

ALMA MATER STUDIORUM
UNIVERSITÁ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE
Corso di Laurea Magistrale in Analisi e Gestione dell'Ambiente

**VALUTAZIONE DELLE INTERAZIONI TRA FIUMI
UNITI (RAVENNA) ED ACQUIFERO USANDO IL
CALORE COME TRACCIANTE**

Tesi di Laurea in Idrologia ambientale

Relatore:
Prof. Marco Antonellini

Laureanda:
Graziana Paradiso

Correlatori:
Dott. Nicolas Greggio
Dott.ssa Beatrice Maria Sole Giambastiani

Il sessione
ANNO ACCADEMICO 2014-2015

INDICE

1. INTRODUZIONE.....	1
2. INQUADRAMENTO DELL'AREA STUDIO.....	8
2.1 Inquadramento geografico e territoriale.....	8
2.1.1 Geologia e geomorfologia.....	9
2.1.2 Stratigrafia superficiale.....	10
2.2 Assetto idrologico.....	12
2.2.1 Fiumi Uniti.....	13
2.2.2 Torrente Bevano.....	14
2.3 Assetto idrogeologico.....	16
3. MATERIALI E METODI.....	21
3.1 Attività di campagna.....	21
3.2 Attività di laboratorio.....	24
3.3 Modellazione numerica.....	24
3.3.1 <i>Modflow</i>	25
3.3.1.1 Creazione del modello nell'area di studio.....	28
3.3.1.2 Implementazioni del modello.....	35
3.3.2 <i>PMPATH</i>	37
3.4 Dati da fonti esterne.....	39
4. RISULTATI E DISCUSSIONE DATI.....	41
4.1 Profili di temperatura teorici.....	41
4.2 Profili di temperatura misurati.....	47
4.3 Confronto tra profili termici.....	54
4.4 Approfondimento sul pozzo P18N.....	59
4.5 Variazione della tavola d'acqua.....	65
4.6 Output del modello.....	66

	Indice
4.6.1 Scenario 1.....	66
4.6.2 Scenario 2.....	68
4.6.3 Scenario 3.....	71
4.6.4 Confronto tra gli scenari.....	74
4.6.5 Osservazioni sul modello.....	75
4.7 Coerenza tra i risultati ottenuti.....	75
5. CONCLUSIONI.....	77
Bibliografia e sitografia.....	79

1 - INTRODUZIONE

I corpi d'acqua superficiali rappresentano la manifestazione più diretta di un più ampio sistema idrico integrato che va a costituire il “paesaggio idrologico” di una determinata zona: ciò implica, nell'analisi del sistema fluviale, un'integrazione delle interazioni che il fiume instaura con l'acquifero sottostante (Di Lorenzo et al., 2007).

I corsi d'acqua interagiscono con le acque sotterranee in quasi tutti i tipi di paesaggio; tale interazione ha luogo comunemente in tre possibili modalità: il fiume può ricevere acqua dall'acquifero attraverso il suo letto (deflusso sotterraneo) (**Fig. 1.1 A**), può cedere acqua all'acquifero attraverso il suo letto (**Fig. 1.1 B**), oppure possono presentarsi entrambe le situazioni a seconda del regime fluviale (susseguirsi di piene e magre) (Winter et al., 1998). É stato ampiamente riconosciuto che alcuni corsi d'acqua superficiali dipendono in modo imprescindibile dal *base flow* (deflusso sotterraneo) (Boulton & Hancock, 2006), chiamata così la quantità d'acqua del fiume derivante dall'emersione sub-alveo dell'acqua sotterranea: proprio per questa ragione, i medesimi fiumi sono stati definiti *groundwater-dependent*.

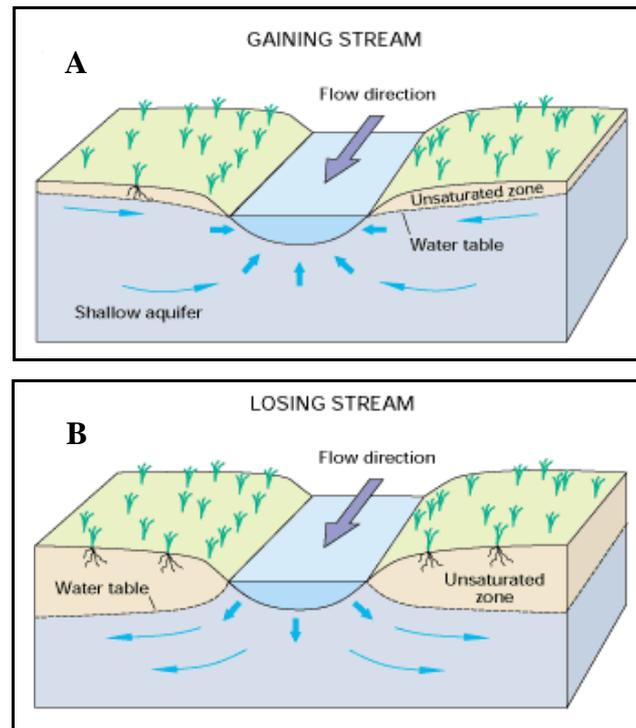


Fig. 1.1 - A) Fiume che riceve acqua dall'acquifero; B) fiume che cede acqua all'acquifero.

Affinché l'acquifero possa scaricare acqua nel fiume, è necessario che l'altezza della falda in prossimità del fiume sia superiore alla quota della superficie del corso d'acqua; al contrario, per permettere al fiume di far filtrare l'acqua nell'acquifero, l'altezza della tavola d'acqua in prossimità del corso d'acqua deve essere inferiore alla quota della superficie del fiume: ne consegue che il prelievo dai fiumi può abbassare il livello di falda, e che un pompaggio eccessivo dalla falda può diminuire l'acqua presente nei fiumi e nei laghi. Dal punto di vista qualitativo, invece, l'inquinamento delle acque superficiali può causare un peggioramento della qualità della falda e viceversa; nonostante ciò, per molto tempo le risorse delle acque sotterranee e delle acque superficiali sono state considerate e gestite come due entità a sé stanti, anche se in realtà questi due corpi d'acqua rappresentano le componenti di un'unica grande risorsa, e qualsiasi genere di impatto su una delle due andrà ad influire inevitabilmente sulla quantità o sulla qualità dell'altra (Fleckenstein et al., 2010).

L'interazione tra acquiferi e laghi viene studiata sin dagli anni '60 a causa delle preoccupazioni legate all'eutrofizzazione e alle piogge acide, mentre i primi studi che collegano le dinamiche idrologiche dell'interazione acque sotterranee-acque superficiali con le funzioni ecologiche e i processi biogeochimici risalgono agli anni '80 (Sophocleous, 2002); dagli anni '90 sono aumentate notevolmente le attività di ricerca riguardo l'interazione fiume-acquifero nell'ambito di discipline come l'idrologia e l'ecologia: Brunke e Gonser (1997) enfatizzano molto l'importanza ecologica della zona iporeica, sottolineando il complesso legame esistente tra l'idrologia e l'ecologia, tanto che questo nuovo e multidisciplinare interesse ha fatto accrescere la consapevolezza dell'importanza di tale connessione per le funzioni ecologiche, sia nelle zone ripariali che in altri ecosistemi dipendenti dalle acque sotterranee.

L'interazione tra corpi idrici superficiali e le falde acquifere è oggetto di interesse anche in materia di legge e gestione ambientale: la direttiva europea 2000/60/CE, comunemente definita Water Framework Directive (WFD), recepita in Italia con il D.lgs. 152/99 e successivamente abrogata dal D.lgs. 152/2006, attuata anche dalla Regione Emilia Romagna attraverso il Piano di Tutela delle Acque (RER 2005), richiede che entro il 2016 tutti i corpi idrici raggiungano uno stato di qualità "buono", per cui è necessaria una gestione integrata dei corpi idrici superficiali e sotterranei che esige un miglioramento delle conoscenze dei processi di interazione fra i due sistemi.

Questa nuova percezione delle interazioni tra acque sotterranee e superficiali ha gettato le basi per nuove sfide a ricercatori e manager, non solo per la gestione della quantità e della qualità dell'acqua, ma anche per la salvaguardia delle acque sotterranee da cui dipendono gli ecosistemi e gli habitat ripariali e le zone umide, una connessione scoperta soltanto di recente: in un workshop del 1994 Jack Stanford definisce le aree ecotonali come "*hot spot* della diversità di paesaggio" a causa della diversità degli habitat presenti nelle aree di transizione.

La zona iporeica rappresenta un insieme composito dell'ecosistema fluviale e di quello sotterraneo, essendo essa l'interfaccia tra questi due compartimenti (**Fig. 1.2**).

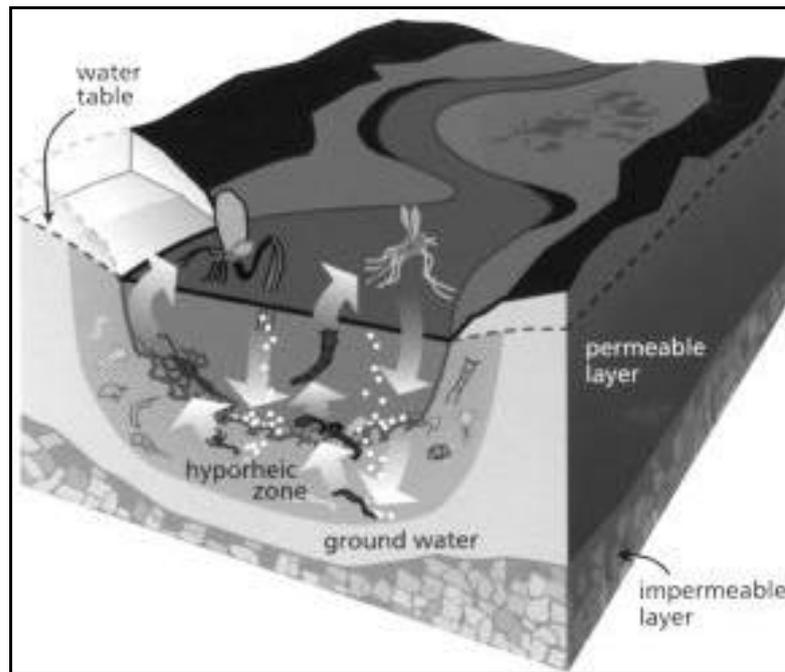


Fig. 1.2 - La zona iporeica.

Sono diverse le funzionalità che possiede la zona iporeica (EPA, 1999):

- rappresenta un “cuscinetto chimico” perché il suo sedimento può intrappolare inquinanti organici e detriti che altrimenti passerebbero dalle acque superficiali a quelle sotterranee tramite ricarica, alterando la qualità dell’acquifero; inoltre, i batteri presenti nel suddetto sedimento hanno la capacità di catalizzare reazioni che possono cambiare le sostanze chimiche in una forma meno tossica o in sostanze nutritive disponibili;
- ha la capacità di ridurre le piene poiché funge da *bank storage*: durante intense precipitazioni o rapido scioglimento delle nevi, l’acqua che penetra nell’acquifero fluviale sottostante la zona riparia scorrerà nel sottosuolo e riemergerà successivamente in altre zone, mitigando gli effetti dei picchi di piena (Winter et al 1998, McMastin 1996, Brunke & Gonser 1997);

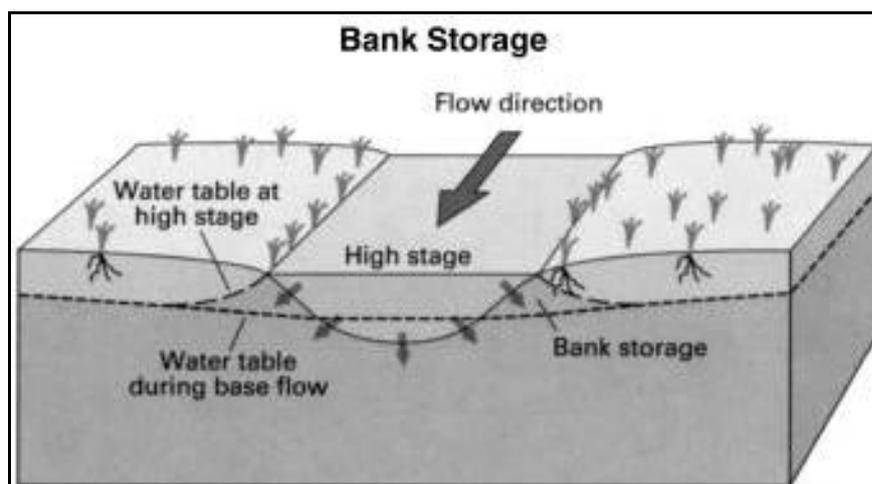


Fig. 1.3 - Azione del bank storage.

- crea preziosi habitat per micro-organismi, macro-invertebrati e pesci: ad esempio, la deposizione di ghiaia in una piana alluvionale genera una fitta rete di vuoti connessi idraulicamente tra loro, un ambiente capace di ospitare una fauna ricca e diversificata (Brunke & Gonser 1997; Gibert et al. 1997; Stanford 1994);
- l'interazione acque superficiali-acque sotterranee gioca un ruolo fondamentale anche dal punto di vista del nutrimento, dato che la zona iporeica rappresenta l'habitat del macrobenthos, importante risorsa di cibo per i pesci.

Comunemente le attività umane e l'intervento antropico influenzano l'interazione tra acque superficiali e acque sotterranee (Winter et al., 1998): lo sviluppo di tecniche agricole va a modificare i processi di infiltrazione e di ricarica dell'acquifero; l'uso di pesticidi e fertilizzanti per i terreni coltivati provoca l'aumento della concentrazione di inquinanti nella risorsa idrica; gli scarichi diretti provenienti da impianti di depurazione aggiungono carichi di diversi contaminanti capaci di influenzare fortemente la qualità dei flussi fluviali anche per lunghe distanze; la rimozione della vegetazione per far posto alla crescita urbana provoca la diminuzione dell'evapotraspirazione e dell'infiltrazione e aumenta il ruscellamento superficiale e l'erosione del suolo.

Ancora oggi gli scienziati e gli studiosi si occupano della ricerca per lo sviluppo di strumenti tecnici per valutare l'interconnessione tra fiume e acquifero; tuttavia, i dispositivi per questo tipo di rilevamento sono spesso costosi o piuttosto complessi da utilizzare; in questo ambito possono essere utilizzate le sonde che misurano il cambiamento di temperatura, che indica l'influenza reciproca delle acque sotterranee e di quelle superficiali: tali sonde, infatti, sfruttando il calore, che è un ottimo tracciante, risolvono i problemi dei costi elevati e della difficoltà nell'adoperarle.

La zona presa in esame per il presente studio di tesi rappresenta la sede di molteplici attività economiche (agricoltura, industria, estrazione di idrocarburi, turismo), che, all'inizio del secolo scorso, erano basate prevalentemente sull'agricoltura e sulla pesca; oggi, invece, lo sviluppo economico è fortemente incentrato sull'industria turistica: ciò comporta che nei mesi estivi, periodo già particolarmente povero d'acqua, si riscontri un'elevatissima domanda di risorsa idrica, unita ad una conseguente concentrazione di scarichi civili, fonti di un ulteriore inquinamento dei fiumi. In questo contesto, è necessario ampliare la comprensione delle interazioni fiume-acquifero per lo sviluppo di una gestione e una politica efficaci della risorsa acqua, specialmente a fronte dei seguenti problemi:

- alterazione della qualità delle acque sotterranee, influenzata, come già accennato, dai corpi idrici superficiali;
- effetti sull'ambiente acquatico derivanti dal mescolamento tra acque sotterranee e superficiali, il quale provoca un'alterazione di fattori quali acidità, temperatura, ossigeno disciolto;
- eccessivo sfruttamento delle falde acquifere, la cui principale conseguenza è la salinizzazione delle stesse.

Lo scopo di questa tesi è proprio quello di comprendere se esiste, e in tal caso, che grado di interazione sussiste tra i Fiumi Uniti e l'acquifero costiero ravennate. Si cerca di raggiungere questo scopo attraverso due diversi approcci: le misure dirette di profili termici in pozzo e lo sviluppo di una modellistica numerica

dell'area indagata. Attraverso l'analisi di profili termici elaborati da misure termometriche in quattro piezometri preesistenti, posizionati a diversa distanza dal corso d'acqua in questione, si intende ricavare delle informazioni riguardo i flussi idrici sotterranei dal confronto tra i profili termici teorici e quelli ottenuti attraverso il monitoraggio in campagna. Mediante la modellazione numerica dell'area nei pressi dei Fiumi Uniti, in cui è presente anche uno dei piezometri considerati in questo studio (P18N), sarà possibile ottenere una stima dei flussi sotterranei dal fiume verso l'acquifero della zona di riferimento.

2 - INQUADRAMENTO DELL'AREA STUDIO

2.1 *Inquadramento geografico e territoriale*

L'area di studio ha come oggetto l'acquifero costiero sabbioso ravennate e due dei corsi d'acqua con cui esso interagisce: i Fiumi Uniti e il Torrente Bevano. Risulta complesso tracciare esattamente i confini della zona in cui avviene l'interazione tra acque superficiali e acque sotterranee, sebbene l'effetto di tale interazione sia normalmente localizzata in un'area circoscritta in prossimità dell'alveo; tuttavia si può dire che l'area di studio, localizzata a Sud della città di Ravenna, è compresa tra Lido di Dante e Lido di Classe e si estende nell'entroterra per circa 6 km (**Fig. 2.1**).

Per quanto riguarda l'altimetria, tutta la zona si trova al livello o al di sotto del livello del mare a causa della forte subsidenza che interessa il sistema ambientale costiero emiliano-romagnolo, indebolito dall'erosione marina e dall'azione dell'uomo, per cui si registra un'oscillazione tra i 5 m s.l.m. in corrispondenza dei cordoni dunosi più recenti e i -4 m s.l.m., raggiunti nei campi di coltivazione: a causa di questo forte abbassamento del piano campagna, l'area studio viene sottoposta a drenaggio meccanico mediante l'utilizzo di idrovore, in modo tale da garantire il mantenimento del franco di coltivazione.

La zona così individuata ha un'estensione di circa 50 km² e, oltre ad interessare marginalmente l'abitato di Porto Fuori, ricade proprio all'interno del "Parco Regionale del Delta del Po", istituito con la legge regionale 2 luglio 1988, n. 27 e operativo dal 1996: quest'area, grazie al suo elevato valore naturalistico, è stata riconosciuta sia dalla Convenzione di Ramsar che dall'UE come aree SIC/ZPS. Il resto del territorio ha una forte connotazione agricola, dedicata soprattutto alla produzione di frutta e seminativo.

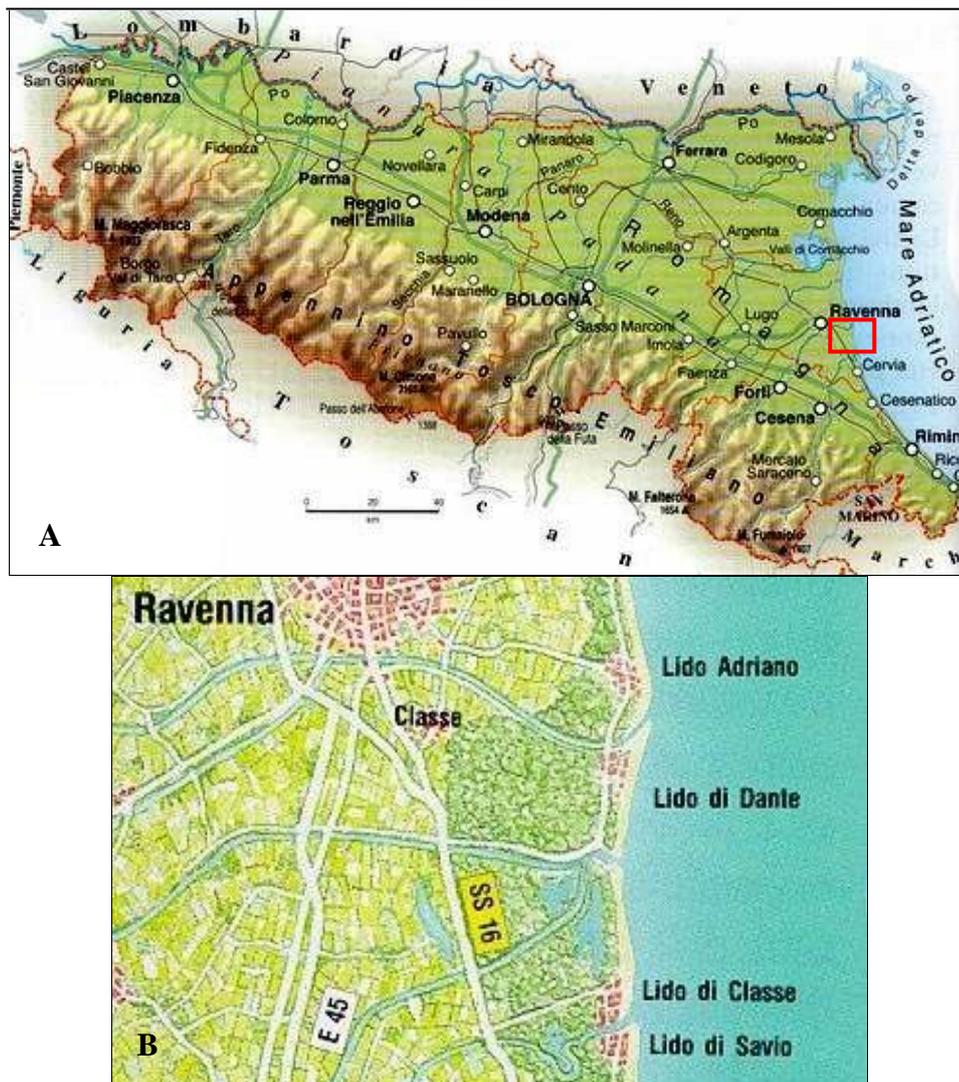


Fig. 2.1 - A) Carta geografica dell'Emilia Romagna: nel riquadro l'area di indagine; B) carta della costa romagnola dell'area studio.

2.1.1 Geologia e geomorfologia

Per quanto riguarda l'inquadramento geologico, l'area studiata ricade all'interno della pianura costiero romagnola, la porzione più a sud est della piana del fiume Po. Questa pianura alluvionale è stata generata, tra l'Oligocene e il Miocene, dalla fossa impostasi grazie all'emersione della catena appenninica e alla presenza di quella alpina, e successivamente si è evoluta attraverso fasi alternate di deposizione ed erosione. Durante la glaciazione Würmiana (70000-18000 anni b.p.) (Van Husen, 2004) il livello del mare si è abbassato progressivamente fino a 100 m rispetto all'attuale livello del mare, permettendo all'Alto Adriatico di diventare un'ampia pianura alluvionale. Dopo la fine dell'ultima glaciazione, il

livello del mare è aumentato gradualmente grazie ad un miglioramento climatico ed al conseguente scioglimento dei ghiacci; successivamente a questo evento trasgressivo, chiamato Flandriano, è stato raggiunto un Optimum climatico (5500 anni b.p.), in seguito al quale la linea di costa è arretrata nelle aree più depresse dell'attuale pianura ravennate e del delta padano fino a circa 20 km all'interno rispetto alla posizione attuale (Bondesan et al., 1995). Infine, negli ultimi 2000 anni si sono verificate diverse oscillazioni del livello del mare, oltre a fenomeni di subsidenza, che hanno permesso alla linea di costa di avanzare ed arretrare in modo alternato: ciò ha portato alla trasformazione di ambienti di cordone dunoso in zone palustri di acqua dolce e infine di laguna salmastra, con deposizione di argille.

