

POLITECNICO DI TORINO



Corso di Laurea Magistrale
in Ingegneria Civile

Tesi di Laurea Magistrale

FLUSSI IDRICI E TRASFORMAZIONI DI COMPOSTI AZOTATI NEI SEDIMENTI FLUVIALI

Relatore:

Prof. Fulvio Boano

Candidato:

Gianluca Pagano

Anno Accademico 2020/2021

Indice

1	Introduzione	1
2	L'interazione tra fiumi e sedimenti	3
2.1	Il sistema fluviale e la connettività dei processi	3
2.1.1	Inquadramento geologico, geomorfologico e idrogeologico del bacino.....	6
2.1.2	Inquadramento climatico e idrologico del bacino	7
2.2	Scambio iporreico nei fiumi montani.....	7
2.2.1	Morfologia dei torrenti montani	9
2.2.2	Intensità e scala dello scambio iporreico	17
2.3	Effetti ambientali dello scambio iporreico	18
2.4	Delineazione della zona iporreica	20
2.5	Meccanica dello scambio iporreico	22
2.5.1	Carico idraulico	24
2.5.2	Volume alluvionale	29
2.5.3	Conducibilità idraulica.....	30
2.6	Altri meccanismi di scambio iporreico	30
2.6.1	Trasporto solido di fondo	30
2.6.2	Turbolenza.....	31
2.7	Ciclo dell'azoto	32
2.8	Meccanismi di trasporto dei soluti nei sedimenti	35
2.8.1	Advezione.....	36
2.8.2	Diffusione molecolare.....	36
2.8.3	Dispersione cinematica	37
3	Metodi e strumenti per l'analisi dei dati.....	38
3.1	Analisi del sito analizzato.....	38
3.2	Misurazione in situ di soluti con metodologia DET	39
3.3	Slug test.....	43
3.3.1	Esecuzione della prova.....	44

3.3.2 Modelli di analisi.....	46
3.3.3 Modello di Hvorslev	47
3.4 Calcolo del flusso per unità di superficie q	49
3.4.1 Determinazione del gradiente idraulico verticale (VHG).....	50
3.5 Modellazione dei gradienti chimici nei sedimenti	52
3.5.1 Algoritmo GRADIENT	52
3.5.2 Dati di input.....	59
4 Analisi dei risultati	60
4.1 Conducibilità idraulica K	60
4.2 Flusso advettivo q	69
4.3 Tassi di reazione	74
4.3.1 Confronto tra risultati	88
4.3.2 Esempi di risultati di GRADIENT	90
4.4 Osservazioni	95
5 Conclusioni	96
6 Bibliografia e sitografia.....	I
7 Appendici	XII

1 Introduzione

Il presente lavoro di tesi illustra i fenomeni di reazione chimica di composti azotati all'interno di sedimenti fluviali i quali sono stati studiati mediante un software che analizza i profili di concentrazione misurati nei sedimenti. Ciò risulta essere fondamentale per comprendere le trasformazioni di diverse specie chimiche che avvengono nei sedimenti attraverso reazioni chimiche le quali modificano la composizione iniziale di reagenti o prodotti, riuscendo così ad ottenere informazioni più accurate sulla dinamica dei nutrienti e quindi sulla qualità delle acque.

Considerando i sistemi acquatici, i gradienti di concentrazione si verificano all'interfaccia acqua-sedimento nei corsi d'acqua, laghi ed oceani (71)(98)(150). In questi punti si verificano forti gradienti chimici di diversi soluti reattivi che prendono il nome di "*hotspots*", ovvero punti caratterizzati da reazioni biochimiche particolarmente intense rispetto al contesto (57)(75)(95)(101)(123).

Tutti gli atomi dei composti chimici che vanno a formare la materia vivente sono destinati a ritornare nell'ambiente fisico, andando a costituire "serbatoi" da cui, nell'arco di tempi più o meno estesi, vengono di nuovo prelevati per fabbricare altra sostanza organica, e così via. In tal modo, si instaura una circolazione degli elementi chimici dagli organismi all'ambiente e viceversa, secondo un complesso e fondamentale gioco di processi in equilibrio dinamico, che prendono il nome di *cicli biogeochimici*. I principali cicli biogeochimici sono quelli del carbonio, dell'ossigeno e dell'azoto, detti anche cicli gassosi in quanto le riserve o serbatoi principali dei rispettivi elementi sono principalmente costituiti da gas atmosferici (187).

L'importanza di studiare e analizzare le variazioni di concentrazioni di nutrienti nel sottosuolo deriva dal fatto che una gran quantità di nutrienti (azoto e fosforo) è causa di inquinamento delle falde acquifere con conseguente alterazione e disequilibrio dei cicli naturali esistenti. L'aumento di nutrienti, dovuto principalmente dal consumo di fertilizzanti azotati nelle aree coltivabili, porta anche ad un accrescimento anomalo di alghe, a seguito di un processo chiamato *eutrofizzazione*, che costituisce un serio problema ecologico in quanto determina un deterioramento della qualità delle acque. Infatti, l'aumento dell'apporto di sostanze nutritive, principalmente azoto e fosforo (carico organico), portano al superamento della capacità ricettiva del corpo idrico (ovvero la capacità di un lago, fiume o mare di autodepurarsi), innescando cambiamenti strutturali nelle acque (184).

In questo elaborato, ci si focalizza sull'analisi di profili di concentrazione di sostanze minerali provenienti dall'applicazione di concimi azotati utilizzati dall'uomo per la crescita e lo sviluppo delle piante, in particolare azoto ammoniacale $NH_4 - N$ e azoto nitrico $NO_3 - N$. I profili di concentrazione sono stati misurati presso il Birmingham Institute of Forest Research, tra il 2016 e il 2017, tramite una tecnica innovativa ad alta risoluzione denominata *DET (Diffusive Equilibrium in Thin Films)* nel corso d'acqua *Wood Brook* situato nella parte centrale del Regno Unito.

Dalle prove di *slug test* e dalle misure del gradiente idraulico verticale (*VHG*), eseguite in campo dal personale del Birmingham Institute of Forest Research per diversi punti di monitoraggio, è stato possibile determinare la conducibilità idraulica dei sedimenti adottando il modello di Hvorslev (85), e quindi i flussi advettivi per determinare l'entità e la distribuzione dei tassi di reazione all'interno dei sedimenti mediante codici esistenti pubblicamente disponibili. Per il seguente lavoro di tesi si utilizzerà un nuovo codice MatLab denominato "**GRADIENT**" (13), in grado di valutare più accuratamente le distribuzioni dei tassi di reazione dai profili di concentrazione osservati, e quindi individuare zone di produzione e di consumo dei nutrienti per un possibile intervento di riduzione di inquinamento ambientale tramite tecniche innovative sempre più efficienti.

Questo nuovo algoritmo è stato finora applicato a dati sintetici ed esperimenti di laboratorio (13), mentre in questo studio viene applicato per la prima volta a dati raccolti in campo.

2 L'interazione tra fiumi e sedimenti

2.1 Il sistema fluviale e la connettività dei processi

La geomorfologia fluviale viene definita come lo studio dei processi di produzione, flusso e immagazzinamento di sedimenti nel bacino idrografico e nell'alveo fluviale nella breve, media e lunga scala temporale, e delle forme risultanti nell'alveo e nella piana inondabile (128).

Il sistema fluviale di un bacino idrografico può essere suddiviso in tre zone secondo lo schema proposto da Schumm:

- Zona 1 : rappresenta la porzione alta del bacino, nella quale prevalgono i processi che determinano la produzione di sedimenti (erosioni, frane);
- Zona 2 : è caratterizzata prevalentemente dal trasferimento di sedimenti verso valle da parte dei corsi d'acqua principali del sistema;
- Zona 3 : costituisce la porzione più a valle del bacino idrografico e rappresenta l'area di prevalente accumulo di sedimenti.

I corsi d'acqua convogliano sedimenti dalle porzioni alte del bacino, attraverso la zona di trasferimento, alle pianure alluvionali che rappresentano le zone di accumulo, per questo sono paragonabili ad un nastro trasportatore: una sua funzione essenziale è quella di trasferire sedimenti dalle zone di origine (versanti) verso le zone di recapito finale del sistema (*Figura 2.1*) (128).

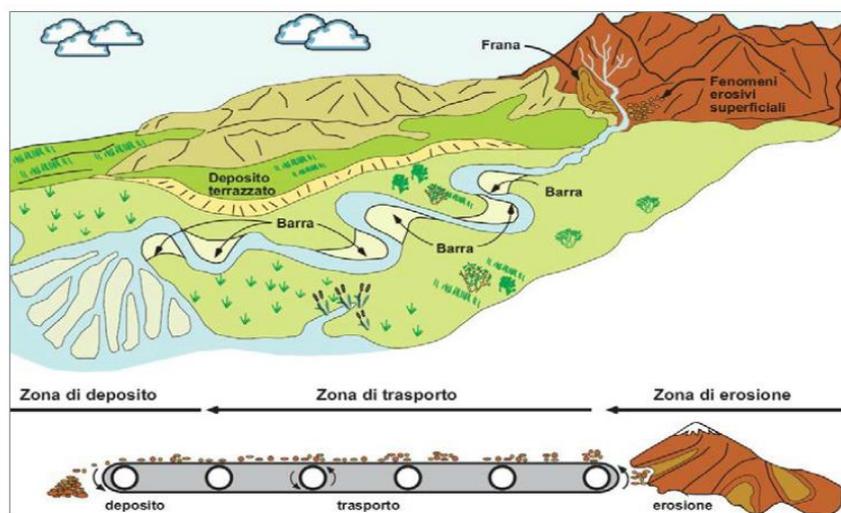


Figura 2.1 - Corso d'acqua paragonato ad un nastro trasportatore di sedimenti (da (3), modificato da (96))

Quindi, tale suddivisione in zone permette una suddivisione in tre principali categorie di processi: erosione (produzione di sedimenti), trasporto solido (trasferimento di sedimenti verso valle), sedimentazione (immagazzinamento di sedimenti). La suddivisione del sistema in zone e processi dominanti riflette anche altre caratteristiche fisiche dei corsi d'acqua, quali il confinamento e le dimensioni; infatti, si possono distinguere tre situazioni in base al grado di confinamento dei corsi d'acqua come riportato in *Figura 2.2* (128):

- 1) nella zona collinare-montuosa prevalgono i corsi d'acqua confinati tra versanti;
- 2) nella zona pedemontana i corsi d'acqua sono prevalentemente semiconfinati;
- 3) nella zona di deposizione i corsi d'acqua sono non confinati in pianure alluvionali.

È tuttavia possibile un'alternanza di tratti non confinati e confinati laddove il corso d'acqua attraversa bacini compresi all'interno di catene montuose o rilievi collinari.

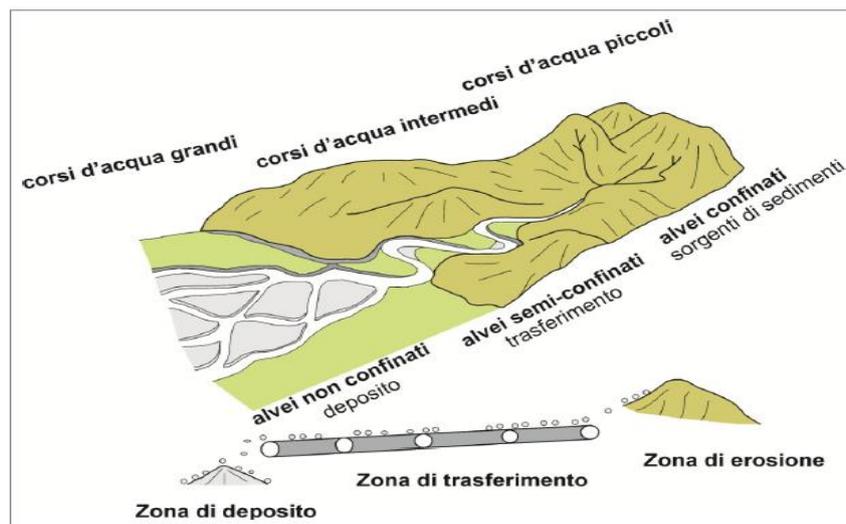


Figura 2.2 - Grado di confinamento e dimensioni dei corsi d'acqua nelle diverse zone del bacino (modificato da (22) e da (39))

L'efficienza dei processi di trasferimento di sedimenti verso valle dipende dalla connettività tra le diverse distribuzioni di terre emerse e mari (*unità fisiografiche*). Affinché ciò avvenga in maniera funzionale, deve esistere una *continuità longitudinale*, che esprime il fatto che siano attivi vari processi di scambio dalle zone di origine dei sedimenti al reticolo idrografico, e che tali sedimenti si muovano verso valle senza significative interruzioni (seppure siano possibili fenomeni di sbarramento dovuti a cause naturali, quali frane che invadono l'alveo o affioramenti rocciosi) (128).

Per il funzionamento dei processi ecologici, è importante non solo la continuità longitudinale dei flussi liquidi e solidi, ma anche la continuità laterale e verticale determinata dai processi fisici. Vari concetti in ecologia fluviale mettono in evidenza come la connettività ecologica sia funzione della struttura fisica del corso d'acqua a differenti scale spaziali e temporali. La *continuità laterale* è determinata dall'esistenza di una fascia di pertinenza fluviale nella quale si esplicano periodicamente i processi di esondazione e di mobilità laterale del corso d'acqua, mentre la *continuità verticale* è determinata dal continuo scambio di acqua tra la falda e il corso d'acqua all'interno della zona iporreica, che è sempre presente quando il fondo dell'alveo è costituito da sedimenti permeabili (Figura 2.3) (128).

In questo studio viene approfondito l'argomento riguardante gli scambi iporreici che avvengono, appunto, nella zona iporreica, ad una profondità localizzata (circa qualche metro).

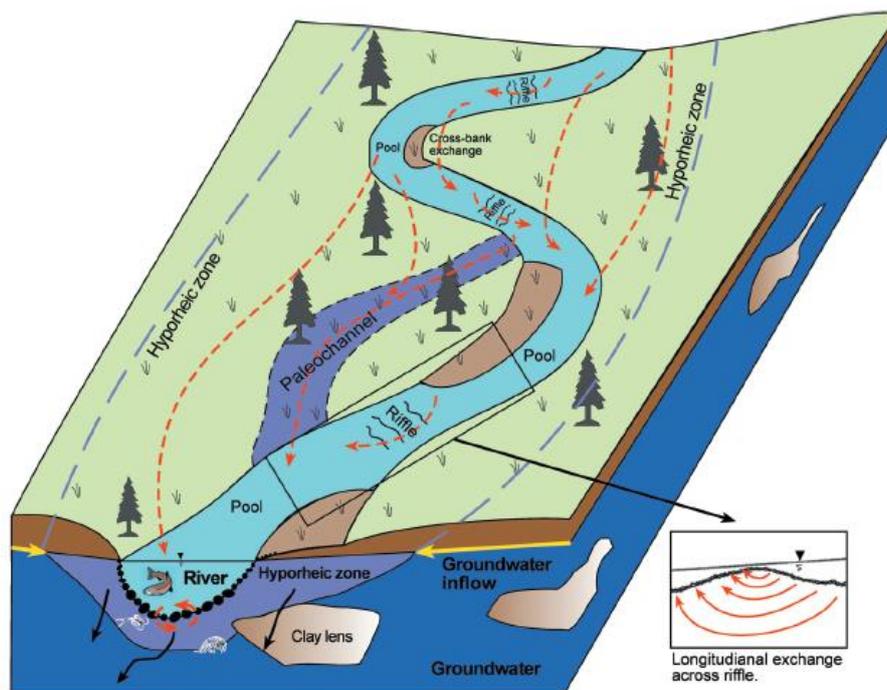


Figura 2.3 - Domini di flusso superficiale, iporreico e sotterraneo in una valle alluvionale (modificato dalle figure di (52)(73)(143)(174))

2.1.1 Inquadramento geologico, geomorfologico e idrogeologico del bacino

Le reti fluviali possono collegare diversi bacini idrografici, ognuno caratterizzato dalla propria topografia, vegetazione, geologia, clima ed impatto antropico, consentendo lo sviluppo di ecosistemi complessi e lo scambio di acqua, sedimenti, organismi e sostanze nutritive dalle zone montane fino a raggiungere gli oceani (128).

Attraverso la consultazione di carte geologiche e geomorfologiche, si ricavano informazioni generali sulle litologie prevalenti e sulle caratteristiche geomorfologiche del bacino. Gli aspetti idrogeologici possono, infatti, essere importanti anche nell'ottica della caratterizzazione del tipo di interazione tra corpi idrici superficiali e sotterranei. In questa fase sono compresi i seguenti aspetti (128):

- a) Inquadramento fisiografico: possono essere analizzati vari parametri quali, ad esempio, l'area del bacino e dei sottobacini, le curve ipsografiche del bacino e dei sottobacini, la lunghezza e la pendenza delle aste fluviali. È utile acquisire modelli digitali del terreno (DEM) che possono fornire utili informazioni per varie applicazioni successive.
- b) Geologia: ai fini delle considerazioni e valutazioni relative alla produzione di sedimenti, è importante effettuare una distinzione e quantificazione delle aree del bacino con affioramento del substrato e con depositi quaternari (coperture che impediscono l'osservazione delle rocce sottostanti) almeno in due macro-classi, rocce più resistenti (dure) e più facilmente erodibili (tenere).
- c) Tettonica: è utile delineare le strutture tettoniche principali, che possono avere dei controlli sull'impostazione del reticolo idrografico, e delle faglie attive (zone dove la produzione di sedimenti può essere maggiore durante un evento sismico).
- d) Geomorfologia: anche l'evoluzione geomorfologica dell'area, in particolare a partire dall'ultima espansione glaciale, e dei processi attuali, rappresenta un aspetto da non trascurare.
- e) Idrogeologia: in pianura è importante la conoscenza dei rapporti fiume-falda, mentre in zone collinari/montane le conoscenze idrogeologiche sono meno rilevanti oltre che più esigue.

2.1.2 Inquadramento climatico e idrologico del bacino

La conoscenza delle caratteristiche climatiche e del regime idrologico è particolarmente importante per la caratterizzazione dei corsi d'acqua. In questa fase sono compresi i seguenti aspetti (128):

- a) Inquadramento climatico: si caratterizzano i principali aspetti climatici (temperature medie, massime, minime, ecc.) nelle varie porzioni del bacino.
- b) Inquadramento idrologico: comprende il regime delle precipitazioni e delle portate liquide nelle varie porzioni del bacino.

2.2 Scambio iporreico nei fiumi montani

Lo scambio iporreico è la miscelazione tra le acque superficiali e le acque di falda attraverso i sedimenti porosi che circondano il fiume, ed è determinato da variazioni spaziali e temporali delle caratteristiche del canale (*carico idraulico, mobilità del fondo, volume alluvionale e conducibilità idraulica*) (28).

Questo nuovo concetto di scambio iporreico è nato negli ultimi decenni come una importante componente della conservazione, gestione e ripristino degli ecosistemi fluviali mettendo in relazione la geomorfologia fluviale, le acque sotterranee e l'habitat fluviale per gli organismi acquatici e terrestri (87)(119)(141)(144)(145)(159).

Infatti, la zona iporreica contribuisce significativamente alla rimozione degli agenti inquinanti dall'acqua superficiale attraverso la combinazione di diversi processi quali biodegradazione, azione della comunità microbica (biofilm), adsorbimento e desorbimento. Il flusso iporreico trasporta l'acqua del fiume e i contaminanti in essa disciolti nell'alveo (*downwelling*), dove sono temporaneamente trattenuti e trasformati attraverso reazioni chimiche con conseguente riduzione della concentrazione degli agenti chimici quando il flusso si inverte passando nuovamente dall'alveo al fiume (*upwelling*) (*Figura 2.4*) (6)(165). In *Figura 2.4* si può osservare il percorso di scambio (visualizzato dal colorante rosso) iniettato sul fondo a monte di un canale sintetico, scende nel sedimento e segue un percorso ad arco dove emerge in superficie appena a valle della cresta del fondo.

Le scale spaziali e temporali dello scambio iporreico dipendono dall'estensione della zona iporreica, che può essere limitata per corsi d'acqua piccoli che sono confinati nelle zone collinari, oppure può essere ampia per corsi d'acqua delle pianure alluvionali più estese (143). Inoltre, la zona iporreica può espandersi e contrarsi stagionalmente con i cambiamenti dei flussi superficiali e sotterranei (103).

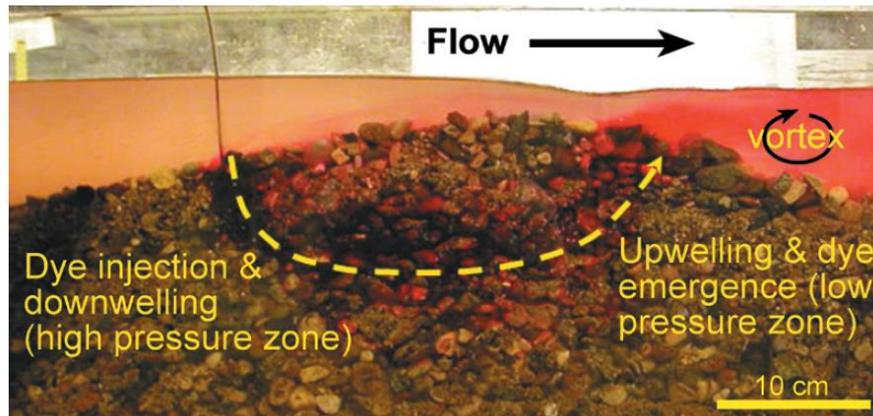


Figura 2.4 - Scambio iporreico generato dalle differenze di pressione (28)

I meccanismi che guidano lo scambio iporreico variano sistematicamente in funzione delle diverse morfologie di canali e processi fluviali che si verificano nei bacini montani su più scale spaziali. Su larga scala, le varie tipologie di canali sono determinate da diverse combinazioni di caratteristiche del bacino idrografico (topografia, flusso idrico, deposito di sedimenti e vegetazione) imposte da una serie di processi (geologia, clima, incendi e uso del suolo) secondo una gerarchia nidificata (Figura 2.5). A loro volta, le diverse morfologie di canali guidano i processi iporreici (pressione e conducibilità idraulica), scale e tassi di scambio iporreico. Tuttavia, morfologia dei fiumi e fattori fisici che influenzano lo scambio iporreico (confinamento, sedimenti, forme di fondo) possono variare gradualmente o rapidamente verso valle, a seconda delle caratteristiche locali e di scala del bacino (27).

Le molteplici scale e tassi di scambio definiscono collettivamente una distribuzione dei tempi di residenza iporreica, ovvero il tempo che l'acqua impiega per attraversare il sedimento prima di riemergere in superficie. Il tempo di permanenza è una proprietà importante della zona iporreica perché le reazioni chimiche e biologiche che avvengono all'interno del sedimento dipendono dalla quantità di tempo in cui l'acqua è a contatto con il sedimento (50)(79)(115).

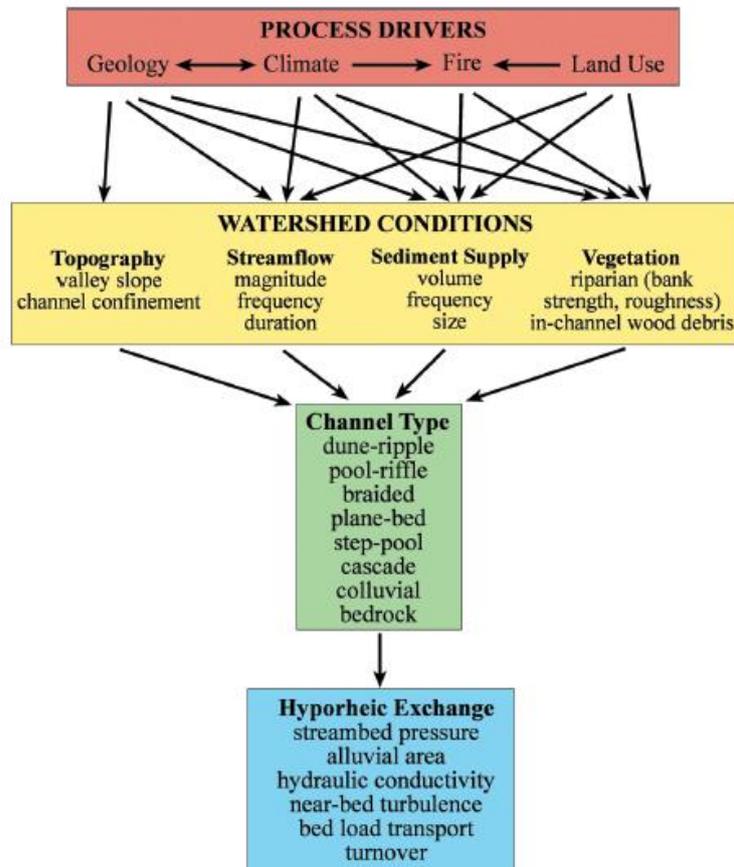


Figura 2.5 - Gerarchia nidificata dei controlli di processo nei bacini montani (modificato da (31))

2.2.1 Morfologia dei torrenti montani

La morfologia dei corsi d'acqua montani è condizionata dalla forte interconnessione tra processi fluviali (associati a fiumi e torrenti, depositi) e di versante (erosione del suolo e fenomeni franosi). Questi ultimi, in genere, ne limitano la mobilità trasversale, di conseguenza le forme fluviali sono poco sviluppate. I corsi d'acqua montano-collinari possono presentare un *alveo in roccia* (alvei a fondo fisso) pressoché privo di sedimenti, a causa delle elevate energie della corrente, in grado di smaltire tutto il materiale proveniente dai versanti. Il più delle volte, tali corsi d'acqua presentano invece un *alveo a fondo mobile* (detto *alluvionale* o anche *alluviale*), cioè hanno un letto con sedimento continuo, seppure le sponde possano essere in roccia. In questi casi, la configurazione del fondo può assumere varie morfologie che si differenziano soprattutto in base alla pendenza del fondo e alle dimensioni dei sedimenti (128).

I tipi di canali a scala di tratto sono mostrati in *Figura 2.6* secondo la classificazione visiva di Montgomery e Buffington (110).

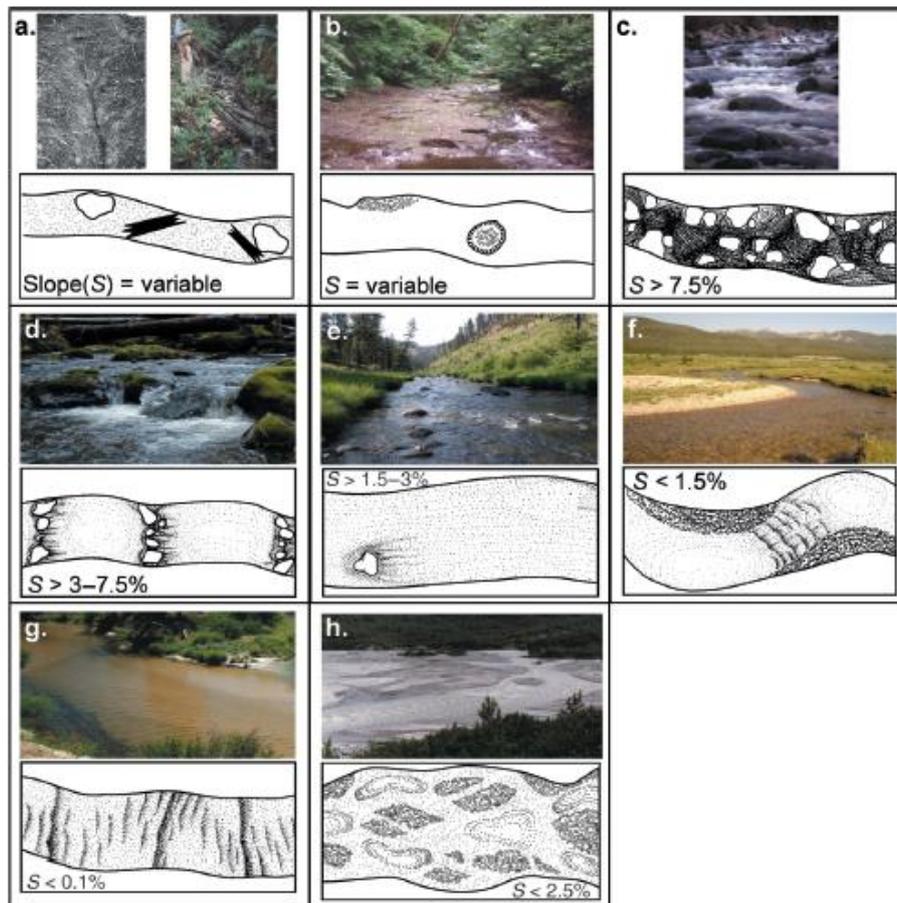


Figura 2.6 - Morfologia dei canali a scala di tratto (110)

➤ *Alveo colluviale (colluvial)*

Il colluvio è un deposito misto di granuli di roccia o terreno formato da frammenti misti a residui del substrato trasportato dalle acque. I canali colluviali sono incisi all'interno di materiale colluviale e possono trovarsi in corrispondenza dei tratti di testata del reticolo idrografico (primo ordine), presentano dimensioni ridotte e la loro attività di trasporto solido è tipicamente intermittente ed impulsiva. Sebbene i canali colluviali abbiano pendenze elevate del fondo, essi hanno poca energia di lavaggio a causa di acque basse e di una elevata ostruzione dei canali (*Figura 2.6a*). Ciò porta ad impedire una miscelazione meccanica come meccanismo di scambio iporreico, ed uno smorzamento della turbolenza sul fondo dovuto ancora ad acque basse, vegetazione e sbarramenti di dimensioni elevate rispetto alle dimensioni del canale (110).

Il confinamento del canale limita lo scambio iporreico laterale, ma l'elevata pendenza e gli elevati gradienti di carico idraulico possono guidare il flusso iporreico attraverso le sponde. Inoltre, le acque profonde possono risalire nel canale o filtrare attraverso le sponde del corso d'acqua. Ci si aspetta che lo scambio iporreico sia abbastanza superficiale a causa delle modeste profondità colluviali (135) e dei pendii ripidi che promuovono un forte flusso verso il basso e la compressione del flusso iporreico (155).

Lo scambio iporreico può anche derivare da variazioni spaziali nella composizione dei sedimenti e nella conducibilità idraulica, a seconda delle caratteristiche dei sedimenti e della stratigrafia colluviale (27).

➤ *Alveo in roccia (bedrock)*

I canali con fondo roccioso sono tipicamente confinati e privi di un letto alluvionale a causa dell'elevata capacità di trasporto associata ad una forte pendenza del canale e/o ad un elevato tirante idrico (*Figura 2.6b*) (65)(112).

Tuttavia, del sedimento può essere momentaneamente accumulato nelle pozze o a valle di ostruzioni, in cui si verifica un flusso iporreico limitato guidato da: cambiamenti spaziali del volume di sedimento accumulato, turbolenza sul fondo, gradiente di carico idraulico e miscelazione meccanica (erosione/deposito) delle chiazze alluvionali e della loro acqua interstiziale associata durante le inondazioni e le colate detritiche. Inoltre, lo scambio iporreico può verificarsi anche lungo fratture e fessure del substrato roccioso (27).

➤ *Cascade (rapida a gradini)*

Questi tipi di canali hanno una configurazione caotica caratterizzata da una successione di rapide a gradino, flusso con getti alternati in caduta e risalti (*tumbling flow*). Inoltre, i pendii risultano essere ripidi ($> 7.5\%$) ed hanno un alto grado di confinamento (*Figura 2.6c*) (110).

I gradienti di pressione, causati dal rotolamento di massi, e le scie che si formano attorno, sono probabilmente il meccanismo principale di scambio iporreico; la turbolenza può comunque aumentare questo scambio per la presenza di materiale di fondo grossolano e poroso. Tuttavia, il flusso iporreico laterale è impedito dal confinamento e dai pendii ripidi che tendono a guidare il flusso essenzialmente in una direzione. Il substrato costituito dai massi si muove soltanto durante rare inondazioni (50-100 anni) (68).

➤ *Step-pool (gradinata)*

I canali *step-pool* sono caratterizzati da un'alternanza di *steps* (gradini costituiti da massi, roccia o tronchi) e *pools* (pozze; depressioni morfologiche riempite di sedimenti relativamente fini) che occupano l'intera sezione (*Figura 2.6d*) (38). Si differenziano dai canali *cascade* in quanto mostrano forme di fondo ordinate ed hanno una pendenza inferiore ($> 3-7.5\%$), ma sono anch'essi confinati, con substrato roccioso poco profondo ed irregolare. Questa morfologia a gradini interagisce fortemente con il flusso in questi canali, con lo scambio iporreico dovuto prevalentemente dalle variazioni di pressione lungo il profilo longitudinale (2)(67)(74)(80)(81)(90)(91). L'energia turbolenta viene dissipata dal risalto idraulico in prossimità dei gradini aumentando i gradienti di carico idraulico e quindi lo scambio iporreico per le fluttuazioni turbolente che si generano sul fondo. Le entità di scambio iporreico sono rapidi a causa dei sedimenti porosi grossolani e dei forti gradienti di carico che si traducono in tempi di residenza molto bassi (93). Come i canali *cascade*, anche le variazioni spaziali del volume alluvionale e della conducibilità idraulica possono innescare uno scambio iporreico, ma ci si aspetta che i percorsi del flusso siano poco profondi e prevalentemente bidimensionali, con il flusso laterale limitato dal confinamento e da pendii ripidi. La mobilità del materiale di fondo più fine si verifica su base annuale (134), ma lo scambio iporreico dovuto alla miscelazione meccanica del materiale di fondo è di entità limitata e la migrazione del letto del corso d'acqua (*turnover*) si verifica soltanto durante rare inondazioni o trasporto solido (133).

➤ *Plane-bed (letto piano)*

I corsi d'acqua *plane-bed* sono costituiti da ghiaia e ciottoli e sono caratterizzati da tratti con profilo longitudinale regolare e pelo libero pressoché parallelo al fondo, con pendenze moderate (1.5-3%) e possono o meno essere confinati (*Figura 2.6e*) (110).

Poiché le forme di fondo sono quasi assenti in questi canali, il flusso è abbastanza uniforme e le variazioni di carico per guidare lo scambio iporreico sono limitate ad ostruzioni isolate (massi, tronchi) (42)(84) e occasionali sinuosità dell'alveo. Inoltre, la mancanza di forme di fondo può far sì che la turbolenza sul fondo, generata da massi e materiale accumulato, svolga un ruolo relativamente più importante per lo scambio iporreico (122).

Poiché i canali *plane-bed* possono essere confinati o non confinati, l'entità di scambio iporreico laterale attraverso la piana inondabile può variare. Il materiale sul fondo tende ad essere omogeneo (29), limitando il verificarsi di scambio iporreico dovuto alle variazioni spaziali della conducibilità idraulica. Tuttavia, i depositi sedimentari possono creare eterogeneità dei sedimenti che influenzano lo scambio iporreico (142)(144).

Il materiale di fondo viene trasportato durante le inondazioni che si verificano frequentemente (ogni 1-3 anni), ma hanno una durata limitata (da diverse ore a giorni ogni anno) (178). Di conseguenza, lo scambio iporreico tramite miscelazione meccanica del materiale di fondo è minimo.

➤ *Pool-riffle (pozze-raschi)*

I canali *pool-riffle* sono caratterizzati da tratti regolari con successioni di *riffles*, *pools* e barre (*bars*), con *riffles* che controllano il regime idraulico a monte delle *pools*, e unità di *pools* e barre che si alternano da un lato all'altro del canale (*Figura 2.6f*). Le pendenze risultano essere moderate (< 1.5-2%), con *pools* costituite da materiale più fine (sabbia) e *riffles* composti da sedimenti più grossolani (ghiaia, ciottoli). Questi canali sono comunemente non confinati, con sinuosità variabile (102) e possono essere a canale singolo o divisi da isole e barre centrali (137).

Lo scambio iporreico in questi canali è prevalentemente guidato dalle variazioni di pressione (82)(165)(176). Poiché le forme di fondo sono grandi rispetto alla profondità del flusso, essi esercitano una forte influenza sulle caratteristiche idrauliche del canale, sull'altezza dell'acqua e sui gradienti di carico, creando un flusso tridimensionale complesso, sia all'interno del fiume che nella zona iporreica (*Figura 2.8*) (27). Inoltre, la morfologia del canale può formarsi autonomamente attraverso le interazioni tra flusso di corrente e trasporto di sedimenti o flusso causato da ostruzioni (30)(111), con conseguente maggiore complessità del canale, maggiore variabilità dei gradienti di carico e quindi, scambio iporreico potenzialmente maggiore (116).

I canali non confinati favoriscono lo scambio iporreico laterale ed una struttura tridimensionale più complessa rispetto ai canali più ripidi e confinati (*colluvial*, *cascade* e *step-pool*). Ad esempio, si può verificare uno scambio iporreico attraverso le curve del meandro (92)(181), tra la zona di separazione dei corsi d'acqua (93), oppure tra il canale principale e le pianure alluvionali (147).

Il materiale di fondo grossolano crea rapidi tassi di scambio iporreico (144)(156), ma volumi alluvionali più grandi che circondano questi canali consentono lo sviluppo di percorsi di flusso più profondi e quindi più lunghi, aumentando il tempo di permanenza per le reazioni biochimiche rispetto a canali più ripidi e confinati.

La morfologia tridimensionale, la sinuosità dei canali e le ostruzioni del flusso creano più scale di turbolenza e fluttuazioni di pressione sul fondo, ma lo scambio iporreico indotto dalla turbolenza ha un'incidenza meno rilevante. Sebbene i canali *pool-riffle* tendano ad avere uno strato superficiale grossolano e poroso, il materiale del sottosuolo è tipicamente più fine, con spazi porosi riempiti da sabbie e limi (40) che probabilmente attenueranno le fluttuazioni turbolente in prossimità del fondo (46).

In questi canali il trasporto solido di fondo è simile a quello dei canali *plane-bed*, con un significativo trasporto dei sedimenti che si verifica solo durante inondazioni che hanno comunque una durata limitata. Inoltre, le forme di fondo sono relativamente stabili durante questi eventi e non migrano verso valle. Quindi il *turnover* non si verifica e lo scambio iporreico dovuto alla miscelazione meccanica del materiale di fondo è limitato localmente da fenomeni di erosione e deposito (76)(78).

➤ *Dune-ripple (dune-increspature)*

I canali *dune-ripple* sono dominati da tratti con pendenza bassa ($< 0.1\%$), materiale d'alveo costituito prevalentemente da sabbia e tipicamente non risultano essere confinati (*Figura 2.6g*). Inoltre, sono caratterizzati da molteplici forme di fondo (*ripples, dune, antidune*) che cambiano costantemente morfologia (tipo, dimensione, frequenza) con la portata (66)(108)(139).

I processi iporreici nei canali *dune-ripple* sono simili quelli dei canali *pool-riffle*, con alcune differenze: le variazioni di carico idraulico sono il meccanismo dominante per lo scambio iporreico, ma poiché le forme di fondo sono completamente sommerse dal flusso, queste fluttuazioni derivano in gran parte dalla variazione dell'energia cinetica (pressione dinamica), piuttosto che dalla variazione dell'altezza piezometrica (pressione statica) (53)(54)(121)(132)(154). Di conseguenza, le variazioni di pressione all'interno di questi canali, dirigendosi verso valle, seguono generalmente uno schema sinusoidale bidimensionale dovuto alla profondità del flusso (54)(126) come si osserva anche in *Figura 2.10* (126).

Esperimenti di laboratorio mostrano che i sedimenti di materiale sabbioso che sporgono, anche solo di pochi centimetri, possono generare gradienti di carico idraulico abbastanza elevati da guidare il flusso nei sedimenti nonostante la loro bassa permeabilità (53)(105). Tuttavia, i tassi di scambio iporreico sono notevolmente inferiori nei canali *dune-ripple* a causa della presenza di un fondo sabbioso, e di conseguenza una minore permeabilità rispetto ai canali a grana più grossa (*pool-riffle*, *step-pool*) (156).

I canali *dune-ripple* differiscono anche dagli altri tipi di canali in quanto mostrano un trasporto solido di fondo attivo, con migrazione del letto e scambio iporreico tramite processi di *turnover*. Inoltre, in questi tipi di canali, lo scambio dovuto alle fluttuazioni turbolente è probabilmente ininfluenza a causa di depositi di materiale fine (122)(168).

Come per i canali *pool-riffle*, anche in questo caso può verificarsi un flusso iporreico tridimensionale a causa dei loro alvei non confinati e molto complessi dovute alla presenza di meandri ed eterogeneità dei sedimenti. Poiché le pendenze sono basse, le velocità orizzontali delle acque di falda sono piccole, consentendo ai flussi iporreici di penetrare più in profondità nel sedimento. Una lunghezza maggiore dei percorsi di flusso, associata ad una minore permeabilità, porteranno ad un tempo di residenza maggiore rispetto ai canali più ripidi e a grana grossa.

➤ *Braided (intrecciati)*

I canali *braided* sono corsi d'acqua intrecciati con pendenze moderate ($< 2.5\%$), aventi un rapporto larghezza-profondità elevato (*Figura 2.6h*). I singoli canali possono avere una morfologia *pool-riffle* o una morfologia *bar-riffle* con assenza di *pools*. L'intreccio è il risultato di un elevato trasporto di sedimenti o di sponde deboli ed erodibili (31)(109). Il materiale di fondo varia da materiale grossolano (ciottoli) a materiale più fine (sabbie), a seconda della pendenza locale del canale.

I processi di scambio iporreico sono probabilmente simili a quelli dei canali *pool-riffle*, ma con una maggiore variabilità spaziale del carico idraulico per la presenza di più canali. Inoltre, questa tipologia di corsi d'acqua tendono ad essere più dinamici, con un tasso maggiore di trasporto solido di fondo, migrazione del letto e divisione dei canali (55), causando una maggiore variabilità temporale dello scambio iporreico e degli habitat acquatici ad esso associati (103)(169). Un maggior trasporto solido di fondo porta ad una elevata miscelazione

meccanica del materiale di fondo, e quindi un maggior scambio iporreico rispetto ai canali *pool-riffle*. Infine, la migrazione delle forme di fondo (*turnover*) può avvenire quando il letto è costituito da materiale sabbioso.

Quindi, possiamo dire che quasi il 90% della lunghezza dei fiumi montani è composto da canali ripidi (*step-pool, cascade, bedrock, colluvial*), e che la maggior parte degli scambi iporreici in tutta la rete fluviale avvengono ad una bassa profondità in un tempo abbastanza breve. Il restante 10% della rete fluviale è composto da canali a bassa pendenza e poco confinati (*plane-bed, pool-riffle, dune-ripple, braided*) in cui si prevede uno scambio iporreico più in profondità, lento e complesso (32)(151).

Nella seguente *Tabella 2.1* si riassumono tutti i meccanismi di scambio iporreico che possono influenzare o meno il tipo di canale (27).

Channel type	Mechanisms for hyporheic exchange				
	Head variation	Alluvial volume variation	Hydraulic conductivity variation	Near-bed turbulence	Mechanical mixing/ turnover
Confined					
Colluvial	+	p	p	p	p/-
Bedrock	-	-	-	-	-/-
Cascade	+	p	p	+	-/-
Step-pool	+	p	p	+	p/-
Plane-bed*	p	p	p	p	p/-
Unconfined					
Braided	+	+	+	p, - [†]	p/p
Pool-riffle	+	+	+	p	p/-
Dune-ripple	+	+	+	-	+/+

*May be confined or unconfined.

†Possible in braided rivers with gravel or cobble beds, unlikely in sand-bedded ones.

Tabella 2.1 - Meccanismi di scambio iporreico e loro importanza per tipo di canale (+ : rilevante; p : possibile; - : irrilevante) (27)

2.2.2 Intensità e scala dello scambio iporreico

In *Figura 2.7* viene riportato un grafico concettuale di intensità e scala (velocità ed estensione spaziale) di scambio iporreico per diversi tipi di canali (27).

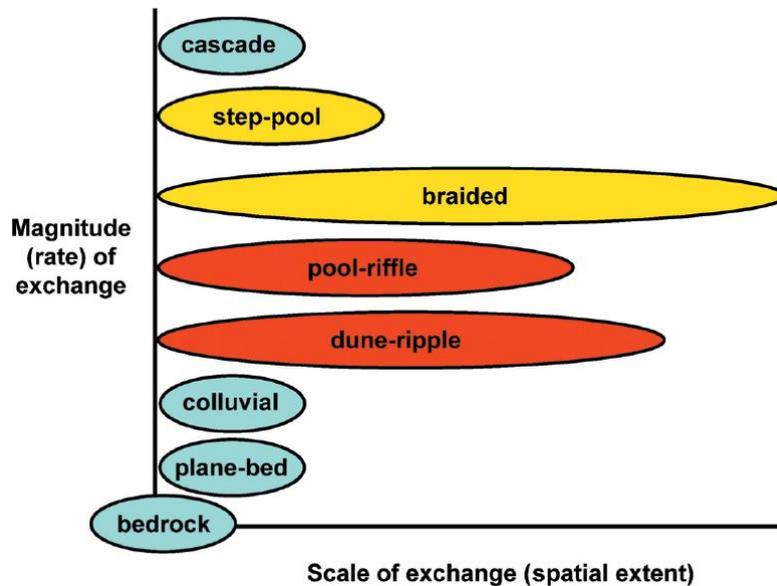


Figura 2.7 - Intensità e scala di scambio iporreico per diversi tipi di canali (i colori più caldi indicano una maggiore conoscenza sui flussi iporreici) (27)

Partendo dai canali *cascade* e *step-pool*, essi evidenziano un elevato tasso di scambio dovuto ad elevati gradienti di carico idraulico e porosità di sedimenti (alta conducibilità idraulica), malgrado le limitazioni dovute a forti pendenze e piccoli volumi alluvionali. Al contrario, ci si aspetta che i canali *braided*, *pool-riffle* e *dune-ripple* abbiano intensità moderate di scambio iporreico a causa di gradienti di carico idraulico più moderati e materiale di fondo più fine (da ciottoli a sabbia, con un range di conducibilità idraulica da alte a basse), ma saranno caratterizzati da una maggiore varietà di meccanismi iporreici (*Tabella 2.1*) e scale di scambio più ampie dovute ad alvei non confinati e depositi alluvionali più ampi. I tassi di scambio iporreico dovrebbero essere piuttosto limitate nei canali *colluvial* a causa di pendenze elevate e profondità limitata dei sedimenti, anche se i gradienti di carico possono essere rilevanti per lo scambio iporreico. I canali *plane-bed* sono caratterizzati da volumi alluvionali consistenti, ma la mancanza di forme di fondo limiterà l'intensità e la scala di scambio iporreico. Infine, i canali *bedrock* dovrebbero avere intensità e tassi di scambio iporreico minimi a causa della limitata presenza di zone alluvionali.

