

ANALISI DELL'INFLUENZA DELLA RISOLUZIONE DEL DEM E DELL'AREA DI SOGLIA SULLA RISPOSTA IDROLOGICA A SCALA DI BACINO

C. MIRABELLA, L.V. NOTO, G. LA LOGGIA

Dipartimento di Ingegneria Idraulica ed Applicazioni Ambientali; Università di Palermo, viale delle Scienze,
90128 PALERMO. tel. 091-6657711 – fax 091-6657749
e-mail: claudiamirabella@alice.it, valerio@idra.unipa.it, glal@idra.unipa.it

SOMMARIO

Il comportamento idrologico di un bacino è influenzato dalle sue caratteristiche geomorfologiche, le quali hanno conseguenze dirette sulla dinamica della formazione delle piene fluviali. In questo lavoro sono stati presi in esame sette bacini siciliani, di dimensioni comprese tra i 30 km² e i 1800 km², per valutare l'influenza della dimensione di maglia del DEM e dell'area di soglia sulla risposta idrologica a scala di bacino, determinata sia con un modello geomorfologico (GIUH) che con uno topologico (TIUH). I risultati ottenuti evidenziano che le portate al colmo ricavate dal GIUH presentano maggiore variabilità rispetto a quelle ricavate dal TIUH a causa della differente sensibilità all'area di soglia e alla dimensione di maglia del DEM dei parametri da cui i due modelli dipendono.

ABSTRACT

It is recognized that catchment geomorphology relationships can be used as predictors of catchment flood properties. In this paper, seven catchment, with area ranging from 30 km² to 1800 km², have been analyzed in order to evaluate the influence of DEM size and the threshold area on the hydrological response at the catchment scale using the geomorphologic instantaneous unit hydrograph approach (GIUH and TIUH). The results show that the maximum peak discharges obtained using GIUH exhibit a variability greater than discharge obtained by means of TIUH. This is due to the different sensitivity of the parameters of GIUH and TIUH to the threshold area and the DEM size.

1 INTRODUZIONE

Il comportamento idrologico di un bacino è influenzato dalle sue caratteristiche topografiche e geomorfologiche, le quali hanno conseguenze dirette sulla dinamica della formazione dei deflussi. In particolare, la geometria del bacino influenza le modalità di aggregazione e i tempi di trasferimento delle particelle d'acqua, la pendenza dei canali e dei versanti incide sulla direzione e sulla velocità delle particelle, la lunghezza media dei canali è uno dei fattori caratterizzanti il tempo di picco dell'idrogramma. Dalla conoscenza delle caratteristiche morfometriche della rete è quindi possibile valutare i parametri della risposta del bacino idrografico potendo così operare anche nei bacini privi di registrazioni.

Negli ultimi anni sono state sviluppate numerose procedure di tipo automatico per la derivazione dei parametri morfometrici che caratterizzano un bacino idrografico e la sua rete idrografica a partire dai DEM (*Digital Elevation Model*). L'approccio tradizionale si basa sull'algoritmo del flusso monodirezionale (*single-flow*) secondo cui ciascuna cella drena sulla cella limitrofa che si trova a quota più bassa (Jenson e Domingue, 1988); il reticolo idrografico viene individuato dall'insieme delle celle che hanno un valore di area di drenaggio superiore ad un fissato valore di soglia chiamato area di soglia (*Asgl*).

In letteratura sono presenti diversi studi che affrontano il problema sulla scelta del valore più appropriato dell'area di soglia: in genere si utilizza arbitrariamente un valore di area di soglia costante in tutto il bacino (Tarboton et al., 1991; O'Callaghan e Mark, 1994), ma alcuni autori sono concordi nell'utilizzo di un'area di soglia costante solo per bacini piccoli e omogenei, mentre per bacini medio-grandi e di maggiore complessità morfologica indicano come più adeguata la scelta di un'area di soglia variabile con la pendenza (Montgomery e Dietrich, 1988; Montgomery e Foufoula Georgiou, 1993); altri infine ritengono necessario l'utilizzo di un'area di soglia variabile con la pendenza in tutti i bacini (Gandolfi e Bischetti, 1995).

