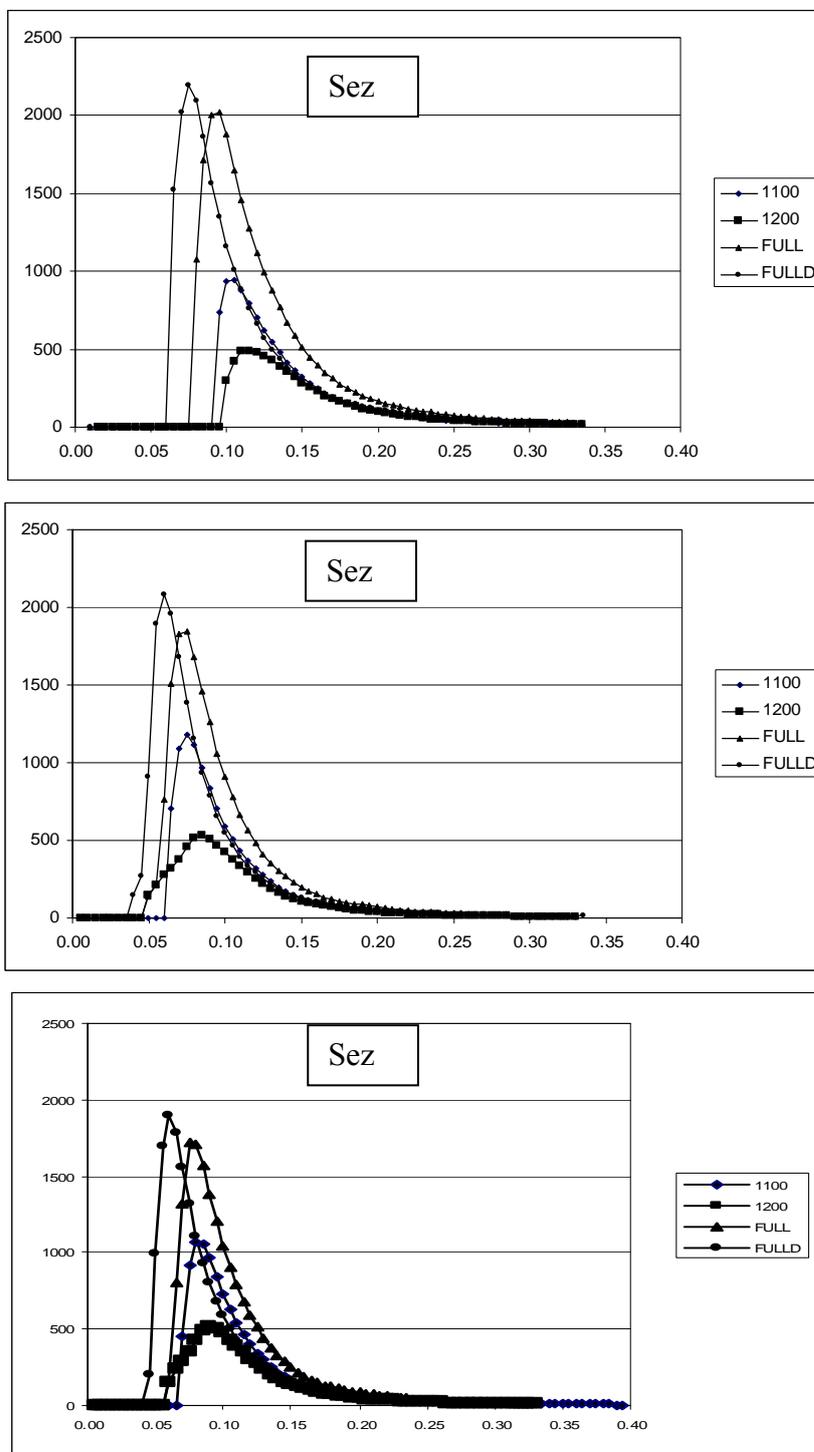


Figura 30 Idrogrammi raccolti per sezione

6. Risultati

I risultati dei calcoli relativi agli scenari analizzati sono rappresentati negli elaborati grafici allegati alla presente relazione. In particolare sono state predisposte 5 monografie contenenti le isolinee relative all’inviluppo delle massime altezze, all’altezza al termine della simulazione e della forza di impatto esercitata dalla corrente.

7. Conclusioni

I risultati dei 4 scenari relativi alle differenti combinazioni di distacco del materiale mobilizzabile indicano che in tutti gli scenari analizzati il flusso risulta confinato all’interno del vallone Pisciricoli a meno di 2 zone: la prima posta in prossimità della strada provinciale SP 138, all’imbocco della strada che porta a S. Giuseppe al Pennino e la seconda a monte della immissione del vallone Pisciricoli nel torrente Cavaiola (Figura 31).

