

I processi di interpolazione spaziale nella ricostruzione della superficie piezometrica. Un'applicazione all'acquifero alluvionale dell'Alta Valtiberina

Corrado Cencetti, Pierluigi de Rosa, Andrea Fredduzzi, Ivan Marchesini

Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale, Università degli Studi di Perugia.
e-mail: corcen@unipg.it, pierluigi.derosa@unipg.it, fredduzzi@unipg.it, marchesini@unipg.it

Spatial Interpolation Processes for the reconstruction of the piezometric surface. An application to the alluvial aquifer of Upper Tiberian Valley (central Italy).

ABSTRACT. The data collected during three piezometric surveys (1975, 1991 and 2001), carried out downstream of Montedoglio Dam, in Upper Tiberian Valley (province of Arezzo, Tuscany, central Italy) were analysed in order to evaluate the effects of the dam, built at the end of 80's. In order to carry out such study, the static levels of the existing wells were interpolated. With the term of spatial interpolation or prediction all methods (both deterministic and stochastic) allowing to know the value of a spatial variable, even where it was not measured, are classified. Obtaining a distributed information starting from a given punctual data is obviously a complex operation and it is strongly related to the interpolative algorithm. Within the two main groups of deterministic and stochastic interpolators, the authors considered 4 algorithms:

1. *IDW*, i.e. Inverse Distance Weighting (deterministic)
2. *RST*, i.e. Regularized Spline with Tension (deterministic)
3. *UK*, i.e. Universal Kriging (stochastic)
4. *CK*, i.e. Co-Kriging (stochastic)

These were applied to the data obtained during the three piezometric surveys. The comparison among the algorithms was carried out by means of the Leave-one-out Cross Validation. The Kriging and the Co-Kriging give the best expected results, even if by means of more complex analysis, when the data have a well defined trend and when the sample sizes are small. From the hydrogeological point of view, even if important variations of the piezometric level were not put in evidence, a different behaviour between the northern sector and the central and southern sectors of the Upper Tiberian Valley emerges. This is probably due to the discharge variation of the River Tiber, consequently to the activation of Montedoglio Dam.

Key terms: Geostatistics, Tiberian Valley, Piezometric surface

Termini chiave: Geostatistica, Valtiberina, Superficie piezometrica

Riassunto

I dati di tre campagne di misure piezometriche (1975, 1991 e 2001) svolte nell'Alta Valle del Tevere, a valle dell'invaso di Montedoglio (Toscana meridionale), sono stati analizzati per valutare gli effetti sulle risorse idriche sotterranee dello sbarramento realizzato attorno la fine degli anni '80. Per eseguire questo studio è stato necessario interpolare i dati a disposizione relativi ai livelli statici dei pozzi presenti nell'area.

Con il termine "processi di interpolazione" o "previsione spaziale" si classificano tutti quei metodi, sia deterministici che stocastici, che consentono di stimare una qualsiasi variabile spaziale dove questa non è stata misurata. Riuscire ad ottenere una informazione distribuita a partire da dati puntuali è ovviamente operazione complessa e fortemente dipendente dall'algoritmo interpolatore. Nel lavoro sono stati presi in considerazione 4 algoritmi:

1. *IDW*, cioè Inverse Distance Weighting (deterministico)

2. *RST*, cioè Regularized Spline with Tension (deterministico)

3. *UK*, cioè Universal Kriging (stocastico)

4. *CK*, cioè Cokriging (stocastico)

che sono stati applicati ai dati di livelli di falda relativi alle tre campagne di misura. Il confronto tra i diversi algoritmi è stato effettuato attraverso la procedura di *leave-one-out cross validation*.

Il *Kriging* ed il *Cokriging* forniscono i migliori risultati attesi, anche se a scapito di più complesse analisi, quando il dato presenta un *trend spaziale* ben individuato ed in presenza di dati insufficienti.

Dal punto di vista idrogeologico, nel periodo considerato (1975-2001), pur non essendo state rilevate variazioni importanti del livello piezometrico, emerge un diverso comportamento tra il settore settentrionale e quelli centrale e meridionale della conca Alto Valtiberina, probabilmente connesso alla variazione dei valori di portata idrica del Tevere in seguito all'esercizio dell'invaso di Montedoglio.

1 Introduzione

Uno degli effetti principali dell'industrializzazione che ha interessato l'Italia è stato l'utilizzo generalizzato delle risorse idriche sotterranee. Non fa eccezione la Regione Umbria, dove negli ultimi anni la necessità di forti attingimenti, unitamente a condizioni climatiche particolarmente sfavorevoli (Di Matteo et al., 2006), ha determinato una proliferazione delle opere di captazione (Regione Umbria, 2004). Tale fenomeno ha spesso determinato il progressivo abbassamento dei livelli statici delle falde.

Tuttavia, l'evoluzione del processo di industrializzazione può anche determinare un innalzamento dei livelli piezometrici; ciò è successo per la città di Milano (Colombo & Raffaelli, 1996) dove, a partire dal 1975, si è verificata, per diversi motivi, una riduzione consistente dei prelievi idrici.

Il monitoraggio delle riserve idriche sotterranee non può prescindere dalla ricostruzione ed evoluzione della superficie piezometrica. Tale analisi passa attraverso l'interpolazione di dati puntuali. I metodi ed i parametri interpolativi devono però essere utilizzati in modo consapevole ed all'interno dei loro limiti di applicabilità, affinché i risultati ottenuti possano essere correttamente interpretati.

Nel presente lavoro, i dati relativi a tre campagne piezometriche (1975, 1991, 2001) relative alla falda freatica della pianura alluvionale nota come "Alta Valtiberina", sono stati l'occasione per confrontare i risultati di diversi metodi interpolativi, ma anche per descrivere i loro criteri e limiti di applicabilità.

Immediatamente a monte della zona studiata, nella Toscana meridionale e lungo il corso del F. Tevere, è stato realizzato l'invaso artificiale di Montedoglio (entrato in esercizio attorno al 1991), che regola i deflussi superficiali del corso d'acqua in ingresso all'ampia pianura alluvionale.

Il confronto tra le superfici piezometriche ottenute dall'interpolazione dei dati relativi alle tre campagne di misura ha permesso di analizzare le variazioni che la falda freatica in oggetto ha subito prima e dopo la messa in esercizio della diga.

2 Descrizione dell'area di studio

2.1 Caratteristiche geologiche generali

L'acquifero dell'alta valle del Tevere è situato in una pianura alluvionale molto estesa che inizia dalla stretta gola dei Monti Rognosi, dove è stato realizzato l'invaso di Montedoglio, ed arriva sino all'altezza di Città di Castello, ricadendo per circa il 40% in territorio toscano e per il restante in Umbria. Il corso d'acqua principale è rappresentato dal fiume Tevere che si sviluppa essenzialmente in direzione NO-SE (fig. 1).

Dal punto di vista geologico generale si tratta di un classico "bacino intermontano appenninico" (bacino di Anghiari-Sansepolcro), instauratosi nel Plio-Pleistocene in

seguito all'avvento della fase tettonica distensiva che, fin da quel periodo, interessa l'intero versante tirrenico della catena appenninica. Il bacino villafranchiano di Anghiari è colmato dai sedimenti appartenenti alla stessa serie lacustre e fluvio-lacustre che si riscontra nelle aree più meridionali del "Lago Tiberino" (Albani, 1962) di cui il bacino di Anghiari-Sansepolcro rappresenta la propaggine settentrionale (Cattuto et alii, 1995). Si tratta di una serie regressiva, ben nota in letteratura (Conti & Girotti, 1977; Ambrosetti et alii, 1987), costituita schematicamente, dal basso verso l'alto, da argille basali, sabbie e conglomerati di chiusura. Ai termini suddetti, che interessano principalmente il versante occidentale e meridionale del bacino, si sovrappongono i depositi alluvionali del fiume Tevere; questi sono caratterizzati da più ordini di terrazzi, sviluppati in misura maggiore in corrispondenza del margine orientale della valle (fig. 2).



Fig. 1: Area di studio.
Study area.

I sedimenti villafranchiani del bacino di Anghiari-Sansepolcro poggiano, a loro volta, sulle formazioni flyschoidi mioceniche del bacino toscano e di quello umbro, in corrispondenza dell'area in cui queste vengono in contatto tettonico. Infine, nel margine nord-occidentale affiorano formazioni argilloso-calcaree e argilloso-scistose appartenenti alle "Liguridi Auctorum".

2.2 Condizioni climatiche

I dati pubblicati negli annali del Servizio Idrografico indicano che le condizioni sono tipiche del clima temperato delle regioni peninsulari interne. Da notare che le quote relativamente basse dei rilievi prossimi alla conca Alto Valtiberina, inferiori ai 1000 m s.l.m., non permettono, a differenza della vicina catena appenninica, la presenza di una copertura nivale persistente durante la stagione invernale. In generale, i regimi termico e pluviometrico risentono, come ci si può aspettare, dell'andamento altimetrico; la quasi totalità delle stazioni (Anghiari, Città di

Castello, Monterchi, M. S. Maria Tiberina, Sansepolcro) registra precipitazioni medie annue comprese tra i 900 e 1000 mm e temperature medie annue comprese tra 12° e 14° (Cencetti et alii, 1991). Esiste inoltre un trend

abbastanza ben documentato (Di Matteo et alii, 2006) che indica una diminuzione delle precipitazioni e dell'eccedenza idrica su tutto il bacino sotteso dalla diga di Montedoglio.