Riguardo all'influenza della dimensione caratteristica del DEM, alcuni autori hanno analizzato l'effetto della dimensione di maglia del DEM (*DEMsize*) sulla rappresentazione del territorio constatando che le caratteristiche topografiche derivate dal DEM subiscono in qualche modo l'influenza della *DEMsize* (Hutchinson e Dowling, 1991; Jenson, 1991). La scelta di questo parametro deve quindi nascere da un compromesso tra la necessità di informazioni ad alta risoluzione e la necessità di dover gestire una mole contenuta di dati (Quinn et al., 1991; Zhang e Montgomery, 1994; Wolock e Price, 1994); inoltre l'utilizzo di valori di *DEMsize* non troppo piccoli, oltre a ridurre i tempi di interpolazione per la generazione del DEM, minimizza le zone di singolarità (Agnese et al., 1996).

In questo studio si è analizzata l'influenza della risoluzione del DEM e dell'area di soglia sulla risposta idrologica di sette bacini siciliani. In particolare, una volta estratti automaticamente i reticoli idrografici per diversi valori di *Asgl* e di *DEMsize* e determinati alcuni parametri geomorfologici necessari per la derivazione della risposta idrologica impulsiva, unitaria e istantanea (IUH) (Rodriguez-Iturbe e Valdes, 1979) sia di tipo geomorfologico (GIUH) che di tipo topologico (TIUH), si è analizzata l'influenza dell'area di soglia e della dimensione di maglia del DEM sulle portate al colmo.

2 DATI E BACINI

L'analisi è stata effettuata su sette bacini siciliani (Fig.1, Fig.2), con dimensioni comprese tra i 30 km² e i 1800 km².

ID	Bacino	Area (Km²)
B01	Tellaro a Castelluccio	106,7
B02	Alcantara ad Alcantara	564,7
B03	Timeto a Murmari	47,3
B04	Freddo ad Alcamo Scalo	270,6
B05	Belice a Belice	813,9
B06	Imera a Drasi	1792,6
B07	Imera settentrionale a Petralia	29,4

Figura 1 - Elenco dei bacini idrografici analizzati

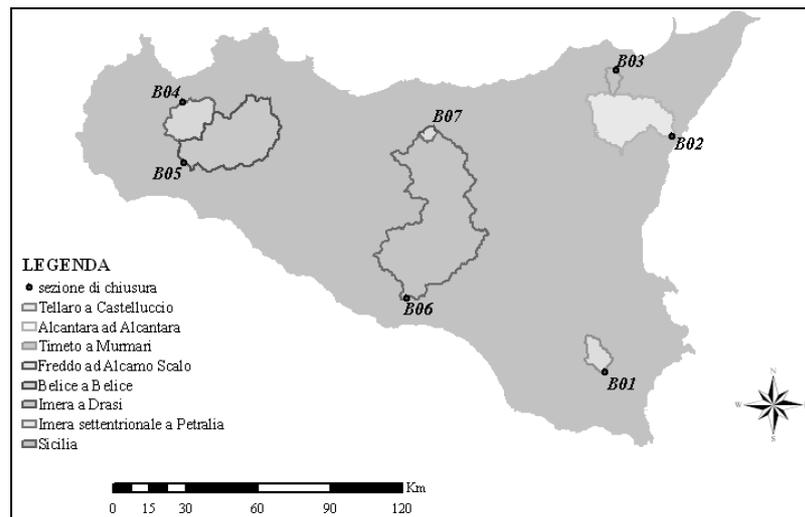


Figura 2 - Ubicazione dei bacini idrografici analizzati

I reticoli idrografici sono stati estratti a partire da un DEM con dimensione di maglia pari a 20 m prodotto dall'Assessorato BB.CC.AA della Regione Siciliana. Dal DEM originario sono stati ottenuti DEM a risoluzione minore (*DEMsize* maggiore) pari a 50, 100 e 200 m, utilizzando come algoritmo di ricampionamento l'interpolazione bilineare.

