

Autorità di Bacino del Fiume Arno

Modellistica idrologica per la gestione integrata delle risorse  
idriche del bacino dell'ARNO e tutela dell'habitat fluviale in  
relazione al Deflusso Minimo Vitale

Rapporto finale

*Appendice B*

## **REGIONALIZZAZIONE DEI DEFLUSSI NEL BACINO DEL FIUME ARNO**

PROF. ING. LUCIO UBERTINI

*Luglio, 2004*

## INDICE

1	PREMESSA.....	1
2	LE DISTRIBUZIONI DI FREQUENZA DELLE PORTATE GIORNALIERE .....	2
3	LE CURVE DI DURATA ADIMENSIONALI .....	3
4	I PARAMETRI DELLE CURVE DI DURATA.....	4
5	LA STIMA DEI PARAMETRI NELLE SEZIONI STRUMENTATE .....	6
6	LA STRUTTURA DEL MODELLO .....	7
7	REGOLE DI REGIONALIZZAZIONE DELLE CURVE DI DURATA NEL BACINO DEL FIUME ARNO .....	9
8	REGOLA DI REGIONALIZZAZIONE DEL $Q_{7,10}$ NEL BACINO DEL FIUME ARNO .....	15

# 1 PREMESSA

La regionalizzazione dell'informazione idrologica a scala di bacino rappresenta uno degli aspetti tecnico-scientifici di maggiore interesse, in quanto a fronte dello studio di metodologie di approccio al problema vi è un'indubbia utilità pratica dei risultati nella fase di gestione della risorsa idrica, soprattutto in presenza di situazioni di criticità per usi plurimi e/o carenza di risorsa.

In teoria, la stima delle portate defluenti in una assegnata sezione del reticolo idrografico richiederebbe la conoscenza, a scala di bacino, del bilancio idrologico globale, i cui termini sono:

- l'afflusso meteorico;
- il deflusso superficiale e profondo;
- le variazioni di invaso nel suolo, nelle falde e nei serbatoi;
- gli impieghi dissipativi;
- le diversioni e/o immissioni locali o extra bacino.

La soluzione di tale problema risulta purtroppo spesso difficile, sia per la complessità delle interazioni tra le varie componenti, sia soprattutto per la frammentarietà e limitatezza dei dati disponibili. Tra questi, quelli più utili per ampiezza del periodo di osservazione e possibilità di impiego sono le osservazioni idrometriche giornaliere e le corrispondenti portate medie del S.I.I.. Tali dati infatti costituiscono un patrimonio irrinunciabile, nonostante alcune incertezze conseguenti ad una non sempre facile taratura delle scale di deflusso.

La difficoltà oggettiva che in genere si riscontra nel disporre di dati omogenei, che consentano di costruire un bilancio che dia delle risposte utili alle finalità dello studio a scala di bacino (soprattutto in termini di deflussi con un'informazione diffusa), ha suggerito un approccio che rappresenta i deflussi in modo sintetico mediante le corrispondenti curve di durata relative all'intero periodo di osservazione, ponendo particolare attenzione nel caso di serie storiche molto brevi (minori di 9÷10 anni), situazione in cui le curve si potrebbero presentare instabili.

Tale scelta è stata fatta anche in un'ottica specifica di regionalizzazione dell'informazione. Infatti l'ormai intensa utilizzazione del territorio rende insufficiente la densità dei punti di misura a rappresentare la reale distribuzione areale delle risorse. Tale problema, che si pone ogni qualvolta debba valutarsi la disponibilità idrica in una sezione non strumentata, può essere adeguatamente superato proprio mediante tecniche di regionalizzazione, ricorrendo ai numerosi modelli idrologici proposti in letteratura, a volte peraltro complessi o basati su troppi parametri di difficile stima.

In alternativa a questi, le curve di durata permettono di utilizzare una procedura di regionalizzazione basata sulla sola conoscenza di due parametri quali l'indice del deflusso di base (*BFI*) e la superficie drenata (*AREA*), parametri nel complesso di facile valutazione.

Infatti per la stima del *BFI*, anche in sezioni non strumentate, è possibile ricorrere a corrispondenze numeriche tra *BFI* e caratteristiche idrogeologiche di bacino (Appendice A), mentre per la stima dell'area (*AREA*) sottesa da una sezione è sufficiente un'operazione di semplice misura planimetrica, facilitata dalle ormai diffuse tecniche di gestione numerica della cartografia.

## 2 LE DISTRIBUZIONI DI FREQUENZA DELLE PORTATE GIORNALIERE

Una volta ottenuta la regionalizzazione dell'indice del deflusso di base, si passa ad esaminare nello specifico il dato di portata, per poi pervenire ad una utilizzazione unificata dei risultati attraverso la regionalizzazione anche di quest'ultimo sotto forma di curve di durata.

Per la rappresentazione del fenomeno delle portate giornaliere può essere utilizzata una distribuzione di probabilità la cui variabile causale è definita solo per valori non negativi, in quanto la portata minima non può essere che maggiore o uguale a zero, mentre la massima teoricamente può essere illimitata. Nel caso specifico (valutazione delle risorse), non essendo di interesse i fenomeni di piena, è indifferente considerare una funzione di probabilità che sia o no limitata superiormente. Maggiore interesse riveste invece la definizione dell'estremo inferiore della distribuzione che rappresenta la portata di magra assoluta del corso d'acqua. Tale valore infatti, a meno di corsi d'acqua a carattere spiccatamente torrentizio, è sempre diverso da zero ed assume spesso valori percentualmente non trascurabili rispetto la portata media.

Tipicamente la distribuzione di frequenza delle portate di un corso d'acqua, oltre ad essere spesso unimodale, ha una netta asimmetria a sinistra. In altre parole effettuando una misura di portata si ha un'alta probabilità che questa sia minore della media piuttosto che maggiore.

Ciò premesso, supposta nota la funzione densità di probabilità  $f(x)$ , nella quale  $x$  rappresenta la portata media giornaliera e noti gli estremi inferiore e superiore della distribuzione  $x_1$  ed  $x_2$

$$F(x) = \int_x^{x_2} f(x) dx$$

rappresenta la *durata di*  $x$  ovvero la probabilità che la variabile causale sia compresa tra un generico valore  $x$  e l'estremo superiore  $x_2$ . La  $F(x)$ , per ogni  $x$ , più usualmente è chiamata curva di durata dei deflussi ed essa viene di solito rappresentata invertendo gli assi, riportando cioè in ordinate le portate o più spesso i loro logaritmi ed in ascisse le

durate espresse in giorni da 1 a 365. Ad ogni portata  $Q$  della curva di durata corrisponde quindi un tempo di  $t$  giorni in cui tale portata è stata superata o al massimo eguagliata. Nell'intervallo di tempo complementare  $365-t$  ovviamente le portate saranno sempre minori di  $Q$ .

