

Monitoraggio idrogeologico e modellazione del flusso a densità variabile per la previsione della salinizzazione indotta da una cava di sabbia in un acquifero costiero superficiale (Ferrara)

Leonardo Piccinini*,
Valentina Vincenzi*,
Alessandro Gargini*

* Dipartimento di Scienze della Terra,
Università di Ferrara.

Nei territori costieri della pianura Padana, in larga parte bonificati in epoca storica, l'interfaccia acqua dolce/salmastra è il risultato dell'equilibrio tra ricarica, rete idrografica e acque salate/salmastre nei sedimenti di origine marina o lagunare. L'escavazione di inerti al di sotto della superficie piezometrica può indurre modificazioni nella rete di flusso e nella profondità dell'interfaccia.

Nel sito studiato, dove è progettata una cava di sabbia, il monitoraggio di livelli piezometrici, temperature e salinità, durante 1 anno, ha permesso di definire il modello idrogeologico concettuale, che è stato poi tradotto in un modello numerico di flusso a densità variabile con SEAWAT-2000. Dopo la calibrazione, diverse simulazioni previsionali stimano le conseguenze della cava su posizione e spessore dell'interfaccia acqua dolce/salata. Dopo 5 anni dal termine dello scavo, un lago di cava profondo 7 metri indurrà l'abbassamento della falda nel suo intorno, mentre l'interfaccia rimarrà sostanzialmente alla stessa profondità, aumentando di spessore al di sotto del lago.

Monitoring and modelling variable density flow for the prediction of salt water intrusion effects in a shallow coastal aquifer due to sands quarry excavation (Ferrara, Italy). In reclaimed lands of Ferrara coastal plain (Northern Italy) the fresh/salt water interface inside shallow aquifers is the result of a delicate equilibrium between fresh water recharge from the top and salt water in the deepest sediments. Sands quarries below groundwater table in these shallow aquifers can affect groundwater flow and interface position. In the study site salinity, temperatures and groundwater levels have been monitored continuously over 1 year and allowed the definition of the aquifer conceptual model. Then a variable density numerical model with SEAWAT-2000 has been performed, in order to predict the effects of the sand quarry on the interface position. First results show that 5 years after the quarry excavation the groundwater level in the aquifer decreases and the widening of the interface takes place below the excavation area.

Monitorage hydrogéologique et modélisation du flux à densité variable pour la prévision de la salinisation induite par une cave de sable dans un aquifère côtier superficiel (Ferrara). Dans les territoires côtiers de la plaine du Pô, largement bonifiés, l'interface eau douce/saumâtre est le résultat de l'équilibre entre la recharge, le réseau hydrographique et les eaux salées/saumâtres dans les sédiments marins ou lagunaires. L'excavation d'inertes en dessous de la superficie piézométrique peut modifier le réseau du flux et la profondeur de l'interface.

Un monitoring continu d'une année des niveaux piézométriques, de la température et de la salinité a permis de définir le modèle hydrogéologique conceptuel du site d'étude, où une sablière est projetée. Ce modèle a été ensuite traduit en un modèle numérique de flux à densité variable avec SEAWAT-2000. Après calibrage, les différentes simulations prévisionnelles permettent d'estimer les conséquences de la cave sur la position et l'épaisseur de l'interface eau douce/salée. Les premiers résultats montrent que cinq 5 ans après le creusement, un lac de carrière profond de 7 mètres provoquera l'abaissement de la nappe souterraine dans l'aquifère, alors que l'interface restera substantiellement à la même profondeur, en augmentant l'épaisseur en dessous du lac.

Introduzione

In Emilia Romagna, nel 1982, una delibera del consiglio Regionale (n. 1300 del 24/6/82) ha bloccato l'estrazione di materiali inerti dagli alvei dei corsi d'acqua, successivamente anche il Magistrato per il Po ha provveduto alla progressiva riduzione delle concessioni fino al raggiungimento del blocco delle escavazioni su tutti gli alvei di sua competenza nel 1990. Queste azio-

ni, volte a garantire il ripristino del trasporto solido dei fiumi verso il litorale, hanno gradualmente indirizzato verso la scelta dei paleoalvei come siti idonei all'escavazione di sabbia.

La porzione nord orientale della Regione Emilia Romagna è costituita da una pianura costiera che per la gran parte si trova al di sotto del livello del mare ed in cui queste strutture sedimentarie costituiscono spesso un importante riserva di acqua dolce, in equilibrio con

le acque salate o salmastre tipiche degli ambienti deposizionali di transizione. Data l'elevata permeabilità, i paleoalvei costituiscono le principali zone di ricarica sia diretta, dalle precipitazioni, che laterale, dai numerosi canali per l'irrigazione o la navigazione che ne seguono il tracciato.

L'escavazione di sabbia in questi contesti comporta l'asportazione della porzione più superficiale dell'acquifero freatico e la creazione progressiva di un lago artificiale: tutto ciò può indurre locali modificazioni alla rete di flusso sotterranea attraverso l'innalzamento della zona di transizione tra acque dolci ed acque salate/salmastre, con un aumento della salinità complessiva dell'acquifero in un ecosistema già intrinsecamente fragile.

Area di Studio

Il sito di studio è situato nella porzione orientale del comune di Ostellato (provincia di Ferrara), nei pressi del-

la confluenza fra i canali Circondariale (ad uso irriguo) e Navigabile (Idrovia Ferrarese), ad una distanza di circa 8 km dalla costa adriatica; si tratta di una porzione di pianura con quote comprese tra 0 e -4 m s.l.m. (Fig. 1).

L'area di cava interesserà il più meridionale tra i principali paleoalvei del Po, caratterizzato dalla presenza di sabbie a partire da circa 2 m da p.c.; si tratta del Padòa-Eridano o Padovetere (Bondesan, 1990; Bondesan & Giovannini, 1994) antico ramo del Po già estinto nei secoli VII°-VIII° d.C. (Veggiani, 1974; Bondesan, 1985).