Per poter estrarre il reticolo è stato necessario fissare un valore di *Asgl* che separa il reticolo ($A_c \geq A_{sgl}$) dai versanti ($A_c < A_{sgl}$). Sono stati fissati più valori di *Asgl*, costanti per tutto il bacino, per poter poi analizzare gli effetti causati da una scelta arbitraria dell'*Asgl* sulla determinazione della risposta idrologica del bacino.

I valori di *Asgl*, in termini di superficie, scelti nel presente studio sono: 120, 80, 40, 20, 12, 8 e 4 ha. Per ciascun valore di *DEMsize* sono stati utilizzati i valori di *Asgl*, in termini di numero di pixel, riassunti in Fig.3; dalla stessa tabella si evince che per ciascun bacino sono stati estratti 28 reticoli idrografici (7 aree di soglia per 4 dimensioni di maglia) per un totale di 196 reticoli idrografici.

<i>Asgl</i> (ha)	<i>Asgl</i> (pixel)			
	<i>DEM</i> 20	<i>DEM</i> 50	<i>DEM</i> 100	<i>DEM</i> 200
120	3000	480	120	30
80	2000	320	80	20
40	1000	160	40	10
20	500	80	20	5
12	300	48	12	3
8	200	32	8	2
4	100	16	4	1

Figura 3 - Valori di *Asgl* in numero di pixel

3 METODOLOGIE

Per ciascuno dei sette bacini in studio, una volta fissata la dimensione di maglia del DEM e l'area di soglia, è stata adottata la stessa procedura: correzione del DEM, estrazione del reticolo idrografico, determinazione di alcuni parametri geomorfologici, derivazione dell'IUH utilizzando sia un modello di tipo geomorfologico (GIUH) che di tipo topologico (TIUH) e infine determinazione dell'idrogramma di piena conseguente ad un evento meteorico sintetico.

L'estrazione automatica del reticolo e del bacino idrografico è stata effettuata mediante il sistema ArcGIS 8.1 e con l'ausilio dei softwares *TauDEM* (Tarboton, 2004) ed *ArcHydro*, a partire dal DEM, sono stati ricavati: le direzioni di flusso utilizzando l'algoritmo *sfd Single-Flow Direction* (Jenson e Domingue, 1988), le aree contribuenti, il reticolo ed il bacino idrografico. I reticoli

idrografici così estratti sono stati gerarchizzati utilizzando gli schemi di ordinamento di Horton-Strahler (Horton, 1945; Strahler, 1957) e di Shreve (1966, 1967).

Si riportano, a titolo di esempio, in Fig.4, i reticoli ordinati ricavati con *DEMsize* maggiore e minore (pari a 20 e 200 m) e *Asgl* minore e maggiore (pari a 4 e 120 ha) relativi al bacino del Belice a Belice.