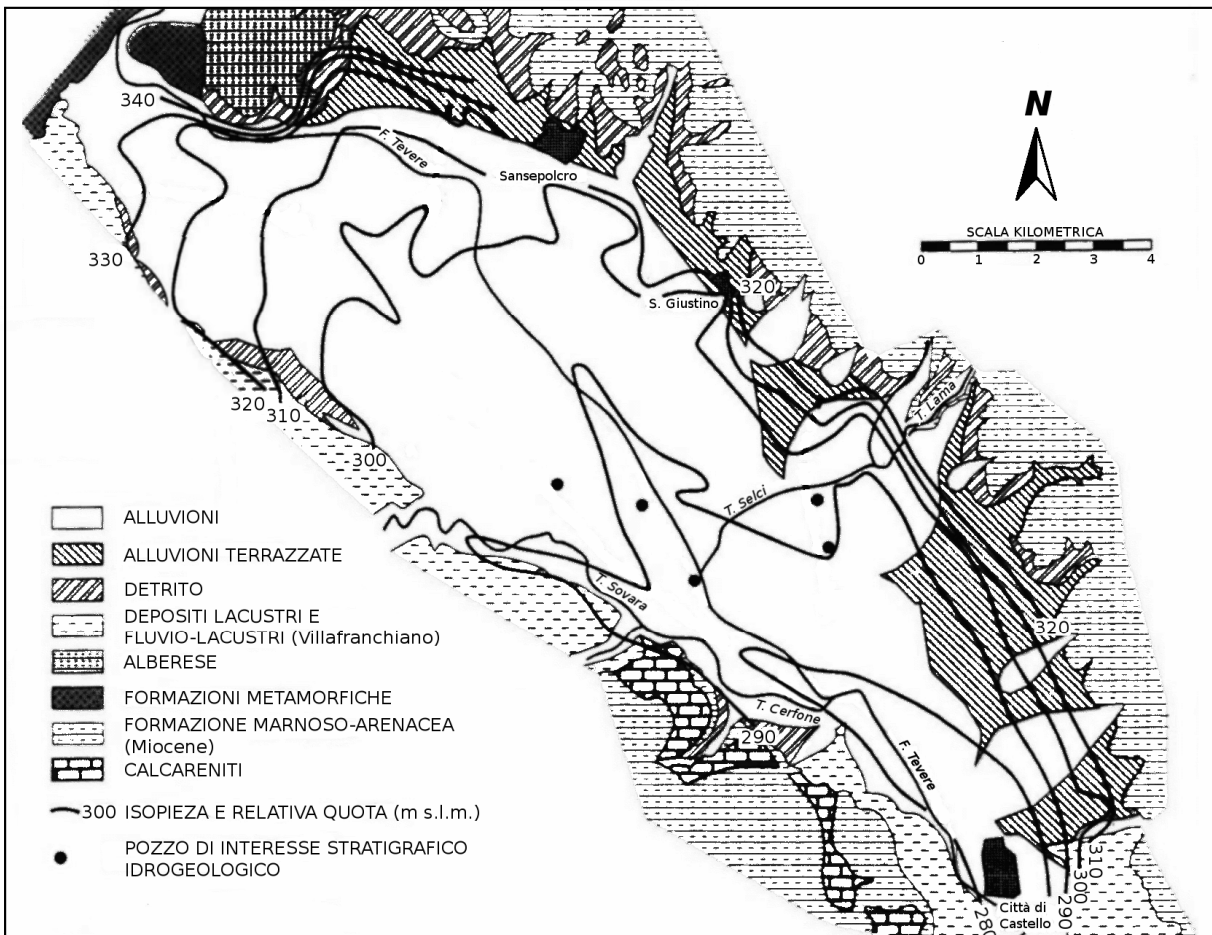


Fig. 2: Inquadramento geolitologico dell'Alta Valle del Tevere (da Giaquinto et alii, 1991, leggermente modificato).
Geolithologic map of the Upper Valley of Tiber River (by Giaquinto et al., 1991, modified).

2.3 Dati idrogeologici utilizzati

I dati disponibili utilizzati per la ricostruzione della superficie piezometrica sono relativi a tre campagne di misura: la prima risale alla primavera del 1975; la seconda a quella del 1991; la terza al maggio del 2001. Questi tre *datasets*, pur essendo riferiti alla stessa falda alluvionale e ricoprendo omogeneamente il territorio senza apparenti fenomeni di *clustering*, risultano tra loro diversi in termini di densità di campionamento: il *dataset* del 1975 è rappresentato da 218 pozzi, quello del 1991 ne comprende 87, mentre il *dataset* del 2001 riporta solamente 27 misurazioni. Il *dataset* del 1975 presenta, pertanto, una misura ogni 0,5 km², quello del 1991 una misura ogni 1,3 km², mentre nel 2001 è stato effettuato un campionamento ogni 4,1 km² (una densità di campionamento circa 8 volte inferiore a quella del 1975). Questa carenza del dato del 2001 ha comportato, come descritto in seguito, alcuni

problemi nella fase di interpolazione.

3 Approccio metodologico

Moltissimi sono i campi di applicazione in cui risulta utile il processo di interpolazione spaziale, per la necessità di dover passare da un dato di tipo puntuale ad un dato spazialmente continuo. Numerosi sono gli algoritmi interpolatori disponibili; spesso però l'utente che esegue l'interpolazione spaziale non si cura, o non ha bisogno, di comprendere l'algoritmo usato e quanto esso sia adatto al dato che sta elaborando.

Il presente lavoro si propone di passare in rassegna 4 diversi interpolatori spaziali che hanno consentito di ricostruire la superficie piezometrica a partire dai dati di quota s. l. m. misurati su pozzi durante le tre distinte campagne di rilevamento su menzionate.

Sono stati utilizzati due interpolatori deterministici (*IDW - Inverse Distance Weighting* e *RST - Regularized Spline with Tension*) e due stocastici (*UK - Universal Kriging* e *CK - CoKriging*). La principale differenza tra le due classi di interpolatori consiste nel fatto che quelli deterministici non calcolano l'errore commesso nelle previsioni, ma si limitano alla elaborazione delle sole mappe previsionali. Gli interpolatori stocastici definiscono anche l'errore attraverso l'uso di tecniche statistiche, creando non solo mappe di tipo previsionale, ma anche mappe dell'errore standard associato alla previsione effettuata, fornendo informazioni sull'attendibilità della stima.

In ogni processo interpolativo, oltre al metodo usato, diventa uno strumento essenziale anche il software con cui si svolgono le operazioni di calcolo. Nell'ambito di questo lavoro sono stati utilizzati principalmente due software liberi (Free Software Foundation, 2006): *GRASS GIS* (www.grass.itc.it) versione 6.2 del 2006 per la gestione del dato spaziale e per l'interpolazione deterministica e *R statistical* (www.r-project.org) versione 2.3 del 2006, insieme con la libreria *GSTAT* (Pebesma, 2004a) per le elaborazioni di carattere geostatistico. L'interoperabilità tra questi due software è molto elevata (Bivand, 2000; Ihaka & Gentleman, 1996) e questo aspetto rappresenta un punto di forza del software libero rispetto al software proprietario in genere, che consente ad ogni strumento l'esecuzione delle operazioni per cui è stato progettato, senza creare inutili duplicazioni. In particolare si lascia a *GRASS GIS* la gestione e l'analisi del dato geografico e ad *R statistical* l'elaborazione statistica e geostatistica dei dati forniti in input da *GRASS*.

4 Interpolatori deterministici

La prima interpolazione spaziale dei dati dei livelli di falda è stata eseguita attraverso metodi deterministici. Questi strumenti, a differenza degli interpolatori stocastici, sono in genere molto semplici da configurare e possono essere utilizzati direttamente, senza la necessità di individuare particolari proprietà del dato trattato. Come descritto meglio in seguito, la geostatistica richiede che il dato da analizzare risulti stazionario del secondo ordine (Wackernagel, 2001) e ciò presuppone, ad esempio, l'assenza di *trend*.

La famiglia degli interpolatori deterministici comprende molti metodi, tra i quali si ricordano *IDW*, *Bilinear*, *RST*, etc.. I due metodi deterministici usati nel presente lavoro per l'interpolazione dei dati piezometrici (*IDW* e *RST*) sono di seguito brevemente descritti.

4.1 Inverse Distance Weighting

L'*IDW* è uno dei più veloci, semplici ed intuitivi metodi di interpolazione spaziale. Il suo utilizzo è sempre molto efficace qualora non si possiedano molte informazioni riguardo al dato da trattare. L'*IDW* fornisce una prima, immediata interpolazione attraverso la quale è possibile valutare subito il "comportamento spaziale" dei dati;

consente di osservare, ad esempio, se è presente un *trend* di qualche tipo. La spazializzazione è implementata in base al principio per cui oggetti più vicini fra loro sono più simili rispetto ad oggetti più lontani. L'*IDW* assume che ogni punto misurato abbia una sua influenza locale che diminuisce con la distanza (in particolare si è scelto, come è consuetudine, che il peso dei punti vari con l'inverso del quadrato della distanza); se la distanza si riduce e approssima lo 0, il peso relativo del punto noto aumenta sostanzialmente. Ciò fa sì che l'*IDW* sia ritenuto un interpolatore esatto: il valore previsto in corrispondenza di un punto realmente campionato sarà esattamente uguale al valore misurato.

Con l'*IDW* si può decidere quanti e quali punti noti possano avere influenza sulla previsione (interpolazione) di un punto qualunque. Nel caso in questione la scelta è stata quella di considerare tutti i punti.

L'interpolazione mediante *IDW* è stata eseguita sui dati del 1975, del 1991 e del 2001, tramite *R Statistical*, pur essendo possibile eseguirla all'interno di *GRASS GIS* (*v.surf.idw*).

4.2 Regularized Spline with Tension

Regularized Spline with Tension è il nome con cui si individua un metodo di interpolazione deterministica basato su una legge di corrispondenza radiale che permette di predire superfici partendo da punti sparsi (Mitasova & Hofierka, 1993; Mitasova et alii, 1995; Talmi & Gilat, 1977). L'algoritmo è stato originariamente scritto da Mitasova ed implementato in *GRASS GIS* (Neteler & Mitasova, 2004; Mitasova & Hofierka, 1993; Mitasova et alii, 1995).

Questo tipo di interpolazione è estremamente flessibile, in quanto consente di configurare, secondo necessità, i parametri *tension* e *smoothing*:

1. il parametro *tension* è forse il più importante in relazione al risultato finale; controlla infatti la dimensione e le interazioni tra regioni interpolate individualmente. Un alto valore di *tension* impone alla superficie la permanenza di un *trend*, viceversa per bassi valori. Pensando la superficie interpolata come una membrana o un foglio di gomma, il valore di *tension* permette di variare la flessibilità della membrana passando da una superficie sottile e drappeggiata ad una spessa e rigida;

2. lo *smoothing* è il parametro che permette l'eliminazione di eventuali "rumori". Definisce quanto la superficie interpolata debba essere vicina ai punti noti; un valore di *smoothing* pari a zero impone il passaggio della superficie per il punto osservato, portando a volte a superfici innaturali. Questo parametro può essere configurato anche in funzione dell'affidabilità dei dati misurati (Hargrove, 1997).

Un altro parametro, *segmax*, definisce il numero massimo di punti da considerare; è effettivamente quello che determina l'estensione della porzione di mappa interpolata singolarmente.

Mentre l'interpolatore *IDW* utilizza una funzione lineare

per ciascuno degli intervalli compresi tra i valori di due punti noti, l'interpolatore *spline* si serve, nei suddetti intervalli, di polinomi di piccolo grado. Questi sono scelti in modo tale che i due polinomi successivi si saldino in modo "liscio" (continuità delle derivate di ordine superiore al primo). La funzione interpolante ottenuta con la interpolazione *spline* rispetto all'interpolazione *lineare* presenta generalmente errori più contenuti ed è più "liscia" (Mitasova & Hofierka, 1993).

L'interpolazione mediante *RST* è stata eseguita, sui dati del 1975, del 1991 e del 2001, tramite *GRASS GIS* con il modulo *v.surf.rst*.