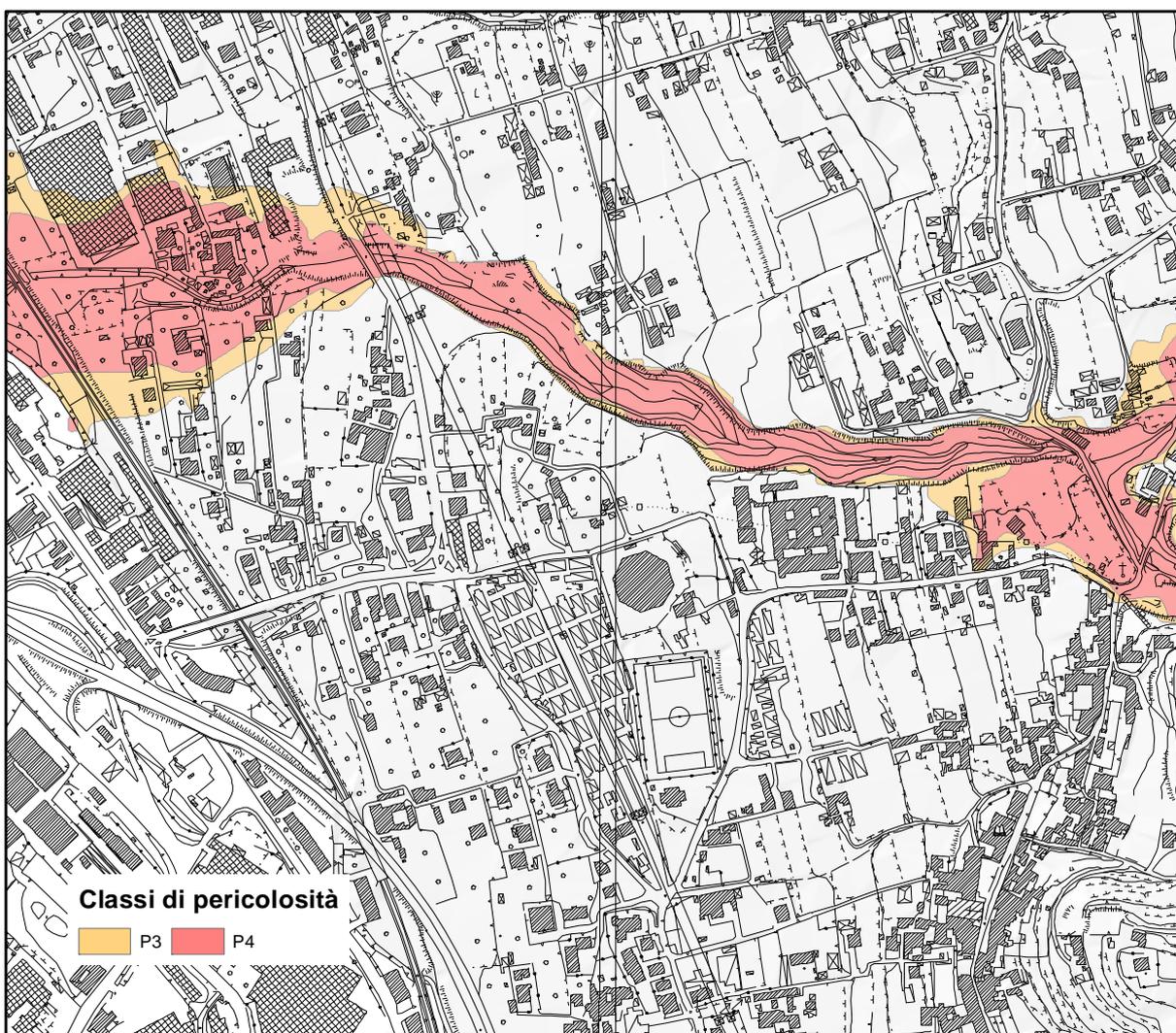


Figura 31 Stralcio proposta di ripermetrazione. Ad est strada provinciale SP 138, all’imbocco della strada che porta a S. Giuseppe al Pennino e ad ovest immissione del vallone Pisciricoli nel torrente Cavaiola

ALLEGATI

Allegato 1 Dettaglio superfici e volumi mobilizzabili suddivisi per aree di distacco e di transito