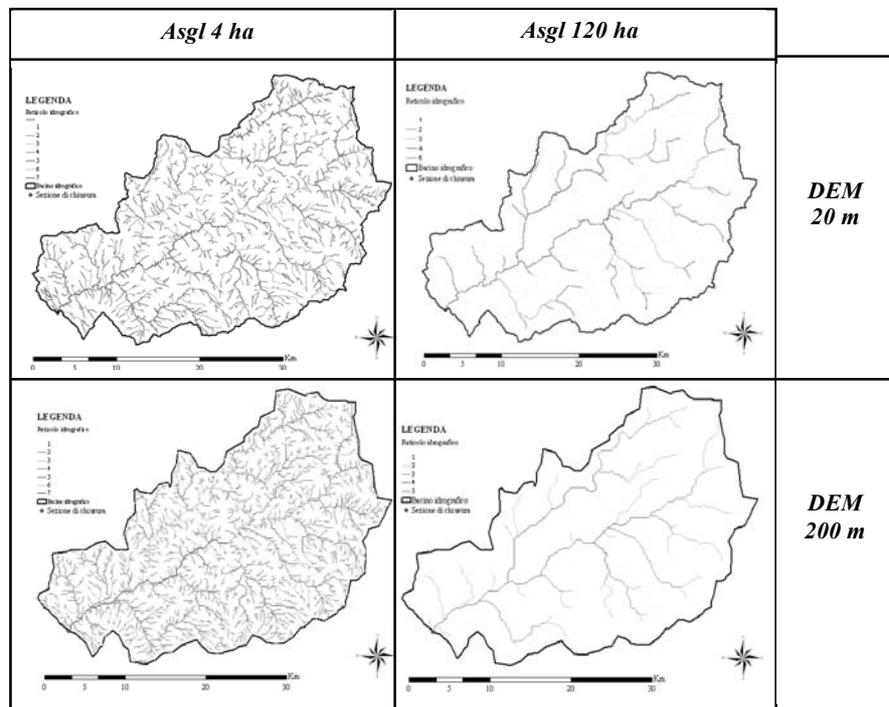


Figura 4 - Reticoli gerarchizzati ricavati con *DEMsize* pari a 20 e 200m e *Asgl* pari a 4 e 120ha

3.1 Derivazione di indici geomorfologici

La risposta idrologica dei bacini analizzati è stata ricavata in funzione di alcuni parametri geomorfologici, utilizzando, come detto, sia un modello geomorfologico (GIUH) che topologico (TIUH): il primo dipende dai rapporti di Horton (R_b , R_l , R_a) e dalla lunghezza del ramo assorbente (L_ω); il secondo dipende dalla magnitudine (μ), dal diametro topologico (λ) e dalla lunghezza media dei rami interni (l_i).

I rapporti di Horton in genere vengono determinati nella forma classica dovuta a Horton:

$$\frac{N_{\omega+1}}{N_{\omega}} = R_b \quad [1a] \quad \frac{\overline{L_{\omega+1}}}{\overline{L_{\omega}}} = R_l \quad [1b] \quad \frac{\overline{A_{\omega+1}}}{\overline{A_{\omega}}} = R_a \quad [1c]$$

dove N_{ω} è il numero di *stream* di ordine ω , valutate secondo lo schema di Horton-Strahler e R_b è definito rapporto di biforcazione; \overline{L} è la media delle lunghezze degli *stream* di ordine ω e R_l è definito rapporto delle lunghezze; \overline{A} è il valore medio dell'area drenata da uno *stream* di ordine ω e R_a viene definito rapporto delle aree.

La *lunghezza del ramo assorbente* (L_ω) è un parametro fondamentale per la derivazione della risposta idrologica del bacino con un modello geomorfologico ed è definita come la lunghezza del canale di ordine maggiore. I suddetti parametri morfometrici sono stati determinati per ciascuno dei 196 reticoli estratti automaticamente dai vari DEM.

3.2 Derivazione dell'IUH utilizzando un modello geomorfologico (GIUH) e uno topologico (TIUH)

La risposta unitaria e istantanea (IUH) di un bacino idrografico può essere determinata o fissandone la struttura sulla base di considerazioni teoriche e stimandone i parametri o per taratura, utilizzando dati sperimentali contemporanei di afflussi sul bacino e deflussi nella sezione di chiusura, o sulla base di caratteristiche geomorfologiche del bacino, approccio seguito in questo lavoro.

Nel presente studio sono stati utilizzati lo IUH geomorfologico (GIUH), il quale è una derivazione dello IUH basato sul sistema ordinativo di Horton-Strahler, e lo IUH topologico (TIUH) basato sul sistema ordinativo di Shreve.

Il GIUH è stato derivato utilizzando la forma descritta da Rosso (1983), il quale ha dimostrato come la struttura del GIUH sia meglio rappresentata adottando una funzione densità di probabilità di tipo gamma a due parametri:

$$h(t) = \left(\frac{t}{k}\right)^{n-1} \cdot \frac{\ell^{-\frac{t}{k}}}{k\Gamma(n)} \quad [2]$$

I parametri n e k sono stati determinati con le seguenti espressioni in funzione della velocità v :

$$n = 3,29 \left(\frac{R_b}{R_a}\right)^{0,78} R_l^{0,07} \quad [3a] \quad k = 0,70 \left(\frac{R_a}{R_b}\right)^{0,48} \frac{L}{R_l} \quad [3b]$$