5 Interpolatori stocastici

L'interpolazione spaziale attraverso processi statistici è in genere un'operazione molto più complessa della semplice interpolazione con gli algoritmi deterministici. Il vantaggio principale dell'approccio statistico (da qui in avanti indicato con il termine geostatistico) è che lo studio delle variografie realizzate permette di configurare al meglio il modello interpolativo relativo ai dati da elaborare. Lo studio dei modelli di variogrammi è sempre preceduto da uno studio sui variogrammi sperimentali che consente all'utente di analizzare il "comportamento" del dato. Sta poi anche alla bravura e all'esperienza dell'operatore ottenere tutte le informazioni necessarie per definire nel modo migliore il modello di variogramma, che svolge un ruolo fondamentale nel processo interpolativo.

Di seguito sono illustrati, applicandoli ai dati a disposizione, i metodi dell'*Universal Kriging* (UK) e del *Cokriging* (CK). La discussione dell'applicazione è limitata ai dati del 1975 e del 2001, perchè su di essi sono stati utilizzati metodi diversi. I dati del 1991 sono stati trattati come quelli del 1975 e per ragioni di brevità se ne riporteranno solo i risultati.

5.1 *Universal Kriging*

L'applicabilità dell'UK è condizionata dalla verifica di alcuni prerequisiti. In particolare è importante che la distribuzione statistica dei dati sia il più possibile gaussiana, che non esistano, o che siano adeguatamente considerati, fenomeni di trend spaziale e che siano prese in considerazione eventuali anisotropie dei dati. Nel presente paragrafo si analizzano i dati a disposizione in chiave di applicabilità del UK; va fatto notare che quanto discusso per l'UK trova applicazione anche per il CK discusso nel paragrafo successivo.

Al fine di verificare l'esistenza o meno, nella zona considerata, di più popolazioni di dati (per esempio legate alla presenza di più falde sovrapposte a diverso potenziale), di valutare l'esistenza di *outliers* e di osservare il tipo di distribuzione dei dati, è stata eseguita un'analisi statistica su tutti i *datasets*.

Per quello del 1975 l'osservazione dei risultati ottenuti sia dal *box plot* che dal *normale Q-Q plot* (figg. 3a e 3b) dimostra come la distribuzione statistica non sia troppo

distante da una gaussiana, tanto da assumere l'appartenenza dei dati ad una sola popolazione. I grafici mostrano, tuttavia, la presenza di un valore *outlier* ben visibile sia nel *box plot* che nel *normale Q-Q plot*. Tale dato, posto nella parte nord dell'area di studio, è stato eliminato dal *dataset* poiché ritenuto frutto di un errore grossolano di misura.

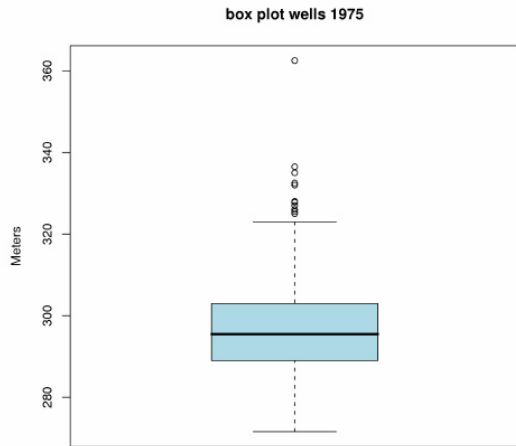
In figura 4 sono riportati gli istogrammi dei dati utilizzati. Si osserva la tendenza ad una distribuzione normale, anche se per il dataset del 2001 questa affermazione appare forzata a causa del limitato numero di campioni.

La geostatistica, basandosi sul concetto del confronto spaziale tra coppie di valori, necessita di un dato di input che non sia affetto da alcuna variazione sistematica. Con il termine *trend* si individua una variazione sistematica ed evidente dei dati che può essere dovuta, in genere, ad alcune proprietà fisiche del dato stesso: il gradiente di una falda varia al variare della permeabilità, l'erosione aumenta all'aumentare della pendenza, ecc.. Questo tipo di informazioni deve essere tenuto in considerazione nella definizione del modello previsionale. Talvolta, alla scala di lavoro, i dati non presentano *trend* (anche perché il trend non è una caratteristica dei dati ma dipende dalla scala di osservazione) oppure, se questo è presente, è talmente debole da poter essere trascurato senza compromettere l'affidabilità della previsione. Assumere che non ci sono *trends* equivale ad assumere che i dati hanno un valore medio costante nello spazio. Se la media è localmente costante non nota a priori, il modello di interpolazione è definito *Kriging ordinario*, che può essere pensato come un caso particolare dell'*Universal Kriging*.

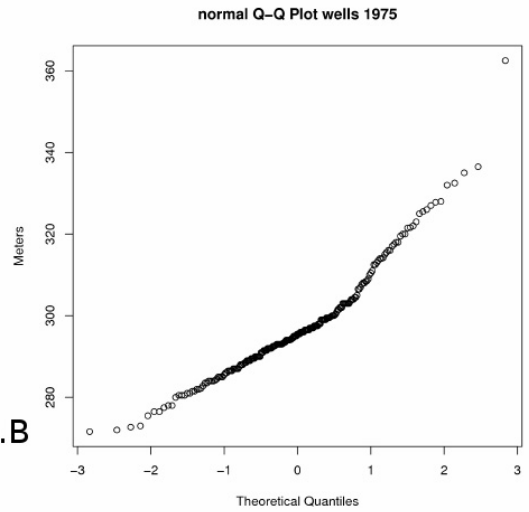
Data la relazione fisica esistente tra superficie di falda freatica e piano campagna è logico attendersi che, alla scala di osservazione, esista una variazione sistematica (un *trend* appunto) del dato piezometrico da NO a SE, cioè lungo la direzione di sviluppo della pianura alluvionale. Infatti, anche ammettendo che la soggiacenza rimanga costante, il decremento di quota sul livello del mare del piano campagna determina una variazione continua nello stesso senso della quota della superficie piezometrica.

Per ciò che riguarda quindi l'individuazione della superficie di trend, si è ritenuto che, in prima approssimazione, questa potesse essere descritta dalla superficie topografica. Il DEM a 20 metri di risoluzione della pianura del Tevere è stato quindi utilizzato come superficie di *trend*. Ciò ha evitato di dover ricorrere ad una qualche superficie interpolata di tipo polinomiale.

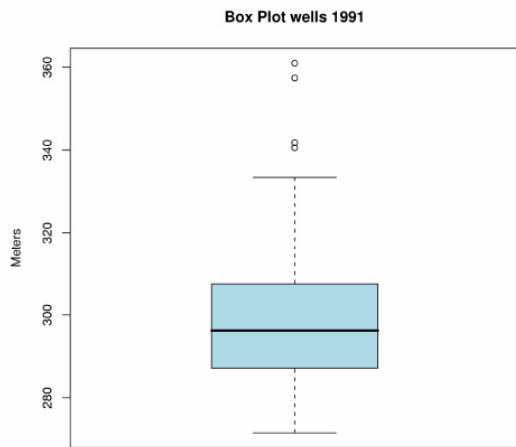
In figura 5 sono mostrati due variogrammi omnidirezionali: quello riferito ai dati originali evidenzia chiaramente la presenza di un *drift* (cioè dell'effetto di mancata stabilizzazione della varianza all'aumentare della distanza, a causa della presenza di un *trend*), mentre il secondo variogramma, eseguito sui dati "detrrendizzati" mediante il DEM, mostra un comportamento "ideale", per cui la varianza tra coppie di punti cresce all'aumentare della distanza sino a stabilizzarsi da un certo valore in poi.