Le distribuzioni di frequenza più spesso utilizzate per regolarizzare le serie storiche delle portate giornaliere sono la Log-Normale, la legge di Gumbel, le leggi di Pearson.

Tra tutte, senza affrontare un'esaustiva verifica della bontà di adattamento ai dati campionari perché ormai validata da numerosi riscontri bibliografici, è stata scelta per gli scopi del presente lavoro la distribuzione Log-Normale, ai cui parametri potrà essere data una particolare interpretazione fisica.

### 3 LE CURVE DI DURATA ADIMENSIONALI

Per rendere confrontabili le curve di durata di bacini di diverse dimensioni, è opportuno esprimere le portate in termini percentuali rispetto alla portata media della serie storica che in seguito sarà indicata, con notazione anglosassone, ADF (Average Daily Flow). In questo modo i parametri della distribuzione di frequenza adottata per regolarizzarne i valori rappresentano un campione sensibilmente omogeneo. Può ritenersi infatti che ciò equivalga ad aver ridotto i deflussi all'unità di superficie del bacino effettivamente contribuente (bacino idrografico).

Tali valori, come anticipato nel precedente paragrafo, possono essere regolarizzati con una distribuzione di probabilità del tipo Log-normale. Infatti, indicato con:

$Q$  = portata giornaliera di assegnata durata ( $\text{m}^3/\text{s}$ )

$Q_0$  = limite inferiore della distribuzione ( $\text{m}^3/\text{s}$ )

e con

$$q = \frac{Q}{ADF} 100 \quad ; \quad q_0 = \frac{Q_0}{ADF} 100$$

i corrispondenti valori percentuali, la variabile

$$y = \log (q - q_0)$$

tende ad assumere la forma di una distribuzione normale, la cui variabile ridotta con alcune semplici trasformazioni, può esprimersi con:

$$z = a \log (q - q_0) + b$$

ove  $a$ ,  $b$  sono funzioni dei momenti del primo e secondo ordine della variabile  $y$ .

Assunta valida una plotting position del tipo

$$F = \frac{d}{N + 1}$$

nella quale  $d$  rappresenta la durata in giorni dell'anno ed  $N$  il numero di giorni dell'anno medio, la variabile ridotta  $z$  può essere calcolata, senza ricorrere alle consuete tabelle, con la seguente formula interpolare:

$$t = \sqrt{-\ln(4F(1-F))}$$

$$z = \text{sng}(F-1)1.238t(1+0.0262t)$$

EsPLICITANDO quindi la  $q$  e cambiando segno alla  $z$  per rappresentare la funzione simmetrica della  $q = f(-z)$ , secondo la convenzione corrente di rappresentare graficamente le curve di durata (portate sulle ordinate, durate crescenti sulle ascisse), si ottiene:

$$Q = ADF \left( 10^{\frac{-(z+b)}{a}} + q_0 \right) \cdot 100$$

La espressione precedente, noti i parametri  $a$ ,  $b$ , la portata di magra  $q_0$  e la portata media  $ADF$ , consente la stima dell'intera curva di durata in ogni sezione di interesse.

## 4 I PARAMETRI DELLE CURVE DI DURATA

Le curve di durata di un corso d'acqua possono essere tra loro discriminate, in termini estremamente qualitativi, in funzione di due parametri, il primo relativo alla "*forma*", da cui dipende la maggiore o minore inclinazione della curva stessa, ed il secondo, relativo alla "*altezza della curva*", da cui dipende l'area sottesa dalla curva di durata e quindi il volume totale di deflusso.

Qualora la curva di durata sia regolarizzata mediante una distribuzione di tipo Log-Normale, i parametri di *forma* ed *altezza* possono essere ricondotti rispettivamente ai coefficienti  $a$  e  $b$  della retta.

Il parametro  $a$ , ovvero la forma della curva di durata, può ritenersi ragionevolmente dipendente dalle caratteristiche idrogeologiche del bacino tra le quali l'intensità limite di infiltrazione, la porosità efficace, la permeabilità delle formazioni rocciose, oltreché dalla superficie. Infatti i deflussi e le relative curve di durata di bacini permeabili, e/o molto estesi, con importanti formazioni acquifere, sono abbastanza regolari. Ad essi corrisponde un coefficiente  $a$  della retta relativamente piccolo. Il contrario accade per i bacini impermeabili per i quali i deflussi, intervallati da lunghi periodi di portate pressoché nulle, sono molto irregolari, in quanto risentono della stessa variabilità delle precipitazioni. Le corrispondenti curve di durata, rappresentate su una carta probabilistica di tipo Log-Normale, sono più ripide e caratterizzate da coefficienti  $a$  relativamente grandi.

Può essere pertanto ammessa, salvo verifiche, l'esistenza di una significativa correlazione tra il parametro di forma  $a$  e le caratteristiche idrogeologiche del bacino, che a loro volta possono essere rappresentate dall'indice di deflusso di base ( $BFI$ ).

Inoltre non può essere esclusa a priori l'influenza sul parametro  $a$  dell'estensione del bacino ( $AREA$ ), in quanto questa può condizionare la regolarità dei deflussi.

Il parametro  $b$ , ovvero l'altezza della curva di durata, in un'area meteorologicamente omogenea, può ritenersi dipendente dalla superficie drenata ma anche dalle caratteristiche idrogeologiche di bacino, in quanto l'intercetta  $b$  misura la portata semipermanente, che di norma è condizionata più dai deflussi di base che non dai deflussi superficiali. Non è quindi trascurabile l'influenza del  $BFI$  su tale secondo parametro.

Per completare la definizione di una curva di durata mediante una distribuzione Log-Normale, non è trascurabile l'importanza di un terzo parametro. Si tratta del limite inferiore della distribuzione  $q_0$ , ovvero della portata di magra assoluta. Infatti per corsi d'acqua sensibilmente perenni non è lecito ammettere che la minima portata sia identicamente nulla, perché ciò porterebbe a sottostimare sistematicamente le portate più piccole.