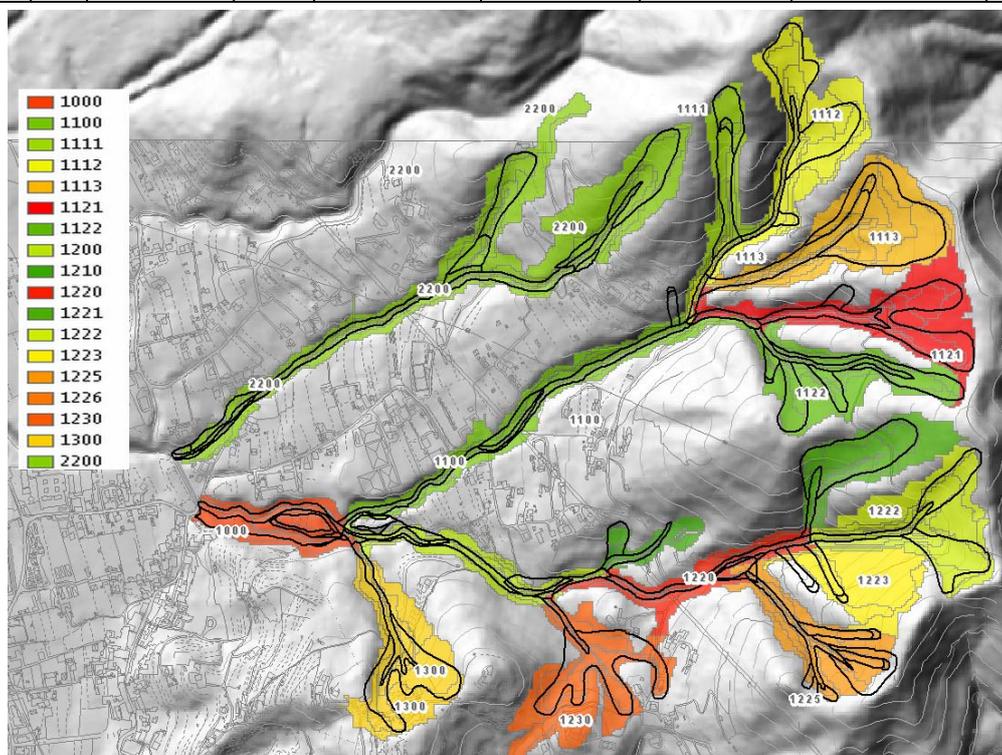
CODICE	tipo	Dist	C_GMRF	NUM	AREA (mq)	SMIN (m)	SMAX (m)	VSMIN (mc)	VSMAX (mc)
1000	0	Md	conv_conc	2	5700	2.0	3.0	11400	17100
1000	0		div_conv	3	7500	3.0	10.0	0	0
1000	1	Md	conv_conc	2	8600	2.0	10.0	0	0
1000	1	Md	plan_conc	2	9913	2.0	10.0	0	0
1000	2		fiumi	34	2775	0	0	7725	13525
1100	0	Md	conv_conc	4	15000	2.0	3.0	30000	45000
1100	0	Md	p_alta	1	1950	0	0	0	0
1100	0	Md	plan_conc	3	5725	0	0	2200	3300
1100	0	Md	plan_conv	1	975	0.5	1.0	488	975
1100	0		shoulder	2	11400	0.0	0.5	0	0
1100	1	Md	conv_conc	3	16675	2.0	3.0	0	0
1100	2		fiumi	89	4625	0	0	9100	13675
1111	0	Md	conv_conc	2	11600	0.5	1.0	5800	11600
1111	0	Md	p_alta	2	12875	2.0	3.0	25750	38625
1111	0	Md	plan_conv	1	4425	0.5	1.0	2212	4425
1111	2		fiumi	2	1125	0.5	1.0	563	1125
1112	0	Md	conv_conc	4	17500	2.0	3.0	35000	52500
1112	0		conv_piatt	3	23975	2.0	3.0	0	0
1112	0		shoulder	2	12150	1.0	2.0	0	0
1112	1	Md	p_alta	2	18300	2.0	3.0	0	0
1112	2		fiumi	37	2575	2.0	3.0	5150	7725
1113	0	Md	conv_conc	3	16450	0.5	1.0	21612	34300
1113	0		conv_piatt	2	20000	2.0	3.0	0	0
1113	0		div_piatt	1	3750	0.5	1.0	0	0
1113	0		shoulder	1	10050	2.0	3.0	0	0
1113	1	Md	p_alta	2	24450	2.0	3.0	0	0
1113	2		fiumi	22	2600	0.5	1.0	1825	3300
1121	0	Md	conv_conc	4	10875	2.0	3.0	21750	32625
1121	0	Md	p_alta	1	6550	2.0	3.0	13100	19650
1121	0	Md	plan_conv	1	4975	2.0	3.0	9950	14925
1121	0		conv_conv	1	4625	2.0	3.0	0	0
1121	0		conv_piatt	2	11575	2.0	3.0	0	0
1121	1	Md	p_alta	3	25525	2.0	3.0	0	0
1121	2		fiumi	30	3100	2.0	3.0	6200	9300
1122	0	Md	conv_conc	4	20500	1.0	2.0	31000	51500
1122	0		div_piatt	2	15725	1.0	2.0	0	0
1122	1	Md	p_alta	2	18625	1.0	2.0	0	0
1122	2		fiumi	18	1775	1.0	2.0	3450	5225
1200	0	Md	conv_conc	3	10475	1.0	2.0	20650	31125