Per quanto concerne i processi biologici, la scala di scambio iporreico e la conseguente connettività degli elementi del paesaggio è correlata con l'estensione e la diversità degli habitat di pesci, macroinvertebrati e vegetazione ripariale (1)(103)(146)(170)(171).

Il tempo di residenza controlla lo sviluppo dei gradienti biochimici e degli habitat. A loro volta, i gradienti biochimici saranno minimi nei corsi d'acqua caratterizzati da percorsi di flusso iporreico brevi e rapidi (*cascade, step-pool*), con il risultato di condizioni biochimiche e habitat più uniformi rispetto ai canali caratterizzati da maggiore variabilità di percorsi e tempi di percorrenza (*dune-ripple, pool-riffle*) (27).

2.3 Effetti ambientali dello scambio iporreico

Lo scambio iporreico ha molteplici effetti sugli ecosistemi fluviali. I flussi discendenti trasferiscono i soluti dalle acque superficiali fino a raggiungere il sedimento, modificando le concentrazioni di soluti nel sottosuolo (7), ed influenzando così il tipo e la qualità dell'habitat sotterraneo disponibile per organismi di vario tipo (94). Gli organismi che vivono nel corso d'acqua modificano ulteriormente le concentrazioni di soluti, assorbendo una parte dei soluti in arrivo e rilasciando prodotti di scarto che vengono portati via dal flusso (17)(159). Questi organismi includono microrganismi come batteri, funghi e protozoi che vivono sulle superfici dei sedimenti, ed anche macroinvertebrati, pesci ed altri organismi che vivono all'interno della zona iporreica (52).

Il flusso discendente fornisce anche acqua al sedimento ricco di ossigeno disciolto, creando ambienti aerobici all'interno della zona iporreica superficiale che gli animali acquatici possono colonizzare. Tuttavia, la decomposizione della materia organica all'interno della zona iporreica consuma ossigeno, creando gradienti di concentrazione che variano a seconda del tempo di reazione, della concentrazione iniziale di ossigeno, della velocità del flusso e della lunghezza dei percorsi del flusso iporreico (56).

Al contrario, il flusso di risalita porta elementi ridotti e soluti trasformati dall'ambiente iporreico nel fiume (117)(159)(160)(161). Questo flusso ascendente può anche essere una fonte di nutrienti e cellule algali per i corsi d'acqua che si stanno riprendendo dopo eventi di inondazione (163). Allo stesso modo, la vegetazione ripariale risponde ai modelli di scambio iporreico e alle aree di risalita ricche di nutrienti (72)(119).

I processi ripariali, a loro volta, influenzano le caratteristiche iporreiche creando aree locali di risalita dove le radici degli alberi attingono acqua della zona iporreica (41)(51), e modificano la chimica della stessa a causa dell'espansione stagionale e dell'inondazione del suolo delle pianure alluvionali da parte dei flussi iporreici (52).

Fattori aggiuntivi, come la composizione del sedimento e la velocità di miscelazione tra acque superficiali, iporreiche e sotterranee, influenzano la temperatura, il pH, la conducibilità elettrica e le concentrazioni di elementi disciolti nelle acque iporreiche, producendo gradienti fisico-chimici a cui pesci, macroinvertebrati, e altri organismi sono sensibili. I gradienti che si sviluppano all'interno della zona iporreica producono un ambiente complesso, consentendo la diversità delle specie e lo sviluppo di diverse nicchie biologiche (19)(23)(49)(103).

In alcuni casi, le caratteristiche iporreiche e i gradienti fisico-chimici sono guidati dallo scambio superficie-sottosuolo, mentre, in altri casi, queste caratteristiche sono controllate o modificate dal sistema delle acque sotterranee più profonde (74)(104)(152)(174). Ad esempio, la pendenza dei corsi d'acqua crea un flusso verso il basso, la cui velocità influenza la circolazione iporreica; forti velocità di flussi verso il basso comprimono l'ampiezza verticale della zona iporreica (152)(155), alterando la lunghezza dei percorsi di flusso iporreico ed i conseguenti gradienti fisico-chimici e tempi di reazione. Allo stesso modo, l'ampiezza laterale della zona iporreica può essere influenzata dalla forza stagionale del flusso di acque sotterranee verso il corso d'acqua (16)(152), ed il flusso netto di acqua nel canale (risalita netta) può essere composto da acque derivate sia dalla zona iporreica che dal sistema di acque sotterranee più profonde (74)(104)(174). In alcuni casi, l'afflusso di acque sotterranee può dominare l'intensità e i modelli osservati della temperatura dell'acqua sia nella zona iporreica che nel corso d'acqua (9)(43)(138)(176). Al contrario, i gradienti di pressione fluviali che guidano lo scambio iporreico possono modificare localmente i campi di flusso delle acque sotterranee (74).

2.4 Delineazione della zona iporreica

A seconda dell'ampiezza della zona alluvionale all'interno di una valle fluviale e della forza dei processi che guidano il flusso iporreico, la zona iporreica può estendersi verticalmente fino a decine di metri e orizzontalmente da centinaia di metri fino a più di un chilometro (146). Nei fiumi di pianura alluvionale, la zona iporreica può essere suddivisa in diverse zone biofisiche, che rappresentano diversi tipi, velocità e intensità di processi fisici, biologici e chimici (20)(147). Ad esempio, la zona iporreica può essere suddivisa in ambienti fluviali (alveo e sponde), parafluviali (sedimenti saturi al di sotto delle barre) e pianure alluvionali (52)(143). Poiché lo scambio iporreico agisce su più scale spaziali e temporali (27), non esiste una singola definizione per la zona iporreica che soddisfi tutte le applicazioni e gli obiettivi dello studio (5); di conseguenza, la propria definizione dovrebbe essere adattata al problema in questione. Tuttavia, per delineare la zona iporreica vengono utilizzati tre metodi principali, che riflettono gli interessi storici specifici della disciplina nei processi iporreici: *geochimico*, *idraulico* e *biologico*.

Il *metodo geochimico* definisce la zona iporreica come il volume di sedimenti contenente una percentuale specifica di acqua superficiale (ad esempio $\geq 10\%$) (161). L'abbondanza dei costituenti relativi alla superficie rispetto a quelli del sottosuolo può essere determinata misurando le concentrazioni di traccianti conservativi aggiunti al flusso superficiale (vari tipi di cloruri) (7)(36)(88)(160)(161)(180) o misurando le proprietà naturali dell'acqua superficiale e del sottosuolo, come pH, conducibilità elettrica e temperatura (79)(176). Queste caratteristiche vengono misurate con una serie di dispositivi di campionamento posizionati all'interno del corso d'acqua e della pianura alluvionale circostante da cui è possibile derivare i confini tridimensionali della zona iporreica costruendo mappe di contorno della variazione spaziale di concentrazione del tracciante (73).

Il *metodo idraulico* definisce la zona iporreica in termini di modelli di flusso delle acque sotterranee che tracciano le traiettorie di scambio iporreico attraverso il sedimento in funzione dei gradienti di pressione e della conducibilità idraulica (*Figura 2.8*) (156). In questo metodo, tutti i percorsi di flusso di scambio iporreico, che iniziano e finiscono nel corso d'acqua e nelle sponde, definiscono collettivamente il volume iporreico (34)(156).

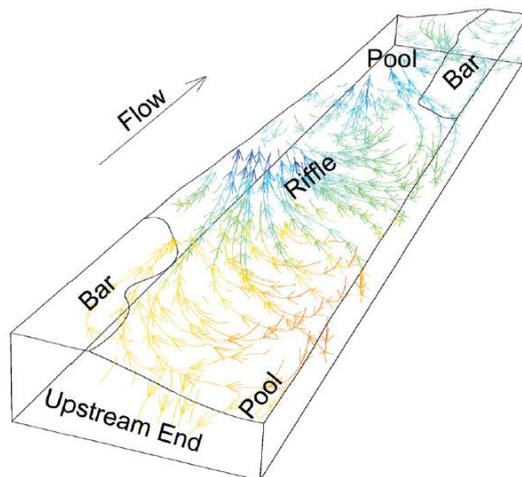


Figura 2.8 - Percorsi di flusso iporreici in un canale pool-riffle ghiaioso (156)

Il *metodo biologico* definisce la zona iporreica in termini di presenza di fauna iporreica (64)(146). Richiede la conoscenza dei tipi di specie e dei loro habitat e può essere definito in termini di animali occasionali (fauna epigea) o animali permanenti (fauna ipogea) della zona iporreica (52). Il campionamento di questi organismi di solito comporta l'estrazione di una serie di carote dai sedimenti (175) o l'installazione di una serie di piezometri da cui viene estratta acqua dal sottosuolo (103).

Ciascuno di questi metodi può portare risultati diversi e può dipendere dallo sforzo di campionamento, che è tipicamente di estensione spaziale e risoluzione limitata a causa del costo di installazione di piezometri o altri dispositivi di misurazione (52). Inoltre, i cambiamenti temporali nella portata e altre proprietà della superficie e del flusso delle acque sotterranee possono avere effetti diversi su ciascun metodo. Ad esempio, i cambiamenti delle concentrazioni di ossigeno disciolto o della temperatura dell'acqua possono causare il restringimento della fauna ipogea più vicino al letto del corso d'acqua o l'espansione più in profondità nel sedimento, alterando i confini della zona iporreica come definito dal metodo biologico, ma questi cambiamenti non altererebbero i confini della zona iporreica come definita dal metodo idraulico (a parità di condizioni) (28).

2.5 Meccanica dello scambio iporreico

Per quantificare i meccanismi primari dello scambio iporreico si parte dall'approccio di Vaux (165)(166), descritto di seguito.

Si consideri un volume di sedimenti infinitesimo sul fondo del canale avente una sezione trasversale A e una dimensione longitudinale L (Figura 2.9).

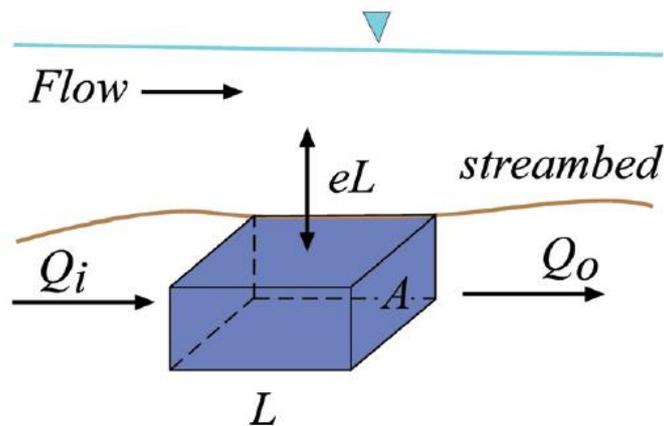


Figura 2.9 - Volume infinitesimo di sedimenti sul fondo (165)

La direzione del flusso sotterraneo attraverso questo volume è considerata parallela ai suoi lati, in modo tale che non si verifichino flussi laterali. Inoltre, si suppone che il fondo del volume sia impermeabile (si estenda al substrato roccioso sottostante o ad uno strato a bassa permeabilità) e la sua superficie superiore coincida con l'interfaccia acqua-sedimenti. Quindi, la variazione della quantità di acqua V_w in questo volume nel tempo (dV_w/dt) è uguale all'afflusso nella porzione di sedimento considerato (Q_i) meno il deflusso (Q_o), più lo scambio di acqua tra pori e superficie per unità di lunghezza del fondo del canale:

$$\frac{dV_w}{dt} = Q_i - Q_o + e \cdot L$$

dove e è il flusso iporreico ascendente o discendente.

Per condizioni di stato stazionario, V_w è costante nel tempo ($dV_w/dt = 0$), ottenendo come soluzione del flusso iporreico:

$$e = \frac{Q_o - Q_i}{L} = \frac{\Delta Q}{\Delta l} = \frac{dQ}{dl}$$

dove l indica la lunghezza del volume infinitesimo.

Si definisce la portata Q dall'equazione di Darcy (44)(60):

$$Q = u \cdot A = -K \cdot \frac{dh}{dl} \cdot A$$

dove:

- u è la velocità del flusso idrico;
- K è la conducibilità idraulica del sedimento;
- dh / dl è il gradiente idraulico;
- h è il carico idraulico (espresso in metri di colonna d'acqua).

Sostituendo l'equazione di Darcy nell'espressione di flusso iporreico, si ha:

$$e = \frac{d\left(-KA \frac{dh}{dl}\right)}{dl} = -KA \frac{d^2h}{dl^2} - K \frac{dA}{dl} \frac{dh}{dl} - A \frac{dK}{dl} \frac{dh}{dl} \quad (2.1)$$

Questa equazione afferma che lo scambio iporreico è guidato da variazioni nello spazio del gradiente idraulico (d^2h / dl^2), variazioni spaziali della sezione trasversale (dA / dl) e variazioni spaziali della conducibilità idraulica (dK / dl).

Ciascuno di questi meccanismi, descritti di seguito, può generare individualmente uno scambio iporreico.

2.5.1 Carico idraulico

Il termine (d^2h/dl^2) dell'Equazione 2.1 afferma che lo scambio iporreico dipende dalla curvatura delle linee di corrente. La curvatura concava $(+d^2h/dl^2)$ indica un flusso verso l'alto, mentre la curvatura convessa $(-d^2h/dl^2)$ indica un flusso verso il basso (Figura 2.10) (165).

Inoltre, la profondità e il modello spaziale dello scambio iporreico sono controllati dall'ampiezza e dalla lunghezza d'onda della superficie piezometrica. Supponendo che la profondità del canale non sia limitata, variazioni di carico idraulico maggiori portano ad un flusso iporreico più profondo (Figura 2.10a e b), mentre le variazioni di carico idraulico con lunghezza d'onda più corta generano una maggiore circolazione con percorsi e tempi di scambio ridotti (Figura 2.10a e c) (157).

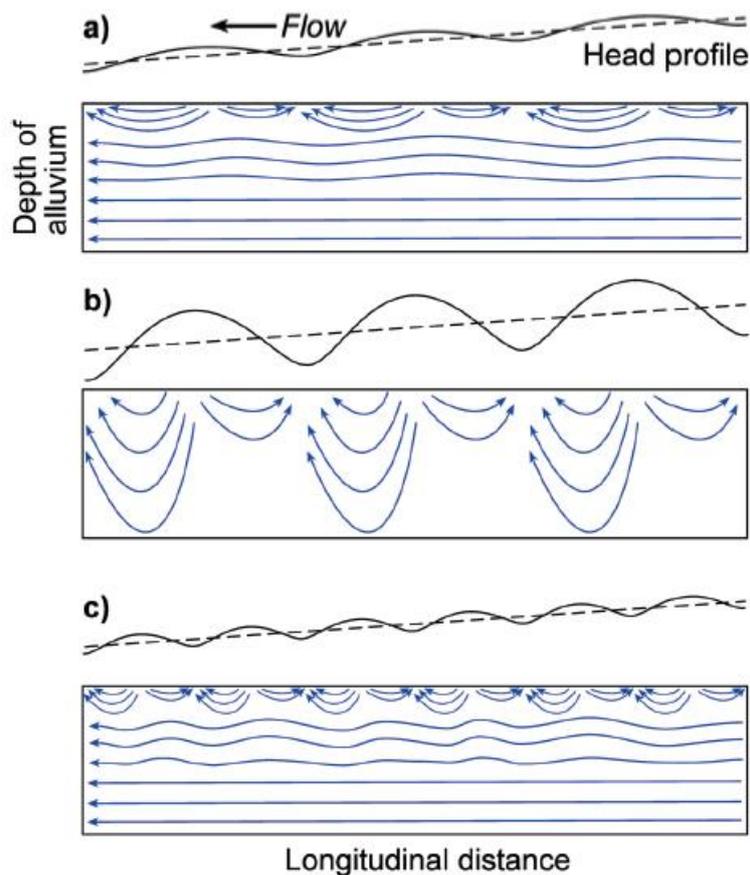


Figura 2.10 - Profondità e andamento spaziale dello scambio iporreico (157)

Quando la superficie piezometrica si avvicina alla linea dell'energia, è possibile identificare visivamente le aree di *upwelling* e *downwelling* osservando la forma della superficie piezometrica e se è convessa o concava (Figura 2.11a) (2)(74)(165). Questa approssimazione richiede condizioni di topografia e flusso idrico che variano gradualmente e possono essere difficili da soddisfare nei canali naturali. Tuttavia, per flussi molto bassi in profondità, l'andamento della superficie piezometrica può essere un'approssimazione del primo ordine della linea dell'energia che si traduce, quindi, in uno scambio iporreico.

Nei fiumi, le variazioni di carico idraulico sono causate dalle interazioni flusso-confini (126)(132)(154)(164)(167). Anche le ostruzioni del flusso (massi, tronchi e forme di fondo) sono una causa comune delle variazioni di carico nei corsi d'acqua montani, creando una zona di alta pressione a monte dell'ostruzione e una zona a valle di bassa pressione, guidando la circolazione iporreica al di sotto lo sbarramento (Figura 2.11a) (42)(53)(54)(132)(154).

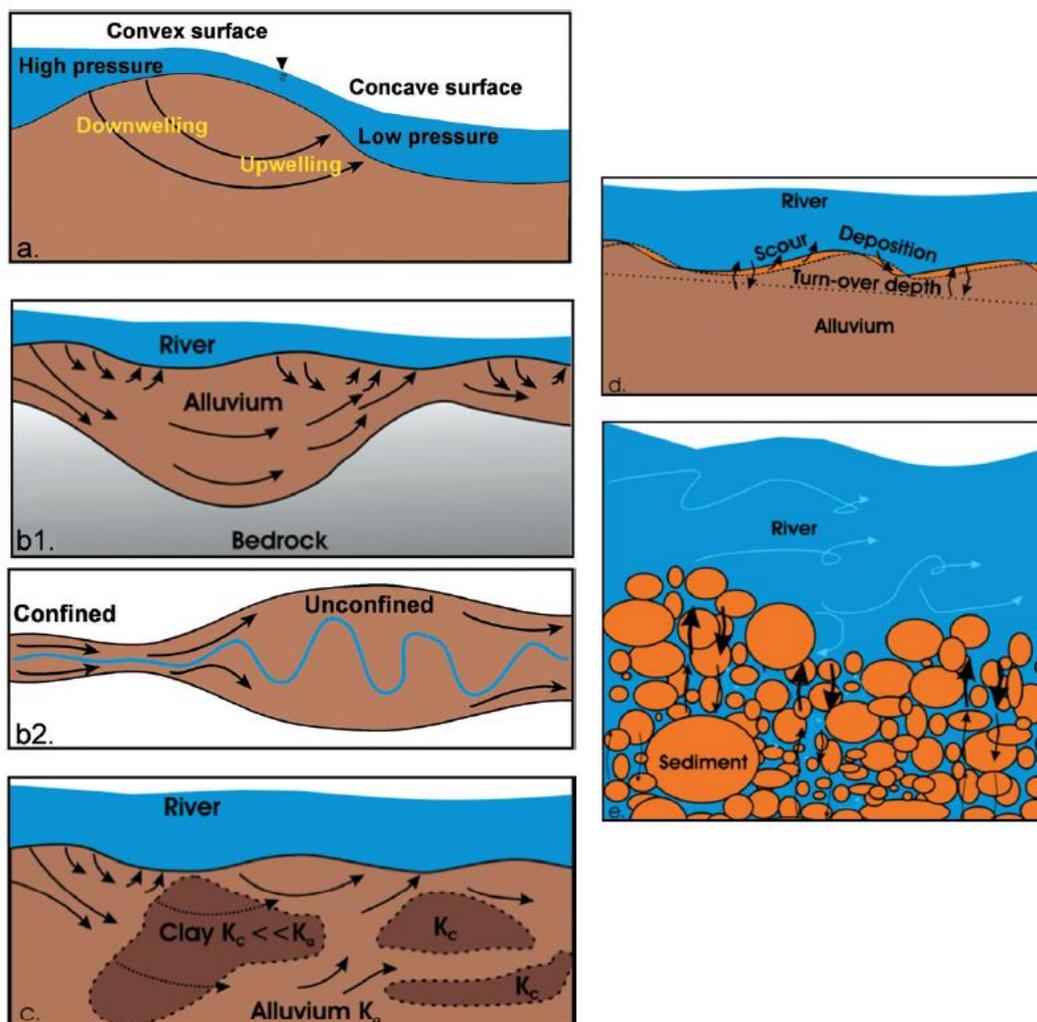


Figura 2.11 - Meccanismi che provocano lo scambio iporreico (28)

In *Figura 2.11* è possibile ancora osservare altri meccanismi che consentono lo scambio iporreico: variazione spaziale dell'area alluvionale (b1. variazioni verticali; b2. variazioni laterali); variazione spaziale della conducibilità idraulica (c); trasporto solido di fondo (d); turbolenza di parete (e).

Le zone di alta e bassa pressione possono essere dovute a variazioni di: 1. altezza geodetica z (variazioni nell'elevazione del fondo), 2. altezza idrostatica h_p e 3. termine cinetico $CU^2/2g$ (variazioni della velocità del flusso e della quantità di moto, dove U è la velocità media del flusso, g è l'accelerazione gravitazionale e C è un coefficiente di perdita generico che rappresenta le variazioni della quantità di moto dovute alla resistenza della forma o alla contrazione/espansione del canale) (154)(167), che definiscono collettivamente il carico idraulico del corso d'acqua:

$$h = z + h_p + C \frac{U^2}{2g}$$

Tuttavia, il termine cinetico è del tutto trascurabile in quanto la velocità nel sottosuolo è molto bassa, e l'espressione del carico idraulico (*Figura 2.12*) si riduce a:

$$h = z + h_p$$

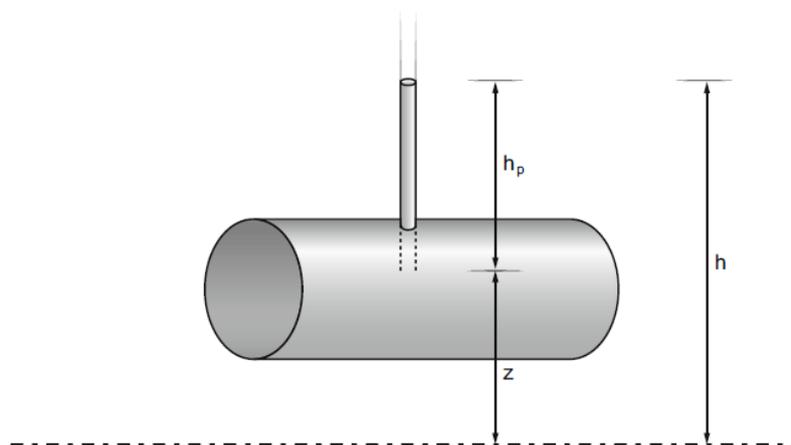


Figura 2.12 - Rappresentazione schematica delle componenti del carico idraulico (47)

L'importanza relativa di ciascuno di questi componenti del carico idraulico cambia con la portata, il regime idraulico del canale e la topografia del fondo. Ad esempio, le forme di fondo esercitano una forte influenza sul flusso quando sono parzialmente esposte o poco sommerse, come nel caso mostrato in *Figura 2.4*. Questa interazione tra le forme di fondo e il flusso crea variazioni della superficie piezometrica che influenza pressione e scambio iporreico rispetto ad una piezometrica più uniforme (*Figura 2.13*) (26)(74)(156)(165). Possono anche svilupparsi condizioni di flusso critiche o instabili durante la bassa sommersione, creando variazioni spaziali di velocità e gradienti dinamici di pressione-carico che migliorano ulteriormente lo scambio iporreico (*Figura 2.4* e *Figura 2.13a*) (156)(165). Quando il flusso aumenta e sommerge completamente il fondo, le forme di fondo hanno una minore influenza sulla superficie piezometrica, che diventa più uniforme (*Figura 2.13b*), riducendo variazioni di pressione e scambio iporreico (26)(156). Al contrario, le variazioni dinamiche di pressione-carico possono aumentare o diminuire con la portata, a seconda della forma di fondo e se la turbolenza si verifica sottovento (*Figura 2.4*). Ad esempio, le variazioni dinamiche di pressione-carico diminuiscono con la portata e la sommersione del fondo in canali aventi una leggera variazione topografica che riduce al minimo la separazione del flusso (156), mentre le variazioni dinamiche di pressione-carico aumentano con la portata in canali con forme di fondo a spigoli vivi che favoriscono la separazione del flusso (108)(126) aumentando lo scambio iporreico (54)(154).

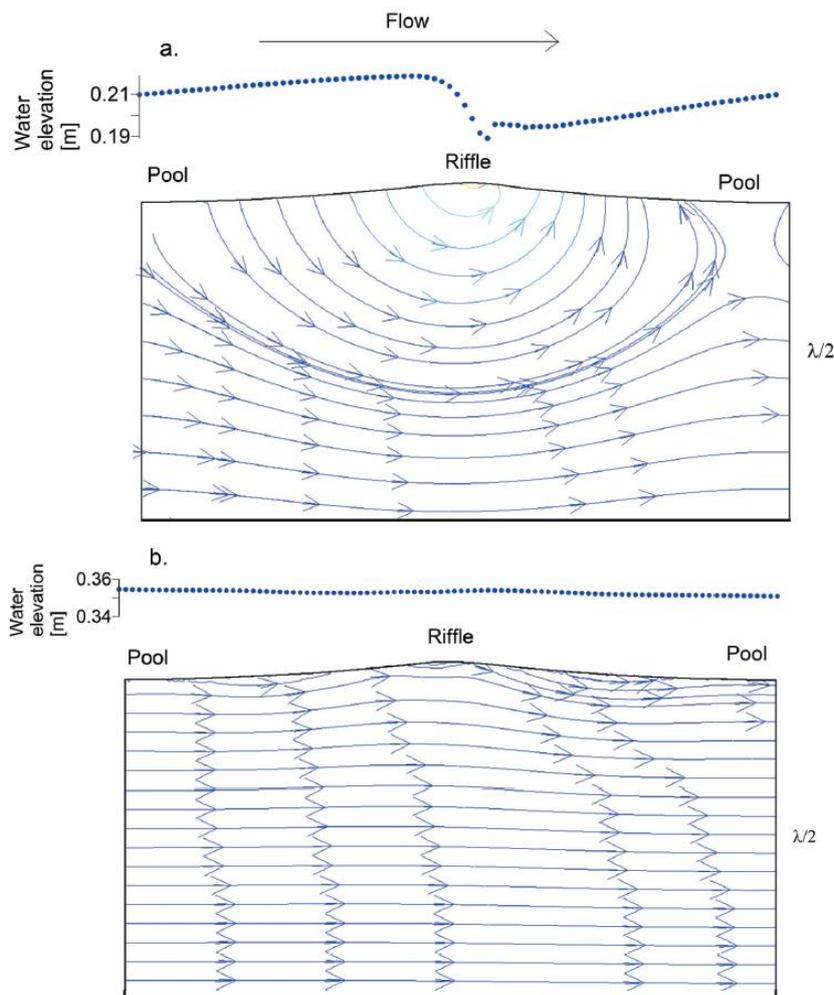


Figura 2.13 - Flussi iporreici simulati per un canale sintetico bidimensionale pool-riffle; (a) 8% della portata massima; (b) 100% della portata massima (modificato da (26))

Come già detto in precedenza, tronchi e detriti legnosi ostacolano il flusso influenzando la forma e il regime idraulico del canale. Infatti, diversi studi hanno dimostrato che i detriti legnosi causano un aumento della profondità e del volume di scambio iporreico con scambi paragonabili a quelli causati da fiumi meandriformi (100).

Le ostruzioni del flusso possono essere causate anche da organismi acquatici che modificano la topografia del fondo, la distribuzione di pressione locale e i flussi di nutrienti (175), con conseguente aumento di velocità del flusso nei sedimenti, flussi di ossigeno e sostanze nutritive in maniera del tutto benefica per gli organismi (155)(173)(175).

Altre cause di variazioni carico idraulico possono includere la sinuosità del canale, la separazione dei canali (*braided channels*), allargamento o restringimento del canale, cambio di pendenza, turbolenza, onde stazionarie e non stazionarie, e rapidi cambiamenti nella morfologia del tratto di fiume (12)(15)(67)(74)(93)(125)(179).

2.5.2 Volume alluvionale

Il secondo termine dell'*Equazione 2.1* afferma che le variazioni spaziali della sezione trasversale della zona alluvionale (dA/dl) possono produrre uno scambio iporreico. Una riduzione della sezione trasversale si traduce in un volume in profondità più piccolo, creando un flusso di risalita (*upwelling*), mentre l'aumento dell'area alluvionale aumenta il volume in profondità, attirando l'acqua del canale nel substrato e producendo un flusso verso il basso (*downwelling*) (*Figura 2.11b*) (166), in particolare durante le stagioni secche (103)(146). Queste variazioni possono derivare da cambiamenti della profondità alluvionale (*Figura 2.11b1*) o della larghezza dell'alveo (*Figura 2.11b2*).

Il volume alluvionale generalmente aumenta verso valle nei bacini montani a causa degli effetti combinati della pendenza, della diminuzione della dimensione del canale e dell'aumento di sedimenti (110), ma le strutture geologiche locali (faglie, dighe) e cambiamenti delle tipologie di roccia possono modificare questa tendenza via via che ci si sposta verso valle, provocando variazioni spaziali del volume alluvionale.

Anche la composizione della zona alluvionale può essere importante. Infatti, depositi estesi aventi granulometria fine possono creare strati impermeabili che riducono la profondità disponibile della zona alluvionale e l'entità dello scambio iporreico (*Figura 2.11c*) (166). Quindi, è la profondità del sedimento permeabile vicino alla superficie, piuttosto che l'intera profondità della zona alluvionale, che effettivamente permette lo scambio iporreico (152)(155). Però, è anche importante notare che questo scambio non si estende necessariamente fino alla parte inferiore del substrato roccioso anche in depositi alluvionali omogenei. Piuttosto, il volume iporreico dipende dal volume alluvionale disponibile, dall'entità delle variazioni di carico idraulico che guidano il flusso iporreico (*Figura 2.10*) (157), e dalla compressione del volume iporreico e conseguente velocità del flusso nei sedimenti (152)(155).

Inoltre, le variazioni di profondità della zona alluvionale non avranno alcun effetto sul modello e sulla profondità dei flussi iporreici (152) a meno che i percorsi del flusso iporreico non siano limitati dalla profondità della zona alluvionale (*Figura 2.10b*).

2.5.3 Conducibilità idraulica

L'ultimo termine dell'*Equazione 2.1* afferma che anche le variazioni spaziali della conducibilità idraulica (dK/dl) possono indurre uno scambio iporreico. Una riduzione della conducibilità idraulica impedisce il flusso in profondità, provocando la risalita del flusso (*upwelling*), mentre un aumento della permeabilità del sedimento aumenta le velocità nel sottosuolo ed un flusso diretto verso il basso (*downwelling*) (*Figura 2.11c*) (166).

La conducibilità idraulica dipende dalla porosità del sedimento e dalla connettività dei pori, che sono funzioni del tipo di sedimento (distribuzione granulometrica e percentuale di materiale fine) e delle sue caratteristiche (grado di consolidamento e presenza di materiale organico) (60).

Un recente studio (131) ha dimostrato che l'eterogeneità dei sedimenti aumenta la variabilità spaziale e l'entità di scambio iporreico nei canali di fondo sabbioso con morfologia orizzontale o simile a quella delle dune, ma in un altro studio (34) i ricercatori hanno scoperto che gli effetti dell'eterogeneità dei sedimenti possono essere secondari alle variazioni di carico idraulico nei canali meandriformi con letto sabbioso.

Infine, l'attività biotica può anche influenzare la conducibilità idraulica. Ad esempio, i pesci riproduttori selezionano e mescolano i sedimenti del fiume (37)(77), così come gli organismi bentonici mentre si muovono e si nutrono lungo e all'interno del fiume (148)(149).

2.6 Altri meccanismi di scambio iporreico

Vi sono due meccanismi aggiuntivi per lo scambio iporreico che non sono stati inclusi nell'*Equazione 2.1*: il trasporto solido di fondo e la turbolenza di parete.

2.6.1 Trasporto solido di fondo

Il trasporto di sedimenti nei fiumi può causare uno scambio iporreico attraverso la miscelazione meccanica del materiale di fondo. Ad esempio, nei fiumi con fondo sabbioso, le forme di fondo di *dune* e *ripple* migrano verso valle erodendo i sedimenti a monte e depositandoli a valle del letto, provocando una miscelazione meccanica che rilascia l'acqua dai pori dal lato di monte e intrappola acqua sul lato di valle (*Figura 2.11d*).

Questo tipo di scambio iporreico è chiamato *turnover* e funziona come un flusso a pistone, con l'acqua del fiume che penetra nel sedimento fino alla profondità dello stesso (53)(54).

La quantità di scambio iporreico prodotto da questo processo dipende dalle dimensioni del fondo e dalla sua velocità di traslazione a valle. In generale, il *turnover* riduce il tempo a disposizione di una certa quantità d'acqua per muoversi nel sottosuolo, riducendo l'intensità di scambio che altrimenti si verificherebbe per forme di fondo stazionarie (120).

2.6.2 Turbolenza

La permeabilità del fondo consente uno scambio turbolento della quantità di moto tra il fiume e l'acqua interstiziale in prossimità della superficie (83)(107)(130), con conseguente scambio iporreico tramite diffusione turbolenta (*Figura 2.11e*) (117)(122)(140). La turbolenza di parete è generata da una varietà di fattori, tra cui flussi su larga scala causati da interazioni flusso-confine (24), scie turbolente su media scala che si originano dietro grandi ostacoli al flusso (forme di fondo, detriti legnosi, massi) (30)(108), e scie su piccola scala generate da ostruzioni locali sul fondo (grani sporgenti, accumulo di particelle) (21)(25).

Affinché le fluttuazioni turbolente siano efficaci, devono essere in grado di propagarsi nel sedimento, suggerendo che questo meccanismo è più importante per i sedimenti grossolani ben selezionati, che tendono ad essere più porosi dei sedimenti scarsamente selezionati. Tuttavia, la diffusione turbolenta nel fiume è un fenomeno superficiale dovuto al rapido smorzamento dell'energia turbolenta da parte del sedimento sul fondo (46)(130)(168).

Le fluttuazioni turbolente possono penetrare solo a profondità di circa 2-10 volte il diametro medio del materiale di fondo, interessando solo una frazione della zona alluvionale (46)(122)(134)(140)(168).

I gradienti di carico idraulico sono anche modificati dalla presenza di confini permeabili e dall'interazione di flussi superficiali e sotterranei. Lo scambio turbolento della quantità di moto tra flusso superficiale e profondo attraverso il fondo permeabile crea una velocità di scorrimento (il flusso non va a zero sul fondo, ma diminuisce esponenzialmente con la profondità) (46)(130)(168). Queste interazioni modificano la superficie piezometrica e provocano una variazione del carico idraulico e modelli di scambio iporreico differenti rispetto a quelli che presentano sedimenti impermeabili (83).

2.7 Ciclo dell'azoto

I concimi azotati hanno un ruolo fondamentale nello sviluppo e nella crescita della pianta poiché l'azoto è un componente base nella formazione delle cellule dei tessuti vegetali. Generalmente la pianta ha bisogno di grandi quantità di carbonio, idrogeno e ossigeno, che trae dall'acqua e dall'anidride carbonica presente nell'aria. Tutti gli altri elementi devono essere forniti dal terreno, ma l'azoto non è presente in quantità sufficienti al fabbisogno delle piante, quindi da qui nasce l'importanza dei concimi azotati (188).

L'eccesso di nitrati, però, finisce nelle falde acquifere inquinandole e alterando gli equilibri ecologici. Quindi, comprendere i fattori che controllano i flussi di nutrienti è importante per lo sviluppo di strategie per prevenire e mitigare il carico eccessivo di nutrienti negli ecosistemi a valle (106).

L'azoto è l'elemento più abbondante nella nostra atmosfera ed è presente in natura in differenti forme:

- Azoto molecolare: N_2
- Ossidi di azoto: NO e NO_2
- Azoto organico
- Azoto ammoniacale: NH_4^+
- Azoto nitrico: NO_3^-

Il ciclo dell'azoto inizia con la fissazione dell'azoto molecolare (N_2) in quanto non utilizzabile direttamente dai sistemi biologici per realizzare i composti chimici necessari a crescita e riproduzione. La fissazione dell'azoto è un processo riduttivo in cui l'azoto molecolare presente nell'atmosfera viene trasformato in ammoniaca (NH_3) e azoto ammoniacale (NH_4^+) (in funzione del pH), poi convertito in azoto organico. Questo processo può avvenire in seguito a reazioni che si svolgono nell'atmosfera provocate dalla luce solare o dall'azione dei fulmini, negli impianti industriali con l'impiego di energia elettrica, oppure per opera di microrganismi specializzati che vivono liberi nel terreno o nelle radici delle piante (*azotofissatori*) (4).

Nel terreno, invece, avvengono altri processi, ovvero di mineralizzazione e immobilizzazione: quest'ultimo rappresenta la trasformazione dell'azoto minerale in azoto organico in cui i batteri assumono azoto minerale (inorganico) per incorporarlo nella loro biomassa; invece, la

mineralizzazione dell'azoto è costituita da una serie di reazioni attraverso le quali l'azoto, contenuto nella sostanza organica, viene convertito in azoto inorganico (ammoniacale e poi nitrico) per opera degli organismi decompositori:



Speciali batteri del suolo provvedono a trasformare le sostanze organiche azotate in ammoniaca, o ioni ammonio (NH_4^+) (ammonificazione), che da altri batteri liberi può subire un'ossidazione in cui viene trasformata in nitriti (NO_2^-) ed infine in nitrati (NO_3^-), (nitrificazione (*Figura 2.14*); processo aerobico), e di nuovo disponibili all'utilizzo da parte delle piante (4).

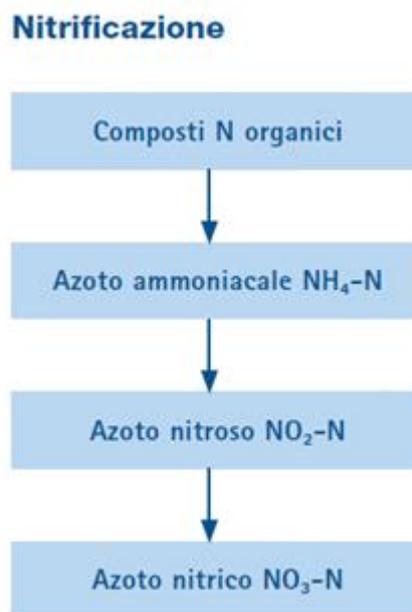


Figura 2.14 - Processo di nitrificazione (185)

Un terzo tipo di batteri trasforma infine i nitrati in azoto molecolare (denitrificazione (*Figura 2.15*); processo anaerobico), restituendolo all'atmosfera e chiudendo il ciclo dell'azoto (*Figura 2.16*), e questo rappresenta un processo utile in quanto migliora la qualità delle acque togliendo azoto dai sedimenti e dall'acqua.

Denitrificazione

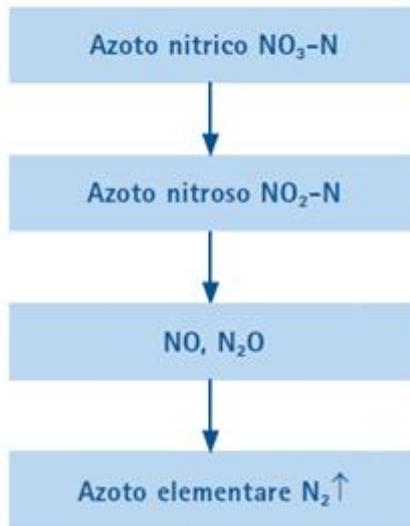


Figura 2.15 - Processo di denitrificazione (185)

Tuttavia, una frazione dell'azoto nitrico $\text{NO}_3 - \text{N}$ può allontanarsi verso gli strati più profondi del terreno soprattutto nei mesi caratterizzati da precipitazioni più intense e da una bassa evapotraspirazione (dilavamento o lisciviazione dei nitrati) e ciò rappresenta, quindi, una fonte di inquinamento delle acque di falda e, a volte, delle riserve di acqua potabile (4).

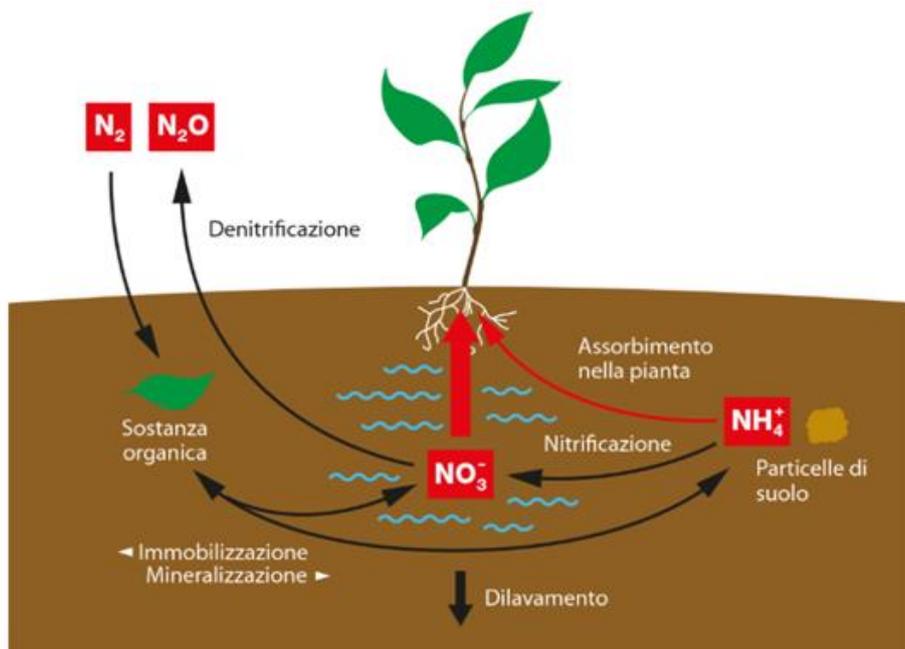


Figura 2.16 - Ciclo dell'azoto (186)

2.8 Meccanismi di trasporto dei soluti nei sedimenti

Il trasporto di un soluto è il risultato dell'azione concomitante di una serie di processi che possono essere raggruppati in tre categorie (Figura 2.17) (47):

- **Fenomeni idrologici:** sono legati alla presenza e al movimento dell'acqua di falda; sono i fenomeni quantitativamente più importanti e comprendono l'advezione, la diffusione molecolare e la dispersione cinematica;
- **Fenomeni chimici e chimico-fisici:** trasformazioni chimiche, decadimento radioattivo, fenomeni di idrolisi e di dissoluzione dei soluti, adsorbimento superficiale, volatilizzazione;
- **Fenomeni biologici:** comprendenti tutti quei fenomeni di degradazione e trasformazione dei soluti, provocati da agenti biotici (batteri, microbi, processi vegetativi, ecc.) e che vanno sotto il nome di processi di biodegradazione e bioturbazione.

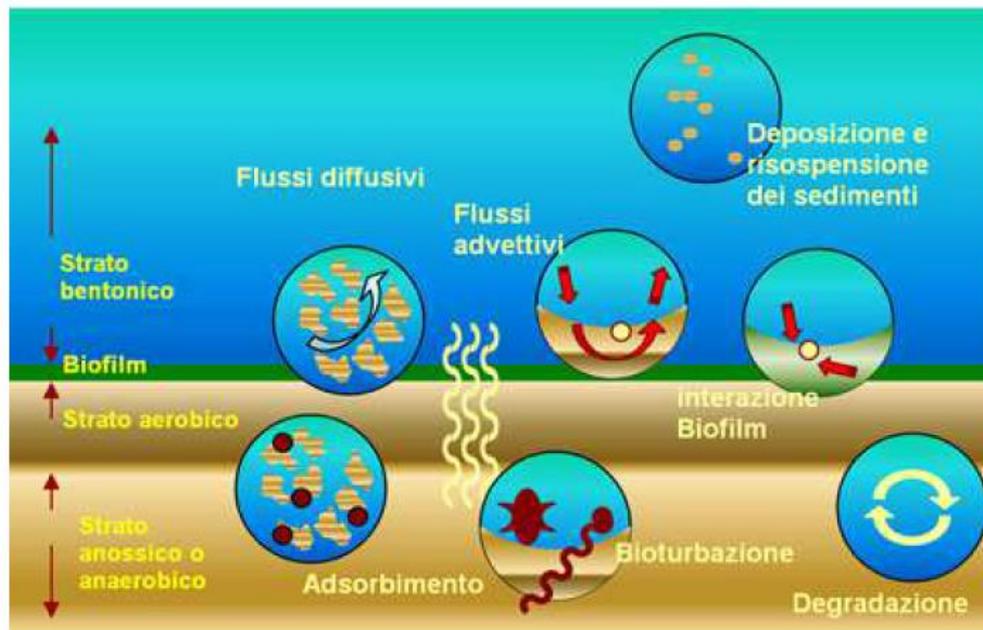


Figura 2.17 - Fenomeni di trasporto nei sedimenti (18)

Di seguito vengono descritti i processi di trasporto più importanti che consentiranno di comprendere i modelli adottati successivamente.

2.8.1 Advezione

Il trasporto di contaminanti per effetto del meccanismo di advezione in un letto di sedimenti è causato da un flusso idrologico dovuto all'acqua di falda che trasporta i soluti nei sedimenti lungo la direzione di flusso con velocità uguale al flusso d'acqua per unità di superficie, ovvero alla portata specifica q . Si ottiene un fronte di concentrazione perfettamente ortogonale alla direzione di propagazione alla velocità di flusso dell'acqua nei sedimenti e, quindi, nessun scambio di massa al di fuori del tubo di flusso interessato (*Figura 2.18*) (47).