Per la determinazione del TIUH è stata utilizzata la forma descritta da Troutman e Karlinger (1985), i quali hanno dimostrato che, per una rete idrografica in cui il valore della magnitudine μ e del diametro λ siano sufficientemente grandi, il TIUH tende asintoticamente ad una funzione densità di probabilità di Rayleigh, ossia:

$$h(t) = \frac{2t}{\sigma^2} \exp\left[-\left(\frac{t}{\sigma}\right)^2\right] \quad [4]$$

dove il parametro σ di tale funzione è stato valutato in funzione della magnitudine μ , della lunghezza media dei rami interni della rete idrografica l_i , e della celerità di propagazione della piena lungo i rami interni della rete c_i , secondo la formula:

$$\sigma = \frac{2l_i\sqrt{\mu}}{c_i} \quad [5]$$

In Fig.5 si riportano a titolo di esempio gli IUH determinati sia con il modello geomorfologico che con quello topologico per il bacino Belice a Belice al variare dell'Asgl per fissata DEMsize pari a 100 m.

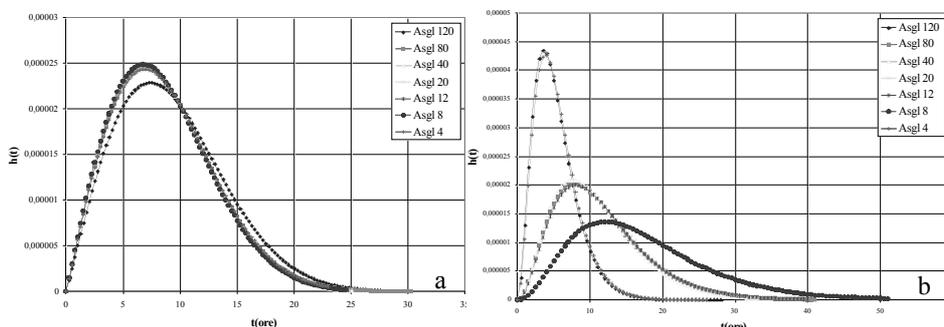


Figura 5 - Effetti dell'Asgl sul TIUH (a) e sul GIUH (b) per DEMsize 100 m per il bacino di Belice a Belice

3.3 Determinazione dell'idrogramma di piena conseguente ad un evento sintetico

Nell'ipotesi di bacino di area A completamente impermeabile, a partire dall'IUH $h(t)$ e da una "forzante meteorica" costituita da un idetogramma sintetico $p(t)$ con durata di 38 ore e altezza di pioggia complessiva di 68,4 mm, è stato determinato, per ciascuno dei 196 scenari individuati,

l'idrogramma di piena attraverso il seguente integrale di convoluzione:

$$Q(t) = A \int_0^t p(\#)h(t-\#)d\# \quad [6]$$

4 ANALISI DEI RISULTATI E CONCLUSIONI

L'effetto dell'area di soglia e della dimensione di maglia del DEM sulla risposta idrologica a scala di bacino è stata analizzata valutando la variabilità delle caratteristiche geomorfologiche e delle portate al colmo su tutti i bacini esaminati.

Come già osservato da Helminger et al. (1993) e da Yang et al. (2001), i rapporti di Horton, comunemente ritenuti scala-invarianti, subiscono invece elevate variazioni al variare dell'*Asgl*.

Confrontando i risultati ottenuti dalle due variabili in esame è stata verificata una maggiore variabilità dei rapporti di Horton al variare dell'*Asgl* rispetto alla *DEMsize*. Tale variabilità è risultata essere maggiore soprattutto nei bacini di piccole dimensioni.

Dall'analisi dei parametri ricavati con l'ordinamento di Shreve è emerso che: la magnitudine μ e il diametro topologico λ della rete presentano la stessa variabilità; in particolare sono invarianti con la *DEMsize* mentre decrescono iperbolicamente con l'*Asgl*; la lunghezza media dei rami interni l_i presenta invece un comportamento opposto ai precedenti, infatti cresce all'aumentare dell'*Asgl* ed è invariante con la *DEMsize* per bassi valori di *Asgl*.