“Attività di indagini e studi territoriali tesi alla ridefinizione delle aree a rischio più elevato nel bacino
imbrifero del torrente Pisciricoli – località Cava de’ Tirreni ”

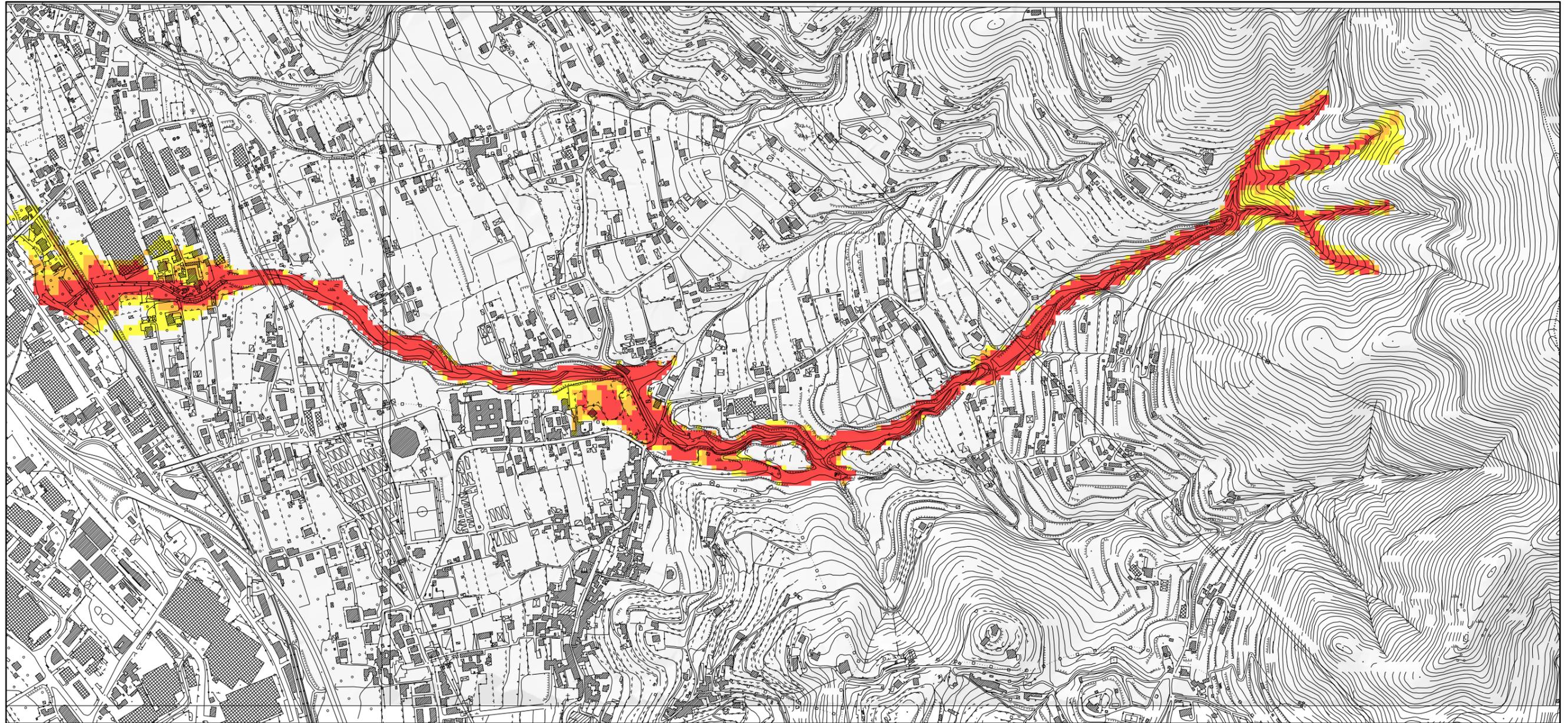
CODICE	tipo	Dist	C_GMRF	NUM	AREA (mq)	SMIN (m)	SMAX (m)	VSMIN (mc)	VSMAX (mc)
1200	0	Md	div_conv	1	875	2.0	3.0	1750	2625
1200	0	Md	plan_conc	1	1475	2.0	3.0	2950	4425
1200	1	Md	conv_conc	1	4925	3.0	4.0	0	0
1200	1	Md	p_alta	2	9050	1.0	2.0	0	0
1200	2		fiumi	45	3300	0	0	6850	10150
1210	0	Md	conv_conc	1	3500	2.0	3.0	7000	10500
1210	0	Md	p_alta	1	2125	1.0	2.0	2125	4250
1210	0		conv_piatt	1	5975	2.0	3.0	0	0
1210	1	Md	p_alta	1	875	1.0	2.0	0	0
1210	2		fiumi	12	1325	1.0	2.0	2600	3925
1220	0	Md	conv_conc	8	16775	0.5	1.0	32838	49375
1220	0	Md	plan_conc	1	6125	2.0	3.0	12250	18375
1220	0		conv_piatt	1	1901	2.0	3.0	0	0
1220	1	Md	plan_conc	2	5825	1.0	2.0	0	0
1220	2		fiumi	38	2875	2.0	10.0	6350	10025
1221	0	Md	conv_conc	3	7275	2.0	3.0	14550	21825
1221	0		conv_conv	1	4750	2.0	3.0	0	0
1221	0		conv_piatt	3	17574	2.0	3.0	0	0
1221	1	Md	div_conv	1	450	2.0	3.0	0	0
1221	1	Md	p_alta	1	12675	2.0	3.0	0	0
1221	2		fiumi	19	1125	2.0	3.0	2250	3375
1222	0	Md	conv_conc	4	10425	0.5	1.0	17062	26225
1222	0		conv_conv	1	5275	2.0	3.0	0	0
1222	0		conv_piatt	4	15400	0.5	1.0	0	0
1222	0		shoulder	1	3825	2.0	3.0	0	0
1222	1	Md	div_conv	1	3325	2.0	3.0	0	0
1222	1	Md	p_alta	2	23300	2.0	3.0	0	0
1222	1	Md	plan_conv	1	6250	2.0	3.0	0	0
1222	2		fiumi	10	1475	2.0	3.0	2950	4425
1223	0		conv_piatt	1	3375	0.5	1.0	0	0
1223	0		div_piatt	2	13650	0.5	1.0	0	0
1223	1	Md	p_alta	1	23875	1.0	2.0	0	0
1225	0	Md	conv_conc	2	9125	2.0	3.0	18250	27375
1225	0		conv_piatt	2	12275	0.5	1.0	0	0
1225	0		div_piatt	3	14050	2.0	10.0	0	0
1225	1	Md	p_alta	2	8900	1.0	2.0	0	0
1225	2		fiumi	33	1325	2.0	10.0	2950	4675
1226	2		fiumi	1	75	1.0	2.0	75	150
1230	0	Md	conv_conc	4	16075	1.0	2.0	16950	33025