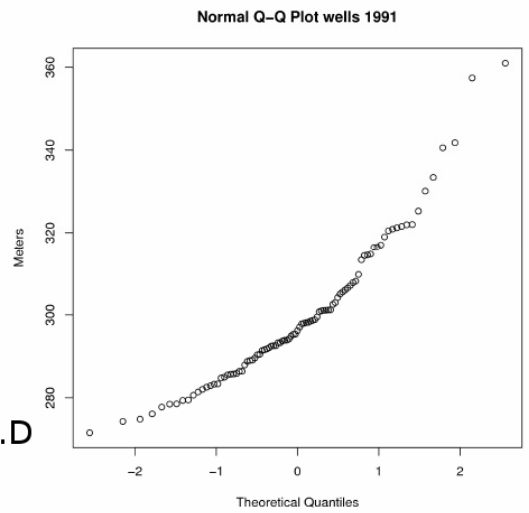
3.A



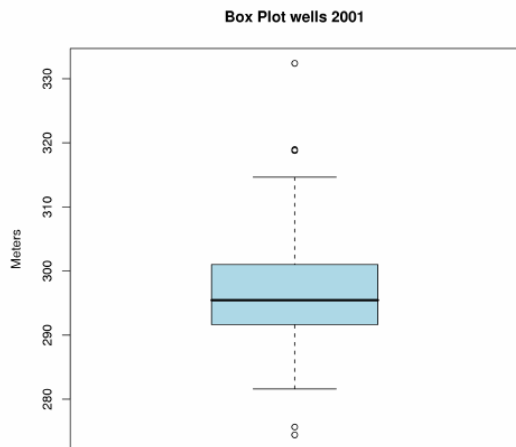
3.B



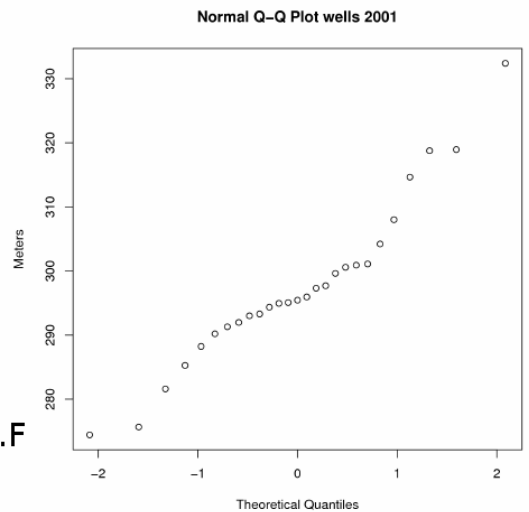
3.C



3.D

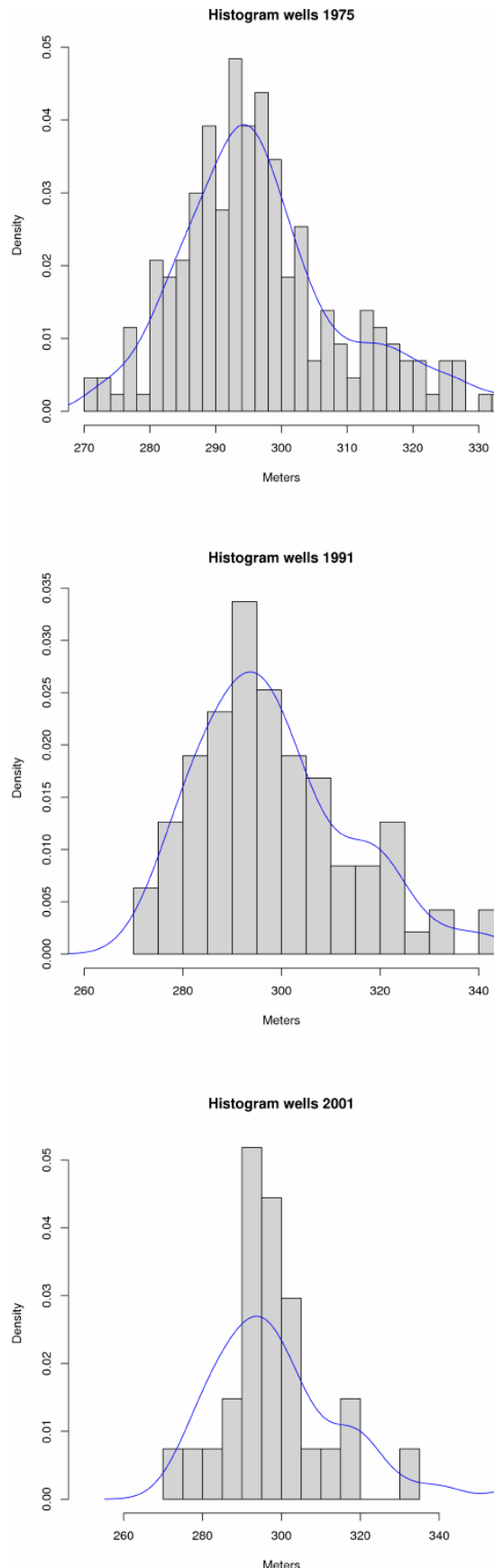


3.E



3.F

Fig. 3: Analisi statistica dei datasets del 1975 (3a – 3b), del 1991 (3c – 3d) e del 2001 (3e – 3f).
 Statistical analysis of the 3 different datasets: 1975 (3a – 3b), 1991 (3c – 3d), 2001 (3e – 3f).



Pertanto, è stata svolta una ulteriore analisi osservando i variogrammi sperimentali direzionali nelle direzioni azimutali 45° e 135° per i dati detrendizzati. Il rapporto di anisotropia (cioè il rapporto tra i *range* dei variogrammi direzionali a 135° e 45°) così individuato risulta abbastanza debole (pari a circa 0,7) ed indica una minor continuità dei dati nella direzione trasversale (45°) alla valle rispetto a quella longitudinale (135°). Questa leggera anisotropia è probabilmente legata alla ricarica della falda alluvionale operata dalle acque sotterranee provenienti dai versanti che limitano la pianura. Da notare in figura 6 l'effetto *drift*, che si verifica però solo oltre i 4000 metri di *lag*, per la direzione a 45° .

Nella modellazione del variogramma questo effetto è stato trascurato perchè in questa direzione la larghezza della valle supera, solo raramente, i 4 km e quindi sono poche e non significative le coppie di punti che hanno fornito i valori del variogramma sperimentale a queste distanze. In aggiunta, va fatto notare che il modello di variogramma deve seguire l'andamento reale dei dati (il variogramma sperimentale) soprattutto per brevi distanze (come in effetti si verifica per la direzione a 45°). Comunque, a prescindere dalle cause, è importante da un punto di vista metodologico considerare l'anisotropia nel processo di kriging.

Per eseguire il processo di interpolazione è necessaria una funziona continua che descriva l'andamento dei variogrammi sperimentali. Nel caso specifico i variogrammi sono stati modellati applicando le classiche funzioni sferiche ed esponenziali (Isaaks & Srivastava, 1989).

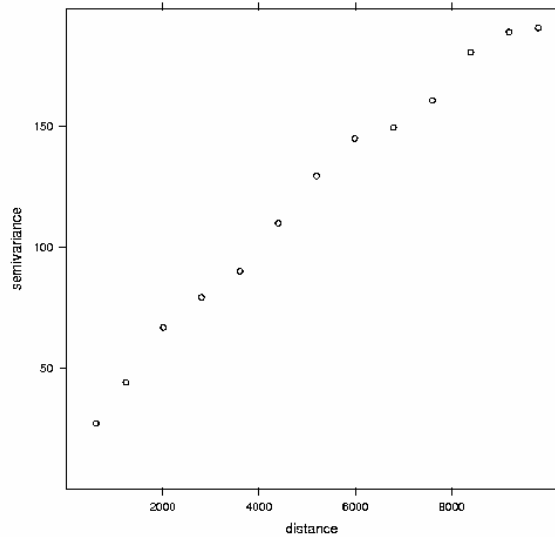
Per entrambi i modelli è stato eseguito sia il *fitting* manuale che il *fitting* automatico (fig. 6), ottenendo così complessivamente 4 modelli di variogrammi.

Il processo di *fitting* automatico, eseguito sui modelli di variogramma, è stato svolto tramite la funzione specifica della libreria geostatistica *gstat* (Pebesma, 2004b). Questo metodo di *fitting* dei variogrammi mira alla minimizzazione dei pesi del tipo: N_h/h^2 , dove N_h indica il numero di coppie di punti e h indica la distanza.

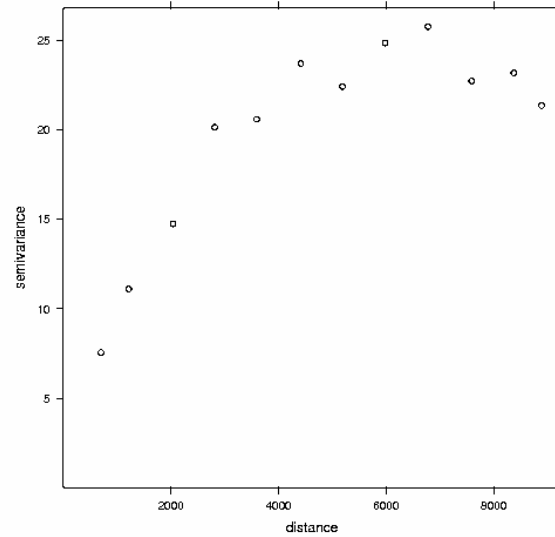
5.2 Cokriging

Il *Cokriging* è una variante del Kriging Universale e permette di migliorare la stima di una variabile sottocampionata attraverso l'uso combinato di un'altra variabile che presenti una correlazione con la prima (Wackernagel H., 2001).

Fig. 4: Istogramma e curva approssimata tramite "kernel density estimation" della distribuzione dei dati per i tre *datasets* analizzati. *Histogram and approximated line computed by kernel density estimation for the three datasets. See: <http://stat.ethz.ch/R-manual/R-devel/library/stats/html/density.html> for details on kernel density estimation.*



(a) Variogramma con presenza di drift



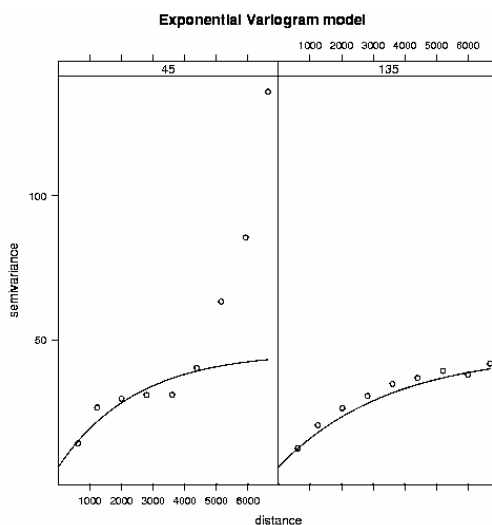
(b) variogramma omnidirezionale detrendizzato

Fig. 5: Variogramma del dato puro non “detrendizzato” (è evidente la presenza del *drift*) e variogramma del dato “detrendizzato”. Le distanza di *lag* sono espresse in metri.

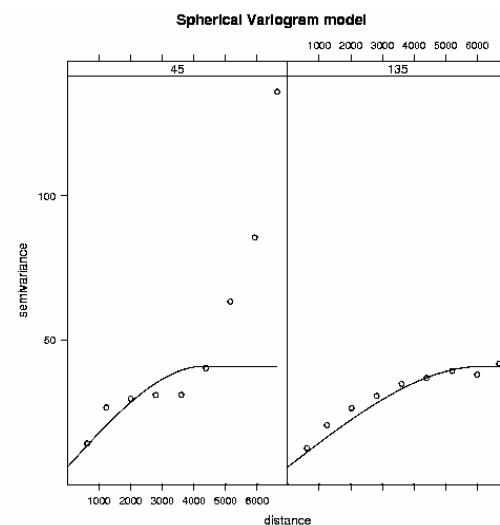
Experimental variograms of detrended and no-detrended data. The figure shows the presence of a drift phenomena. The lag distances are in metres.

Quando si debbono interpolare spazialmente variabili con un ridotto numero di punti campionati, come nel caso del *dataset* del 2001, la geostatistica multivariata risulta particolarmente utile, poiché riesce a trattare contemporaneamente più variabili statistiche spaziali. Questa tecnica è stata sviluppata da Matheron (1971) e non richiede nessuna assunzione sul tipo di correlazione che

deve esistere tra le due variabili. È necessario solo che esse abbiano un significativo numero di punti campione in comune, o vicini tra loro, per ottenere una discreta stima del cross variogramma. Inoltre, come già accade per il *Kriging* ordinario, la relazione che permette la determinazione della superficie si ottiene minimizzando la varianza dell’errore di stima.



(a) Modello esponenziale



(b) Modello sferico

Fig. 6: Modelli sferici ed esponenziali anisotropi ottenuti da *fitting* manuale. Entrambe le figure evidenziano che la direzione azimutale 135° presenta la maggiore continuità. Le distanza di *lag* sono espresse in metri.

Spherical and exponential anisotropic variogram models obtained by manual fitting. Both figures show that the 135° azimuthal direction is the one presenting the main continuity. The lag distances are in metres.

La tecnica del *Cokriging* migliora la stima, poiché è capace di incorporare interamente la natura e la variabilità spaziale della correlazione tra le due variabili. Ciò non esime comunque dalla possibilità di incontrare difficoltà nel calcolo del cross variogramma e nella verifica della correttezza del modello teorico, in modo particolare se le due variabili non sono ben correlate tra loro.

Perché si possa utilizzare il *Cokriging* deve esistere una correlazione spaziale tra il *dataset* scarsamente campionato e quello ausiliario. È stato quindi necessario verificare, innanzi tutto, l'esistenza di una correlazione spaziale tra il *dataset* scarsamente campionato (2001) ed il *dataset* ausiliario (1975). Questa verifica è stata effettuata attraverso la creazione del così detto "cross variogramma sperimentale" (fig. 7), attraverso il quale può essere osservato, anche solo visivamente, il miglioramento nel

fitting ottenuto per la variabile sottocampionata (2001), quando si appoggia al dato del 1975.