La risposta dei bacini, in termini di portata al colmo conseguente ad una pioggia sintetica, varia con l'*Asgl* e la *DEMsize* in modo differente da un caso a un altro. In Fig.6 sono riportati, per ogni bacino, i valori di minimo, massimo, media, *range* e coefficiente di variazione *CV* delle portate al colmo, ricavate utilizzando sia il GIUH che il TIUH. Nella cella sottostante quella che riporta i valori minimi e massimi sono riportati valori di *Asgl* e *DEMsize* con i quali sono stati ricavati i massimi e i minimi.

BACINO	GIUH					TIUH				
	MIN	MEDIA	MAX	RANGE	CV	MIN	MEDIA	MAX	RANGE	CV
ID 01	111,7	146,7	282,3	170,6	0,28	158,1	176,3	192,7	34,6	0,05
	20m 8ha		200m 20ha			20m 12ha		100m 12ha		
ID 02	337,4	510,7	698,5	361,0	0,29	489,5	533,1	598,7	109,2	0,04
	20m 8ha		200m 120ha			20m 120ha		20m 8ha		
ID 03	78,7	96,2	100,3	21,6	0,07	86,9	93,2	98,2	11,2	0,03
	20m 12ha		20m 4ha			50m 40ha		200m 120ha		
ID 04	295,5	422,6	509,6	214,1	0,17	311,6	342,8	370,4	58,8	0,04
	20m 12ha		100m 20ha			20m 40ha		200m 80ha		
ID 05	477,0	680,3	1.053,8	576,7	0,27	868,4	968,3	1.033,2	164,7	0,05
	100m 8ha		100m 120ha			20m 120ha		200m 12ha		
ID 06	664,9	828,2	1.168,8	503,8	0,10	1.159,3	1207,4	1.275,5	116,2	0,03
	50m 12ha		200m 12ha			20m 40ha		200m 12ha		
ID 07	53,8	68,4	80,8	26,9	0,13	57,4	60,6	63,3	5,8	0,03
	20m 40ha		100m 20ha			20m 8ha		200m 80ha		

Figura 6 - Valori di minimo, media, massimo, range, CV delle portate al colmo, determinate sia con il GIUH che con il TIUH, relativi a ciascun bacino.

Dalla Fig.6 emerge che i valori minimi di portate al colmo si hanno, in genere, per *DEMsize* e *Asgl* bassi; al contrario i valori di portate massime si hanno, in genere, in corrispondenza di *DEMsize* e *Asgl* elevati. Inoltre il confronto tra i valori di range e di CV, relativi al GIUH e al TIUH, mettono in evidenza la minor variabilità delle portate al colmo ottenute con il TIUH rispetto a quelle ottenute con il GIUH.

In Fig.7 è infine schematizzata la variabilità dell'altezza di picco h_p e della portata al colmo Q_p (in termini di coefficiente di variazione CV) intorno alla media al variare dell'*Asgl* e della *DEMsize*.

	% CV	
	<i>Asgl</i>	<i>DEMsize</i>
h_p (GIUH)	50	70
h_p (TIUH)	20	20
Q_p (GIUH-sint.)	15	30
Q_p (TIUH-sint.)	7	7

Figura 7 Valori massimi del CV (in %) al variare dell'*Asgl* e della *DEMsize*

La variabilità relativa alle altezze di picco dell'IUH è maggiore rispetto a quella relativa alle portate massime conseguenti ad una pioggia sintetica; questo è dovuto alla diversa discretizzazione temporale usata nel caso della pioggia impulsiva ($\Delta t=10$ min) e nel caso delle pioggia sintetica ($\Delta t=1$ ora). È importante osservare che le portate al colmo determinate dal GIUH presentano maggiore variabilità al variare della *DEMsize*; invece quelle determinate con il TIUH presentano la stessa variabilità sia con l'*Asgl* che con la *DEMsize*. La variabilità relativa alle portate, ricavate dal GIUH, è molto più elevata rispetto a quella relativa alle portate ricavate dal TIUH. Tale differenza dipende dalla variabilità dei parametri da cui dipendono il TIUH e il GIUH: la magnitudine e lunghezza media dei rami interni da cui dipende il TIUH, entrambe invarianti con la *DEMsize* e variabili con una relazione potenza con l'*Asgl*, la prima con esponente negativo, la seconda con esponente positivo, si combinano tra di loro bilanciando i reciproci effetti di scala. Il GIUH, invece, dipende dai rapporti di Horton e dalla lunghezza del ramo assorbente L_Ω , ma nonostante i primi siano pressoché scala-invarianti, la lunghezza del ramo assorbente varia irregolarmente sia con l'*Asgl* che con la *DEMsize*, soprattutto in corrispondenza della variazione dell'ordine massimo Ω del bacino, aumentando di molto la variabilità della risposta idrologica derivata col GIUH.