“Attività di indagini e studi territoriali tesi alla ridefinizione delle aree a rischio più elevato nel bacino
imbrifero del torrente Pisciricoli – località Cava de’ Tirreni ”

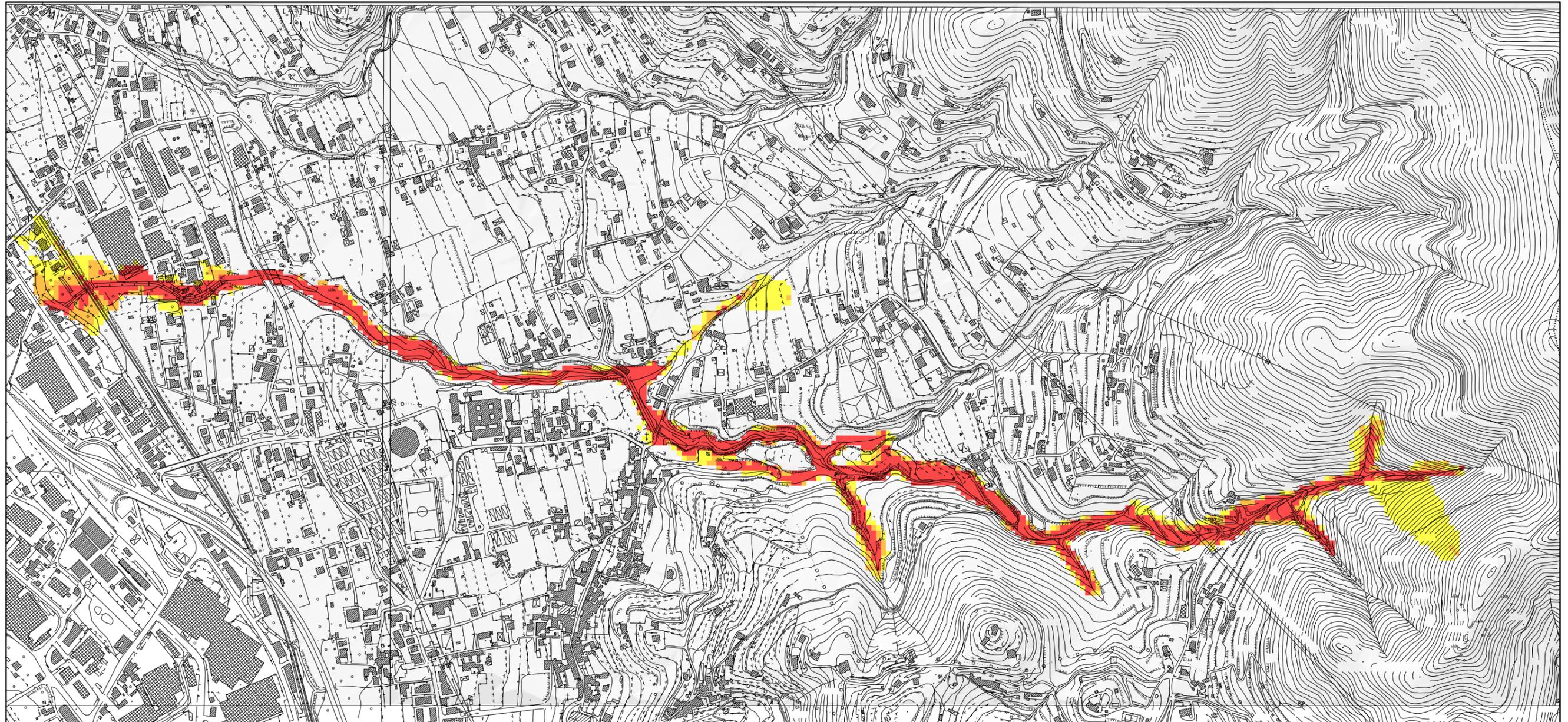
CODICE	tipo	Dist	C_GMRF	NUM	AREA (mq)	S MIN (m)	S MAX (m)	VSMIN (mc)	VSMAX (mc)
1230	0	Md	plan_conc	1	1625	1.0	2.0	1625	3250
1230	0		conv_piatt	2	19100	1.0	2.0	0	0
1230	0		div_conv	1	9250	0	0	0	0
1230	0		div_piatt	1	6400	1.0	2.0	0	0
1230	0		shoulder	1	1900	1.0	2.0	0	0
1230	1	Md	p_alta	1	4850	1.0	2.0	0	0
1230	1	Md	plan_conc	3	12375	1.0	2.0	0	0
1230	2		fiumi	38	2075	0	0	2425	4425
1300	0	Md	conv_conc	3	17275	2.0	3.0	34550	51825
1300	0		conv_piatt	1	11975	2.0	3.0	0	0