Si è deciso quindi di utilizzare il *dataset* del 1975 come variabile ausiliaria per ottenere un modello interpolativo di *Kriging* migliore per il *dataset* del 2001.

6 La *cross validation* e gli stimatori statistici globali

La *cross validation* è un potente strumento per il controllo della validità di ogni metodo di interpolazione o per selezionare i parametri migliori di un dato metodo in funzione dei dati disponibili. Il *Leave-one-out* è la procedura base della *cross validation*: il valore di un dato in un punto noto è estratto dal campione e viene stimato tramite gli altri dati attraverso il modello di interpolazione stocastico applicato (Wackernagel H., 2001).

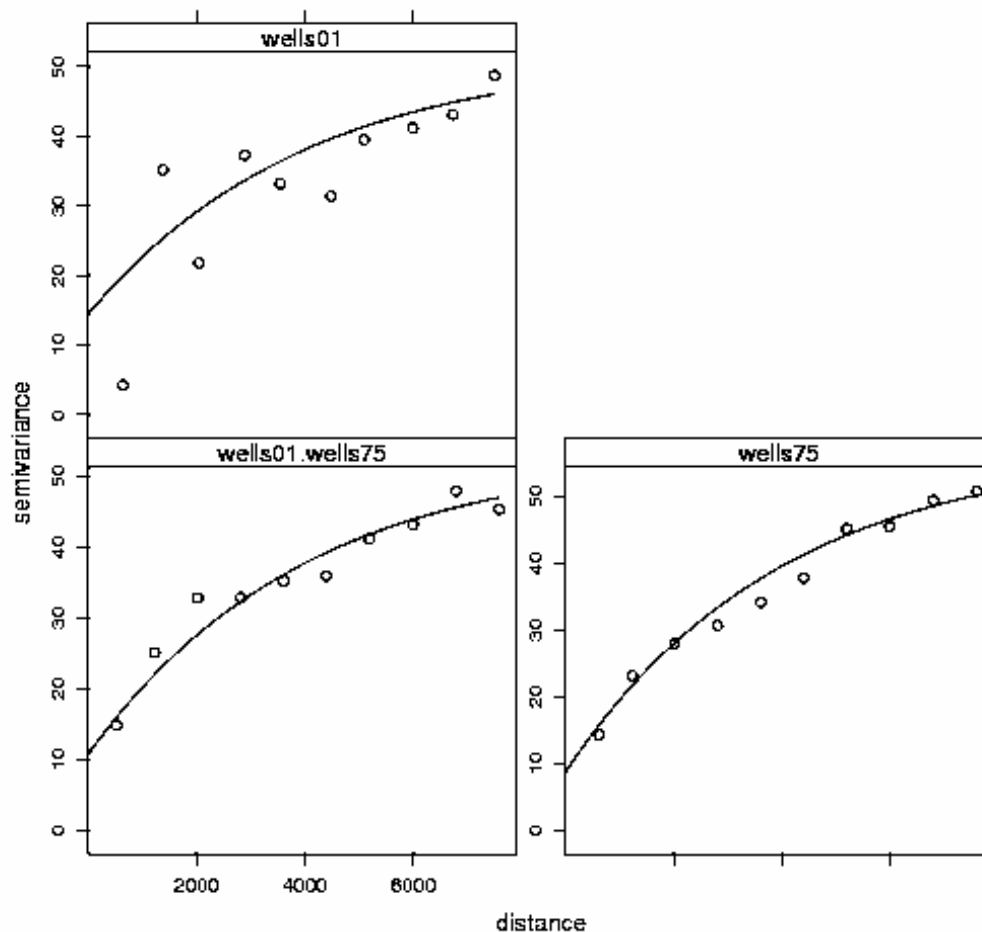


Fig. 7: Variogrammi e cross variogramma per i due *datasets* in esame (1975 e 2001). I punti definiscono i variogrammi sperimentali, mentre le linee continue rappresentano il modello di variogramma e cross variogramma rappresentato (esponenziale). Comparando il variogramma sperimentale del *dataset* del 2001 (*wells01*) con il cross variogramma dei dati del 2001 e del 1975 (*wells01.- wells75*), si nota come in quest'ultimo si sia ottenuto un netto miglioramento nella definizione del variogramma sperimentale, per merito dell'utilizzo dei dati del 1975 come variabile ausiliaria.

*Variogram and cross variogram for the two datasets (1975 and 2001). The dots represent the experimental variograms and the lines define the variogram and cross variogram represented model (exponential). Comparing the 2001 experimental variogram (*wells01*) to the cross variogram of both datasets together (*wells01.- wells75*), a clear improvement is obtained in the experimental variogram by using the 1975 dataset like auxiliary variable.*

Questa procedura è ripetuta per ogni punto del campione. La differenza tra il valore stimato ed il valore vero (detta “residuo della validazione incrociata”) può essere espressa anche tramite una “mappa degli errori” ed uno *scatter plot* dei dati stimati contro i dati reali. I residui della *cross validation* possono essere studiati usando tutti i possibili strumenti statistici. Ci si aspetta, ad esempio, che, se si usa uno stimatore corretto, i residui abbiano una mediana, una media, una *skewness* prossimi a zero in ogni regione. La *cross validation* è uno strumento conveniente e potente per confrontare differenti metodi al fine di selezionarne il migliore.

In questo lavoro la *cross validation* è stata utilizzata anche per la determinazione dei migliori parametri di *smoothing* e *tension* dell'*RST*, nonché per scegliere i modelli di variogrammi più opportuni sia nell'*Universal Kriging* sia nel *Cokriging*.

I principali stimatori statistici globali utilizzati sono: la media assoluta, la media dei valori assoluti (*MAE* – *Mean Absolute Error*) e la radice dell'errore medio quadrato (*RMSE* - *Root Mean Square Error*). La media dei residui fornisce informazioni riguardo alla precisione del modello che si sta analizzando, mentre il *MAE* e, soprattutto, l'*RMSE* forniscono informazioni sulla sua accuratezza. Quanto più questi valori sono prossimi a zero, tanto più il nostro modello è preciso e accurato. È stata, inoltre, calcolata la *skewness* della distribuzione dei residui della *cross validation* per avere una indicazione circa la simmetria della distribuzione degli errori, essendo logico aspettarsi una distribuzione dei residui simmetrica attorno allo zero.

6.1 La *cross validation* per l'individuazione dei parametri di *smoothing* e *tension* dell'*RST*

Al fine di individuare la migliore combinazione dei parametri di *smoothing* e *tension* per l'*RST* è stato osservato il comportamento del *RMSE* dei residui della *cross validation*.

Tab. 1: Valori ottimali di *smoothing* e *tension*.
Optimal value of smoothing and tension.

	Smoothing	Tension
dataset 1975	0	100
dataset 2001	0	60

La miglior combinazione dei parametri di *smoothing* e *tension* per i due *datasets* è quella mostrata in tabella 1. In tabella 2 sono mostrati invece i parametri statistici globali dei residui della *cross validation* per l'*RST*.

6.2 La *cross validation* per l'individuazione del miglior modello di variogramma

Dataset 1975

Si è deciso di confrontare tra loro i 4 diversi modelli di variogrammi individuati (Wackernagel, 2001).

I risultati della *cross validation* per i 4 modelli di

variogrammi descritti nella sezione 5.1 sono riportati in tabella 3.

Dall'osservazione dei risultati (tab. 3) è possibile concludere che, tra i 4 modelli di variogramma proposti, il modello sferico ottenuto dal *fitting* automatico fornisce i risultati migliori. L'*RMSE* (accuratezza) è confrontabile con quello degli altri modelli, anche se leggermente superiore, ma la media evidenzia il valore più prossimo allo zero (precisione più elevata). I parametri del modello sferico anisotropo, scelto per l'interpolazione, sono riportati in tabella 4.

Si tralascia di descrivere il metodo utilizzato per la valutazione dei parametri del modello del variogramma del 1991 (tab. 5) perché ottenuti con procedura identica a quella descritta per il dataset del 1975.

Dataset 2001

Anche in questo caso, similmente al *dataset* del 1975, è stata eseguita inizialmente l'interpolazione mediante *Universal Kriging*, definendo 4 modelli di variogrammi che successivamente sono stati analizzati attraverso la *cross validation*.

I risultati della *cross validation*, riportati in tabella 6, mostrano chiaramente come tutti i modelli di variogrammi individuati forniscano dei risultati scadenti. In particolare, i valori di *RMSE* si attestano attorno a 5,7 - 5,8 e sono sempre molto superiori ai valori di *RMSE* corrispondenti all'interpolatore deterministico *RST* (tab. 6). Emerge inoltre dalla tabella 6 come i modelli ottenuti dal *fitting* manuale siano migliori rispetto a quelli ottenuti dal *fitting* automatico; la causa principale di questo comportamento è da ricercarsi proprio nella carenza di misure durante la campagna 2001.

I risultati sopra esposti mettono bene in luce la necessità di utilizzare il *Cokriging* per questo *dataset*.

Cokriging per il Dataset 2001

A partire dal *cross variogramma* sperimentale sono stati definiti 2 diversi modelli di variogrammi sperimentali, uno sferico ed uno esponenziale, entrambi ottenuti da una procedura di *fitting* automatico. In figura 7 è mostrato il modello esponenziale ottenuto dal *fitting* automatico.

L'analisi degli stimatori statistici globali derivati dai residui della *cross validation* (tab. 7) dimostra che i modelli sono molto simili, ma il valore di *RMSE* induce all'utilizzo di quello sferico per il successivo processo di interpolazione.

7 Confronto tra i diversi algoritmi interpolatori

I diversi algoritmi interpolatori sono stati raggruppati e confrontati tra loro secondo il *dataset* a cui sono stati applicati. Per il *dataset* del 1975 sono stati confrontati solo l'*IDW*, l'*RST* e l'*Universal Kriging*, mentre per il *dataset* del 2001 è presente anche il *Cokriging*.

In tabella 8 sono riportati i principali stimatori statistici globali calcolati sui residui della *cross validation*, eseguita

per i vari algoritmi interpolatori sul *dataset* del 1975.

Una analisi dei dati mostra chiaramente come la qualità dei risultati forniti dall'algoritmo interpolatore migliori nel passaggio dall'*IDW* all'*Universal Kriging*. Sia il *RMSE* che la media infatti diminuiscono progressivamente. Va detto che, sebbene l'interpolatore statistico (UK) per questo *dataset* abbia dimostrato di essere il migliore, l'*RST* non ha fornito comunque risultati molto più scadenti.

Anche per i dati del 1991, che presenta 89 punti di campionamento del livello di falda freatica, il migliore

algoritmo interpolatore è risultato l'*Universal Kriging*.

Diversa è la situazione per il *dataset* del 2001, mostrata in tabella 9. L'osservazione dei valori di *RMSE* e di media mostra come ci sia un netto miglioramento al passaggio da *IDW* a *RST*, ma l'*Universal Kriging*, a differenza di quanto descritto precedentemente, non fornisce risultati migliori dell'*RST*.