L'evoluzione di questo tratto di piana alluvionale è stata completata anche dalla subsidenza: questo fenomeno, dovuto a cause tettoniche profonde e compattazione dei sedimenti plio-quadernari, è stato, in tempi recenti, accentuato fortemente da cause antropiche, come l'estrazione di fluidi dal sottosuolo; inoltre gli interventi di arginatura e controllo dei corsi d'acqua hanno ridotto notevolmente gli apporti di sedimenti nella zona costiera, permettendo il prevalere dell'erosione a scapito dell'avanzamento della linea di costa.

2.1.2 Stratigrafia superficiale

La sequenza trasgressivo-regressiva più recente della pianura Padana sud orientale viene esplicitata dalla **Fig. 2.2** (Amorosi et al., 2005), che mostra come i depositi olocenici dell'area interessata possono essere suddivisi in 8 cicli minori, aventi ciascuno la propria parasequenza.

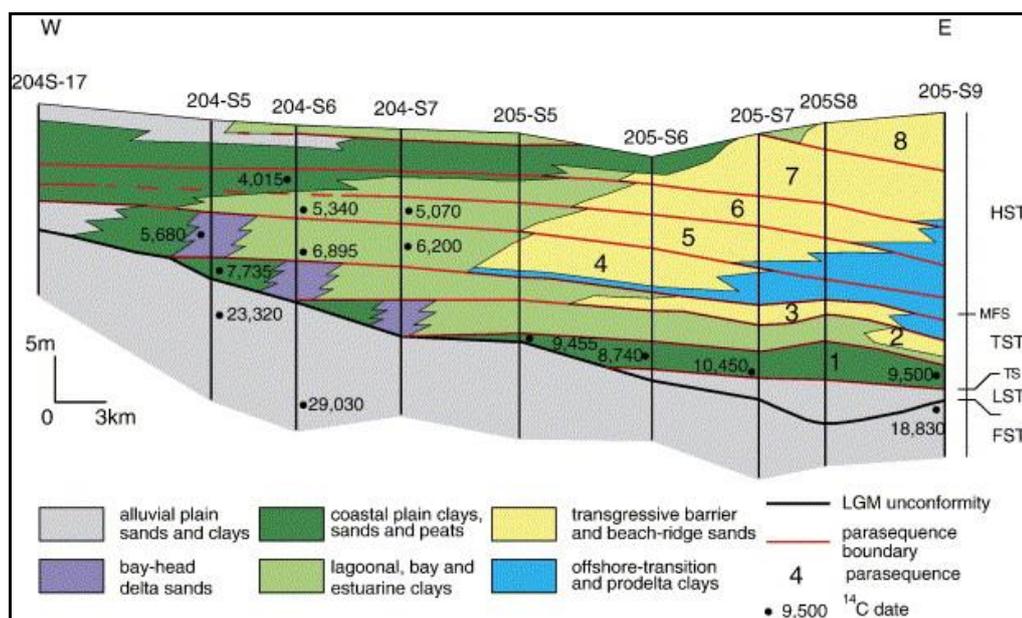


Fig. 2.2 - Sezione trasversale stratigrafica della sequenza trasgressivo-regressiva della pianura Padana sud orientale (Amorosi et al., 2005).

Attraverso le indagini stratigrafiche (Aquater, 1988) è stato possibile creare un modello geologico superficiale (Veggiani et al., 1974), che considera i primi 30 m dal piano campagna, in grado di rappresentare una sezione trasversale alla linea di costa che parte dalla città di Ravenna fino a Marina Romea, nei pressi del mare: tale modello è stato preso come esempio rappresentativo dell'area studio (**Fig. 2.3**).

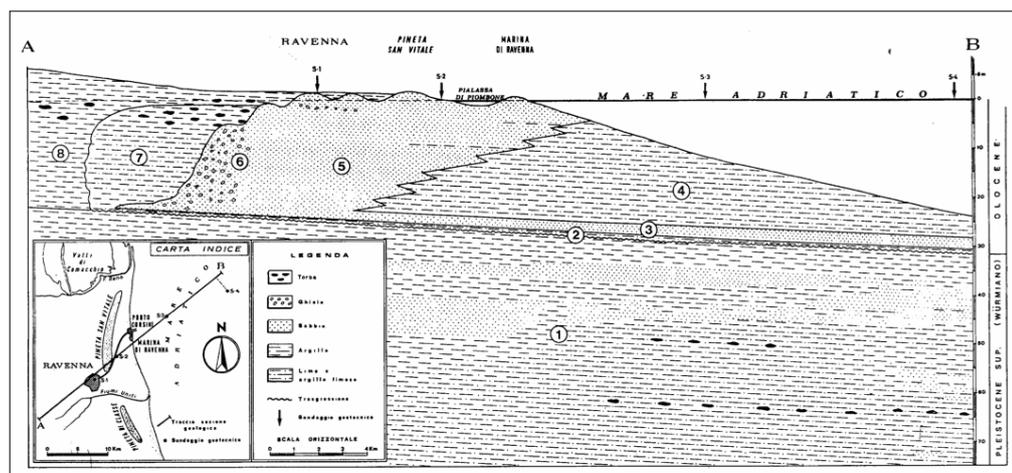


Fig. 2.3 - Sezione geologica dei sedimenti recenti della pianura ravennate (Veggiani et al., 1974).

Rilevante peculiarità della sezione è la presenza di due corpi sabbiosi: uno superficiale, sede della falda freatica e spesso circa 10 m, e uno più profondo, avente uno spessore di circa 1-2 m, separati tra di loro da una sequenza di limi argillosi e sabbiosi. Al di sotto del corpo sabbioso più profondo sono presenti sedimenti precedenti alla trasgressione olocenica costituiti da limi argillosi e argille limose intercalati da sabbie in depositi lenticolari. All'interno di questi primi 10 m di sezione si individuano delle intercalazioni di limi sabbiosi all'interno di sabbie fini, a differenza della porzione più profonda, tra i 10 e i 26 m, in cui i limi argillosi diventano la tessitura via via più importante, fino a raggiungere le dimensioni dei limi sabbiosi. La parte inferiore di questi depositi è rappresentata da sabbie fini con intercalazioni limose che rappresentano la parte più permeabile di un acquifero confinato e testimoniano l'avvenuta trasgressione olocenica.

Nell'ultima porzione, che va dai -25 ai -30 m di profondità, si trovano i terreni continentali precedenti alla trasgressione olocenica, caratterizzati in massima parte da argille limose e limi argillosi con intercalazioni di limi sabbiosi e sabbie limose, riconducibili a depositi di esondazioni fluviali.

2.2 Assetto idrologico

L'assetto idrologico della pianura ravennate è particolarmente complesso a causa della presenza di numerosi corpi idrici che si differenziano tra loro sia per origine che per uso.

Nell'area di nostro interesse ricadono due corsi d'acqua, i Fiumi Uniti e il Torrente Bevano (**Fig. 2.4**), a loro volta legati ad una fitta rete di canali che compone il reticolo di bonifica.

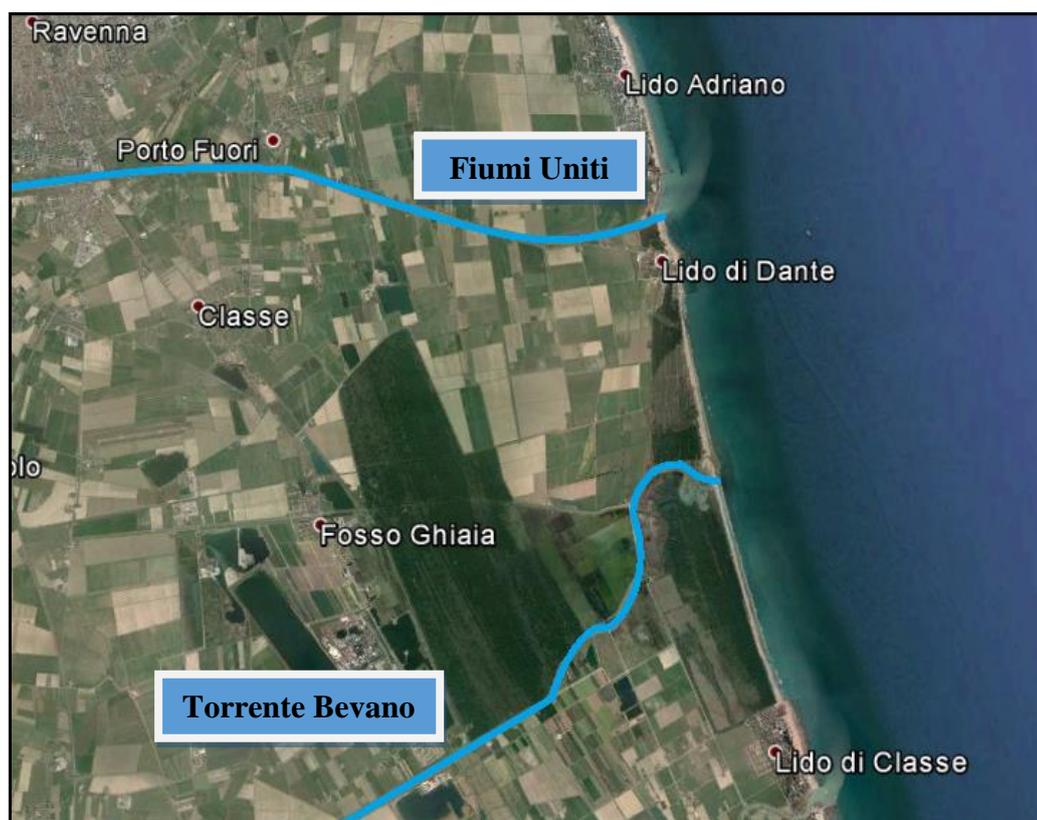


Fig. 2.4. - Corsi d'acqua a Sud di Ravenna (tratta da Google Earth).

2.2.1 Fiumi Uniti

I Fiumi Uniti sono un corso d'acqua avente una lunghezza di 12 km e una portata media pari a $10 \text{ m}^3/\text{s}$; il nome è dovuto al fatto che nasce dalla confluenza dei suoi due affluenti, Ronco e Montone, nei pressi di Ravenna, fino a sfociare nel Mar Adriatico.

Il Ronco, intorno al 1260, e il Montone, intorno al 1320, hanno accerchiato la città di Ravenna rispettivamente a sud e a nord-ovest (**Fig. 2.5**); la notevole vicinanza di questi corsi d'acqua alla città ha rappresentato per quest'ultima un forte rischio idraulico: le disastrose esondazioni subite da Ravenna sono state quelle del 1636, 1651, 1693, 1700 e 1715, di cui la prima quella più rovinosa, in cui la città fu sommersa da due metri d'acqua.



Fig. 2.5 - Pianta del territorio di Ravenna nel 1604-'05: a N il Montone e a S il Ronco (www.borgomontone.it).

A causa dei gravi danni e dell'elevata pericolosità di questi fenomeni, l'allora legato di Romagna, il cardinale Bartolomeo Massei, fece spostare la confluenza dei due fiumi da 0,5 km a 2 km a sud di Ravenna: questa opera richiese, nel 1731, la realizzazione della chiusa di San Marco, lungo il fiume Montone, dalla quale si sviluppa un canale artificiale che intercetta il fiume Ronco e dal quale prendono vita i Fiumi Uniti.

2.2.2 Torrente Bevano

Il Bevano è un corso d'acqua a regime torrentizio localizzato tra i Fiumi Uniti e il fiume Savio: è lungo 33 km, ha una portata media di 1,5 m³/s e nasce alle pendici del monte Maggio, in provincia di Forlì-Cesena per poi sfociare nel Mar Adriatico. Inoltre questo corso d'acqua viene affiancato da due scoli naturali, l'Acquara e la Bevanella, che confluiscono nel suo alveo nei pressi della Pineta di Classe; in particolare, il Canale Bevanella è un fossato che raccoglie le acque di scolo di zone agricole di Casemurate e San Zaccaria della provincia di Ravenna, funge da canale di bonifica e poi sfocia a mare in un estuario circondato da una costa incontaminata, arricchita da pinete, dune sabbiose, anse abbandonate dal corso d'acqua e zone umide, come l'Ortazzino.

La peculiarità della foce di questo torrente risiede nel fatto che rappresenta l'unico estuario meandriforme dell'alto Adriatico che è libero di evolversi naturalmente: per questa ragione, la zona di foce è classificata e tutelata come Zona Ramsar, SIC, "Riserva naturale Duna costiera ravennate e foce torrente Bevano", stazione del Parco Regionale del Delta del Po (Emilia-Romagna), zona di vincolo idrogeologico.

Il corso d'acqua si conclude con un grande meandro, il cui ultimo tratto tende a migrare verso nord (**Fig. 2.6**): questa morfologia peculiare rappresenta il risultato delle continue modificazioni avvenute negli ultimi 50 anni ad opera di processi marini dominanti e di un regime fluviale di bassa energia. La migrazione di questo tratto di foce ha provocato l'erosione della pineta retrostante e delle dune presenti sul lato a nord della foce, situazione aggravata ulteriormente dal faticoso smaltimento delle acque di piena verso mare.



Fig. 2.6 - Fotografia dall'alto della foce del Torrente Bevano.

Dal 2006 al 2008 sono stati applicati, in quest'area, diversi interventi atti a favorire il deflusso delle piene, salvaguardare il cordone dunoso e della zona protetta retrostante, contrastare l'intrusione salina: successivamente alla creazione

di tali opere, l'erosione si è arrestata e i pericoli di allagamento si sono fortemente ridotti.

2.3 Assetto idrogeologico

Sono tre le diverse categorie in cui sono classificati gli acquiferi padani, distinti tra di loro per spessore, profondità e produttività idrica (Provincia di Ravenna, 2000): dalla A, che rappresenta l'acquifero più superficiale, fino alla C, il più profondo; ciascun acquifero è separato dagli altri dall'interposizione di acquitardi ed è costituito da diversi complessi acquiferi minori.

La geometria interna e le caratteristiche petrofisiche di ciascuna categoria di acquifero derivano dall'evolversi dei processi tettonici e deposizionali avvenuti nel bacino sedimentario padano.

Ogni acquifero identifica un'unità idrostratigrafica (**Fig. 2.7**) e rappresenta un corpo geologico di una data estensione e sede di un determinato sistema idrologico; questo è costituito da una o più sequenze deposizionali e da un livello geologico basale scarsamente permeabile (acquitardo) o impermeabile (acquitardo) di tipo continuo (R.E.R. & ENI-AGIP 1998).

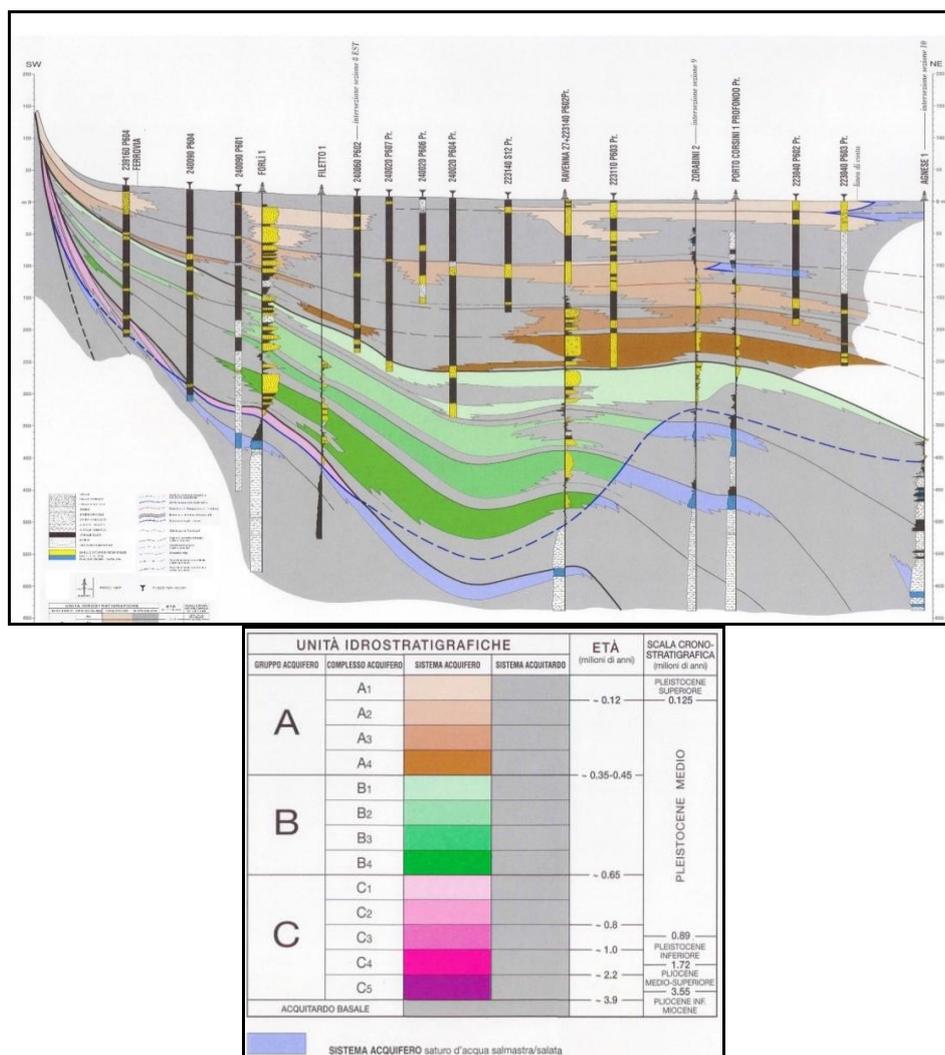


Fig. 2.7 - Sezione idrostratigrafica n° 29. Esagerazione verticale 50x. Servizio Geologico Sismico e dei Suoli webgis (da R.E.R & ENI-AGIP 1998).

Lo sfruttamento degli acquiferi varia in base alle caratteristiche chimico-fisiche dell'acqua che essi contengono, ma anche alla loro profondità: gli acquiferi di categoria A sono quelli più sfruttati perché, essendo i meno profondi, sono facilmente raggiungibili con perforazioni superficiali, e inoltre le acque che trattengono sono classificate come qualitativamente buone; l'acquifero di tipo B viene sfruttato soltanto localmente, mentre quello di tipo C, date le elevate profondità, viene sfruttato di rado.

L'acquifero dell'area studio di interesse rientra nella categoria A ed è costituito dai depositi di pianura costiera che identificano la fascia allineata N-S che costeggia il Mar Adriatico: questi corpi, nella massima parte costituiti da una

porzione sabbiosa (spessa fino a 20 m, a fronte di un acquifero profondo 25-30 m), sono dotati di elevata permeabilità, che però si riduce man mano che aumenta la frazione limosa; la distribuzione di queste sabbie costiere è tabulare alla scala della decina di chilometri (RER, 2003).

Gli studi effettuati sugli acquiferi (RER, 2005) mostrano che la qualità dell'acqua di questi bacini è influenzata dall'infiltrazione di inquinanti e dai meccanismi idrochimici e idrobiologici naturali; tuttavia, il rischio di inquinamento antropico esiste quasi esclusivamente per l'alta pianura, dove, in condizioni di acquifero libero, avviene la frazione più importante della ricarica; invece per la media e bassa pianura, in condizioni di acquifero confinato, la qualità è strettamente connessa ai processi evolutivi naturali delle acque sotterranee, di infiltrazione più antica.

Le acque sotterranee dell'Emilia Romagna sono classificate, dal punto di vista prettamente chimico, ai sensi del D.lgs. n. 152/06 in 5 classi qualitative (da 0 a 5) che tengono in considerazione la pressione antropica e le caratteristiche chimiche delle acque campionate; la quasi totalità delle acque profonde della zona della pianura di Ravenna sono classificate in classe 0, definita come "Impatto antropico nullo o trascurabile ma con particolari facies idrochimiche naturali in concentrazioni al di sopra del valore della classe 3" (RER, 2005); ciò è dovuto alla presenza di elevate concentrazioni di ferro, ammoniaca e talvolta manganese, cloruri, arsenico, riferite presumibilmente al livello di fondo naturale.

Invece l'acquifero freatico superficiale costiero, dal punto di vista dello stato ambientale, rientra nella classe di qualità "scadente" a causa degli inquinanti di origine antropica giunti nel sottosuolo mediante le ricariche e le infiltrazioni provenienti dalla superficie, motivo per cui non viene utilizzato per l'approvvigionamento di acque ad uso potabile.

Un ulteriore fattore da prendere in considerazione per quanto riguarda le caratteristiche dell'acquifero libero è la sua posizione nella zona litoranea: l'intrusione del cuneo salino costiero è un fenomeno che avviene spontaneamente, per cui all'interno dell'acquifero viene a crearsi una zona d'interfaccia tra acqua dolce, più leggera, che scorre verso mare, e acqua salata, più pesante, che si incunea nel bacino idrogeologico dal mare; in questo modo i flussi tra fluidi a

diversa densità e un forte gradiente chimico generano una zona di transizione, principalmente attraverso un processo di diffusione, e in parte attraverso quello di dispersione e mescolamento: si instaura, così, un equilibrio stazionario per l'acquifero, in cui l'acqua dolce scorre verso il mare al di sopra dell'acqua salata senza che avvenga alcun mescolamento (**Fig. 2.8**).

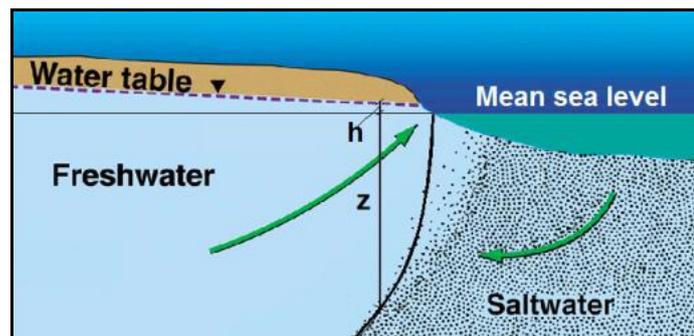


Fig. 2.8 - Sezione costiera di un acquifero.

La profondità a cui si trova l'interfaccia può essere calcolata, conoscendo la quota piezometrica al di sopra della falda freatica, attraverso un'equazione, che descrive in termini matematici il principio di Ghyben-Herzberg (Badon Ghijben W. 1888):

$$z = \frac{\rho_f}{(\rho_s - \rho_f)} h$$

dove:

- z = spessore dell'acqua dolce al di sotto del livello del mare;
- ρ_f = densità dell'acqua dolce (1000 g/l);
- ρ_s = densità dell'acqua salata (1035 g/l);
- h = spessore dell'acqua dolce al di sopra del livello del mare.

Andando a sostituire nell'equazione i valori di densità dell'acqua salata e dell'acqua dolce, si risolve che l'interfaccia si trova, rispetto al livello del mare,

ad una profondità pari a circa 30 volte l'altezza del livello piezometrico: ne consegue che l'abbassamento di 1 cm del livello piezometrico provoca la risalita di circa 30 cm di un cono di acqua salata.

Le conseguenze di questo fenomeno sono piuttosto rilevanti, visto che un piccolo abbassamento del livello piezometrico in zona costiera si manifesterebbe attraverso una salinizzazione dei pozzi freatici e dei terreni; questi rischi, associati in particolar modo alla subsidenza della provincia di Ravenna, dovrebbero essere posti al centro delle politiche di gestione del territorio, in modo tale da conoscerne le cause fisiche e limitarne gli effetti.

3 - MATERIALI E METODI

Le metodologie di lavoro descritte in questo capitolo si basano su attività effettuate contestualmente durante tutta la durata del tirocinio: una effettuata in campagna con cadenza mensile, per la rilevazione dei dati di temperatura su quattro piezometri e su due corsi d'acqua superficiali poco distanti; l'altra in laboratorio, caratterizzata dall'elaborazione dei dati ottenuti durante le uscite e dallo sviluppo di un modello numerico che descrivesse le caratteristiche idrogeologiche dell'area di studio in questione: in particolare, l'obiettivo del modello è quello di simulare l'interazione fiume-acquifero e l'influenza del setto impermeabile che è stato installato con l'obiettivo di abbassare il livello della tavola d'acqua, al fine di limitare il ristagno dell'acqua nei terreni agricoli.