1300	0		div_conv	1	4425	2.0	3.0	0	0
1300	0		shoulder	1	11025	2.0	3.0	0	0
1300	1	Md	p_alta	1	6775	2.0	3.0	0	0
1300	1	Md	plan_conc	1	7350	2.0	3.0	0	0
1300	2		fiumi	26	1550	2.0	3.0	3100	4650
2200	0	Md	conv_conc	13	45850	0.0	0.5	73675	118762
2200	0	Md	div_piatt	1	4425	4.0	5.0	17700	22125
2200	0		conv_piatt	1	7050	2.0	3.0	0	0
2200	0		div_piatt	1	25575	2.0	3.0	0	0
2200	0		shoulder	1	3050	2.0	3.0	0	0
2200	1	Md	conv_conc	1	1250	2.0	3.0	0	0
2200	1	Md	p_alta	4	33800	0.0	0.5	0	0
2200	1	Md	plan_conv	2	19050	2.0	3.0	0	0
2200	2		fiumi	146	7375	0	0	14525	21725



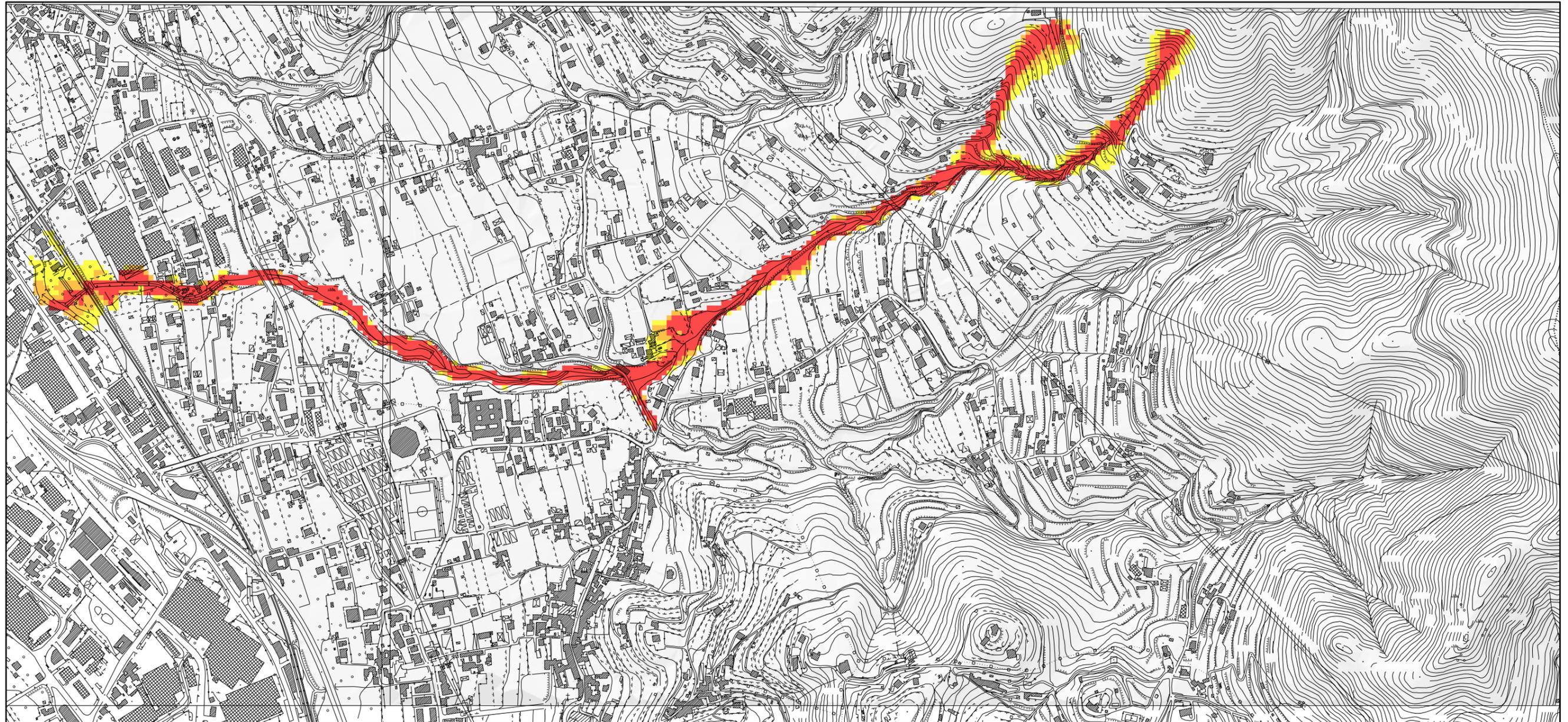
Allegato 2 Risultati di calcolo - Massime altezze – bacino 1100 Vallone Pisciricoli **Ramo B**