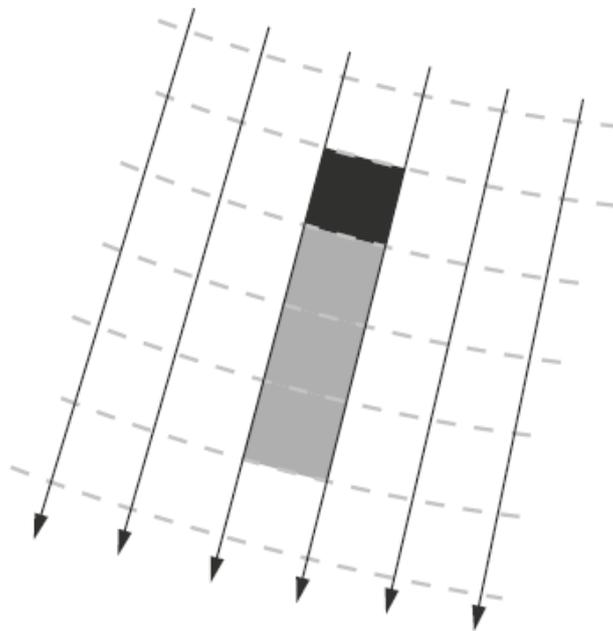


Figura 2.18 - Trasporto di massa nel flusso advettivo (47)

2.8.2 Diffusione molecolare

Questo tipo di fenomeno è legato all'agitazione termica delle molecole di soluto presenti nella massa d'acqua; la loro attività cinetica determina un movimento disordinato regolato dagli urti con le molecole adiacenti che si manifesta in un movimento preferenziale da zone a concentrazione maggiore verso zone a concentrazione minore, dove minore è il numero degli urti con le molecole incontrate. Il risultato è un flusso di contaminante nella direzione del

gradiente di concentrazione, la cui portata di massa per unità di superficie è espressa dalla legge di Fick. Il coefficiente di diffusione molecolare è usualmente molto basso; il suo valore è indicativamente dell'ordine di $10^{-9} m^2/s$ e varia in relazione alla temperatura e alla natura del soluto. Inoltre, in un mezzo poroso la diffusione è ulteriormente rallentata dalla tortuosità dei percorsi necessari per aggirare i grani solidi, in funzione della composizione granulometrica della matrice solida. Pertanto il coefficiente di diffusione molecolare deve essere ulteriormente moltiplicato per la tortuosità del mezzo (47).

2.8.3 Dispersione cinematica

Osservando il fenomeno del trasporto di un soluto a scala microscopica, ci si rende conto che le eterogeneità che contraddistinguono qualsiasi mezzo poroso naturale determinano (47):

- distribuzione non uniforme delle velocità all'interno di un canalicolo di flusso;
- diversificazione delle velocità da poro a poro;
- componenti trasversali di velocità legate alla tortuosità dei percorsi.

L'insieme di tali fenomeni va sotto il nome di dispersione cinematica (o meccanica) (Figura 2.19).

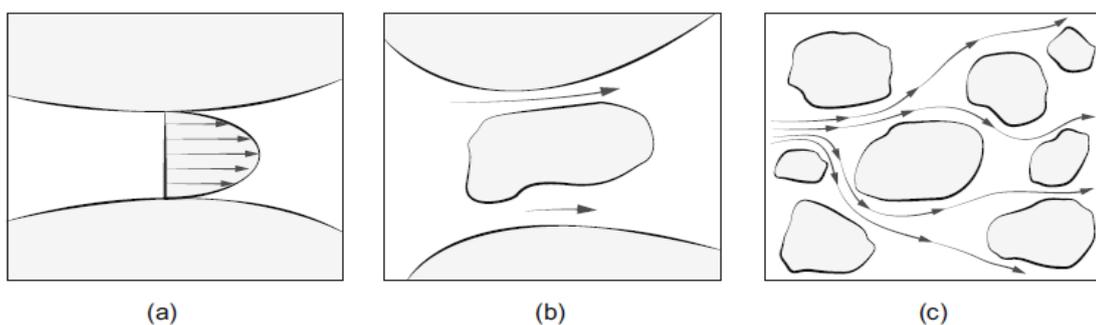


Figura 2.19 - Velocità non uniforme esistente a livello microscopico nel mezzo poroso: a) distribuzione all'interno del singolo poro; b) effetto del diverso diametro dei pori; c) deviazione delle linee di flusso intorno ai grani dei sedimenti (47)

Anche in questo caso la soluzione per descrivere tali fenomeni viene usualmente risolta applicando, analogamente alla diffusione, un modello di Fick, mediante coefficienti di dispersione cinematica.

3 Metodi e strumenti per l'analisi dei dati

3.1 Analisi del sito analizzato

Lo studio ha interessato i sedimenti lungo il corso d'acqua *Wood Brook* (Figura 3.1) i cui profili di concentrazione dei nutrienti sono stati analizzati (tra il 2016 e il 2017) dal personale del Birmingham Institute of Forest Research nel Regno Unito. Questo torrente del secondo ordine drena un bacino imbrifero di 3.1 km² che va da un'altitudine compresa tra 90 e 150 m sul livello medio del mare ed è situato in una zona vulnerabile ai nitrati. Per più di 20 anni il suolo è stato impiegato per la coltivazione di patate e grano e da boschi decidui giovani e maturi, mentre a partire dal 2014 sono state messe in atto azioni di riforestazione. Una stima del 2016 ha fornito informazioni sulla quantità di fertilizzanti azotati che sono impiegati nell'area, ovvero circa 45-80 kg/ha. La temperatura media annuale nel sito è di 9 °C e la precipitazione media annuale è di 690 mm (118). La geologia del bacino è composta da arenaria rossa Permo-Triassica ricoperta da depositi superficiali di origine glaciale fino a 10 m di spessore, con suoli argillosi sabbiosi ricchi di sostanza organica tra 0.15 e 0.6 m di spessore (10).

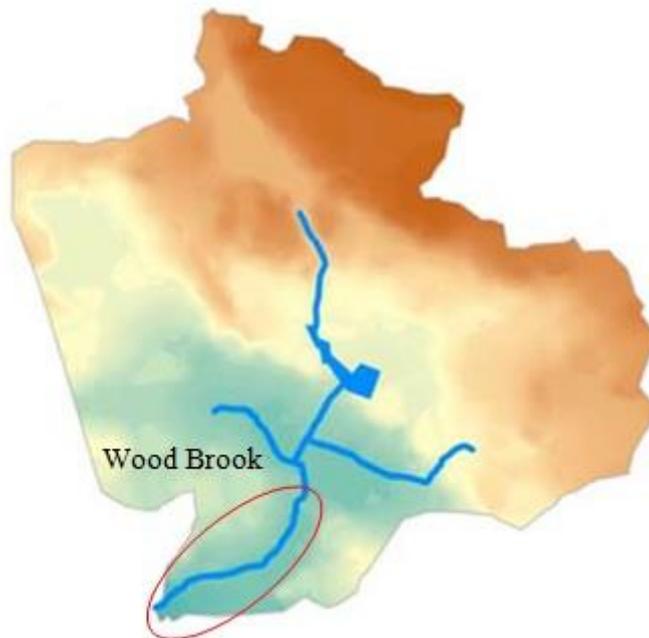


Figura 3.1 - Mappa del bacino e del corso d'acqua *Wood Brook* analizzato (10)

Per il seguente studio sono state eseguite delle prove di falda, in particolare degli *slug test*, dal personale del Birmingham Institute of Forest Research (BIFoR), in due tratti differenti del corso d'acqua in esame (*Figura 3.1*) in modo tale da poter stimare la conducibilità idraulica dei sedimenti e quindi il flusso advettivo da includere nell'analisi successiva. I piezometri installati erano 8 in totale e disposti nella maniera seguente:

- Reach 2 → Piezometri: **P1 - P2 - P4 - P5**
- Reach 1 → Piezometri: **P7 - P8 - P9 - P10**

La suddivisione in tratti (*Reach*) si basa su vari aspetti, quali il grado di confinamento, la morfologia dell'alveo e le discontinuità idrologiche, ed anche la presenza di elementi antropici rilevanti come, ad esempio, gli sbarramenti.

Inoltre, sono state eseguite diverse prove per ogni piezometro al fine di ottenere una stima più accurata della conducibilità idraulica.

3.2 Misurazione in situ di soluti con metodologia DET

La miscelazione delle acque di falda e superficiali nella zona iporreica influenza il trasporto e la trasformazione delle specie chimiche (82)(124). I profili di concentrazione verticale delle specie chimiche sensibili alle reazioni redox nelle acque interstiziali dei sedimenti possono essere fortemente dipendenti dalla distribuzione dei micrositi delle zone metaboliche aerobiche e anaerobiche nei sedimenti (48)(70)(98)(172)(182).

Il carotaggio tradizionale e il campionamento dell'acqua interstiziale, utilizzando piezometri multilivello (129), forniscono tipicamente informazioni limitate sulla dinamica delle interazioni chimiche che possono verificarsi su scala subcentimetrica nei sedimenti (profondità 10-15 cm) richiedendo, inoltre, un volume maggiore di acqua prelevata (97)(123).

A tale scopo, nasce una nuova tecnica denominata *Diffusive Equilibrium in Thin Films* (DET), che offre un approccio alternativo per misurare le concentrazioni in situ di soluti nei sedimenti con il vantaggio di ottenere risultati ad alta risoluzione (centimetrica). Questi dati ad alta risoluzione offrono l'opportunità di ulteriori approfondimenti sulle dinamiche dei nutrienti

come la perdita localizzata o l'aumento della concentrazione di soluti a causa di trasformazioni che si verificano su scala centimetrica o subcentimetrica nei sedimenti (11)(61)(62)(97)(114).

Di seguito viene descritto l'assemblaggio e tutti i componenti necessari per l'utilizzo della metodologia DET (162).

L'idrogel utilizzato ha una elevata porosità che consente un equilibrio più rapido dei soluti contenuti nell'acqua interstiziale con i pori del gel attraverso il processo di diffusione. Il gel DET, avente uno spessore di 1.18 mm, larghezza di 2.5 cm e lunghezza di 16 cm, viene posto su una piastra di materiale plastico. Una membrana viene posizionata sopra il gel, ed una piastra finestrata è fissata su di esso con dei perni. La finestratura consente alla membrana di essere a diretto contatto con i sedimenti (*Figura 3.2*) (45). A questo punto la piastra viene inserita direttamente nei sedimenti dove le diverse specie chimiche si diffondono rapidamente nel gel attraverso la finestratura e stabiliscono un equilibrio diffusivo tra l'acqua interstiziale dei sedimenti e il gel. Successivamente, il gel viene tagliato ad alta risoluzione spaziale ed ogni fetta viene nuovamente equilibrata in 1–1.5 ml di acqua, che viene analizzata per fornire profili di concentrazione di specie sensibili alla reazione redox (58)(61)(62)(99)(113)(153) (183). A differenza dei sedimenti lacustri, i sedimenti fluviali sono costituiti prevalentemente da ghiaia grossolana mista a particelle di sabbia, limo e argilla e questo rappresenta un problema quando le sonde DET vengono posate nei sedimenti, poiché l'inserimento diretto danneggerebbe sia la membrana, sia il gel causata dalla presenza, appunto, di ghiaia (123).

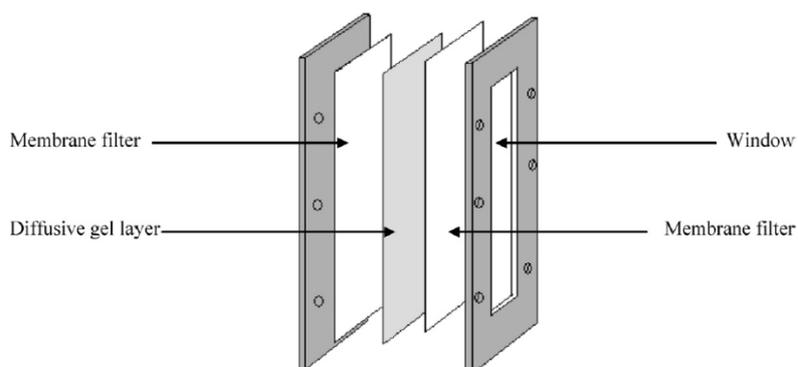


Figura 3.2 - Assemblaggio del gel DET in lastre di Perspex¹ (162)

¹ Materiale plastico.

Per ovviare a questo tipo di problema è possibile adottare una nuova metodologia in campo utilizzando una protezione in acciaio inossidabile che consente l'inserimento delle sonde DET nei sedimenti ed evitare, quindi, il danneggiamento della membrana e del gel.

Nel caso di modifica del sistema DET, i supporti in plastica sono pretagliati a un'estremità per essere uniti insieme e garantire una finestratura continua di 30 cm di lunghezza (*Figura 3.3*).

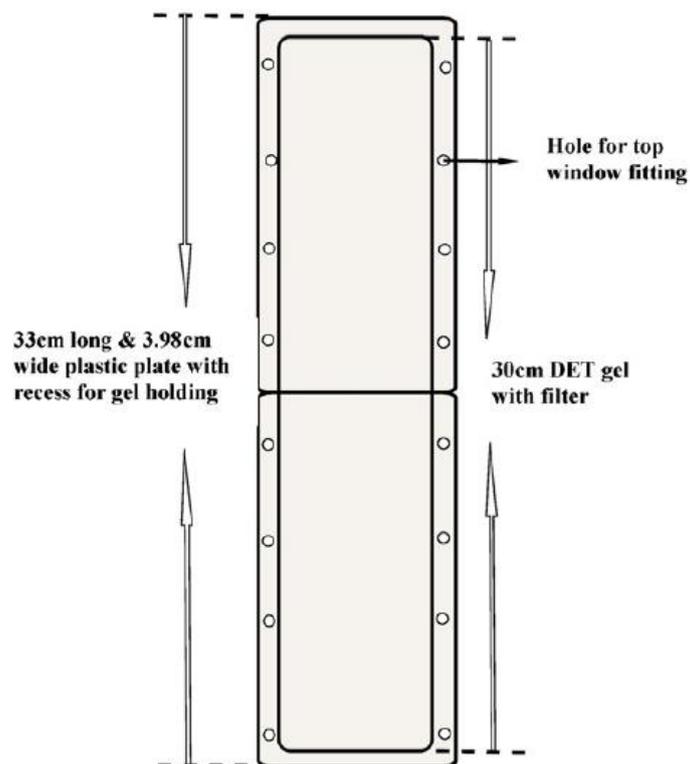


Figura 3.3 - Supporti in Perspex per l'applicazione del gel (162)

Il supporto in acciaio inossidabile è progettato per tenere saldamente le sonde DET contenenti gel (*Figura 3.4*). La piastra di acciaio inossidabile in basso possiede due fori filettati dotati di bulloni, poiché se durante il recupero le sonde DET in plastica restano bloccate nei supporti in acciaio, i bulloni vengono rimossi e sostituiti da aste in acciaio per poter estrarre le sonde. L'estremità inferiore del supporto è dotata di una parte tagliente staccabile in acciaio di lunghezza pari a 3 cm per guidare il supporto nei sedimenti (162).

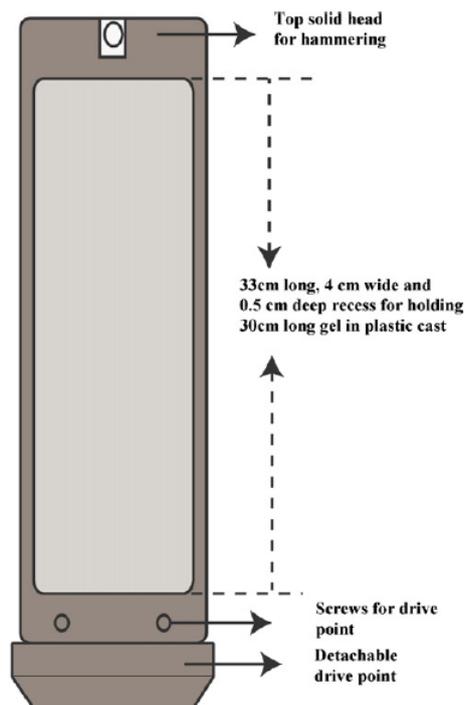


Figura 3.4 - Supporto in acciaio inox per piastre Perspex (162)

Sebbene ci siano vantaggi nell'utilizzo della metodologia DET, ci saranno situazioni e/o condizioni in cui bisogna essere cautelativi nell'eseguire la misura. Ad esempio, le sonde con supporto in acciaio inox possono essere installate fino a 30 cm di profondità in sedimenti misti di ghiaia, sabbia, limo e argilla, per questo si consiglia l'installazione di 2 o 3 sonde in ogni sito in modo tale da poter selezionare una sonda non danneggiata al momento del recupero (183).

Un grosso vantaggio riguarda, invece, la misura dei profili di concentrazione valutati con questa metodologia rispetto a misurazioni convenzionali ottenute con una risoluzione spaziale inferiore. Tali misurazioni sono appropriate per identificare e quantificare le dinamiche di specie chimiche sensibili alle reazioni redox e agli inquinanti situati sul fondo dei fiumi. Infatti, è molto probabile che solo tali misurazioni in situ siano in grado di individuare punti caldi (*hotspots*) di attività biogeochimiche nei sedimenti (45)(114).

3.3 Slug test

Si definisce *slug test* una prova di falda eseguita in regime transitorio in maniera da produrre un'istantanea variazione del livello statico in un pozzo o piezometro e misurare, in funzione del tempo, il conseguente recupero del livello originario nello stesso pozzo attivo. Mediante prove di falda è possibile caratterizzare un acquifero e determinare la tipologia idraulica e la distribuzione dei valori dei parametri idrodinamici che ne governano il comportamento, quali, ad esempio, trasmissività, conducibilità idraulica e coefficiente di immagazzinamento (47).

Le prove di falda sono prove di pompaggio, eseguite generalmente in regime transitorio, e possono essere eseguite (47):

- *a portata costante*, misurando il conseguente declino o abbassamento del carico idraulico in funzione del tempo (prova in declino o a carico idraulico decrescente);
- *a portata nulla*, ottenuta arrestando il pompaggio successivamente ad un periodo di erogazione a portata costante e misurando la conseguente risalita del carico idraulico in funzione del tempo (prova di risalita);
- *a portata variabile*, ottenuta facendo avvenire una variazione istantanea di livello in pozzo e misurando in funzione del tempo il ripristino del livello indisturbato (*slug test*).

Gli *slug test* possono essere eseguiti aumentando bruscamente il livello statico misurato nel piezometro e monitorando il conseguente declino di livello che si crea per il flusso dal pozzo verso l'acquifero (test in declino o con carico decrescente) o, viceversa, producendo una brusca diminuzione di livello e monitorando la conseguente risalita che si crea per il flusso dall'acquifero verso il pozzo (test in risalita o con carico crescente) (47).

In questo caso sono state eseguite prove con carico decrescente che verranno descritte nel successivo paragrafo 3.3.1.

3.3.1 Esecuzione della prova

Tutte le prove sono state condotte in mini piezometri a base chiusa con sezione finestrata di 3 cm tra 92 e 95 cm di profondità aventi raggio di 0.5 cm (*Figura 3.5*). Le misurazioni sono state effettuate utilizzando un freatimetro per determinare la profondità dell'acqua all'interno del piezometro (*Depth*) e un metro a nastro per determinare la profondità dell'acqua all'esterno del piezometro. Inoltre, tutte le misurazioni avevano un errore di circa ± 3 mm.

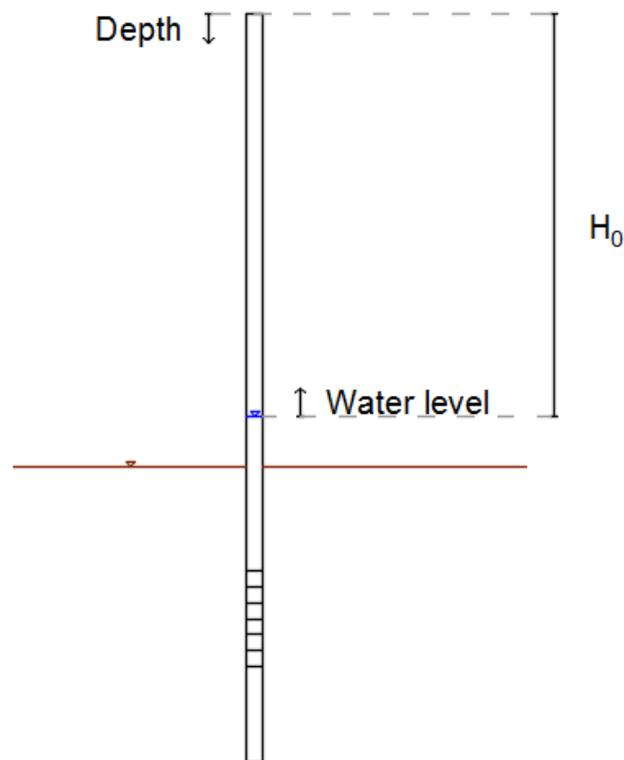


Figura 3.5 - Mini piezometro utilizzato per lo svolgimento delle prove

❖ FASE 1

Il piezometro è stato riempito con acqua avendo così una profondità (*Depth*) nulla ed un livello di acqua (*Water level*) massimo pari ad H_0 (*Figura 3.6*).

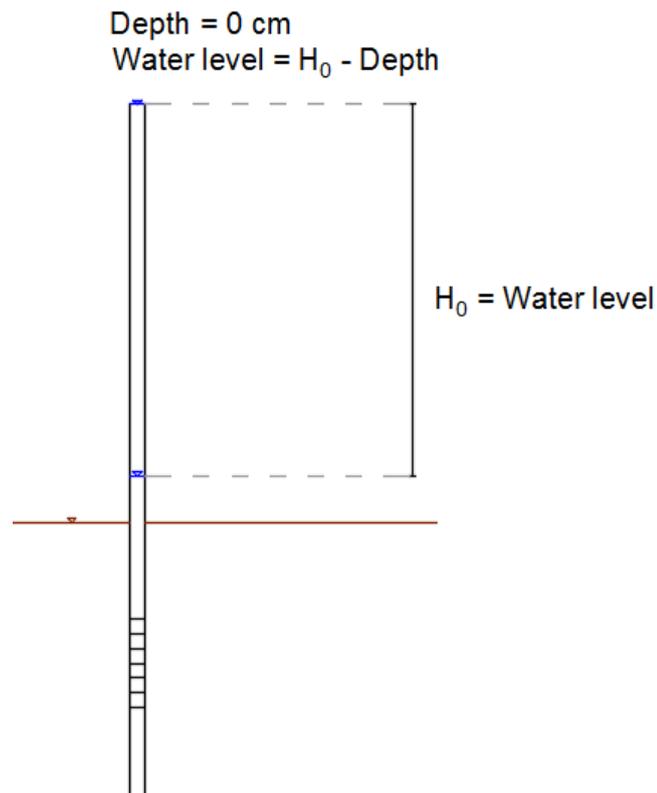


Figura 3.6 - Fase 1: piezometro riempito con acqua

Quindi, lo schema mostrato in *Figura 3.6* rappresenta l'innalzamento iniziale al tempo $t = 0$.

❖ FASE 2

In questa seconda fase sono stati misurati gli abbassamenti del livello di acqua H (*Water level*) col passare del tempo fino a raggiungere nuovamente il livello iniziale pari ad H_0 (*Figura 3.7*).

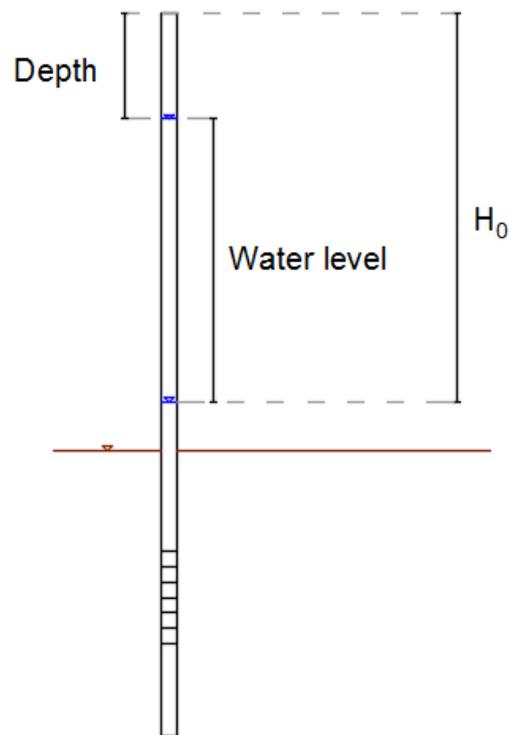


Figura 3.7 - Fase 2: ripristino iniziale del livello

3.3.2 Modelli di analisi

Per la valutazione della conducibilità idraulica bisognerà utilizzare un modello di interpretazione per le diverse prove (*slug test*). A partire dagli anni '50 sono stati sviluppati diversi modelli matematici bidimensionali di tipo analitico e semianalitico (47).

I più utilizzati sono quelli di:

- Hvorslev (Hvorslev, 1951);
- Cooper, Bredehoeft e Papadopoulos (Cooper et al., 1967) (solo per acquiferi confinati);
- Bouwer & Rice (Bouwer and Rice, 1976).

Tuttavia, recentemente è stato presentato da un gruppo di ricercatori del Kansas Geological Survey un modello semianalitico tridimensionale per l'interpretazione degli *slug test* eseguiti su pozzi a parziale penetrazione e/o completamente in acquiferi non confinati e confinati.

Tale modello, che incorpora anche il concetto dell'immagazzinamento dell'acquifero, è noto sinteticamente come modello KGS e rappresenta la metodologia d'interpretazione più avanzata oggi disponibile (47).

Per questo studio è stato sufficiente adottare il modello di Hvorslev, che risulta essere valido per acquiferi confinati in quanto i sedimenti sono delimitati da due strati impermeabili: superiormente l'acqua del fiume si comporta come un limite impermeabile, che separa l'acqua sotterranea dall'atmosfera, e inferiormente lo strato sottostante i sedimenti rappresenta anch'essi un limite impermeabile.

3.3.3 Modello di Hvorslev

Le ipotesi su cui poggia il modello di Hvorslev sono le seguenti (85):

- l'acquifero è omogeneo ed isotropo e pertanto non esiste danneggiamento di permeabilità nell'intorno del pozzo;
- è valida la legge di Darcy;
- l'acquifero è illimitatamente esteso in tutte le direzioni;
- l'immagazzinamento della formazione acquifera è trascurabile;
- le perdite di carico per il flusso attraverso le finestrate sono trascurabili;
- la posizione della tavola d'acqua non cambia con il tempo;
- il flusso creato dalla variazione di carico idraulico è esclusivamente orizzontale.

La soluzione per acquiferi confinati e per piezometro parzialmente penetrante o non a contatto con un confine impermeabile è data dall'equazione di Hvorslev (85):

$$\ln(H_0) - \ln(H) = \frac{2 \cdot K_r \cdot L \cdot t}{r_c^2 \cdot \ln\left(\frac{L}{2 \cdot r_{we}} + \sqrt{1 + \left(\frac{L}{2 \cdot r_{we}}\right)^2}\right)} \quad (3.1)$$

con:

$$r_{we} = r_w \cdot \sqrt{\frac{K_z}{K_r}}$$

dove:

- H_0 è l'innalzamento iniziale al tempo $t = 0$ (m);
- H è l'innalzamento al tempo t (m);
- K_r è la conducibilità idraulica orizzontale (radiale) (m/s);
- K_z è la conducibilità idraulica verticale (m/s);
- L è la lunghezza della sezione finestrata (m);
- r_c è il raggio del perforo (m);
- r_w è il raggio del piezometro (m);
- t è il tempo trascorso dall'inizio del test.

Per profondità di campionamento molto contenute (10-20 cm), è possibile assumere la conducibilità idraulica verticale K_z uguale a quella orizzontale K_r , ponendo:

$$r_{we} = r_w$$

Inoltre, si assume il raggio del perforo r_c coincidente con il raggio del piezometro r_w .

3.4 Calcolo del flusso per unità di superficie q

Dallo studio del flusso monodimensionale dell'acqua, Darcy osservò che la portata per unità di superficie q era direttamente proporzionale alla perdita di carico Δh e inversamente proporzionale alla lunghezza del percorso considerato L (Figura 3.8) (44):

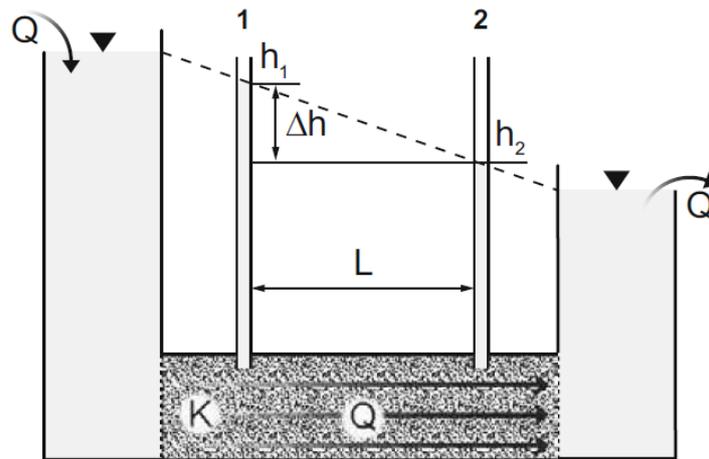


Figura 3.8 - Esperimento di Darcy (47)

Quindi, per la portata specifica q , definita anche velocità apparente di filtrazione V , funzione della conducibilità idraulica K , della perdita di carico Δh e della lunghezza del tratto L , vale la seguente relazione:

$$q = \frac{Q}{A} = K \cdot \frac{\Delta h}{L} = K \cdot i$$

dove i rappresenta il gradiente idraulico (pendenza tra due isopiezometriche), ed è valutato come il rapporto tra il dislivello tra due isopiezometriche e la distanza tra le stesse, con verso opposto a quello del flusso.

3.4.1 Determinazione del gradiente idraulico verticale (VHG)

Una tecnica comune per la valutazione dello scambio iporreico locale consiste nel misurare in campo il gradiente idraulico verticale (*VHG: Vertical Hydraulic Gradient*), ad una data profondità all'interno del sedimento, utilizzando un piezometro. Il *VHG* è la differenza di altezza dell'acqua contenuta all'interno del piezometro (misurata con un freatometro) e la superficie libera del corso d'acqua (misurata con un metro a nastro) divisa per la profondità di misurazione al di sotto dei sedimenti, con valori positivi / negativi che indicano rispettivamente *upwelling* / *downwelling* (2) (163).

Quindi, a seconda della profondità dell'acqua all'interno e all'esterno del piezometro, si possono avere due condizioni di flusso:

1. **GAINING**: condizione di flusso verso l'alto (*upwelling*); la profondità dell'acqua all'interno del piezometro (*Inside*) è inferiore di quella misurata all'esterno (*Outside*), ed è il caso in cui la falda alimenta il fiume, in quanto il carico idraulico risulta essere maggiore nei sedimenti (*Figura 3.9a*).
2. **LOSING**: condizione di flusso verso il basso (*downwelling*); la profondità dell'acqua all'interno del piezometro (*Inside*) è maggiore di quella misurata all'esterno (*Outside*), ed è il caso in cui il fiume alimenta la falda, in quanto il carico idraulico risulta essere minore nei sedimenti (*Figura 3.9b*).

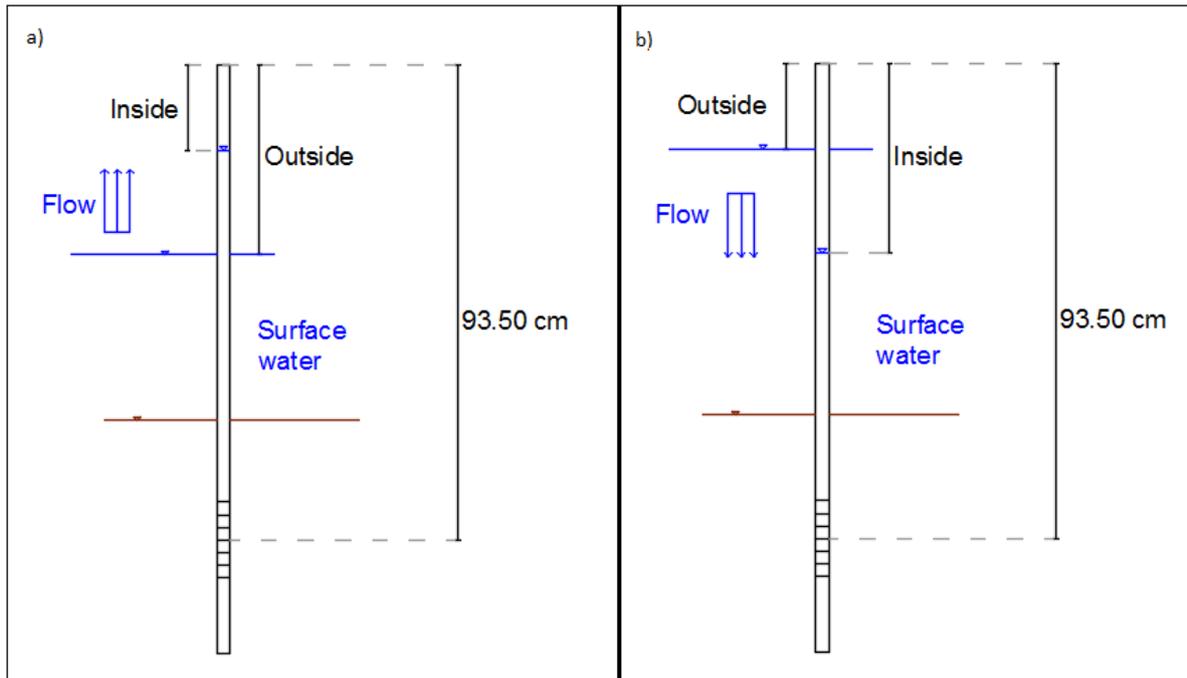


Figura 3.9 - Condizioni di GAINING (a) e LOSING (b)

Considerando una profondità media della sezione finestrata (*Depth to screened section*) pari a 93.50 cm, il *VHG* si valuta con la seguente relazione:

$$VHG = \frac{\text{Outside} - \text{Inside}}{\text{Depth to screened section}}$$

Dalla legge di Darcy, descritta precedentemente, si ricava il flusso per unità di superficie secondo la seguente espressione:

$$q = K_{r,medio} \cdot VHG \quad (3.2)$$

dove $K_{r,medio}$ rappresenta il valore medio della conducibilità idraulica ricavata per le diverse prove di *slug test*.

3.5 Modellazione dei gradienti chimici nei sedimenti

A partire dal lavoro pionieristico di Berg et al. (8), è stato ampliato il quadro del trasporto reattivo attraverso le interfacce acqua-sedimento sviluppando un algoritmo efficiente per determinare un profilo verticale del tasso di reazione. Il tasso di reazione viene definito come la quantità delle specie chimiche che possono prodursi o consumarsi nell'unità di tempo e viene espresso in $g/m^3/s$.

3.5.1 Algoritmo GRADIENT

In questo paragrafo viene illustrato il codice MatLab **GRADIENT** (13) finalizzato all'interpretazione di profili di concentrazione misurati nell'acqua interstiziale dei sedimenti per la comprensione di cicli biogeochimici sia locali sia globali (69)(89)(127).

Prima di affrontare l'argomento in questione, facciamo un passo indietro per comprendere ancor meglio la necessità di sviluppare questo nuovo approccio.

Come è stato già menzionato precedentemente, il lavoro di Berg et al. è stato uno dei primi che ha permesso di sviluppare una procedura numerica per l'interpretazione e l'analisi biogeochimica dei profili di concentrazione dei soluti misurati nell'acqua interstiziale dei sedimenti, in cui l'output finale è una distribuzione verticale dei tassi di reazione. Sebbene in questi studi siano stati inclusi anche fenomeni di trasporto biologici, quali bioturbazione ed irrigazione, essi non considerano la presenza di un flusso advettivo attraverso le due condizioni di guadagno (GAINING) e di perdita (LOSING) descritte precedentemente (par. 3.4.1). Recentemente è stato anche riportato in studi sperimentali che l'aumento dei flussi perdenti o di guadagno porta a diminuire i flussi iporreici per la stessa entità, indipendentemente dalla direzione del flusso verticale (35)(59)(158).

Il seguente codice si basa sull'equazione differenziale del trasporto di massa *advezione-dispersione*, ottenuta imponendo che nell'intervallo di tempo dt venga rispettato il bilancio di massa di un soluto reattivo generico. Considerando mezzo omogeneo, porosità costante nel tempo e coefficienti di diffusione e dispersione costanti nello spazio, l'equazione differenziale può scriversi nella seguente forma:

$$\frac{d\phi(z)}{dz} = R(z) \quad (3.3)$$

con:

$$\phi(z) = q C - \varphi D \frac{dC}{dz} \quad (3.4)$$

dove:

- $\phi(z)$ rappresenta il flusso di soluto per unità di superficie alla profondità z (crescente verso il basso);
- $R(z)$ è il tasso di reazione per unità di volume;
- q è il flusso di acqua per unità di superficie;
- C è la concentrazione di soluto;
- φ è la porosità dei sedimenti;
- D è il coefficiente di dispersione nei sedimenti.

Il coefficiente di dispersione D rappresenta gli effetti combinati della diffusione molecolare e della dispersione cinematica causata dall'eterogeneità delle velocità dei pori.

Anche se precedenti approcci (Berg et al.) hanno considerato il contributo potenziale di flussi di soluto indotti dalla presenza di macroinvertebrati, questi flussi non sono stati inclusi in GRADIENT perché la loro quantificazione richiede parametri aggiuntivi i cui valori sono estremamente incerti.

Il primo termine dell'*Equazione 3.4* rappresenta il contributo di trasporto advettivo di soluto e costituisce la novità di questo algoritmo rispetto a quanto proposto nei precedenti approcci.

Il dominio viene discretizzato in N celle elementari con dimensione verticale Δz_i con $i = [2, \dots, N + 1]$, più due celle aggiuntive ($\Delta z_1, \Delta z_{N+2}$) per imporre le condizioni al contorno.

Per l' i -esima cella, la forma discretizzata è la seguente:

$$\phi_{i+\frac{1}{2}} - \phi_{i-\frac{1}{2}} = R_i \Delta z_i \quad (3.5)$$

I flussi di soluto per unità di superficie $\phi_{i-\frac{1}{2}}$ e $\phi_{i+\frac{1}{2}}$ sono calcolati rispettivamente al limite superiore ed inferiore per ogni cella e sono espressi secondo la relazione seguente:

$$\phi_{i+\frac{1}{2}} = q C_{i+\frac{1}{2}} - k_{i+\frac{1}{2}} (C_{i+1} - C_i) \quad (3.6)$$

dove le concentrazioni al contorno $C_{i\pm\frac{1}{2}}$ sono calcolate mediante valori di interpolazione lineare sulle celle adiacenti, mentre i valori di $k_{i\pm\frac{1}{2}}$ rappresentano un coefficiente di trasporto dispersivo, valutato come media armonica del valore nelle celle adiacenti poiché questa formulazione migliora la stabilità numerica in caso di forti variazioni delle proprietà di dispersione tra le celle.

Al limite inferiore, queste quantità sono pari a:

$$C_{i+\frac{1}{2}} = \frac{\Delta z_i C_{i+1} + \Delta z_{i+1} C_i}{\Delta z_i + \Delta z_{i+1}} \quad (3.7)$$

$$k_{i+\frac{1}{2}} = 2 \frac{\varphi_i D_i \varphi_{i+1} D_{i+1}}{\Delta z_i \varphi_{i+1} D_{i+1} + \Delta z_{i+1} \varphi_i D_i} \quad (3.8)$$

ed espressioni analoghe valgono per il limite superiore.

Le equazioni appena descritte per le diverse celle possono essere rappresentate da un sistema di N equazioni accoppiate, espresso in forma matriciale come:

$$A_{ij}C_i = B_i \quad (3.9)$$

dove C_i è un vettore $[Nx1]$ dei valori di concentrazione, A_{ij} è una matrice dei coefficienti tridiagonale $[NxN]$ e B_i è un vettore dei coefficienti $[Nx1]$:

$$\left\{ \begin{array}{l} A_{i,i-1} = q \frac{\Delta z_i}{\Delta z_{i-1} + \Delta z_i} + k_{i-1} \\ A_{i,i} = q \left(\frac{\Delta z_{i-1}}{\Delta z_{i-1} + \Delta z_i} - \frac{\Delta z_{i+1}}{\Delta z_i + \Delta z_{i+1}} \right) - (k_{j-1} + k_{i+1}) \\ A_{i,i+1} = -q \frac{\Delta z_i}{\Delta z_i + \Delta z_{i+1}} + k_{i+1} \end{array} \right. \quad (3.10)$$

$$B_i = -R_i \Delta z_i \quad (3.11)$$

con i restanti termini in A_{ij} pari a zero.

Le espressioni (3.10) e (3.11) devono essere accoppiate a due condizioni al contorno per risolvere il sistema.

Le condizioni al contorno descrivono le interazioni fra il sistema e lo spazio circostante, specificando il valore della variabile dipendente (in questo caso la concentrazione), o il valore della sua derivata prima, ai confini del dominio. Generalmente, nella risoluzione dell'equazione di trasporto si adottano tre tipi di condizioni al contorno: di Dirichlet (o di prima specie), di Neumann (seconda specie) e di Cauchy (di terza specie) (47).

La scelta più semplice è di applicare due condizioni al contorno di Dirichlet affinché le concentrazioni più alte (C_1) e più basse (C_{N+2}) coincidano con i valori misurati nei punti di osservazione più alti (C_{up}) e più bassi (C_{down}), rispettivamente.

Queste condizioni sono espresse come:

$$\begin{array}{ll} A_{1,1} = 1 & B_1 = C_{up} \\ A_{N+2,N+2} = 1 & B_{N+2} = C_{down} \end{array} \quad (3.12)$$

Nel caso in cui si conoscesse il flusso di soluto ϕ in uno dei due limiti, la condizione di Dirichlet su questo limite può essere sostituita da una condizione al contorno di Neumann.

Le condizioni (3.12) diventano quindi:

$$\begin{aligned} A_{1,1} &= k_2 & A_{1,2} &= -k_2 & B_1 &= \phi_{\text{up}} \\ A_{N+2,N+1} &= k_{N+1} & A_{N+2,N+2} &= -k_{N+1} & B_{N+2} &= \phi_{\text{down}} \end{aligned} \quad (3.13)$$

Ad ogni modo, la matrice A_{ij} dipende dai coefficienti di trasporto q e D che devono essere specificati dall'utente, mentre il vettore B_i dipende dai valori del tasso di reazione R_i determinati dall'algoritmo.

I valori di flusso per unità di superficie q sono stati determinati mediante l'Espressione 3.2, mentre il coefficiente di dispersione D è dato dal contributo della diffusione molecolare e della dispersione cinematica. Il coefficiente di diffusione molecolare di un dato soluto è solitamente ottenuto da valori tabulati, con una correzione dovuta alla tortuosità dei sedimenti, mentre il coefficiente di dispersione cinematica viene calcolato come il prodotto della velocità effettiva di flusso e della dispersività cinematica dei sedimenti, quest'ultimo a seconda del tipo di sedimento e della scala del dominio (136).

Infatti, anche sedimenti solitamente considerati omogenei presentano al loro interno notevoli variazioni di conducibilità idraulica e di porosità, quindi maggiore è la distanza percorsa, più aumentano le eterogeneità incontrate dall'acqua di falda nel suo percorso, e maggiori diventano le variazioni di conducibilità idraulica e porosità incontrate (47).

Il rapporto tra il contributo advettivo/dispersivo e quello diffusivo, che contribuiscono al trasporto del soluto, definisce il numero di Peclet.

$$Pe = \frac{q \cdot L}{D_m}$$

dove L indica la profondità dei sedimenti e D_m è il coefficiente di diffusione molecolare.

Il numero di Peclet è un numero adimensionale che rappresenta l'importanza relativa del contributo advettivo rispetto al contributo diffusivo al fenomeno di trasporto. Infatti, per numeri di Peclet molto bassi, la diffusione molecolare è il meccanismo di trasporto dominante

e la dispersione è trascurabile: questo accade per sedimenti a granulometria fine o per velocità di flusso molto basse. Per velocità maggiori, invece, superata una zona di transizione, la dispersione cinematica è la principale causa di trasporto di soluto (47).

Un altro valore da poter prendere in considerazione per questo studio è il numero di Damköhler, ovvero il rapporto tra il ruolo svolto dalla reazione e il trasporto advettivo di soluto:

$$Da = \frac{R_{avg} \cdot L}{q \cdot C_{max}}$$

dove R_{avg} è il tasso di reazione medio e C_{max} è la concentrazione massima.

Il numero di Damköhler è un numero adimensionale che rappresenta il rapporto tra la massima velocità di reazione e la massima velocità di trasporto e quindi confronta le velocità relative dei due processi in serie. Quando il numero di Damköhler è molto elevato, allora il trasporto di materia è più lento della reazione, e viceversa. Per valori dell'ordine dell'unità, l'andamento del profilo di concentrazione è fortemente influenzato dal flusso idrico (13).

Per la risoluzione del sistema di equazioni (3.9), si è utilizzata la funzione MatLab *lsqnonlin*. Questa funzione è un ottimo strumento per la soluzione di problemi che richiedono in particolare i minimi quadrati non lineari.

Data una serie di valori di tassi di reazione R_i , la soluzione del sistema di equazioni (3.9) fornisce i valori di concentrazione C_i lungo il profilo. I valori di R_i sono identificati attraverso una procedura che minimizza la somma degli scarti al quadrato (*SSE: Sum of Squared Errors*) tra le concentrazioni previste e osservate, ovvero:

$$\min_{R_i} SSE = \min_{R_i} \sum_{j=1}^P (C_j^{int} - C_j^{obs})^2 \quad (3.14)$$

dove P è il numero di osservazioni disponibili pari al numero delle concentrazioni osservate C_j^{obs} , e C_j^{int} sono le concentrazioni che si ottengono per interpolazione nelle posizioni osservate, dopo aver ricavato le concentrazioni con il sistema (3.9).

Per il calcolo del profilo del tasso di reazione viene scelto di ottenere funzioni costanti a tratti, ciascuna con un tasso di reazione uniforme. Il numero di parametri, ovvero il numero di zone M , deve essere inferiore al numero di osservazioni P per evitare la sovrapparametrizzazione (*overfitting*), poiché porterebbe a stime inaffidabili dei tassi di reazione. Quindi, per trovare il numero ottimale di M viene adottata una procedura in due fasi:

1. In questa prima fase viene risolta l'Equazione 3.14 in modo iterativo, utilizzando un numero crescente di M da 1 fino al valore specificato dall'utente che deve essere inferiore a P . Ad ogni step la profondità del profilo viene suddivisa in M zone equidistanti con tassi di reazione costanti. Per valutare se l'aumento del numero di zone M comporta un miglioramento statisticamente significativo, tutte le soluzioni vengono confrontate con *F-test* per identificare il miglior valore di M . Dopo aver identificato un insieme di profili di tassi di reazione caratterizzati da un diverso numero di zone, vengono confrontati i due profili con parametri M_1 e M_2 (con $M_1 < M_2$) calcolando il seguente valore di F :

$$F = \frac{\frac{SSE_1 - SSE_2}{M_2 - M_1}}{\frac{SSE_2}{P - M_2}}$$

L'ipotesi è che l'aumento del numero di parametri da M_1 a M_2 non migliora significativamente l'adattamento ai dati osservati. Questa ipotesi viene verificata valutando la probabilità associata al valore F calcolato, descritto da una distribuzione F con $(M_2 - M_1, P - M_2)$ gradi di libertà. Se questa probabilità scende al di sotto di un certo livello di significatività definito dall'utente (in questo caso si è scelto un livello di significatività pari a **0.01**), il test viene superato e l'ipotesi viene rifiutata, scegliendo il profilo con un numero di zone pari a M_2 .

