



HydroGeo

Ingegneria per l'Ambiente ed il Territorio

Studio Tecnico Associato Ingg. G. Gazzini, T. Staiano

AZIENDA CON SISTEMA DI GESTIONE  
PER LA QUALITÀ CERTIFICATO DA DNV  
= UNI EN ISO 9001:2008 =

Via Cardinal Latino, 20

50126 Firenze

Tel/Fax 055 65 87 050

e-mail info@studiohydrogeo.it

# STUDIO IDROLOGICO IDRAULICO DI SUPPORTO AL REGOLAMENTO URBANISTICO DEL COMUNE DI SAN CASCIANO AI SENSI DEL REGOLAMENTO DI ATTUAZIONE 27/04/2007 N.26/R DELL'ART. 62 DELLA LEGGE REGIONALE 1/2005

## ALLEGATO 1

### MODELLISTICA IDROLOGICA - IDRAULICA

#### COMMITTENTE:



Comune di San Casciano in Val di Pesa

Via Machiavelli 56 - 50026 - San Casciano in Val di Pesa (FI)

#### PROGETTISTI:

ING. GIACOMO GAZZINI

DOTT. GEOL. ALESSANDRO MURRATZU

PROGETTO

L 3 5 0

LOTTO

0 1

FASE

S 0 3

DOC

A

ELABORATO

R T C 1

REV

A

REV.

DATA EMISSIONE

REDATTO

VERIFICATO

APPROVATO

A

Ottobre 2011

G.Gazzini

G.Gazzini

G.Gazzini

## INDICE

1	MODELLISTICA IDROLOGICA .....	2
2	MODELLISTICA IDRAULICA.....	6

# 1 Modellistica idrologica

La modellistica idrologica per la determinazione dell'idrogramma di piena in una o più sezioni fluviali di un bacino idrografico deve significativamente rappresentare tutte le fasi che si hanno a partire dalla distribuzione delle piogge insistenti sul bacino, fino alla valutazione dell'onda di piena.

La trasformazione da pioggia al suolo a portata nella sezione di chiusura avviene secondo una cascata di processi. L'ingresso principale al modello è costituito da una serie di misurazioni di pioggia, di tipo puntuale (registrazioni pluviometriche) sull'area d'interesse, che dovranno essere, in generale, interpolate per ottenere l'andamento delle precipitazioni lorde al suolo nello spazio e nel tempo, in termini di afflussi per unità di area. La quota parte di tali precipitazioni che andrà in scorrimento superficiale, detta anche precipitazione efficace (netta), viene valutata con un opportuno *modello di trasformazione afflussi-deflussi*, per la stima della produzione di deflusso idealmente in ciascun punto del bacino, avente la dimensione di una portata per unità di area. Infine, il processo di concentrazione dei deflussi nel reticolo idrografico e di trasferimento lungo questo fino alla sezione di chiusura verrà rappresentato tramite un opportuno *modello di formazione dell'onda di piena*.

La metodologia alla base degli studi effettuati mira ad un'agevole caratterizzazione degli eventi in termini di tempi di ritorno; conseguenza diretta, la possibilità di definire i livelli di rischio in funzione della probabilità di accadimento. Ciò si ottiene facilmente attraverso una procedura semplificata di generazione di eventi sintetici, che si basa sulle seguenti ipotesi:

- eventi meteorici sintetici uniformemente distribuiti sul bacino;
- isofrequenza fra evento meteorico e portata in alveo ( $Tr$  evento di pioggia =  $Tr$  idrogramma di piena).

La determinazione degli idrogrammi di piena non può prescindere dai parametri, ormai generalmente utilizzati e condivisi, della procedura di *Regionalizzazione delle Portate di Piena della Regione Toscana*. Tale procedura parte dalla teoria dell'*Idrogramma Istantaneo Unitario (Instantaneous Unit Hydrograph, IUH)* dove i parametri in gioco sono stati ricavati dalle caratteristiche geomorfologiche del bacino, ottenendo così un *Idrogramma Istantaneo Unitario Geomorfologico* di cui vengono riportate di seguito le linee principali. Il modello di formazione dell'onda di piena adottato è quello proposto da Nash.