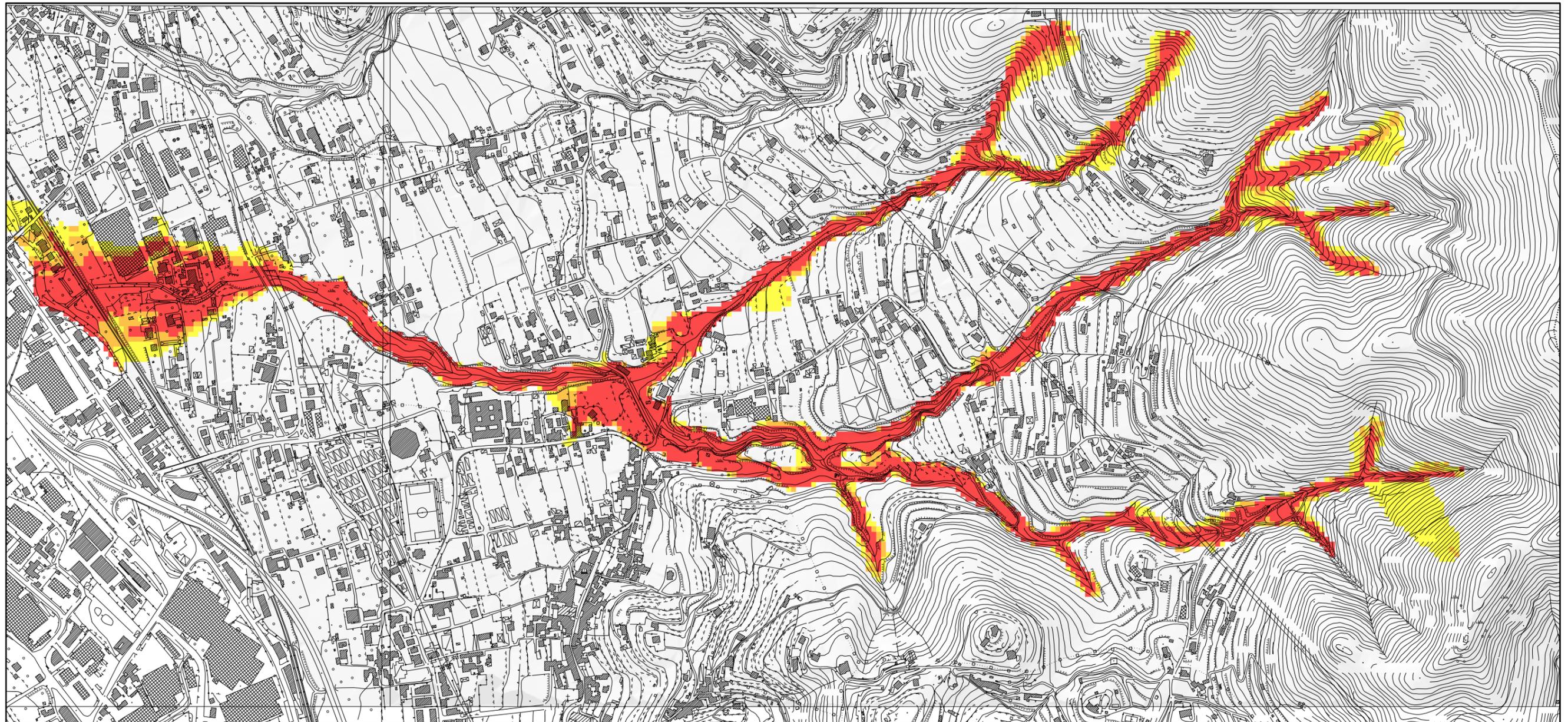
Allegato 3 Risultati di calcolo - Massime altezze – bacino 1200 Vallone Pisciricoli **Ramo A**