2. Nella seconda fase, le zone con valori quasi simili di tassi di reazione vengono raggruppate diminuendo così il numero di zone. Ad ogni step, l'algoritmo unisce zone consecutive con valori di tassi di reazione molto simili, e viene applicato nuovamente un *F-test* per valutare se il profilo di reazione di partenza fornisce un adattamento più significativo ai dati osservati rispetto a quello combinato. Questa operazione viene ripetuta finché non rimane una singola zona.

Per entrambe le fasi, GRADIENT permette all'utente di scegliere se utilizzare il valore suggerito di M o specificare un valore diverso.

3.5.2 Dati di input

I dati e i parametri che sono stati descritti precedentemente, che devono essere forniti dall'utente, sono i seguenti:

- Un profilo di concentrazione come file di testo ASCII (prima colonna: profondità [mm]; seconda colonna: porosità (opzionale); terza colonna: concentrazione [mg/l]);
- Un valore di porosità φ se non fornito nel file precedente (in questo caso pari a **0.35**);
- Un valore della quantità di flusso d'acqua per unità di superficie q [cm/d] ed, inoltre, specificare se la direzione del flusso è verso l'alto [U] o verso il basso [D];
- Un valore del coefficiente di dispersione D [cm²/s]. In questo caso è pari al coefficiente di diffusione molecolare D_m (**1.98E-05 cm²/s** per azoto ammoniacale $NH_4 - N$, e **1.9E-05 cm²/s** per azoto nitrico $NO_3 - N$) che nel codice viene corretto per tenere conto della tortuosità φ dei sedimenti: $D = \varphi \cdot D_m$.

4 Analisi dei risultati

4.1 Conducibilità idraulica K

Le misure del gradiente idraulico verticale (VHG), eseguite tra il 2016 e il 2018, e le prove di slug test hanno permesso di valutare il flusso advettivo q . Procediamo, dunque, con l'interpretazione degli slug test mediante il modello di Hvorslev (par. 3.3.3).

Si riportano in *Tabella 4.1* i dati iniziali:

L (m)	r_c (m)	r_w (m)	r_{we} (m)
0.03	0.005	0.005	0.005

Tabella 4.1 - Dati iniziali della prova

- **Reach 2 : P1 - Run1**

Partendo dai dati misurati in campo (*Tabella 4.2*), invertendo l'*Equazione 3.1* di Hvorslev è possibile ricavare la conducibilità idraulica K_r .

$$K_r = \frac{r_c^2 \cdot \ln \left(\frac{L}{2 \cdot r_{we}} + \sqrt{1 + \left(\frac{L}{2 \cdot r_{we}} \right)^2} \right)}{2 \cdot L} \cdot (-m) \quad (4.1)$$

con m il coefficiente angolare della retta.

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
63.75	1	0:01:02	11:05:02	0.00	0.00	63.75	1.000	0.00
	1	0:02:39	11:06:39	97.0	14.00	49.75	0.780	-0.25
	1	0:05:44	11:09:44	282.0	32.75	31.00	0.486	-0.72
	1	0:08:23	11:12:23	441.0	43.75	20.00	0.314	-1.16

1	0:11:13	11:15:13	611.0	51.00	12.75	0.200	-1.61
1	0:14:22	11:18:22	800.0	55.75	8.00	0.125	-2.08
1	0:16:58	11:20:58	956.0	58.25	5.50	0.086	-2.45
1	0:19:45	11:23:45	1123.0	60.00	3.75	0.059	-2.83
1	0:22:37	11:26:37	1295.0	61.50	2.25	0.035	-3.34
1	0:24:55	11:28:55	1433.0	62.25	1.50	0.024	-3.75
1	0:26:11	11:30:11	1509.0	62.50	1.25	0.020	-3.93
1	0:28:03	11:32:03	1621.0	62.75	1.00	0.016	-4.15
1	0:30:20	11:34:20	1758.0	63.00	0.75	0.012	-4.44
1	0:31:53	11:35:53	1851.0	63.25	0.50	0.008	-4.85
1	0:33:36	11:37:36	1954.0	63.50	0.25	0.004	-5.54
1	0:35:16	11:39:16	2054.0	63.75	0.00	0.000	#NUM!
1	0:39:04	11:43:04	2282.0	63.80	-0.05	-0.001	#NUM!
1	0:47:36	11:51:36	2794.0	64.00	-0.25	-0.004	#NUM!
1	1:04:31	12:08:31	3809.0	64.00	-0.25	-0.004	#NUM!

Tabella 4.2 - Valori misurati in campo P1 - Run1

$$H_0 = 63.75 \text{ cm}$$

$$\text{Water level} = H_0 - \text{Depth} = H$$

Poiché nella realtà tutti gli acquiferi sono caratterizzati da un certo valore di immagazzinamento (condizione esclusa dalle ipotesi di validità del modello di Hvorslev), anche in uno *slug test* eseguito correttamente i valori sperimentali $\ln H/H_0 - t$ non sono perfettamente allineati lungo una retta, ma mostrano una curvatura che rappresenta l'effetto di immagazzinamento esercitato dall'acquifero (47).

Secondo Butler (33), la retta che meglio approssima il modello teorico semilogaritmico viene individuata nell'intervallo:

$$\frac{H}{H_0} = 0.15 \div 0.25$$

Nella seguente *Figura 4.1* vengono rappresentati, oltre ai valori misurati in campo, i valori raccomandati e l'equazione della retta che meglio approssima il modello teorico. Si nota comunque un andamento lineare anche al di fuori dell'intervallo raccomandato, il che agevola l'applicazione delle formule e permette di ottenere valori di conducibilità idraulica affidabili.

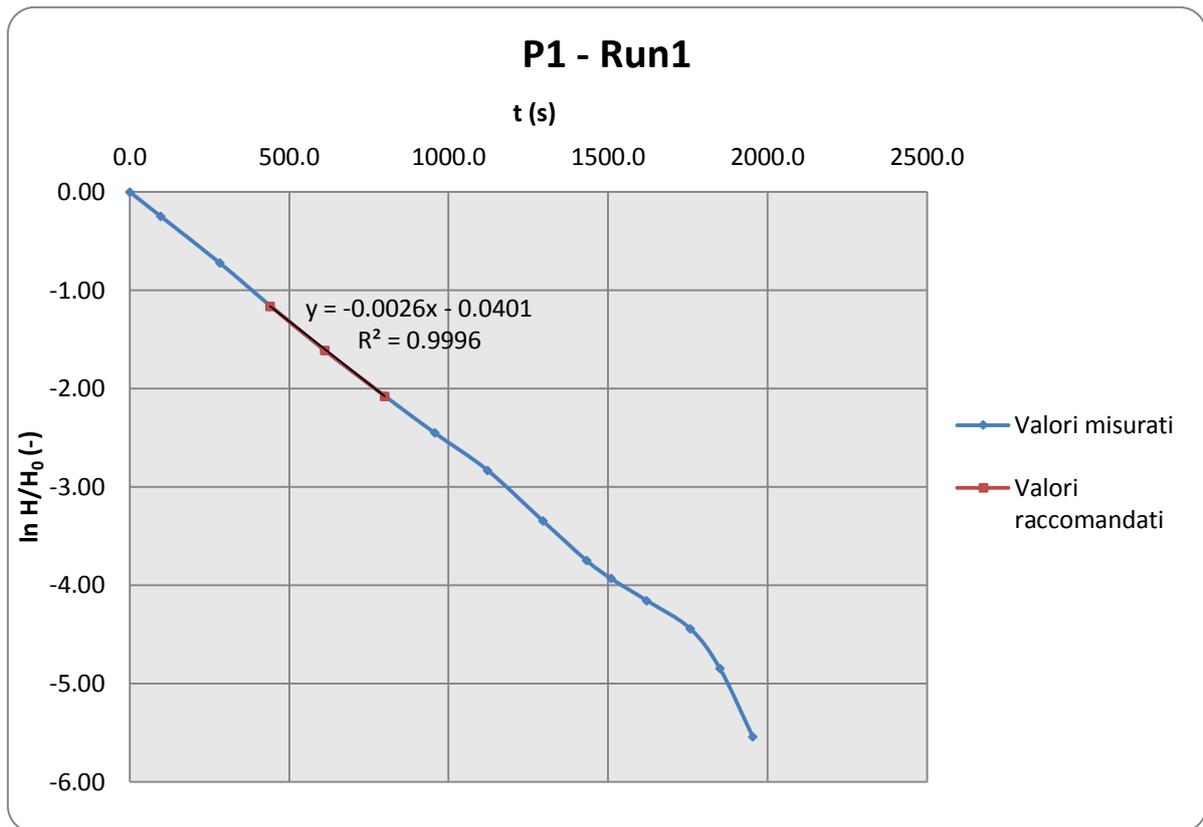


Figura 4.1 - Slug test P1 - Run1

- ❖ Equazione della retta: $y = -0.0026x - 0.0401$
- ❖ Coefficiente angolare: $m = -0.0026$

Quindi, con l'Espressione 4.1 la conducibilità idraulica K_r vale:

$$K_r = 1.97E - 06 \text{ m/s}$$

Con lo stesso procedimento, si ricava la conducibilità idraulica per tutte le prove.

- Reach 2 : P1 - Run2

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
64.25	1	1:29:29	15:23:29	0.00	0.00	64.25	1.000	0.00
	1	1:30:32	15:24:32	63.0	14.00	50.25	0.782	-0.25
	1	1:32:13	15:26:13	164.0	29.25	35.00	0.545	-0.61
	1	1:33:46	15:27:46	257.0	39.50	24.75	0.385	-0.95
	1	1:36:09	15:30:09	400.0	48.50	15.75	0.245	-1.41
	1	1:38:07	15:32:07	518.0	53.50	10.75	0.167	-1.79
	1	1:40:33	15:34:33	664.0	57.00	7.25	0.113	-2.18
	1	1:43:21	15:37:21	832.0	59.75	4.50	0.070	-2.66
	1	1:47:52	15:41:52	1103.0	62.00	2.25	0.035	-3.35
	1	1:50:13	15:44:13	1244.0	62.50	1.75	0.027	-3.60
	1	1:54:43	15:48:43	1514.0	63.00	1.25	0.019	-3.94
	1	1:58:05	15:52:05	1716.0	63.25	1.00	0.016	-4.16
	1	2:01:27	15:55:27	1918.0	63.75	0.50	0.008	-4.86
	1	2:06:26	16:00:26	2217.0	63.75	0.50	0.008	-4.86
	1	2:11:19	16:05:19	2510.0	64.00	0.25	0.004	-5.55
	1	2:16:14	16:10:14	2805.0	64.25	0.00	0.000	#NUM!
	1	2:20:10	16:14:10	3041.0	64.25	0.00	0.000	#NUM!
	1	2:24:37	16:18:37	3308.0	64.25	0.00	0.000	#NUM!
	1	2:32:21	16:26:21	3772.0	64.25	0.00	0.000	#NUM!

Tabella 4.3 - Valori misurati in campo P1 - Run2

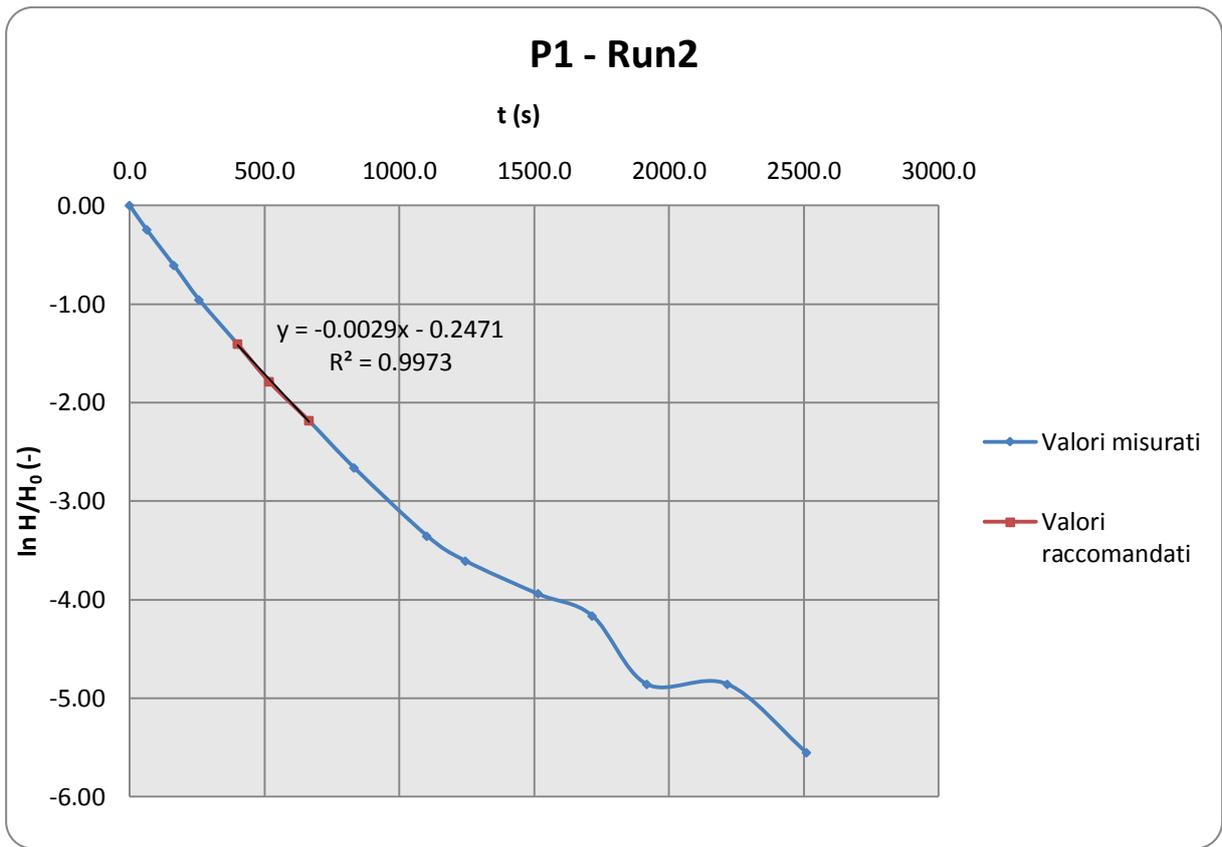


Figura 4.2 - Slug test P1 - Run2

$$K_r = 2.20E - 06 \text{ m/s}$$

- **Reach 2 : P1 - Run3**

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
64.25	1	0:02:10	15:14:10	0.00	0.00	64.25	1.000	0.00
	1	0:02:49	15:14:49	39.0	9.25	55.00	0.856	-0.16
	1	0:04:06	15:16:06	116.0	23.00	41.25	0.642	-0.44
	1	0:05:42	15:17:42	212.0	35.00	29.25	0.455	-0.79
	1	0:08:03	15:20:03	353.0	45.75	18.50	0.288	-1.25
	1	0:10:01	15:22:01	471.0	51.50	12.75	0.198	-1.62
	1	0:11:57	15:23:57	587.0	55.00	9.25	0.144	-1.94
	1	0:13:49	15:25:49	699.0	57.00	7.25	0.113	-2.18
	1	0:15:39	15:27:39	809.0	59.00	5.25	0.082	-2.50
	1	0:17:38	15:29:38	928.0	60.25	4.00	0.062	-2.78

1	0:20:16	15:32:16	1086.0	61.50	2.75	0.043	-3.15
1	0:22:48	15:34:48	1238.0	62.25	2.00	0.031	-3.47
1	0:26:14	15:38:14	1444.0	62.75	1.50	0.023	-3.76
1	0:29:51	15:41:51	1661.0	63.25	1.00	0.016	-4.16
1	0:32:57	15:44:57	1847.0	63.50	0.75	0.012	-4.45
1	0:01:34	15:48:34	2064.0	63.75	0.50	0.008	-4.86
1	0:04:32	15:51:32	2242.0	64.00	0.25	0.004	-5.55
1	0:07:28	15:54:28	2418.0	64.00	0.25	0.004	-5.55
1	0:11:06	15:58:06	2636.0	64.00	0.25	0.004	-5.55
1	0:19:26	16:06:26	3136.0	64.25	0.00	0.000	#NUM!
1	0:29:17	16:16:17	3727.0	64.00	0.25	0.004	-5.55

Tabella 4.4 - Valori misurati in campo P1 - Run3

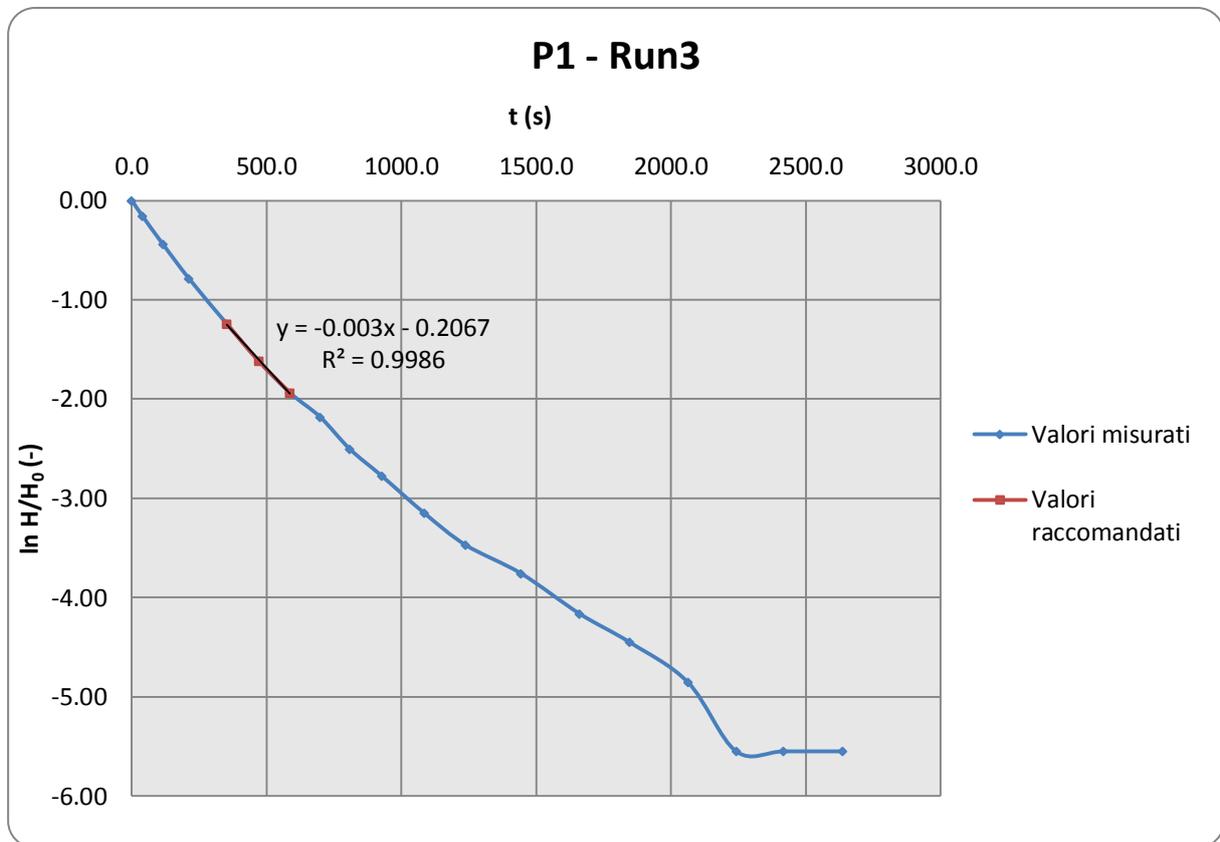


Figura 4.3 - Slug test P1 - Run3

$$K_r = 2.27E - 06 \text{ m/s}$$

- Reach 2 : P1 - Run4

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
64.0	1	0:58:32	16:45:32	0.00	0.00	64.00	1.000	0.00
	1	0:59:02	16:46:02	30.0	3.50	60.50	0.945	-0.06
	1	0:59:51	16:46:51	79.0	16.00	48.00	0.750	-0.29
	1	1:00:52	16:47:52	140.0	25.50	38.50	0.602	-0.51
	1	1:01:53	16:48:53	201.0	32.50	31.50	0.492	-0.71
	1	1:02:36	16:49:36	244.0	37.00	27.00	0.422	-0.86
	1	1:03:36	16:50:36	304.0	41.50	22.50	0.352	-1.05
	1	1:04:29	16:51:29	357.0	44.75	19.25	0.301	-1.20
	1	1:05:38	16:52:38	426.0	48.50	15.50	0.242	-1.42
	1	1:06:58	16:53:58	506.0	51.50	12.50	0.195	-1.63
	1	1:08:09	16:55:09	577.0	53.75	10.25	0.160	-1.83
	1	1:09:35	16:56:35	663.0	55.50	8.50	0.133	-2.02
	1	1:11:08	16:58:08	756.0	57.50	6.50	0.102	-2.29
	1	1:13:50	17:00:50	918.0	59.50	4.50	0.070	-2.65
	1	1:16:31	17:03:31	1079.0	60.50	3.50	0.055	-2.91
	1	1:19:11	17:06:11	1239.0	61.50	2.50	0.039	-3.24
	1	1:22:48	17:09:48	1456.0	62.25	1.75	0.027	-3.60
	1	1:26:14	17:13:14	1662.0	62.75	1.25	0.020	-3.94
	1	1:29:51	17:16:51	1879.0	63.00	1.00	0.016	-4.16
	1	1:34:32	17:21:32	2160.0	63.50	0.50	0.008	-4.85
	1	1:37:02	17:24:02	2310.0	63.75	0.25	0.004	-5.55
	1	1:40:14	17:27:14	2502.0	64.00	0.00	0.000	#NUM!
	1	1:43:19	17:30:19	2687.0	64.00	0.00	0.000	#NUM!

Tabella 4.5 - Valori misurati in campo P1 - Run4

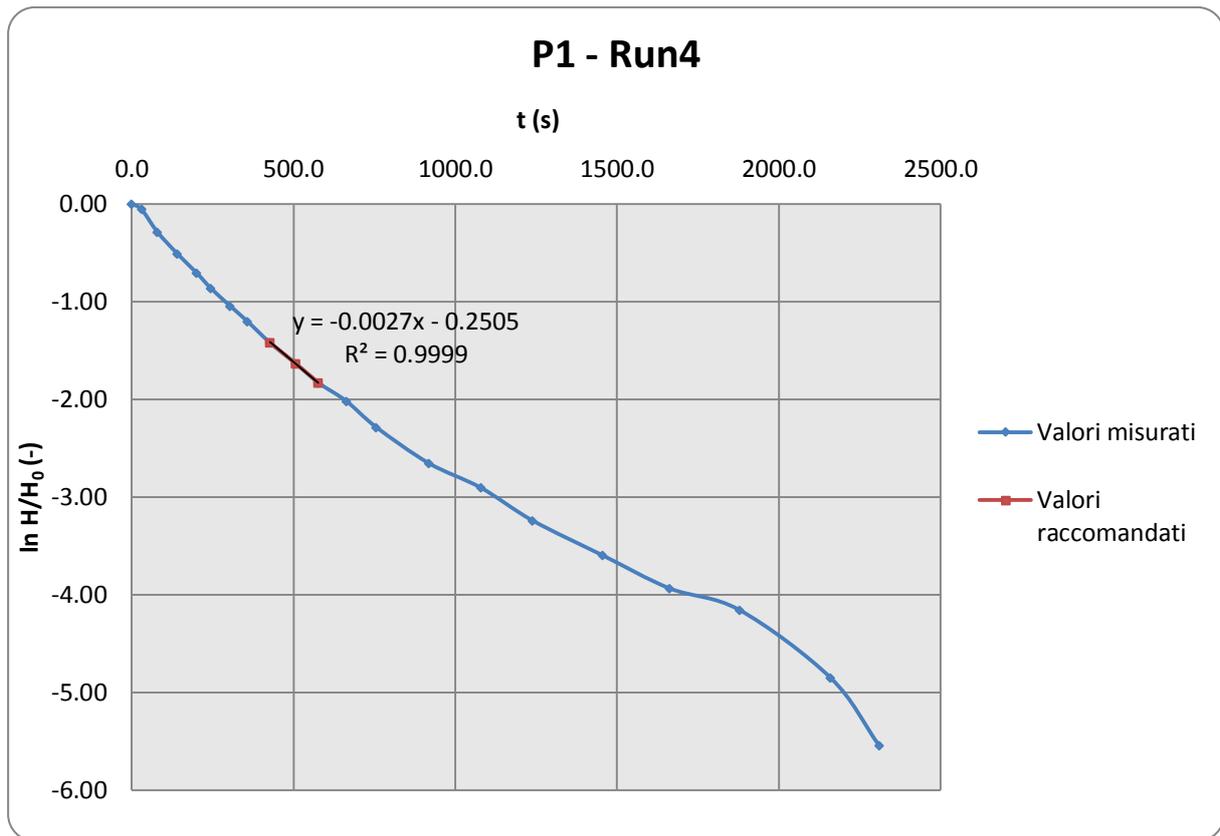


Figura 4.4 - Slug test P1 - Run4

$$K_r = 2.05E - 06 \text{ m/s}$$

Nella maggior parte dei casi si eseguono più prove di *slug test* affinché si possa ricavare un valore della conducibilità idraulica che sia rappresentativa della zona esaminata eseguendo una media aritmetica dei risultati ottenuti.

Quindi, si ricava il valore medio della conducibilità idraulica $K_{r,medio}$ per il piezometro 1 e la deviazione standard σ , che rappresenta lo scostamento di ogni singolo risultato dalla media per poter comprendere la variabilità tra i risultati.

$$K_{r,medio} = 2.12E - 06 \text{ m/s}$$

$$\sigma = 0.14E - 06 \text{ m/s}$$

Eseguendo la stessa procedura per tutti i restanti piezometri si ottengono i risultati riportati in *Tabella 4.6*. Grafici e tabelle dei piezometri P2, P4, P5, P7, P8, P9, P10 sono riportati in *Appendice A*.

	PIEZO	$K_{r,medio}$ (m/s)	σ (m/s)
REACH 2	1	2.12E-06	0.14E-06
	2	4.80E-07	3.06E-07
	4	1.52E-07	0.76E-07
	5	1.34E-06	0.04E-06
REACH 1	7	7.22E-06	10.88E-06
	8	2.35E-06	1.44E-06
	9	3.26E-05	0.13E-05
	10	1.20E-05	0.92E-05

Tabella 4.6 - Valori medi della conducibilità idraulica e relativa deviazione standard

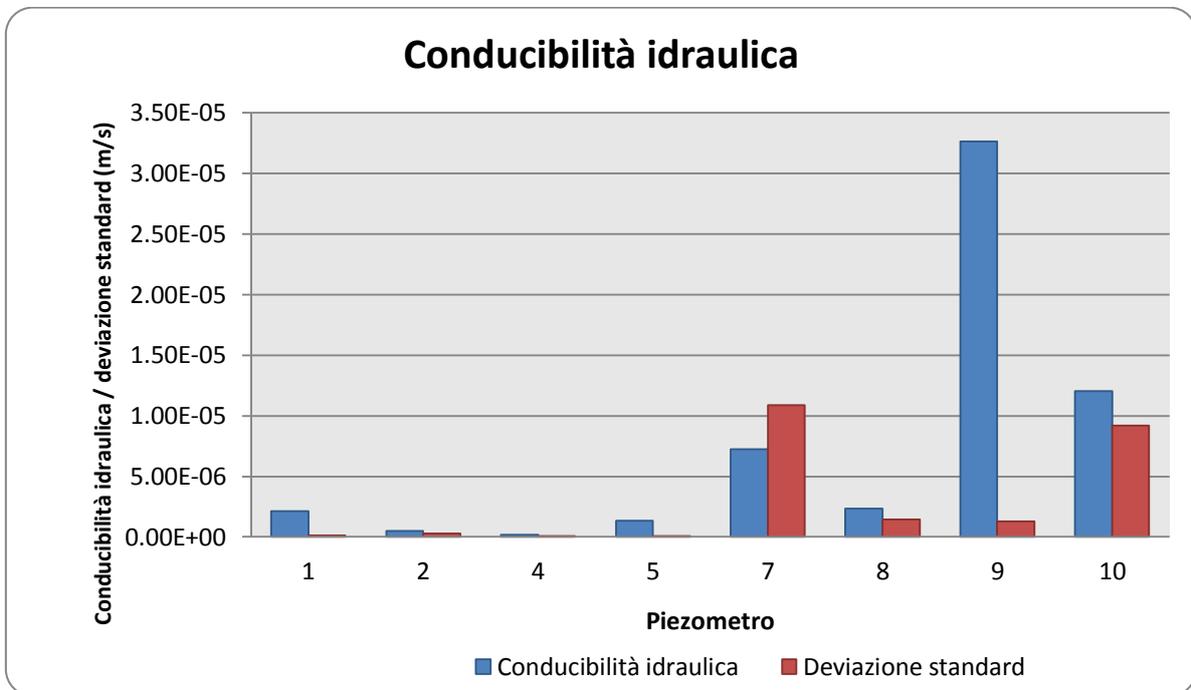


Figura 4.5 - Conducibilità idraulica e deviazione standard nei punti di monitoraggio

Dalla *Figura 4.6* si evince che i sedimenti hanno un basso grado di permeabilità in quanto costituiti da una distribuzione granulometrica di particelle fini (da sabbia limosa a sabbia molto fine) i cui segmenti in rosso rappresentano i valori estremi della conducibilità idraulica stimata (*Tabella 4.6*). Inoltre, i valori della deviazione standard sono molto contenuti e ciò dimostra che i risultati delle prove eseguite (*slug test*) sono significativi. Un confronto della conducibilità idraulica nei diversi punti di monitoraggio viene mostrato in *Figura 4.5*, in cui si osserva come i valori della conducibilità idraulica del *Reach 2* siano più bassi di quelli del *Reach 1*.

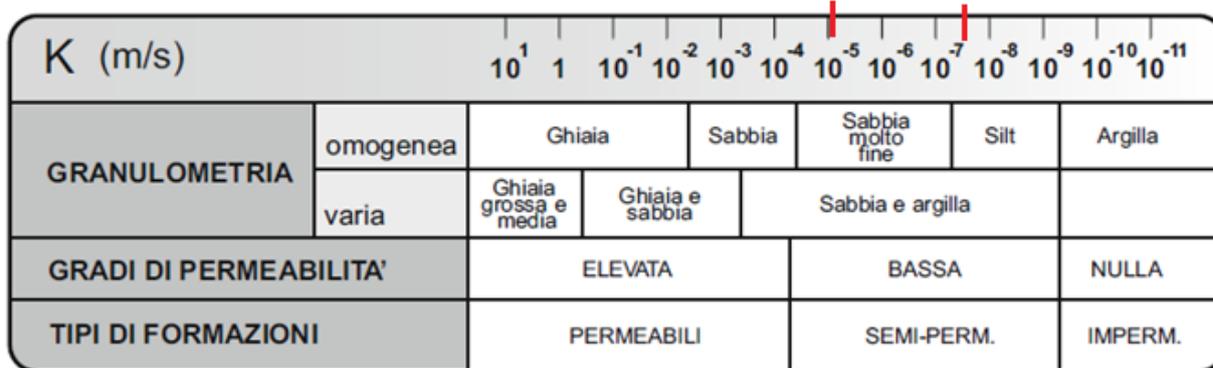


Figura 4.6 - Granulometria e grado di permeabilità in funzione della conducibilità idraulica (47)

4.2 Flusso advettivo q

I risultati del flusso advettivo q , ricavati mediante l'Espressione 3.2, sono riportati nelle tabelle sottostanti.

PIEZO	Date	Inside (cm)	Outside (cm)	Depth to screened section (cm)	VHG (-)	$K_{r,medio}$ (m/s)	q (cm/d)
1	04/07/2016	78.00	71.00	93.50	-0.0749	2.12E-06	-1.372
2	04/07/2016	72.00	73.00	93.50	0.0107	4.80E-07	0.044
4	04/07/2016	70.00	75.00	93.50	0.0535	1.52E-07	0.070
5	04/07/2016	58.50	63.00	93.50	0.0481	1.34E-06	0.557
7	05/07/2016	81.50	85.50	93.50	0.0428	7.22E-06	2.670
8	05/07/2016	41.00	66.00	93.50	0.2674	2.35E-06	5.426
9	05/07/2016	69.00	73.50	93.50	0.0481	3.26E-05	13.572
10	05/07/2016	75.00	80.00	93.50	0.0535	1.20E-05	5.555

Tabella 4.7 - Calcolo di q del 4-5 Luglio 2016

PIEZO	Date	Inside (cm)	Outside (cm)	Depth to screened section (cm)	VHG (-)	$K_{r,medio}$ (m/s)	q (cm/d)
1	17/10/2016	72.50	68.50	93.50	-0.0428	2.12E-06	-0.784
2	17/10/2016	71.00	72.00	93.50	0.0107	4.80E-07	0.044
4	17/10/2016	69.00	67.00	93.50	-0.0214	1.52E-07	-0.028
5	17/10/2016	62.00	61.50	93.50	-0.0053	1.34E-06	-0.062
7	17/10/2016	86.00	85.50	93.50	-0.0053	7.22E-06	-0.334

8	17/10/2016	69.50	70.50	93.50	0.0107	2.35E-06	0.217
9	17/10/2016	73.00	74.00	93.50	0.0107	3.26E-05	3.016
10	17/10/2016	77.50	80.50	93.50	0.0321	1.20E-05	3.333

Tabella 4.8 - Calcolo di q del 17 Ottobre 2016

PIEZO	Date	Inside (cm)	Outside (cm)	Depth to screened section (cm)	VHG (-)	$K_{r,medio}$ (m/s)	q (cm/d)
1	30/01/2017	61.50	60.00	93.50	-0.0160	2.12E-06	-0.294
2	30/01/2017	62.50	64.00	93.50	0.0160	4.80E-07	0.067
4	30/01/2017	53.50	56.00	93.50	0.0267	1.52E-07	0.035
5	30/01/2017	54.00	53.00	93.50	-0.0107	1.34E-06	-0.124
7	30/01/2017	64.00	72.00	93.50	0.0856	7.22E-06	5.340
8	30/01/2017	35.50	55.00	93.50	0.2086	2.35E-06	4.232
9	30/01/2017	52.00	59.50	93.50	0.0802	3.26E-05	22.619
10	30/01/2017	57.00	64.00	93.50	0.0749	1.20E-05	7.776

Tabella 4.9 - Calcolo di q del 30 Gennaio 2017

PIEZO	Date	Inside (cm)	Outside (cm)	Depth to screened section (cm)	VHG (-)	$K_{r,medio}$ (m/s)	q (cm/d)
1	27/03/2017	66.00	67.00	93.50	0.0107	2.12E-06	0.196
2	27/03/2017	69.00	71.00	93.50	0.0214	4.80E-07	0.089
4	27/03/2017	65.00	62.00	93.50	-0.0321	1.52E-07	-0.042
5	27/03/2017	61.00	60.00	93.50	-0.0107	1.34E-06	-0.124
7	27/03/2017	69.50	79.00	93.50	0.1016	7.22E-06	6.341
9	27/03/2017	57.00	67.50	93.50	0.1123	3.26E-05	31.667
10	27/03/2017	62.50	73.00	93.50	0.1123	1.20E-05	11.665

Tabella 4.10 - Calcolo di q del 27 Marzo 2017

PIEZO	Date	Inside (cm)	Outside (cm)	Depth to screened section (cm)	VHG (-)	$K_{r,medio}$ (m/s)	q (cm/d)
1	21/02/2018	63.75	67.25	93.50	0.0374	2.12E-06	0.686
2	21/02/2018	67.50	70.75	93.50	0.0348	4.80E-07	0.144
4	21/02/2018	52.75	61.00	93.50	0.0882	1.52E-07	0.116
5	21/02/2018	60.50	61.00	93.50	0.0053	1.34E-06	0.062

Tabella 4.11 - Calcolo di q del 21 Febbraio 2018

PIEZO	Date	Inside (cm)	Outside (cm)	Depth to screened section (cm)	VHG (-)	$K_{r,medio}$ (m/s)	q (cm/d)
4	23/02/2018	62.00	62.50	93.50	0.0053	1.52E-07	0.007
7	23/02/2018	71.50	82.00	93.50	0.1123	7.22E-06	7.009
8	23/02/2018	54.75	64.25	93.50	0.1016	2.35E-06	2.062
9	23/02/2018	58.25	68.50	93.50	0.1096	3.26E-05	30.913
10	23/02/2018	63.50	74.00	93.50	0.1123	1.20E-05	11.665

Tabella 4.12 - Calcolo di q del 23 Febbraio 2018

Valori positivi della portata specifica indicano un flusso verso l'alto (GAINING), mentre valori negativi indicano un flusso verso il basso (LOSING).

Ora, è utile mettere in evidenza la variazione della portata specifica q nel tempo in modo tale da poter comprendere meglio i dati che verranno analizzati successivamente con GRADIENT.

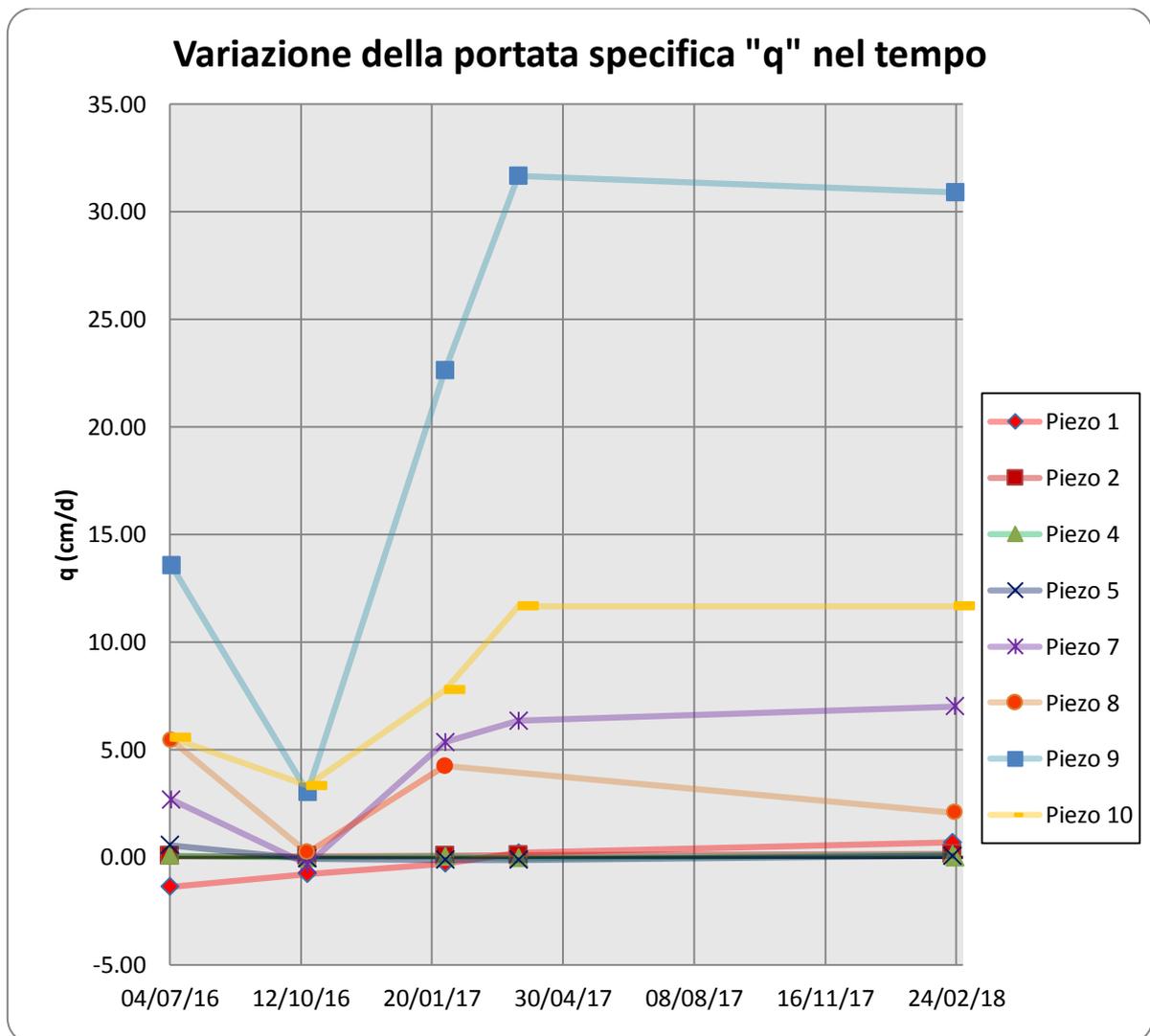


Figura 4.7 - Andamento di q nel tempo per tutti i piezometri

Dalla *Figura 4.7* si nota chiaramente come i piezometri P9 e P10 mostrano un valore più elevato della portata specifica poiché, in questi punti, i sedimenti hanno un valore maggiore della conducibilità idraulica (*Tabella 4.6*). Inoltre, è possibile osservare come gli andamenti nei punti di monitoraggio per il tratto 2 (*Reach2*) siano molto simili tra di loro, così come gli andamenti nei punti P7, P8, P9 e P10 per il tratto 1 (*Reach1*) sono pressoché simili, ragion per cui i risultati possono essere considerati abbastanza rappresentativi.

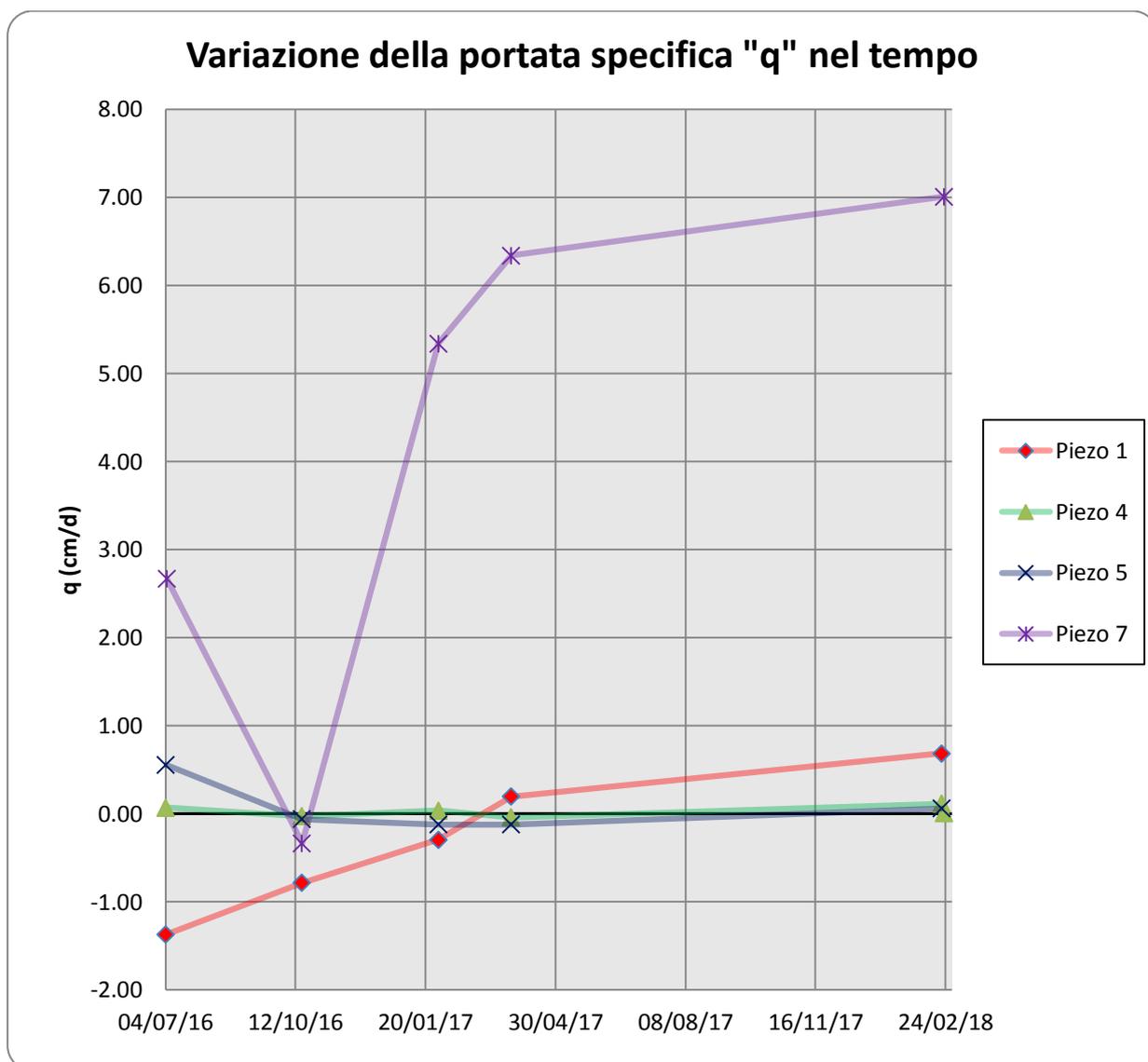


Figura 4.8 - Andamento di q nel tempo per piezometri P1, P4, P5, P7

In *Figura 4.8* si osserva in alcuni punti di monitoraggio un'inversione del flusso idrico per l'arco temporale in cui sono state eseguite le misure del gradiente idraulico verticale, ed un aumento dal 2017 per i punti di campionamento mostrati.