La successione stratigrafica della zona è stata ricostruita dalle stratigrafie di oltre 39 tra pozzi e piezometri perforati tra il 1960 ed il 2004, integrate dalla realizzazione, nel 2005, di 3 nuovi sondaggi per l'installazione di altrettanti piezometri nei pressi della futura area di cava (PZP1, PZP2 e PZP6). La ricostruzione stratigrafica ha evidenziato al tetto la presenza di una formazione eterogenea a prevalente componente limosa che aumenta progressivamente di spessore verso Nord in

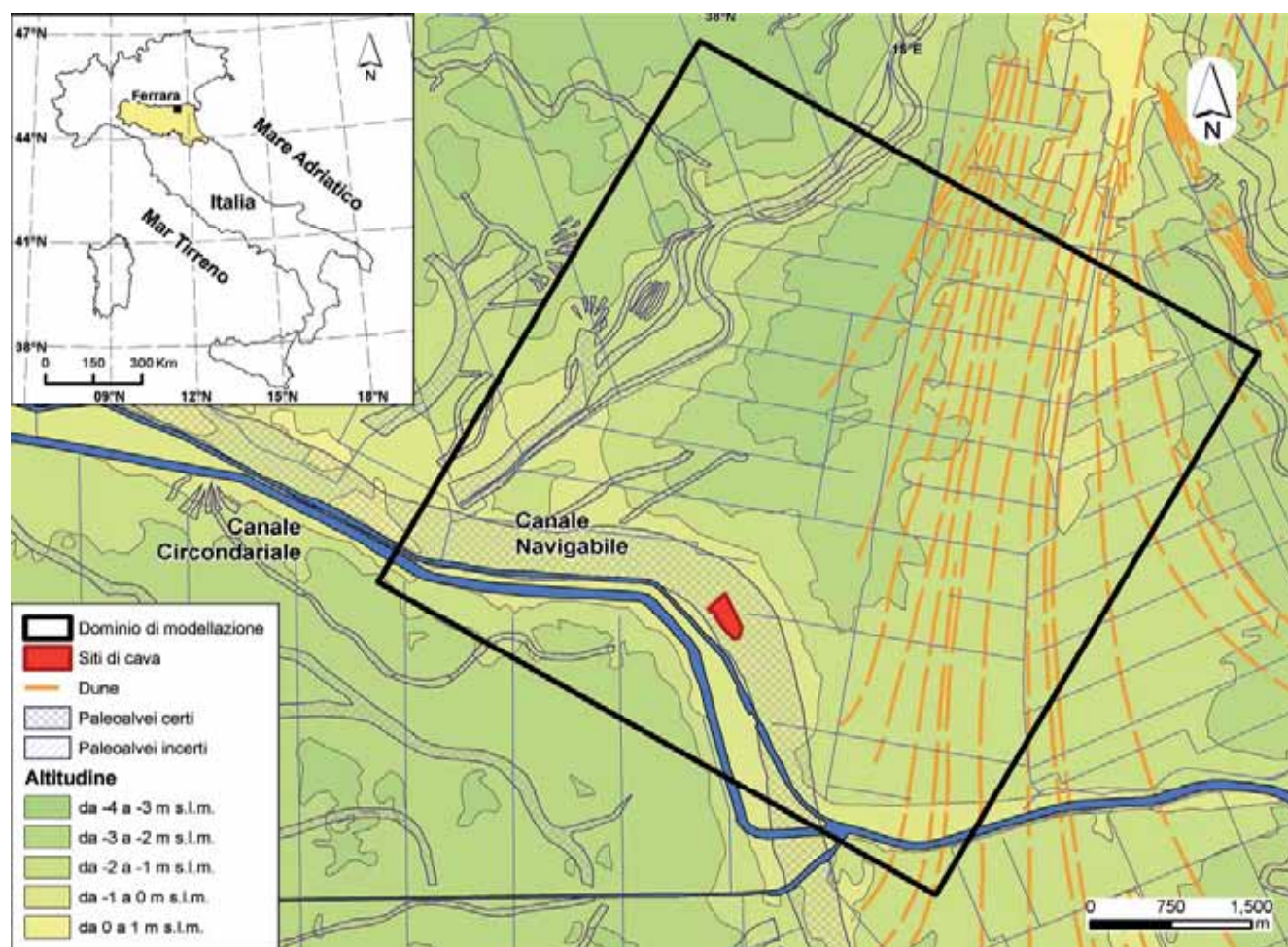


Fig. 1. Carta geomorfologica (modificata da Castiglioni et al., 1999) con ubicazione del sito di studio e del dominio di modellazione; per quote del piano campagna inferiori ai -2 m s.l.m. la litologia affiorante è limoso-argillosa.

Geomorphological map (modified from Castiglioni et al., 1999) with test site location and model domain; when ground level is below -2 m a.s.l., the lithology is represented by silts and calys.

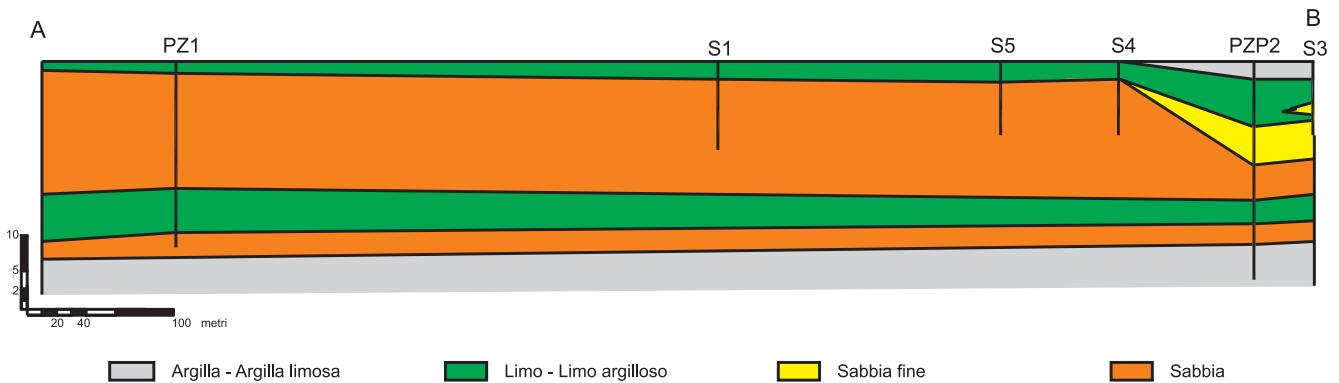


Fig. 2. Sezione geologica (il piano campagna corrisponde mediamente a 0 m s.l.m.; traccia in Fig. 3).
Geological section (ground level is about 0 m a.s.l.; trace in Fig. 3).

allontanamento dal Canale Navigabile e dall'asse del paleoalveo (Fig. 2). L'orizzonte sabbioso principale si estende da circa 2 m di profondità da p.c. sino a circa 17 m, quindi per uno spessore massimo di 15 m, ed è costituito da sabbie fini e medie con intercalazioni limose che divengono più frequenti verso il basso. Segue un livello di circa 5 m rappresentato da limi e limi argillosi, che separa il primo litosoma sabbioso da un secondo di spessore inferiore (5-7 m, fra circa 22 e 27-29 m da p.c.) e costituito da sabbie fini e sabbie limose. La base del sistema si rinviene tra 27 e 29 m da p.c. con la comparsa di un orizzonte di argille grigie compatte.