Inoltre, ai fini di questa tesi, sono stati raccolti ulteriori dati da strutture esterne all'Università (Settore Ambiente e Territorio - Provincia di Ravenna e Servizio Tecnico di Bacino-Fiumi Romagnoli), le quali hanno concesso la fruizione di importanti informazioni riguardo i progetti pregressi, necessari per ottenere un quadro idrologico completo dell'area di studio: tali informazioni si riferiscono ai livelli idrometrici dei Fiumi Uniti, ai sistemi di monitoraggio e agli interventi effettuati sull'asta fluviale.

3.1 *Attività di campagna*

La fase di monitoraggio ha avuto una durata di 8 mesi, da marzo ad ottobre 2015; le coordinate dei piezometri usati per il monitoraggio sono indicate nella **Fig. 3.1**: questi piezometri, messi a dimora nel 2010, sono collocati a Nord dei Fiumi Uniti (P16N, P17N, P18N) e a Sud del Torrente Bevano (P14S) (**Fig. 3.2**). Inoltre la temperatura è stata monitorata anche su due corsi d'acqua superficiali: i Fiumi Uniti e il Canale Bevanella.

PIEZOMETRO	EST (m)	NORD (m)	QUOTA PIANO CAMPAGNA (m s.l.m)	PROFONDITÀ POZZO (m)
P16N	763214,43	4921836,14	0,38	12,00
P17N	760805,69	4921582,97	0,87	27,00
P18N	758917,63	4921832,55	0,46	24,00
P14S	762477,43	4913842,10	0,70	25,00

Fig. 3.1 - Informazioni sui piezometri presi in esame (sistema di riferimento UTM-WGS84).



Fig. 3.2 - Posizione dei piezometri (freccie rosse) nell'area di indagine (immagine tratta da Google Earth).

La procedura con cui è stato effettuato il monitoraggio mensile dei parametri utili al presente studio consiste nella misurazione del livello piezometrico mediante l'utilizzo del freatimetro (**Fig. 3.3**). Questo strumento portatile di semplice utilizzo è dotato di un nastro graduato al cui capo è presente una sonda che emette un segnale acustico quando giunge al livello della tavola d'acqua; ciò permette all'operatore di registrare la profondità della tavola d'acqua rispetto al piano campagna, o, come nel nostro caso, alla bocca pozzo, ovvero la parte sommitale del tubo in PVC utilizzato per mettere in sede il piezometro. Registrare la quota della tavola d'acqua è utile per comprendere la variazione stagionale del livello piezometrico della falda e per valutare ulteriormente l'interazione tra fiume e acquifero. In questo studio, inoltre, è un fattore importante per completare il quadro delle caratteristiche dell'area di studio presa in esame nell'ottica della creazione di un modello numerico di simulazione che servirà a capire le dinamiche dei fluidi sotterranei.



Fig. 3.3 - Freatimetro.

Successivamente viene calata all'interno del piezometro la sonda multiparametrica "CTD diver probe" (**Fig. 3.4**), in grado di registrare pressione, temperatura e conduttività elettrica. E' necessario che la sonda, appena dopo l'immersione in acqua, venga lasciata stazionare almeno un minuto, affinché lo strumento si equilibri dopo il brusco cambiamento di temperatura subito col

di flusso; la modellazione numerica dell'acqua sotterranea risolve tale complessità in quanto genera una soluzione approssimata delle equazioni differenziali del moto e permette la simulazione di problemi non descrivibili in modo migliore dai metodi analitici, i quali si occupano di trovare una soluzione esatta all'equazione che governa il sistema, un'operazione tuttavia complicata data la complessità del sistema stesso. Il modello numerico dà la possibilità di tenere conto di diversi parametri, in modo da renderlo quanto più possibile simile alla realtà.

Per realizzare un modello numerico è necessario partire dal modello concettuale del sistema che non è altro che una schematizzazione del problema idrogeologico, basata sull'identificazione dei parametri fisici dell'acquifero, della discretizzazione spaziale e temporale del sistema e delle condizioni al contorno che caratterizzano il sistema (input e output: ricarica superficiale, evapotraspirazione, fiumi, dreni, ecc.).

Una volta creato il modello concettuale, questo deve essere convertito in modello matematico, andando a definire la geometria del dominio e le condizioni al contorno sotto forma di espressioni matematiche.

Per applicare il modello, quindi, bisogna discretizzare lo spazio e il tempo: per il primo si stabilisce la dimensione della cella, suddividendo il dominio in spazi discreti; per il secondo si suddivide l'intervallo temporale in una serie di intervalli di tempo successivi, chiamati *time steps*.

3.3.1 *Modflow*

Per l'applicazione del modello numerico è stato scelto il codice numerico *Modflow* (McDonald, Harbaugh, 1988), un codice di calcolo alle differenze finite sviluppato dall'USGS (United States Geology Survey) per lo studio dei processi di flusso dell'acqua. Nello specifico, tale metodo consente di calcolare le variazioni di carico idraulico per ogni nodo al centro di ogni cella ed il flusso, quest'ultimo calcolato sulle facce di contatto con le celle adiacenti (**Fig. 3.5**). *Modflow* permette di creare la simulazione in regime di flusso stazionario, in cui il carico idraulico rimane costante nel tempo, o in regime di flusso transitorio, nel quale le condizioni al contorno (o *boundary conditions*) possono essere variate ad ogni *time step* per meglio rappresentare la complessità dei sistemi reali, La

versatilità del codice di calcolo, la possibilità di interazione con diversi pacchetti aggiuntivi, la disponibilità di interfacce per *pre-* e *post-processing* dei dati rendono *Modflow* uno strumento particolarmente potente per i suoi utenti.

A ciascuna cella vengono assegnate delle condizioni e delle proprietà che vengono considerate omogenee all'interno di essa e attribuite al nodo; ciascun nodo è convenzionalmente indicizzato attraverso le lettere i, j, k che rappresentano i valori associati rispettivamente a righe, colonne e livelli in cui è suddiviso il dominio del modello (o *mesh*).

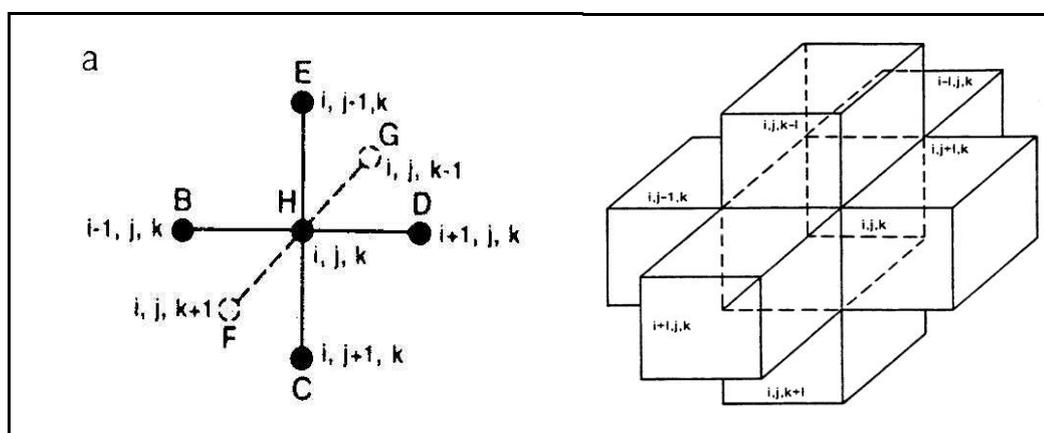


Fig. 3.5 - Nodi di riferimento di un elemento tridimensionale a differenze finite e celle corrispondenti in cui viene discretizzato il dominio del modello.

Come già accennato precedentemente, la discretizzazione spaziale del dominio consiste nella creazione di una griglia, detta *grid*, con elementi di dimensioni finite, detti *grid cells*, che vada a rappresentare nel migliore dei modi la geometria dell'acquifero di interesse (Cerbini & Gorla, 2004) (**Fig. 3.6**).

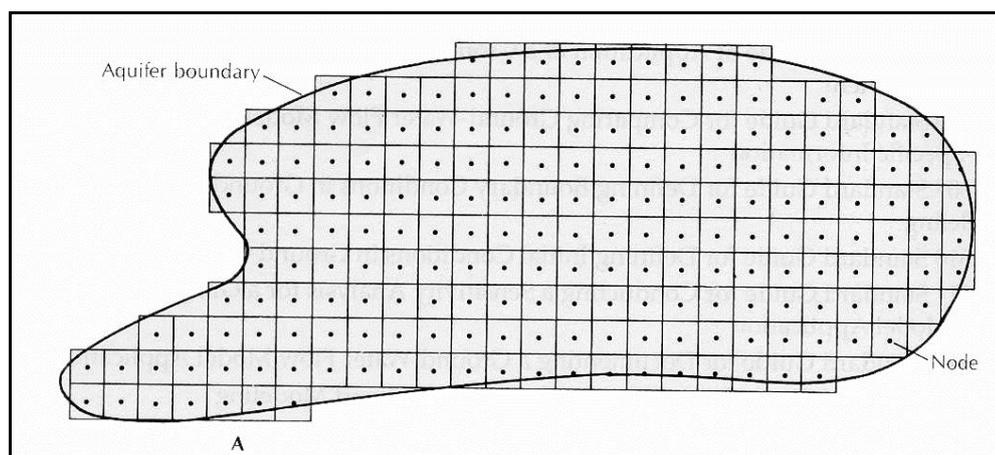


Fig. 3.6 - Schematizzazione dell'acquifero con una griglia (grid) a blocchi centrati con il metodo alle differenze finite (Fetter, 2001).

La griglia è formata da un insieme di nodi interconnessi per ciascuno dei quali viene calcolato il carico idraulico; dal punto di vista matematico, definisce le basi di una matrice di equazioni che devono essere risolte. Questo tipo di griglia viene definita *body-centered* (a corpo centrato) in quanto i limiti al contorno sono posizionati sul bordo della cella e le altezze piezometriche si trovano, invece, al nodo.

Per quanto riguarda la discretizzazione temporale, *Modflow* ha la possibilità di simulare il flusso idrodinamico sia in modalità *steady state* (stazionario) che *transient* (transitorio): il calcolo a regime stazionario (che è stato utilizzato in questo studio) prevede, data una situazione iniziale di carico piezometrico e considerate costanti condizioni al contorno implementate nel modello, il raggiungimento di uno stato di flusso costante nel tempo; invece, in modalità *transient* la procedura di calcolo automatico divide il tempo di simulazione in *stress periods*, a loro volta divisi in intervalli di tempo, o *time steps*, per una maggiore accuratezza del calcolo matematico. La scelta degli intervalli discreti, indicati con Δt , è un passaggio fondamentale, dato che determina ogni quanto tempo il sistema di equazioni viene riformulato anche sulla base degli input del modello.

3.3.1.1 Creazione del modello nell'area di studio

L'area di studio che è stata modellizzata è ubicata nei pressi di Porto Fuori, a sud-est della città di Ravenna. Si è scelta questa zona, caratterizzata essenzialmente da terreni ad uso agricolo, soprattutto per la vicinanza del piezometro P18N ai Fiumi Uniti, distanti circa 300 m; inoltre è stata scelta per la presenza di un setto impermeabile presente all'interno dell'argine del corso d'acqua e per la completezza dei dati al contorno (specialmente i dati idrometrici), utili per ottimizzare la modellazione e la calibrazione.

La **Fig. 3.7** rappresenta la sezione verticale dell'area di studio scelta per il modello; il profilo è trasversale ai Fiumi Uniti, e attraversa un canale di drenaggio a circa 314 m dal fiume. Il piezometro P18N si trova a circa 320 m dal fiume e a circa 6 m dal canale di drenaggio; inoltre, nell'argine interno del fiume è presente una barriera impermeabile che verrà anche implementata nel modello.

Il modello concettuale consiste in una sezione rettangolare di 320 m di lunghezza e 14 m di profondità (**Fig. 3.8**).



Fig. 3.7 - Localizzazione del piezometro P18N (indicato dalla freccia rossa), in giallo il transetto AB in pianta (immagine tratta da Google Earth).

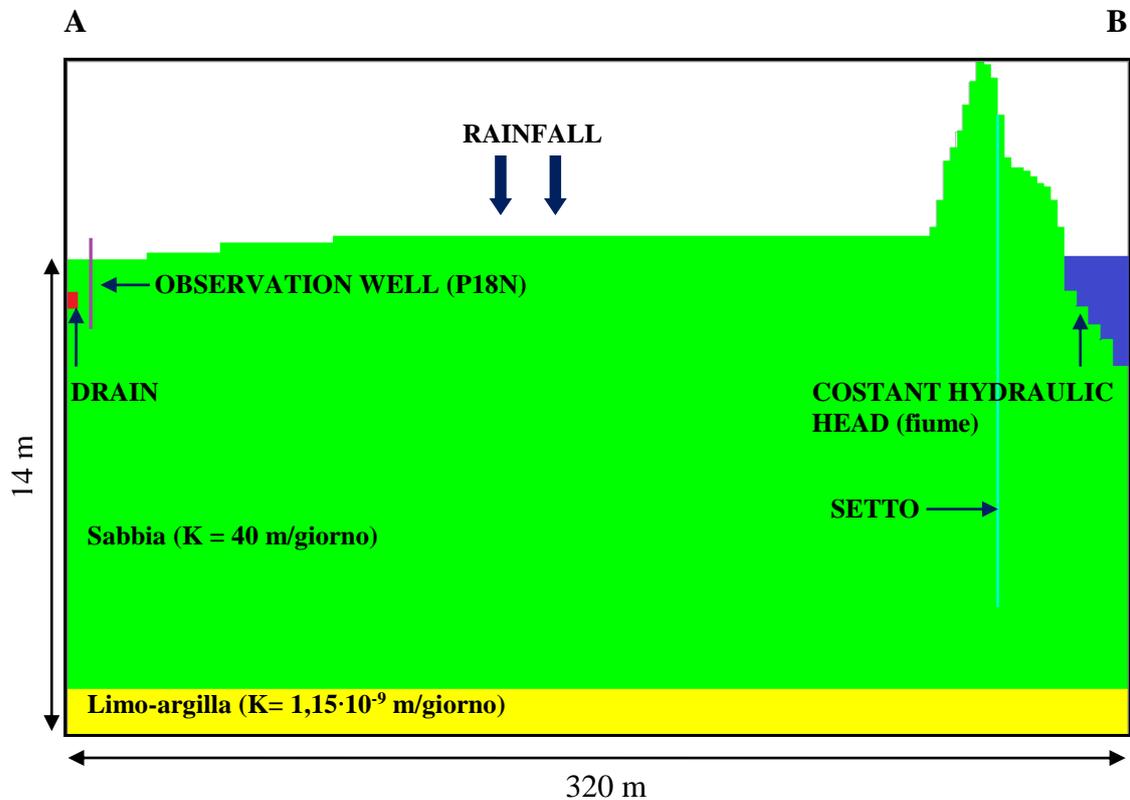


Fig. 3.8 - Modello concettuale del transetto AB in sezione (immagine da Modflow).

Il dominio del modello è stato discretizzato attraverso una griglia rettangolare a maglie regolari con elementi (celle) di 2 m di lunghezza e 0.5 m di altezza per un totale di 4480 elementi: $n_x = 160$, $n_z = 28$.

Sul primo *layer* del modello si è implementata la topografia reale che è stata ottenuta tramite un rilievo GPS (*Global Positioning System*) del profilo. I valori topografici si aggirano intorno a 0.6 m sopra il livello medio mare (s.l.m.m.) partendo dal canale di scolo; procedendo verso il fiume l'altezza topografica cresce fino a raggiungere quasi 6 m in corrispondenza degli argini del fiume.

La stratigrafia riferita al P18N, (**Fig. 3.9**), è stata ottenuta durante l'installazione del piezometro stesso (progetto C.S.I. - *Coastal Salt-Water Intrusion*).

PROFONDITA' (m da p.c.)	STRATIGRAFIA
0	0-0.5 Materiale di riporto
1	0.5-1.5 Suolo argilloso con lenti sabbiose
2	1.5-12.5 Sabbia fine/media debolmente limosa
3	
4	
5	
6	
7	
8	
9	
10	
11	
12	12.5-23 Alternanza di limo argilloso e limo sabbioso
13	
14	
15	
16	
17	
18	
19	
20	
21	
22	
23	23-24 Argilla

Fig. 3.9 - Stratigrafia del piezometro P18N.

Tuttavia il modello è stato semplificato: non è stato considerato il *layer* superficiale di argilla, in quanto la cartografia, in quest'area, riporta delle sabbie affioranti, con la presenza sporadica di lenti argillose in superficie. Non sarebbe stato completamente giusto attribuire la stratigrafia del piezometro P18N uniformemente a tutto il modello e considerare l'acquifero semi-confinato o confinato quando, come riportato dalla cartografia geologica regionale, l'acquifero superficiale è, in quest'area, non confinato. L'unità limosa-argillosa (12.5-23 m da p.c.) costituisce un *acquicludo* all'interno dell'acquifero considerato e, data la sua ridotta conduttività idraulica, lo si è considerato il basamento del nostro modello. Il modello è stato suddiviso in due strati: il primo, da 0 m a 12.5 m, costituito da sabbia, e il secondo, da 12.5 m a 14 m, costituito da depositi di prodelta, e quindi prevalentemente materiale limoso.

L'acquifero in questione è stato trattato come non confinato: *Modflow* tratta la trasmissività come variabile ed è calcolata dallo spessore saturo e dalla conduttività idraulica, mentre il coefficiente di immagazzinamento del *layer* è variabile tra valori tipici di acquiferi confinati e valori caratteristici di acquiferi non confinati.

Di seguito vengono definite le proprietà delle celle (*cell status*) e ogni cella viene classificata con un codice numerico che indica una delle seguenti condizioni:

- cella attiva dove il carico idraulico viene calcolato dal software (valore -1),
- cella attiva dove il carico idraulico è tenuto costante ad un determinato valore imposto dall'utente (valore 1),
- cella inattiva all'interno della quale non si ha alcun flusso (valore 0).

A tutte le celle dell'acquifero è stato assegnato un valore pari ad 1, tranne a quelle celle interessate dal corso d'acqua, a cui è stato attribuito un carico idraulico costante di 1,8 m: questo valore rappresenta una media ricavata dai valori dell'idrogramma alla Chiusa Rasponi, fornitaci dal Settore Ambiente e Territorio provinciale.

Per quanto riguarda il tempo di simulazione (*Time*), sono stati impostati tre periodi aventi ciascuno una durata di 100 anni.

Successivamente si specificano i valori di conduttività idraulica orizzontale e verticale per entrambi gli strati (*Horizontal Hydraulic Conductivity*, *Vertical Hydraulic Conductivity*) (**Fig. 3.8**): per lo strato superficiale costituito da sabbie è stata imposta una conduttività idraulica orizzontale pari a 40 m/giorno (Giambastiani, 2007), mentre per il secondo *layer*, caratterizzato da materiale limoso, è stata imposta una conduttività idraulica orizzontale molto bassa, pari a $1,15 \cdot 10^{-9}$ m/giorno. Per la distribuzione della conduttività idraulica verticale si è considerata una anisotropia di 0.1.

La porosità efficace (n_e), intesa come il volume dei soli pori comunicanti, è pari al 25% (RER & ENI-AGIP, 1998).

I pacchetti o moduli di *Modflow* utilizzati in questa modellazione, ovvero *Drain* e *Recharge*, sono stati implementati nel modello per rappresentare l'influenza dei canali di scolo e della ricarica sulle acque sotterranee.

Il pacchetto *Drain* è utilizzato per simulare il deflusso sotterraneo di acqua dall'acquifero al canale di drenaggio. In quest'area sono presenti diversi canali di scolo per drenare l'acqua delle piogge ed evitare l'allagamento dei campi considerando la bassa topografia che caratterizza il territorio ravennate. Il pacchetto *Drain* di *Modflow* e la funzione ad esso associata si basa sull'assunzione che il drenaggio non abbia effetto qualora il livello della tavola d'acqua scenda sotto la quota fissata per il dreno (**Fig. 3.10**).

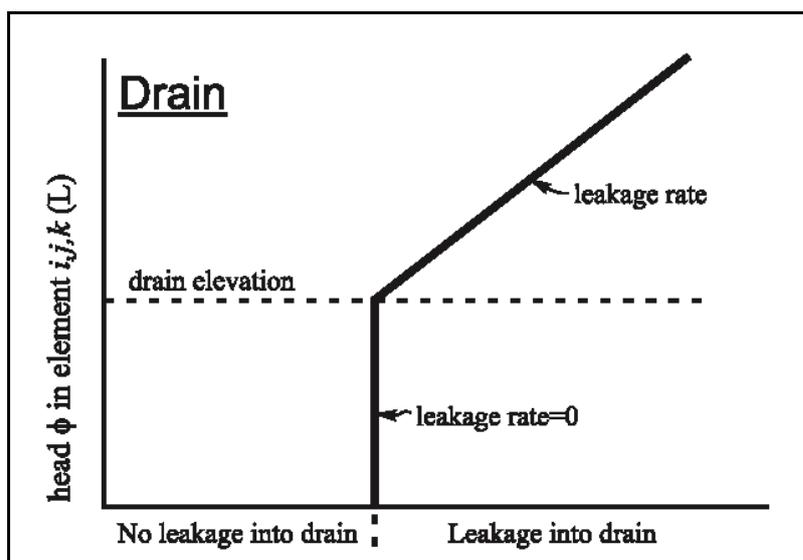


Fig. 3.10 - Comportamento del Modulo Drain in relazione al carico idraulico ϕ dell'acquifero: se il livello freatico dell'acquifero è superiore alla quota del dreno (drain elevation), allora si innesca il meccanismo di drenaggio e avviene una perdita d'acqua dall'acquifero verso il canale (leakage into drain in figura) (Oude Essink, 2000a).

Il valore di conduttanza impostato è pari a $3 \cdot 10^{-3}$ m²/giorno, un valore che indica un drenaggio molto forte giustificato dalla presenza di un forzante meccanico artificiale (dovuto alla presenza di un'idrovora), non naturale.

Il pacchetto *Recharge* serve per simulare la ricarica dell'acquifero. La ricarica diretta è data dall'infiltrazione delle precipitazioni sulle rocce permeabili, ma la quantità d'acqua che raggiunge effettivamente l'acquifero, chiamata infiltrazione efficace, è soltanto una parte dell'infiltrazione totale a causa della perdita d'acqua dovuta ad evaporazione degli strati più superficiali, traspirazione delle piante e ruscellamento superficiale. Dal bilancio idrologico si può derivare l'equazione da cui è possibile ricavare la quantità d'acqua infiltrata:

$$I_e = P - E_e - R$$

dove

- I_e = infiltrazione efficace (mm),

- P = precipitazioni totali medie annue su tutta la superficie permeabile del sistema (mm),
- Ee = evapotraspirazione effettiva (mm),
- R = quantità d'acqua che si perde dal sistema per mezzo del ruscellamento superficiale (mm).

Il valore di ruscellamento, in questo caso, è poco rilevante, visto che i Piani Regolatori assegnano alle aree agricole dei coefficienti di deflusso (*Cd*) molto bassi (http://www.senini.it/area_tecnica_pavimenti_drenanti.php), motivo per cui il ruscellamento superficiale non sarà considerato all'interno dell'equazione.

Per quanto riguarda le piogge, sono state considerate le precipitazioni medie mensili della Stazione Meteorologica Punta Marina riferite al periodo 1961-1990 (www.meteoam.it): le precipitazioni medie annuali ammontano a 606 mm.