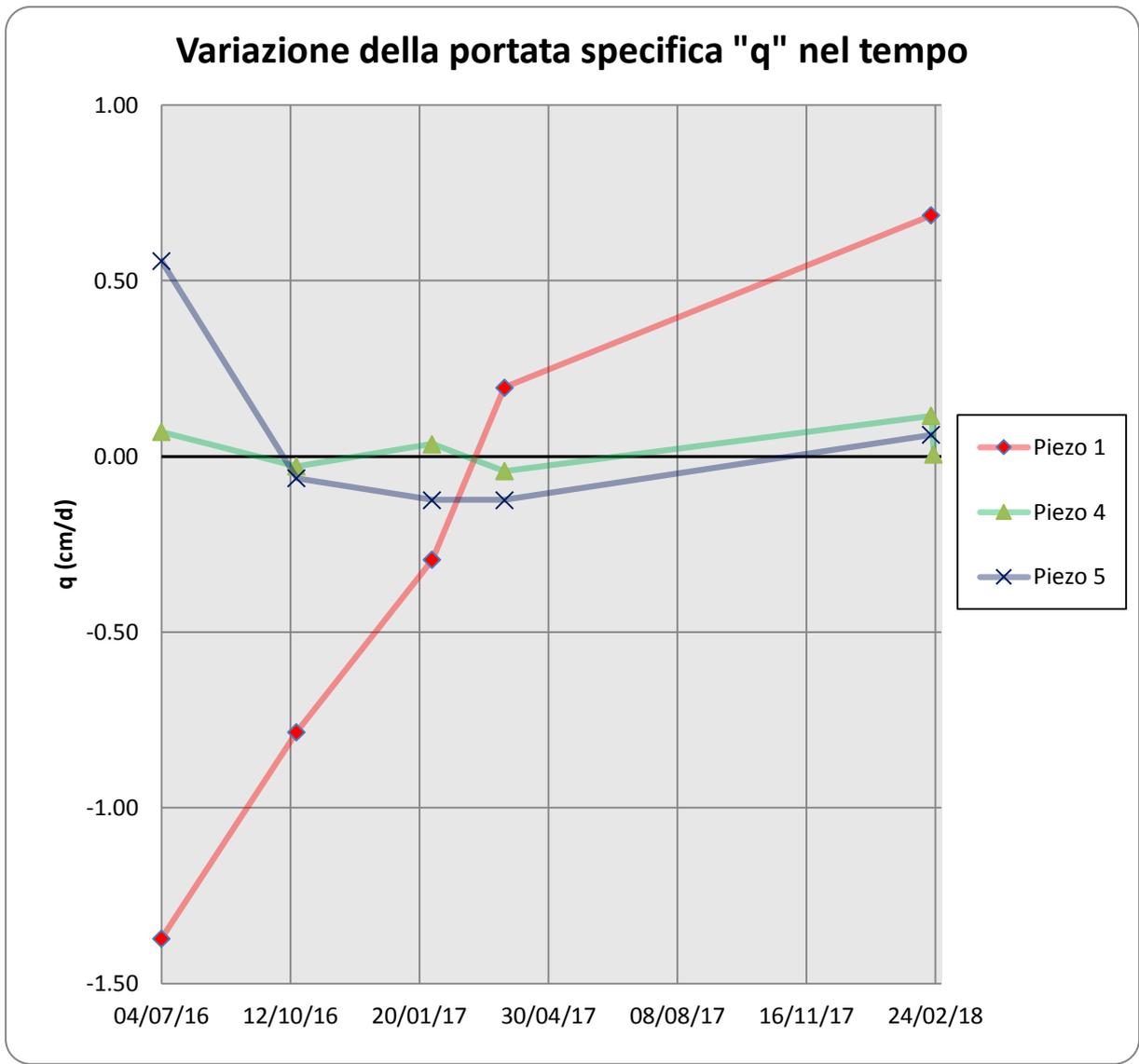


Figura 4.9 - Andamento di q nel tempo per P1, P4, P5

In *Figura 4.9* si osserva in modo più dettagliato l'alternanza dei segni della portata specifica q tra il 2016 e il 2017, aumentando, poi, nel 2018. Inoltre, il punto P4 mostra un'alternanza continua del flusso idrico.

4.3 Tassi di reazione

Le concentrazioni di azoto ammoniacale $NH_4 - N$ e azoto nitrico $NO_3 - N$ sono state misurate tramite metodologia DET (par. 3.2), da 0 cm (corrispondente all'interfaccia fiume-sedimenti) fino ad una profondità dei sedimenti che variava tra 8.25 e 14.25 cm, in giorni che, nella maggior parte dei casi, non risultavano essere coincidenti ai giorni in cui è stato misurato il gradiente idraulico verticale VHG . Affinché possa essere associato un valore del flusso d'acqua q più rappresentativo, è stata assegnata la data più prossima della misura del VHG .

Di seguito vengono riportate le date in cui sono state misurate le concentrazioni e quelle più vicine in cui sono stati valutati i gradienti idraulici verticali VHG per tutti i punti di monitoraggio:

1.

- Misura concentrazioni: **30/01/2017**
- Misura VHG : **30/01/2017** per tutti i piezometri

2.

- Misura concentrazioni: **23/03/2017**
- Misura VHG : **27/03/2017** per P1, P2, P4, P5, P7, P9, P10 - **30/01/2017** per P8

3.

- Misura concentrazioni: **17/10/2017**
- Misura VHG : **21/02/2018** per P1, P2, P5 - **23/02/2018** per P4, P7, P8, P9, P10

I risultati ottenuti con GRADIENT del tasso superficiale medio per azoto ammoniacale $NH_4 - N$ e azoto nitrico $NO_3 - N$ sono riportati rispettivamente in *Tabella 4.13* e *Tabella 4.14*. Inoltre, si riporta anche la media ponderata del tasso di reazione per ogni punto di monitoraggio valutata con l'espressione 4.2 (p. 86).

AZOTO AMMONIACALE $NH_4 - N$						
PIEZO	Misura concentrazioni	Misura VHG	q (cm/d)	Tasso superficiale medio (g/m ² /s)	R ² (-)	Media ponderata tasso di reazione (g/m ² /s)
1	30/01/2017	30/01/2017	-0.294	3.8E-09	0.1	-6.5E-08
	23/03/2017	27/03/2017	0.196	4.3E-08	0.8	
	17/10/2017	21/02/2018	0.686	-1.6E-07	1.0	
2	30/01/2017	30/01/2017	0.067	-6.4E-09	0.9	-4.6E-09
	23/03/2017	27/03/2017	0.089	4.1E-08	0.1	
	17/10/2017	21/02/2018	0.144	-8.2E-09	1.0	
4	30/01/2017	30/01/2017	0.035	1.8E-08	0.8	1.6E-08
	23/03/2017	27/03/2017	-0.042	2.2E-08	0.3	
	17/10/2017	23/02/2018	0.007	1.2E-08	1.0	
5	30/01/2017	30/01/2017	-0.124	4.7E-08	0.8	3.6E-08
	23/03/2017	27/03/2017	-0.124	7.4E-08	0.6	
	17/10/2017	21/02/2018	0.062	4.2E-09	1.0	
7	30/01/2017	30/01/2017	5.340	-4.3E-06	1.0	-3.7E-06
	23/03/2017	27/03/2017	6.341	-5.4E-07	0.7	
	17/10/2017	23/02/2018	7.009	-5.4E-06	1.0	
8	30/01/2017	30/01/2017	4.232	-1.3E-06	0.9	-6.0E-07
	23/03/2017	30/01/2017	4.232	2.0E-07	0.7	
	17/10/2017	23/02/2018	2.062	-3.7E-07	0.8	
9	30/01/2017	30/01/2017	22.619	-9.5E-07	0.7	1.1E-06
	23/03/2017	27/03/2017	31.667	5.4E-06	0.5	
	17/10/2017	23/02/2018	30.913	-3.9E-07	0.4	
10	30/01/2017	30/01/2017	7.776	-4.8E-06	1.0	-4.8E-06
	23/03/2017	27/03/2017	11.665	-3.4E-06	1.0	
	17/10/2017	23/02/2018	11.665	-6.0E-06	1.0	

Tabella 4.13 - Risultati dei tassi di reazione per azoto ammoniacale

AZOTO NITRICO NO ₃ - N						
PIEZO	Misura concentrazioni	Misura VHG	q (cm/d)	Tasso superficiale medio (g/m ² /s)	R ² (-)	Media ponderata tasso di reazione (g/m ² /s)
1	30/01/2017	30/01/2017	-0.294	1.5E-08	0.1	7.5E-08
	23/03/2017	27/03/2017	0.196	3.6E-08	1.0	
	17/10/2017	21/02/2018	0.686	1.2E-07	1.0	
2	30/01/2017	30/01/2017	0.067	-4.2E-08	0.8	-4.1E-08
	23/03/2017	27/03/2017	0.089	-6.2E-08	1.0	
	17/10/2017	21/02/2018	0.144	-1.6E-08	0.9	
4	30/01/2017	30/01/2017	0.035	-7.8E-08	0.9	-8.7E-08
	23/03/2017	27/03/2017	-0.042	-1.3E-07	1.0	
	17/10/2017	23/02/2018	0.007	-2.9E-08	0.6	
5	30/01/2017	30/01/2017	-0.124	-1.2E-07	0.2	-8.5E-08
	23/03/2017	27/03/2017	-0.124	-1.4E-07	1.0	
	17/10/2017	21/02/2018	0.062	-2.1E-08	1.0	
7	30/01/2017	30/01/2017	5.340	4.8E-06	1.0	2.9E-06
	23/03/2017	27/03/2017	6.341	3.8E-06	1.0	
	17/10/2017	23/02/2018	7.009	1.2E-07	1.0	
8	30/01/2017	30/01/2017	4.232	1.9E-06	1.0	1.5E-06
	23/03/2017	30/01/2017	4.232	2.4E-06	1.0	
	17/10/2017	23/02/2018	2.062	-1.3E-08	1.0	
9	30/01/2017	30/01/2017	22.619	1.9E-05	1.0	1.2E-05
	23/03/2017	27/03/2017	31.667	4.7E-06	1.0	
	17/10/2017	23/02/2018	30.913	1.3E-05	1.0	
10	30/01/2017	30/01/2017	7.776	3.9E-06	0.8	4.1E-06
	23/03/2017	27/03/2017	11.665	6.9E-06	1.0	
	17/10/2017	23/02/2018	11.665	1.6E-06	1.0	

Tabella 4.14 - Risultati dei tassi di reazione per azoto nitrico

Si osserva come il contributo advettivo q influenza in modo non trascurabile le reazioni che avvengono nei sedimenti. Infatti, per i piezometri P1, P2, P4 e P5, i cui valori di q sono estremamente bassi, i tassi di reazione corrispondenti risultano essere altrettanto bassi rispetto ai tassi di reazione del tratto 1 come mostrato in *Figura 4.10*. È possibile notare che vi sono punti reattivi, i cosiddetti *hotspots*, in tutti i punti di monitoraggio mostrando, però, valori maggiori per i sedimenti del tratto 1.

I punti ricadenti nei diversi quadranti (*Figura 4.10*) descrivono le possibili diverse reazioni che stanno avvenendo nei sedimenti. In particolare, il I e il IV quadrante sono compatibili con condizioni rispettivamente di mineralizzazione e nitrificazione. Altre diverse combinazioni di reazioni portano ad altri tipi di processi che possono innescarsi nei sedimenti, come ad esempio adsorbimento e ammonificazione, che riducono la quantità di nitrati presenti nei sedimenti.

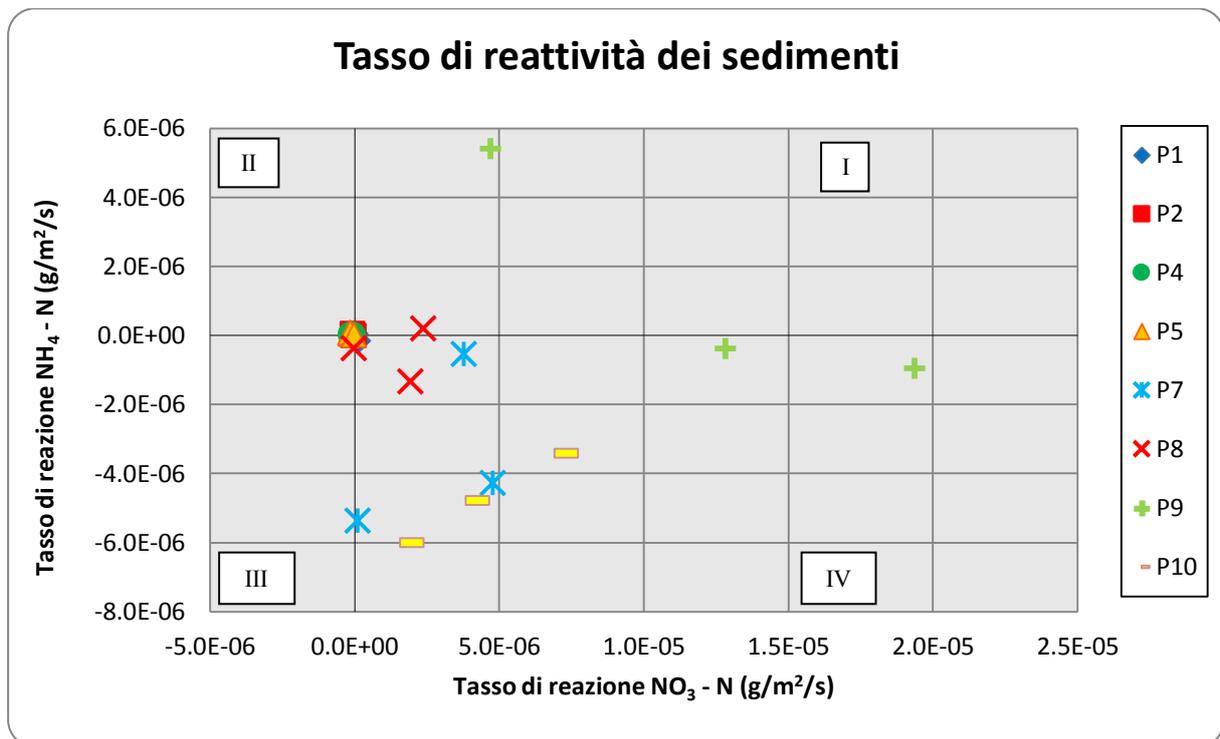


Figura 4.10 - Tasso di reattività per tutti i punti di monitoraggio

In *Figura 4.10* si osserva come il tratto 1 è praticamente influente al consumo di azoto nitrico rientrando, quindi, nel I e nel IV quadrante.

Facendo uno zoom si distinguono i bassi tassi di reattività dei sedimenti del *Reach 2* rispetto ai punti di monitoraggio del tratto 1 (*Figura 4.11*).

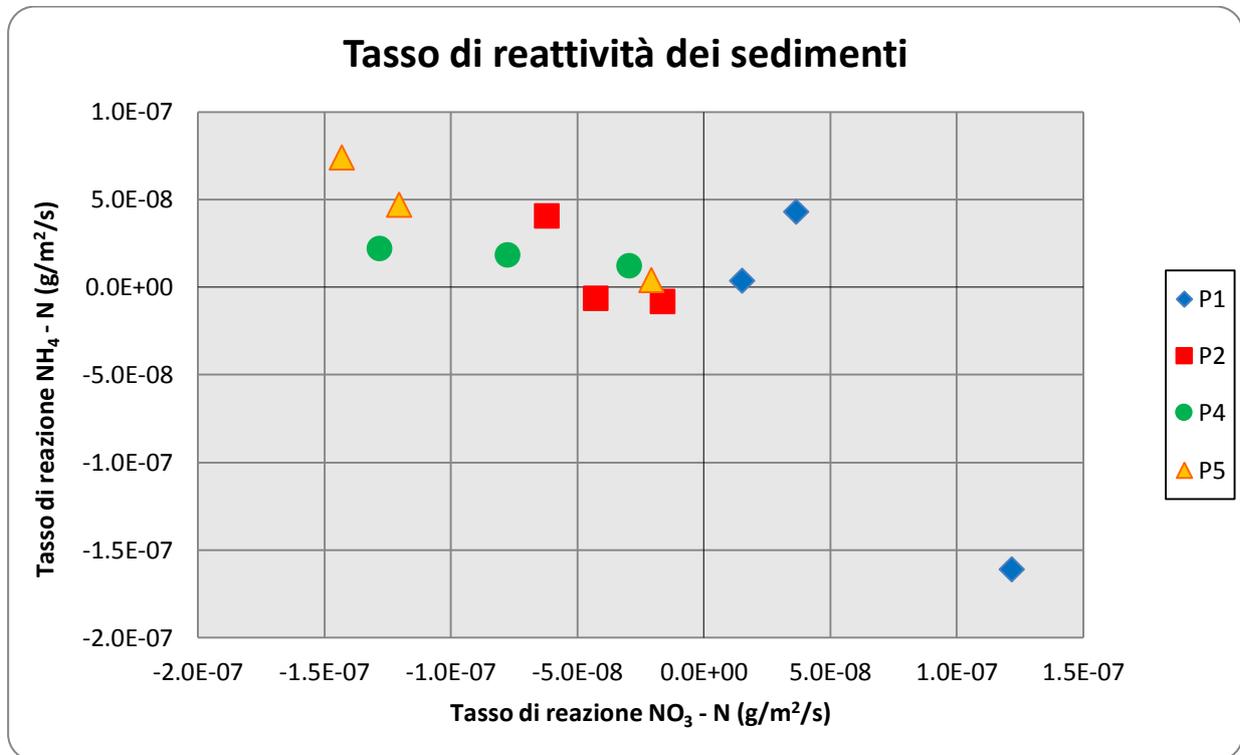


Figura 4.11 - Tasso di reattività nei punti P1, P2, P4, P5

In *Figura 4.11* si osserva, per i punti P2, P4 e P5, l'opposto di ciò che accade nel tratto 1 per quanto concerne l'azoto nitrico. Infatti, in questi punti l'azoto nitrico tende a consumarsi (possibile processo di denitrificazione) anziché prodursi come avveniva nel primo tratto. Ciò è dovuto alla presenza di materiale fine (bassa conducibilità idraulica - *Tabella 4.6*) in sedimenti che, avendo un basso contenuto di ossigeno, favoriscono il processo di denitrificazione. Il punto P1, invece, è quello che si avvicina maggiormente ai punti del tratto 1 in termini di reazioni, avendo un valore di conducibilità idraulica molto simile ai valori del tratto 1 (*Tabella 4.6*).

Proseguendo con l'analisi dei risultati, in *Tabella 4.13* e *Tabella 4.14* vengono mostrati i valori del coefficiente di determinazione R^2 (compresi tra 0 e 1) forniti dal codice GRADIENT. Essi sono calcolati sui valori di concentrazione lungo la verticale previsti dal modello a confronto con quelli misurati.

Valori molto bassi di R^2 si verificano essenzialmente per la presenza di *outliers*, ovvero per punti isolati di concentrazione misurati che si discostano dai restanti punti.

Nella seguente *Figura 4.12* viene mostrato un esempio di profilo di concentrazione con punti misurati (cerchietti blu) e punti interpolati dal modello (curva rossa).

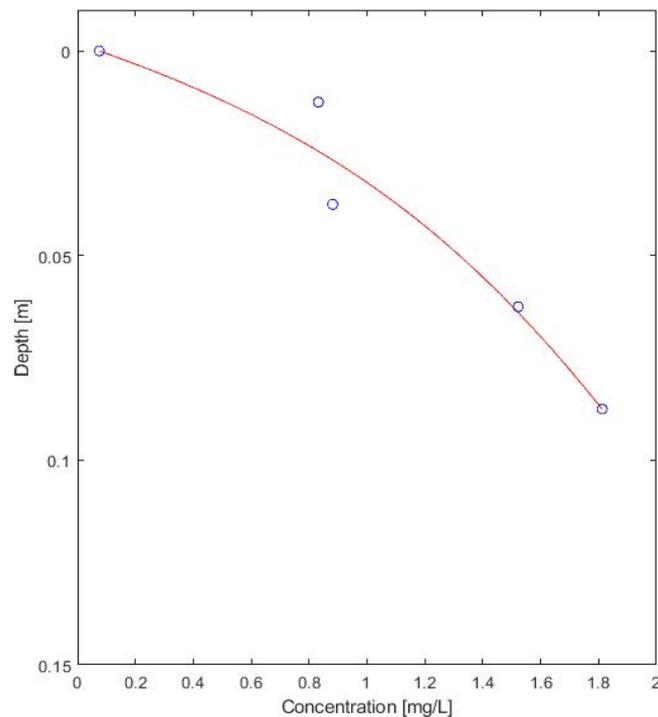


Figura 4.12 - Esempio profilo di concentrazione

$$R^2 = 0.916$$

Quindi, con i valori di R^2 ottenuti da GRADIENT, per ogni profilo di concentrazione analizzato, sono state definite delle classi di affidabilità in modo tale da individuare i valori dei tassi di reazione da prendere più o meno in considerazione. Le tre classi di affidabilità sono state suddivise nel modo seguente:

- $R^2 \geq 0.7 \Rightarrow$ ALTA AFFIDABILITÀ (in verde)
- $0.4 < R^2 < 0.7 \Rightarrow$ MEDIA AFFIDABILITÀ (in giallo)
- $R^2 \leq 0.4 \Rightarrow$ BASSA AFFIDABILITÀ (in rosso)

Di seguito vengono riportati i valori dei tassi di reazione per ogni piezometro indicando con (*) i valori con affidabilità MEDIA e (**) i valori con affidabilità BASSA.

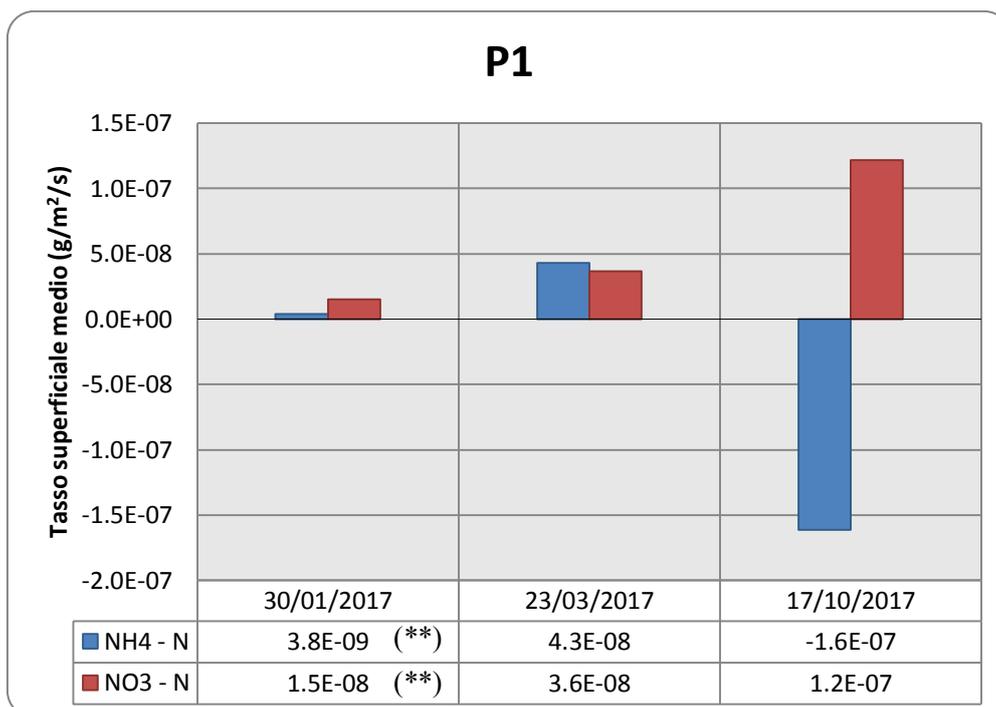


Figura 4.13 - Tassi di reazione per piezometro P1

❖ P1

Per l'azoto ammoniacale, escludendo il primo valore, si osserva un'alternanza di produzione (in primavera) e consumo (in autunno); invece, per l'azoto nitrico, escludendo nuovamente il primo valore, si ha produzione di sostanza sia in primavera, sia in autunno.

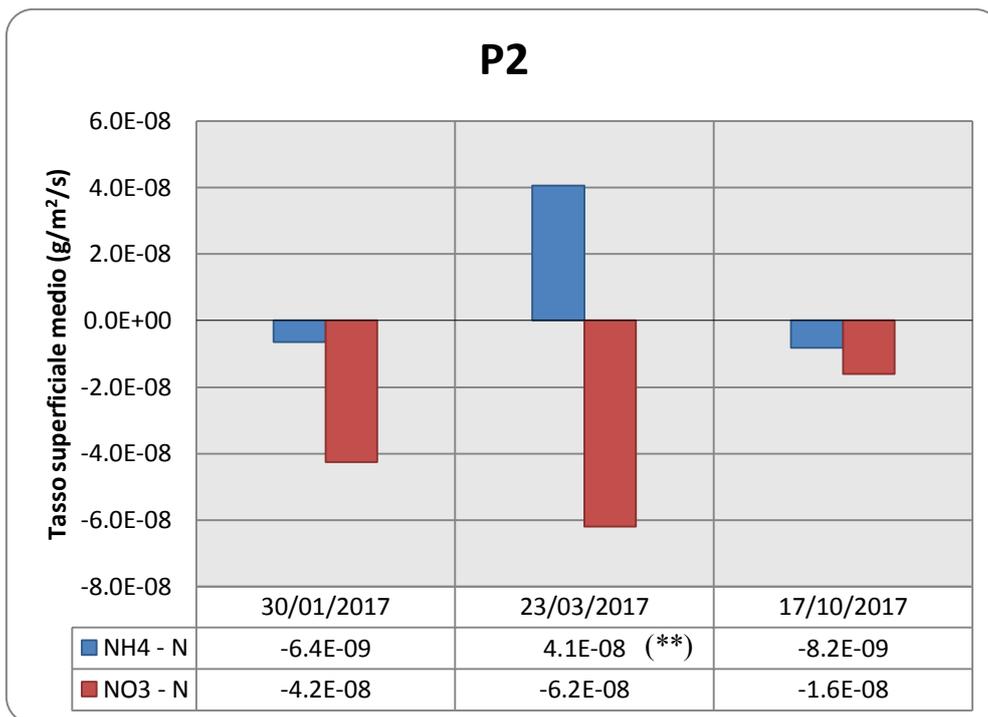


Figura 4.14 - Tassi di reazione per piezometro P2

❖ P2

In ogni caso vi è sempre consumo di sostanze minerali (nell'unico caso in cui vi è produzione il valore non è affidabile). Le reazioni che avvengono molto probabilmente non sono dettate dal flusso advettivo (molto basso) nonostante sia sempre in condizioni di flusso verso l'alto (GAINING).

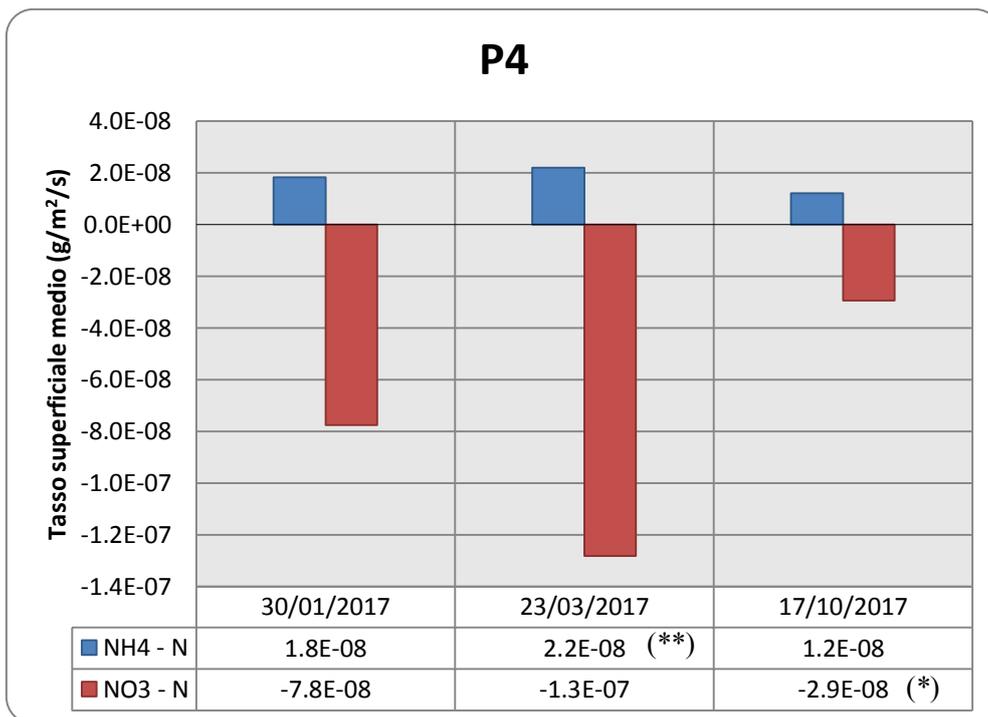


Figura 4.15 - Tassi di reazione per piezometro P4

❖ P4

Sebbene il secondo valore non sia affidabile per quanto riguarda l'azoto ammoniacale, esso risulta essere positivo in ogni caso, mentre si osserva consumo di azoto nitrico in tutte le date. Come mostrato in *Figura 4.9*, in questo punto vi è un'alternanza continua del flusso idrico, ma ciò sembra non influenzare le reazioni che stanno avvenendo quanto al processo diffusivo che in questo caso risulta essere dominante.

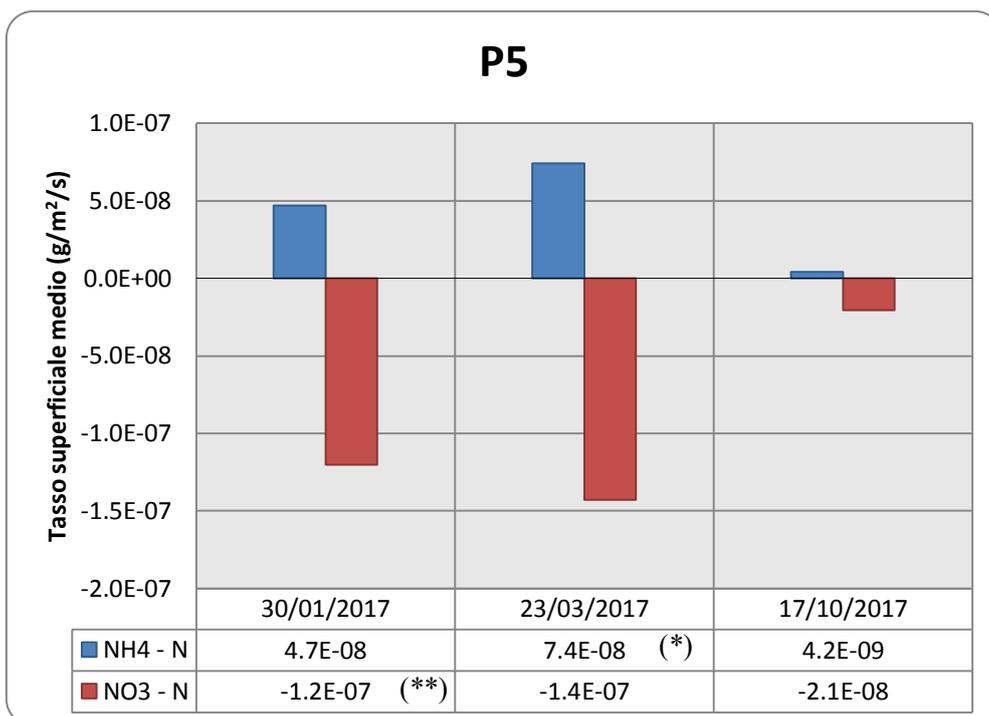


Figura 4.16 - Tassi di reazione per piezometro P5

❖ P5

Come per il punto P4, in *Figura 4.9* si osserva un'inversione della direzione del flusso idrico per il punto P5 nelle diverse date in cui è stato valutato il VHG il che porta a dedurre che il flusso idrico non influisce sulle reazioni che si stanno verificando. Infatti, si osserva rimozione di azoto nitrico e produzione di azoto ammoniacale in tutte le date anche se vi sono comunque valori meno affidabili.

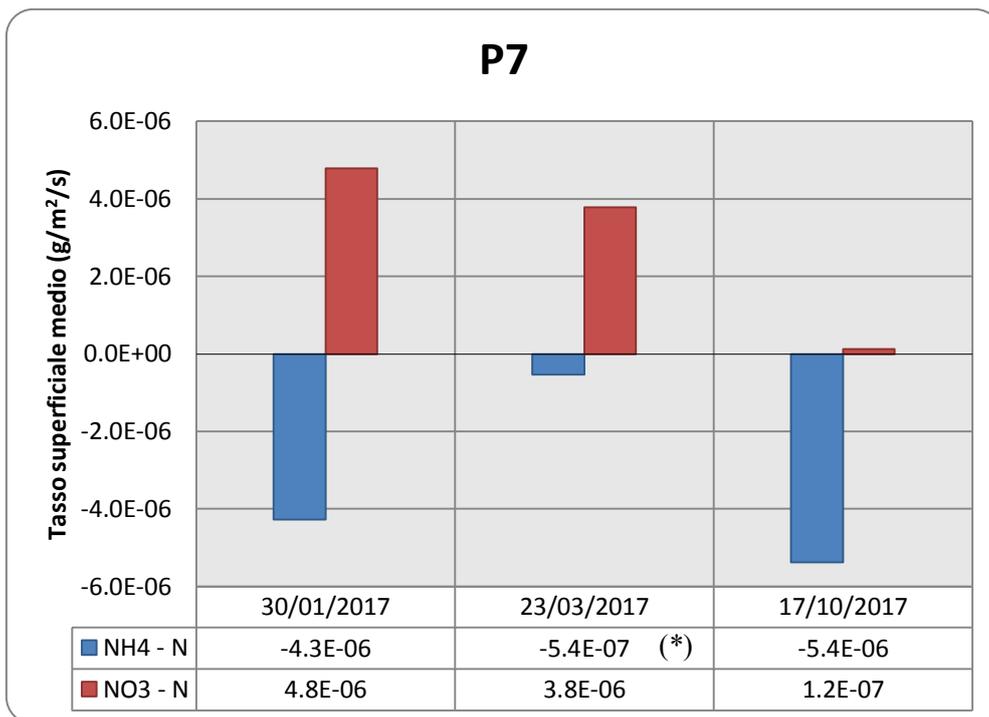


Figura 4.17 - Tassi di reazione per piezometro P7

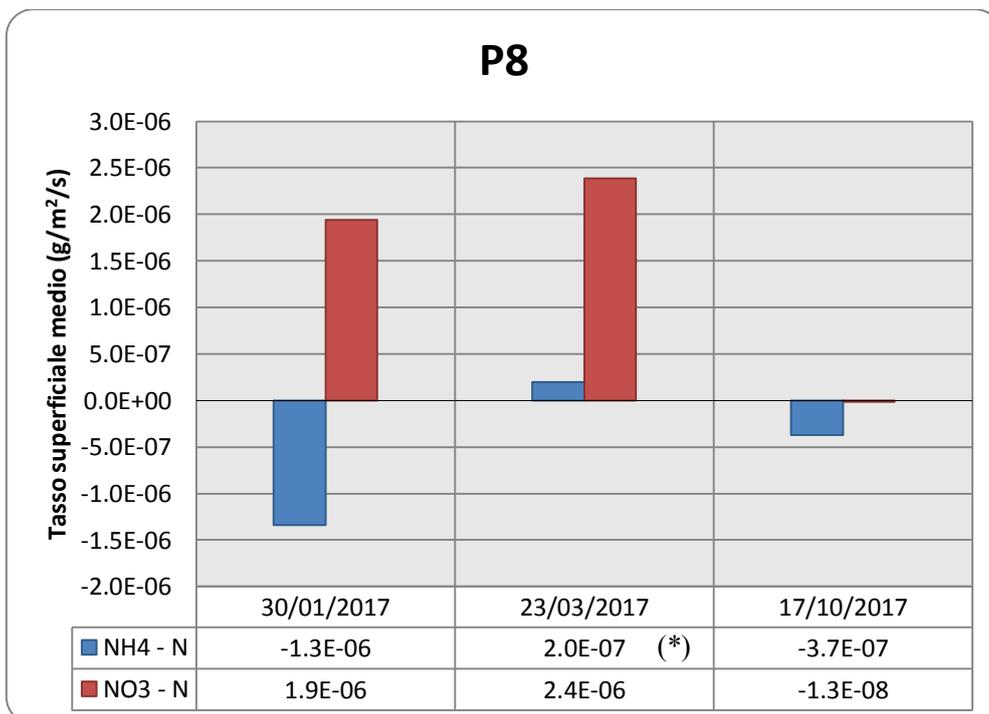


Figura 4.18 - Tassi di reazione per piezometro P8

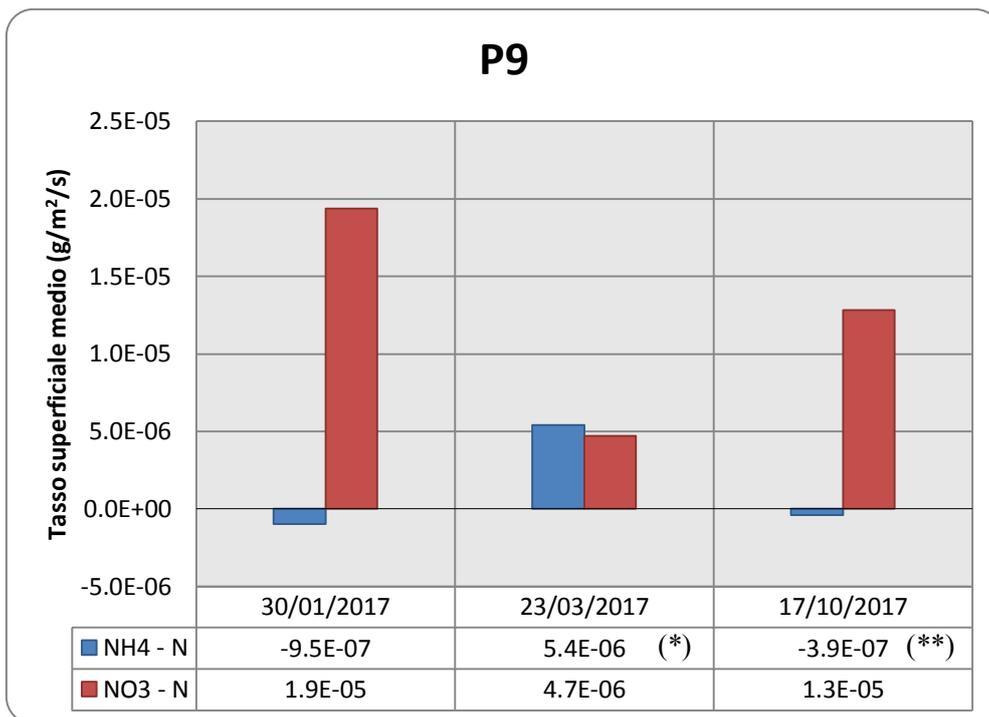


Figura 4.19 - Tassi di reazione per piezometro P9

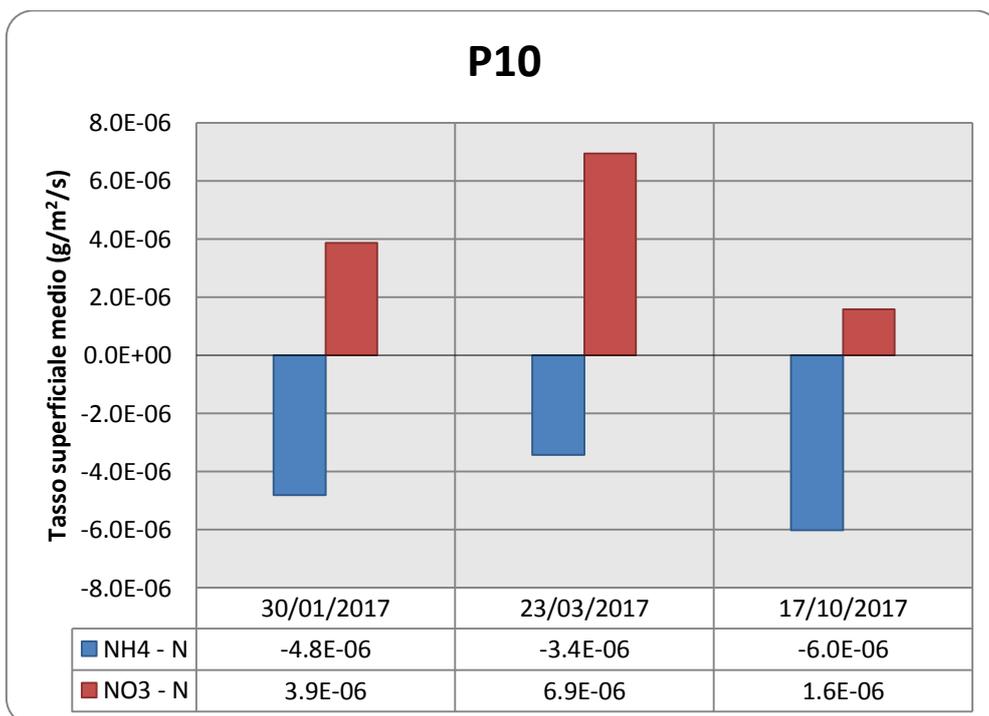


Figura 4.20 - Tassi di reazione per piezometro P10

Per i punti P7, P8 e P10 si osserva essenzialmente produzione di nitrati e consumo di azoto ammoniacale con possibilità di nitrificazione poiché i sedimenti risultano essere più permeabili e quindi con più probabilità che ci sia ossigeno. Anche per il punto P9 possiamo affermare quanto detto precedentemente nonostante il secondo valore (di media affidabilità) porterebbe a dire che ci sia produzione di azoto ammoniacale. Quindi, per i punti del tratto 1 si può pensare che vi sia consumo di azoto ammoniacale e produzione di azoto nitrico.

Per ottenere un singolo valore più rappresentativo di ciascun piezometro, si è valutata una media ponderata del tasso di reazione, associando a ciascun valore del tasso di reazione un peso pari proprio al corrispettivo valore di R^2 (valori riportati in *Tabella 4.13* e *Tabella 4.14*):

$$\text{Media ponderata} = \frac{\sum_i \text{Tasso superficiale}_i \cdot R_i^2}{\sum_i R_i^2} \quad (4.2)$$

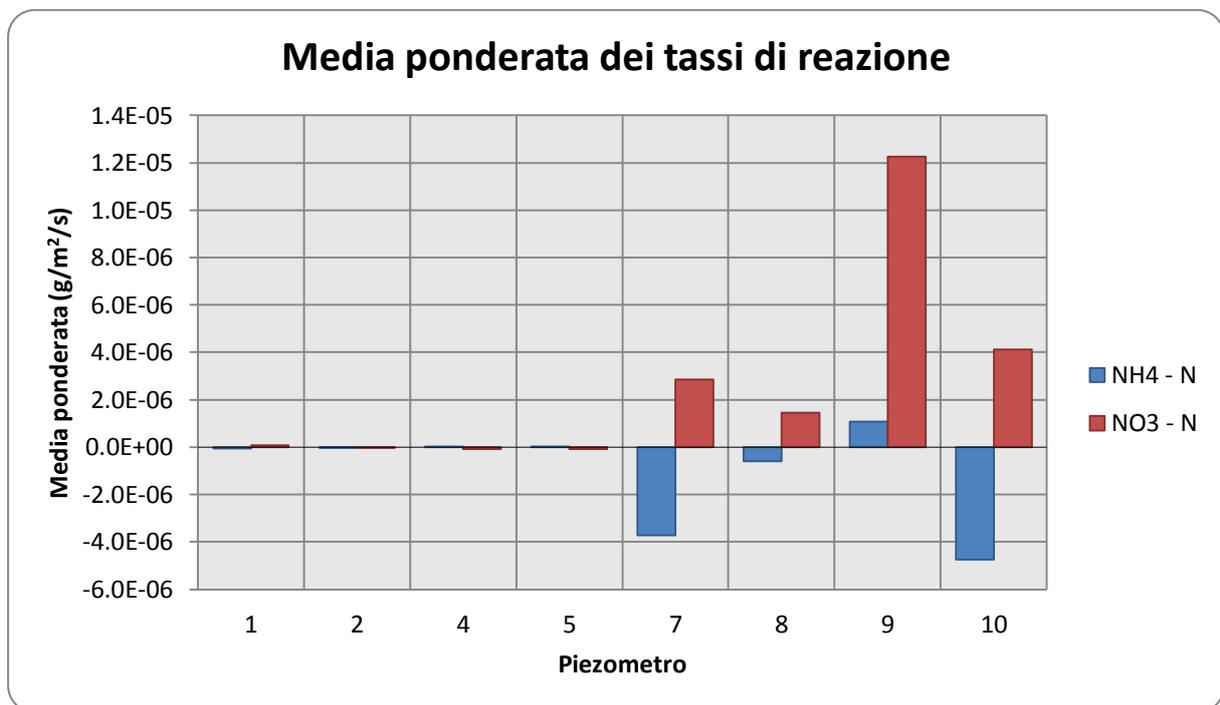


Figura 4.21 - Media ponderata dei tassi di reazione per tutti i piezometri

In *Figura 4.21* si osserva ancora una volta come i punti del tratto 1 (P7-P10) siano molto più reattivi di quelli del tratto 2 (P1, P2, P4, P5).

Per quanto riguarda il tratto 1, si può dedurre che vi è produzione di azoto nitrico in tutti i punti, mentre l'azoto ammoniacale viene consumato, ad eccezione del punto P9 dove si verifica una leggera produzione dello stesso, ma come detto precedentemente è molto probabile che prevalga consumo di sostanza derivante dal fatto che il secondo valore risulta avere una media affidabilità ($R^2 \cong 0.5$).

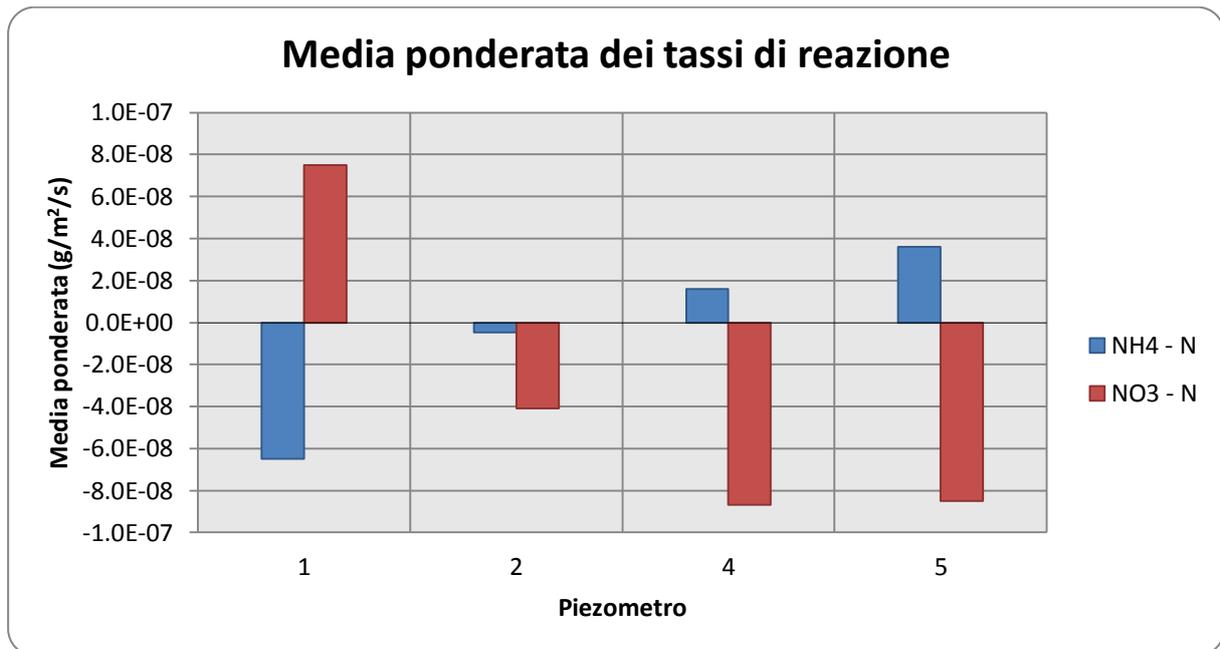


Figura 4.22 - Media ponderata dei tassi di reazione per i punti P1, P2, P4 e P5

Nei punti del tratto 2 (Figura 4.22), nella maggior parte dei casi, l'azoto nitrico viene consumato, contrariamente di quello che accadeva nel tratto 1. Il punto P1 è quello che risulta essere più vicino ai casi precedenti (anche se con ordini di grandezza inferiori), ovvero con produzione di azoto nitrico e consumo di azoto ammoniacale. Ciò potrebbe essere causato da una maggiore permeabilità dei sedimenti (Tabella 4.6) e quindi un maggior flusso advettivo q (Tabelle 4.7 - 4.12) rispetto a P2, P4 e P5 con reazioni che favoriscono il processo di nitrificazione.