L'input meteorico è rappresentato da uno "*ietogramma sintetico ad intensità costante*" con il quale si assume che l'intensità di precipitazione sia costante durante l'intera evoluzione del fenomeno e pari al valor medio fornito dalle curve di possibilità climatica (o pluviometrica, di seguito *CPP*) illustrate in seguito. Tale ietogramma consente la determinazione della portata al colmo di assegnato tempo di ritorno sulla base del metodo dell'*evento critico*, individuando la durata di pioggia efficace che massimizza il valore al colmo dell'onda di piena fornita dal modello di trasformazione afflussi - deflussi.

Le *CPP* consentono di rappresentare il regime delle piogge di breve durata e forte intensità in una certa zona. Per la loro determinazione è necessaria un'analisi delle serie pluviometriche disponibili dalla rete di telemisura presente sul territorio a partire dall'esame dei topoi, o reticoli di Thiessen. Dall'analisi statistica delle precipitazioni estreme, assumendo sia distribuzione Gumbel che TCEV, si perviene appunto alla determinazione delle *CPP*, che stabiliscono un legame tra le altezze di pioggia e la durata dell'evento piovoso, in funzione della probabilità di accadimento dell'evento stesso.

Il valore della pioggia lorda deve essere depurato delle perdite. La trasformazione afflussi-deflussi adottata prevede l'adozione di un "approccio asintotico a soglia" che richiede la stima di due parametri: la *perdita iniziale*, schematizzata introducendo un *volume unitario di perdita iniziale* (indicato con  $I_a$ ) che il terreno assorbe completamente durante i primi istanti di precipitazione (dall'inizio dell'evento  $t=0$  all'istante  $t=t_a$ ) e la perdita per infiltrazione nel suolo durante l'evento, schematizzata con una *infiltrazione cumulata costante a saturazione* (indicata con  $K_s$ ).

$$\begin{cases} I_a(t) = I_a(0) + \int_0^{t_a} (P(\tau) - K_s) d\tau \\ P_n(t) = 0 \end{cases} \quad \text{per } t < t_a$$

$$\begin{cases} I_a(t) = I_a \\ P_n(t) = P(t) - K_s \end{cases} \quad \text{per } t \geq t_a$$

dove:

$P(t)$  intensità di precipitazione lorda sul bacino [mm/h];

$P_n(t)$  intensità di precipitazione netta sul bacino [mm/h];

$I_a(t)$  volume unitario di perdita iniziale all'istante  $t$  dell'evento [mm];

$I_a = I_a(t_a)$  volume di perdita iniziale per unità di area [mm];

$K_s$  velocità di infiltrazione a saturazione [mm/h].

I valori di  $I_a$  e  $K_s$ , nel lavoro di regionalizzazione, sono calcolati in funzione dell'uso del suolo e dalla geologia dei bacini, resi indipendenti dalle dimensioni del bacino idrografico.

Osservando sperimentalmente le piogge intense è possibile affermare che, all'interno di una certa area, l'intensità di precipitazione durante l'evento piovoso varia da punto a punto, anche in maniera sensibile, e questa variazione è tanto maggiore quanto maggiore è l'estensione dell'area considerata. Per questo alla precipitazione lorda, calcolata rispetto alla sezione di calcolo, è stato applicato un coefficiente di ragguglio dipendente dall'area del bacino e dalla durata dell'evento, in linea con la trattazione riportata nella Regionalizzazione delle Portate di Piena della Regione Toscana, secondo la seguente formulazione:

$$K_r = 1 - \exp(\alpha t^\beta) + \exp(\alpha t^\beta - \gamma A)$$

dove  $t$  è la durata dell'evento,  $A$  è l'area del bacino sotteso e  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  sono parametri dipendenti dal bacino considerato.