Per il calcolo dell'evapotraspirazione effettiva è stata determinata prima l'evapotraspirazione potenziale tramite la formula di Thornthwaite, la quale si basa sulla relazione esponenziale tra l'evapotraspirazione potenziale e la temperatura media mensile dell'aria:

$$ETP = K [1,6 (10 T_i/I)^a]$$

dove:

- ETP = evapotraspirazione potenziale media mensile (cm/mese),
- K = coefficiente di correzione di latitudine riferito al mese *i*-esimo, pari al rapporto tra le ore diurne e la metà delle ore giornaliere,
- T_i = temperatura media dell'aria del mese *i*-esimo (°C),
- *a* = parametro relativo al clima del luogo e funzione di *I*,
- *I* = indice annuo di calore.

Quindi, l'evapotraspirazione totale annuale calcolata è pari a 766,7 mm; tale valore, però, deve essere messo in relazione al tipo di suolo dell'area che si sta caratterizzando: per questa ragione sono stati creati i cosiddetti coefficienti colturali (K_c), che servono alla determinazione dei consumi idrici in un contesto reale (Allen et al., FAO paper #56, 2006). Nel caso di questo studio, per

estrapolare il coefficiente colturale del mais è stato necessario calcolare la media dei coefficienti colturali riferiti a ciascun mese di vita della pianta, ottenendo alla fine un valore pari a 0,725. Applicando la formula per calcolare l'evapotraspirazione reale ($ETR = Kc \cdot ETP$) si ottiene un valore di 555,85 mm all'anno: questa quantità sottratta alla precipitazione media annua, ci restituisce il valore di ricarica da impostare per il modello, pari a 50 mm/anno.

Dopo aver implementato e calibrato il modello numerico, i dati in output restituiti dal software rappresentano la stima dei flussi sotterranei nell'acquifero nella zona di riferimento.

Per valutare la bontà della calibrazione del modello è necessario confrontare i valori del livello piezometrico nel P18N ottenuti dal software con i valori misurati durante i mesi di monitoraggio, o meglio, con il valore medio ottenuto da questi.

La calibrazione è stata effettuata mediante il metodo *trial-and-error*, il quale consiste nella calibrazione per tentativi: sono stati fatti variare, e quindi via via modificati, i valori di conduttività idraulica tra i 10 e i 50 m/giorno e i valori di porosità effettiva (tra 0,2 e 0,3), con l'obiettivo di ottenere una buona corrispondenza tra valore calcolato e valore misurato del carico idraulico nel piezometro: tale corrispondenza è un fattore importante da valutare poiché è indice del comportamento del modello.

Sono state effettuate più simulazioni: il modello iniziale prevede una conduttività idraulica omogenea per lo strato superficiale di sabbia, la successiva implementazione prevede la presenza della barriera impermeabile nell'argine interno del fiume, mentre nel modello finale, in cui è presente il setto, si va a rendere eterogenea la conduttività idraulica del *layer* costituito da sabbie. Successivamente gli output delle simulazioni verranno confrontati tra di loro per capire l'influenza del setto sul flusso dell'acqua sotterranea e la ricarica dal fiume verso l'acquifero.

3.3.1.2 Implementazioni del modello

Come appena accennato, sono stati implementati 3 scenari per verificare l'effetto del setto e di una distribuzione eterogenea della conduttività idraulica nel primo *layer* (**Fig. 3.11**).

	SCENARIO 1	SCENARIO 2	SCENARIO 3
CONDUTTIVITÀ IDRAULICA (K) SABBIA	Distribuzione omogenea (K= 40 m/giorno)	40 m/giorno	Distribuzione eterogenea (K _{media} =40 m/giorno)
SETTO IMPERMEABILE (K=1,15·10⁻¹³ m/giorno)	No	Sì	Sì

Fig. 3.11 - Diversi scenari per l'implementazione del modello.

Per quanto riguarda la conduttività idraulica, è stato scelto dapprima di rappresentare lo strato di sabbia con un valore omogeneo per tutto l'acquifero; successivamente, grazie ad uno strumento di *Processing Modflow (Field Generator)*, è stato possibile generare una distribuzione eterogenea (random) della conduttività idraulica dello strato sabbioso con un valore medio sempre di 40 m/giorno come da dati di campagna e di bibliografia. Questo procedimento permette all'utente di rappresentare una modellazione stocastica dei parametri di K; nella modellazione stocastica, l'incertezza dovuta alla variabilità spaziale sconosciuta dei parametri viene, in un certo senso, risolta assumendo che i parametri sono delle variabili casuali, perciò, in questi casi, la conduttività idraulica viene di solito distribuita log-normalmente. In definitiva, è stata scelta, per il modello finale, una distribuzione eterogenea di K perché si avvicina maggiormente ad una condizione realistica dell'acquifero.

In merito alla barriera impermeabile, per il primo scenario non è stato considerato alcun setto; viene inserito negli scenari successivi proprio per dar modo di apprezzare eventuali differenze tra uno scambio acque superficiali-acque sotterranee con l'assenza e la presenza di un ostacolo che impedisce il flusso dei fluidi. Queste barriere impermeabili, come già accennato nel capitolo precedente, sono state messe in posto per evitare il continuo allagamento dei campi coltivati; ovviare a questo problema vuol dire abbassare il livello della tavola d'acqua, per

cui, in tre periodi diversi degli anni '90 sono stati effettuati, da parte del Servizio Provinciale Difesa del Suolo, Risorse idriche e Risorse Forestali di Ravenna, dei lavori di adeguamento della sezione di deflusso nel tratto compreso tra la confluenza dei fiumi Ronco-Montone (a monte) e la Chiusa Rasponi (a valle).

Il setto che è stato inserito come implementazione negli scenari 2 e 3 è collocato nell'argine interno dei Fiumi Uniti, a circa 15 m dalla fine del transetto, è profondo 10 m e largo 50 cm (**Fig. 3.12**) essendo una barriera costituita da cemento, la conduttività idraulica assegnatale è molto bassa, pari a $1,15 \cdot 10^{-13}$ m/giorno.

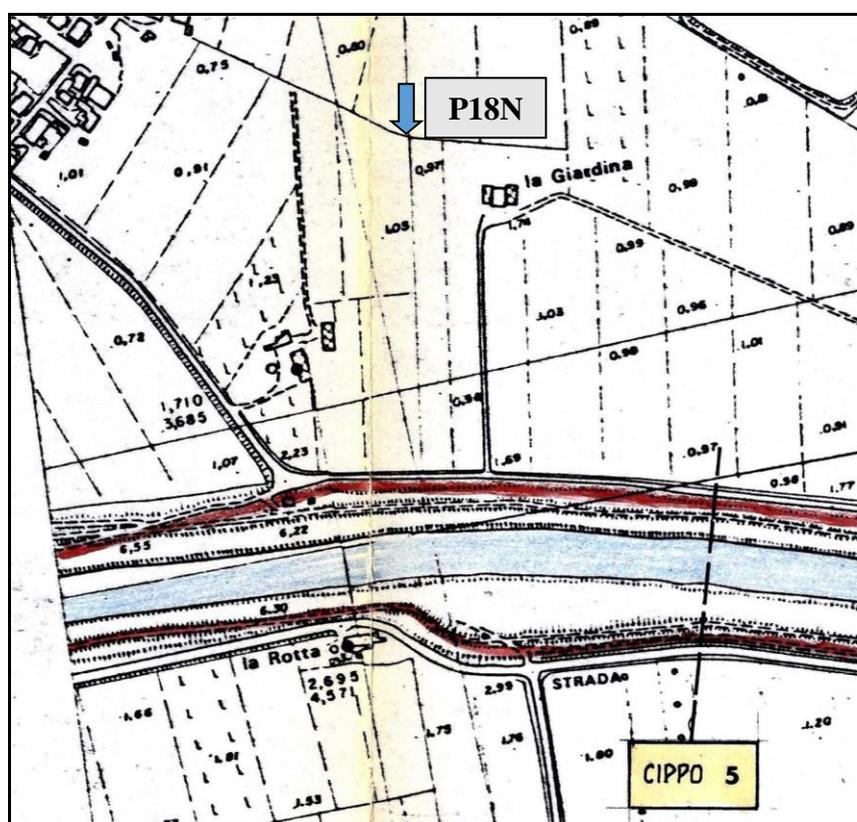


Fig. 3.12 - Stralcio della planimetria dei lavori di adeguamento sui Fiumi Uniti in corrispondenza del transetto modellizzato (scala 1:5000): la freccia azzurra indica il piezometro P18N, la linea rossa rappresenta la barriera impermeabile continua lungo gli argini dei Fiumi Uniti.

3.3.2 *PMPATH*

Per l'analisi dei risultati del modello è stato utilizzato *PMPATH*, un modello di trasporto advettivo che mostra i risultati della simulazione di flusso del modello dell'acquifero; tale modello si serve di uno schema semi-analitico, il cosiddetto *particle-tracking*, utilizzato per calcolare i percorsi e i tempi di percorrenza delle particelle che l'utente può collocare in qualsiasi punto dell'acquifero. *PMPATH* genera una finestra in cui sono rappresentate la pianta e la sezione dell'acquifero.

Per simulare il flusso dell'acqua sotterranea si possono impostare un numero definito di particelle, stabilire il punto esatto da cui far partire il loro percorso e impostare il lasso temporale (*step length*) in cui la particella si muove nel momento in cui viene avviata la simulazione del percorso; inoltre è possibile impostare un intervallo in cui si vuole segnare il punto di arrivo della particella per ogni *step length*.

Per ciascuno scenario è stato impostato uno *step length* pari ad 1 giorno con l'obiettivo di verificare la distanza percorsa dalle particelle e confrontarla fra i diversi scenari simulati.

Il fattore di ritardo R (*Retardation Factor*) del moto del fluido è stato impostato pari a 1,3 (essendo adimensionale) sulla base della seguente equazione (McDonald, Harbaugh, 1988):

$$R = 1 + \frac{\rho_b}{n_e} K_d$$

dove:

- ρ_b = densità del mezzo poroso (kg/m^3),
- n_e = porosità effettiva,
- K_d = coefficiente di ripartizione acqua-matrice (m^3/kg).

Le particelle sono state posizionate tutte accanto al corso d'acqua ad altezze diverse, per poter meglio apprezzare il diverso percorso che effettuano partendo dalla superficie libera e dal fondo del fiume, specialmente negli scenari in cui è incluso il setto impermeabile, fino ad arrivare in corrispondenza del dreno.

3.4 Dati da fonti esterne

Le informazioni concernenti la strumentazione, le metodologie di monitoraggio e gli interventi effettuati sui Fiumi Uniti sono stati richiesti alle strutture provinciali e regionali quali il Settore Ambiente e Territorio - Provincia di Ravenna e Servizio Tecnico di Bacino-Fiumi Romagnoli. Con il supporto dei referenti con cui abbiamo interagito, sono stati ottenuti i dati riguardanti: i livelli idrometrici misurati in diversi punti (sezioni alla sommità e al piede dell'argine) dei Fiumi Uniti grazie al sistema sperimentale di preallarme per il rischio di collasso arginale, completato nel 2011; l'ubicazione delle centraline del suddetto sistema di preallarme; la planimetria riferita alla messa in posto di barriere impermeabili continue nel tratto compreso tra la confluenza dei Fiumi Ronco-Montone e la Chiusa Rasponi; quest'ultima opera idraulica completata in tre diversi periodi di tempo durante il corso degli anni '90.

L'elevato rischio residuo esistente per la presenza degli argini artificiali dei Fiumi Uniti ha richiesto la creazione di tale sistema di preallarme lungo tutta l'asta fluviale di questo corso d'acqua (Piccini et al., 2012). Il sistema di monitoraggio degli argini comprende (**Fig. 3.13**):

- 37 piezometri elettrici removibili collegati a centraline remote di acquisizione dati (15 centraline *TIPO A*), dotate di alimentazione autonoma a pannello solare e modem radio per la trasmissione dei dati a distanza;
- un sistema di trasmissione dei dati costituito da una serie di modem radio integrati alla centraline remote e da una centralina denominata *NODO* con la funzione di ripetitore dei segnali radio;
- una rete remota connessa alla centrale di controllo (1 centralina *TIPO B*) sita nella sede del STB dove sono installati il sistema di scarico dati e l'unità di raccolta, analisi, gestione degli eventuali allarmi e di programmazione dell'intero sistema.

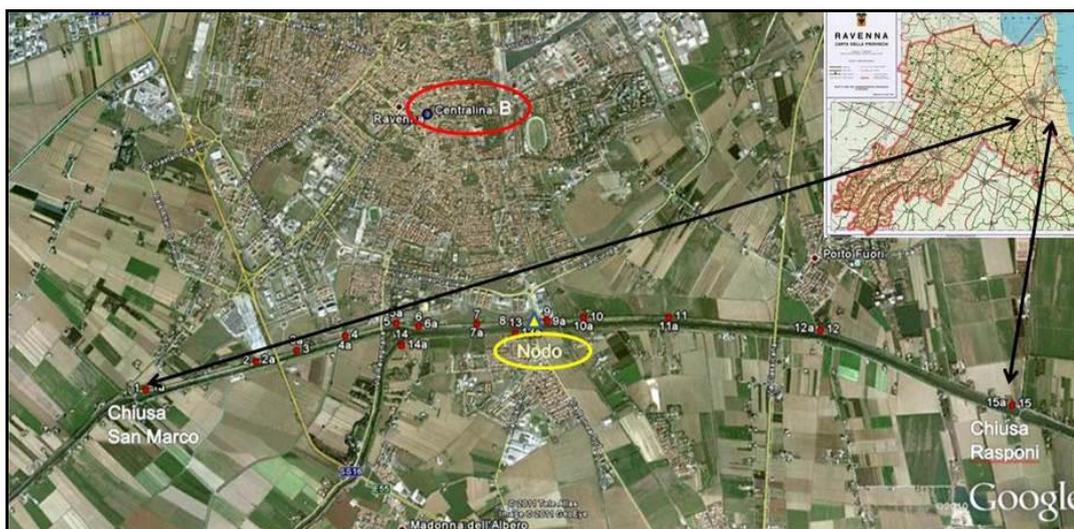


Fig. 3.13 - Inquadramento dell'area e ubicazione delle centraline di monitoraggio TIPO A lungo i Fiumi Uniti (punti rossi); cerchiata in giallo è l'ubicazione della centralina Nodo, in rosso la centralina di TIPO B presso la sede del STB di Ravenna (Piccini et al, 2012).

Per ogni sezione di monitoraggio è stata installata una centralina di *TIPO A* alla base dell'argine, invece i piezometri sono stati posizionati alla base dell'argine e sulla sommità (**Fig.3.14**).

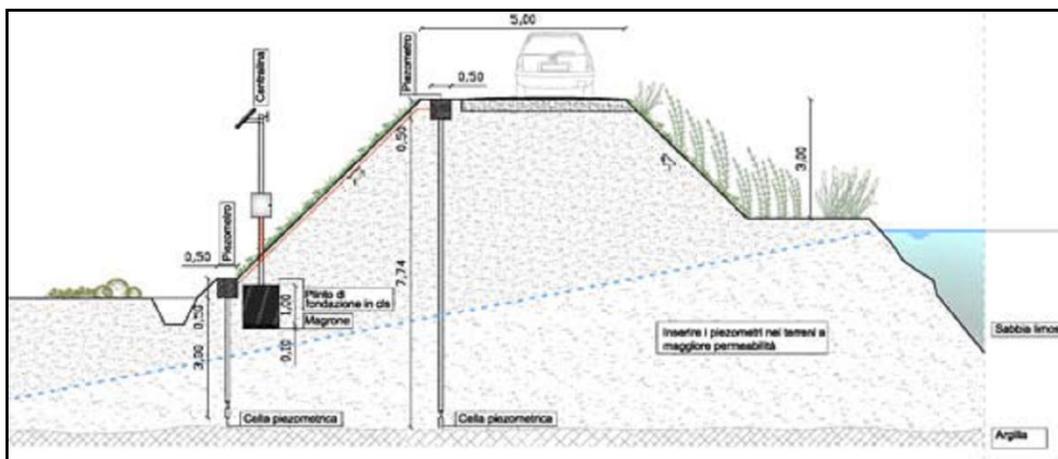


Fig. 3.14 - Schema di una sezione di monitoraggio sui Fiumi Uniti (Piccini et al., 2012).

4 – RISULTATI E DISCUSSIONE DATI

I dati elaborati in questa tesi sono stati ottenuti dal monitoraggio effettuato in campagna sui piezometri già citati nel capitolo precedente.

I profili del P18N, in particolare, sono stati realizzati anche per capire quale fosse la temperatura di chiusura di tutti i profili termici da marzo ad ottobre: un ulteriore scopo di questa tesi, infatti, era quello di posizionare una sonda a quella data profondità per un mese, al fine di capire eventuali anomalie termiche proprio nel punto in cui la temperatura, da letteratura, non dovrebbe variare o variare in maniera molto poco significativa.

Successivamente verranno presentati i risultati delle simulazioni, ottenute mediante *Modflow* e *PMPATH*, del moto dell'acqua sotterranea con il modello le cui implementazioni e struttura sono state discusse nel precedente capitolo "Materiali e metodi": di seguito verranno confrontate le velocità e le direzioni di flusso del modello con e senza setto, con una distribuzione omogenea ed eterogenea del valore della conduttività idraulica per il *layer* sabbioso.

4.1 Profili di temperatura teorici

Il primo studioso ad occuparsi del trasporto di calore nel sottosuolo, dando vita all'equazione generale sulla conduzione termica, è stato Jean Baptiste Joseph Fourier, il quale postulò la seguente legge (Turcotte e Schubert, 2005):

$$q = -k \cdot \frac{dT}{dy}$$

dove:

- q = flusso di calore per unità di area per unità di tempo,
- k = coefficiente della conduttività termica,
- y = coordinata nella variazione della temperatura,
- T = temperatura.

Il segno – sta ad indicare la direzione in cui avviene il flusso di calore, ovvero quella in cui la temperatura decresce.

Sapendo che la temperatura superficiale della terra cambia in base all'alternanza giorno-notte e a quella stagionale, anche altri scienziati (Turcotte and Schubert, 2005; Anderson, 2005) hanno sviluppato delle equazioni per studiare il riscaldamento periodico, giornaliero e stagionale di uno spazio semi-infinito; quindi si considera uno spazio semi-infinito la cui temperatura di superficie è una funzione periodica:

$$Ts = T_0 + \Delta T \cos \omega t$$

dove la frequenza circolare ω è relativa alla frequenza f : $\omega = 2\pi f$; inoltre, all'equazione viene aggiunto il periodo di variazione τ , che per la variazione giornaliera verrà posto pari ad 1:

$$\tau = \frac{1}{f} = \frac{2\pi}{\omega}$$

La soluzione dell'equazione sarà:

$$T = T_0 + \Delta T \exp\left(-y \frac{\sqrt{\omega}}{2\kappa}\right) \cos\left(\omega t - y \frac{\sqrt{\omega}}{2\kappa}\right)$$

Questa equazione dimostra che l'ampiezza delle fluttuazioni periodiche di temperatura decresce esponenzialmente con la profondità; l'argomento del fattore trigonometrico in tale uguaglianza rappresenta la differenza di fase ϕ tra la temperatura fluttuante sulla superficie e la temperatura in profondità (y):

$$\phi = y \frac{\sqrt{\omega}}{2\kappa}$$

L'ampiezza della variazione di temperatura che diminuisce con la profondità e lo spostamento della fase di fluttuazione lungo la profondità sono mostrate graficamente dalla **Fig.4.1**:

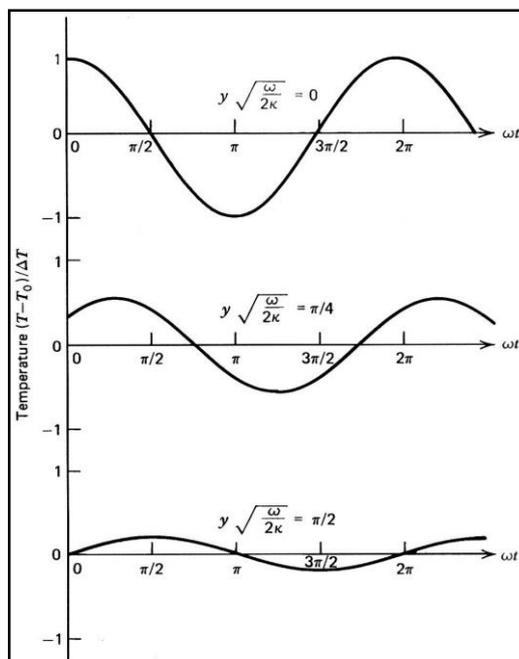


Fig. 4.1 - *Lo sfasamento e l'ampiezza del decadimento con la profondità della variazione della temperatura superficiale. (Turcotte e Schubert 2005).*

La funzione secondo cui varia la temperatura della tavola d'acqua è:

$$T(t) = T_m + A \sin\left(\frac{2\pi t}{365} + \frac{\phi}{365} 2\pi\right)$$

dove:

- t = tempo (giorni),
- T_m = temperatura media ($^{\circ}\text{C}$),
- A = ampiezza (giorni),
- ϕ = differenza di fase (giorni).

Andando a sostituire i parametri per l'area di Ravenna, l'equazione diventa:

$$T(t) = 13,5 + 6,5 \sin\left(\frac{2\pi t}{365} + \frac{210}{365} 2\pi\right)$$

Quindi, le variabili che possono andare a modificare l'andamento dei profili di temperatura sono le precipitazioni, la ricarica artificiale, la litologia e le diverse combinazioni di tali fattori.

Secondo Parsons (1970) il sottosuolo è costituito da una zona superiore (10-15 m), soggetta a variazioni annuali che riflettono il trend delle temperature atmosferiche e degli influssi delle acque di ricarica dell'acquifero, e da una zona inferiore, detta geotermica, che segue l'andamento del gradiente geotermico. La parte più superficiale della crosta terrestre subisce maggiormente le influenze termiche da parte dell'atmosfera, ma tali variazioni di temperatura, dovute al cambiamento stagionale, vengono sempre più smorzate man mano che aumenta la profondità, per cui si deduce che più ci si spinge in profondità e meno si avverte l'effetto dello scambio di calore tra suolo e atmosfera.

Il ricercatore nipponico Taniguchi, nel 1985, ha pubblicato un lavoro riguardo lo studio della temperatura realizzato a Nagaoka, in Giappone: dalla **Fig. 4.2** si evince come i profili invernali ed estivi si intercettano due volte, e dalla loro intersezione viene generata quella che in letteratura è definita "tasca". Come già accennato prima, è evidente il cambiamento delle oscillazioni termiche tra la parte superiore e inferiore del grafico: in particolar modo è da sottolineare che al di sotto dei 10 m di profondità i valori di temperatura tendono a rimanere invariati, attestandosi intorno ad una temperatura che corrisponde alla media annuale atmosferica.

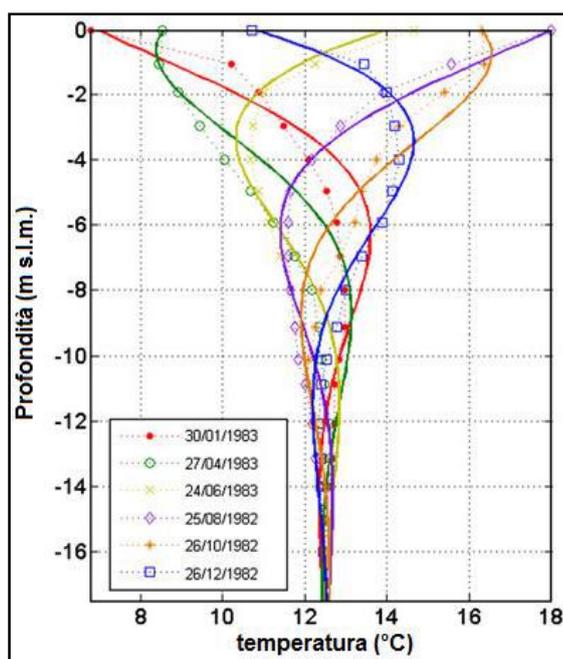


Fig. 4.2 - *Profili termici corrispondenti a sei date dell'anno (Taniguchi, 1985).*

Ciò che si è visto avere un'influenza sul "punto di stabilità", ovvero il punto di un profilo termico in cui la temperatura ha raggiunto una certa stabilità, sono gli apporti d'acqua superficiali (Belsley, 1990). Al variare della quantità d'acqua infiltrata nell'acquifero, l'andamento dei profili termici subisce delle variazioni (Fig. 4.3): nel primo grafico (a), in cui gli apporti d'acqua corrispondono a 250 mm/anno, il punto di stabilità viene raggiunto ad una profondità pari a -10 m, mentre nel caso (b) in cui le abbondanti piogge permettono un'infiltrazione di 5000 mm all'anno, il punto di stabilità viene raggiunto ad una profondità di -15 m; questo indica che un'abbondante apporto d'acqua può spingere la temperatura ad oscillare ancora più in profondità rispetto alla norma.