Lateralmente il litosoma sabbioso principale passa gradualmente a depositi sabbiosi di duna verso Est ed a depositi limoso argillosi propri di ambienti lagunari sia verso Nord sia verso Sud.

Sistema di monitoraggio

Al fine di definire un modello idrogeologico concettuale dettagliato nonché di acquisire dati di *input* e di calibrazione, necessari all'implementazione di un modello di flusso a densità variabile, sono state eseguite campagne di monitoraggio discontinuo della conducibilità elettrica ed è stata messa in opera una rete di monitoraggio in continuo sia dei livelli piezometrici sia della conducibilità elettrica. Il monitoraggio discontinuo della conducibilità elettrica è stato concretizzato attraverso la realizzazione periodica di profili nei piezometri più profondi e filtranti l'acquifero per tutto il suo spessore.

La rete di monitoraggio in continuo si è avvalsa di un totale di 27 sensori distribuiti in 8 piezometri di profondità variabile, ubicati in un intorno significativo all'area di cava (Fig. 3); i parametri monitorati sono stati il livello piezometrico, la temperatura e la conducibilità elettrica specifica, espressa in $\mu\text{S}/\text{cm}$ e riferita ad una temperatura dell'acqua di 25°C . Tutti i parametri sono stati acquisiti con cadenza oraria su un intero anno idrologico, dal 25 agosto 2005 al 20 settembre 2006.

Particolarmente interessante è stata la realizzazione di una verticale di misura in continuo della conducibilità elettrica attraverso l'installazione di 3 sensori, a profondità variabile, in un piezometro filtrante tutto lo spessore dell'acquifero (PZP1).

Risultati del monitoraggio e modello concettuale

Il monitoraggio di un intero anno idrologico mette in evidenza il ruolo chiave esercitato dai canali presenti lungo il tracciato del paleoalveo: il loro livello costante assicura una ricarica laterale continua all'acquifero.

In Fig. 4 il livello nei piezometri PZP1 e PZS3 è comparato con le precipitazioni durante l'anno di monitoraggio; il rapido innalzamento del livello piezometrico a seguito degli eventi di precipitazione individua per l'acquifero in questione un comportamento non confinato, nonostante la presenza di una copertura prevalentemente limosa. La recessione estiva inizia in giugno e termina in settembre: in questo periodo si registrano i livelli minimi e le precipitazioni non hanno alcun effetto di ricarica sull'acquifero. Il livello nel piezometro PZP1, nei pressi del canale Navigabile, è sempre più elevato che nel piezometro PZS3 indicando una direzione di flusso preferenziale verso Nord-Est e confermando il ruolo dei canali come limiti a potenziale imposto.

L'analisi dei profili verticali di EC (Fig. 3) mette in luce come la zona di transizione tra acque dolci ed acque salate raggiunga la massima profondità vicino al canale (circa -17 m s.l.m. in PZP1) e risalga progressivamente allontanandosi da esso (-12 m s.l.m. in PZS3). Sia lo spessore di acqua dolce che la profondità di ritrovamento dell'acqua salata diminuiscono seguendo la direzione preferenziale di flusso.

I valori di EC dell'acqua dolce variano da $1200 \mu\text{S}/\text{cm}$ (PZP1) a $5000 \mu\text{S}/\text{cm}$ (PZS3). I valori di EC dell'acqua salata (sotto la zona di transizione) variano da $15000 \mu\text{S}/\text{cm}$ (PZP1) a $42000 \mu\text{S}/\text{cm}$ (PZS3). Anche nell'am-