L'*Idrogramma Istantaneo Unitario* rappresenta l'idrogramma di piena causato da un evento impulsivo di pioggia di volume unitario e durata tendente a zero. Ipotizzando un comportamento del sistema bacino idrografico lineare e stazionario, la risposta  $Q(t)$  ad una sollecitazione meteorica di intensità  $p(t)$ , supposta costante su tutti i punti del bacino (approccio di tipo integrato), è data dall'integrale di convoluzione fra ietogramma di pioggia efficace e IUH:

$$Q(t) = \int_0^t U(\tau) p(t - \tau) d\tau$$

dove:

$Q(t)$  è la portata defluente;

$p(t) = A i(t)$ , con  $A$  area del bacino e  $i(t)$  intensità di pioggia netta raggugliata sul bacino;

$U(t)$  è l'idrogramma unitario

$$\begin{cases} U(0) = 1 \\ U(t > 0) = 0 \end{cases} \quad \int_0^\infty U(t) dt = 1$$

La caratterizzazione di un modello di formazione della piena basato su tale principio consiste quindi essenzialmente nella determinazione della forma della funzione  $U(t)$ , che può essere stimata 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. Uno dei più diffusi modelli concettuali utilizzati per determinare la forma della funzione  $U(t)$  è quello basato sull'ipotesi che il bacino idrografico si comporti come un insieme di  $n$  serbatoi lineari disposti in serie. L'espressione dell'idrogramma istantaneo unitario che ne deriva per un singolo serbatoio lineare è:

$$U(t) = \frac{1}{k} \cdot e^{-\frac{t}{k}}$$

dove  $k$  è la costante del serbatoio che rappresenta il tempo caratteristico di svuotamento del serbatoio.

Supponendo che il bacino si comporti come una serie di  $n$  serbatoi, ciascuno con uguale tempo caratteristico  $k$ , la portata in uscita dall'intero bacino come risposta ad un input impulsivo distribuito sul bacino rappresenterà l'idrogramma istantaneo unitario del bacino alla sua chiusura, nota come *Idrogramma Istantaneo Unitario di Nash*:

$$U(t) = \frac{1}{k\Gamma(n)} \left(\frac{t}{k}\right)^{(n-1)} e^{-\left(\frac{t}{k}\right)}$$

dove la funzione  $\Gamma(n)=(n-1)!$ .

Il momento di primo ordine dell'IUH rispetto all'origine viene detto *tempo di ritardo (lag) Tl* ed è dato da:

$$Tl = \int_0^{\infty} U(t)tdt$$

In questo schema il tempo di ritardo è dato dal prodotto  $nk$  (pari proprio alla media dell'idrogramma unitario). I parametri  $n, k$  dell'IUH di Nash sono stati ricavati sulla base delle caratteristiche geomorfologiche del reticolo idrografico, mediante le seguenti espressioni:

$$n = 3.29(Rb/Ra)^{0.78} Rl^{0.07}$$
$$k = 0.7(Ra/(Rb \cdot Rl))^{0.48} Lc/v$$

in unità congruenti, dove:

$R_b$  = rapporto di biforcazione;

$R_l$  = rapporto di lunghezza;

$R_a$  = rapporto di area;

$L_c$  = lunghezza del canale principale (dalla sorgente alla sezione di interesse);

$v$  = fattore cinematico legato alla velocità della piena ("media spazio-temporale di scorrimento dell'acqua o di propagazione dell'onda di piena").

I parametri geomorfologici sopra elencati permettono di rappresentare lo sviluppo della rete idrografica mediante una descrizione gerarchica e possono quindi essere calcolati, una volta ordinato il reticolo idrografico secondo il metodo di gerarchizzazione e classificazione geomorfologica di Horton e Strahler.