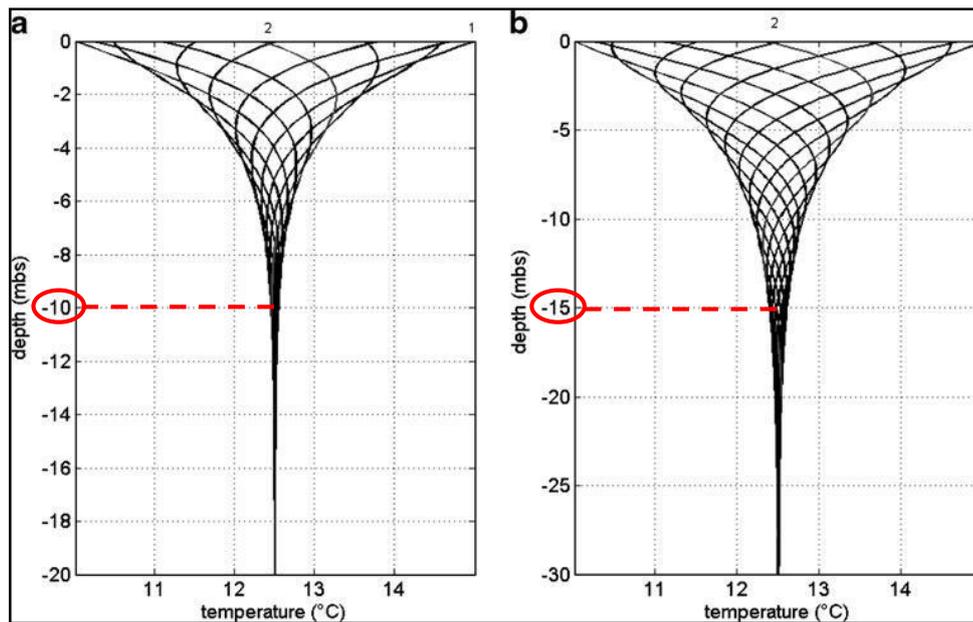


Fig. 4.3 - Due profili termici con ricarica di a) 250 mm/anno e b) 5000 mm/anno; nel cerchio rosso sono indicate le due diverse profondità a cui la temperatura si stabilizza (Belsley, 1990).

Altro fattore che influenza i profili termici è lo scambio d'acqua tra la superficie e il sottosuolo (Taniguchi, 1999): nel caso in cui non avvenga alcuno scambio d'acqua, la temperatura nella zona geotermica (sotto i -10 m), ovvero la zona non influenzata dalle variazioni stagionali, segue il gradiente geotermico, corrispondente ad una linea retta, per cui ogni 20-40 m la temperatura aumenta di 1°C (Fig. 4.4); tuttavia, come già mostrato nella Fig. 4.3, infiltrazioni importanti nel sottosuolo sono capaci di generare alterazioni termiche anche nella zona geotermica. Nel caso in cui l'acquifero viene ricaricato dalle acque superficiali (*recharge*), il profilo termico presenta una concavità rivolta verso l'alto (le piogge meteoriche provocano un calo termico nell'acquifero in quanto più fredde delle acque sotterranee); nel caso in cui c'è una ricarica da parte dell'acquifero verso il corso d'acqua superficiale (*discharge*), il profilo termico che ne deriva risulta quasi speculare al precedente, quindi con la concavità verso il basso. Queste alterazioni delle curve termiche sono molto importanti perché forniscono rilevanti informazioni per le stagioni di ricarica e di deflusso degli eventi precipitativi e di scambio con i corpi d'acqua superficiali.

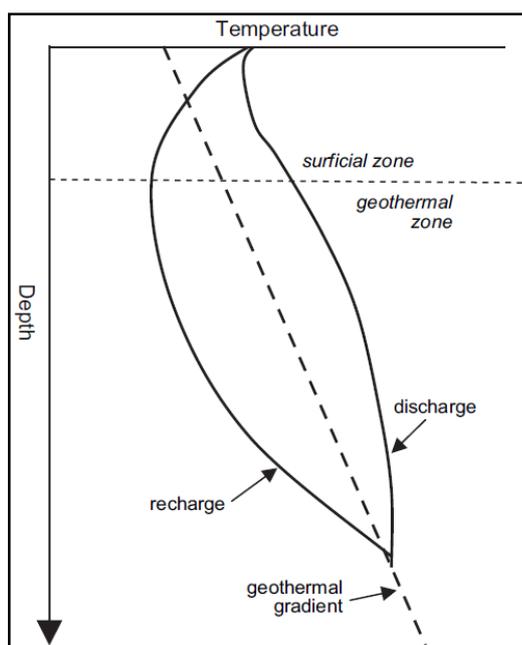


Fig. 4.4 - Schema di due profili di temperatura rappresentanti le variazioni del gradiente geotermico atteso (linea tratteggiata); le alterazioni derivano dalla ricarica (recharge) e dallo scarico (discharge) (Taniguchi et al., 1999).

4.2 Profili di temperatura misurati

I profili di temperatura sono dei grafici in cui viene rappresentata la variazione della temperatura, in ascissa, in funzione della profondità, in ordinata: come spiegato nel capitolo precedente, dall'analisi dell'andamento di tali grafici si possono ricavare molte informazioni riguardo i fiumi e l'acquifero.

I profili termici creati con i dati rilevati dai pozzi di monitoraggio sono stati messi a confronto tra di loro, in modo tale da osservare il comportamento della temperatura nel corso dei mesi per ciascun piezometro (**Fig. 4.5**).

I pozzi monitorati, specialmente quelli a nord dei Fiumi Uniti, non sono molto distanti tra di loro, eppure dal confronto dei loro profili termici emergono differenze piuttosto rilevanti, dipendenti da una serie di fattori quali la stratigrafia, la copertura del suolo, l'esposizione al sole, la vicinanza a corsi d'acqua superficiali.

Il pozzo P18N si trova ad una distanza di circa 320 m dai Fiumi Uniti e la copertura del suolo dove è localizzato è rappresentata da un prato erboso circondato da appezzamenti agricoli coltivati a seminativo, in piena luce solare; la stratigrafia riferita a questo pozzo, già mostrata nel capitolo precedente (**Fig. 3.8**), presenta una

piccola lente argillosa superficiale seguita da circa 10 m di sabbie e successivamente da uno strato dello stesso spessore costituito da sedimenti di prodelta. La variazione termica è piuttosto ampia (11°C-23°C), e la temperatura di stabilità, pari a 14,5°C, viene raggiunta ad una profondità di circa 8 m.

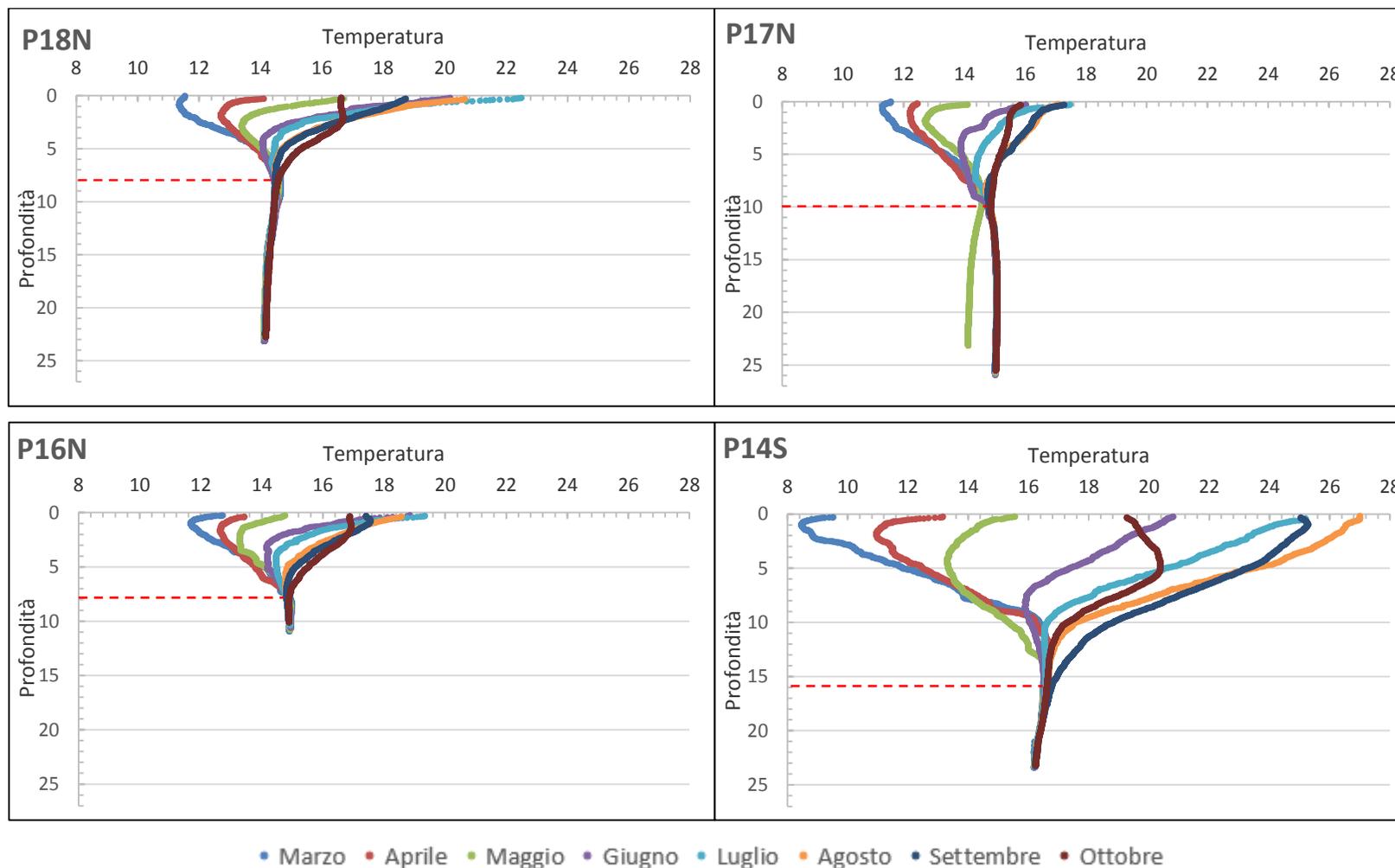


Fig. 4.5 - Profili termici dei 4 pozzi monitorati dal mese di marzo a quello di ottobre 2015 con le rispettive profondità di stabilizzazione.

Laureanda: Graziana Paradiso

Il pozzo P17N è distante dai Fiumi Uniti circa 500 m ed è posto alla base di una ricca vegetazione arbustiva che gli garantisce l'ombra per gran parte della giornata; la stratigrafia presenta un sottile strato argilloso, circa 8 m di sabbie seguite da un'alternanza di limo argilloso e sabbie fini limose, per terminare con un livello di argilla (circa 3 m) (**Fig. 4.6**).

PROFONDITA' (m)	STRATIGRAFIA
0	0-0.8 Suolo argilloso/sabbioso
1	0.8-3.5 Sabbia media/fine
2	
3	
4	3.5-6 Sabbia fine limosa
5	
6	
7	6-8.6 Sabbia media
8	8.6-24.6 Alternanza di limo argilloso e sabbie fini limose. Ultimi 30 cm sfuma in argilla limosa
9	
10	
11	
12	
13	
14	
15	
16	
17	
18	
19	
20	
21	
22	
23	
24	24.6-27 Argilla con livelli più limosi. Tra 25.8 e 26.4 lente di sabbia fine debolmente limosa marrone chiaro screziata grigia.
25	
26	
27	

Fig. 4.6 - Stratigrafia del pozzo P17N.

La temperatura in questo pozzo è quella che è variata meno rispetto agli altri nel corso dei mesi di monitoraggio: è stata registrata una variazione di circa 6°C, dagli 11°C di marzo fino ai 17°C di luglio; la temperatura di stabilità viene raggiunta intorno ai 10 m con un valore pari a 14,8°C, nonostante il profilo termico di maggio non si ricongiunga mai con gli altri, probabilmente a causa di un errore strumentale.

Il P16N è il pozzo meno profondo tra quelli monitorati ed il più lontano dai Fiumi Uniti, distanti più di 1 km, ma il più vicino a mare (circa 1 km); questo pozzo si trova all'interno di un rado boschetto che gli garantisce l'ombra durante tutta la giornata; la stratigrafia presenta un'alternanza di spessi strati sabbiosi e strati argillosi (**Fig. 4.7**).

PROFONDITA' (m)	STRATIGRAFIA
0	0-4.5 Sabbia media
1	
2	
3	
4	4.5-4.7 Argilla limosa
	4.7-5.5 Sabbia media fine
5	5.5-7.5 Sabbia fine debolmente limosa
6	
7	
8	7.5-12 Argilla limosa con piccole lenti di sabbia fine limosa
9	
10	
11	

Fig. 4.7 - Stratigrafia del pozzo P16N.

Le temperature oscillano tra 11,5°C e 19°C; la temperatura di stabilità è di 14,8°C raggiunta alla profondità di 8 m.

Il P14S è il pozzo più vicino al suo corso d'acqua di riferimento (Torrente Bevano), distante meno di 50 m; la copertura del terreno circostante consiste in piante erbacee, per cui il pozzo è costantemente esposto al sole; la stratigrafia di questo pozzo è molto uniforme: dalla

superficie fino ad una profondità di circa 22 m si trovano sabbie, seppur di granulometria varia, mentre gli ultimi 2 m sono caratterizzati da un basamento di argilla (**Fig. 4.8**).

PROFONDITA' (m)	STRATIGRAFIA
0	0-1.5 Terreno vegetale sabbioso limoso
1	1.5-6.4 Sabbia da media a grossolana
2	
3	
4	
5	
6	6.4-7 Sabbia debolmente limosa
7	7-9.5 Sabbia grossolana
8	
9	
10	9.5-18 Sabbia fine debolmente limosa
11	
12	
13	
14	
15	
16	
17	
18	18-20 Sabbia ghiaiosa con clasti arrotondati centimetrici
19	
20	20-22.3 Sabbia media
21	
22	22.3-23.3 Argilla
23	23.30-25 Argilla
24	

Fig. 4.8 - Stratigrafia del pozzo P14S.

Questo pozzo ha un andamento che si discosta molto dagli altri: esso presenta una notevole apertura per quanto riguarda l'intervallo di variazione di temperature dei mesi monitorati

(8°C-27°C), mentre la temperatura di chiusura, pari a 17°C, si registra ad una profondità di circa 15 m: l'insieme dei fattori che caratterizzano questo pozzo, ovvero la completa esposizione al sole a causa dell'assenza di vegetazione, unita alla vicinanza al fiume e al substrato sabbioso di cui è costituita la stratigrafia sottostante, favorisce anomalie termiche molto forti. In particolare, nel caso di questo piezometro, la stratigrafia incide in maniera considerevole sull'alterazione termica a seconda della conduttività termica della sabbia (**Fig. 4.9**).

Representative Values of Thermal Conductivity of Porous Materials	
	Thermal Conductivity (W/m°C)
Dry sediments (e.g., sand, loam, clay)	0.18-0.26 ¹
Saturated sediments (e.g., sand, loam, clay)	1.4-2.2 ¹
Shale	1-2
Sandstone	2-4.5
Limestone	2-4
Granite	3-4
Basalt	1.5-2.5

¹Stonestrom and Blasch (2003); values are κ_s for saturated sediments and κ_d for dry sediments; all other values are from Deming (2002) and represent κ_g .

Fig. 4.9 - Valori di conduttività termiche di diverse litologie: i primi due valori confrontano un sedimento secco e un sedimento saturo d'acqua (Deming, 2002).

Infatti, andando a confrontare dei profili teorici in cui l'acquifero è costituito da sabbia nel primo caso e da argilla nel secondo, è evidente come la temperatura è più influenzata negli strati più profondi (**Fig. 4.10**): la sabbia, avendo una capacità termica specifica più bassa e una conduttività termica maggiore, genera un profilo che tende a stabilizzarsi a quote più profonde, ulteriore motivo per cui il pozzo P14S presenta anomalie termiche così accentuate.

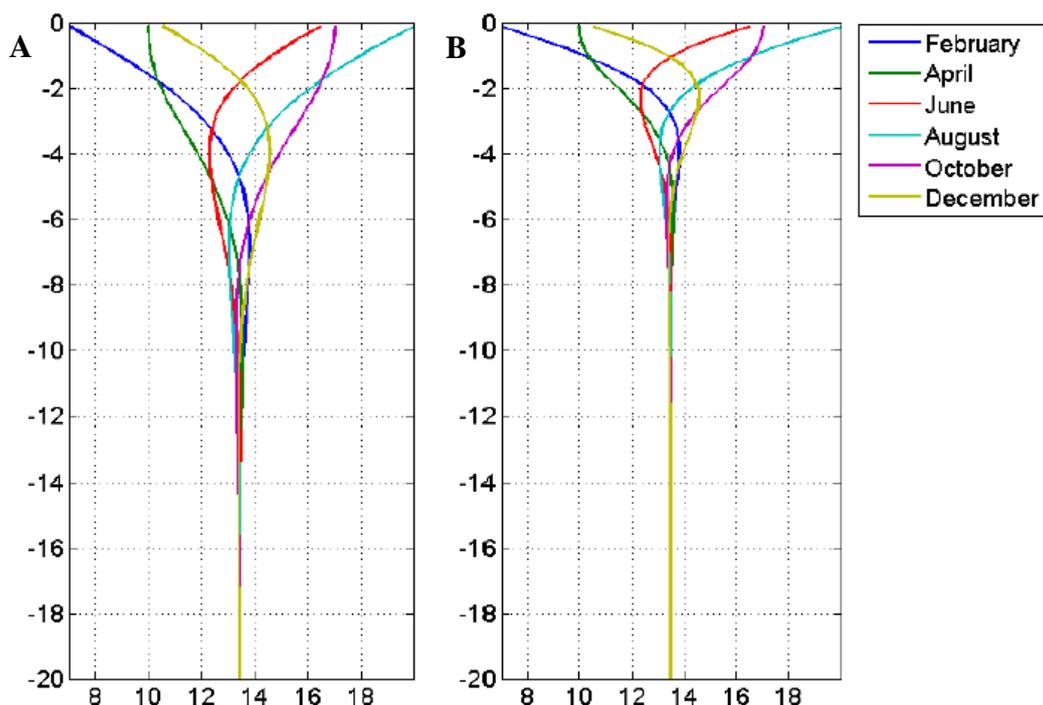


Fig.4.10 - *Profili termici teorici con strato di sabbia (A) e argilla (B).*

4.3 Confronto tra profili termici

Di seguito verranno presi in considerazione i profili termici di lavori pregressi per metterli a confronto con i profili termici raccolti in questa tesi (**Fig. 4.11**): l'obiettivo di tale comparazione è quello di comprendere meglio le interazioni esistenti tra le acque sotterranee e quelle superficiali.

I pozzi utilizzati per questo scopo sono il P1S e il P12S, entrambi a sud dei Fiumi Uniti, i cui profili termici risalgono ai mesi di giugno e dicembre 2010: il primo pozzo si trova vicino alla linea di costa (gli eventuali apporti di calore dal mare, che rappresenta il serbatoio più caldo, consentono di mitigare le variazioni stagionali), è uno dei piezometri più freddi (raggiunge una temperatura massima di 14°C), presenta un profilo molto regolare la zona vadosa in questo punto ha una minima variazione tra estate e inverno (dovuta alla stabilità del mare); il secondo pozzo si trova in corrispondenza di un'area calda e mostra delle anomalie termiche dovute ad un'importante escursione termica tra i mesi estivi e invernali (causati da grandi apporti provenienti dalla zona umida dell'Ortazzo) (Pandolfini, 2012).

Dal confronto tra i due pozzi, aventi andamenti termici opposti, col P18N è visibile come ci sia più somiglianza con il P12S, in quanto la variazione di temperatura è molto importante e non esiste alcuna intercettazione tra le curve termiche di stagioni opposte, come nel caso del P1S, in cui è anche visibile la “tasca” generata da tale intersezione (**Fig. 4.11**); nei profili del P18N dei mesi di aprile e maggio è molto ben evidente il forte abbassamento di temperatura che avviene nei primi 2-3 m, la quale, poi, risale e si assesta intorno alla temperatura di stabilità.

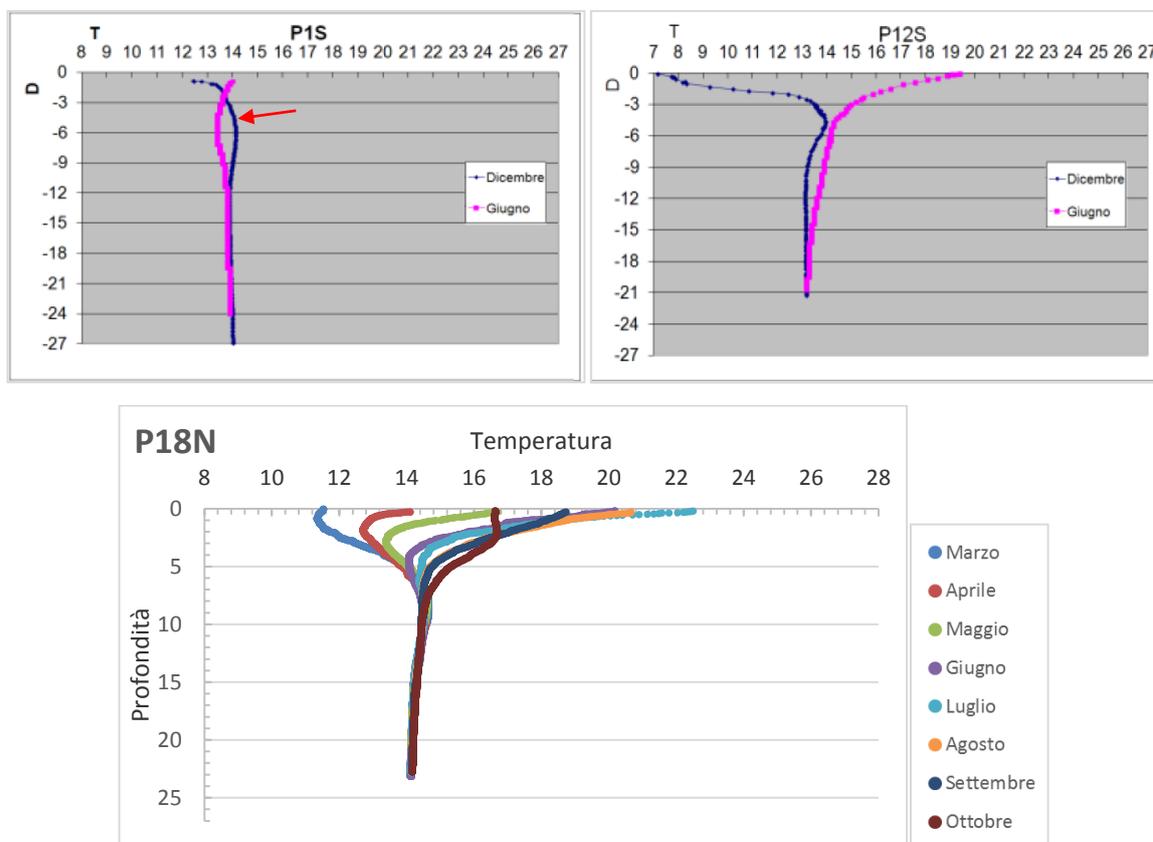


Fig. 4.11 - Confronto tra il P18N e i pozzi di riferimento; la freccia rossa indica la “tasca” nel P1S.