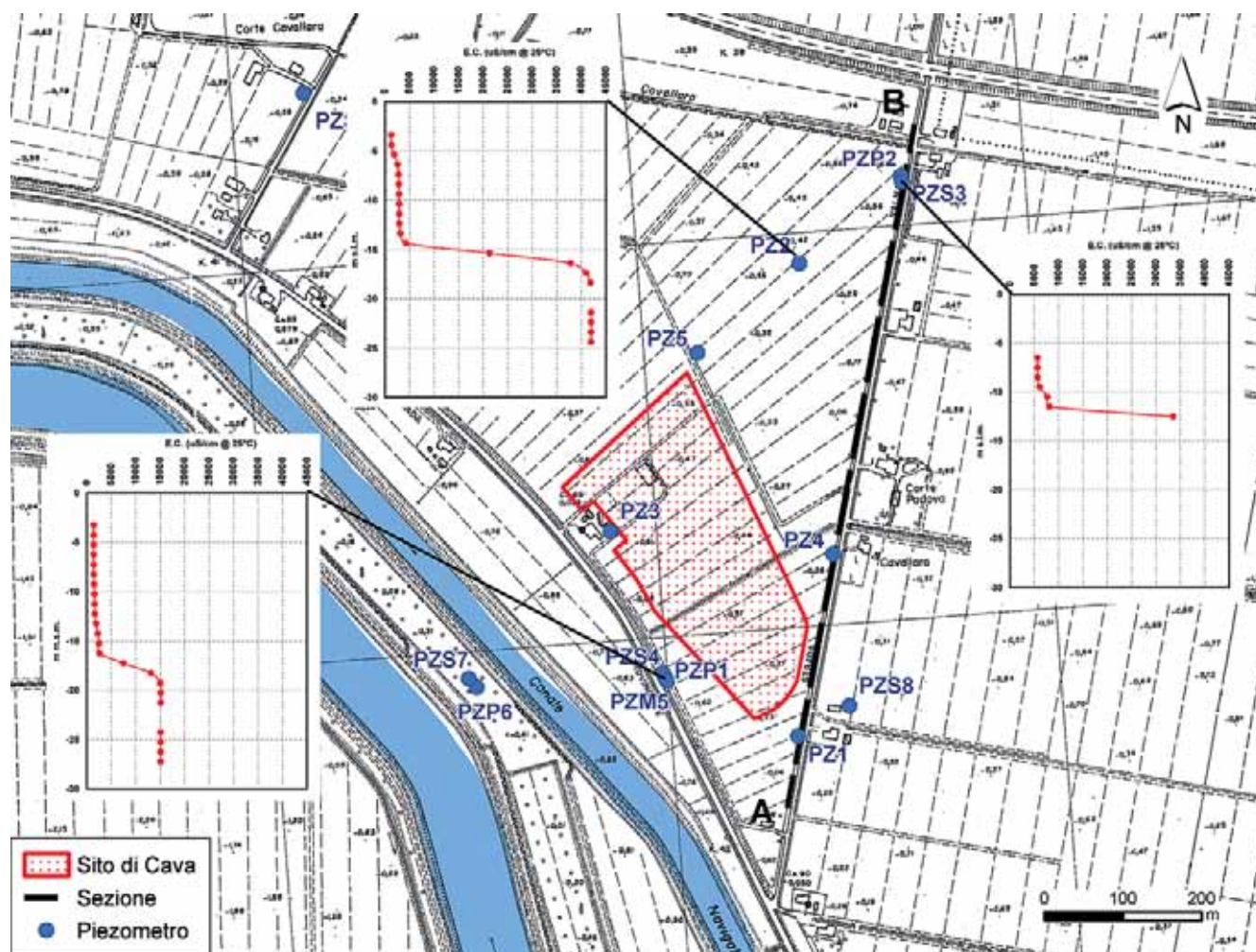


Fig. 3. Mappa dettagliata del sistema di monitoraggio; nei 3 riquadri sono riportati i profili verticali di conducibilità (EC in ascissa e profondità in m s.l.m. in ordinata).

Detailed map of the monitoring system; inside the 3 boxes vertical conductivity logs (EC along x-axis and depth in m a.s.l. along the y-axis).

bito di uno stesso “strato” di acqua è presente un gradiente di concentrazione secondo la direzione di flusso principale ed in allontanamento dal limite di alimentazione.

Il modello idrogeologico concettuale, pertanto, indica la presenza,

Fig. 4. Andamento dei livelli piezometrici e delle precipitazioni giornaliere; le linee verticali indicano la suddivisione in stress period.

Hydraulic heads and daily rainfall vs. time; vertical lines indicate stress periods subdivision.

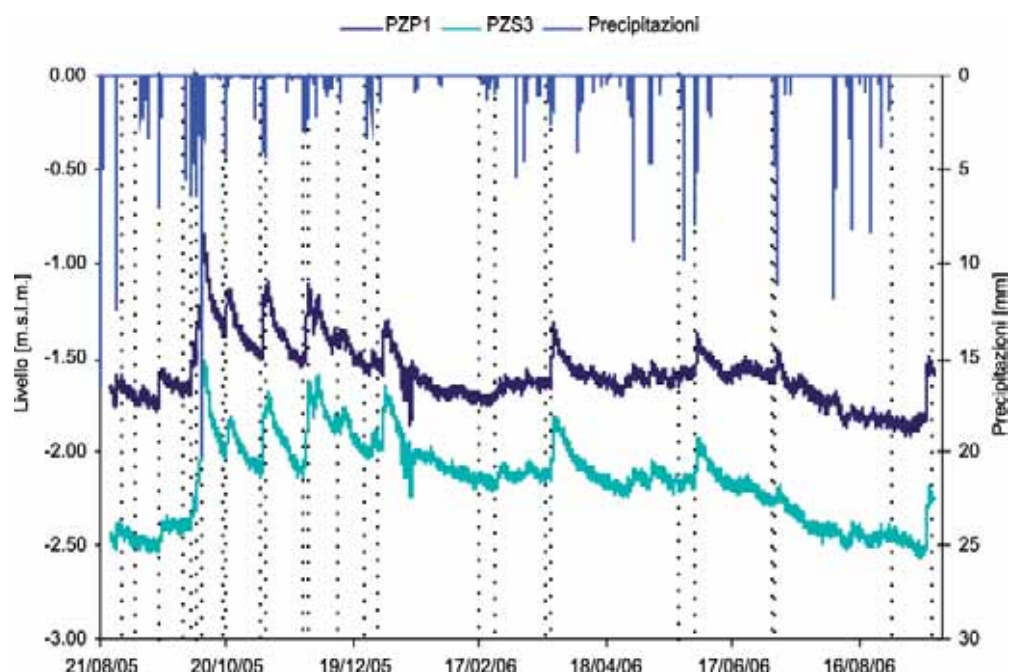
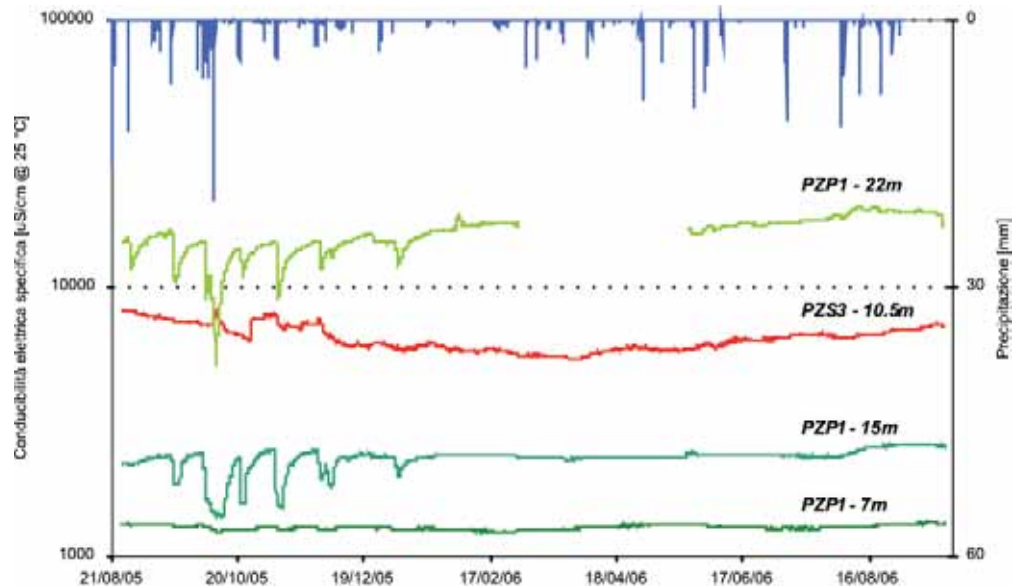


Fig. 5. Andamento delle conducibilità elettriche in tre diverse profondità nel piezometro PZP1 e nel piezometro PZS3 confrontate con l'andamento delle precipitazioni giornaliere.
Specific conductance and daily rainfall vs. time at 3 different depth inside PZP1 borehole and inside PZS3 borehole.



all'interno dell'acquifero, di una lente di acqua dolce allungata secondo la direzione del sistema paleoalveo/canale e sovrapposta ad un originario strato di acqua salata. La forma e la dimensione della lente è regolata dalla ricarica laterale del canale, dalla ricarica zenitale sul paleoalveo e dalle proprietà idrodinamiche dell'acquifero (permeabilità e immagazzinamento).