La gerarchizzazione di una rete idrografica si esegue attribuendo un ordine a ciascun segmento fluviale; un'asta che non nasce dalla confluenza di altre due è di primo ordine; un'asta di ordine  $n$  e un'asta di ordine  $n-1$  congiungendosi danno origine a un'asta di ordine  $n$ ; due aste di ordine  $n$  congiungendosi danno origine a un'asta di ordine  $n+1$ . Per ogni bacino idrografico esiste una relazione fra il numero dei rami fluviali aventi un certo ordine e l'ordine stesso: in genere, il valore del primo diminuisce all'aumentare del secondo.

L'organizzazione della rete idrografica e quindi il suo grado di gerarchizzazione possono essere espressi mediante parametri quantitativi che definiscono la geometria del reticolo idrografico e il suo grado di organizzazione gerarchica. Il parametro di base è il rapporto di biforcazione  $R_b$ , che esprime il rapporto fra il numero di segmenti fluviali di un certo ordine ed il numero dei segmenti dell'ordine immediatamente successivo. Considerando invece la lunghezza media delle aste di un certo ordine si ottiene il rapporto fra le lunghezze,  $R_l$ . Analogamente, si definisce anche il rapporto fra le aree,  $R_a$ .

I tre parametri appena descritti vengono determinati sulla base delle seguenti relazioni:

$$\begin{aligned}N_u &= R_b^{\omega-u} \\ \bar{L}_u &= \bar{L}_1 R_l^{u-1} \\ \bar{A}_u &= \bar{A}_1 R_a^{u-1}\end{aligned}$$

dove

$\omega$  è l'ordine massimo del reticolo;

$N_u$  il numero delle aste di ordine  $u$ , con  $u=1, 2, 3, \dots$ ;

$\bar{L}_u$  la lunghezza media delle aste di ordine  $u$ , con  $u=1, 2, 3, \dots$ ;

$\bar{A}_u$  l'area media sottesa da aste di ordine  $u$ , con  $u=1, 2, 3, \dots$

Lo studio di Regionalizzazione delle Portate di Piena, attraverso la taratura sistematica dei dati relativi ad eventi registrati nei 42 bacini strumentati dal Servizio Idrografico, ha fornito una relazione fra i valori di  $Tl$  ed i parametri geomorfologici:

$$Tl = 0.42 \left( \frac{R_b}{R_a} \right)^{0.3} R_l^{-0.41} \frac{L_{mc}}{A^{0.075}} \quad [h]$$

dove  $A$  è l'area del bacino espressa in [kmq] e  $L_{mc}$  la lunghezza del reticolo in [km], calcolata come cumulata delle lunghezze medie per i vari ordini gerarchici.

## 2 Modellistica idraulica

La *modellistica idraulica di moto vario* consente di trasformare le portate, associate agli eventi di piena definiti nella fase di modellazione idrologica, in livelli idrometrici nelle sezioni fluviali. Nel caso in cui l'alveo inciso e le aree golenali risultino insufficienti al transito dell'onda di piena, la modellistica adottata deve consentire la stima dei volumi tracimati, utile alla definizione del livello di *rischio idraulico* nei territori interessati dalle esondazioni del corso d'acqua.

Per la trasformazione delle portate in livelli viene utilizzato il software *HEC-RAS 4.0 (Hydrologic Engineering Center's River Analysis System)*, prodotto e reso disponibile gratuitamente dall'*USACE (United States Army Corps of Engineering)*.

Nella simulazione di moto vario il software utilizza il motore di calcolo UNET (Unsteady NETwork model), che risolve le equazioni complete di De S. Venant, discretizzando le equazioni nel dominio spazio-temporale mediante uno schema di risoluzione implicito alle differenze finite. La soluzione viene definita solo nei punti di discretizzazione e non con continuità su tutto il dominio. Tali punti sono rappresentati dalle sezioni trasversali (discretizzazione spaziale) e dalla scansione temporale utilizzata nella rappresentazione dei fenomeni (discretizzazione temporale). Il grado di risoluzione che si ottiene deriva quindi dalla densità delle sezioni rilevate e dal passo temporale adottato.