E' evidente inoltre che, a parità di estensione del bacino imbrifero contribuente,  $q_0$  è fortemente condizionato dalle caratteristiche idrogeologiche del bacino stesso e quindi, per quanto già detto, dal  $BFI$ .

In sintesi, al variare del parametro  $a$  varia l'inclinazione della curva di durata, ma tale caratteristica, sia pure in termini qualitativi, è stata riconosciuta anche al  $BFI$  ed all' $AREA$ , quindi può ritenersi che

$$a = f (BFI, AREA)$$

Per  $z = 0$  ovvero per  $F(q) = 0,5$  siamo in corrispondenza della portata semipermanente, cioè quella con durata 182 giorni. Al crescere in valore assoluto di  $b$  cresce anche tale portata, che per sua natura è ancora influenzata dalla superficie e dalle caratteristiche di idrogeologiche del bacino, quindi si può porre che

$$b = g (AREA, BFI).$$

Come osservato in precedenza, può inoltre ritenersi che  $q_0$ , in quanto portata di magra, dipenda solamente dal  $BFI$  ovvero

$$q_0 = h (BFI).$$

L'  $ADF$ , infine, in un'area pluviometricamente omogenea, può assumersi dipendente soprattutto dall' $AREA$  del bacino e dal  $BFI$  mediante una relazione del tipo

$$ADF = i (AREA, BFI).$$

Una volta rese esplicite le varie stime dei parametri, la relazione

$$z = a \log (q - q_0) + b$$

consente la stima dell'andamento di tutta la curva di durata.

## 5 LA STIMA DEI PARAMETRI NELLE SEZIONI STRUMENTATE

La necessità di esplicitare le relazioni di stima dei parametri  $a$ ,  $b$  e  $q_0$ , che costituiscono insieme alla stima di  $ADF$  la base del modello idrologico impiegato nel presente lavoro, richiede il calcolo degli stessi parametri in un numero sufficiente di stazioni di misura dotate di serie storiche, possibilmente naturali, sufficientemente lunghe.

Per la stima dei parametri della distribuzione Log-Normale  $a$  e  $b$  sono utilizzate le seguenti procedure:

- 1) *metodo dei momenti:*

$$a = \frac{1.517}{\sqrt{\log\left(1 + \frac{\sigma^2}{(\mu - q_0)^2}\right)}}$$
$$b = \frac{1.151}{a} - a \log(\mu - q_0)$$

in cui figurano essenzialmente la deviazione standard e la media campionarie delle portate;

- 2) *metodo della regressione lineare:* la stima di  $a$  e  $b$  consegue ad una interpolazione lineare dei dati campionari secondo la  $z = a \log(q - q_0) + b$ .
- 3) *metodo o principio di massima verosimiglianza:* la stima dei parametri caratteristici di una funzione di distribuzione relativa agli  $n$  valori di una variabile casuale continua  $x$  deve essere quella che rende massima la probabilità di verificarsi relativa all'evento costituito dall'insieme degli  $n$  valori della variabile.

Nell'ambito di uno stesso campione si hanno differenti comportamenti a seconda del metodo utilizzato per la stima dei parametri.

Infatti, la stima basata sulla regressione lineare e sulla massima verosimiglianza porta ad una interpolazione generalizzata dei valori osservati, mentre utilizzando il metodo dei momenti vengono interpolati meglio i valori di portata maggiore, penalizzando l'accuratezza della stima delle portate di esaurimento o di magra.

Anche il valore limite  $q_0$ , non noto a priori, può essere stimato con procedure tra loro alternative, pur rinunciando all'impiego di relazioni che coinvolgono il momento del terzo ordine affetto da errori di stima significativi:

- nel primo metodo, si è posto per semplicità  $q_0 = 0$ ;
- il secondo assume che  $q_0$  sia pari al 50% del  $q_{min}$  ;
- il terzo metodo è basato sulla stima dei parametri di una distribuzione asintotica del minimo valore, tipo Weibull a tre parametri, con la quale sono state regolarizzate le minime portate annue di ciascuna serie storica.

E' stato osservato che i valori di  $a$  e  $b$  calcolati ricorrendo alla terza procedura per la stima di  $q_0$  forniscono, con maggiore frequenza, il valore del coefficiente di correlazione più alto. Pertanto tale metodo è in genere quello consigliato per la stima di  $q_0$ .

Riguardo la stima dei parametri  $a$  e  $b$ , è consigliabile adottare la procedura basata sulla massima verosimiglianza. Infatti, al di là di un esaustivo confronto degli esiti dei tests di adattamento applicati alle varie procedure, il metodo proposto consente una migliore rappresentazione dell'insieme dei dati disponibili senza privilegiare intervalli particolari della curva di durata. Inoltre, rispetto soprattutto al metodo dei momenti, la stima di  $a$  e  $b$  con la tecnica di verosimiglianza, riduce notevolmente gli errori a carico delle portate più basse, che, in molte applicazioni, rivestono un'importanza prevalente rispetto alle altre.

## 6 LA STRUTTURA DEL MODELLO

Il modello idrologico proposto nel presente lavoro è basato sulla regionalizzazione dei parametri dell'equazione base

$$Q = ADF \left( 10^{\frac{-(z+b)}{a}} + q_0 \right) \cdot 100$$

secondo relazioni del tipo:

$$a = f(BFI)$$

$$b = g(BFI)$$

$$q_0 = h(BFI)$$

$$ADF/AREA = i(BFI)$$

Le suddette relazioni possono essere in genere esplicitate mediante relazioni interpolari dei dati noti nelle stazioni di misura, ammesse valide le seguenti ipotesi:

- sia lecito impiegare le serie storiche delle portate naturali ottenute mediante la procedura di ricostruzione descritta nella parte prima del primo rapporto;

- i i) le variabili  $a$ ,  $b$ ,  $q_0$ ,  $ADF$  calcolate con le serie storiche di cui sopra, si assumono omogenee, anche se non sono sempre corrispondenti per periodo e durata di osservazione;
- i i i) si è rinunciato ad imporre la condizione di continuità in corrispondenza dei nodi, al fine di massimizzare la stima puntuale delle portate;
- iv) i parametri  $a$ ,  $b$  e  $q_0$  relativi alla curva di durata media di ciascuna stazione, sono stati calcolati troncando le curve di durata di ciascun anno, dei primi e degli ultimi nove valori, perché sicuramente affetti dai maggiori errori di misurazione. Ne segue che le relazioni interpolari ricavate per tali parametri e le conseguenti curve di durata hanno un campo di validità da assumere preferibilmente tra la durata 10 e la durata 355 giorni estremi compresi.