Nonostante la sua modesta variazione termica, anche il pozzo P17N presenta familiarità con il P12S, in quanto i profili termici di ciascun mese si intercettano alla base, intorno alla zona geotermica (**Fig. 4.12**); questo pozzo risente molto meno degli sbalzi termici data la sua esposizione a nord, fattore rilevante nell’analisi dei profili di temperatura.

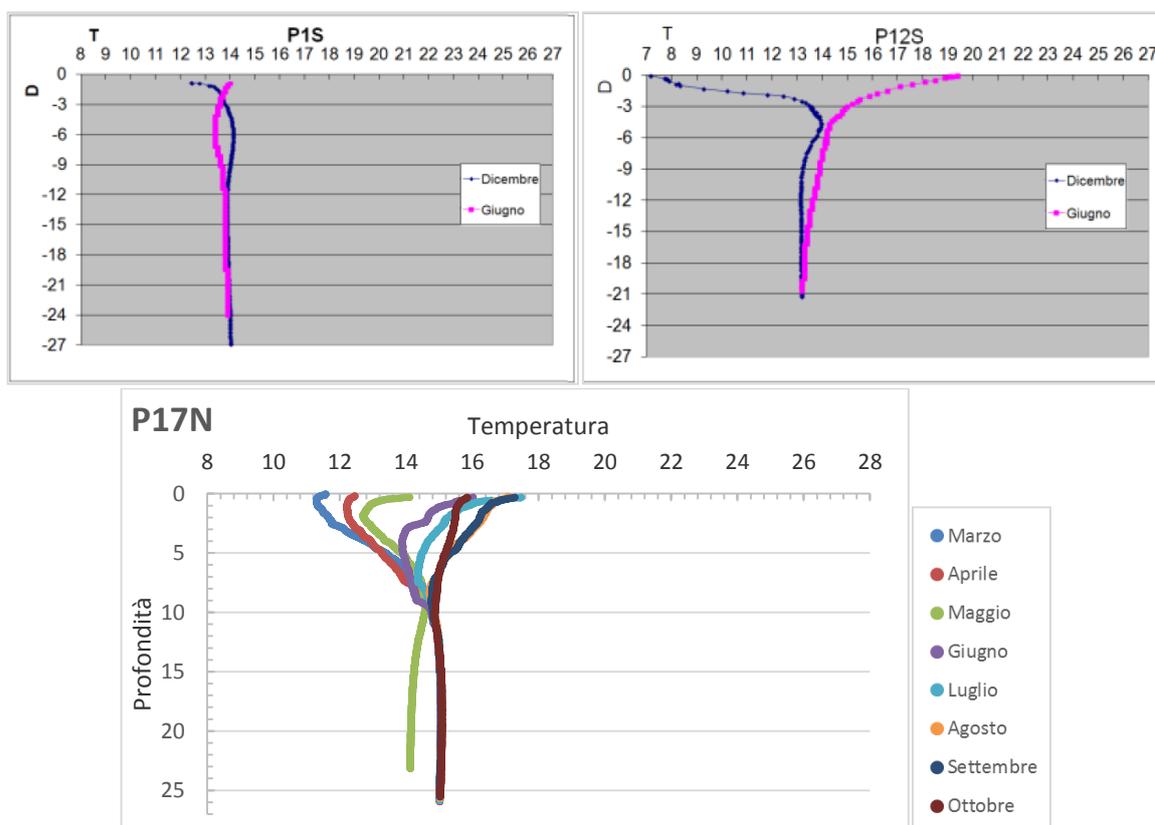


Fig. 4.12 - Confronto tra il P17N e i pozzi di riferimento.

La profondità a cui si chiudono i profili termici del pozzo P16N (8 m) si avvicina molto a quella del P1S, anche se la variazione di temperatura di 7°C registrati durante i mesi di monitoraggio rappresentano una via di mezzo tra la variazione di 2°C del P1S e la variazione di $12,5^{\circ}\text{C}$ del P12S. Nei profili di settembre e ottobre del P16N è visibile, nei primi 2 m di profondità (**Fig. 4.13**) un piccolo accenno di inversione termica, tipica dei mesi autunnali.

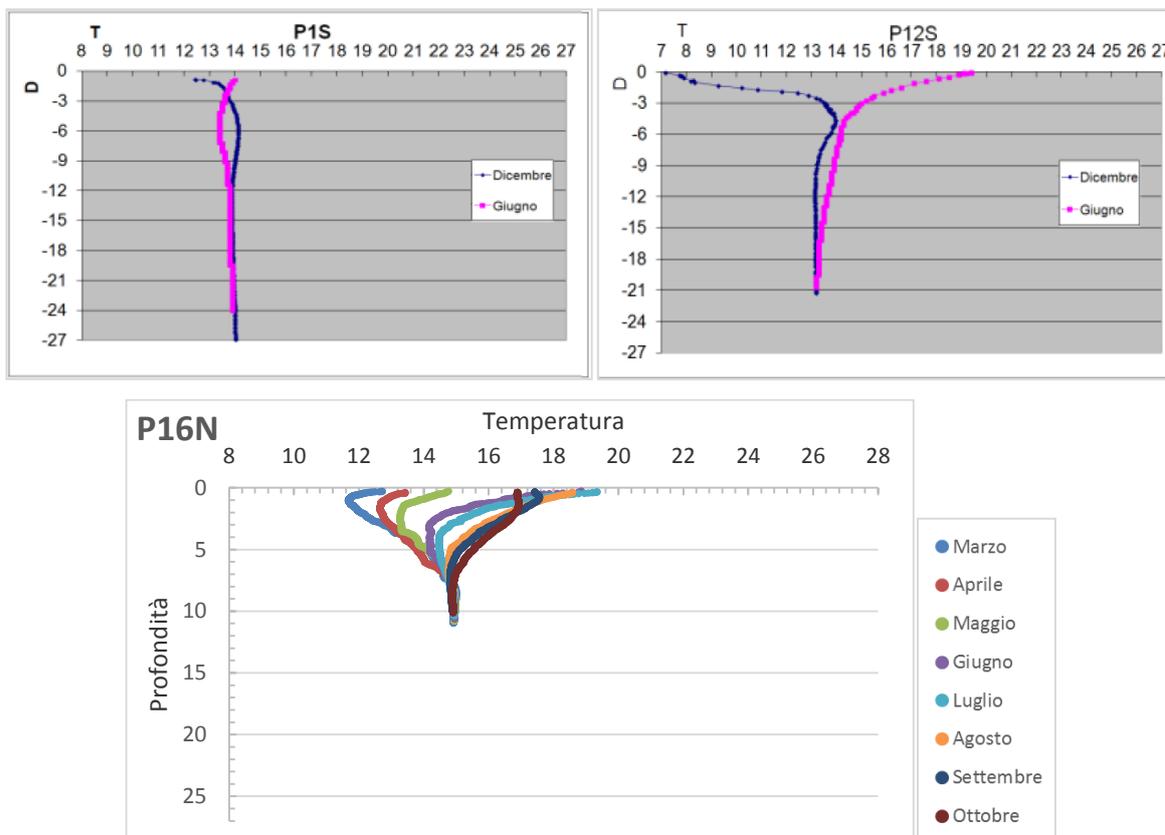


Fig.4.13 - Confronto tra il P16N e i pozzi di riferimento.

Il P14S è il pozzo che per il suo andamento termico è quasi sovrapponibile al P12S: la variazione di temperatura da marzo ad ottobre corrisponde a 19°C e la temperatura di stabilità viene raggiunta intorno ai 15 m di profondità come nel P12S (**Fig. 4.14**); questi due piezometri, infatti, già in uno studio precedente (Pandolfini, 2012) sono stati segnalati come i due pozzi che assumono le variazioni termiche più estreme, ovvero le più calde in estate e le più fredde in inverno.

Nei profili del P14S è molto interessante osservare l'andamento che assumono i profili dei mesi di marzo, aprile e maggio, in quanto presentano un'importante concavità verso l'alto, come mostrato in **Fig. 4.4**; allo stesso modo nel mese di settembre, e poi nel mese di ottobre in maniera molto più marcata, è visibile l'inversione termica stagionale: in particolare, i profili di maggio e ottobre sembrano quasi perfettamente speculari, caratteristica visibile soltanto in questo pozzo.

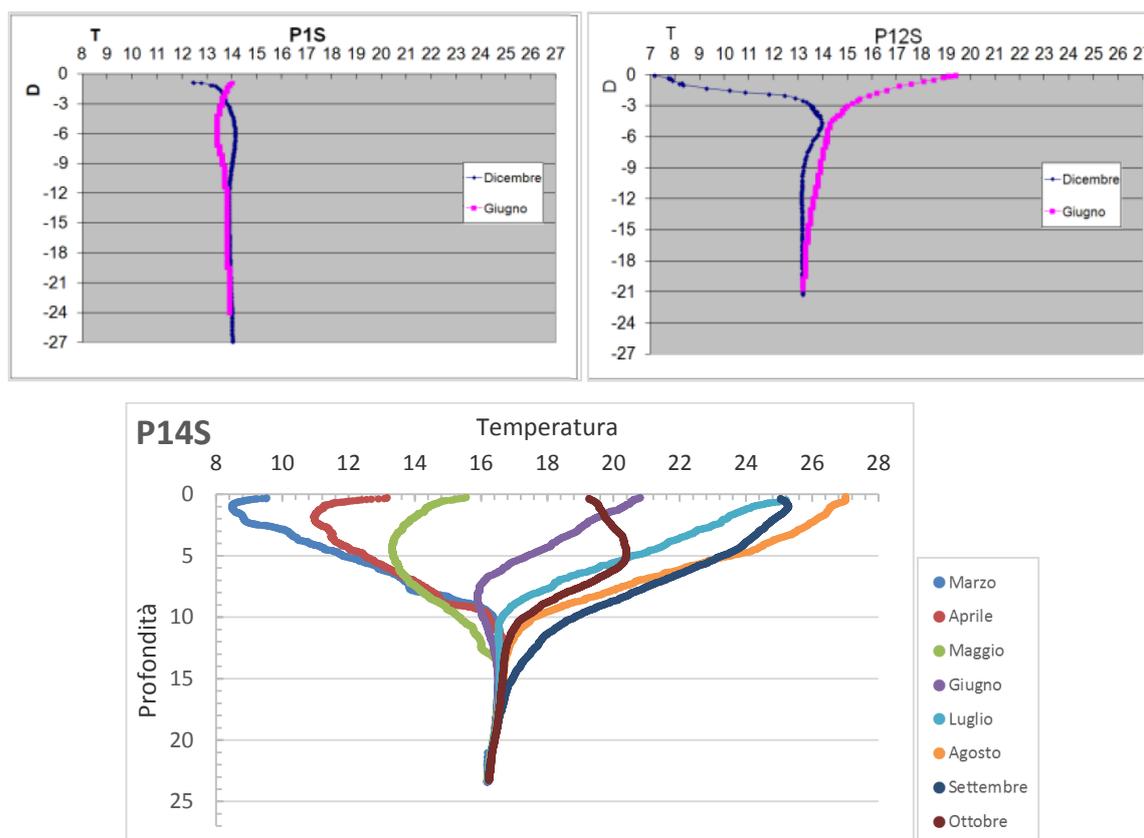


Fig.4.14 - Confronto tra il P14S e i pozzi di riferimento.

Il trasporto di calore per avvezione, dovuto al flusso d'acqua sotterranea, provoca delle deviazioni dell'andamento lineare del profilo termico, che si avrebbe per mezzo della diffusione del calore, dando luogo a concavità e convessità (Taniguchi et al., 1999). Un'analisi qualitativa delle misure termiche permette di evidenziare, nei profili di temperatura, andamenti riconducibili a movimenti di falda. Com'è possibile apprezzare dal confronto tra profili, il P17N e il P16N presentano soltanto lievi concavità verso l'alto, a segnalare la ricarica dell'acquifero da parte del corso d'acqua superficiale (in questo caso i Fiumi Uniti): infatti, queste leggere deformazioni si riscontrano nei mesi piovosi, quali marzo, aprile, maggio e in parte anche giugno, avendo registrato, quest'ultimo, abbondanti precipitazioni; al contrario, non sono visibili concavità verso il basso, a parte i profili di settembre e ottobre del pozzo P16N, il cui trend nei primi 3 m si discosta nettamente dai profili termici degli altri mesi, assumendo un andamento quasi verticale. Invece i pozzi che

presentano queste concavità in maniera rilevante sono il P18N e ancora di più il P14S; per il primo le concavità verso l'alto sono molto evidenti per i mesi di aprile e maggio, mentre per il mese di ottobre si verifica lo stesso comportamento assunto dal profilo termico del mese di ottobre nel P16N; per quanto riguarda, invece, il P14S, grazie alla sua forte interazione con le acque superficiali del Torrente Bevano, sono molto ben visibili sia le concavità verso l'alto sia quelle verso il basso: le prime sono riferite ai mesi di marzo, aprile e maggio, in cui i profili assumono forti alterazioni termiche per l'arrivo di acque fredde di precipitazione (nei primi 2 m di profondità le temperature hanno un abbassamento di oltre 2°C); i profili dei mesi di giugno, luglio e agosto in superficie registrano temperature molto alte (ad agosto la temperatura superficiale è pari a 27°C), segnale evidente della forte dipendenza degli strati più superficiali del suolo con la temperatura atmosferica; infine, il profilo di settembre inizia a mostrare i primi segni di inversione termica a causa del cambiamento stagionale, decisamente evidente, poi, nel profilo di ottobre, in cui l'andamento della temperatura assume la classica concavità verso il basso, indice di un acquifero che cede acqua al fiume: come già accennato, questo profilo, insieme a quello speculare di maggio, sono la perfetta rappresentazione della stretta interdipendenza esistente tra un acquifero e un corso d'acqua superficiale.

4.4 Approfondimento sul pozzo P18N

Come già indicato nell'introduzione di questo capitolo, i profili termici del P18N sono stati utilizzati anche per stabilire la profondità di stabilizzazione della temperatura, servita per posizionare il diver nel pozzo: essendo la profondità di stabilizzazione pari a -8 m, la sonda è stata posizionata all'interno del piezometro ad una profondità di -7,5 m per l'intero mese di ottobre (**Fig. 4.15**), al fine di riscontrare eventuali anomalie termiche che, teoricamente, non dovrebbero manifestarsi.

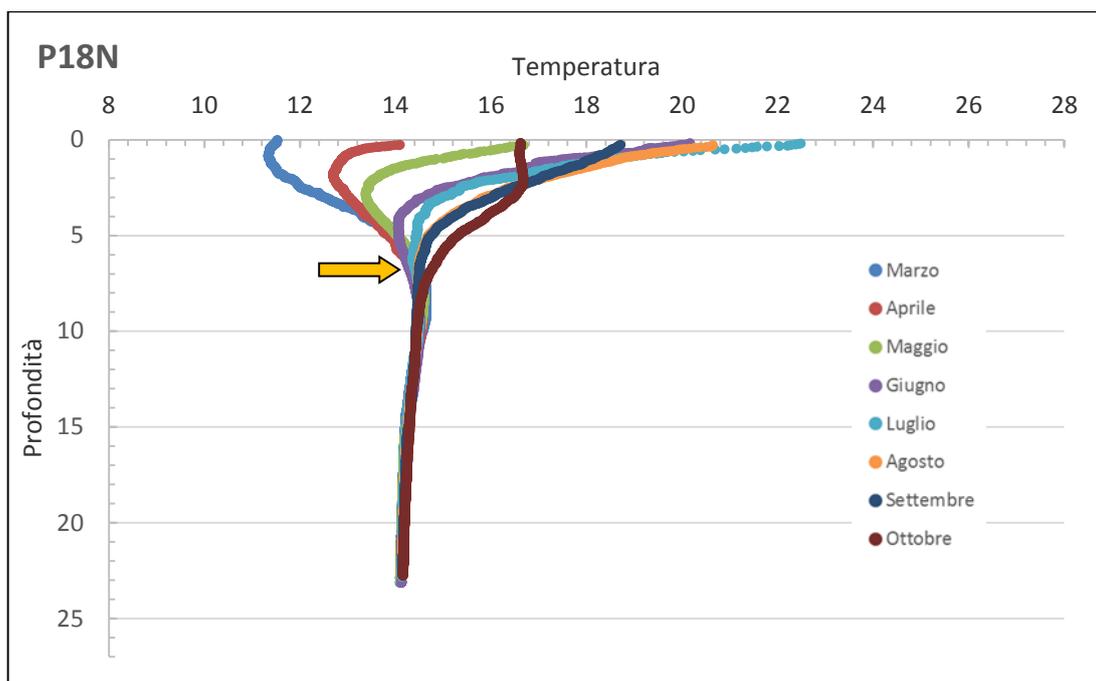


Fig. 4.15 - *Profili termici del pozzo P18N: la freccia gialla indica la profondità a cui è stato posizionato il diver durante il mese di ottobre.*

Per contestualizzare i dati ricavati dal diver nel mese di ottobre, le curve riferite alla temperatura, alla pressione e alla conduttività elettrica del P18N sono state messe in correlazione con il livello idrometrico dei Fiumi Uniti (al livello della Chiusa Rasponi) e le precipitazioni (dalla stazione di Ravenna urbana), dati scaricati dal Sistema *Dexter*, l'interfaccia ARPA che consente di visualizzare su carta geografica attiva la posizione delle stazioni sul territorio regionale (**Fig. 4.16**): anche questi dati sono riferiti al mese di ottobre 2015.

Data la difficoltà nel ricavare delle informazioni con i diversi parametri inseriti nello stesso grafico, si è scelto di mettere a confronto soltanto le curve riferite alla temperatura rilevata nel pozzo P18N (alla profondità di -7,5 m) e al livello idrometrico dei Fiumi Uniti, in modo tale da ottenere delle scale che permettessero di effettuare delle correlazioni più precise e puntuali (**Fig. 4.17**).

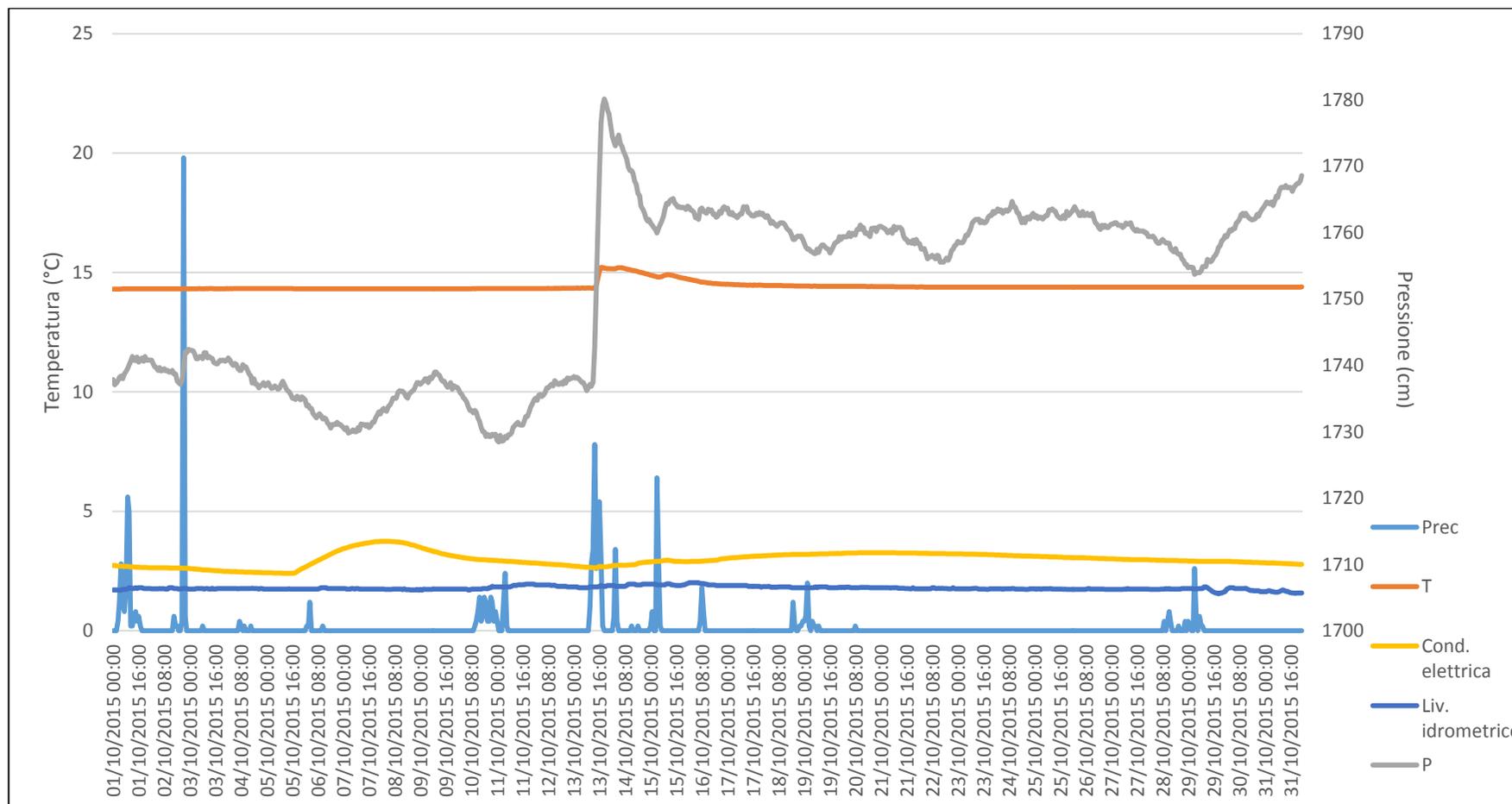


Fig. 4.16 - Curve di temperatura, pressione, conduttività elettrica del pozzo P18N; curve del livello idrometrico dei Fiumi Uniti e delle precipitazioni della stazione di Ravenna scaricati da Dexter del mese di ottobre 2015.