Passando a considerare il *Cokriging*, si osserva un netto miglioramento non solo nel valore di *RMSE*, ma anche nella media che può ritenersi praticamente nulla.

Tab. 2: Risultati della cross validation per il modello RST.
Cross validation's results for RST method.

	Min	MAE	Media	Max	RMSE	Range
RST 1975	-42.301122	3.65957	-0.186262	22.477975	6.43759	64.7791
RST 2001	-10.819079	3.98455	0.0902642	12.073454	5.2842	22.8925

Tab. 3: Risultati della cross validation per varie combinazioni di modelli anisotropi (*dataset* 1975).
Cross validation's results for several combination of anisotropic models (dataset 1975)

	MAE	Media	RMSE	Range	Skewness
Exp 75 no fit	2.853685	-0.04749	4.943705	45.51	-1.136202
Exp 75 fit	2.866003	-0.05420	4.932734	45.13	-1.154410
Sph 75 no fit	2.866533	-0.04578	4.956756	44.73	-1.095831
Sph 75 fit	2.864371	-0.02873	4.968124	45.85	-1.017714

Tab. 4: Parametri che definiscono il modello di variogramma sferico usato per l'interpolazione con UK dei dati piezometrici del 1975.
Parameters defining the spherical variogram model used to interpolate 1975 piezometric data with Universal Kriging.

Modello	Nugget	Sill	Range	Direzione di anisotropia	Rapporto di anisotropia
Sferico	10.01894	33.09089	7132.686	135	0.7

Tab. 5: Parametri che definiscono il modello di variogramma esponenziale usato per l'interpolazione con UK dei dati piezometrici del 1991.

Parameters defining the exponential variogram model used to interpolate 1991 piezometric value by Universal Kriging.

Modello	Nugget	Sill	Range	Direzione di anisotropia	Rapporto di anisotropia
Esponenziale	0.4642461	26.0039839	2316.698	135	0.7

Table 6: Risultati della *cross validation* modelli univariati per il *dataset* del 2001.
Cross validation's results of univariate models for 2001 dataset.

	MAE	Media	RMSE	Range	Skewness
Sph 01 fit	3.900302	-0.4771	5.744298	26.826	-1.251972
Sph 01 no fit	3.858897	-0.4325	5.673416	26.6149	-1.230734
Exp 01 no fit	4.065186	-0.5597	5.874449	27.519	-1.144307
Exp 01 fit	4.135918	-0.5281	5.958289	27.467	-1.201689

Table 7: Risultati della *cross validation* per il modello di *Co-Kriging* relativo ai dati del 2001.
Cross validation's results of Co-Kriging model for the 2001 dataset.

	MAE	Media	RMSE	Range	Skewness
modello sferico	2.746517	-0.005468	3.664879	16.4	1.142891
modello esponenziale	2.819227	0.004846	3.688989	15.18	1.110927

Table 8: Stimatori statistici globali per i diversi algoritmi interpolativi riferiti al *dataset* del 1975.
Overall statistical estimators of different interpolating algorithm for the 1975 dataset.

	Min	MAE	Media	Max	Range	RMSE
IDW 1975	-18.7100	4.798557	0.7467	49.9700	34.500	8.25675
RST 1975	-42.301122	3.65957	-0.186262	22.477975	64.7791	6.43759
UK	-27.57000	2.864371	-0.02873	18.28000	45.85	4.968124

Table 9: Stimatori statistici globali per i diversi algoritmi interpolativi riferiti al *dataset* del 2001.
Overall statistical estimators of different interpolating algorithms for the 2001 dataset.

	Min	MAE	Media	Max	Range	RMSE
IDW 2001	-12.0900	5.590451	0.7678	22.4080	34.498	7.553938
RST 2001	-10.819079	3.98455	0.0902642	12.073454	22.8925	5.2842
UK	-17.2500	3.858897	-0.4325	9.3640	26.6149	5.673416
CK	-5.570000	2.746517	-0.005468	10.830000	16.4	3.664879

8 Analisi dei risultati

8.1 Aspetti geostatistici

Dalle considerazioni appena svolte risulta evidente come l'aumento della complessità dell'algoritmo interpolatore comporti risultati migliori, come già descritto da altri autori (Kanevski & Maignan, 2004; Wackernagel, 2001). In generale gli interpolatori statistici hanno sempre fornito i migliori risultati (l'*Universal Kriging* per il *dataset* del 1975 e il *Cokriging* per il *dataset* del 2001).

Non va poi dimenticato il valore aggiunto che queste tecniche forniscono. Trattando la variabile spaziale come una variabile statistica, sono in grado di restituire non solo una mappa delle previsioni, ma anche una mappa della distribuzione degli errori standard.

Il risultato del processo di interpolazione per il *dataset* del 1975, ottenuto dall'*Universal Kriging*, è mostrato in figura 8. Nella mappa delle previsioni sono rappresentate

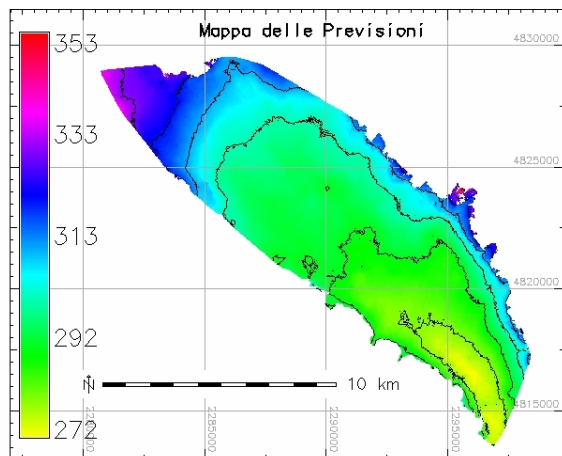
anche le isopieze con passo di 10 metri, mentre nella mappa della deviazione standard è riportata l'ubicazione dei pozzi. La mappa della deviazione standard dei residui assume valori quasi ovunque inferiori a 4 m.

I risultati del processo interpolativo per il *dataset* del 2001 ottenuto tramite il *Cokriging* sono mostrati in figura 9. Analogamente al *dataset* del 1975, la mappa della deviazione standard dei residui assume valori quasi ovunque inferiori a 4 metri.

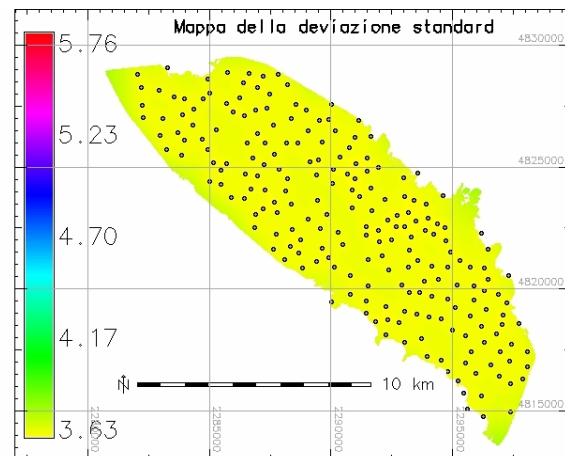
8.2 Aspetti idrogeologici

8.2.1 Rapporti tra falda e fiume

Le superfici piezometriche ottenute dai processi di interpolazione sono state analizzate al fine di individuare il rapporto esistente tra queste ed il fiume Tevere. Questa analisi è stata eseguita tramite due diverse procedure.



(a) Mappa previsionale



(b) Mappa della deviazione standard

Fig. 8: Risultati del processo di interpolazione dei dati del 1975 tramite *Universal Kriging*. Nella mappa delle previsioni sono riportate le isopieze con equidistanza di 10 metri, mentre nella mappa della deviazione standard è riportata l'ubicazione dei pozzi.

Prediction map and standard deviation map of 1975 data obtained by *Universal Kriging*. In prediction map the equidistance of the isolines is 10 metres; in standard deviation map the wells location is plotted.

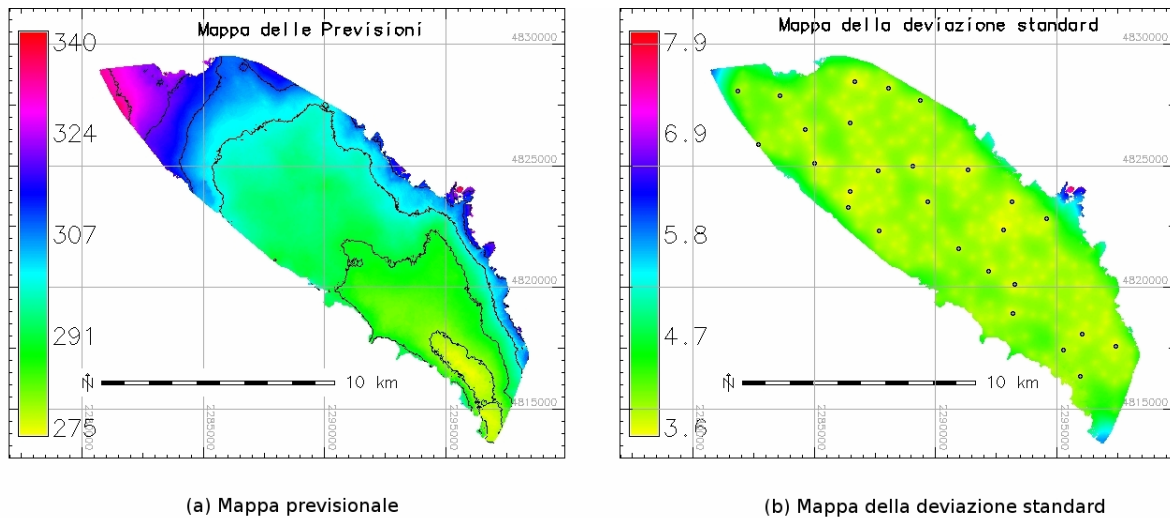


Fig. 9: Risultati del processo di interpolazione dei dati del 2001 tramite *Cokriging*. Nella mappa delle previsioni sono riportate le isopieze con equidistanza pari a 10 metri, mentre nella mappa della deviazione standard è riportata l'ubicazione dei pozzi.
Prediction map and standard deviation map of 2001 data obtained by Cokriging. In the prediction map the equidistance of the isolines is 10 metres, in standard deviation map the wells location is plotted.