Si ipotizza che il moto sia *gradualmente variato*, ovvero che, in corrispondenza di ciascuna sezione, vi sia una distribuzione idrostatica delle pressioni. In prossimità di singolarità, dove il moto diventa rapidamente variato (improvvisi variazioni spaziali, ponti, etc.), il programma utilizza in automatico, invece dell'equazione dell'energia, l'equazione dell'equilibrio delle spinte o altre equazioni empiriche.

Si ricorda che le *equazioni di De S. Venant* descrivono il flusso non stazionario monodimensionale delle correnti a superficie libera e vengono utilizzate per descrivere i fenomeni di trasferimento e laminazione dell'onda di piena. Si riportano rispettivamente l'equazione di continuità per fluidi incomprimibili e l'equazione del moto per le correnti gradualmente variate,

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} - q(x) = 0$$
$$\frac{\partial H}{\partial x} = -\frac{1}{g} \frac{\partial U}{\partial t} - J$$

in cui:

$A$  è l' area della sezione liquida [m<sup>2</sup>];

$Q$  la portata [m<sup>3</sup>/s];

$q(x)$  la portata laterale (positiva se entrante) [m<sup>2</sup>/s];

$H$  il carico totale della corrente [m];

$g$  l'accelerazione di gravità [m/s<sup>2</sup>];

$U$  la velocità media della corrente [m/s];

$J$  le perdite di carico effettivo per unità di lunghezza;

$x$  l'ascissa corrente lungo l'alveo [m];

$t$  il tempo [s].

La soluzione delle equazioni di moto monodimensionale gradualmente variato presenta talvolta problemi di stabilità, specialmente in presenza di passaggi da corrente lenta a veloce e viceversa. I principali fattori che contribuiscono all'instabilità della soluzione sono:

- brusche variazioni delle caratteristiche delle sezioni;
- brusche variazioni di pendenza longitudinale;
- caratteristica dell'onda di piena;
- opere come argini, soglie sfioranti, luci a battente, sfioratori che provochino variazioni brusche nella geometria dell'alveo o delle condizioni del moto.

La prima equazione ha subito per questo ulteriori affinamenti al fine di rendere le soluzioni più stabili. In particolare, si vanno ad aggiungere opportune equazioni per la stima delle dissipazioni energetiche, sia di carattere concentrato che distribuito. Assumendo la gradualità spazio-temporale del fenomeno, la perdita di carico effettiva distribuita può essere stimata con un'equazione analoga a quella adottata per il moto uniforme:

$$J = \frac{U|U|}{gC^2 R}$$

ove, oltre ai simboli già noti,  $R$  è il raggio idraulico e  $C$  il coefficiente di resistenza esprimibile nella forma:

$$C = \frac{KsR^{\frac{1}{6}}}{\sqrt{g}}$$

ove  $Ks [m^{\frac{1}{3}}s^{-1}]$  è il coefficiente dimensionale di Gauckler-Strickler.

Per includere nel modello gli effetti dissipativi indotti da variazioni di sezione, quali allargamenti o restringimenti, si valutano le perdite di carico effettivo addizionali,  $\Delta H$ , mediante la formula:

$$\Delta H = \frac{Q^2}{2g} \xi \Delta (\alpha / A^2)$$

ove  $\alpha$  è il coefficiente di ragguaglio della energia cinetica e  $\xi$  può assumere valori compresi tra 0.1 e 0.8 maggiori nel caso di allargamento della sezione e minori nel caso di restringimento.