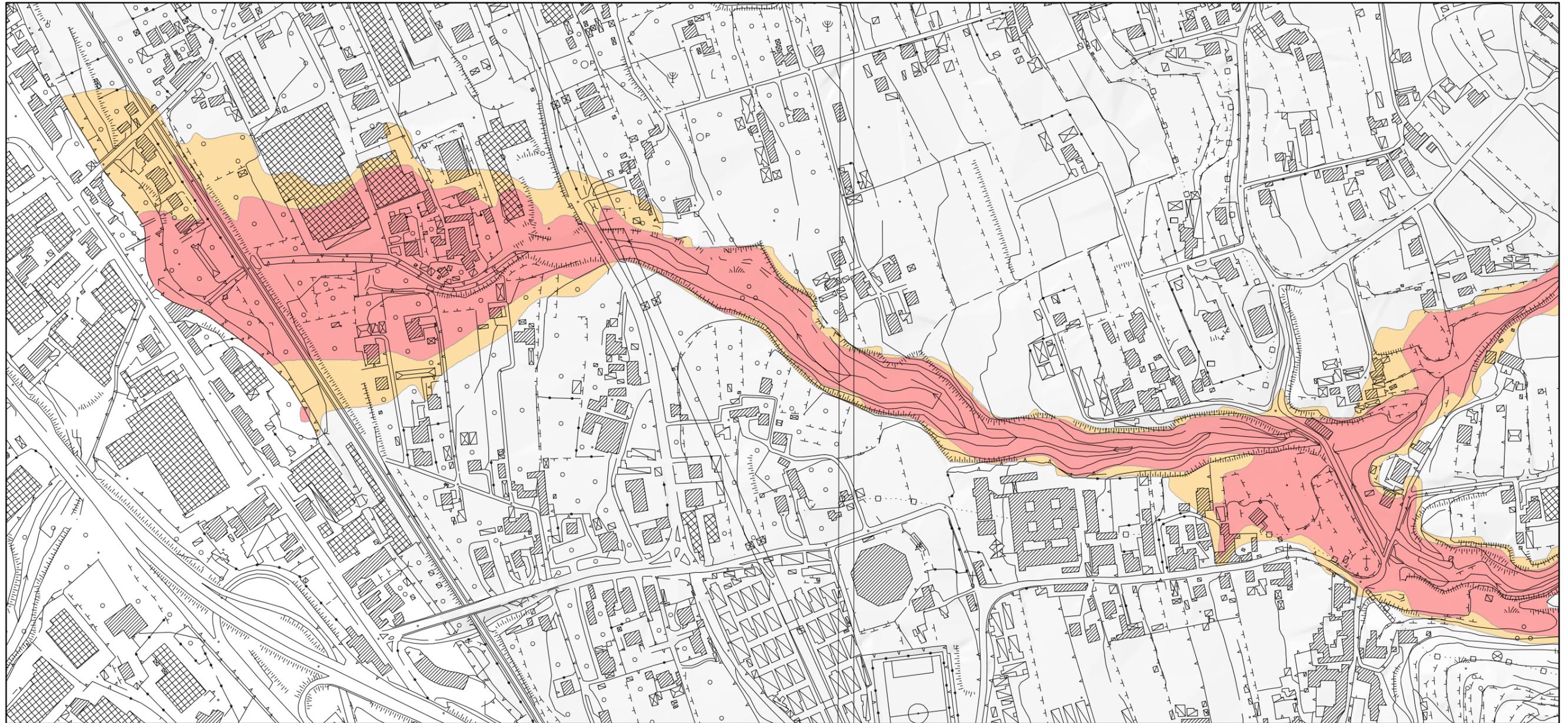
Allegato 4 Risultati di calcolo - Massime altezze – bacino 2000 Vallone Longhi **Ramo C**

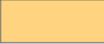


Allegato 5 Risultati di calcolo - Massime altezze – bacino totale



Allegato 6 Proposta di ripermetrazione – carta della pericolosità



 P3  P4

Allegato 7 Proposta di ripermetrazione – carta della pericolosità – Intero Bacino Pisciricoli