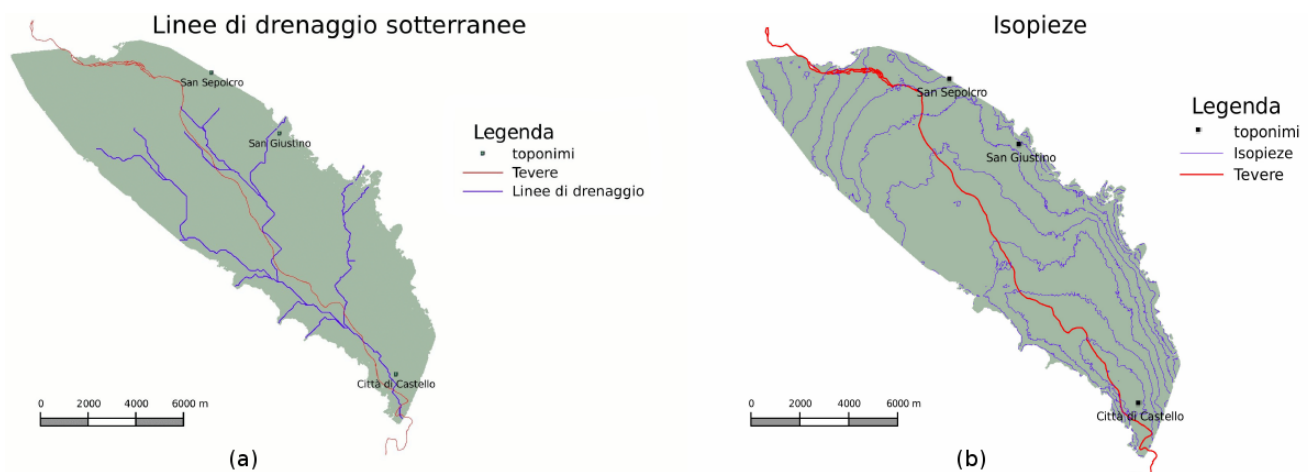


Fig. 10: Linee di drenaggio sotterraneo ottenute dalla superficie piezometrica interpolata in base ai dati del 2001. L'equidistanza delle isopieze è pari a 5 m.
Underground flow lines and contour lines obtained from piezometric surface interpolating the data of 2001. The equidistance is 5 metres.

Attraverso i moduli di *GRASS GIS r.contour* e *r.watershed* sono state ricostruite le isopieze e le zone di massima soggiacenza della superficie piezometrica, individuate trattando la stessa come si tratta una superficie topografica per individuare le linee di impluvio; tali zone da ora in poi verranno definite, anche se in maniera un po' impropria, linee di drenaggio sotterranee. In figura 10 sono mostrate le linee di drenaggio sotterranee e le isopieze relative al 2001. Nella zona settentrionale della pianura si individuano due linee di drenaggio, all'incirca subparallele, una delle quali (la più orientale) segue il tracciato del Tevere. Quella più occidentale segue, invece, un paleoalveo del Tevere esistente prima del XIII secolo, periodo in cui il corso d'acqua subì una deviazione artificiale che portò l'alveo a defluire in prossimità di Sansepolcro e cioè nella

parte nord-orientale della valle (Cattuto et alii, 1995; Cencetti, 2002). Per quanto riguarda i rapporti tra idrografia superficiale (fiume Tevere) e circolazione idrica sotterranea, dalla figura 10b è evidente una netta differenza tra la porzione settentrionale della conca, dove il fiume alimenta la falda freatica, e le restanti porzioni centrale e meridionale dove, al contrario, è il corso d'acqua a drenare la falda. Nella parte più a valle della pianura tale comportamento sembra accentuarsi, anche a causa della conformazione della valle che risulta molto stretta e determina, probabilmente, la ricarica della falda alluvionale da parte delle acque sotterranee provenienti dai versanti.

Per il tratto del Tevere in esame sono disponibili i dati provenienti da rilievi di sezioni fluviali relativi al periodo 1997-1999, finalizzati alla redazione del Piano di Assetto

Idrogeologico (PAI). Tramite questi dati è stata ricostruita la quota ortometrica della linea di *thalweg* per il tratto di interesse del Tevere. Questa è stata poi confrontata con la superficie piezometrica interpolata per il 2001: il risultato, mostrato in figura 11, conferma quanto osservato al punto precedente.

8.2.2 Variazioni del livello della superficie piezometrica

Ulteriori osservazioni possono essere svolte in merito al raffronto tra le superfici piezometriche dei diversi periodi analizzati, al fine di individuare le oscillazioni subite dalla falda nel periodo 1975-2001.

Per questo confronto è stato utilizzato anche il *dataset* di pozzi campionati nella primavera del 1991. Questo *dataset* ha presentato un comportamento analogo al *dataset* del 1975 e non è stato descritto, per brevità, nel capitolo dedicato alla trattazione statistica dei dati.

L'operazione di confronto è stata sempre svolta tramite semplice sottrazione tra mappe (utilizzando la *map-algebra*) e considerando come primo termine della sottrazione quello relativo alla mappa derivata dal dato più recente tra i due che venivano confrontati (ad es: 2001-1975).

Confrontando dapprima le superfici piezometriche relative agli anni 1975-1991, il cui risultato è mostrato in figura 12, è possibile notare che globalmente in questo periodo la falda non ha subito forti variazioni (cioè ovviamente non esclude che nel periodo di tempo compreso tra le due misure ci possano essere state le normali oscillazioni stagionali); non sono chiaramente visibili aree in cui è presente un forte abbassamento o innalzamento. Se ne può dedurre che, almeno in prima approssimazione, prima della messa in funzione dell'invaso di Montedoglio, il livello della falda non abbia subito variazioni irreversibili o molto rilevanti.

Sono stati quindi confrontati i livelli piezometrici del 1975 e del 1991 con la superficie piezometrica del 2001 (fig. 13).

Da entrambi i confronti emerge la presenza di due "macro-aree": la prima, nella parte più settentrionale della pianura, è caratterizzata da una depressione media di circa 1,5 metri; la seconda, posta nella parte centrale e meridionale dell'area di studio, è caratterizzata invece da un innalzamento medio di 1,5 - 2 metri. La parte all'estremità di quest'area presenta valori di innalzamento ancora più consistenti, che si attestano attorno a valori di 3 - 3,5 metri.

Le variazioni di livello piezometrico osservate sono dell'ordine di grandezza degli errori commessi nella stima (vedi mappe della deviazione standard in figura 8 e 9). Ciò potrebbe far pensare che non sia possibile ricavare informazioni realistiche dai dati di variazioni di quota piezometrica.

Tuttavia, la forte concordanza spaziale dei dati (le variazioni sono ben circoscritte e non uniformemente disperse sul territorio), unitamente all'analisi dei dati reali che spesso provengono, sia nel 1975 che nel 1991 e nel 2001 dagli stessi pozzi, confermano chiaramente quanto desunto dalle mappe interpolate. Uno stesso pozzo,

campionato nei tre periodi, mostra che il livello piezometrico è rimasto stazionario dal 1975 al 1991 e che si è abbassato, o alzato, nel 2001.

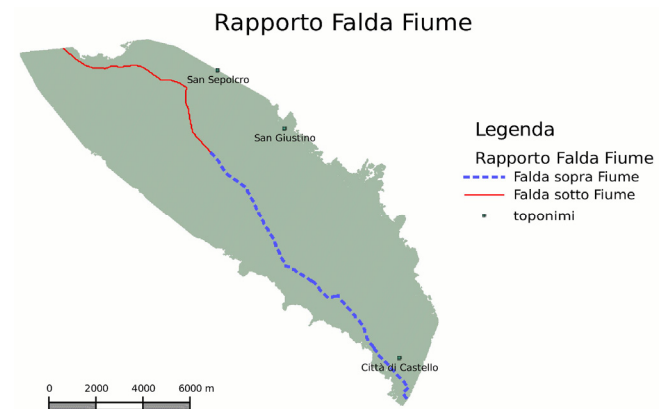


Fig. 11: Rapporto falda-fiume ottenuto confrontando la quota della linea di *thalweg* con la superficie piezometrica del 2001. La linea continua mostra il tratto fluviale in cui il livello di falda è inferiore al livello del fiume, mentre per il tratto discontinuo si ha il comportamento opposto.

Water table - river relationship obtained comparing the thalweg elevation with the piezometric surface of 2001. The straight line shows the river reach where the water table is below the thalweg; the hatched line represents the reach with the opposite behaviour.

In base a quanto detto, si può ipotizzare che questa variazione subita dalla falda sia avvenuta nel decennio 1991-2001. È da notare che la parte settentrionale della valle è anche l'area dove il fiume alimenta la falda.

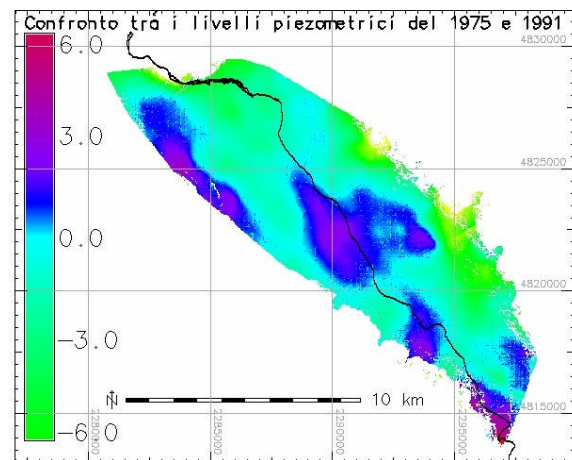


Fig. 12: Confronto tra le superfici piezometriche del 1975 e del 1991.

Comparison among the piezometric surfaces of 1975 and 1991.

9 Conclusioni

Il lavoro qui esposto ha mostrato l'importanza di una conoscenza dettagliata degli algoritmi interpolativi per una corretta individuazione della superficie interpolata. Non

solo è importante un corretto “settaggio” dei parametri dei modelli, ma va scelta opportunamente la tecnica interpolativa più adeguata. In questo lavoro si è cercato di dimostrare che, per ottenere risultati coerenti ed attendibili, è opportuno applicare i metodi di interpolazione nell’ambito del loro campo di applicazione.

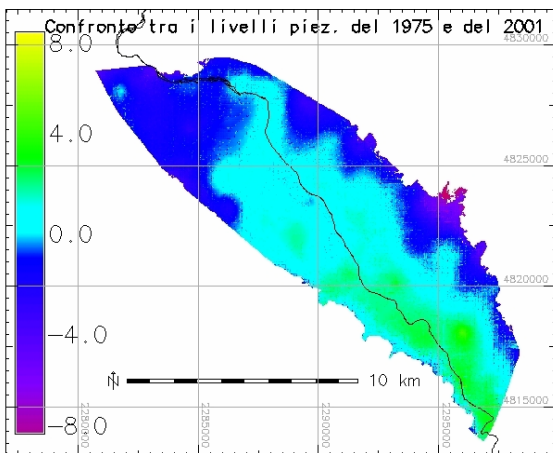
Dal punto di vista idrogeologico s.s. si può affermare che il confronto tra i livelli della superficie piezometrica, nel periodo compreso tra il 1975 ed il 2001, sembrerebbe non evidenziare variazioni rilevanti. Tuttavia le oscillazioni sembrano mettere in luce, in maniera molto omogenea, la presenza di un’area (quella settentrionale) in cui la falda ha subito una depressione e di un’altra (centro-meridionale) in cui, al contrario, si è verificato un innalzamento della superficie stessa.