In particolare, le equazioni di regionalizzazione possono essere del tipo:

$$a = a_0 + a_1 BFI + a_2 BFI^2 + a_3 BFI^3$$

che evidenzia un legame praticamente esclusivo tra  $a$  ed il BFI;

$$b = m a + q$$

in cui il parametro  $b$  è strettamente correlato con  $a$  e di conseguenza al BFI;

$$q_0 = b_0 + b_1 BFI + b_2 BFI^2 + b_3 BFI^3$$

poiché  $q_0$  rappresenta la portata di magra assoluta (estremo inferiore della popolazione dei deflussi), il suo valore risulta fortemente condizionato dalle caratteristiche idrogeologiche del bacino tramite l'indice  $BFI$ ;

$$\frac{ADF}{AREA} 100 = c_0 + c_1 BFI + c_2 BFI^2 + c_3 + BFI^3$$

essendo l' $ADF$  (Average Daily Flow) una media delle portate giornaliere, in prima approssimazione, in un'area meteorologicamente omogenea, può ritenersi dipendente soprattutto dalla estensione del bacino sotteso, visto che di norma la portata media è condizionata in prevalenza dai deflussi superficiali rispetto a quelli di base. Tuttavia rendendo adimensionale l' $ADF$  rispetto all' $AREA$  e correlandolo al  $BFI$ , si possono trovare risultati anche accettabili che giustificano l'ipotesi di utilizzo di una relazione come quella proposta.

## 7 REGOLE DI REGIONALIZZAZIONE DELLE CURVE DI DURATA NEL BACINO DEL FIUME ARNO

L'applicazione del modello, in particolare la stima dei parametri dal BFI, ha presentato alcune nuove problematiche, legate soprattutto alla particolarità dei dati relativi alle stazioni presenti nel Bacino del Fiume Arno.

Infatti, come si è visto nell'Appendice A, la variabilità del BFI naturale nelle varie stazioni è contenuto in un range piuttosto limitato ( $19.66 \leq BFI_{nat} \leq 67.69$ ), range che si restringe ulteriormente per i valori stimati dalla geologia ( $27.30 \leq BFI_{stim} \leq 50.10$ ). Di fatto ciò ha prodotto un addensamento di punti nella zona di valori dell'indice del deflusso di base compresi tra  $20 \leq BFI_{nat} \leq 50$ , quindi una non buona dispersione di punti per essere interpolata con una funzione del tipo visto in precedenza.

Tale situazione può essere dovuta a delle caratteristiche proprie del bacino, caratterizzato in genere da deflussi di base medio-bassi, nello stesso tempo può essere stata influenzata da una ricostruzione del regime dei deflussi naturali non completa, conseguente ad un archivio delle concessioni non sufficientemente aggiornato ed approfondito. Quest'ultima osservazione nasce dal confronto tra il valore del BFI naturale ed osservato (vedasi tabella A3 dell'Appendice A), da cui scaturisce una differenza che non supera mai i due punti, con una media di mezzo punto.

In funzione delle osservazioni precedenti, nonostante le difficoltà analitiche, si è comunque deciso di non abbandonare la struttura di base del modello, ma bensì di forzarlo con alcune modifiche opportunamente tarate sui risultati ottenuti, in particolare il confronto in tutte le stazioni di misura tra la curva di durata naturale e quella stimata (Allegato B1).

In pratica ciò ha comportato:

- la modifica della relazione  $a = f(BFI)$  con l'introduzione di un termine  $BFI^4$  e del coefficiente correttivo  $K_a$ ;
- la semplificazione della relazione  $q_0 = h(BFI)$  con una funzione del BFI costante a tratti e l'introduzione di un coefficiente correttivo  $K_0$ ;
- la sostituzione della relazione  $ADF = i(AREA, BFI)$  con una funzione  $ADF = i(AREA)$ , anch'essa costante a tratti, e l'introduzione di un coefficiente correttivo  $K$ .

Come si può notare nessuna modifica è stata fatta per la stima del parametro  $b$  della curva di durata, mentre le variazioni proposte sono di entità crescente passando dal parametro  $a$  al  $q_0$  ed infine al valore  $ADF$ . In particolare, sulle grandezze  $q_0$  ed  $ADF$  si risente probabilmente in misura maggiore del limitato campo di variabilità del BFI, aspetto che era già emerso in studi precedenti soprattutto per il contributo specifico  $ADF/AREA$ , che è sostanzialmente indipendente dal  $BFI$  per valori di questo inferiori al 75% , ossia la totalità delle stazioni di misura in esame (figura B1). Tale aspetto è ulteriormente evidenziato se si considerano le sole stazioni sul Fiume Arno (figura B2), in cui i bacini idrografici più ampi si trovano ad avere i valori di BFI estremi.

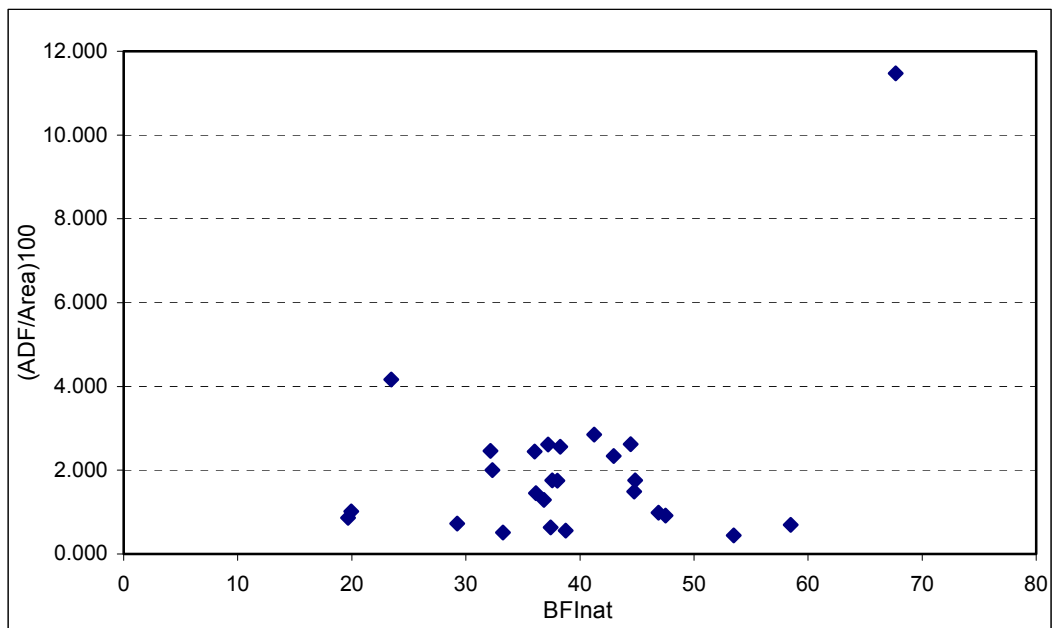


Figura B1: Variabilità di  $(ADF/AREA)100$  in funzione del  $BFI_{nat}$ .