La presenza di 3 sensori di conducibilità elettrica nel piezometro PZP1, installati rispettivamente alle profondità di 7, 15 e 22 m da p.c., mette in luce le variazioni di EC lungo una stessa verticale (Fig. 5). In PZP1, a 7 m da p.c. EC varia da 1219 a 1325 $\mu\text{S}/\text{cm}$; a 15 m da p.c. varia da 1380 a 2630 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con un valore medio di 2309 $\mu\text{S}/\text{cm}$; e a 22 m da p.c. EC varia da 5070 a 20170 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con un valore medio di 16000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Durante le stagioni in cui l'infiltrazione efficace è attiva la risposta rapida e diretta agli eventi di precipitazione è ben evidente: l'infiltrazione diretta di acque dolci produce un immediato innalzamento del livello nel piezometro ed un altrettanto rapido abbassamento dell'interfaccia.

Diverso è il comportamento nel piezometro PZS3 (Fig. 5) dove la salinità in superficie è più elevata rispetto agli altri piezometri, in relazione alla distanza dal limite di alimentazione costituito dal canale, variando da 5370 a 8470 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con un valore medio di 6507 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Modellazione a densità variabile

Per la previsione degli effetti indotti sull'acquifero dalla realizzazione del lago di cava è stato implementato un modello 3D di flusso a densità variabile con interfaccia Visual MODFLOW 4.1 (©Waterloo Hydrogeologic Inc.). Le 42 stratigrafie disponibili hanno permesso una buona rappresentazione della geometria del sistema; le superfici sono state ottenute attraverso l'interpolazione dei dati puntuali con il metodo della minima curvatura

(Briggs, 1974). Il dominio di modellazione è stato individuato in un'area di 6x6 km (riportato in Fig. 1 e Fig 6), discretizzato secondo una griglia a dimensione variabile suddivisa in 21 layer, con dimensione delle celle compresa tra 10x10 m, nei pressi dell'area di cava, e 200x200 m sui bordi del dominio. Il primo layer è stato utilizzato per la rappresentazione dei limi superficiali; l'acquifero principale è stato suddiviso in 12 layer di circa 1 metro di spessore per una riproduzione ottimale delle variazioni di salinità lungo la verticale; l'acquitaro argilloso sottostante è costituito da 3 layer; la porzione più profonda di acquifero è rappresentata da 4 layer, mentre l'ultimo layer riproduce l'acquitaro alla base del sistema.

Per la parametrizzazione idrodinamica dell'acquifero sono stati realizzati 5 slug tests. La conducibilità idraulica (K) della porzione superiore è risultata compresa nel range $1-2 \times 10^{-4}$ m/s mentre quella inferiore è risultata di $10^{-5}-10^{-6}$ m/s. Alle celle rappresentanti il canale è stata assegnata una K di 10^{-7} m/s, derivata da test di permeabilità eseguiti sulle arginature. Per l'assegnazione dei valori di K allo strato limoso superficiale ed agli acquitardi all'interno ed alla base dell'acquifero sono stati utilizzati dati sperimentali derivanti da litologie analoghe in contesti limitrofi. I valori di conducibilità idraulica di tutte le zone sono stati successivamente affinati durante il processo di calibrazione automatica eseguito con PEST (Doherty, 2001); i valori finali sono presentati in Tab. 1.

I valori iniziali relativi al coefficiente di immagazzinamento ed alla dispersività sono stati desunti da letteratura e da studi precedenti in contesti simili, a causa della mancanza di dati sito-specifici, ed analogamente a K sono stati affinati durante la calibrazione, in modo automatico per coefficiente di immagazzinamento e manuale per la dispersività; i valori finali sono presentati in Tab. 1.

Tab. 1. Parametrizzazione dell'acquifero: conducibilità idraulica e valori di immagazzinamento assegnati alle differenti zone del dominio di Fig. 6.

Aquifer parameterization: hydraulic conductivity and storage values assigned to the different zones of Fig. 6.

Zona	Kx (m/s)	Ky (m/s)	Kz (m/s)	Ss (l/m)	Sy ()	ne ()	n ()
1	2.28E-04	2.28E-04	2.28E-04	2.30E-05	0.20	0.20	0.30
2	1.00E-07	1.00E-07	1.00E-08	2.00E-02	0.06	0.06	0.45
3	3.80E-05	3.80E-05	3.80E-05	1.00E-03	0.03	0.03	0.35
4	1.27E-06	1.27E-06	1.27E-07	2.00E-02	0.10	0.10	0.35
5	3.97E-06	3.97E-06	3.97E-07	2.65E-03	0.15	0.15	0.35
6	0.1	0.1	0.1	0.9	0.9	0.9	0.9