I dati da inserire per la costruzione del modello idraulico in HEC-RAS sono: i dati geometrici relativi alle sezioni trasversali ed alle eventuali strutture aggiuntive (ponti, traverse, sfioratori). Per ogni sezione devono essere immessi inoltre i valori del *coefficiente di scabrezza di Manning*, per il calcolo delle perdite energetiche distribuite, e dei *coefficienti di contrazione/espansione* per quelle concentrate, definiti sulla base di sopralluoghi e confronti diretti con i valori riportati in letteratura. Dall'attendibilità di questi dati dipende maggiormente il grado di risoluzione della simulazione.

Al fine di implementare le simulazioni idrauliche, devono essere definite le *condizioni al contorno* (Boundary Conditions), di monte e di valle, del sistema esaminato. La condizione al contorno di *monte* è nota dalla modellazione idrologica; il software HEC-RAS consente di inserire:

- un idrogramma delle portate;
- un idrogramma dei livelli idrometrici;
- una condizione mista costituita dall'andamento temporale di livelli e portate.

Come condizione al contorno di *valle* possono essere inserite, oltre alle tre precedenti:

- una scala di deflusso;
- un'altezza di moto uniforme.



Una stima accettabile della condizione di valle può essere ricavata attraverso la modellistica idraulica in moto permanente; scelto un set di portate significativo ed avendo a disposizione ulteriori sezioni a valle del tratto di studio, è possibile implementare un modello in moto permanente che consenta di definire, seppure in condizioni stazionarie, la relazione livelli-portate in alveo per la sezione di interesse.

Infine l'implementazione del codice di calcolo necessita della conoscenza delle *condizioni iniziali* del sistema, in termini di portata liquida, mediante le quali il programma avvia la simulazione in moto vario.

Una volta parametrizzato l'intero tronco fluviale di interesse, si può passare all'implementazione delle procedure necessarie alla perimetrazione delle aree allagate.

La schematizzazione dei processi di propagazione dell'idrogramma di piena comunemente adottata è quella *quasi-bidimensionale*, del tipo proposto da Cunge; ad un modello idraulico non stazionario, è associata una rappresentazione "a celle d'accumulo" delle *Aree di Potenziale Esondazione, APE*, adiacenti al corso d'acqua.

Si definiscono APE tutte quelle aree potenzialmente soggette a fenomeni esondativi, per le quali risulta prevalente il processo di invaso rispetto a quello di trasporto. La caratterizzazione geometrica delle APE si attua secondo i seguenti criteri:

- individuazione delle aree di potenziale esondazione su base cartografica;
- suddivisione delle aree di potenziale esondazione in celle elementari;
- caratterizzazione morfologica delle aree di potenziale esondazione, mediante una legge di riempimento volumi-quote d'inondazione  $V = V(H)$ ;
- definizione delle connessioni idrauliche alveo-cella e cella-cella, attraverso le quali avviene il trasferimento dei volumi trascinati, secondo la legge di stramazzo.

Dal punto di vista strettamente numerico, l'associazione allo schema di moto vario di una rappresentazione a celle di accumulo, comporta lo studio di fenomeni non stazionari di propagazione ed accumulo attraverso la sola legge di invaso:

$$A_{ck} \frac{\partial h_k}{\partial t} = \sum_i Q_{ki}(h_k, h_i)$$

ove  $A_{ck}$  e  $h_k$  rappresentano rispettivamente l'area e il livello idrico della cella k-esima,  $h_i$  il livello idrico nella generica cella i-esima circostante, e  $Q_{ki}$  la portata scambiata con detta cella.

Per ogni tempo di ritorno, vengono quindi simulati i processi di propagazione dell'onda di piena, ottenendo un output nei punti della discretizzazione spazio-temporale adottata. Dall'analisi dei battenti idraulici emersi dalla verifica idraulica di moto vario si evidenziano le sezioni fluviali insufficienti ed i volumi di esondazione; dalla caratterizzazione morfologica delle aree adiacenti il corso d'acqua, è possibile simulare il comportamento idraulico dei volumi esondati. In particolare essi potranno essere di transito o di ristagno.