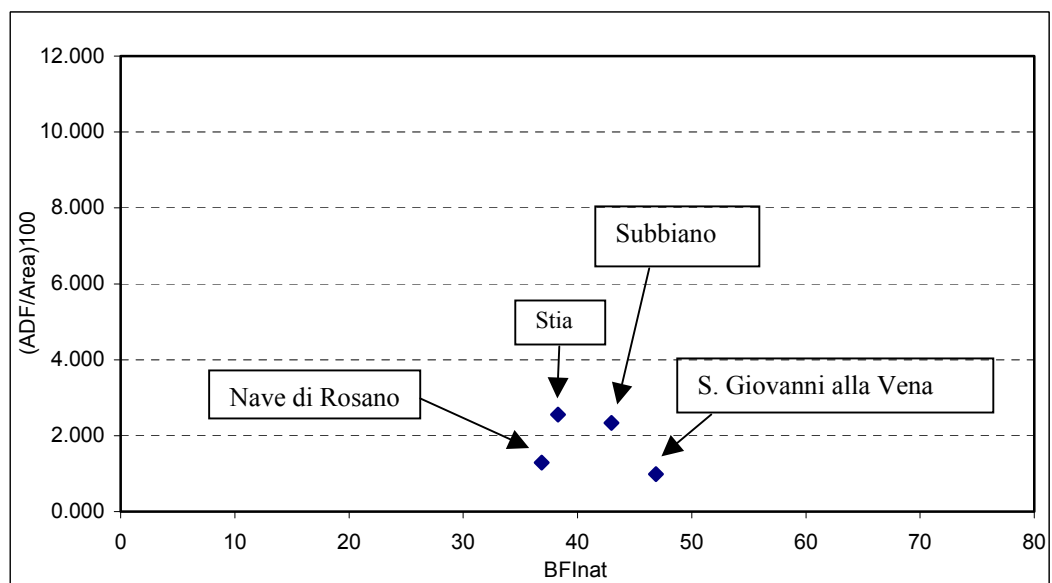


Figura B2: Variabilità di  $(ADF/AREA)100$  in funzione del  $BFI_{nat}$  sul Fiume Arno.

**Regola di stima del parametro  $a$  (figura B3)**

$$a = (a_1 \cdot BFI + a_2 \cdot BFI^2 + a_3 \cdot BFI^3 + a_4 \cdot BFI^4) \cdot K_a$$

$$a_1 = 0.18091$$

$$a_2 = -0.00815$$

$$a_3 = 0.00016$$

$$a_4 = -1.05565 \text{ E-06}$$

$K_a$  = coefficiente correttivo in funzione del sottobacino

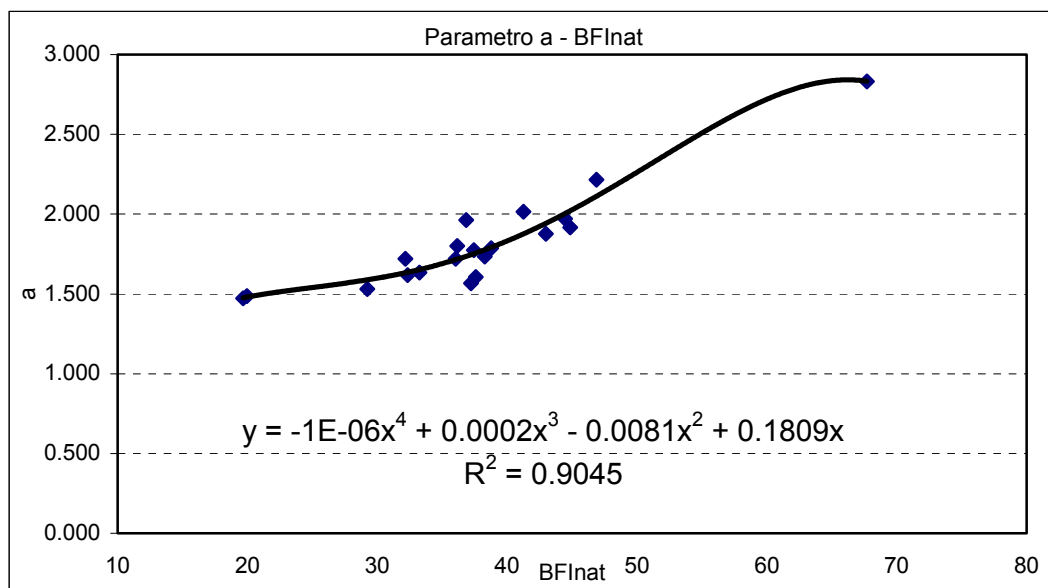


Figura B3: Curva interpolare  $a - BFI_{nat}$ .