In conclusione la valutazione della portata al colmo che si ottiene da un modello geomorfologico (GIUH) risente di una forte influenza sia dell'area di soglia che della dimensione caratteristica del DEM a causa della forte variabilità della lunghezza dello stato assorbente. Più stabili si sono invece rivelati, per la stima di eventi di piena, i risultati ottenuti con il TIUH che si sembra dunque preferibile al GIUH soprattutto nell'applicazione a bacini non strumentati.

BIBLIOGRAFIA

- Agnese C., Criminisi A., La Loggia G., Noto L. (1996), "Influenza della dimensione di maglia e dell'area di soglia nell'estrazione del reticolo idrografico da DEM", *XXV Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, I, 353-363.
- Gandolfi C., Bischetti G.B. (1995), "Il valore dell'area di supporto nella generazione automatica della rete di drenaggio dai DEM", *Idrotecnica*, 3, 157-174.
- Helming K.R., Kumar P., Fofoula-Georgiou E. (1993), "On use of digital elevation model data for Hortonian and fractal analyses of channel networks", *Water Res. Research*, 29, 2599-2613.
- Horton, R.E., (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 56: 275-370.
- Resources Research*, 32, 389-399.
- Jenson S.K., Domingue J.O. (1988), "Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis", *Photogrammetry Engineering and Remote Sensing*, 54, 11, 1593-1600.
- Jenson S.K., (1991), "Applications of hydrologic information automatically extracted from digital elevation models", *Hydrol. Process.*, 5(1), 31-94.

- Montgomery D.R., Dietrich W. E. (1988), "Where do channels begin?", *Nature*, 336, 232-234.
- Montgomery D.R., Foufoula-Georgiou E. (1993), "Channel network source representation using digital elevation models", *Water Resources Research*, 29, 25-3934.
- O'Challagan J.F., Mark D.M. (1984), "The extraction of drainage network from digital elevation data", *Computer Vision, Graphics and Image Processing*, 28, 323-344.
- Quinn P.K., Beven P., Chevallier, Planchon O. (1991), "The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models", *Hydrolog. Processes*, 5(1), 59-79.
- Rodriguez-Iturbe I., Valdes J.B. (1979), "The morphology structure of hydrologic response", *Water Resources Research*, 15, 1409-1420.
- Rosso R. (1984), "Nash model relation to Horton order ratios", *Water Resources Research*, 20, 914-920.
- Shreve R.L. (1966), "Statistical law of stream numbers", *Journal of Geology*, 74, 17-37.
- Shreve R.L. (1967), "Infinite topologically random channel networks", *Journal of Geology*, 75, 178-186.
- Strahler A.N. (1957), "Quantitative analysis of watershed geomorphology", *EOS Trans. AGU* 38, 912-920.
- Tarboton D.G. (2004), "<http://www.engineering.usu.edu/cee/faculty/dtarb/>", *sito internet*.
- Tarboton D.G., Bras R.L., Rodriguez-Iturbe I. (1991), "On the extraction of channel networks from digital elevation data", *Hydrological Processes*, 81-100.
- Yang D., Herath S., Musiak K. (2001), "Spatial resolution sensitivity, of catchment geomorphologic properties and the effect on hydrological simulation", *Hydrolog. Processes*, 15, 2085-2099.
- Wolock D.M., Price V. (1994), "Effect of digital elevation model map scale and data resolution on a topography-based watershed model", *Water Resources Research*, 30, 3041-3052.
- Zhang W., Montgomery R. (1994), "Digital elevation model grid size, landscape representation, and hydrologic simulations", *Water Resources Research*, 30, 1019-1028.