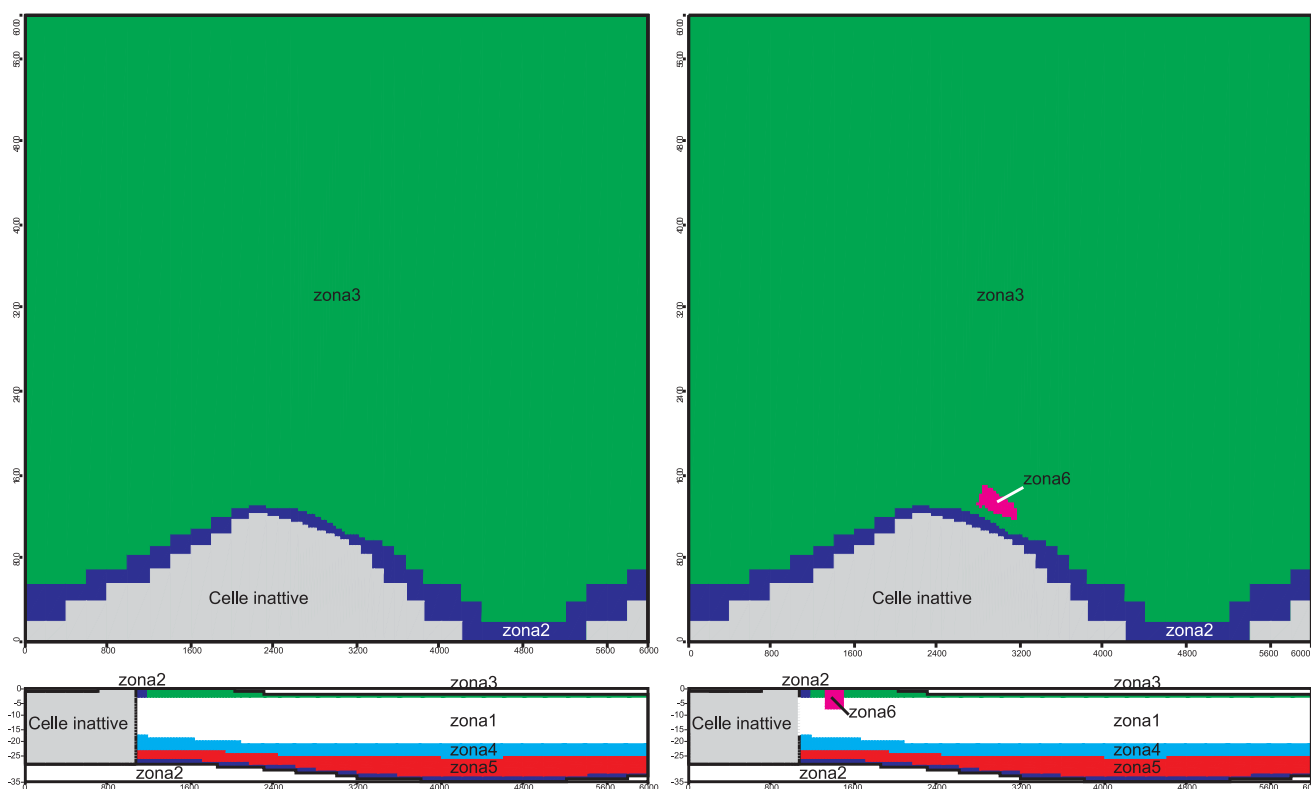


Fig. 6. Parametrizzazione dell'acquifero (a sinistra senza il lago di cava, a destra con il lago di cava).
Aquifer parameterization (on the left without the quarry; on the right with the quarry).

La dispersività longitudinale (α_L) è risultata di 10 m, quella trasversale (α_T) di 1 m e quella verticale (α_V) di 0,1 m; il basso valore di α_V è giustificato dal sottile spessore dell'interfaccia acqua dolce/salata. Inoltre è stato utilizzato un valore del coefficiente di diffusione di $10^{-2} \text{ m}^2/\text{g}$.

La discretizzazione temporale in 24 *stress periods* tiene conto dei dati piezometrici del monitoraggio in continuo e della relazione con gli eventi di precipitazione: in Fig. 3 le linee verticali individuano e separano i 24 *stress periods*.

Le condizioni iniziali per il flusso sono state ottenute da una campagna piezometrica appositamente realizzata all'inizio dell'anno idrologico, mentre per il trasporto

sono state derivate dai profili verticali di conducibilità elettrica attraverso l'interpolazione tridimensionale delle salinità. Tutti i dati di EC sono, infatti, stati convertiti in concentrazioni di soluto (TDS, mg/L), attraverso una relazione sito-specifica

$$\text{TDS (mg/l)} = 2 \times 10^{-6} \text{ EC}^2 + 0,505 \text{ EC} - 175,86$$

dove EC è la conducibilità elettrica specifica ($\mu\text{S}/\text{cm}$ a 25°C); relazione che è risultata molto simile a quella utilizzata in Langevin (2001) in un contesto di intrusione salina.

I valori di ricarica per i 24 *stress periods* sono stati inizialmente calcolati dalle precipitazioni giornaliere, applicando un semplice modello analitico di bilancio