**Regola di stima del parametro  $b$  (figura B4)**

$$b = m \cdot a + q$$

$$m = -0.26708$$

$$q = 1.14816$$

**Regola di stima del parametro  $q_0$  (figura B5)**

$$q_0 = K_0 \cdot C_0$$

$$C_0 = 0.006 \text{ m}^3/\text{s} \text{ con } BFI \leq 35$$

$$C_0 = 0.020 \text{ m}^3/\text{s} \text{ con } 35 < BFI \leq 49$$

$C_0=0.140 \text{ m}^3/\text{s}$  con  $\text{BFI} > 49$

$K_0$  = coefficiente correttivo in funzione del sottobacino

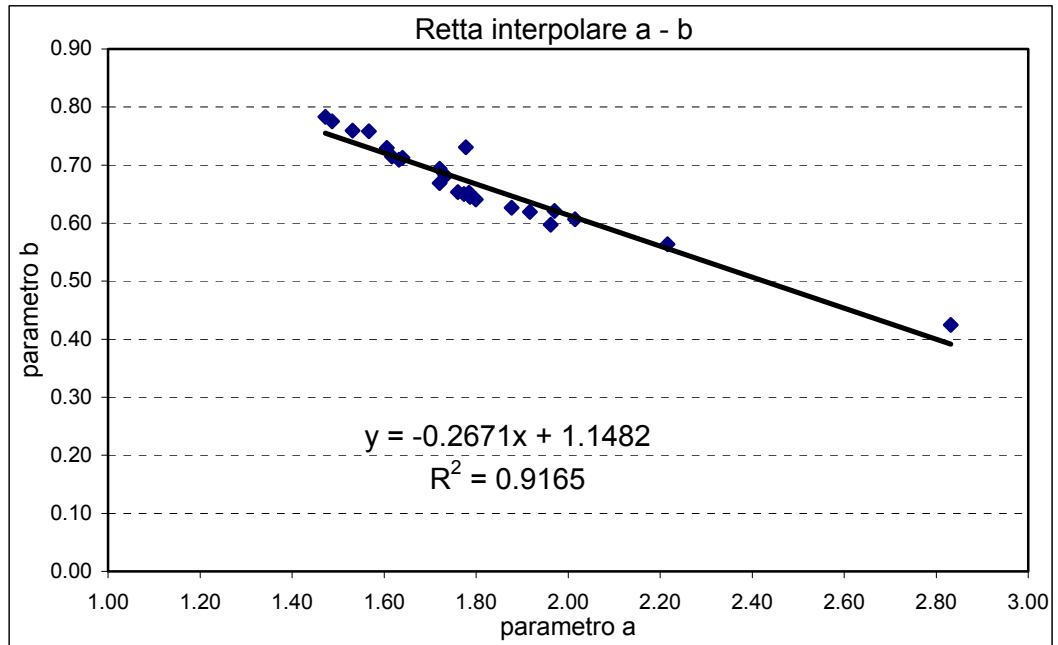


Figura B4: Retta interpolare  $b - a$ .

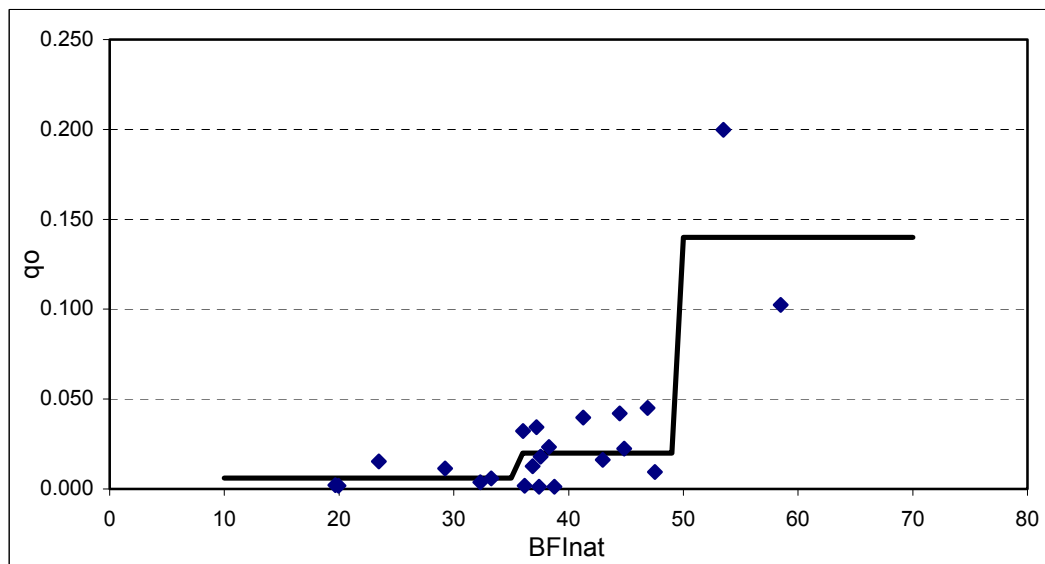


Figura B5: Funzione costante a tratti  $q_0 - \text{BFI}_{\text{nat}}$ .

### Regola di stima del parametro $ADF$

$$\frac{ADF}{Area} = K \cdot C$$

$$C = 0.013 \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{Km}^2 \text{ con } Area \geq 800 \text{ Km}^2$$

$$C = 0.017 \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{Km}^2 \text{ con } 200 \leq Area < 800 \text{ Km}^2$$

$$C = 0.024 \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{Km}^2 \text{ con } Area < 200 \text{ Km}^2$$

$K$  = coefficiente correttivo in funzione del sottobacino

### Tabella dei coefficienti correttivi

Tabella B1: Elenco coefficienti correttivi  $K_a$ ,  $K_\theta$  e  $K$ .

Sottobacino	$K_a$	$K_\theta$	$K$	Note
Ambra	1	1	0.228	
Arno	1	1	1	
Bisenzio	1	1	1	
Brana	1	1	1	
Canale della Chiana	1	0.295	0.39	
Candalla	0.838	0.104	1	
Elsa	1	1	0.408	
Era	1	1	0.275	
Greve	0.734	0.06	0.266	
Fievole	0.759	0.286	0.6	
Ombrone	1	1	1	
Ombrone Pistoiese	1	1	1	
Pesa	0.66	0.475	0.38	
Sieve	1	1	1	A valle della confluenza con il T. Carza
Sieve	0.776	0.185	1	A monte della confluenza con il T. Carza
Vincio	1	1	1	

Nel complesso i coefficienti correttivi per i vari sottobacini hanno un peso variabile, alquanto limitato quello relativo a  $K_a$ , molto più evidente invece per il  $K_\theta$  e  $K$ . In particolare la stima del parametro  $a$  necessita di correzioni sostanzialmente solo in quattro sottobacini: il Candalla-Nievole; la Greve; la Pesa; l'alto Sieve. Per quanto riguarda invece le correzioni in termini di  $K_\theta$  e  $K$  interessano circa il 40% dei sottobacini ed anche numericamente sono più significative, ciò è dovuto evidentemente al tipo di funzione semplificata adottata per la loro stima.

Tuttavia la valutazione pratica più significativa deve essere fatta in termini di errore che si ottiene dal confronto tra la curva di durata naturale e stimata. Nell'Allegato B1 sono riportate tali curve per tutte le stazioni di misura, ciò permette un primo esame di tipo qualitativo che evidenzia comunque alcuni aspetti interessanti.