Quindi, i valori del tasso di reazione sono risultati essere molto dipendenti dal tipo di sedimento, con sedimenti più fini tipicamente caratterizzati da tempi di residenza più lunghi e minore dissoluzione delle concentrazioni di ossigeno, che hanno tutte correlazioni positive con il processo di denitrificazione (182), con conseguenze positive sulla rimozione dell'azoto proveniente da terreni agricoli.

Infine, si può dedurre che per ogni tratto contano le caratteristiche locali e la tipologia idraulica che condizionano una determinata serie di reazioni chimiche che modificano la composizione originaria delle sostanze presenti nel sottosuolo.

4.3.1 Confronto tra risultati

Le concentrazioni di azoto ammoniacale e azoto nitrico sono state anche misurate in una data differente rispetto a quelle riportate nel precedente paragrafo 4.3. Esse, però, non sono state incluse nei risultati precedenti in quanto la valutazione del gradiente idraulico verticale, e quindi del flusso idrico, risultava troppo distante dalla misura delle concentrazioni, e quindi poco affidabili ai fini dell'analisi. Infatti, le concentrazioni sono state misurate a Gennaio 2016, mentre il VHG è stato valutato a Luglio 2016, quindi le condizioni di flusso estive saranno sicuramente molto incerte per poter analizzare in maniera accurata i profili di concentrazione.

Come già visto nel precedente paragrafo, le misure di concentrazioni invernali sono state comunque analizzate per Gennaio 2017, stesso periodo in cui è stato valutato il VHG. Perciò, possiamo fare un confronto tra le due misurazioni commentando i risultati ottenuti.

1.

- Misura concentrazioni: **7/01/2016**
- Misura VHG: **4/07/2016** per P1, P2, P4, P5 - **5/07/2016** per P7, P8, P9, P10

2.

- Misura concentrazioni: **30/01/2017**
- Misura VHG: **30/01/2017** per tutti i piezometri

I risultati ottenuti con GRADIENT del tasso superficiale medio per azoto ammoniacale $NH_4 - N$ e azoto nitrico $NO_3 - N$ sono riportati rispettivamente in *Tabella 4.15*.

PIEZO	Misura concentrazioni	Misura VHG	q (cm/d)	Tasso superficiale medio $NH_4 - N$ (g/m ² /s)	R ² (-)	Tasso superficiale medio $NO_3 - N$ (g/m ² /s)	R ² (-)
1	07/01/2016	04/07/2016	-1.372	-6.9E-07	0.7	-1.2E-06	0.0
	30/01/2017	30/01/2017	-0.294	3.8E-09	0.1	1.5E-08	0.1
2	07/01/2016	04/07/2016	0.044	-1.7E-08	0.7	-2.5E-08	1.0
	30/01/2017	30/01/2017	0.067	-6.4E-09	0.9	-4.2E-08	0.8
4	07/01/2016	04/07/2016	0.070	1.8E-08	0.6	2.5E-08	0.8
	30/01/2017	30/01/2017	0.035	1.8E-08	0.8	-7.8E-08	0.9
5	07/01/2016	04/07/2016	0.557	-1.4E-07	0.7	-2.6E-08	1.0
	30/01/2017	30/01/2017	-0.124	4.7E-08	0.8	-1.2E-07	0.2
7	07/01/2016	05/07/2016	2.670	-5.1E-07	0.9	2.6E-07	1.0
	30/01/2017	30/01/2017	5.340	-4.3E-06	1.0	4.8E-06	1.0
8	07/01/2016	05/07/2016	5.426	8.2E-07	0.6	2.9E-06	1.0
	30/01/2017	30/01/2017	4.232	-1.3E-06	0.9	1.9E-06	1.0
9	07/01/2016	05/07/2016	13.572	-3.7E-07	1.0	4.4E-06	1.0
	30/01/2017	30/01/2017	22.619	-9.5E-07	0.7	1.9E-05	1.0
10	07/01/2016	05/07/2016	5.555	7.0E-07	0.8	3.3E-06	0.9
	30/01/2017	30/01/2017	7.776	-4.8E-06	1.0	3.9E-06	0.8

Tabella 4.15 - Confronto dei risultati ottenuti con GRADIENT

Tutti i profili di concentrazione sono stati misurati nella stagione invernale (Gennaio 2016 e Gennaio 2017), mentre il flusso idrico in un caso è stato valutato nella stagione invernale e nell'altro nella stagione estiva ed è a quest'ultimo caso a cui bisognerà fare meno affidamento. Con i risultati riportati in *Tabella 4.15* si confrontano i valori del tasso superficiale medio per azoto ammoniacale e azoto nitrico. Escludendo il punto P1 (valori con R^2 molto basso in quasi tutti i casi), si osservano punti in cui produzione e consumo di sostanze minerali non mostrano grandi differenze, come ad esempio il punto P4 per l'azoto ammoniacale e il punto P10 per l'azoto nitrico. In altri casi, invece, vi sono chiaramente delle differenze nette con punti di produzione e consumo che risultano essere alternati, e ciò possono essere legate in gran parte all'incertezza sul flusso utilizzato per Gennaio 2016. In ogni caso, l'utilizzo di un flusso idrico valutato in una data così distante dalla misura dei profili di concentrazione porterà sicuramente a risultati meno attendibili e quindi poco veritieri.

4.3.2 Esempi di risultati di GRADIENT

Di seguito verranno illustrati due esempi commentando i risultati estrapolati da GRADIENT.

a) Viene presentato dapprima il caso in cui è molto probabile che le reazioni possano aver favorito il processo di nitrificazione.

– Portata specifica: $q = 7.8 \text{ cm/d}$ → flusso diretto verso l'alto
(condizione di GAINING)

- Piezometro: **P10**
- Misura concentrazioni: **30/01/2017**
- Misura VHG: **30/01/2017**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.150	6.089
1.25	0.416	6.356
3.75	1.388	2.783
5.50	2.763	3.246
11.75	4.887	2.073
13.75	5.477	1.086

Tabella 4.16 - Concentrazioni azoto ammoniacale e nitrico

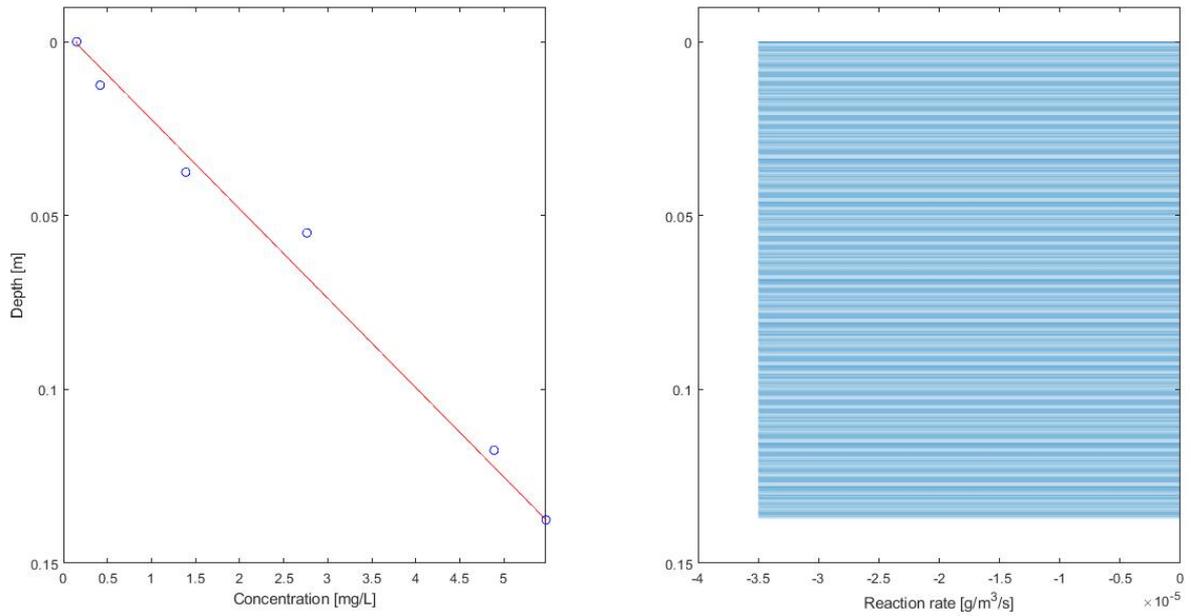


Figura 4.23 - Risultato ottenuto da GRADIENT per azoto ammoniacale NH₄ - N

Tasso superficiale medio: $R = -4.8E - 06 \text{ g/m}^2/\text{s}$

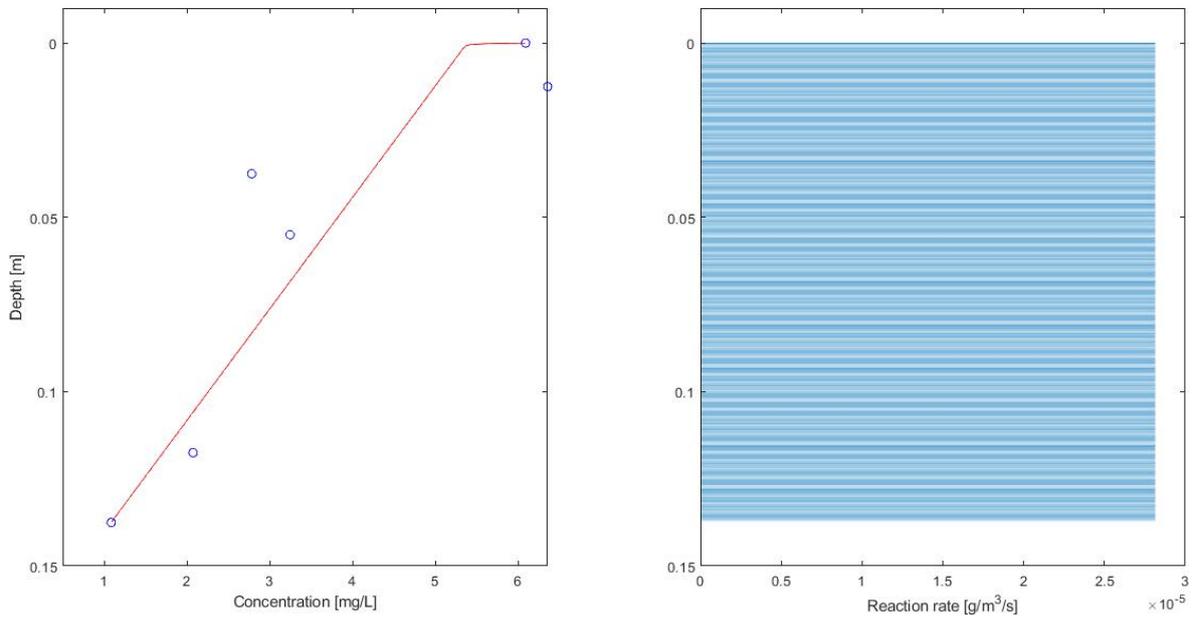


Figura 4.24 - Risultato ottenuto da GRADIENT per azoto nitrico NO₃ - N

Tasso superficiale medio: $R = 3.9E - 06 \text{ g/m}^2/\text{s}$

In questo esempio è possibile osservare come gli andamenti dei profili di concentrazione siano molto simili tra di loro con direzioni chiaramente opposte: l'azoto ammoniacale viene consumato man mano che ci si sposta verso l'alto (*Figura 4.23*), mentre vi è produzione di azoto nitrico della stessa quantità circa (*Figura 4.24*), ed è proprio ciò che avviene nel processo di nitrificazione. Questo andamento è imposto dal flusso advettivo diretto verso l'alto che predomina su quello diffusivo, come dimostrato dal numero di Peclet (per azoto ammoniacale è pari a 62.50, mentre per azoto nitrico è pari a 65.13).

b) Si considera un esempio con un numero di zone di reazioni superiore a uno.

- Piezometro: **P1**
- Misura concentrazioni: **17/10/2017**
- Misura VHG: **21/02/2018**

– Portata specifica: $q = 0.7 \text{ cm/d}$ → flusso diretto verso l'alto
(condizione di GAINING)

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.030	4.309
1.25	0.920	2.034
3.75	2.433	0.856
6.25	3.221	0.750
8.75	4.016	0.758
11.25	2.742	0.611
13.75	2.615	0.774

Tabella 4.17 - Concentrazioni azoto ammoniacale e nitrico

Da GRADIENT si ottengono i seguenti risultati:

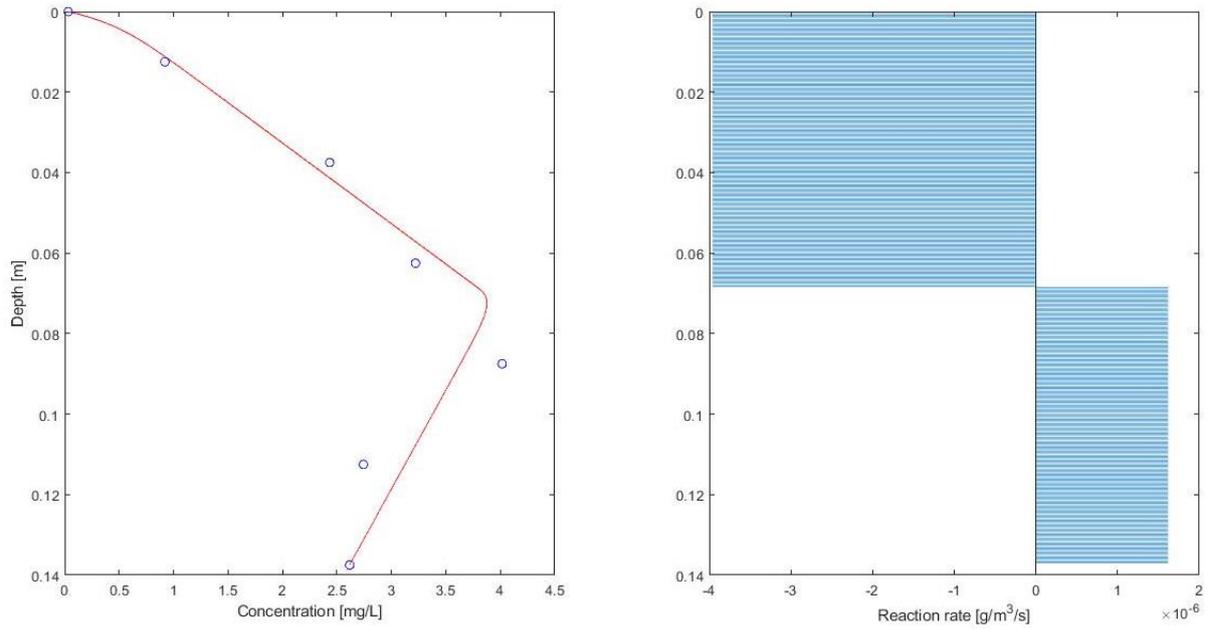


Figura 4.25 - Risultato per azoto ammoniacale NH₄ - N

Tasso superficiale medio: $R = -1.6E - 07 \text{ g/m}^2/\text{s}$

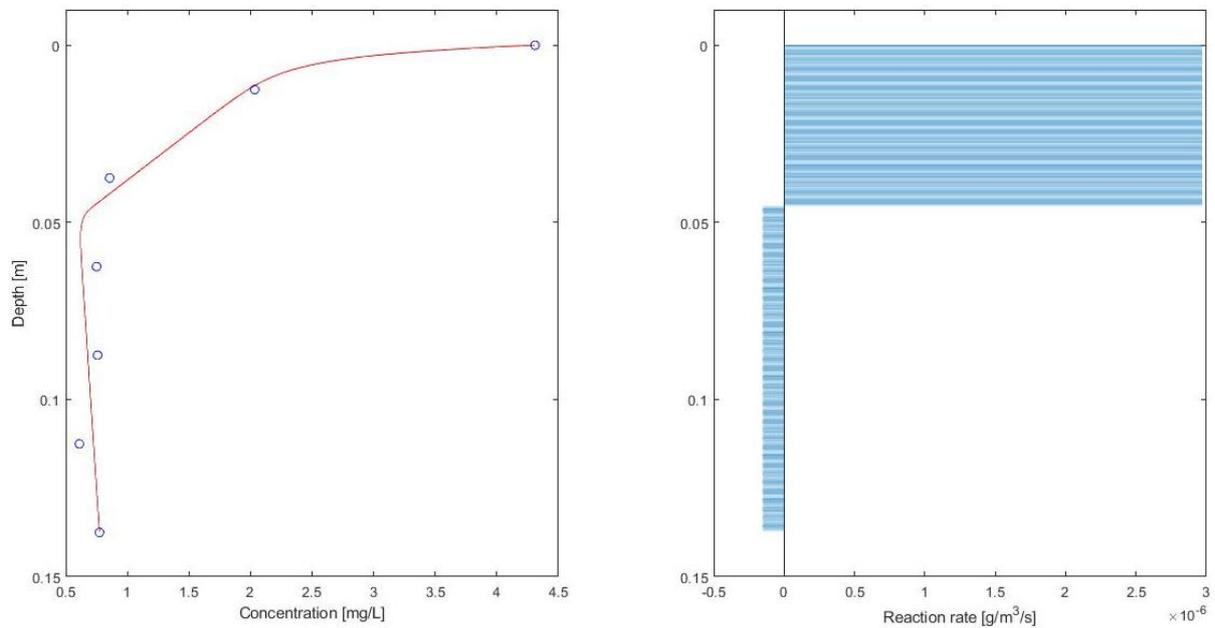


Figura 4.26 - Risultato per azoto nitrico NO₃ - N

Tasso superficiale medio: $R = 1.2E - 07 \text{ g/m}^2/\text{s}$

In questo caso si sceglie di avere un numero di zone di reazioni pari a due, dovuto ai punti di concentrazione misurati che impongono di avere un'alternanza di zone di produzione e di consumo. Quando il flusso idrico in risalita dalla falda raggiunge la porzione di sedimenti prossima all'alveo, essendoci una maggiore disponibilità di ossigeno, si hanno condizioni favorevoli al processo di nitrificazione, come mostrano il consumo di azoto ammoniacale (*Figura 4.25*) e la produzione di azoto nitrico (*Figura 4.26*). A profondità maggiori di 5 cm ciò non avviene e si ha, invece, una debole produzione di azoto ammoniacale, molto probabilmente per mineralizzazione di sostanza organica, e valori pressoché costanti di azoto nitrico.

Le curve in rosso (*Figura 4.25* e *Figura 4.26*) dimostrano come i risultati siano stati ben interpretati riuscendo a non discostarsi particolarmente dai punti misurati (cerchietti blu), come dimostrato anche dai valori elevati di R^2 (*Tabella 4.13* e *Tabella 4.14*).

4.4 Osservazioni

1. L'algoritmo cerca di approssimare al meglio i dati a disposizione, e se da una parte è vantaggioso dal punto di vista numerico, dall'altra potrebbe essere un problema quando bisognerà interpretare i risultati. Ciò si verifica quando viene scelto un numero elevato di zone M nel quale si evidenzia un'alternanza di zone di produzione e di consumo che risulta essere poco rappresentativa data la limitata profondità dei sedimenti (tra 8.25 e 14.25 cm). Per evitare ciò, si preferisce avere un numero di zone inferiore (da 1 fino ad un massimo di 3 zone) riuscendo comunque ad ottenere un'ottima interpretazione dei dati.
2. Una corretta valutazione del flusso idrico verticale risulta essere determinante per valutare in modo più accurato i tassi di reazione in quanto le zone di produzione e consumo potrebbero addirittura invertirsi nel caso di una valutazione errata del flusso idrico, sovrastimando o sottostimando i tassi di reazione lungo la profondità dei sedimenti.
3. I valori delle concentrazioni osservati sono soggetti ad errori, ad esempio dovuti al rumore strumentale, e questo implica che i valori di concentrazione in ingresso non siano privi di errori. Tuttavia, è stato dimostrato che gli errori sperimentali influenzano fortemente la distribuzione verticale del tasso di reazione, ma hanno un'influenza limitata sul tasso superficiale medio (13).

5 Conclusioni

Si riassumono i principali risultati ottenuti nel presente lavoro:

- La valutazione della conducibilità idraulica del sito, in particolare negli otto punti di campionamento, quattro per ogni tratto del corso d'acqua Wood Brook (*Reach1* e *Reach2*), ricavata con il metodo di Hvorslev. Si è potuto constatare una bassa conducibilità idraulica dei sedimenti per entrambi i tratti, con valori più bassi per il tratto 2.
- Dati i valori del gradiente idraulico verticale (*VHG*), dalla legge di Darcy si è ricavata la portata specifica q per ogni punto di monitoraggio nelle diverse date in cui è stato misurato il *VHG*. Naturalmente, il flusso idrico risulta essere inferiore quanto più la conducibilità idraulica è bassa, infatti per il tratto 2 i valori risultano essere nettamente più bassi del tratto 1, influenzando i risultati dei tassi di reazione quando i dati sono stati analizzati con GRADIENT.
- Dai risultati ottenuti con GRADIENT dei tassi di reazione è possibile stimare le diverse reazioni chimiche che avvengono nei sedimenti. Nel tratto 1, dove il flusso idrico era maggiore, si è osservato che il tasso di reattività era anch'esso maggiore, favorendo zone in cui vi era consumo di azoto ammoniacale e produzione di azoto nitrico, con possibilità di nitrificazione. Invece, nel tratto 2 il flusso idrico era così basso che in alcuni punti di monitoraggio il processo di trasporto diffusivo dominava su quello advettivo. In questo caso si è osservato principalmente consumo di azoto nitrico e produzione di azoto ammoniacale nella maggior parte dei casi, con sedimenti costituiti da materiale più fine che potrebbero aver favorito processi di denitrificazione.

6 Bibliografia e sitografia

- (1) Amoros, C., and Bornette, G., 2002. Connectivity and biocomplexity in waterbodies of riverine floodplains. *Freshwater Biology* 47, pp. 761–776.
- (2) Anderson, J.K., et al., 2005. Patterns in stream longitudinal profiles and implications for hyporheic exchange flow at the H.J. Andrews Experimental Forest, Oregon, USA. *Hydrological Processes* 19, pp. 2931–2949.
- (3) Autorità di bacino del fiume Po – ADBPO (2008a). Il recupero morfologico ed ambientale del Fiume Po. Il contributo del programma generale di gestione dei sedimenti del Fiume Po. Edizioni Diabasis.
- (4) Balzani, V., Venturi, M., 2014. Limiti e confini planetari, il ciclo di azoto e fosforo. *Ecoscienza* 6/2014.
- (5) Bencala, K. E., 2000. Hyporheic zone hydrological processes. *Hydrological Processes* 14, pp. 2797–2798.
- (6) Bencala, K. E., 2005. Hyporheic exchange flows. In: Anderson, M. G. (ed.) *Encyclopedia of Hydrological Sciences*.
- (7) Bencala, K. E., and Walters, R. A., 1983. Simulation of solute transport in a mountain pool-and-riffle stream: a transient storage model. *Water Resources Research* 19, pp. 718–724.
- (8) Berg, P., Risgaard-Petersen, N., Rysgaard, S.S., 1998. Interpretation of measured concentration profiles in sediment pore water. *Limnol. Oceanogr.* 43 (7), 1500–1510.
- (9) Bilby, R. E., 1984. Characteristics and frequency of cool-water areas in a western Washington stream. *Journal of Freshwater Ecology* 2, pp. 593–602.
- (10) Blaen, P. J., Khamis, K., Lloyd, C., Comer-Warner, S., Ciocca, F., Thomas, R. M., MacKenzie, A. R., and Krause, S., 2017, High-frequency monitoring of catchment nutrient exports reveals highly variable storm event responses and dynamic source zone activation, *J. Geophys. Res. Biogeosci.*, 122, 2265– 2281, doi:10.1002/2017JG003904.
- (11) Blodau, C., Siems, M., Beer, J., 2011. Experimental burial inhibits methanogenesis and anaerobic decomposition in water saturated peats. *Environ. Sci. Technol.* 45, 9984–9989.
- (12) Boano, F., et al., 2006. Sinuosity-driven hyporheic exchange in meandering rivers. *Geophysical Research Letters*, 33, pp. L18406.
- (13) Boano, F., Falco, N., and Arnon, S., 2018. Modeling chemical gradients in sediments under losing and gaining flow conditions: The GRADIENT code. *Advances in Water Resources*, 112, 72-82.
- (14) Boano, F., Harvey, J.W., Marion, A., Packman, A.I., Revelli, R., Ridolfi, L., 2014. Hyporheic flow and transport processes: mechanisms, models, and biogeochemical implications. *Rev. Geophys.* 52 (4), 603–679.
- (15) Boano, F., Revelli, R., Ridolfi, L., 2007. Bedform-induced hyporheic exchange with unsteady flows. *Advances in Water Resources* 30, pp. 148–156.
- (16) Boano, F., Revelli, R., Ridolfi, L., 2008. Reduction of the hyporheic zone volume due to the stream-aquifer interaction. *Geographical Research Letters* 35, p. L09401.
- (17) Bott, T. L., Kaplan, L. A., and Kuserk, F. T., 1984. Benthic bacterial biomass supported by stream water dissolved organic matter. *Microbial Ecology* 10, pp. 335–344.

- (18) Boudreau, B.P., 1996. A method-of-lines code for carbon and nutrient diagenesis in aquatic sediments. *Computers & Geosciences* 22, 479-496.
- (19) Boulton, A. J., et al., 1998. The functional significance of the hyporheic zone in streams and rivers. *Annual Review of Ecology and Systematics* 29, pp. 59–81.
- (20) Boulton, A. J., Valett, H. M., and Fisher, S. G., 1992. Spatial distribution and taxonomic composition of the hyporheos of several Sonoran Desert streams. *Archiv für Hydrobiologie* 125, pp. 37–61.
- (21) Brayshaw, A. C., Frostick, L. E., and Reid, I., 1983. The hydrodynamics of particle clusters and sediment entrainment in coarse alluvial channels. *Sedimentology* 30, pp. 137–143.
- (22) Brierley, G.J., Fryirs, K.A., 2005. *Geomorphology and River Management. Applications of the River Styles Framework*. Blackwell Publishing.
- (23) Brunke, M., and Gonser, T., 1997. The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshwater Biology* 37, pp. 1–33.
- (24) Buffin-Bélanger, T., Roy, A. G., and Kirkbride, A. D., 2000a. On large-scale flow structures in a gravel-bed river. *Geomorphology* 32, pp. 417–435.
- (25) Buffin-Bélanger, T., Roy, A. G., and Kirkbride, A. D., 2000b. Vers l'intégration des structures turbulentes de l'écoulement dans la dynamique d'un cours d'eau à lit de graviers. *Geographie Physique et Quaternaire* 54, pp. 105–117.
- (26) Buffington, J. M., and Tonina, D., 2008. Discussion of 'Evaluating vertical velocities between the stream and the hyporheic zone from temperature data' by I. Seydell, B. E. Wawra and U.C.E. Zanke. In: Habersack, H., Piégay, H. and Rinaldi, M. (eds) *Gravel-bed rivers VI-from process understanding to river restoration*. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier, pp. 128–131.
- (27) Buffington, J. M., and Tonina, D., 2009. Hyporheic exchange in mountain rivers II: effects of channel morphology on mechanics, scales, and rates of exchange. *Geography Compass* 3. doi: 10.1111/j.1749-8198.2009.00225.x.
- (28) Buffington, J. M., and Tonina, D., 2009. Hyporheic exchange in mountain rivers I: Mechanics and environmental effects. *Geography Compass* 3(3): 1063-1086.
- (29) Buffington, J.M., and Montgomery, D.R., 1999a. Effects of hydraulic roughness on surface textures of gravel-bed rivers. *Water Resources Research* 35, pp. 3507–3521.
- (30) Buffington, J.M., et al., 2002. Controls on the size and occurrence of pools in coarse-grained forest rivers. *River Research and Applications* 18, pp. 507–531.
- (31) Buffington, J.M., et al., 2003. Fluvial processes in Puget Sound rivers and the Pacific Northwest. In: Montgomery, D.R., et al. (eds) *Restoration of Puget sound rivers*. Seattle, WA: University of Washington Press, pp. 46–78.
- (32) Buffington, J.M., Montgomery, D.R., and Greenberg, H.M., 2004. Basin-scale availability of salmonid spawning gravel as influenced by channel type and hydraulic roughness in mountain catchments. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 61, pp. 2085–2096.
- (33) Butler, J.J. Jr., 1998: *The Design, Performance, and Analysis of Slug Tests*. Lewis Publishers, New York.
- (34) Cardenas, B. M., Wilson, J. F., and Zlotnik, V. A., 2004. Impact of heterogeneity, bed forms, and stream curvature on subchannel hyporheic exchange. *Water Resources Research* 40, pp. W08307.
- (35) Cardenas, M.B., Wilson, J.L., 2007. Exchange across a sediment–water interface with ambient groundwater discharge. *J. Hydrol.* 346 (3-4), 69–80.

- (36) Castro, N. M., and Hornberger, G. M., 1991. Surface-subsurface water interaction in an alluviated mountain stream channel. *Water Resources Research* 27, pp. 1613–1621.
- (37) Chapman, D. W., 1988. Critical review of variables used to define effects of fines in redds of large salmonids. *Transactions of the American Fisheries Society* 117, pp. 1–21.
- (38) Chin, A., and Wohl, E., 2005. Toward a theory for step pools in stream channels. *Progress in Physical Geography* 29, pp. 275–296.
- (39) Church, M.A., 1992. Channel Morphology and Typology. In: P.Callow and Petts, G.E. (Eds.), *The Rivers Handbook*, Oxford, Blackwell.
- (40) Church, M.A., McLean, D.G., and Wolcott, J.F., 1987. River bed gravels: sampling and analysis. In: Thorne, C.R., et al. (eds) *Sediment transport in gravel-bed rivers*. Chichester, UK: Wiley, pp. 43–88.
- (41) Constantz, J., Thomas, C. L., and Zellweger, G., 1994. Influence of diurnal variations in stream temperature on streamflow loss and groundwater recharge. *Water Resources Research* 30, pp. 3253–3264.
- (42) Cooper, A.C., 1965. *The effect of transported stream sediments on the survival of sockeye and pink salmon eggs and alevin*. New Westminster, BC, Canada: International Pacific Salmon Fisheries Commission Bulletin 18.
- (43) Creuzé des Châtelliers, M., and Reygrobellet, J. L., 1990. Interactions between geomorphological processes and benthic and hyporheic communities: first results on a by-passed canal of the French Upper Rhone River. *Regulated Rivers: Research and Management* 5, pp. 139–158.
- (44) Darcy, H., 1856. *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. Dalmont, Paris: Paris, Librairie des Corps Impériaux des Ponts et Chaussées et des Mines.
- (45) Davison, W., Zhang, H., Grime, G.W., 1994. Performance characteristics of gel probes used for measuring the chemistry of pore water. *Environ. Sci. Technol.* 28, 1623–1632.
- (46) Detert, M., et al., 2007. Pressure- and velocity-measurements above and within a porous gravel bed at the threshold of stability. In: Habersack, H., et al. (eds) *Gravel-bed rivers VI: from process understanding to river restoration*. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier, pp. 85–105.
- (47) Di Molfetta, A., and Rajandrea, S. *Ingegneria degli Acquiferi*. Milano [etc.]: Springer, 2012.
- (48) Dočekalová, H., Clarisse, O., Salmomon, S., Wartel, M., 2002. Use of constrained DET probe for a high resolution determination of metals and anions distribution in the sediment pore water. *Talanta* 51, 145–155.
- (49) Dole-Olivier, M.-J., Marmonier, P., and Beffy, J.-L., 1997. Response of invertebrates to lotic disturbance: is the hyporheic zone a patchy refugium? *Freshwater Biology* 37, pp. 257–276.
- (50) Duff, J.H., and Triska, F.J., 2000. Nitrogen biogeochemistry and surface-subsurface exchange in streams. In: Jones, J.B. and Mulholland, P.J. (eds) *Streams and ground waters*. San Diego, CA: Academic Press, pp. 197–220.
- (51) Duke, J. R., et al., 2007. Riparian influence on hyporheic-zone formation downstream of a small dam in the Blackland Prairie region of Texas. *Hydrological Processes* 21, pp. 141–150.
- (52) Edwards, R. T., 1998. The hyporheic zone. In: Naiman, R. J. and Bilby, R. E. (eds) *River ecology and management: Lessons from the Pacific coastal ecoregion*. New York, NY: Springer-Verlag, pp. 399–429.

- (53) Elliott, A., and Brooks, N.H., 1997a. Transfer of nonsorbing solutes to a streambed with bed forms: laboratory experiments. *Water Resources Research* 33, pp. 137–151.
- (54) Elliott, A., and Brooks, N.H., 1997b. Transfer of nonsorbing solutes to a streambed with bed forms: theory. *Water Resources Research* 33, pp. 123–136.
- (55) Fahnestock, R.K., 1963. *Morphology and hydrology of a glacial stream – white river, mount rainier, Washington*. Washington, DC: US Geological Survey Professional Paper 422A.
- (56) Findlay, S., et al., 1993. Metabolism of streamwater dissolved organic carbon in the shallow hyporheic zone. *Limnology and Oceanography* 38, pp. 1493–1499.
- (57) Fischer, H., et al., 2005. A river's liver—microbial processes within the hyporheic zone of a large lowland river. *Biogeochemistry* 76 (2), 349–371.
- (58) Fones, G.R., Davison, W., Grime, G.W., 1998. Development of constrained DET for measurement of dissolved iron in surface sediments at sub-mm resolution. *Sci. Total Environ.* 221, 127–137.
- (59) Fox, A., Boano, F., Arnon, S., 2014. Impact of losing and gaining streamflow conditions on hyporheic exchange fluxes induced by dune-shaped bed forms. *Water Resour. Res.* 50, 1–13.
- (60) Freeze, R. A., and Cherry, J. A., 1979. *Groundwater*. Englewood Cliffs, NJ: Prentice Hall.
- (61) Gao, Y., Leekarkers, M., Elskens, M., Billon, G., Ouddane, B., Fischer, J.C., Baeyens, W., 2007. High resolution profiles of thallium, manganese, and iron assessed by DET and DGT techniques in riverine sediment pore water. *Sci. Total Environ.* 373, 526–533.
- (62) Gao, Y., Leekarkers, M., Gabelle, C., Divis, P., Billon, G., Ouddane, B., Fischer, J.C., Wartel, M., Baeyens, W., 2006. High-resolution profile of trace metals in the pore waters of riverine sediment assessed by DET and DGT. *Sci. Total Environ.* 362, 266–277.
- (63) Garmo, O.A., Davison, W., Zhang, H., 2008. Interactions of trace metals with hydrogels and filter membranes used in DET and DGT techniques. *Environ. Sci. Technol.* 42, 5682–5687.
- (64) Gibert, J., et al., 1994. Basic attributes of groundwater ecosystems and prospects for research. In: Gilbert, J., Danielpol, D. L. and Stanford, J. A. (eds) *Groundwater ecology*. San Diego: Academic Press, pp. 8–40.
- (65) Gilbert, G.K., 1877. *Report on the geology of the Henry Mountains*. Washington, DC: US Geographical and Geological Survey of the Rocky Mountain Region.
- (66) Gilbert, G.K., 1914. *The transportation of débris by running water*. Washington, DC: US Geological Survey Professional Paper 86.
- (67) Gooseff, M.N., Hall, R.O.J., and Tank, J.L., 2006. A modelling study of hyporheic exchange pattern and the sequence, size, and spacing of stream bedforms in mountain stream networks, Oregon, USA. *Hydrological Processes* 20, pp. 2443–2457.
- (68) Grant, G.E., Swanson, F.J., and Wolman, G.M., 1990. Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, Western Cascades, Oregon. *Geological Society of America Bulletin* 102, pp. 340–352.
- (69) Grimm, N.B., et al., 2008. The changing landscape: ecosystem responses to urbanization and pollution across climatic and societal gradients. *Front. Ecol. Environ.* 6 (5), 264–272.
- (70) Groffman, P.M., Dorsey, A.M., Mayer, P.M., 2005. N processing within geomorphic structures in urban streams. *J. N. Am. Benthol. Soc.* 24, 613–625.

- (71) Gundersen, J.K., Jorgensen, B.B., 1990. Microstructure of diffusive boundary-layers and the oxygen-uptake of the sea-floor. *Nature* 345 (6276), 604–607.
- (72) Harner, M. J., and Stanford, J. A., 2003. Differences in cottonwood growth between a losing and a gaining reach of an alluvial floodplain. *Ecology* 84, pp. 1453–1458.
- (73) Harvey, J. W., Wagner, B. J., and Bencala, K. E., 1996. Evaluating the reliability of the stream tracer approach to characterize stream-subsurface water exchange. *Water Resources Research* 32, pp. 2441–2451.
- (74) Harvey, J.W., and Bencala, K.E., 1993. The effect of streambed topography on surface-subsurface water exchange in mountain catchments. *Water Resources Research* 29, pp. 89–98.
- (75) Harvey, J.W., Böhlke, J.K., Voytek, M.A., Scott, D., Tobias, C.R., 2013. Hyporheic zone denitrification: controls on effective reaction depth and contribution to whole-stream mass balance. *Water Resour. Res.* 49, 6298–6316. <http://dx.doi.org/10.1002/wrcr.20492>.
- (76) Haschenburger, J.K., 1999. A probability model of scour and fill depths in gravel-bed channels. *Water Resources Research* 35, pp. 2857–2870.
- (77) Hassan, M. A., et al., 2008. Salmon-driven bed load transport and bed morphology in mountain streams. *Geophysical Research Letters* 35, p. L04405.
- (78) Hassan, M.A., 1990. Scour, fill, and burial depth of coarse material in gravel bed streams. *Earth Surface Processes and Landforms* 15, pp. 341–356.
- (79) Hendricks, S.P., and White, D.S., 1991. Physico-chemical patterns within a hyporheic zone of a northern Michigan river, with comments on surface water patterns. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 48, pp. 1645–1654.
- (80) Hester, E.T., and Doyle, M.W., 2008. In-stream geomorphic structures as drivers of hyporheic exchange. *Water Resources Research* 44, pp. W03417.
- (81) Hill, A.R., and Lymburner, J., 1998. Hyporheic zone chemistry and stream-subsurface exchange in two groundwater-fed streams. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 55, pp. 495–506.
- (82) Hill, A.R., Labadia, C.F., and Sanmugadas, K., 1998. Hyporheic zone hydrology and nitrogen dynamics in relation to the streambed topography of a N-rich stream. *Biogeochemistry* 42, pp. 285–310.
- (83) Ho, R. T., and Gelhar, L. W., 1973. Turbulent flow with wavy permeable boundaries. *Journal of Fluid Mechanics* 58, pp. 403–414.
- (84) Hutchinson, P.A., and Webster, I.T., 1998. Solute uptake in aquatic sediment due to current obstacle interactions. *Journal of Environmental Engineering* 124, pp. 419–426.
- (85) Hvorslev M.J., 1951: Time Lag and Soil Permeability in Ground-Water Observations. Bull. 36, Waterways Exper. Sta. Corps of Engrs, U.S. Army, Vicksburg, Mississippi, 1–50.
- (86) Hyder Z., J.J. Butler Jr., McElwee C.D., Liu W., 1994: Slug tests in partially penetrating wells. *Water Resources Research* 30(11), 2945–2957.
- (87) Jones, J. B., and Mulholland, P. J. (eds), 2000. *Streams and ground waters*. San Diego, CA: Academic Press.
- (88) Jonsson, K., Johansson, H., and Wörman, A., 2004. Sorption behavior and long-term retention of reactive solutes in the hyporheic zone of streams. *Journal of Environmental Engineering* 130, pp. 573–585.
- (89) Jørgensen, B.B., Revsbech, N.P., 1985. Diffusive boundary layers and the oxygen uptake of sediments and detritus. *Limnol. Oceanogr.* 30 (1), 111–122.

- (90) Kasahara, T., and Hill, A.R., 2006a. Effects of riffle–step restoration on hyporheic zone chemistry in N-rich lowland streams. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 63, pp. 120–133.
- (91) Kasahara, T., and Hill, A.R., 2006b. Hyporheic exchange flows induced by constructed riffles and steps in lowland streams in southern Ontario, Canada. *Hydrological Processes* 20, pp. 4287–4305.
- (92) Kasahara, T., and Hill, A.R., 2007. Lateral hyporheic zone chemistry in an artificially constructed gravel bar and a re-meandered stream channel, Southern Ontario, Canada. *Journal of the American Water Resources Association* 43, pp. 1257–1269.
- (93) Kasahara, T., and Wondzell, S.M., 2003. Geomorphic controls on hyporheic exchange flow in mountain streams. *Water Resources Research* 39, pp. 1005.
- (94) Kim, B. K. A., Jackman, A. P., and Triska, F. J., 1992. Modeling biotic uptake by periphyton and transient hyporheic storage of nitrate in a natural stream. *Water Resources Research* 28, pp. 2743–2752.
- (95) Knapp, J.L.A., González-Pinzón, R., Drummond, J.D., Larsen, L.G., Cirpka, O.A., Harvey, J.W., 2017. Tracer-based characterization of hyporheic exchange and benthic biolayers in streams. *Water Resour. Res.* 53, 1575–1594. <http://dx.doi.org/10.1002/2016WR019393>.
- (96) Kondolf, G.M., 1994. Geomorphic and environmental effects of instream gravel mining. *Landscape and Urban Planning*.
- (97) Köster, M., Wardenga, R., Blume, M., 2008. Microscale investigation of microbial communities in coastal surficial sediments. *Mar. Ecol.* 29, 89–109.
- (98) Krause, S., et al., 2009. Nitrate concentration changes at the groundwater-surface water interface of a small Cumbrian river. *Hydrol. Process.* 23 (15), 2195–2211.
- (99) Krom, M.D., Davison, P., Zhang, H., Davison, W., 1994. High-resolution pore water sampling with a gel sampler. *Limnol. Oceanogr.* 39, 1967–1972.
- (100) Lautz, L. K., Siegel, D. I., and Bauer, R. L., 2006. Impact of debris dams on hyporheic interaction along a semi-arid stream. *Hydrological Processes* 20, pp. 183–196.
- (101) Lautz, L.K., Fanelli, R.M., 2008. Seasonal biogeochemical hotspots in the streambed around restoration structures. *Biogeochemistry* 91 (1), 85–104.
- (102) Leopold, L.B., and Wolman, M.G., 1957. *River channel patterns: braided, meandering, and straight*. Washington, DC: US Geological Survey Professional Paper 282-B.
- (103) Malard, F., et al., 2002. A landscape perspective of surface–subsurface hydrological exchanges in river corridors. *Freshwater Biology* 47, pp. 621–640.
- (104) Malcolm, I. A., et al., 2005. Catchment-scale controls on groundwater-surface water interactions in the hyporheic zone: implications for salmon embryo survival. *River Research and Applications* 21, pp. 977–989.
- (105) Marion, A., et al., 2002. Effect of bed form geometry on the penetration of nonreactive solutes into a streambed. *Water Resources Research* 38, pp. 1209.
- (106) Mellander, P.-E., A. R. Melland, P. Jordan, D. P. Wall, P. N. Murphy, and G. Shortle, 2012, Quantifying nutrient transfer pathways in agricultural catchments using high temporal resolution data, *Environ. Sci. Pol.*, 24, 44–57.
- (107) Mendoza, C., and Zhou, D., 1992. Effects of porous bed on turbulent stream flow above bed. *Journal of Hydraulic Engineering* 118, pp. 1222–1240.
- (108) Middleton, G.V., and Southard, J.B., 1984. *Mechanics of sediment movement*. Tulsa, OK: Society for Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course 3.

- (109) Millar, R.G., 2000. Influence of bank vegetation on alluvial channel patterns. *Water Resources Research* 36, pp. 1109–1118.
- (110) Montgomery, D.R., Buffington, J.M., 1997. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, 109 (5), 596-611.
- (111) Montgomery, D.R., et al., 1995. Pool spacing in forest channels. *Water Resources Research* 31, pp. 1097–1105.
- (112) Montgomery, D.R., et al., 1996. Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins. *Nature* 381, pp. 587–589.
- (113) Mortimer, R.J.G., Krom, M.D., Hall, P.O.J., Hulth, S., Stahl, H., 1998. Use of gel probes for the determination of high resolution solute distribution in marine and estuarine pore water. *Mar. Chem.* 63, 119–129.
- (114) Mortimer, R.J.G., Krom, M.D., Harris, S.J., Hayes, P.J., Davies, I.M., Davison, W., Zhang, H., 2002. Evidence for suboxic nitrification in recent marine sediments. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 236, 31–35.
- (115) Mulholland, P.J., and DeAngelis, D.L., 2000. Surface-subsurface exchange and nutrient spiraling. In: Jones, J.B. and Mulholland, P.J. (eds) *Streams and ground waters*. San Diego, CA: Academic Press, pp. 149–168.
- (116) Mutz, M., Kalbus, E., and Meinecke, S., 2007. Effect of instream wood on vertical water flux in low-energy sand bed flume experiments. *Water Resources Research* 43, pp. W10424.
- (117) Nagaoka, H., and Ohgaki, S., 1990. Mass transfer mechanism in a porous riverbed. *Water Research* 24, pp. 417–425.
- (118) Norby, R. J., M. G. De Kauwe, T. F. Domingues, R. A. Duursma, D. S. Ellsworth, D. S. Goll, D. M. Lapola, K. A. Luus, A. R. Mackenzie, and B. E. Medlyn, 2016, Model–data synthesis for the next generation of forest free-air CO₂ enrichment (FACE) experiments, *New Phytol.*, 209, 17–28.
- (119) NRC (National Research Council), 2002. *Riparian areas: functions and strategies for management*. Washington, DC: National Academy Press.
- (120) Packman, A. I., and Bencala, K. E., 2000. Modeling methods in study of surface-subsurface hydrological interactions. In: Jones, J. B. and Mulholland, P. J. (eds) *Streams and ground waters*. San Diego, CA: Academic Press, pp. 45–80.
- (121) Packman, A.I., and Brooks, N.H., 2001. Hyporheic exchange of solutes and colloids with moving bed forms. *Water Resources Research* 37, pp. 2591–2605.
- (122) Packman, A.I., Salehin, M., and Zaramella, M., 2004. Hyporheic exchange with gravel beds: basic hydrodynamic interactions and bedform-induced advective flows. *Journal of Hydraulic Engineering* 130, pp. 647–656.
- (123) Palmer-Felgate, E.J., et al., 2010. Impact of point-source pollution on phosphorus and nitrogen cycling in stream-bed sediments. *Environ. Sci. Technol.* 44 (3), 908–914.
- (124) Pretty, J.L., Hildrew, A.G., Trimmer, M., 2006. Nutrient dynamics in relation to surface–subsurface hydrological exchange in a groundwater fed chalk stream. *J. Hydrol.* 330, 84–100.
- (125) Qian, Q., Voller, V. R., and Stefan, H. G., 2008. A vertical dispersion model for solute exchange induced by underflow and periodic hyporheic flow in a stream gravel bed. *Water Resources Research* 44, p. W07422.
- (126) Raudkivi, A.J., 1963. Study of sediment ripple formation. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers* 89, pp. 15–33.
- (127) Revsbech, N.P., Jacobsen, J.P., Nielsen, L.P., 2005. Nitrogen transformations in microenvironments of river beds and riparian zones. *Ecol. Eng.* 24 (5), 447–455.