Per quanto riguarda la porzione settentrionale, poiché è il Tevere che fornisce acqua alla falda freatica, l’abbassamento subito da quest’ultima potrebbe essere legato proprio ad un minore apporto globale di acqua dal fiume. L’aver laminato le portate con lo sbarramento di

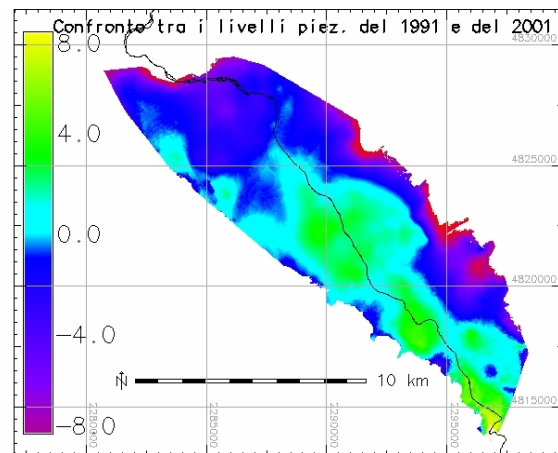
Montedoglio, pur avendo garantito portate costanti (1000 l/s – Regione Umbria, 2004), sicuramente superiori alle portate di magra nei periodi siccitosi, potrebbe tuttavia aver causato una diminuzione dei volumi idrici annuali complessivi defluiti che, di conseguenza, hanno avuto minor efficacia nel ricaricare la falda alluvionale sottostante.

Un’altra causa, almeno concomitante, potrebbe consistere nella diminuzione progressiva degli afflussi meteorici medi annui registrati negli ultimi decenni (Di Matteo et alii, 2006), anche se va sottolineato il fatto che l’abbassamento del livello piezometrico è visibile solo tra il 1991-2001.

Una terza causa potrebbe essere individuata in un incremento degli emungimenti a scopo irriguo. Tuttavia, da comunicazioni verbali con i tecnici dell’Ente Irriguo Umbro-Toscano, che gestisce l’invaso di Montedoglio, si è appreso che i prelievi idrici sotterranei sono addirittura diminuiti (a partire dal 1994 circa), a fronte di un approvvigionamento idrico diretto dall’invaso.



(a) mappa differenza 2001 - 1975



(b) mappa differenza 2001 - 1991

Fig. 13: Confronto tra le superfici piezometriche del 1975 e del 1991 e la superficie piezometrica del 2001.
Comparison among the piezometric surfaces of 1975, 1991 and the piezometric surface of 2001.

Da quanto detto, il minore apporto idrico globale dal fiume Tevere sembra essere la causa principale a cui imputare il modesto abbassamento della superficie piezometrica nella conca Alto Valtiberina.

L’innalzamento della falda nella parte centro-meridionale della conca non può, al contrario, essere imputato alle variazioni di portata del Tevere. Qui, infatti, è la falda ad alimentare il fiume. L’ipotesi più probabile, in questo caso, è proprio la diminuzione dei prelievi idrici a scopo irriguo e/o industriale; il che confermerebbe quanto riferito dai tecnici dell’Ente Irriguo Umbro-Toscano.

Per ultimo va fatto notare che, visto lo scopo del lavoro, non sono stati presi in considerazione gli errori propri dei dati, confidando nella qualità dei dati stessi.

Allo stesso modo non sono stati considerati eventuali

alterazioni del livello della falda legate a emungimenti; questo anche in ragione della difficoltà di poter reperire questo tipo di informazioni.

È importante far notare al termine del lavoro che, soprattutto in corrispondenza di opere importanti (quali la diga di Montedoglio) che possono avere un elevato impatto sul territorio, l’ambiente e le risorse, sarebbe opportuno che esistessero sistemi di monitoraggio affidabili (vedi anche Di Matteo et al., 2006), in continuo ed in teletrasmissione, dei parametri idrogeologici ed ambientali.

10 Sviluppi della ricerca

L’analisi svolta nel presente lavoro sulle oscillazioni della superficie piezometrica nell’Alta Valle del Tevere suggerisce ulteriori sviluppi della ricerca finalizzati ad una

più precisa individuazione delle cause di quanto osservato. In particolare, sarà necessario definire con maggior dettaglio e dal punto di vista quantitativo quanto segue:

1. il deflusso totale proveniente dall'invaso di Montedoglio ed il suo confronto con le portate naturali del Tevere, al fine di verificare se effettivamente la ricarica proveniente dall'alveo fluviale è diminuita dopo la realizzazione dell'invaso;

2. l'entità dell'infiltrazione efficace, in relazione alle variazioni degli afflussi meteorici medi annui, al fine di verificare in quale misura questo elemento possa avere influito sulle oscillazioni della falda;

3. idem c.s. per quanto concerne i prelievi idrici sotterranei a scopo irriguo e/o industriale.

Per quanto attiene, invece, agli aspetti geostatistici, sono

già stati realizzati due moduli per GRASS GIS che possono essere utilizzati per lo studio del variogramma e per l'esecuzione del *Kriging Ordinario*. Tali moduli, chiamati *v.variogram* e *v.surf.krige* hanno licenza libera (GPL) e sono disponibili in rete per il download (http://grass.gdft-hannover.de/wiki/GRASS_AddOns). L'obiettivo futuro è quello di realizzare una procedura più rigida, ma rigorosa, che guidi l'utente attraverso la verifica e l'analisi dei dati a disposizione, prima che possa applicare il *Kriging*.

Ringraziamenti

Gli autori desiderano ringraziare i revisori Prof. Walter Dragoni e Dr. Enrico Guastaldi per la lettura critica ed i suggerimenti apportati nella stesura del lavoro.

Bibliografia

- Albani, A., 1962. L'antico Lago Tiberino. *L'Universo* 42 (2), 730-749.
- Ambrosetti, P. Carboni, M.G. Conti, M.A. Esu, D. Girotti, O. La Monica, G.B. Landini, B. & Parisi, G., 1987. Il Pliocene inferiore del bacino del F. Tevere nell'Umbria meridionale. *Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria*, 10, 10-33.
- Bivand, R. S., 2000. Using the R statistical data analysis language on GRASS 5.0 GIS database files. *Computer & Geosciences* 26, 1043-1052.
- Cattuto, C. Cencetti, C. & Gregori, L., 1995. I bacini pleistocenici di Anghiari - Sansepolcro nell'Alta Valle del F. Tevere. *Il Quaternario*, 8 (1), 119-128.
- Cencetti, C., 2002. La cartografia storica come strumento per lo studio dell'evoluzione degli alvei alluvionali. *Atti della 6° Conferenza Nazionale ASITA "Geomatica per l'ambiente, il territorio e il patrimonio culturale"*, 1, 757 - 762.
- Cencetti, C. Conversini, P. & Tacconi, P., 1991. Progetto di ricerca finalizzato alla valutazione degli effetti nell'Alta Valle del Tevere conseguenti all'esercizio dell'invaso di Montedoglio. *Dinamica fluviale. Progetto a cura di Regione Toscana - Regione Umbria - ESAU - C.M. Valtiberina Toscana - Provincia di Arezzo - Provincia di Siena - ETSAF - Ente Irriguo Aretino - IRRES - Istituto di Ingegneria Ambientale, Università degli Studi di Perugia*, Technical report, 92 pp.
- Colombo, F. & Raffaelli, L.R., 1996. Le problematiche idrogeologiche delle aree altamente industrializzate: l'esempio di Milano. *Technical report, Provincia di Milano - Assessorato all'Ambiente*.
- Conti, M.A. & Girotti, O., 1977. Il Villafranchiano nel "Lago Tiberino", ramo sud-occidentale: schema stratigrafico e tettonico. *Geologica Romana*, 16, 67-80.
- Di Matteo, L. Dragoni, W. Pierucci, L. & Valigi, D., 2006. Studio idrogeologico e climatico del bacino del lago di Montedoglio (F. Tevere, Arezzo, Italia Centrale). *Giornale di Geologia Applicata*, 3, 32-38.
- Free Software Foundation (2006). *Classificazione del Software Libero e non libero*. URL: <http://www.gnu.org/philosophy/categories.it.htm>
- Giaquinto, S. Marchetti, G. Martinelli, A. & Martini E. (a cura di), 1991. *Le acque sotterranee in Umbria*. Pubbl. n. 431 del GNDICI - CNR. Ed. Protagon, Tipografia CO.GRA.FO., Foligno (PG), 211 pp.
- Hargrove, W., 1997. Interpolation of Rainfall in Switzerland using a Regularized Spline with Tension. URL: <http://research.esd.ornl.gov/hnw/sic97>.
- Ihaka, R. & Gentleman, R., 1996. R: a language for data analysis and graphics. *Journal of computational and graphical statistics*, 5 (3), 229-314.
- Isaaks, E. & Srivastava, M., 1989. *Applied Geostatistics* - Oxford University Press.
- Kanevski, M. & Maignan, M., 2004. *Analysis and modelling of spatial environmental data*. EPFL-PRESS, Lausanne, Switzerland, 304 pp. - ISBN: 2-940222-02-9.
- Matheron, G., 1971. *The theory of regionalized variables and its applications*. *Le Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique*, Fasc. 5.
- Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, France.
- Mitasova, H. & Hofierka, J., 1993. Interpolation by Regularized Spline with Tension: II. Application to Terrain Modelling and Surface Geometry Analysis. *Mathematical Geology*, 25 (6), 657-669.
- Mitasova, H. Mitas, L. & Brown, W.M., 1995. Modeling spatial and temporally distributed phenomena: new methods and tools for GRASS GIS. *International Journal of Geographic Information Systems*, 9 (4), 443-446.
- Neteler, M. & Mitasova, H., 2004. *Open Source GIS: a GRASS GIS Approach*. Number 773 in SECS. Kluwer Academic Publishers/Springer, Boston, second edition. ISBN: 1-4020-8064-6; also published as eBook: ISBN 1-4020-8065-4.
- Pebesma, E. J., 2004a. Multivariable geostatistics in S: the gstat package. *Computer & Geosciences*, 30, 683-691.
- Pebesma, E. J., 2004b. Uni- and multivariable geostatistical modelling, prediction and simulation. URL: <http://www.gstat.org/bin/gstat.pdf>.
- Regione Umbria, 2004. *Relazione sullo stato dell'Ambiente in Umbria*. Technical report.
- Talmi, A. & Gilat, G., 1977. Method for Smooth Approximation of Data. *Journal of Computational Physics*, (23), 93-123.
- Wackernagel, H., 2001. Multivariate geostatistics. In: El-Shaarawi A., Piegorsch W. (eds) *Encyclopedia of Environmetrics*, vol. 3, 1344-1347, Wiley, Chichester.