Una prima considerazione riguarda una scelta che si è fatta, riguardante la tendenza ad una sovrastima, soprattutto per le portate di magra, della curva di durata simulata rispetto a quella naturale. Infatti, essendo il processo di regionalizzazione non modificabile se non intervenendo direttamente sul codice, si è ritenuto di dover considerare una certa sottostima nel calcolo dei deflussi naturali, soprattutto in condizioni di magra, dovuta sia ad un archivio dei prelievi non aggiornato, sia ad un possibile fenomeno diffuso di abusivismo in tale periodo, che riguarda soprattutto il prelievo irriguo. In sintesi si sono valutati prevalenti questi aspetti rispetto ad una generica condizione di maggiore sicurezza, ma forse troppo penalizzante, che deriverebbe da una situazione opposta di sottostima della curva di durata simulata rispetto a quella naturale. Non è tuttavia da escludere la possibilità di un adeguamento del codice, per la parte riguardante la regionalizzazione, una volta definito in maniera più dettagliata il quadro dei prelievi.

Una seconda considerazione può essere fatta sulla presenza di tratti della curva di durata naturale che, soprattutto per le portate di magra, evidenziano un andamento che potremmo definire “a gradonata”. In particolare le stazioni di Cireglio (T. Vincio), Burgianico (T. Brana), Molino Parlanti (F.so Candalla), Colonna (T. Nievole), Tavernuzze (F. Greve) e Sambuca (T. Pesa) presentano, in misura maggiore o minore, tale caratteristica. Questo andamento non può essere in genere attribuito a situazioni naturali, se non in presenza di serie storiche molto brevi (Tavernuzze e Cireglio). Pertanto nella maggioranza dei casi è dovuto ad una situazione analoga che si ritrova nelle curve di durata misurate, imputabile o ad un non corretto funzionamento dello strumento di misura, o ad una presenza antropica significativa a monte che il processo di ricostruzione delle portate naturali non riesce ad eliminare per la mancanza di informazioni.

Questa seconda considerazione incide in maniera significativa sulla valutazione analitica dell'errore sulla stima della curva di durata. Infatti, valutando l'errore percentuale per tutti i punti della curva di durata, gli scostamenti che si osservano in tali zone incidono sull'errore medio complessivo. Pertanto si è scelto di eliminare tali tratti nel computo dell'errore medio, limitatamente ai casi più significativi riguardanti le stazioni di Cireglio (T. Vincio), Molino Parlanti (F.so Candalla), Colonna (T. Nievole) e Tavernuzze (F. Greve), oppure di non considerare direttamente tali stazioni.

Alla luce delle considerazioni precedenti, il calcolo dell'errore medio nella stima della curva di durata naturale ha portato a valori di circa il 23% sull'intera curva e del 27% sulle solo durate comprese tra 270 e 365 giorni. Può essere significativo considerare anche l'errore medio per alcuni sottobacini di particolare interesse, ad esempio per le stazioni sul fiume Arno i valori si attestano sul 18% e 23%, rispettivamente, mentre sul Fiume Sieve si ha il 22% e 13% .

## 8 REGOLA DI REGIONALIZZAZIONE DEL $Q_{7,10}$ NEL BACINO DEL FIUME ARNO

Il processo di regionalizzazione della portata minima di 7 giorni con tempo di ritorno 10 anni ha seguito uno sviluppo molto simile a quello visto per le curve di durata naturali. Infatti anche in questo caso non è stato possibile trovare una regola unica di stima ma bensì si è dovuto operare per sottobacini, in numero più limitato ma forse con incertezze maggiori.

In particolare è stata individuata una relazione generale (figura B6) del tipo:

$$\frac{Q_{7,10_{nat}}}{Area} = a_1 \cdot BFI^2 + a_2 \cdot BFI + a_3$$

$$a_1 = 4.62214 \text{ E-07}$$

$$a_2 = -6.67244 \text{ E-06}$$

$$a_3 = 2.35804 \text{ E-05}$$

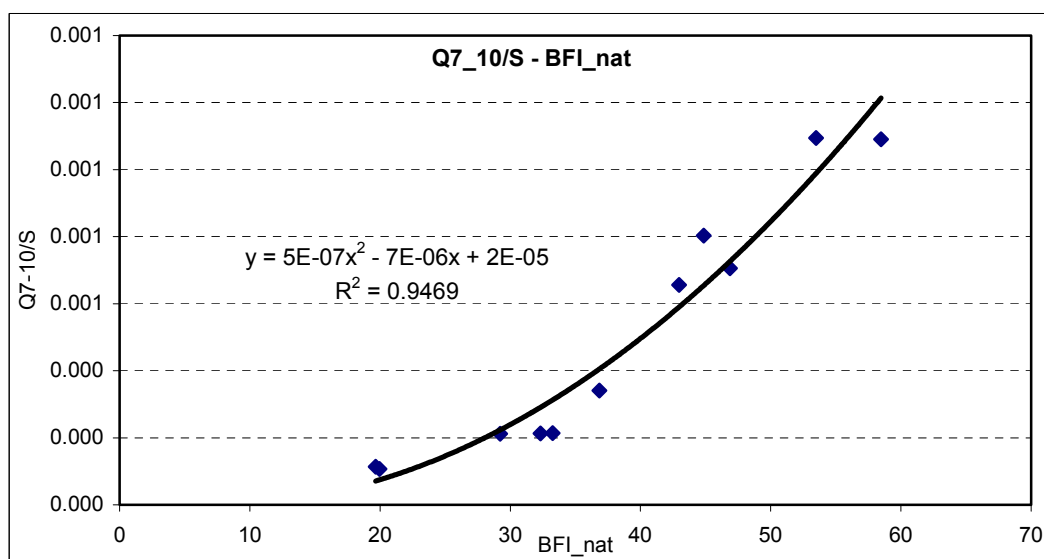


Figura B6: Curva interpolare  $Q_{7,10}/Area - BFI_{nat}$ .