- (128) Rinaldi M., Surian N., Comiti F., Bussettini M., 2014: IDRAIM – Sistema di valutazione idromorfologica, analisi e monitoraggio dei corsi d'acqua –ISPRA – Manuali e Linee Guida 113/2014. Roma, giugno 2014.
- (129) Rivett, M.O., Ellis, P.A., Greswell, R.B., Ward, R.S., Roche, R.S., Gleverly, M.G., Walker, C., Conran, D., Fitzgerald, P.J., Wilcox, T., Dowle, J., 2008. Cost-effective mini drive point piezometers and multilevel samplers for monitoring the hyporheic zone. *Q. J. Eng. Geol. Hydrogeol.* 41, 49–60.
- (130) Ruff, J. F., and Gelhar, L. W., 1972. Turbulent shear flow in porous boundary. *Journal of the Engineering Mechanics Division, American Society of Civil Engineers* 98, pp. 975–991.
- (131) Salehin, M., Packman, A. I., and Paradis, M., 2004. Hyporheic exchange with heterogeneous streambeds: laboratory experiments and modeling. *Water Resources Research* 40, p. W11504.
- (132) Savant, A.S., Reible, D.D., and Thibodeaux, L.J., 1987. Convective Transport Within Stable River Sediments. *Water Resources Research* 23, pp. 1763–1768.
- (133) Sawada, T., Ashida, K., and Takahashi, T., 1983. Relationship between channel pattern and sediment transport in a steep gravel bed river. *Zeitschrift für Geomorphologie* 46 (Suppl.), pp. 55–66.
- (134) Schmidt, K.-H., and Ergenzinger, P., 1992. Bedload entrainment, travel lengths, step lengths, rest periods – studied with passive (iron, magnetic) and active (radio) tracer techniques. *Earth Surface Processes and Landforms* 17, pp. 147–165.
- (135) Schmidt, K.M., et al., 2001. The variability of root cohesion as an influence on shallow landslide susceptibility in the Oregon Coast Range. *Canadian Geotechnical Journal* 38, pp. 995 –1024.
- (136) Schulze-Makuch, D., 2005. Longitudinal dispersivity data and implications for scaling behavior. *Ground Water* 43 (3), 443–456.
- (137) Schumm, S.A., 1985. Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13, pp. 5–27.
- (138) Shepherd, B. G., Hartman, G. F., and Wilson, W. J., 1986. Relationships between stream and intragravel temperatures in coastal drainages, and some implications for fisheries workers. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 43, pp. 1818–1822.
- (139) Shields, A., 1936. Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. *Mitteilungen der Preussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau* 26, pp. 26.
- (140) Shimizu, Y., Tsujimoto, T., and Nakagawa, H., 1990. Experiments and macroscopic modeling of flow in highly permeable porous medium under free-surface flow. *Journal of Hydraulic Engineering* 8, pp. 69–78.
- (141) Smith, J. W. N., 2005. *Groundwater-surface water interaction in the hyporheic zone*. Bristol, UK: Environment Agency Science Report SC030155/SR1.
- (142) Sophocleous, M.A., 1991. Stream-floodwave propagation through the Great Bend alluvial aquifer, Kansas: field measurements and numerical simulations. *Journal of Hydrology* 124, pp. 207–228.
- (143) Stanford, J. A., 2006. Landscapes and riverscapes. In: Hauer, F. R. and Lamberti, G. A. (eds) *Methods in stream ecology*. San Diego, CA: Academic Press, pp. 3–21.
- (144) Stanford, J. A., and Ward, J. V., 1993. An ecosystem perspective of alluvial rivers: connectivity and the hyporheic corridor. *Journal of the North American Benthological Society* 12, pp. 48–60.

- (145) Stanford, J. A., et al., 1996. A general protocol for restoration of regulated rivers. *Regulated Rivers: Research & Management* 12, pp. 391–413.
- (146) Stanford, J.A., and Ward, J.V., 1988. The hyporheic habitat of river ecosystems. *Nature* 335, pp. 64–65.
- (147) Stanford, J.A., Lorang, M.S., and Hauer, R.F., 2005. The shifting habitat mosaic of river ecosystems. *Verhandlungen Internationale Vereinigung für Theoretische und Angewandte Limnologie* 29, pp. 123–136.
- (148) Statzner, B., Fuchs, U., and Higler, L. W. G., 1996. Sand erosion by mobile predaceous stream insects: implications for ecology and hydrology. *Water Resources Research* 32, pp. 2279–2288.
- (149) Statzner, B., Fuchs, U., and Higler, L. W. G., 2000. Crayfish as geomorphic agents and ecosystem engineers: biological behaviour affects sand and gravel erosion in experimental streams. *Limnology and Oceanography* 45, pp. 1030–1040.
- (150) Stierli, B., et al., 1998. High spatial resolution measurements in lake sediments with PVC based liquid membrane ion-selective electrodes. *Limnol. Oceanogr.* 43 (7), 1728–1733.
- (151) Stock, J.D., and Dietrich, W.E., 2003. Valley incision by debris flows: Evidence of a topographic signature. *Water Resources Research* 39, pp. 1089.
- (152) Storey, R. G., Howard, K. W. F., and Williams, D. D., 2003. Factor controlling riffle-scale hyporheic exchange flows and their seasonal changes in gaining stream: a three-dimensional groundwater model. *Water Resources Research* 39, p. 1034.
- (153) Storey, R.G., Williams, D.D., Fulthorpe, R.R., 2004. Nitrogen processing in the hyporheic zone of a pastoral stream. *Biogeochemistry* 69, 285–313.
- (154) Thibodeaux, L.J., and Boyle, J.D., 1987. Bedform-generated convective transport in bottom sediment. *Nature* 325, pp. 341–343.
- (155) Tonina, D., 2005. *Interaction between river morphology and intra-gravel flow paths within the hyporheic zone*. unpublished Ph.D. dissertation, Boise, ID: University of Idaho.
- (156) Tonina, D., and Buffington, J.M., 2007. Hyporheic exchange in gravel-bed rivers with pool-riffle morphology: laboratory experiments and three-dimensional modeling. *Water Resources Research* 43, pp. W01421.
- (157) Tóth, J., 1963. A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 68, pp. 4795–4812.
- (158) Trauth, N., et al., 2013. Coupled 3D stream flow and hyporheic flow model under varying stream and ambient groundwater flow conditions in a pool-riffle system. *Water Resour. Res.* 49 (9).
- (159) Triska, F. J., Duff, J. H., and Avanzino, R. J., 1993b. The role of water exchange between a stream channel and its hyporheic zone in nitrogen cycling at the terrestrial-aquatic interface. *Hydrobiologia* 251, pp. 167–184.
- (160) Triska, F. J., et al., 1989a. Retention and transport of nutrients in a third-order stream: channel processes. *Ecology* 70, pp. 1877–1892.
- (161) Triska, F. J., et al., 1989b. Retention and transport of nutrients in a third-order stream in northwestern California: hyporheic processes. *Ecology* 70, pp. 1893–1905.
- (162) Ullah, S., Zhang, H., Heathwaite, L., Binley, A., Lansdown, K., Heppell, C. M., & Trimmer, M., 2012. In situ measurement of redox sensitive solutes at high spatial resolution in a riverbed using Diffusive Equilibrium in Thin Films (DET). *Ecological Engineering*, 49, 18-26.

- (163) Valett, M. H., et al., 1994. Vertical hydrologic exchange and ecologic stability of a desert stream ecosystem. *Ecology* 75, pp. 548–560.
- (164) Vanoni, V. A., and Hwang, L.-S., 1967. Relation between bed forms and friction in streams. *Journal of the Hydraulics Division, American Society of Civil Engineers* 93, pp. 121–144.
- (165) Vaux, W. G., 1962. *Interchange of stream and intragravel water in a salmon spawning riffle*. Washington, DC: US Fish and Wildlife Service Special Scientific Report, Fisheries 405.
- (166) Vaux, W. G., 1968. Intragravel flow and interchange of water in a streambed. *Fishery Bulletin* 66, pp. 479–489.
- (167) Vittal, N., Ranga Raju, K. G., and Garde, R. J., 1977. Resistance of two-dimensional triangular roughness. *Journal Hydraulic Research* 15, pp. 19–36.
- (168) Vollmer, S., et al., 2002. Micro scale exchange processes between surface and subsurface water. *Journal of Hydrology* 269, pp. 3–10.
- (169) Ward, J.V., and Stanford, J.A., 1995. The serial discontinuity concept: extending the model to floodplain rivers. *Regulated Rivers: Research and Management* 10, pp. 159–168.
- (170) Ward, J.V., and Tockner, K., 2001. Biodiversity: Towards a unifying theme in river ecology. *Freshwater Biology* 46, pp. 807–819.
- (171) Ward, J.V., et al., 2002. Riverine landscape diversity. *Freshwater Biology* 47, pp. 517–539.
- (172) Welte, N., Bondar-Kunze, E., Singer, G., Tritthard, M., Zechmeister-Boltenstern, S., Hein, T., Pinay, G., 2012. Large scale control on potential respiration and denitrification in riverine floodplains. *Ecol. Eng.* 42, 73–84.
- (173) White, D. S., 1990. Biological relationships to convective flow patterns within stream beds. *Hydrobiologia* 196, pp. 149–158.
- (174) White, D. S., 1993. Perspectives on defining and delineating hyporheic zones. *Journal of the North American Benthological Society* 12, pp. 61–69.
- (175) White, D. S., and Hendricks, S. P., 2000. Lotic macrophytes and surface-subsurface exchange processes. In: Jones, J. B. and Mulholland, P. J. (eds) *Streams and groundwaters*. San Diego, CA: Academic Press, pp. 363–379.
- (176) White, D.S., Elzinga, C.H., and Hendricks, S.P., 1987. Temperature patterns within the hyporheic zone of a northern Michigan river. *Journal of the North American Benthological Society* 62, pp. 85–91.
- (177) Williams, D. D., and Hynes, H. B. N., 1974. The occurrence of benthos deep in the substratum of stream. *Freshwater Biology* 4, pp. 233–256.
- (178) Wolman, M.G., and Miller, J.P., 1960. Magnitude and frequency of forces of geomorphic processes. *Journal of Geology* 68, pp. 54–74.
- (179) Wondzell, S. M., 2006. Effect of morphology and discharge on hyporheic exchange flows in two small streams in the Cascade Mountains of Oregon, USA. *Hydrological Processes* 20, pp. 267–287.
- (180) Wondzell, S. M., and Swanson, F. J., 1996. Seasonal and storm dynamics of the hyporheic zone of 4-th order mountain stream. 1: hydrologic processes. *North America Benthological Society* 15, pp. 3–19.
- (181) Wroblicky, G.J., et al., 1998. Seasonal variation in surface-subsurface water exchange and lateral hyporheic area of two stream-aquifer systems. *Water Resources Research* 34, pp. 317– 328.

- (182) Zarnetske, J.P., Haggerty, R., Wondzell, S.M., Baker, M.A., 2011. Dynamics of nitrate production and removal as a function of residence time of the hyporheic zone. *J. Geophys. Res.* 116, <http://dx.doi.org/10.1029/2010JG001356>, G01025.
- (183) Zhang, H., Davison, W., 1995. Performance characteristics of diffusion gradients in thin films for the in situ measurement of trace metal in aqueous solution. *Anal. Chem.* 67, 3391–3400.
- (184) www.eniscuola.net
- (185) www.hach-lange.com
- (186) www.ks-kali.com
- (187) www.sapere.it
- (188) www.sgaravatti.net

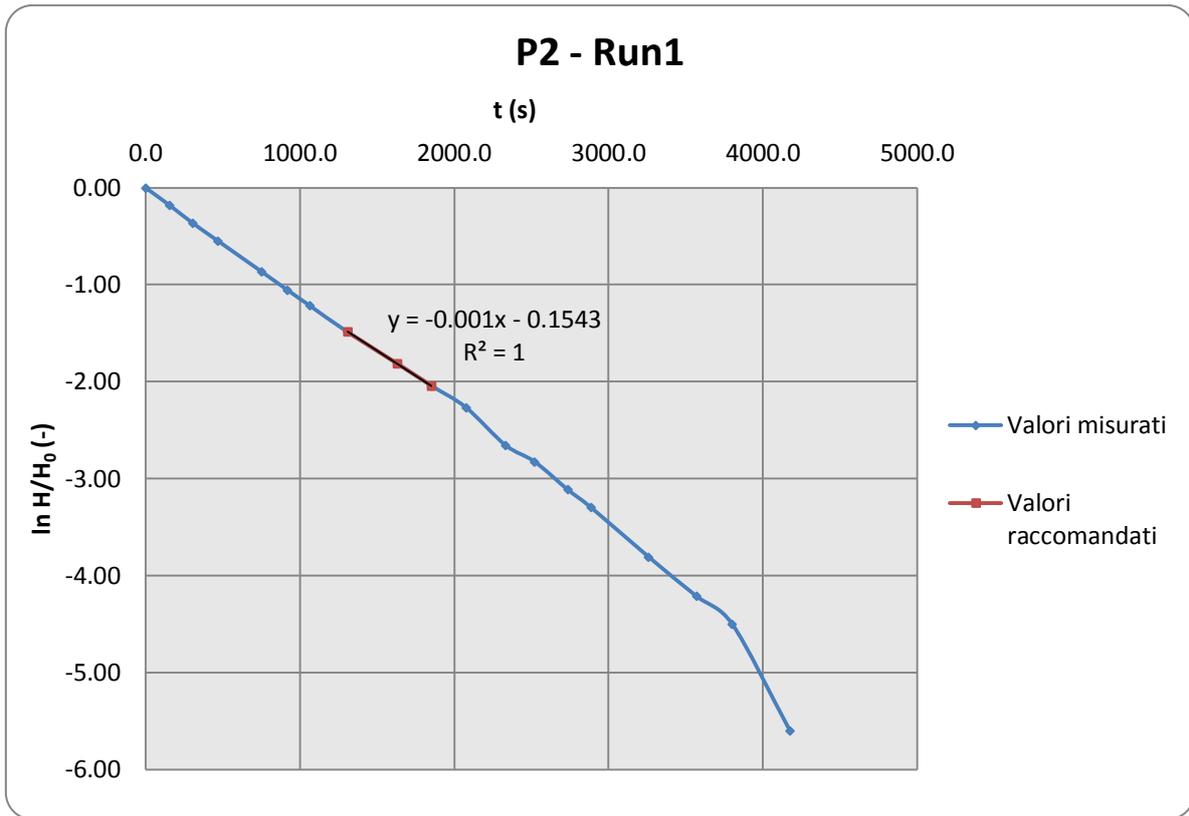
7 Appendici

Appendice A

- Slug test

- Reach 2 : P2 - Run1

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
67.50	2	0:03:53	11:07:53	0.00	0.00	67.50	1.000	0.00
	2	0:06:26	11:10:26	153.0	11.00	56.50	0.837	-0.18
	2	0:08:56	11:12:56	303.0	20.50	47.00	0.696	-0.36
	2	0:11:42	11:15:42	469.0	28.50	39.00	0.578	-0.55
	2	0:16:22	11:20:22	749.0	39.00	28.50	0.422	-0.86
	2	0:19:12	11:23:12	919.0	44.00	23.50	0.348	-1.06
	2	0:21:37	11:25:37	1064.0	47.50	20.00	0.296	-1.22
	2	0:25:41	11:29:41	1308.0	52.25	15.25	0.226	-1.49
	2	0:31:04	11:35:04	1631.0	56.50	11.00	0.163	-1.81
	2	0:34:46	11:38:46	1853.0	58.75	8.75	0.130	-2.04
	2	0:38:29	11:42:29	2076.0	60.50	7.00	0.104	-2.27
	2	0:42:44	11:46:44	2331.0	62.75	4.75	0.070	-2.65
	2	0:45:54	11:49:54	2521.0	63.50	4.00	0.059	-2.83
	2	0:49:28	11:53:28	2735.0	64.50	3.00	0.044	-3.11
	2	0:51:58	11:55:58	2885.0	65.00	2.50	0.037	-3.30
	2	0:58:12	12:02:12	3259.0	66.00	1.50	0.022	-3.81
	2	1:03:22	12:07:22	3569.0	66.50	1.00	0.015	-4.21
	2	1:07:14	12:11:14	3801.0	66.75	0.75	0.011	-4.50
	2	1:13:28	12:17:28	4175.0	67.25	0.25	0.004	-5.60
	2	1:19:59	12:23:59	4566.0	67.50	0.00	0.000	#NUM!
	2	1:27:41	12:31:41	5028.0	67.50	0.00	0.000	#NUM!

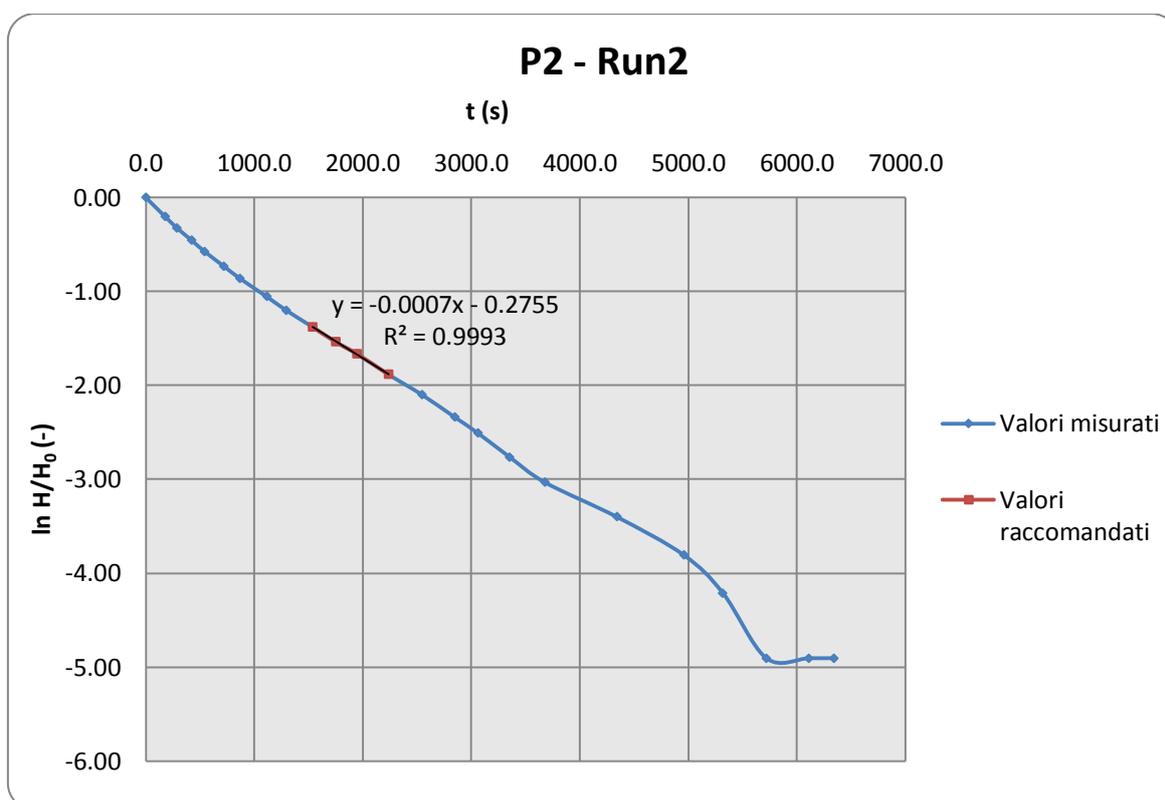


$$K_r = 7.58E - 07 \text{ m/s}$$

- **Reach 2 : P2 - Run2**

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
67.50	2	1:29:43	12:33:43	0.00	0.00	67.50	1.000	0.00
	2	1:32:43	12:36:43	180.0	12.50	55.00	0.815	-0.20
	2	1:34:32	12:38:32	289.0	18.75	48.75	0.722	-0.33
	2	1:36:47	12:40:47	424.0	24.75	42.75	0.633	-0.46
	2	1:38:45	12:42:45	542.0	29.50	38.00	0.563	-0.57
	2	1:41:42	12:45:42	719.0	35.00	32.50	0.481	-0.73
	2	1:44:11	12:48:11	868.0	39.00	28.50	0.422	-0.86
	2	1:48:18	12:52:18	1115.0	44.00	23.50	0.348	-1.06
	2	1:51:21	12:55:21	1298.0	47.25	20.25	0.300	-1.20
	2	1:55:21	12:59:21	1538.0	50.50	17.00	0.252	-1.38
	2	1:58:54	13:02:54	1751.0	53.00	14.50	0.215	-1.54
	2	2:02:11	13:06:11	1948.0	54.75	12.75	0.189	-1.67

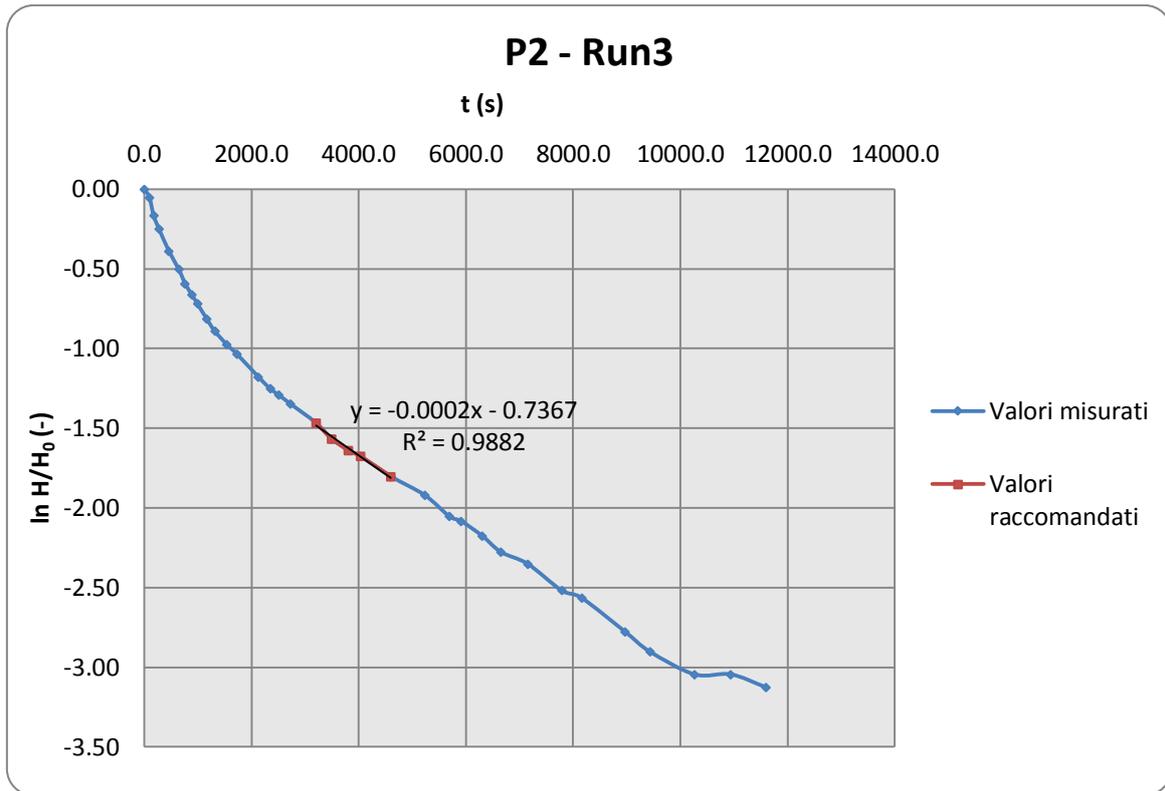
2	2:07:01	13:11:01	2238.0	57.25	10.25	0.152	-1.88
2	2:12:11	13:16:11	2548.0	59.25	8.25	0.122	-2.10
2	2:17:12	13:21:12	2849.0	61.00	6.50	0.096	-2.34
2	2:20:43	13:24:43	3060.0	62.00	5.50	0.081	-2.51
2	2:25:38	13:29:38	3355.0	63.25	4.25	0.063	-2.77
2	2:31:02	13:35:02	3679.0	64.25	3.25	0.048	-3.03
2	2:42:05	13:46:05	4342.0	65.25	2.25	0.033	-3.40
2	0:02:21	13:56:21	4958.0	66.00	1.50	0.022	-3.81
2	0:08:22	14:02:22	5319.0	66.50	1.00	0.015	-4.21
2	0:15:02	14:09:02	5719.0	67.00	0.50	0.007	-4.91
2	0:21:34	14:15:34	6111.0	67.00	0.50	0.007	-4.91
2	0:25:25	14:19:25	6342.0	67.00	0.50	0.007	-4.91



$$K_r = 5.30E - 07 \text{ m/s}$$

- Reach 2 : P2 - Run3

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
68.25	2	0:01:35	15:13:35	0.00	0.00	68.25	1.000	0.00
	2	0:03:13	15:15:13	98.0	3.50	64.75	0.949	-0.05
	2	0:04:32	15:16:32	177.0	10.50	57.75	0.846	-0.17
	2	0:06:09	15:18:09	274.0	15.00	53.25	0.780	-0.25
	2	0:09:17	15:21:17	462.0	22.00	46.25	0.678	-0.39
	2	0:12:21	15:24:21	646.0	27.00	41.25	0.604	-0.50
	2	0:14:18	15:26:18	763.0	30.50	37.75	0.553	-0.59
	2	0:16:20	15:28:20	885.0	33.00	35.25	0.516	-0.66
	2	0:18:07	15:30:07	992.0	35.00	33.25	0.487	-0.72
	2	0:21:00	15:33:00	1165.0	38.00	30.25	0.443	-0.81
	2	0:23:31	15:35:31	1316.0	40.25	28.00	0.410	-0.89
	2	0:27:14	15:39:14	1539.0	42.50	25.75	0.377	-0.97
	2	0:30:24	15:42:24	1729.0	44.00	24.25	0.355	-1.03
	2	0:02:06	15:49:06	2131.0	47.25	21.00	0.308	-1.18
	2	0:05:48	15:52:48	2353.0	48.75	19.50	0.286	-1.25
	2	0:08:27	15:55:27	2512.0	49.50	18.75	0.275	-1.29
	2	0:11:59	15:58:59	2724.0	50.50	17.75	0.260	-1.35
	2	0:19:58	16:06:58	3203.0	52.50	15.75	0.231	-1.47
	2	0:24:52	16:11:52	3497.0	54.00	14.25	0.209	-1.57
	2	0:30:05	16:17:05	3810.0	55.00	13.25	0.194	-1.64
	2	0:33:54	16:20:54	4039.0	55.50	12.75	0.187	-1.68
	2	0:43:17	16:30:17	4602.0	57.00	11.25	0.165	-1.80
	2	0:53:49	16:40:49	5234.0	58.25	10.00	0.147	-1.92
	2	1:01:29	16:48:29	5694.0	59.50	8.75	0.128	-2.05
	2	1:05:07	16:52:07	5912.0	59.75	8.50	0.125	-2.08
	2	1:11:38	16:58:38	6303.0	60.50	7.75	0.114	-2.18
	2	1:17:29	17:04:29	6654.0	61.25	7.00	0.103	-2.28
	2	1:25:47	17:12:47	7152.0	61.75	6.50	0.095	-2.35
	2	1:36:20	17:23:20	7785.0	62.75	5.50	0.081	-2.52
	2	1:42:33	17:29:33	8158.0	63.00	5.25	0.077	-2.56
2	1:56:01	17:43:01	8966.0	64.00	4.25	0.062	-2.78	
2	2:03:44	17:50:44	9429.0	64.50	3.75	0.055	-2.90	
2	2:17:38	18:04:38	10263.0	65.00	3.25	0.048	-3.04	
2	2:28:55	18:15:55	10940.0	65.00	3.25	0.048	-3.04	
2	2:39:44	18:26:44	11589.0	65.25	3.00	0.044	-3.12	

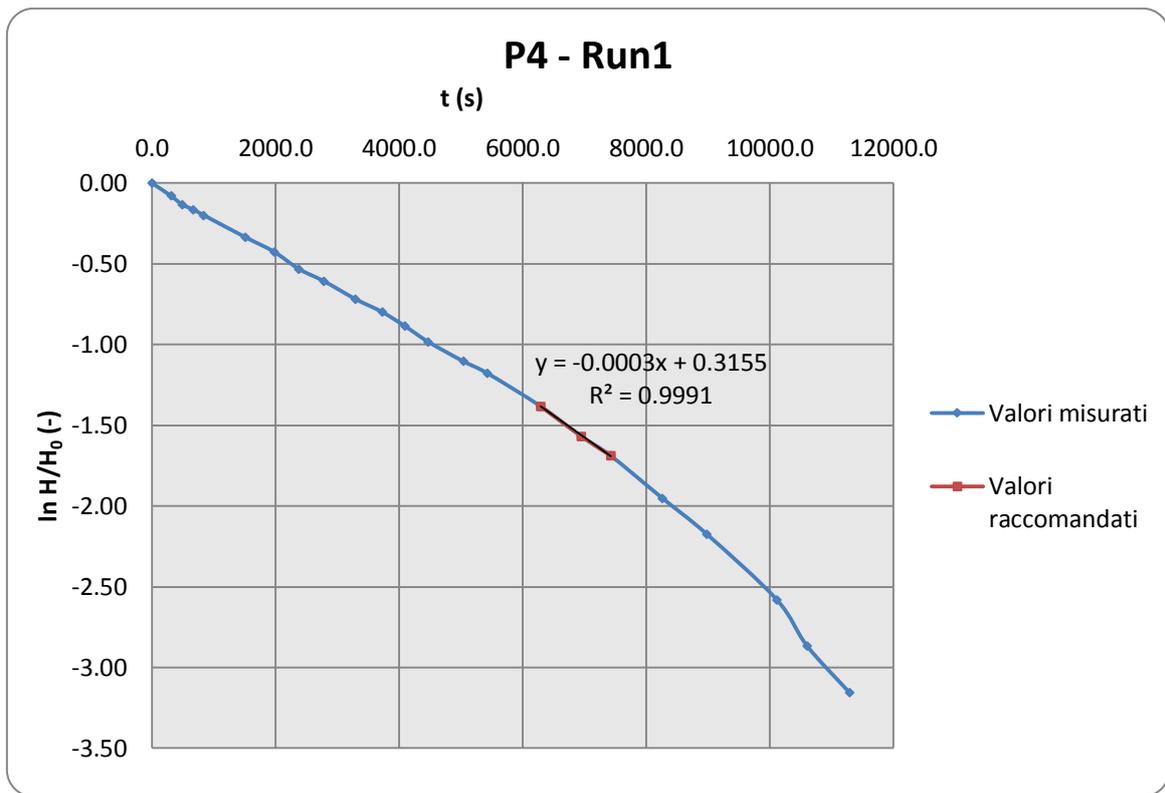


$$K_r = 1.52E - 07 \text{ m/s}$$

- **Reach 2 : P4 - Run1**

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
52.75	4	0:04:34	11:08:34	0.00	0.00	52.75	1.000	0.00
	4	0:09:41	11:13:41	307.0	4.00	48.75	0.924	-0.08
	4	0:12:38	11:16:38	484.0	6.50	46.25	0.877	-0.13
	4	0:15:45	11:19:45	671.0	8.00	44.75	0.848	-0.16
	4	0:18:32	11:22:32	838.0	9.50	43.25	0.820	-0.20
	4	0:29:44	11:33:44	1510.0	15.00	37.75	0.716	-0.33
	4	0:37:28	11:41:28	1974.0	18.25	34.50	0.654	-0.42
	4	0:44:11	11:48:11	2377.0	21.75	31.00	0.588	-0.53
	4	0:50:56	11:54:56	2782.0	24.00	28.75	0.545	-0.61
	4	0:59:23	12:03:23	3289.0	27.00	25.75	0.488	-0.72
	4	1:06:38	12:10:38	3724.0	29.00	23.75	0.450	-0.80
	4	1:12:50	12:16:50	4096.0	31.00	21.75	0.412	-0.89
	4	1:19:03	12:23:03	4469.0	33.00	19.75	0.374	-0.98

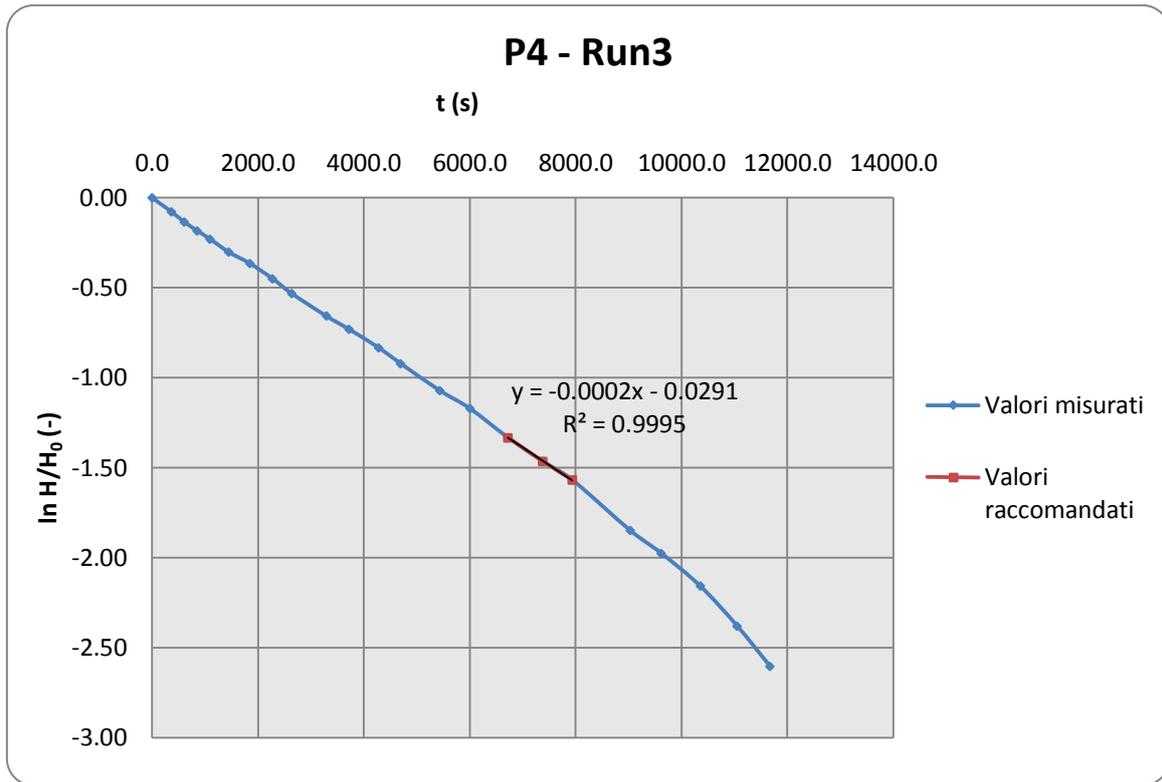
4	1:28:32	12:32:32	5038.0	35.25	17.50	0.332	-1.10
4	1:35:02	12:39:02	5428.0	36.50	16.25	0.308	-1.18
4	1:49:21	12:53:21	6287.0	39.50	13.25	0.251	-1.38
4	2:00:21	13:04:21	6947.0	41.75	11.00	0.209	-1.57
4	2:08:19	13:12:19	7425.0	43.00	9.75	0.185	-1.69
4	2:22:12	13:26:12	8258.0	45.25	7.50	0.142	-1.95
4	2:34:13	13:38:13	8979.0	46.75	6.00	0.114	-2.17
4	0:03:05	13:57:05	10111.0	48.75	4.00	0.076	-2.58
4	0:11:18	14:05:18	10604.0	49.75	3.00	0.057	-2.87
4	0:22:42	14:16:42	11288.0	50.50	2.25	0.043	-3.15
4	1:02:24	14:56:24	13670.0	53.75	-1.00	-0.019	#NUM!
4	1:08:28	15:02:28	14034.0	54.00	-1.25	-0.024	#NUM!
4	1:14:21	15:08:21	14387.0	54.25	-1.50	-0.028	#NUM!
4	1:16:02	15:10:02	14488.0	54.00	-1.25	-0.024	#NUM!



$$K_r = 2.27E - 07 \text{ m/s}$$

- Reach 2 : P4 - Run3

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
54.0	4	0:01:03	15:13:03	0.00	0.00	54.00	1.000	0.00
	4	0:07:07	15:19:07	364.0	4.00	50.00	0.926	-0.08
	4	0:11:10	15:23:10	607.0	6.75	47.25	0.875	-0.13
	4	0:15:12	15:27:12	849.0	9.00	45.00	0.833	-0.18
	4	0:19:13	15:31:13	1090.0	11.00	43.00	0.796	-0.23
	4	0:25:05	15:37:05	1442.0	14.00	40.00	0.741	-0.30
	4	0:31:49	15:43:49	1846.0	16.50	37.50	0.694	-0.36
	4	0:03:54	15:50:54	2271.0	19.50	34.50	0.639	-0.45
	4	0:09:58	15:56:58	2635.0	22.25	31.75	0.588	-0.53
	4	0:20:52	16:07:52	3289.0	26.00	28.00	0.519	-0.66
	4	0:28:05	16:15:05	3722.0	28.00	26.00	0.481	-0.73
	4	0:37:18	16:24:18	4275.0	30.50	23.50	0.435	-0.83
	4	0:44:19	16:31:19	4696.0	32.50	21.50	0.398	-0.92
	4	0:56:37	16:43:37	5434.0	35.50	18.50	0.343	-1.07
	4	1:06:05	16:53:05	6002.0	37.25	16.75	0.310	-1.17
	4	1:18:04	17:05:04	6721.0	39.75	14.25	0.264	-1.33
	4	1:28:56	17:15:56	7373.0	41.50	12.50	0.231	-1.46
	4	1:38:23	17:25:23	7940.0	42.75	11.25	0.208	-1.57
	4	1:56:36	17:43:36	9033.0	45.50	8.50	0.157	-1.85
	4	2:06:15	17:53:15	9612.0	46.50	7.50	0.139	-1.97
	4	2:18:32	18:05:32	10349.0	47.75	6.25	0.116	-2.16
	4	2:30:14	18:17:14	11051.0	49.00	5.00	0.093	-2.38
	4	2:40:33	18:27:33	11670.0	50.00	4.00	0.074	-2.60

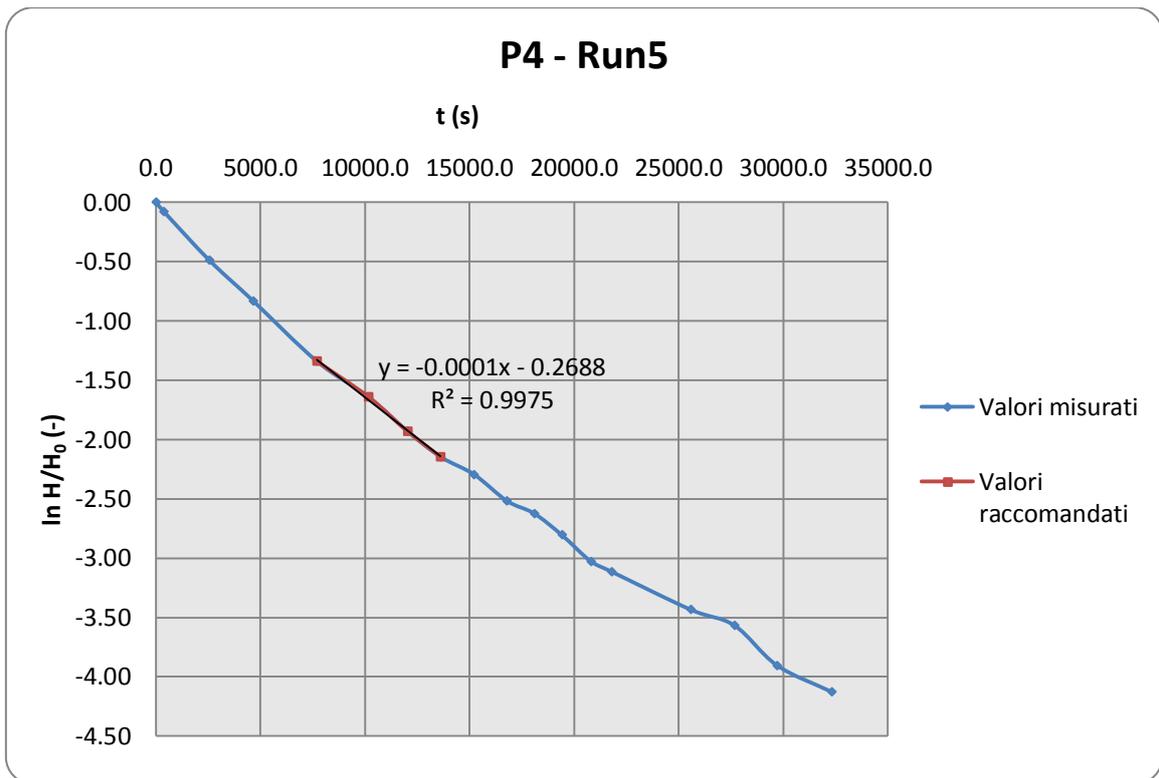


$$K_r = 1.52E - 07 \text{ m/s}$$

- Reach 2 : P4 - Run5

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
62.0	4	0:00:38	7:56:38	0.00	0.00	62.00	1.000	0.00
	4	0:07:06	8:03:06	388.0	4.75	57.25	0.923	-0.08
	4	0:43:20	8:39:20	2562.0	24.00	38.00	0.613	-0.49
	4	1:18:11	9:14:11	4653.0	35.00	27.00	0.435	-0.83
	4	2:13:20	10:09:20	7692.0	45.75	16.25	0.262	-1.34
	4	2:50:15	10:46:15	10177.0	50.00	12.00	0.194	-1.64
	4	3:21:06	11:17:06	12028.0	53.00	9.00	0.145	-1.93
	4	3:47:37	11:43:37	13619.0	54.75	7.25	0.117	-2.15
	4	4:14:15	12:10:15	15217.0	55.75	6.25	0.101	-2.29
	4	4:40:26	12:36:26	16788.0	57.00	5.00	0.081	-2.52
	4	5:02:06	12:58:06	18088.0	57.50	4.50	0.073	-2.62
	4	5:24:13	13:20:13	19415.0	58.25	3.75	0.060	-2.81

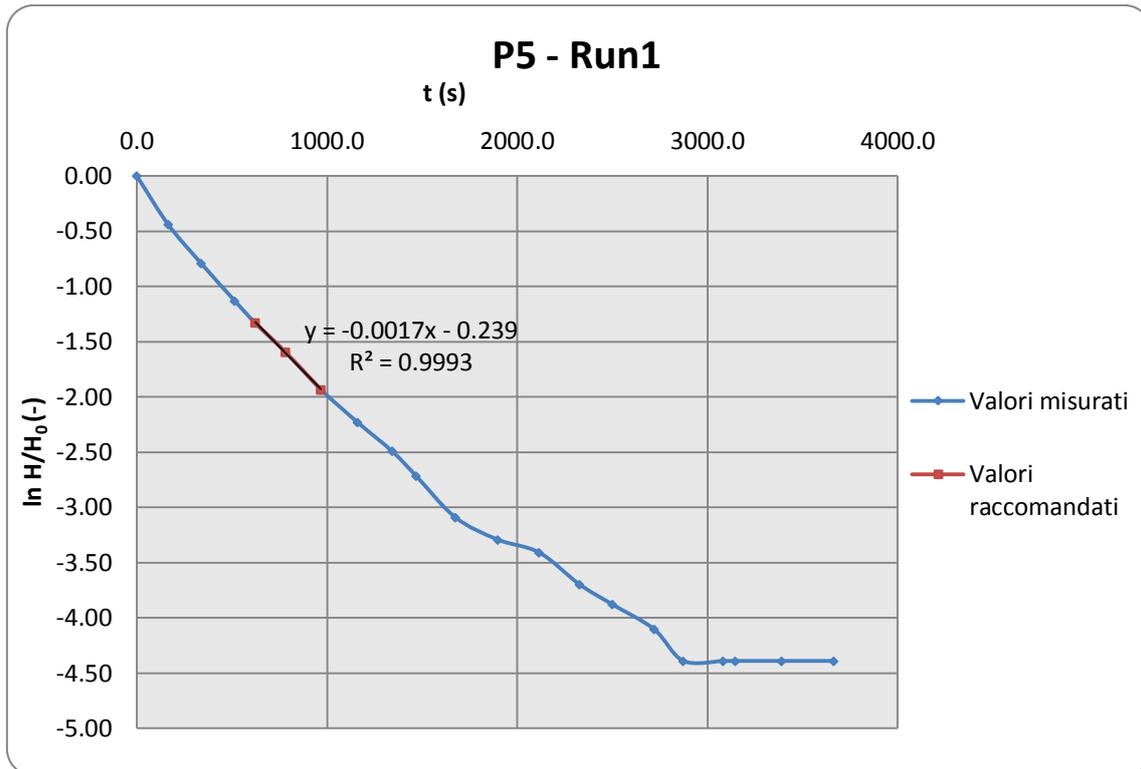
4	5:47:28	13:43:28	20810.0	59.00	3.00	0.048	-3.03
4	6:04:08	14:00:08	21810.0	59.25	2.75	0.044	-3.12
4	7:06:49	15:02:49	25571.0	60.00	2.00	0.032	-3.43
4	7:41:46	15:37:46	27668.0	60.25	1.75	0.028	-3.57
4	8:15:39	16:11:39	29701.0	60.75	1.25	0.020	-3.90
4	8:59:11	16:55:11	32313.0	61.00	1.00	0.016	-4.13



$$K_r = 7.58E - 08 \text{ m/s}$$

- Reach 2 : P5 - Run1

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
60.50	5	0:04:51	11:08:51	0.00	0.00	60.50	1.000	0.00
	5	0:07:36	11:11:36	165.0	21.50	39.00	0.645	-0.44
	5	0:10:28	11:14:28	337.0	33.00	27.50	0.455	-0.79
	5	0:13:27	11:17:27	516.0	41.00	19.50	0.322	-1.13
	5	0:15:13	11:19:13	622.0	44.50	16.00	0.264	-1.33
	5	0:17:54	11:21:54	783.0	48.25	12.25	0.202	-1.60
	5	0:20:59	11:24:59	968.0	51.75	8.75	0.145	-1.93
	5	0:24:12	11:28:12	1161.0	54.00	6.50	0.107	-2.23
	5	0:27:14	11:31:14	1343.0	55.50	5.00	0.083	-2.49
	5	0:29:20	11:33:20	1469.0	56.50	4.00	0.066	-2.72
	5	0:32:46	11:36:46	1675.0	57.75	2.75	0.045	-3.09
	5	0:36:28	11:40:28	1897.0	58.25	2.25	0.037	-3.29
	5	0:40:07	11:44:07	2116.0	58.50	2.00	0.033	-3.41
	5	0:43:38	11:47:38	2327.0	59.00	1.50	0.025	-3.70
	5	0:46:32	11:50:32	2501.0	59.25	1.25	0.021	-3.88
	5	0:50:10	11:54:10	2719.0	59.50	1.00	0.017	-4.10
	5	0:52:44	11:56:44	2873.0	59.75	0.75	0.012	-4.39
	5	0:56:14	12:00:14	3083.0	59.75	0.75	0.012	-4.39
	5	0:57:16	12:01:16	3145.0	59.75	0.75	0.012	-4.39
	5	1:01:20	12:05:20	3389.0	59.75	0.75	0.012	-4.39
	5	1:05:57	12:09:57	3666.0	59.75	0.75	0.012	-4.39