Laureanda: Graziana Paradiso

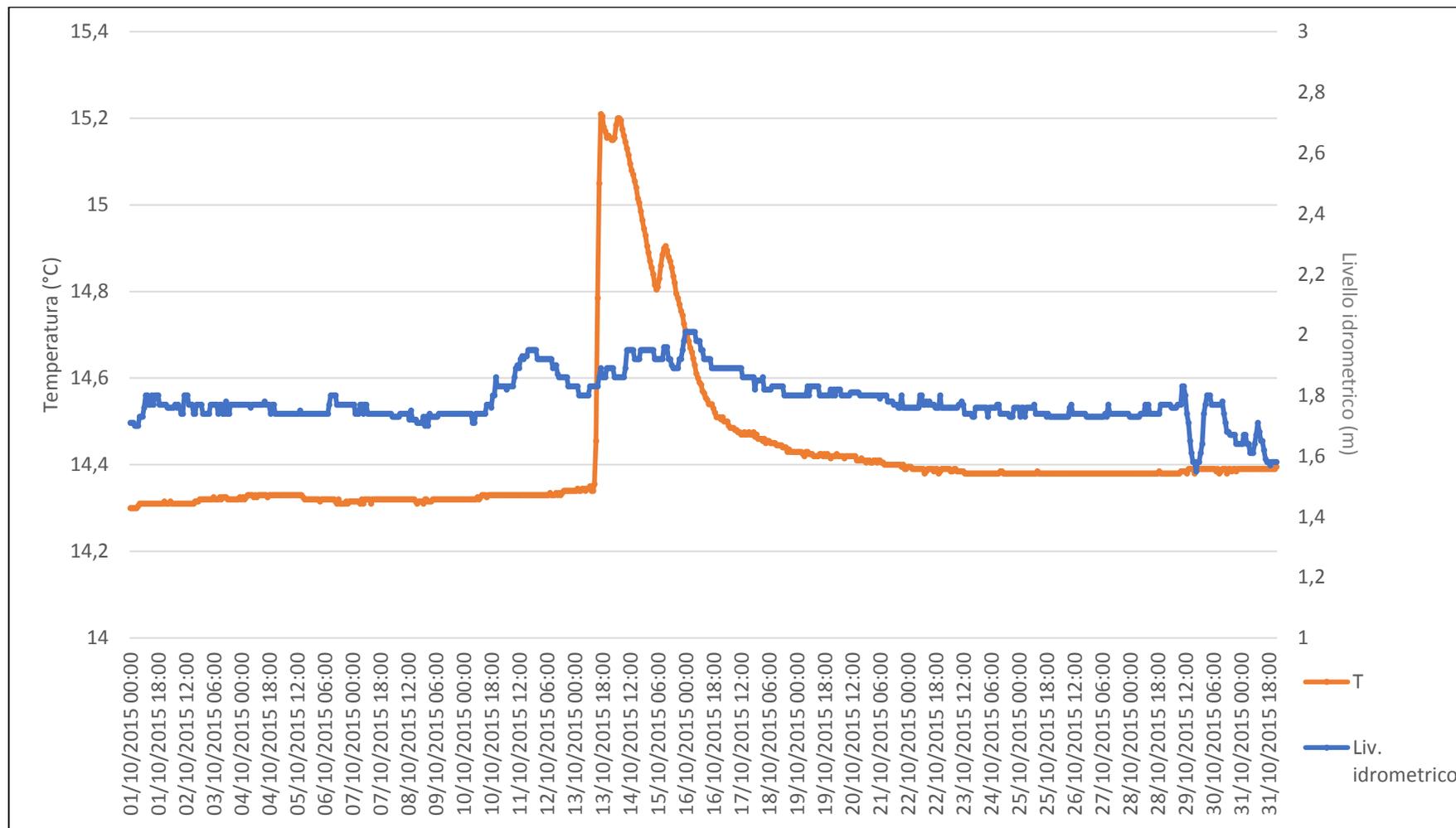


Fig. 4.17 - Curve di temperatura del pozzo P18N alla profondità di -7,5 m e del livello idrometrico dei Fiumi Uniti del mese di ottobre 2015.

Laureanda: Graziana Paradiso

Per la prima parte del mese di ottobre, il livello dei Fiumi Uniti si è mantenuto intorno a 1,7 m; successivamente, dopo le intense piogge verificatesi a cavallo tra il 10 e l'11 ottobre, il livello dell'acqua è salito repentinamente fino a raggiungere 1,9 m; dopo questo innalzamento, il livello fluviale è tornato in poco tempo sotto 1,8 m, ma in seguito ad ulteriori eventi precipitativi del 13 ottobre, il livello è tornato a salire, giungendo ad un livello idrometrico superiore ai 2 m.

Per quanto riguarda la curva della temperatura del piezometro P18N, misurata alla profondità di -7,5 m, per quasi tutta la prima metà del mese i valori si attestano intorno ai 14,3°C, ma in corrispondenza del 13 ottobre la temperatura aumenta di 1°C in meno di 4 ore, raggiungendo i 15,2°C; nella stessa giornata la temperatura diminuisce leggermente per poi raggiungere un nuovo picco, molto simile al precedente, in seguito al quale i valori termici iniziano a diminuire lentamente; nella notte tra il 14 e il 15 ottobre si ha un leggero aumento della temperatura, che raggiunge quasi i 15°C; dopo quest'ultimo picco, la temperatura scende lentamente per tornare ai valori di inizio mese.

Valutando l'andamento delle due curve dal 10 al 15 ottobre, si nota come i picchi del livello idrometrico e della temperatura siano sfalsati tra di loro di circa 2-3 giorni, facendo supporre una correlazione tra i due fenomeni (**Fig. 4.18**).

Da una prima analisi della **Fig. 4.16** potrebbe sembrare che l'aumento repentino di temperatura registrato tra il 13 e il 14 ottobre dipenda dalle precipitazioni verificatesi nello stesso lasso di tempo; in realtà, si può osservare che, nonostante l'intensa pioggia del 2 ottobre, pari a 21,8 mm, il livello dei Fiumi Uniti, così come la temperatura nel piezometro P18N, non ha subito alcuna variazione. Questa discrepanza di informazione può essere dovuta al fatto che la prima precipitazione menzionata è stata circoscritta esclusivamente al territorio di Ravenna, senza interessare anche il bacino pedemontano, da cui il fiume Montone, e quindi anche i Fiumi Uniti, riceve l'acqua che alimenta il suo corso fluviale. Allo stesso tempo, è poco verosimile che le precipitazioni del 13-14 ottobre, che ammontano a 31,2 mm (quindi una quantità di pioggia abbastanza simile a quella del 2 ottobre), abbiano influenzato immediatamente sia il livello idrometrico del fiume che la temperatura nel pozzo registrati nello stesso arco temporale: guardando, invece, alle precipitazioni del 10-11 ottobre, è ragionevole pensare come siano state proprio queste piogge a generare delle alterazioni nella temperatura e nel livello idrometrico.

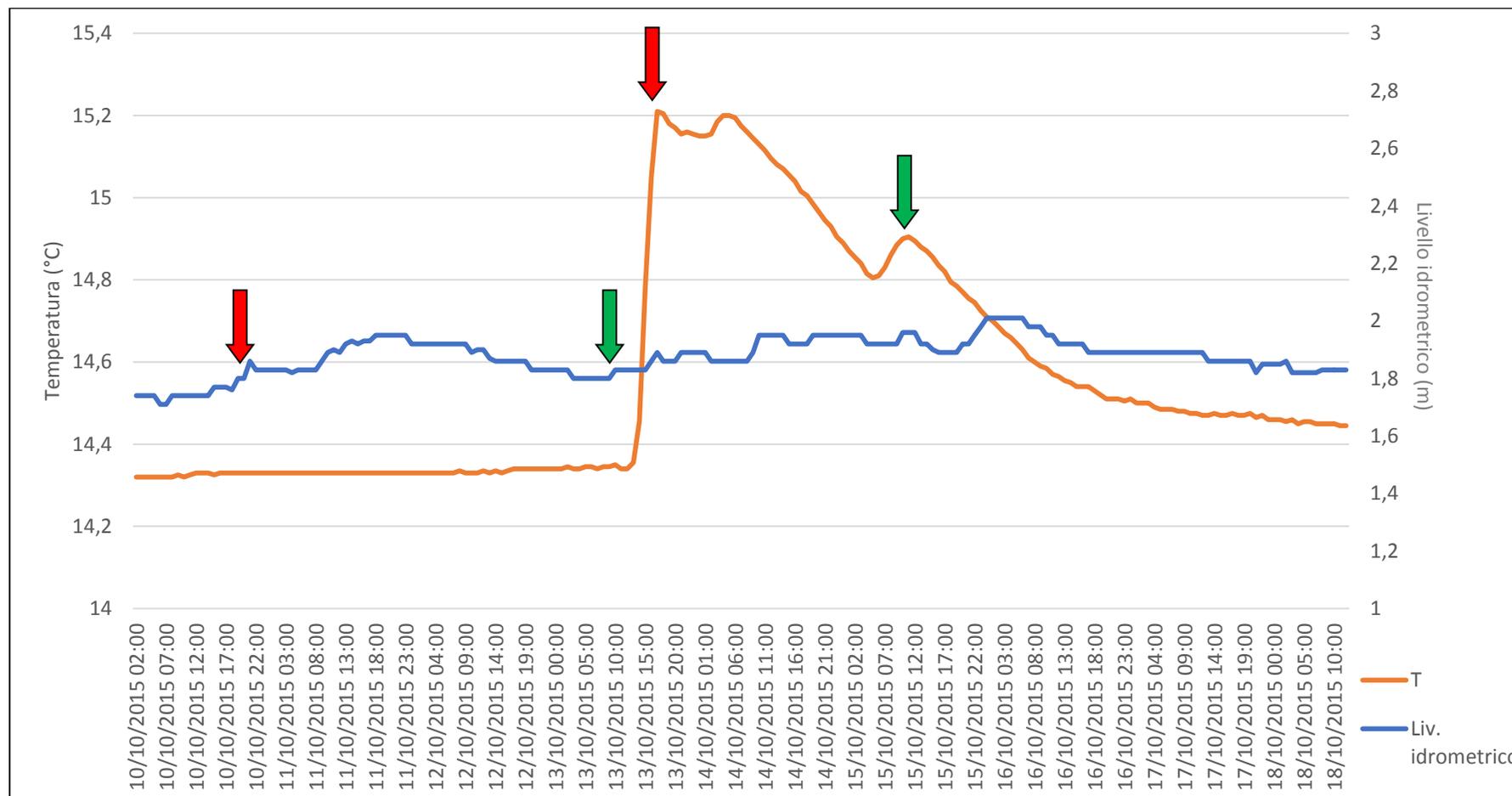


Fig.4.18 - Zoom sulle curve di temperatura e livello idrometrico dal 10 al 18 ottobre: con le frecce rosse e verdi vengono indicati i picchi di livello idrometrico e di temperatura correlati tra loro.

4.5 Variazione della tavola d'acqua

Nel capitolo “Materiali e Metodi” sono stati brevemente spiegati l'utilizzo e la funzione del freatimetro: la tavola d'acqua è un elemento fondamentale per raggiungere una conoscenza chiara della dinamica dei fluidi sotterranei; generalmente, sono le precipitazioni efficaci a produrre, tramite l'infiltrazione, le fluttuazioni del livello piezometrico delle acque sotterranee, specialmente nel caso in cui queste non sono in relazione con le acque superficiali.

Nella **Fig. 4.19** vengono mostrati contestualmente l'evoluzione della tavola d'acqua nei piezometri e la quantità di precipitazioni cadute in ciascun mese: in generale, si osserva una certa coerenza tra le abbondanti precipitazioni e l'aumento del livello piezometrico, ma la risposta della tavola d'acqua nei confronti delle precipitazioni è, come già indicato nei paragrafi precedenti, influenzata in modo rilevante dalla vicinanza a corsi d'acqua superficiali.

Inoltre, il monitoraggio del livello piezometrico è servito, in questo studio, per poter calibrare al meglio il modello, realizzato sul pozzo P18N.

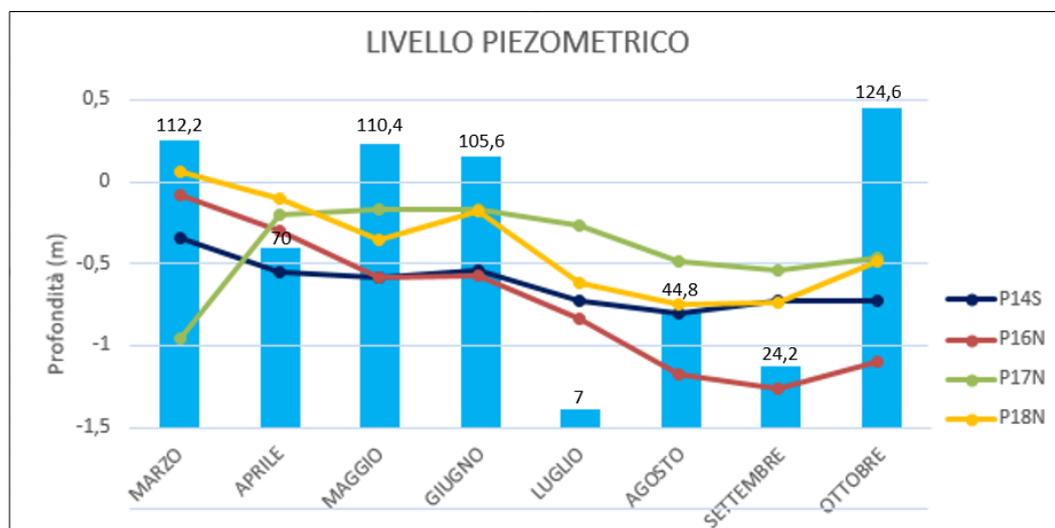


Figura 4.19 - Evoluzione del livello piezometrico registrato da marzo ad ottobre 2015 nei piezometri di riferimento; l'istogramma rappresenta l'ammontare totale di pioggia di ciascun mese.

4.6 Output del modello

In merito agli output restituiti dal software, per ciascuno scenario di simulazione verrà riproposta la medesima sezione del modello, in cui si potrà osservare un acquifero profondo 14 m e lungo 320 m, con una topografia quasi piana partendo dal dreno, a sinistra, fino ad arrivare all'argine, sulla destra, e al corso d'acqua; al di sotto della topografia, con una linea nera è indicato il livello della tavola d'acqua, calcolata dal software stesso grazie ai parametri discussi precedentemente.

4.6.1 Scenario 1

Lo scenario 1 rappresenta il modello base del sistema ed una distribuzione omogenea della K_{sabbia} , in cui il flusso d'acqua si muove dal fiume (in blu, a destra) al dreno (in rosso, a sinistra) senza alcun ostacolo (**Fig. 4.20**). Nella sezione **A** viene rappresentata la simulazione completa dello spostamento dell'acqua nel sottosuolo attraverso le *pathlines* ("linee di percorso"): queste linee di flusso sono segnate ad intervalli regolari da pallini (*time marks*), che indicano il tempo che una particella d'acqua impiega a percorrere una determinata distanza. Come già accennato, il tempo riferito a ciascun *time mark* è 1 giorno. E' da sottolineare che le linee di flusso più superficiali arrivano al dreno in poco più di 4 giorni, mentre quelle più in profondità impiegano più di 5 giorni, partendo dal fondo del corso d'acqua.

Escludendo la parte iniziale e finale del loro percorso, le *pathlines* sono tutte parallele tra loro, in quanto l'omogeneità del mezzo in cui si trovano permette loro di mantenere sempre la stessa traiettoria, priva di deviazioni: la ricarica del fiume e l'effetto del dreno che richiama l'acqua dal corso d'acqua è ben evidente dalle linee di flusso, che senza un forzante meccanico assumerebbero un andamento completamente orizzontale, seguendo grossomodo il profilo topografico.

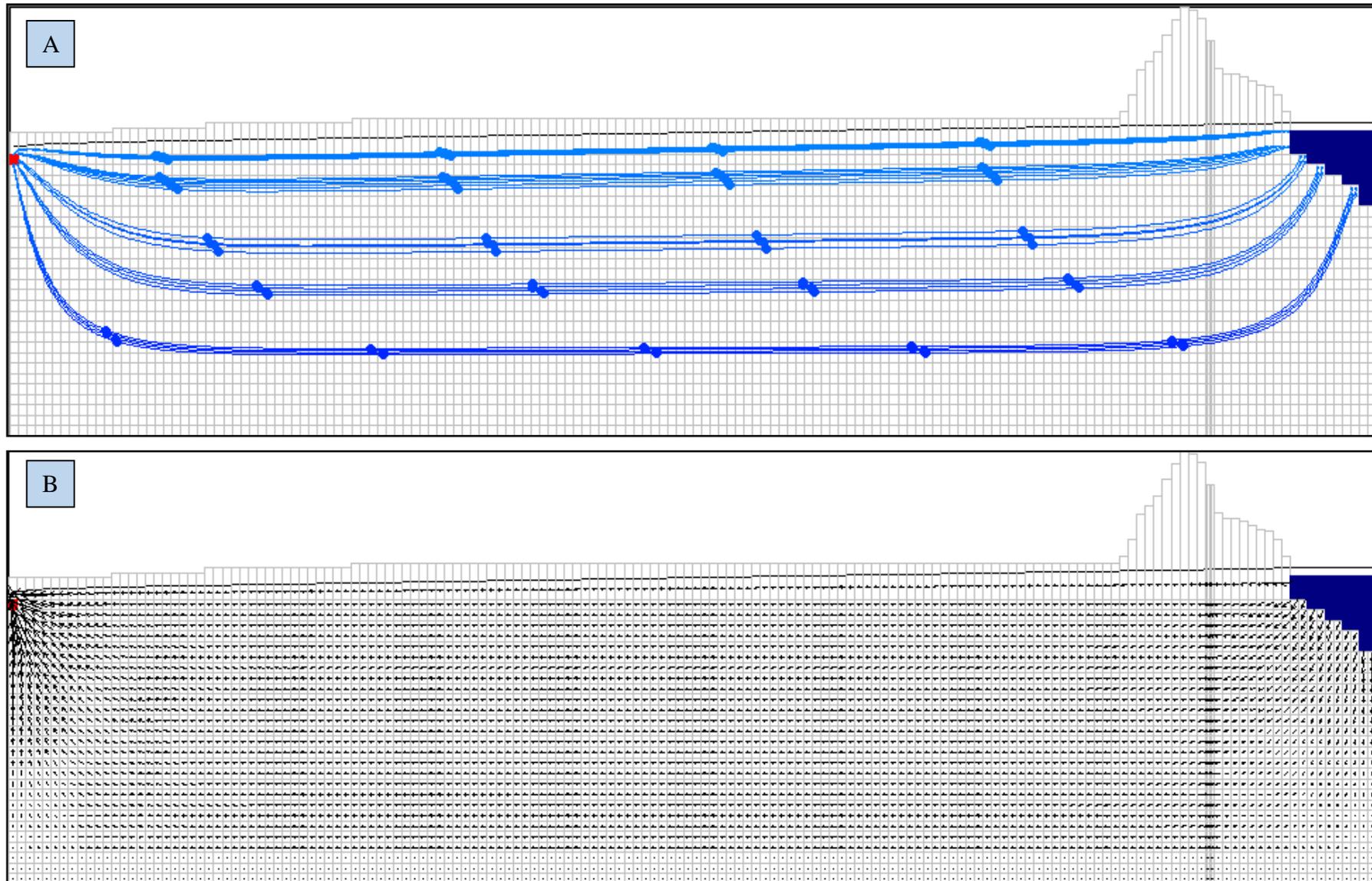
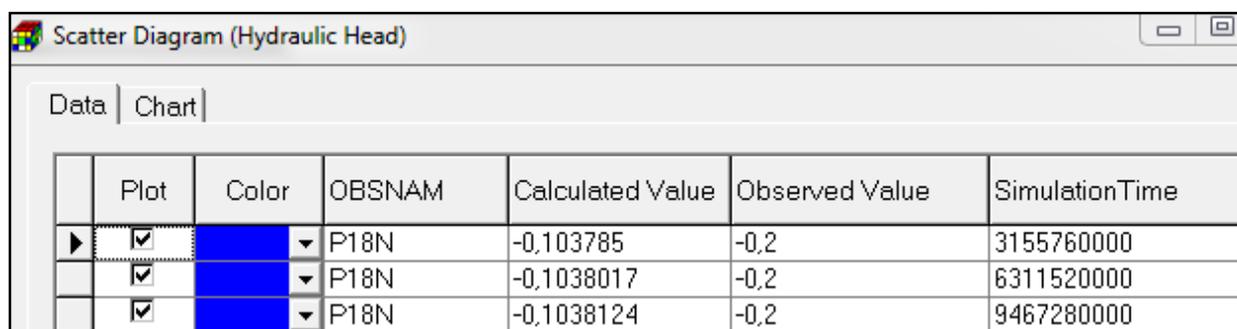


Fig. 4.20 –Scenario 1: A) schema delle pathlines, B) schema dei vettori di flusso.

Nella sezione **B** viene mostrato, invece lo schema dei vettori delle linee di flusso: i vettori di velocità descrivono la direzione del movimento dell'acqua in ogni istante del *time step* della simulazione; come le linee di flusso, anche questi presentano grande omogeneità nella loro disposizione, e convergono tutti in un unico punto, il dreno, intorno al quale è possibile notare come i vettori siano più lunghi: infatti, la lunghezza delle frecce è direttamente proporzionale al modulo del vettore velocità.

Dopo una simulazione, grazie all'*Head Scatter Diagram* (uno strumento di visualizzazione indice della bontà della calibrazione) può essere effettuata una comparazione tra i valori calcolati e i valori osservati del carico idraulico relativi al pozzo monitorato in campagna (P18N), affinché possa essere valutata statisticamente la rispondenza del modello alla realtà (**Fig. 4.21**). La concordanza sostanziale tra i valori calcolati e quelli osservati suggerisce una buona prossimità del modello interpretativo con la distribuzione reale delle caratteristiche idrauliche del sottosuolo, e quindi l'attendibilità di ulteriori simulazioni; tuttavia è bene ricordare che questo scenario non presenta ancora una situazione reale, in quando non è stato ancora implementato il setto esistente nell'argine.



	Plot	Color	OBSNAM	Calculated Value	Observed Value	SimulationTime
<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>		P18N	-0,103785	-0,2	3155760000
<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>		P18N	-0,1038017	-0,2	6311520000
<input checked="" type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>		P18N	-0,1038124	-0,2	9467280000

Fig. 4.21 - Confronto tra carico idraulico calcolato e carico idraulico monitorato per lo scenario 1.

4.6.2 Scenario 2

Per lo scenario 2 è prevista l'implementazione della barriera impermeabile nell'argine del fiume (**Fig. 4.22**). È molto evidente l'azione che il setto effettua sul percorso dell'acqua verso il dreno: in particolare le linee di flusso che partono dall'alveo del fiume sono costrette ad una fortissima deviazione verso il basso per "aggirare" la barriera che impedisce loro il percorso. Le linee di flusso nella parte più profonda dell'acquifero sembrano essere meno ostacolate dal setto: infatti il tempo che impiegano a raggiungere il dreno è poco più di 5 giorni, a differenza delle *pathlines* superficiali, che completano il loro percorso in più di 6 giorni per causa del setto.

Ancora una volta le linee di flusso tendono a mantenersi l'una parallela all'altra, andando ad escludere, però, l'intorno della barriera impermeabile.