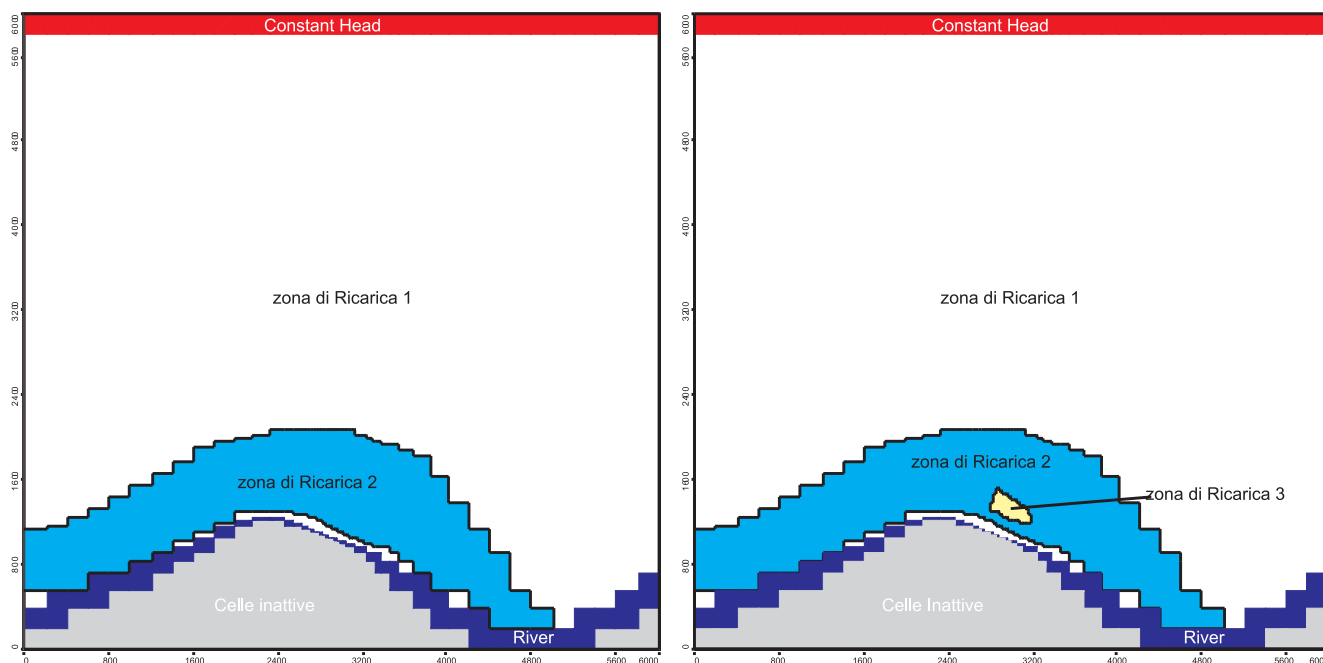


Fig. 7. Condizioni al contorno (a sinistra senza il lago di cava, a destra con il lago di cava).
Boundary conditions (on the left without the quarry; on the right with the quarry).

del suolo (Alley, 1984), e successivamente ottimizzati con PEST. I valori di ricarica più elevati sono stati applicati alla porzione di dominio coincidente con il paleoalveo (zona 2 in Fig. 7), come risultato della permeabilità più elevata e/o del minor spessore dell'orizzonte limoso superficiale.

Oltre alla ricarica, una condizione al contorno di 3° tipo (RIVER nel pacchetto MODFLOW; McDonald and Harbaugh 1988) è stata applicata per simulare il canale alimentante l'acquifero (Fig. 7) ed una condizione di 1° tipo (CONSTANT HEAD nel pacchetto MODFLOW) è stata assegnata al limite settentrionale per simulare un flusso uscente dal limite stesso.

Il codice numerico scelto per le simulazioni è stato SEAWAT-2000 (Guo & Langevin, 2002; Langevin et al., 2003); PCG2 (Preconditioned Conjugate-Gradient Package; Hill, 1997) e TVD (Third-Order Total-Variation-Diminishing method; Zheng & Wang, 1999) sono i risolutori utilizzati rispettivamente per il flusso e per il trasporto.

Una prima simulazione in transitorio, relativa all'anno idrologico di monitoraggio, è stata eseguita per comparare i risultati del modello con i dati acquisiti. Attraverso l'uso di PEST sono stati raggiunti un buon grado di calibrazione per i livelli ed un grado sufficiente per le concentrazioni di soluto.

Una seconda simulazione in transitorio, per un periodo di 5 anni, è stata eseguita per prevedere l'evoluzione dei livelli e delle salinità in condizioni naturali (senza il lago di cava).

Un'ultima simulazione in transitorio, per un perio-

do di 5 anni, è stata eseguita per prevedere gli effetti dell'escavazione di sabbia al di sotto della tavola d'acqua fino ad una profondità massima di 7 m da p.c.

Il corpo d'acqua superficiale (ossia il lago che si crea per emergenza della falda sotterranea) è stato modellato assegnando alle celle rappresentanti l'area di scavo valori molto elevati di K (10^{-1} m/s) e del coefficiente di immagazzinamento (0.9); sono indicate come zona 6 in Tab. 1, Fig. 6 e Fig. 7.

Conclusioni

Il modello concettuale derivato dai dati sperimentali mette in evidenza le peculiarità del sito di studio, rappresentative di acquiferi superficiali nella pianura Padana costiera, dove il piano campagna si trova al livello del mare o al di sotto di esso, come conseguenza dei fenomeni di subsidenza indotti dalle bonifiche idrauliche avvenute in epoca storica e dell'estrazione di metano nell'immediato dopoguerra.

Successivamente alla bonifica, l'acqua dolce, proveniente dalla ricarica e dall'irrigazione, comincia a sostituire l'originaria acqua salata/salmastro intrappolata all'interno dei sedimenti depositi in ambienti marini o di transizione. Questo processo è rapido sia dove sono presenti depositi permeabili sin dal piano campagna, per ricarica zenitale, sia lungo la rete idrografica dove la disponibilità di acqua dolce è continua, per ricarica laterale.

I dati di monitoraggio e le simulazioni numeriche

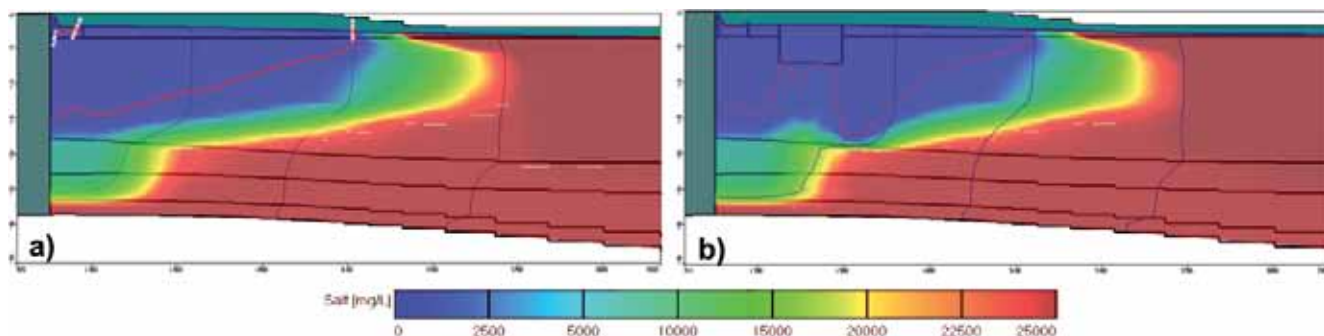


Fig. 8. Risultati delle simulazioni: a) senza lago di cava; b) con il lago di cava; la linea rossa rappresenta l'isoconcentrazione 1100 TDS (mg/L).

Simulations results: a) without the quarry; b) with the quarry lake; red line is the isoconcentration 1100 TDS (mg/L).

confermano il modello idrogeologico concettuale che prevede la presenza, all'interno dell'acquifero, di una lente di acqua dolce allungata secondo la direzione del sistema paleoalveo/canale sovrapposta ad un originario strato di acqua salata/salmastrea. Allontanandosi dall'asse del paleoalveo, a causa di condizioni di maggior confinamento idrogeologico e della minore permeabilità dei sedimenti, il processo di progressiva sostituzione non è ancora avvenuto, perciò le acque presentano caratteristiche idrochimiche riconducibili agli originari ambienti di deposizione. In tali contesti la transizione tra acque dolci e salate non avviene secondo la tipica forma convessa verso mare, come previsto dalla legge di *Ghyben-Herzberg* (Ghyben, 1888; Herzberg, 1901), ma è una superficie più complessa, da suborizzontale a variamente inclinata in funzione del carico idraulico di acqua "dolce" e della permeabilità dell'acquifero.