Per i bacini dei Fiumi Bisenzio e Ombrone (figura B7) si sono invece cambiati i coefficienti della correlazione nel modo seguente:

$$a_1 = 5.13544 \text{ E-07}$$

$$a_2 = 8.0246 \text{ E-06}$$

$$a_3 = 0.00021$$

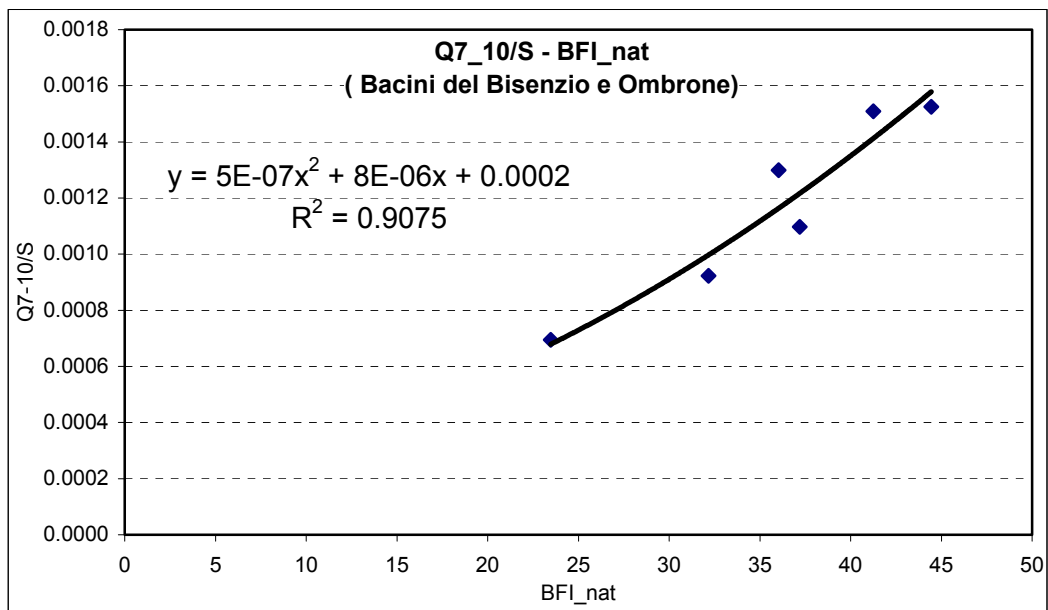


Figura B7: Bacini dei Fiumi Bisenzio e Ombrone, curva interpolare  $Q_{7,10}/Area - BFI_{nat}$ .

Infine per i bacini dei Fiume Greve e Pesa si è ricorsi ad un contributo specifico del tipo  $Q_{7,10_{nat}} / Area = 0.00001$  e  $0.000097 \text{ m}^3 / s \cdot Km^2$ , rispettivamente. Tale ultima scelta è dettata da valori del  $Q_{7,10}$  misurato e naturale estremamente piccoli, soprattutto se rapportati alle superfici dei rispettivi bacini, elemento che pone queste stazioni in una situazione completamente anomala rispetto alle altre.

I risultati ottenuti (tabella B2) sono di difficile valutazione, in parte per le portate estremamente piccole, in parte per alcuni valori anomali non trascurabili. In particolare il valore del  $Q_{7,10}$  stimato sul Fiume Arno a Stia appare troppo modesto, mentre sembrano eccessivi i valori sul Bisenzio a San Piero a Ponti, sul Canale delle Chiana al Ponte Ferrovia Fi-Roma e sull'Era a Capannoli. I rimanenti valori stimati, seppure con scarti percentualmente non trascurabili, appaiono più in linea con le ipotetiche aspettative sul  $Q_{7,10}$ .

Per tale motivo al momento non sembra opportuno un approfondimento della taratura (con l'adozione di eventuali coefficienti correttivi sul modello delle curve di durata), in quanto, per valori puntuali come il  $Q_{7,10}$ , potrebbe essere più idoneo integrare il confronto con il valore naturale con considerazioni dettate dalla conoscenza delle singole situazioni inerenti la stazione di misura ed il bacino sotteso, nonché con valutazioni di carattere più ampio inerenti il concetto di deflusso minimo vitale.

Tabella B2: Confronto  $Q_{7,10}$  [m<sup>3</sup>/s] misurati, naturali e stimati nelle stazioni di misura.

Codice	Stazione	Fiume	S [KM^2]	Anni elaborati	Q7-10mis	Q7-10nat	Q7-10stim
4568	Bucine automatica	Ambra	160.11	6	0.014	0.034	0.044
4659	Nave di Rosano automatica	Arno	4124.98	58	1.206	1.408	1.989
5190	San Giovanni alla Vena	Arno	8202.94	42	3.307	5.789	4.546
4380	Stia	Arno	60.202	14	0.049	0.050	0.025
4410	Subbiano	Arno	704.619	42	0.324	0.462	0.343
4780	Gamberame	Bisenzio	150.828	22	0.220	0.230	0.198
4779	Gamberame automatica	Bisenzio	150.828	10	0.163	0.196	0.198
4750	Praticello	Bisenzio	59.619	17	0.089	0.090	0.070
4791	San Piero a Ponti automatica	Bisenzio	253.64	10	0.071	0.107	0.386
4520	Ponte Ferrovia Fi-Roma	Canale della Chiana	1285.18	33	0.063	0.275	0.662
4970	Castelfiorentino	Elsa	798.309	18	0.792	0.871	0.648
4971	Castelfiorentino automatica	Elsa	798.309	10	0.643	0.874	0.648
5130	Capannoli	Era	335.313	19	0.014	0.036	0.095
5131	Capannoli automatica	Era	335.313	7	0.010	0.038	0.095
5050	Molino Parlanti	Candalla	0.61	24	0.000	0.000	0.002
4710	Ponte dei Falciani	Greve	116.057	17	0.000	0.001	0.001
4723	Tavarnuzze automatica	Greve	135.23	4	0.000	0.003	0.001
5040	Colonna	Nievole	39.337	29	0.000	0.004	0.012
4820	Ponte di Calcaiola	Ombrone	31	12	0.025	0.034	0.041
4910	Sambuca	Pesa	113.281	23	0.008	0.011	0.012
4640	Fornacina	Sieve	809.131	32	0.351	0.650	0.416
4641	Fornacina automatica	Sieve	809.131	5	0.238	0.277	0.416
4610	Ponte del Bilancino	Sieve	150.421	18	0.019	0.032	0.061
4860	Burgianico	Brana	13	23	0.009	0.012	0.017
4875	Poggio a Caiano automatica	Ombrone	443.45	10	0.661	1.285	0.705
4830	Cireglio	Vincio	1.44	7	0.001	0.001	0.001