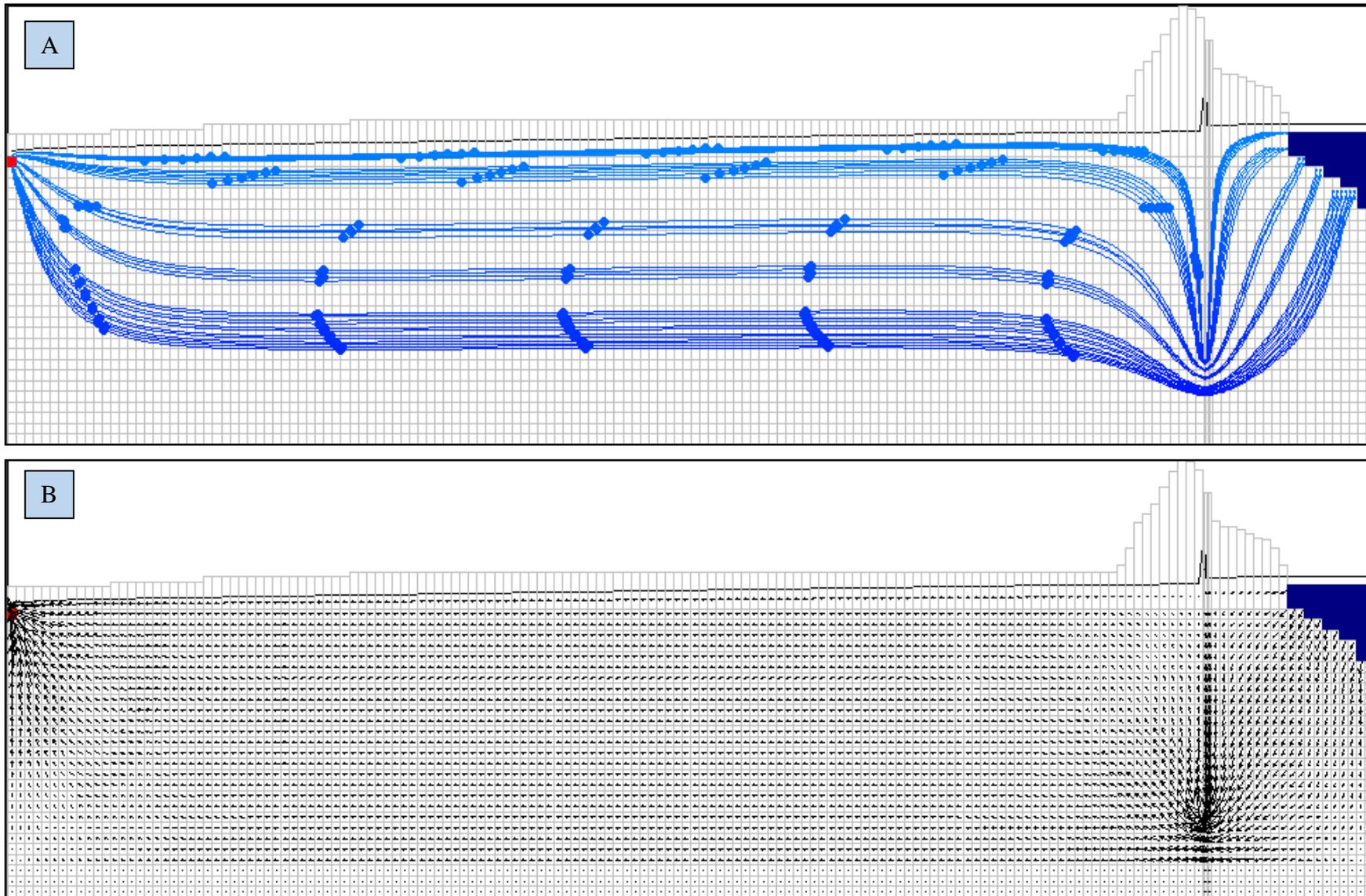


Fig. 4.22 - Scenario 2: A) schema delle pathlines, B) schema dei vettori di flusso.

I vettori nella sezione **B** presentano un'alta concentrazione sia intorno al dreno che intorno al setto: questo rappresenta la costrizione delle linee di flusso, da parte del setto, a convergere tutte insieme nello spazio di acquifero in cui la litologia permette un libero deflusso; inoltre, com'è possibile notare dalla lunghezza dei vettori, in questa zona aumenta molto la velocità del flusso dell'acqua.

E' da notare che negli scenari in cui è presente il setto, come in questo caso, il livello della tavola d'acqua presenta un lieve picco proprio in corrispondenza della barriera impermeabile. Questo è un artificio del modello e dipende dal fatto che ci sono due celle adiacenti aventi due valori di conduttività idraulica con ordini di grandezza molto diversi tra loro.

Infine, dal confronto tra i valori osservati e quelli calcolati risulta che la calibrazione per questo scenario sia migliore rispetto allo scenario 1 (**Fig. 4.23**): è da precisare che il presente scenario dimostra una calibrazione più efficiente perché è più fedele alla realtà rispetto al precedente, in quanto nell'argine dei Fiumi Uniti è effettivamente presente una barriera impermeabile lungo tutta l'asta fluviale.

	Plot	Color	OBSNAM	Calculated Value	Observed Value	SimulationTime
<input checked="" type="checkbox"/>			P18N	-0,2064411	-0,2	3155760000
<input checked="" type="checkbox"/>			P18N	-0,2066579	-0,2	6311520000
<input checked="" type="checkbox"/>			P18N	-0,2066594	-0,2	9467280000

Fig. 4.23 - Confronto tra carico idraulico calcolato e carico idraulico monitorato per lo scenario 2.

4.6.3 Scenario 3

L'ultima implementazione del modello consiste nel modificare la conduttività idraulica dell'unità di sabbia impostando una distribuzione eterogenea della K piuttosto che una distribuzione omogenea e costante lungo tutto l'acquifero come nei due scenari precedenti.

Le linee di flusso nella sezione **A** (**Fig. 4.24**) presentano innumerevoli deviazioni a causa della distribuzione random della conduttività idraulica, con un valore medio della sabbia dell'acquifero pari a 40 m/giorno. La particolarità da evidenziare è che le linee di flusso più profonde impiegano poco più di 2 giorni a raggiungere il dreno, a differenza di quelle superficiali, che impiegano quasi 7 giorni a compiere il percorso. Come le *pathlines*, anche i vettori non si distribuiscono più

perfettamente paralleli tra loro ma, influenzati dalla distribuzione random della conduttività, presentano uno schema con molte deviazioni locali dovute alle diverse vie preferenziali di flusso.

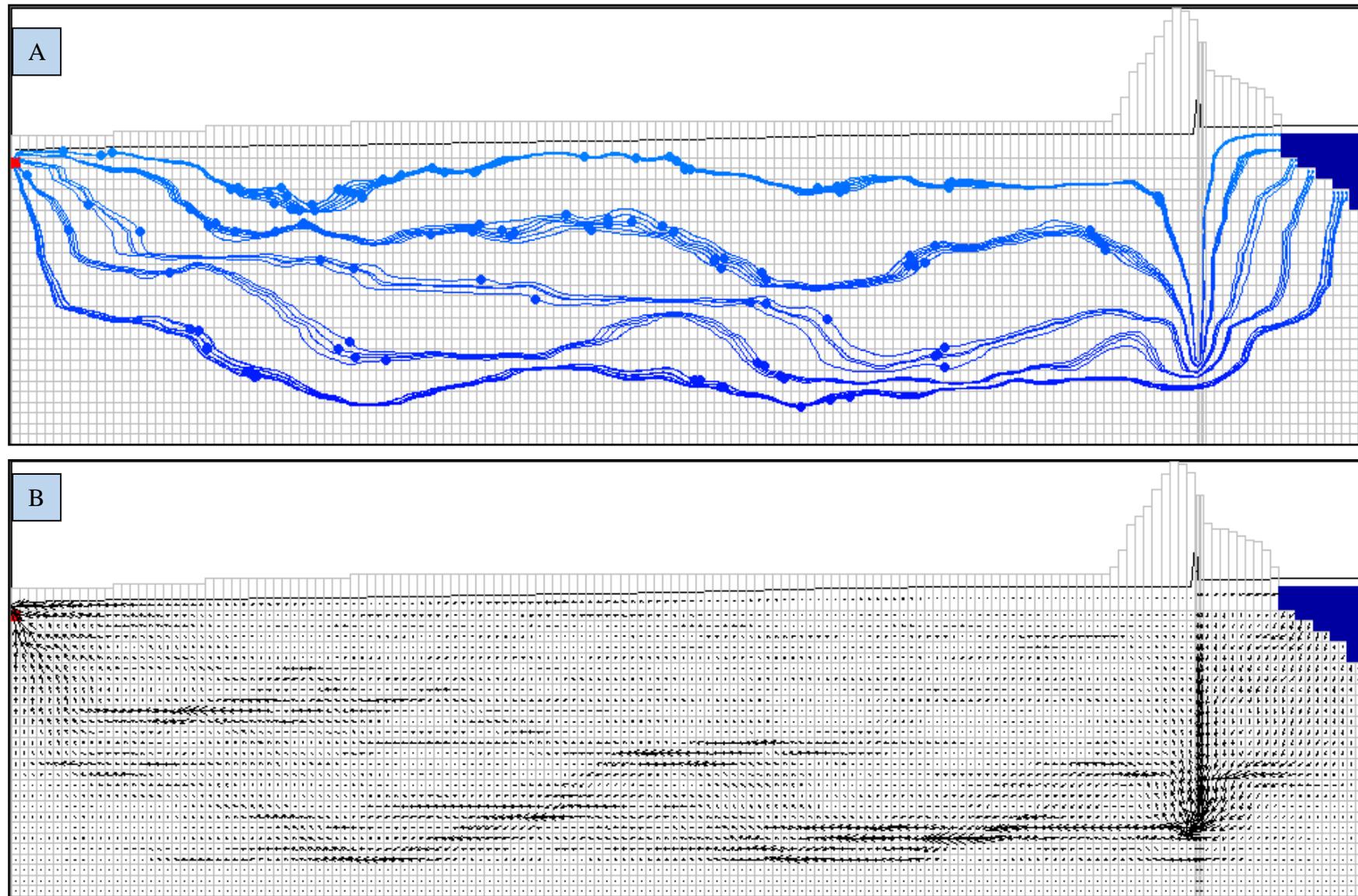
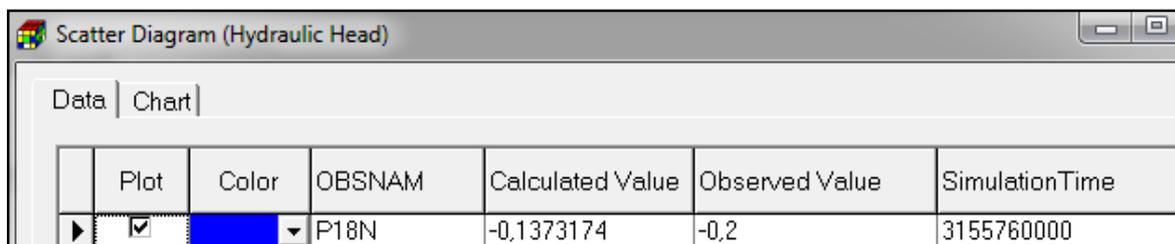


Fig. 4.24 - Scenario 3: A) schema delle pathlines, B) schema dei vettori di flusso.

Per quanto riguarda il confronto tra i valori osservati e calcolati del carico idraulico del piezometro, anche questa calibrazione risulta essere molto buona (**Fig. 4.25**), anche se i due valori non collimano esattamente come nello scenario 2; in ogni caso c'è da aggiungere che la generazione di un *layer* del genere si basa sulla simulazione Monte Carlo. L'algoritmo Monte Carlo è un metodo numerico che viene utilizzato per trovare le soluzioni di problemi matematici, che possono avere molte variabili e che non possono essere risolti facilmente; questa tecnica prevede che si generi, per estrazione casuale, un certo numero di realizzazioni del campo del parametro in questione (conduttività idraulica), risolvendo per ciascuna realizzazione l'equazione del moto: il risultato è legato alla casualità in quanto la distribuzione della *K* impostata rappresenta soltanto una delle molteplici distribuzioni che si possono ottenere (per ottenere conclusioni più robuste sarebbe necessario effettuare un'analisi geostatistica e confrontare più modelli aventi distribuzioni diverse): quindi, il valore calcolato dal software è sicuramente soggetto a tale casualità, motivo per cui è da considerare ugualmente un ottimo risultato.

Questa simulazione rappresenta quella più affidabile in quanto è più realistico il deflusso di un fluido all'interno di un mezzo eterogeneo, anche se costituito interamente dalla stessa litologia.



Plot	Color	OBSNAM	Calculated Value	Observed Value	SimulationTime
<input checked="" type="checkbox"/>		P18N	-0,1373174	-0,2	3155760000

Fig. 4.25 - Confronto tra carico idraulico calcolato e carico idraulico monitorato per lo scenario 3.

4.6.4 Confronto tra gli scenari

I tre scenari rappresentano tutti delle buone simulazioni dell'acquifero preso in esame in questa tesi. Nella **Fig. 4.26** viene mostrato il confronto tra i valori di carico idraulico nel P18N calcolati dal software: i valori ottenuti sono tutti indici di una buona calibrazione, nonostante il fatto che l'ultimo scenario rappresenta quello più realistico su cui bisogna fare più affidamento.

	VALORI CALCOLATI	VALORI OSSERVATI
SCENARIO 1	-0,1	-0,2
SCENARIO 2	-0,2	-0,2
SCENARIO 3	-0,1	-0,2

Fig.4.26 – Comparazione dei valori calcolati e dei valori osservati del carico idraulico nel pozzo P18N per i 3 scenari.

La differenza sostanziale consiste nella presenza della barriera impermeabile all'interno dell'argine, che effettivamente ritarda la ricarica dal fiume verso l'acquifero ed impedisce il ristagno dell'acqua e l'allagamento in caso di piena in una zona molto pianeggiante, caratterizzata da un uso del suolo a scopo agricolo.

4.6.5 Osservazioni sul modello

È necessario precisare alcuni particolari sul funzionamento generale del software e sul modello scelto per le simulazioni in questione.

Innanzitutto non è stato possibile calibrare al meglio il modello preso in esame, in quanto si era in possesso di un solo dato riferito ad un unico piezometro; teoricamente si dovrebbe disporre di più punti di osservazione, per avere una conferma che anche in quei punti il modello risponda correttamente.

Sempre per lo stesso problema di carenza di ulteriori punti di osservazione, non è stato possibile trattare la calibrazione con dei parametri di sensitività, come la *covariance* e il *correlation coefficient*.

Infine, come già accennato in questo capitolo, una sorta di "limite" del software consiste nell'algoritmo Montecarlo: nel caso di questo studio, è stata utilizzata soltanto una delle interpolazioni che il software ha restituito, il che rende i risultati ottenuti piuttosto soggetti alla casualità.

4.7 Coerenza tra i risultati ottenuti

Dai paragrafi precedenti è emerso come le considerazioni derivate dall'analisi termica dell'acquifero, tramite il pozzo P18N, e i risultati ottenuti dalle simulazioni del modello sullo stesso piezometro concordino tra loro: la piena dei Fiumi Uniti registrata tra il 10 e l'11 ottobre ha avuto come risposta un picco termico, nel P18N, il 13 ottobre (dopo circa 2-3

giorni), lo stesso lasso di tempo che, nell'ultimo scenario simulato, impiega una particella d'acqua a raggiungere il dreno; a confermare questa correlazione, si è verificata un'altra piena, sempre a metà mese (13 ottobre), che ha causato una risposta termica in poco meno di 2 giorni in maniera molto simile al caso precedente.

5 - CONCLUSIONI

Il lavoro esposto nei capitoli precedenti ha avuto come obiettivo quello di comprendere se ci sia qualche tipo di interazione tra i Fiumi Uniti e l'acquifero costiero ravennate. Dallo studio sulle temperature rilevate nei mesi di monitoraggio e dai risultati ottenuti dalla modellazione attraverso *Modflow* si può concludere che:

- i dati termici rilevati in campo, e il loro confronto con profili aventi trend termici opposti, ci hanno permesso di confermare l'esistenza di un'importante interazione tra i corsi d'acqua presi in esame (Fiumi Uniti e Torrente Bevano) e l'acquifero costiero ravennate, valutata nei pozzi P18N e P14S: ciò è testimoniato dall'ampia variazione di temperatura negli strati più superficiali del suolo e, nel P14S, dalla profondità di stabilizzazione, che si attesta intorno ai -16 m, ovvero ad una profondità che nelle zone circostanti è tipica della zona geotermica (la cui temperatura di norma non subisce variazioni stagionali);
- le concavità verso l'alto e verso il basso nei profili termici del P18N, ma specialmente del P14S, indicano, nel primo caso l'arrivo di acqua fredda nell'acquifero per ricarica da parte del fiume e il deflusso sotterraneo al fiume da parte dell'acquifero nel secondo caso;
- l'anomalia termica registrata nel P18N tra il 10 e l'11 ottobre ad una profondità di -7,5 m è causata da un flusso orizzontale di acqua più calda in prossimità del piezometro proveniente dai Fiumi Uniti mediante trasporto per avvezione;
- sia il modello che l'analisi termica, affiancata dalla variazione del livello idrometrico del fiume, sostengono la tesi per cui l'acqua impiega tra i 2 e i 3 giorni nel percorrere la distanza tra il fiume e il dreno, passando per il piezometro;
- dalle simulazioni dell'ultimo scenario del modello, si evince come la presenza del setto abbia comportato dei vantaggi nella zona di interesse, andando ad influire in maniera rilevante sulla ricarica dell'acquifero da

parte del fiume, in quanto si evince che la barriera impermeabile abbassa il livello della tavola d'acqua: i lavori di adeguamento idraulico sono stati efficaci nell'arginare i problemi idrologici della zona di Porto Fuori, consistenti nel ristagno dell'acqua a causa della sua difficoltà nel defluire in una topografia piana, che altrimenti andrebbero a riflettersi sull'economia, ma anche sul lavoro dei piccoli e medi agricoltori.

La misura del gradiente di temperatura nei pozzi rappresenta un valido strumento per l'individuazione e la valutazione quantitativa di movimenti d'acqua sotterranea.

I risultati ottenuti per mezzo di questo studio sono stati importanti per raggiungere una più chiara cognizione riguardo le dinamiche dei flussi sotterranei e le interazioni tra acquifero e fiume, ma è necessario continuare queste opere di monitoraggio, al fine di contribuire allo sviluppo di modelli idrogeologici concettuali per una miglior politica di gestione dell'acqua, una risorsa comune di grande importanza, ma le cui dinamiche sono complesse e quindi difficilmente governabili: *“The science of hydrology would be relatively simple if water were unable to penetrate below the Earth's surface”* (Harold E. Thomas).

BIBLIOGRAFIA

Allen R. G., Pereira L. S., Raes D., Smith M. (2006). *FAO Irrigation and Drainage Paper #56*.

Amorosi A., Centineo M. C., Colalongo M. L., Fiorini F. (2005). *Millennial-scale depositional cycles from the Holocene of the Po Plain, Italy*. *Marine Geology* 222-223, 7-18.

AQUATER (1988). *Caratteristiche idrogeologiche, idrauliche ed idrodinamiche della falda freatica e rapporti falda freatica-subsidenza nelle pinete di S. Vitale e di Classe (RA)*. Comune di Ravenna.

Badon Ghijben W. (1888). *Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam [notes on the probable results of a well drilling near Amsterdam]*. *Tijdschrift Koninklijk Instit Ing* 1988/1989:8–22.

Belsley DA (1990). *Conditioning diagnostics: collinearity and weak data in regression*. Wiley, New York.

Bondesan, M., Favero, V., Vinals, M.J. (1995). *New evidence on the evolution of the Po delta coastal plain during the Holocene*. *Quat. Int.* 29/30, 105– 110.

Boulton A.J. & Hancock P.J. (2006) *Rivers as groundwater-dependent ecosystems: a review of degrees of dependency, riverine processes and management implications*. *Australian Journal of Botany* 54: 133 – 144.

Brunke M, Gonser T (1997) *The ecological significance of exchange processes between rivers and ground-water*. *Freshwater Biol* 37:1–33.

Cerbini G., Gorla M. (2004). *Idrogeologia Applicata-Principi, metodi e misure*. Edizioni Geo-Graph, Segrate.

Deming D. (2002). *Introduction to hydrogeology*. New York: McGraw-Hill.

Di Lorenzo T., Galassi D. M. P., Del Tosto D., Marchetti A., Sartori P., Zanuso F., Dell'Acqua N. (2007). *Analisi della funzionalità del corridoio iporreico del torrente Avisio (Bacino del Fiume Adige) in un'ottica gestionale integrata*.

EPA (1999). *The importance of Surface Water/Groundwater Interactions Issue Paper*. EPA 910-R-99-013.

Fetter C. W. (2001). *Applied Hydrogeology*. Ed. Prentice Hall, Fourth Edition; 691 pp.

Fleckenstein J. H., Krause S., Hannah D. M., Boano F. (2010). *Groundwater-surface water interactions: New methods and models to improve understanding of processes and dynamics*. *Advances in Water Resources* 33, 1291–1295.

Giambastiani B. M. S. (2007). *Evoluzione idrologica ed idrogeologica della pineta di San Vitale (Ravenna)*, Alma Mater Studiorum Università di Bologna. Dottorato di ricerca in Scienze ambientali: tutela e gestione delle risorse naturali, 19 Ciclo.

Gibert, Janine; Mathieu, J.; Fournier, F., eds. (1997). *Groundwater/ Surface Water Ecotones: Biological and Hydrological Interactions & Management Options*. Cambridge University Press.

Mastin M.C. (1996). *Surface Water Hydrology and Runoff Simulations for Three Basins in Pierce County, Washington*. USGS Water Resources Investigations Report 95-4068.

Harbaugh AW, Banta ER, Hill MC, McDonald MG (2000). *MODFLOW-2000, the US Geological Survey modular groundwater model—user guide to modularization concepts and the ground-water flow process*. US Geological Survey Open-File Report 00-92.

Oude Essink G.H.P. (2000a). *Groundwater Modelling I*. Utrecht University, Institute of Earth Sciences, The Netherlands.

Pandolfini M.(2011). *Valutazione del potenziale geotermico (bassa entalpia) dell'acquifero freatico costiero e di quello semiconfinato della provincia di Ravenna*. Alma Mater Studiorum Università di Bologna. Tesi magistrale in Analisi e Gestione dell'Ambiente (A.A. 2010/2011).

Parsons, M.L. (1970). *Groundwater thermal regime in a glacial complex*. *Water Resources Research* 6, no. 6: 1701–1720.

Piccini M. F., Gonella M., Polo P., Pontin M., Zani O., Bacchini M., Teatini P. (2012). *Sistema sperimentale di preallarme per il rischio di collasso arginale lungo l'asta dei Fiumi Uniti (Ravenna)*. XXXIII Convegno Nazionale di Idraulica e Costruzioni Idrauliche. Brescia, 10-15 Settembre 2012.

Provincia di Ravenna (2000). *1° Rapporto sullo stato dell'ambiente nella provincia di Ravenna 2000*. Assessorato Ambiente, Ravenna.

Regione Emilia-Romagna & ENI-AGIP, 1998. *Riserve idriche sotterranee della regione emilia-romagna*. Relazione tecnica a cura di Di Dio G.

Regione Emilia-Romagna (2003). *Piano di tutela delle acque*. Documento Preliminare (art. 25 L.R. 20/2000), Relazione generale comprensiva del quadro conoscitivo, Arpa-Ingegneria Ambientale, Regione Emilia-Romagna.

Regione Emilia-Romagna (2005). *Piano di tutela delle acque*. Relazione generale comprensiva del quadro conoscitivo, Regione Emilia-Romagna, Arpa – Ingegneria Ambientale.

Sophocleus M. (2002). *Interactions between groundwater and surface water: the state of the science*. Hydrogeology Journal 10:52–67.

Stanford, J.A.; J.V. Ward; and B.K. Ellis. (1994). *Ecology of the Alluvial Aquifers of the Flathead River, Montana*. From Groundwater Ecology. Academic Press. Pp. 367-390.

Taniguchi M. (1985). *Effects of snow cover and infiltrated meltwater on soil and groundwater temperature in and around Nagaoka city*. Geogr Rev Jpn Ser A 58:370–384.

Taniguchi, M., D.R. Williamson, and A.J. Peck. (1999b). *Disturbances of temperature-depth profiles due to surface climate and subsurface water flow: 2. An effect of step increase in surface temperature caused by forest clearing in southwest western australia*. Water Resources Research 35, no. 5: 1519–1529.

Turcotte e Schubert (2005). *Geodynamics*. Second Edition. Cambridge University Press.

Van Husen D. (2004). *Quaternary glaciations in Austria*. In: Mangerud, J., J. Ehlers, and P. Gibbard, 2004, Quaternary Glaciations: Extent and Chronology, Part I - Europe. Elsevier, Amsterdam, 488 pp.

Veggiani A. (1974). *Le ultime vicende geologiche del Ravennate*. Influenza di insediamenti industriali sul circostante ambiente naturale. Studio sulla pineta di S. Vitale di Ravenna. Ed. Compositori, Bologna, 48-58.

Winter T. C., Harvey J. W., Franke O. L., Alley W. M. (1998). *Groundwater and surface water: a single resource*. U.S.G.S. Circular 1139, Denver, Colorado.

SITOGRAFIA

www.ambiente.regione.emilia-romagna.it

www.borgomontone.it

www.meteoam.it

www.provincia.ra.it

www.senini.it/area_tecnica_pavimenti_drenanti.php

www.simcore.com