La profondità dell'interfaccia risulta particolarmente sensibile all'infiltrazione efficace: poche ore dopo un evento di precipitazione, la tavola d'acqua risale verso il piano campagna ed i valori di EC diminuiscono, poiché l'interfaccia si abbassa per effetto dell'aumento del carico di acqua dolce.

Le particolarità del modello idrogeologico concettuale rendono il processo di modellazione estremamente complesso. Il processo di calibrazione ha permesso una buona riproduzione dell'andamento dei livelli, mentre è risultata più difficoltosa la simulazione dei repentini cambi di conducibilità elettrica in risposta alle precipitazioni, a causa di una discretizzazione temporale troppo ampia per la riproduzione del fenomeno ma dettata dalla necessità di lavorare con tempi-macchina di calcolo ragionevoli.

Ad ogni modo, la comparazione fra le due simulazioni in transitorio su 5 anni (con e senza lago di cava) evidenzia un leggero allargamento in senso verticale della zona di transizione al di sotto del lago (Fig. 8). Questo fenomeno può essere spiegato da un abbassamento medio del livello di falda per effetto dell'evaporazione diretta dalla superficie del lago, evento che verrebbe contrastato solamente in parte dall'aumento della

ricarica laterale di acqua dolce dovuto all'instaurarsi di un maggiore gradiente idraulico tra canale e lago.

Poiché il canale garantisce comunque un fonte costante di acqua dolce, in grado di contrastare la completa salinizzazione del lago di cava e della porzione di acquifero oltre il lago stesso, si può concludere che l'escavazione di sabbia nell'area oggetto di studio non comporta particolari criticità ambientali se realizzata al di sopra della zona di transizione tra acque dolci ed acque salate.

I risultati derivanti dal monitoraggio e dalla modellazione numerica rappresentano un valido contributo alla comprensione del flusso sotterraneo a densità variabile negli acquiferi delle pianure costiere. Essi mettono comunque in evidenza la fragilità degli equilibri fra acque superficiali e sotterranee in simili contesti e l'importanza di una gestione integrata di tali risorse, basata sul monitoraggio in continuo e sulla simulazione a scopo revisionale dei processi.

Bibliografia

- ALLEY W. M. (1984) – *On the treatment of evapotranspiration, soil moisture accounting, and aquifer recharge in monthly water balance models*. Water Resources Research, 20 (8), 1137-1149.
- BONDESAN M. (1985) – *Quadro schematico dell'evoluzione geomorfologica olocenica del territorio costiero compreso tra Adria e Ravenna*. Atti Tavola rotonda "Il Delta del Po-Sezione Geologica-Bologna 24 Novembre 1982", 21-36, Acc.Sc.Ist.Bologna, Tip.Compositori, Bologna.
- BONDESAN M. (1990) – *L'area deltizia padana: caratteri geografici e geomorfologici*. "Il Parco del Delta del Po – studi ed immagini – Vol. I – L'ambiente come risorsa", 9-48, Spazio Libri Ed., Ferrara, Offset Invicta, Padova.
- BONDESAN M., GIOVANNINI A. (1994) – *Evoluzione geomorfologica della pianura costiera fra Codigoro e Comacchio (Ferrara)*. Ann. Univ. Ferrara, sez. Scienze della Terra, 5 (3), 27-38.

- BRIGGS I.C. (1974) – *Machine Contouring Using Minimum Curvature*. Geophysics, 39 (1), 39-48.
- CASTIGLIONI G.B., BIANCOTTI A., BONDESAN M., CORTEMIGLIA G.C., ELMI C., BAVERO V., GASPERI G., MARCHETTI G., OROMBELLI G., PELLEGRINI G.B., TELLINI C. (1999) – *Geomorphological map of the Po plain, Italy, at scale of 1:250.000*. Earth Surf. Process, Landforms, 24, 1115-1120.
- HILL M.C. (1997) – *Preconditioned Conjugate-Gradient 2 (PCG2): a computer program for solving Groundwater Flow equations*. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 90-4048.
- DOHERTY J. (2001) – *PEST-ASP User's Manual*. Watermark Numerical Computing, Brisbane, Australia.
- GUO, W. LANGEVIN C.D. (2002) – *User's guide to SEAWAT: a computer program for simulation of three-dimensional variable-density ground-water flow*. U. S. Geological Survey Techniques of Water-Resources Investigations, book 6, chap. A7, 77pp.
- LANGEVIN C.D. (2001) – *Simulation of ground-water discharge to Biscayne Bay, south-eastern Florida*. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 00-4251, 127 p.
- LANGEVIN C.D. (2001) – *Simulation of ground-water discharge to Biscayne Bay, south-eastern Florida*. U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 00-4251, 127 p.
- LANGEVIN C. D., SHOEMAKER W. B., GUO W. (2003) – *MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey Modular Ground-Water Model: documentation of the SEAWAT-2000 Version with the Variable-Density Flow Process (VDF) and the Integrated MT3DMS Transport Process (IMT)*. U.S. Geological Survey Open-File Report 03-426, 43 p.
- MCDONALD M. G., HARBAUGH A. W. (1988) – *A Modular Three-Dimensional Finite-Difference Ground-Water Flow Model*. U.S. Geological Survey, Techniques of Water-Resources Investigations, Book 6, Chapter A1.
- VEGGIANI A. (1974) – *Le variazioni idrografiche del basso corso del Po negli ultimi 3000 anni*. "Padusa", Boll. del Centro Palesano di Studi Storici Archeologici ed Et-nografici, 10 (1-2), 39-60.
- ZHENG C., WANG P.P. (1999) – *MT3DMS: A modular three-dimensional multispecies model for simulation of advection, dispersion and chemical reactions of contaminants in groundwater systems*. Documentation and User's Guide, Contract Report SERDP-99-1, U.S. Army Engineer Research and Development Center, Vicksburg, MS (USA).