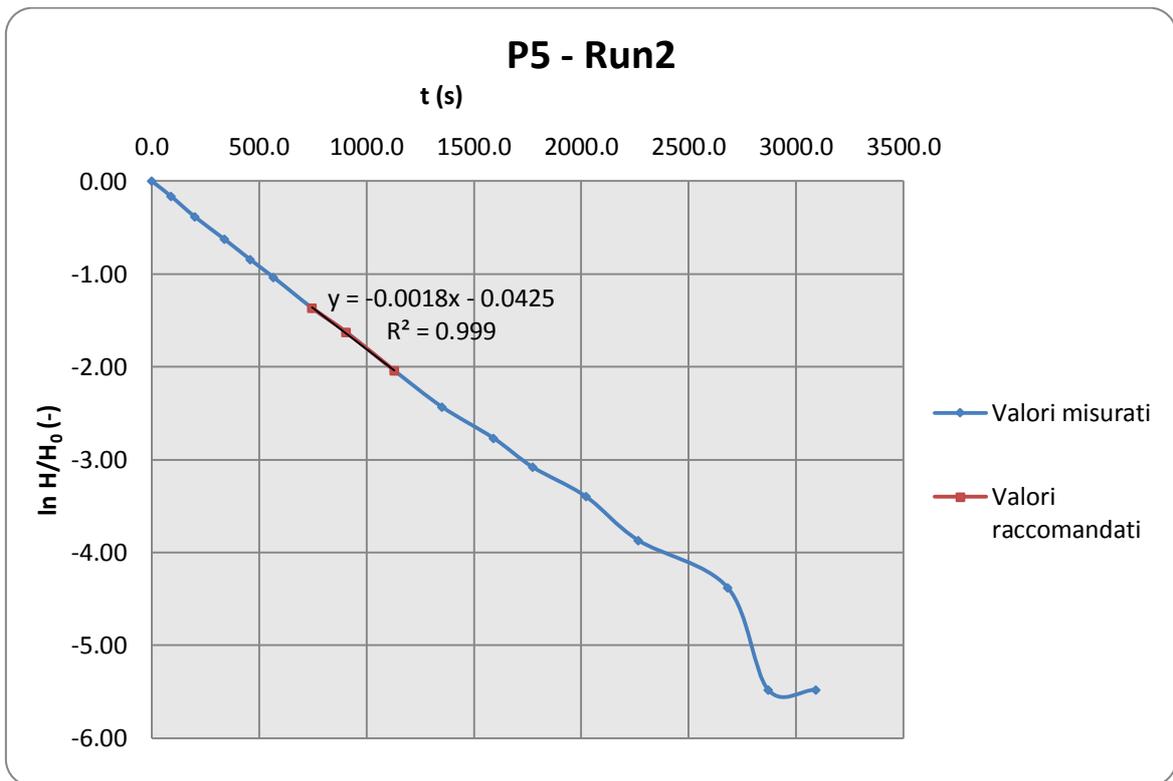


$$K_r = 1.29E - 06 \text{ m/s}$$

- Reach 2 : P5 - Run2

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
59.75	5	1:29:58	15:23:58	0.00	0.00	59.75	1.000	0.00
	5	1:31:28	15:25:28	90.0	9.00	50.75	0.849	-0.16
	5	1:33:18	15:27:18	200.0	19.00	40.75	0.682	-0.38
	5	1:35:36	15:29:36	338.0	27.75	32.00	0.536	-0.62
	5	1:37:35	15:31:35	457.0	34.00	25.75	0.431	-0.84
	5	1:39:24	15:33:24	566.0	38.50	21.25	0.356	-1.03
	5	1:42:24	15:36:24	746.0	44.50	15.25	0.255	-1.37
	5	1:45:03	15:39:03	905.0	48.00	11.75	0.197	-1.63
	5	1:48:49	15:42:49	1131.0	52.00	7.75	0.130	-2.04
	5	1:52:30	15:46:30	1352.0	54.50	5.25	0.088	-2.43
	5	1:56:30	15:50:30	1592.0	56.00	3.75	0.063	-2.77
	5	1:59:31	15:53:31	1773.0	57.00	2.75	0.046	-3.08
	5	2:03:40	15:57:40	2022.0	57.75	2.00	0.033	-3.40

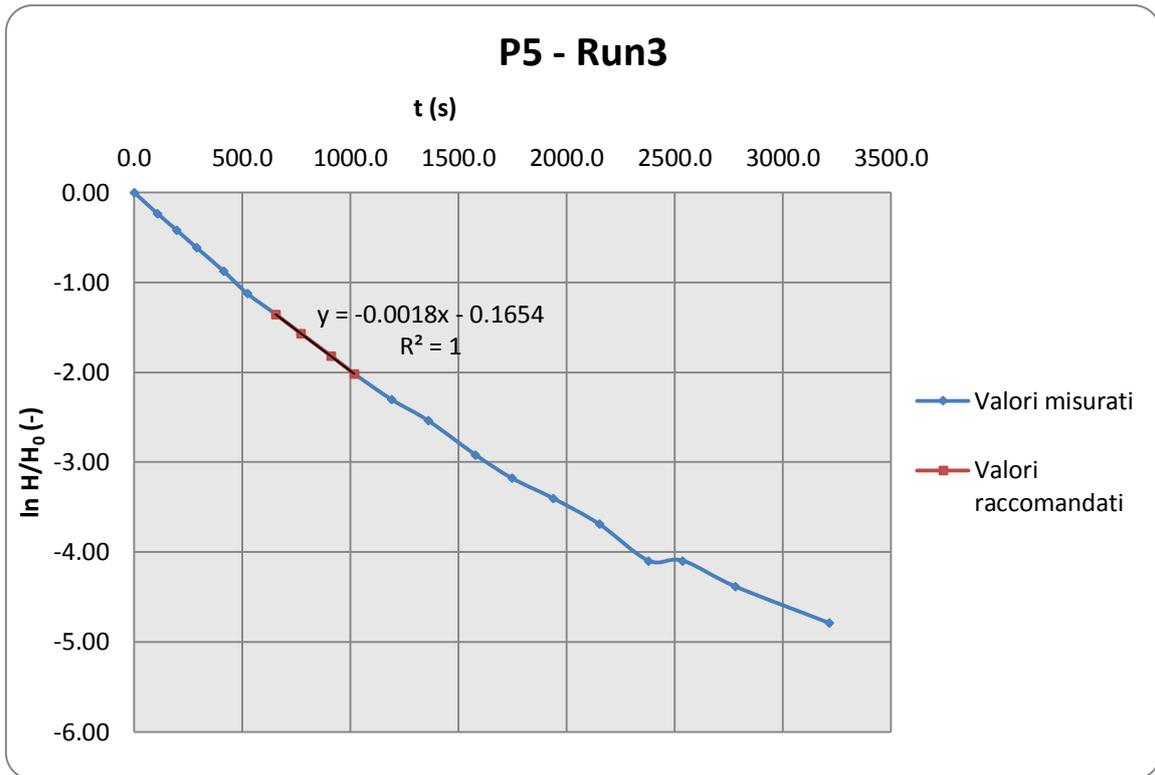
5	2:07:43	16:01:43	2265.0	58.50	1.25	0.021	-3.87
5	2:14:40	16:08:40	2682.0	59.00	0.75	0.013	-4.38
5	2:17:48	16:11:48	2870.0	59.50	0.25	0.004	-5.48
5	2:21:32	16:15:32	3094.0	59.50	0.25	0.004	-5.48
5	2:26:24	16:20:24	3386.0	59.75	0.00	0.000	#NUM!
5	2:33:26	16:27:26	3808.0	59.75	0.00	0.000	#NUM!
5	2:40:39	16:34:39	4241.0	59.50	0.25	0.004	-5.48



$$K_r = 1.36E - 06 \text{ m/s}$$

- Reach 2 : P5 - Run3

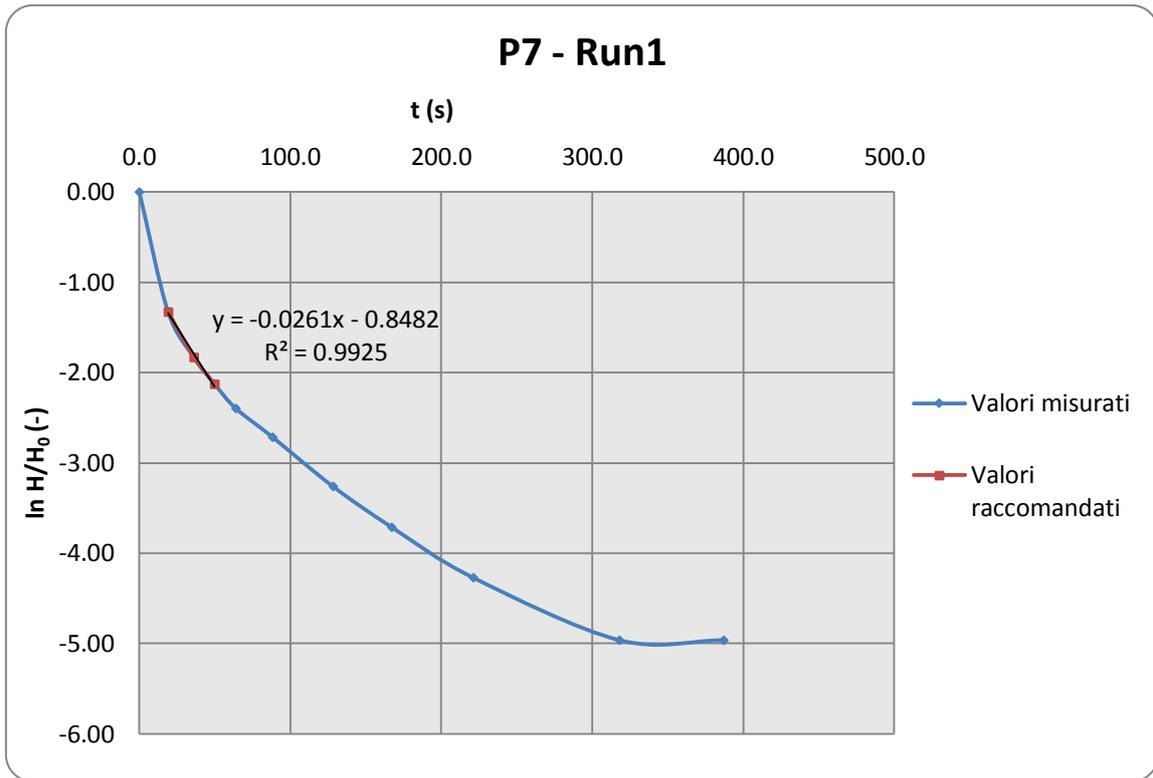
Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
60.0	5	0:01:51	15:13:51	0.00	0.00	60.00	1.000	0.00
	5	0:03:38	15:15:38	107.0	12.50	47.50	0.792	-0.23
	5	0:05:07	15:17:07	196.0	20.50	39.50	0.658	-0.42
	5	0:06:39	15:18:39	288.0	27.50	32.50	0.542	-0.61
	5	0:08:45	15:20:45	414.0	35.00	25.00	0.417	-0.88
	5	0:10:34	15:22:34	523.0	40.50	19.50	0.325	-1.12
	5	0:12:45	15:24:45	654.0	44.50	15.50	0.258	-1.35
	5	0:14:42	15:26:42	771.0	47.50	12.50	0.208	-1.57
	5	0:17:01	15:29:01	910.0	50.25	9.75	0.163	-1.82
	5	0:18:48	15:30:48	1017.0	52.00	8.00	0.133	-2.01
	5	0:21:41	15:33:41	1190.0	54.00	6.00	0.100	-2.30
	5	0:24:30	15:36:30	1359.0	55.25	4.75	0.079	-2.54
	5	0:28:08	15:40:08	1577.0	56.75	3.25	0.054	-2.92
	5	0:30:58	15:42:58	1747.0	57.50	2.50	0.042	-3.18
	5	0:34:08	15:46:08	1937.0	58.00	2.00	0.033	-3.40
	5	0:02:42	15:49:42	2151.0	58.50	1.50	0.025	-3.69
	5	0:06:29	15:53:29	2378.0	59.00	1.00	0.017	-4.09
	5	0:09:07	15:56:07	2536.0	59.00	1.00	0.017	-4.09
	5	0:13:11	16:00:11	2780.0	59.25	0.75	0.013	-4.38
	5	0:20:25	16:07:25	3214.0	59.50	0.50	0.008	-4.79
	5	0:27:21	16:14:21	3630.0	60.00	0.00	0.000	#NUM!
	5	0:35:10	16:22:10	4099.0	59.50	0.50	0.008	-4.79



$$K_r = 1.36E - 06 \text{ m/s}$$

- **Reach 1 : P7 - Run1**

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
71.50	7	0:48:27	8:44:27	0.00	0.00	71.50	1.000	0.00
	7	0:48:46	8:44:46	19.0	52.50	19.00	0.266	-1.33
	7	0:49:03	8:45:03	36.0	60.00	11.50	0.161	-1.83
	7	0:49:17	8:45:17	50.0	63.00	8.50	0.119	-2.13
	7	0:49:31	8:45:31	64.0	65.00	6.50	0.091	-2.40
	7	0:49:55	8:45:55	88.0	66.75	4.75	0.066	-2.71
	7	0:50:35	8:46:35	128.0	68.75	2.75	0.038	-3.26
	7	0:51:14	8:47:14	167.0	69.75	1.75	0.024	-3.71
	7	0:52:08	8:48:08	221.0	70.50	1.00	0.014	-4.27
	7	0:53:45	8:49:45	318.0	71.00	0.50	0.007	-4.96
	7	0:54:54	8:50:54	387.0	71.00	0.50	0.007	-4.96

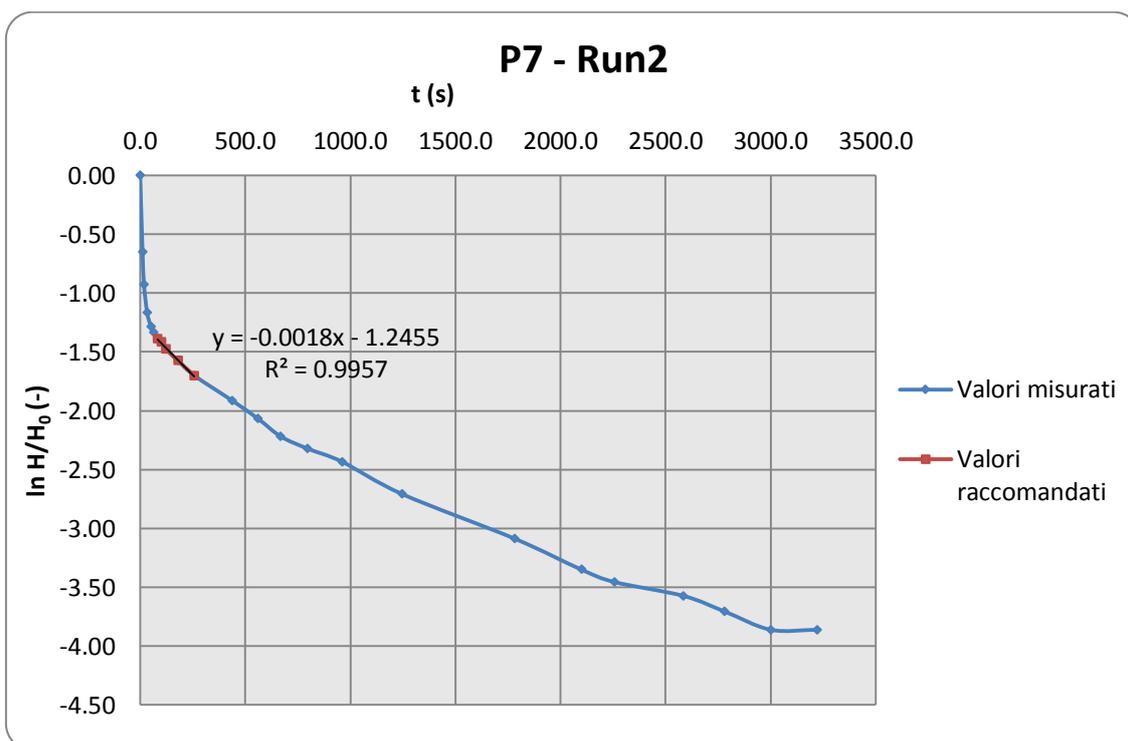


$$K_r = 1.98E - 05 \text{ m/s}$$

- **Reach 1 : P7 - Run2**

Initial depth before water added	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
71.25	7	1:47:54	9:43:54	0.00	0.00	71.25	1.000	0.00
	7	1:48:05	9:44:05	11.0	34.00	37.25	0.523	-0.65
	7	1:48:12	9:44:12	18.0	43.00	28.25	0.396	-0.93
	7	1:48:27	9:44:27	33.0	49.00	22.25	0.312	-1.16
	7	1:48:45	9:44:45	51.0	51.50	19.75	0.277	-1.28
	7	1:48:59	9:44:59	65.0	52.50	18.75	0.263	-1.34
	7	1:49:18	9:45:18	84.0	53.50	17.75	0.249	-1.39
	7	1:49:34	9:45:34	100.0	54.00	17.25	0.242	-1.42
	7	1:49:58	9:45:58	124.0	55.00	16.25	0.228	-1.48

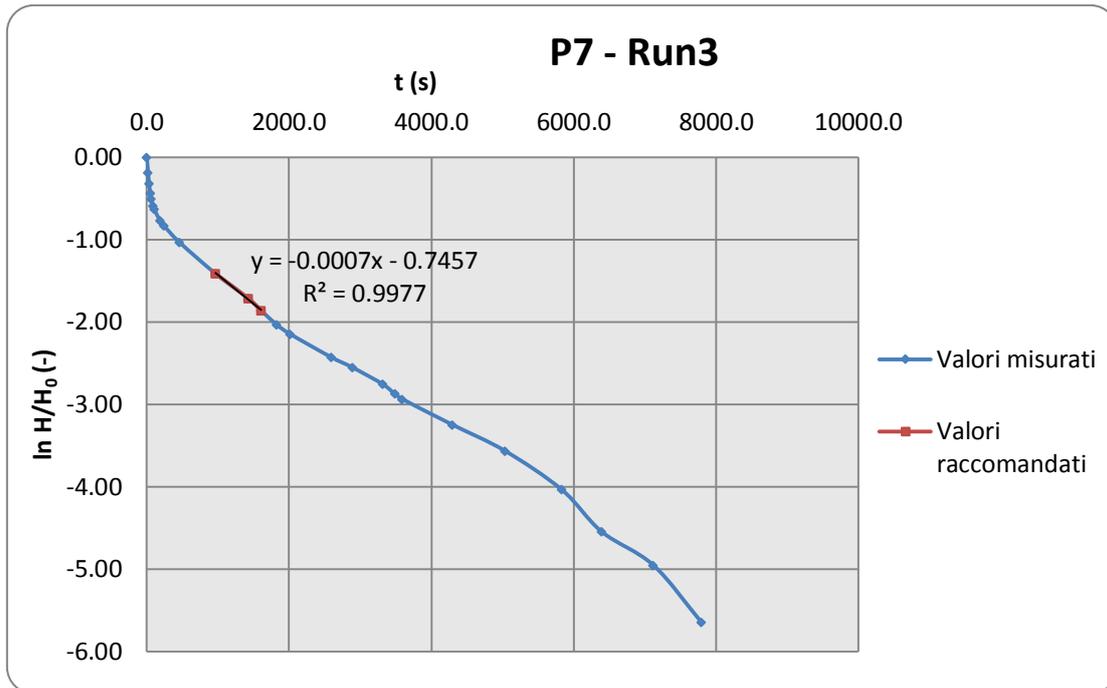
7	1:50:54	9:46:54	180.0	56.50	14.75	0.207	-1.57
7	1:52:12	9:48:12	258.0	58.25	13.00	0.182	-1.70
7	1:55:13	9:51:13	439.0	60.75	10.50	0.147	-1.91
7	1:57:16	9:53:16	562.0	62.25	9.00	0.126	-2.07
7	1:59:03	9:55:03	669.0	63.50	7.75	0.109	-2.22
7	2:01:09	9:57:09	795.0	64.25	7.00	0.098	-2.32
7	2:03:55	9:59:55	961.0	65.00	6.25	0.088	-2.43
7	2:08:41	10:04:41	1247.0	66.50	4.75	0.067	-2.71
7	2:17:37	10:13:37	1783.0	68.00	3.25	0.046	-3.09
7	2:22:54	10:18:54	2100.0	68.75	2.50	0.035	-3.35
7	2:25:31	10:21:31	2257.0	69.00	2.25	0.032	-3.46
7	2:30:59	10:26:59	2585.0	69.25	2.00	0.028	-3.57
7	2:34:16	10:30:16	2782.0	69.50	1.75	0.025	-3.71
7	2:37:54	10:33:54	3000.0	69.75	1.50	0.021	-3.86
7	2:41:36	10:37:36	3222.0	69.75	1.50	0.021	-3.86



$$K_r = 1.36E - 06 \text{ m/s}$$

- Reach 1 : P7 - Run3

Initial depth before water added	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
70.75	7	3:09:34	11:05:34	0.00	0.00	70.75	1.00	0.00
	7	3:09:51	11:05:51	17.0	12.00	58.75	0.83	-0.19
	7	3:10:06	11:06:06	32.0	19.50	51.25	0.72	-0.32
	7	3:10:22	11:06:22	48.0	25.00	45.75	0.65	-0.44
	7	3:10:37	11:06:37	63.0	28.00	42.75	0.60	-0.50
	7	3:11:01	11:07:01	87.0	31.50	39.25	0.55	-0.59
	7	3:11:16	11:07:16	102.0	33.00	37.75	0.53	-0.63
	7	3:12:39	11:08:39	185.0	38.00	32.75	0.46	-0.77
	7	3:13:36	11:09:36	242.0	40.00	30.75	0.43	-0.83
	7	3:17:09	11:13:09	455.0	45.50	25.25	0.36	-1.03
	7	3:25:36	11:21:36	962.0	53.50	17.25	0.24	-1.41
	7	3:33:18	11:29:18	1424.0	58.00	12.75	0.18	-1.71
	7	3:36:22	11:32:22	1608.0	59.75	11.00	0.16	-1.86
	7	3:39:59	11:35:59	1825.0	61.50	9.25	0.13	-2.03
	7	3:43:12	11:39:12	2018.0	62.50	8.25	0.12	-2.15
	7	3:52:42	11:48:42	2588.0	64.50	6.25	0.09	-2.43
	7	3:57:48	11:53:48	2894.0	65.25	5.50	0.08	-2.55
	7	4:04:49	12:00:49	3315.0	66.25	4.50	0.06	-2.76
	7	4:07:38	12:03:38	3484.0	66.75	4.00	0.06	-2.87
	7	4:09:26	12:05:26	3592.0	67.00	3.75	0.05	-2.94
	7	4:21:09	12:17:09	4295.0	68.00	2.75	0.04	-3.25
	7	4:33:30	12:29:30	5036.0	68.75	2.00	0.03	-3.57
	7	4:46:46	12:42:46	5832.0	69.50	1.25	0.02	-4.04
	7	4:56:08	12:52:08	6394.0	70.00	0.75	0.01	-4.55
	7	5:08:13	13:04:13	7119.0	70.25	0.50	0.01	-4.95
	7	5:19:30	13:15:30	7796.0	70.50	0.25	0.00	-5.65
	7	5:32:49	13:28:49	8595.0	70.75	0.00	0.00	#NUM!
	7	5:41:17	13:37:17	9103.0	71.00	-0.25	0.00	#NUM!
	7	5:56:49	13:52:49	10035.0	71.00	-0.25	0.00	#NUM!
	7	7:11:44	15:07:44	14530.0	71.50	-0.75	-0.01	#NUM!
	7	7:20:21	15:16:21	15047.0	71.50	-0.75	-0.01	#NUM!

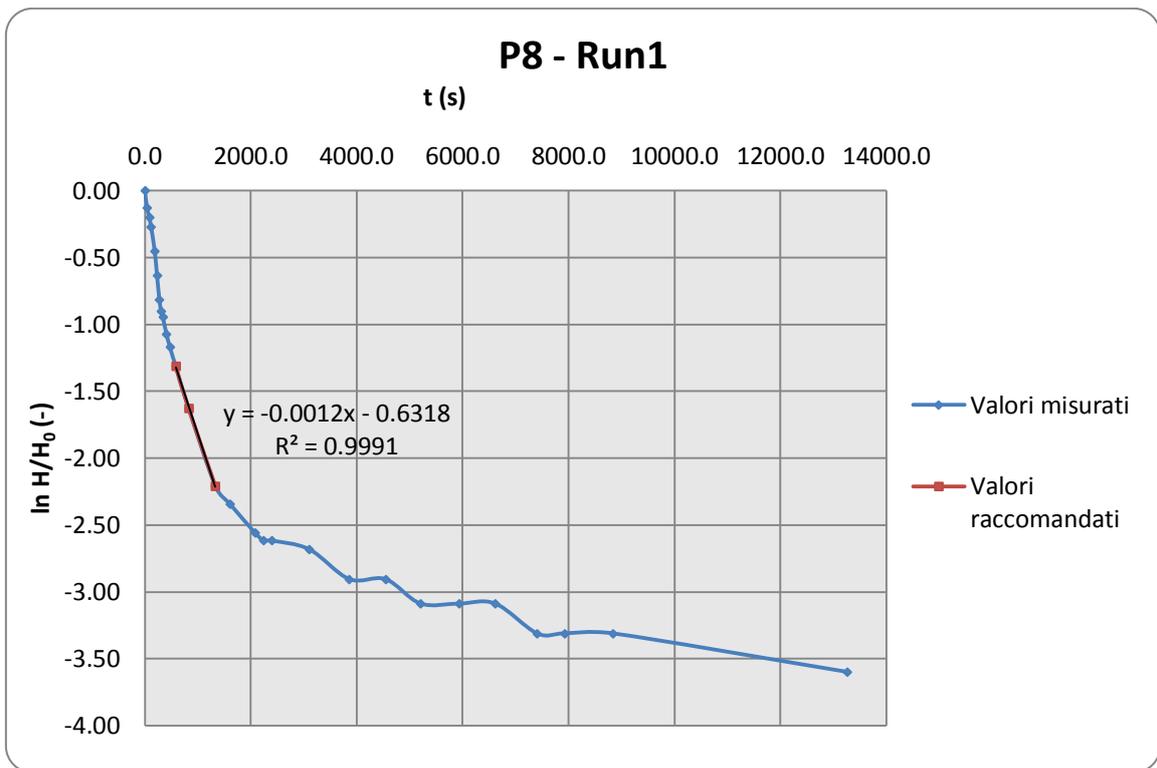


$$K_r = 5.30E - 07 \text{ m/s}$$

- Reach 1 : P8 - Run1

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
54.75	8	3:29:54	11:25:54	0.00	0.00	54.75	1.000	0.00
	8	3:30:34	11:26:34	40.0	6.50	48.25	0.881	-0.13
	8	3:31:18	11:27:18	84.0	10.00	44.75	0.817	-0.20
	8	3:31:52	11:27:52	118.0	13.00	41.75	0.763	-0.27
	8	3:33:01	11:29:01	187.0	20.00	34.75	0.635	-0.45
	8	3:33:44	11:29:44	230.0	25.75	29.00	0.530	-0.64
	8	3:34:28	11:30:28	274.0	30.50	24.25	0.443	-0.81
	8	3:35:01	11:31:01	307.0	32.50	22.25	0.406	-0.90
	8	3:35:33	11:31:33	339.0	33.50	21.25	0.388	-0.95
	8	3:36:42	11:32:42	408.0	36.00	18.75	0.342	-1.07
	8	3:37:47	11:33:47	473.0	37.75	17.00	0.311	-1.17
	8	3:39:35	11:35:35	581.0	40.00	14.75	0.269	-1.31
	8	3:43:40	11:39:40	826.0	44.00	10.75	0.196	-1.63
	8	3:52:08	11:48:08	1334.0	48.75	6.00	0.110	-2.21

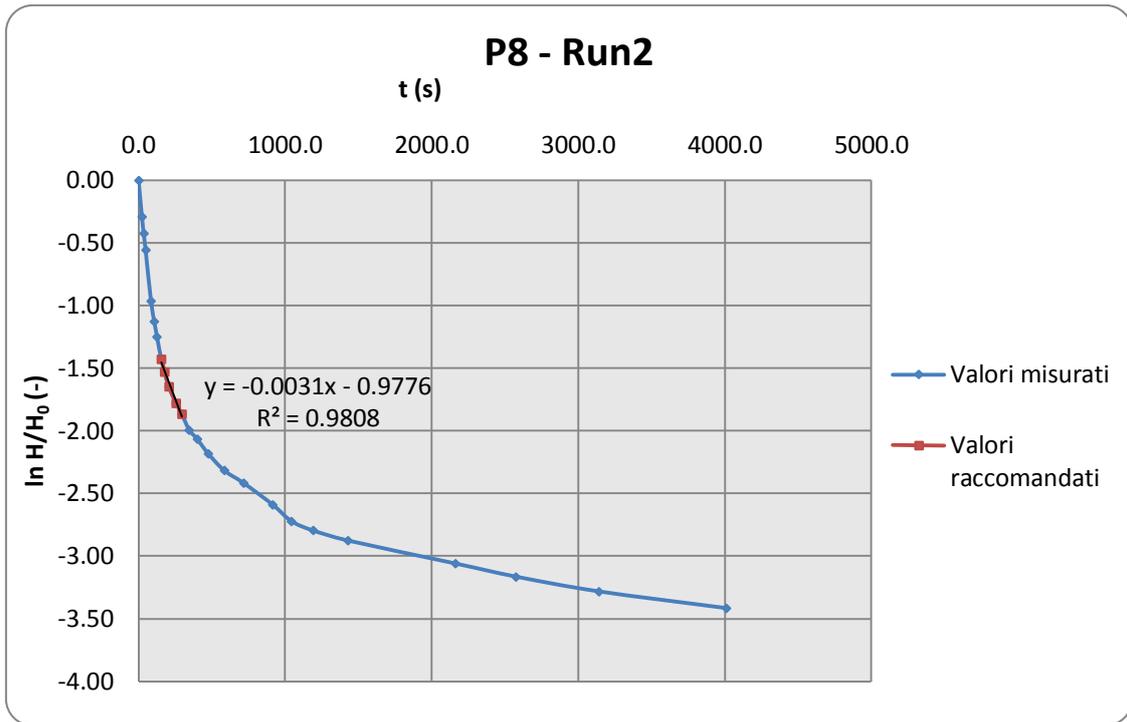
8	3:56:46	11:52:46	1612.0	49.50	5.25	0.096	-2.34
8	4:04:30	12:00:30	2076.0	50.50	4.25	0.078	-2.56
8	4:07:15	12:03:15	2241.0	50.75	4.00	0.073	-2.62
8	4:09:52	12:05:52	2398.0	50.75	4.00	0.073	-2.62
8	4:21:38	12:17:38	3104.0	51.00	3.75	0.068	-2.68
8	4:34:14	12:30:14	3860.0	51.75	3.00	0.055	-2.90
8	4:45:40	12:41:40	4546.0	51.75	3.00	0.055	-2.90
8	4:56:39	12:52:39	5205.0	52.25	2.50	0.046	-3.09
8	5:08:50	13:04:50	5936.0	52.25	2.50	0.046	-3.09
8	5:20:10	13:16:10	6616.0	52.25	2.50	0.046	-3.09
8	5:33:21	13:29:21	7407.0	52.75	2.00	0.037	-3.31
8	5:41:56	13:37:56	7922.0	52.75	2.00	0.037	-3.31
8	5:57:18	13:53:18	8844.0	52.75	2.00	0.037	-3.31
8	7:10:56	15:06:56	13262.0	53.25	1.50	0.027	-3.60



$$K_r = 9.09E - 07 \text{ m/s}$$

- Reach 1 : P8 - Run2

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
53.25	8	7:12:47	15:08:47	0.00	0.00	53.25	1.000	0.00
	8	7:13:10	15:09:10	23.0	13.50	39.75	0.746	-0.29
	8	7:13:22	15:09:22	35.0	18.50	34.75	0.653	-0.43
	8	7:13:35	15:09:35	48.0	22.75	30.50	0.573	-0.56
	8	7:14:12	15:10:12	85.0	33.00	20.25	0.380	-0.97
	8	7:14:34	15:10:34	107.0	36.00	17.25	0.324	-1.13
	8	7:14:53	15:10:53	126.0	38.00	15.25	0.286	-1.25
	8	7:15:22	15:11:22	155.0	40.50	12.75	0.239	-1.43
	8	7:15:46	15:11:46	179.0	41.75	11.50	0.216	-1.53
	8	7:16:13	15:12:13	206.0	43.00	10.25	0.192	-1.65
	8	7:17:03	15:13:03	256.0	44.25	9.00	0.169	-1.78
	8	7:17:41	15:13:41	294.0	45.00	8.25	0.155	-1.86
	8	7:18:33	15:14:33	346.0	46.00	7.25	0.136	-1.99
	8	7:19:26	15:15:26	399.0	46.50	6.75	0.127	-2.07
	8	7:20:43	15:16:43	476.0	47.25	6.00	0.113	-2.18
	8	7:22:31	15:18:31	584.0	48.00	5.25	0.099	-2.32
	8	7:24:43	15:20:43	716.0	48.50	4.75	0.089	-2.42
	8	7:28:01	15:24:01	914.0	49.25	4.00	0.075	-2.59
	8	7:30:11	15:26:11	1044.0	49.75	3.50	0.066	-2.72
	8	7:32:39	15:28:39	1192.0	50.00	3.25	0.061	-2.80
	8	7:36:37	15:32:37	1430.0	50.25	3.00	0.056	-2.88
	8	7:48:47	15:44:47	2160.0	50.75	2.50	0.047	-3.06
	8	7:55:42	15:51:42	2575.0	51.00	2.25	0.042	-3.16
	8	8:05:08	16:01:08	3141.0	51.25	2.00	0.038	-3.28
	8	8:19:38	16:15:38	4011.0	51.50	1.75	0.033	-3.42

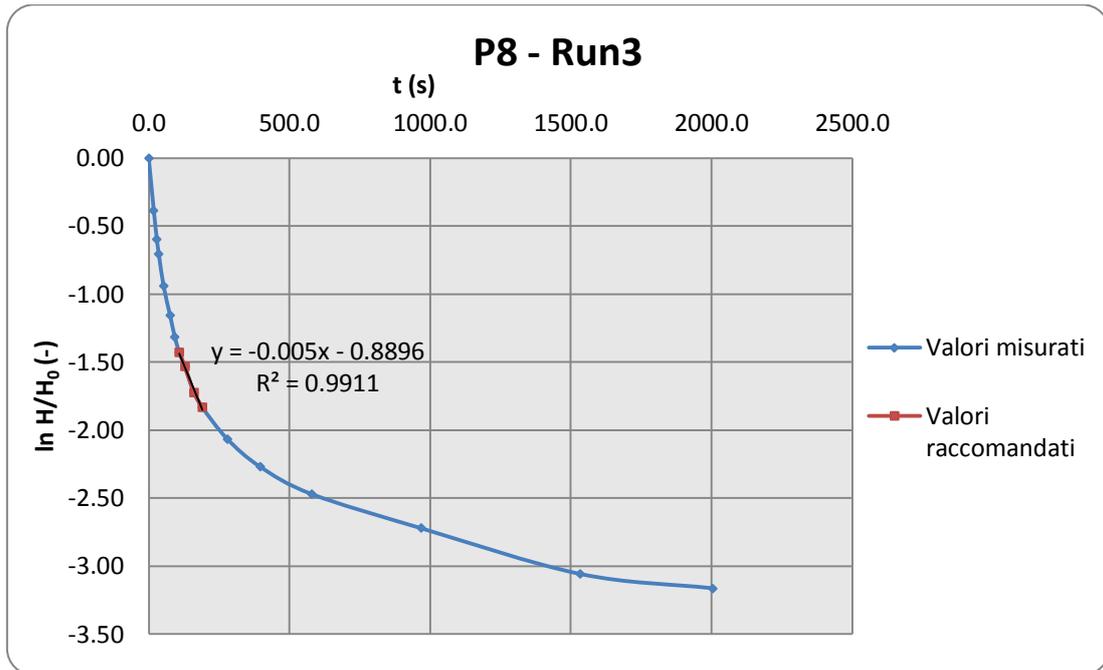


$$K_r = 2.35E - 06 \text{ m/s}$$

- **Reach 1 : P8 - Run3**

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
53.25	8	8:20:54	16:16:54	0.00	0.00	53.25	1.000	0.00
	8	8:21:12	16:17:12	18.0	17.00	36.25	0.681	-0.38
	8	8:21:23	16:17:23	29.0	24.00	29.25	0.549	-0.60
	8	8:21:30	16:17:30	36.0	27.00	26.25	0.493	-0.71
	8	8:21:47	16:17:47	53.0	32.50	20.75	0.390	-0.94
	8	8:22:10	16:18:10	76.0	36.50	16.75	0.315	-1.16
	8	8:22:27	16:18:27	93.0	39.00	14.25	0.268	-1.32
	8	8:22:43	16:18:43	109.0	40.50	12.75	0.239	-1.43
	8	8:23:02	16:19:02	128.0	41.75	11.50	0.216	-1.53
	8	8:23:35	16:19:35	161.0	43.75	9.50	0.178	-1.72
	8	8:24:05	16:20:05	191.0	44.75	8.50	0.160	-1.83
	8	8:25:33	16:21:33	279.0	46.50	6.75	0.127	-2.07

8	8:27:30	16:23:30	396.0	47.75	5.50	0.103	-2.27
8	8:30:33	16:26:33	579.0	48.75	4.50	0.085	-2.47
8	8:37:02	16:33:02	968.0	49.75	3.50	0.066	-2.72
8	8:46:28	16:42:28	1534.0	50.75	2.50	0.047	-3.06
8	8:54:19	16:50:19	2005.0	51.00	2.25	0.042	-3.16

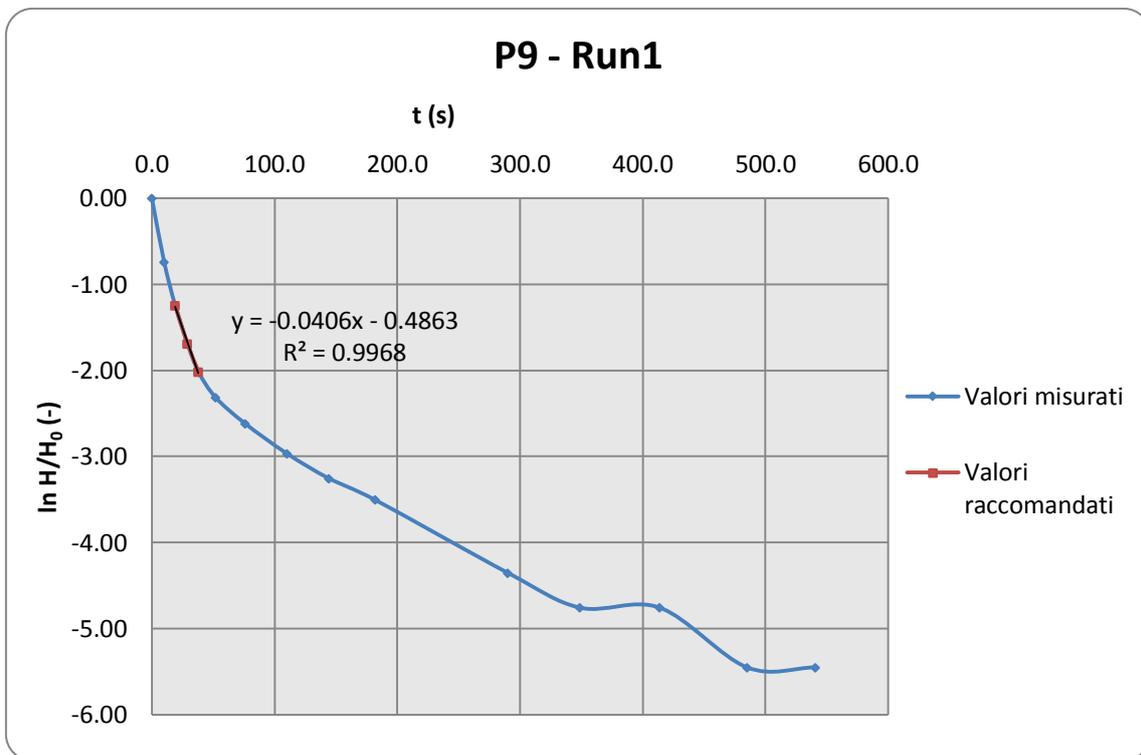


$$K_r = 3.79E - 06 \text{ m/s}$$

- **Reach 1 : P9 - Run1**

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
58.25	9	1:25:33	9:21:33	0.00	0.00	58.25	1.000	0.00
	9	1:25:43	9:21:43	10.0	30.50	27.75	0.476	-0.74
	9	1:25:52	9:21:52	19.0	41.50	16.75	0.288	-1.25
	9	1:26:02	9:22:02	29.0	47.50	10.75	0.185	-1.69

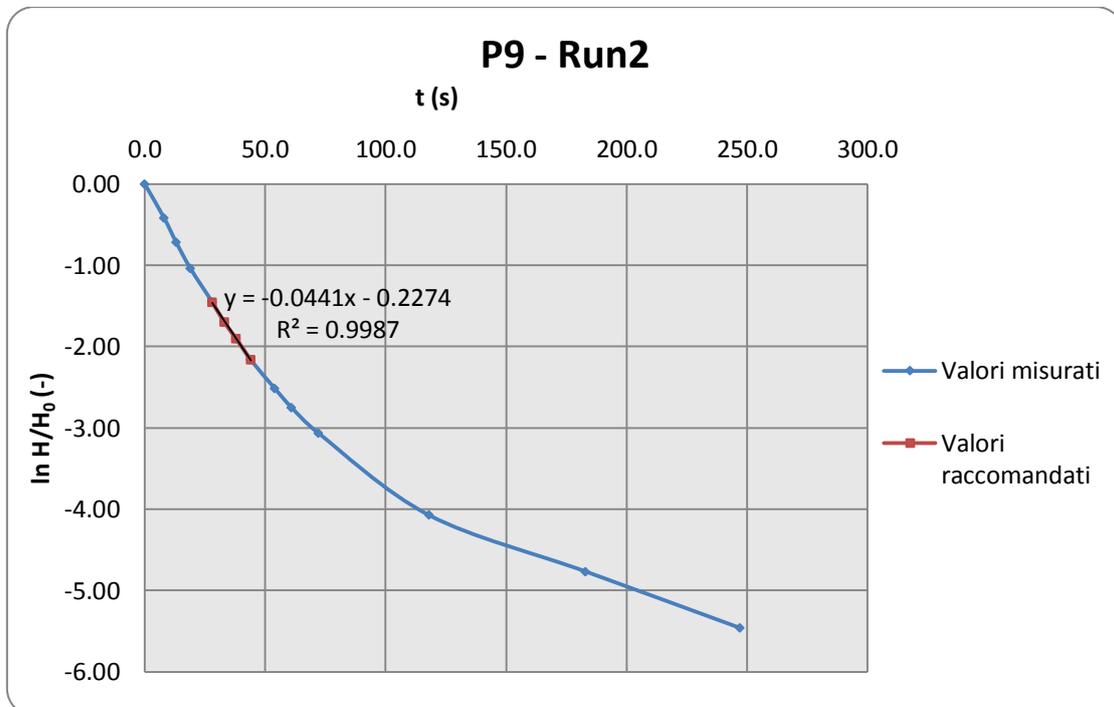
9	1:26:11	9:22:11	38.0	50.50	7.75	0.133	-2.02
9	1:26:25	9:22:25	52.0	52.50	5.75	0.099	-2.32
9	1:26:49	9:22:49	76.0	54.00	4.25	0.073	-2.62
9	1:27:23	9:23:23	110.0	55.25	3.00	0.052	-2.97
9	1:27:57	9:23:57	144.0	56.00	2.25	0.039	-3.25
9	1:28:35	9:24:35	182.0	56.50	1.75	0.030	-3.51
9	1:30:23	9:26:23	290.0	57.50	0.75	0.013	-4.35
9	1:31:22	9:27:22	349.0	57.75	0.50	0.009	-4.76
9	1:32:27	9:28:27	414.0	57.75	0.50	0.009	-4.76
9	1:33:38	9:29:38	485.0	58.00	0.25	0.004	-5.45
9	1:34:34	9:30:34	541.0	58.00	0.25	0.004	-5.45
9	1:40:05	9:36:05	872.0	58.25	0.00	0.000	#NUM!
9	1:44:27	9:40:27	1134.0	58.25	0.00	0.000	#NUM!



$$K_r = 3.08E - 05 \text{ m/s}$$

- Reach 1 : P9 - Run2

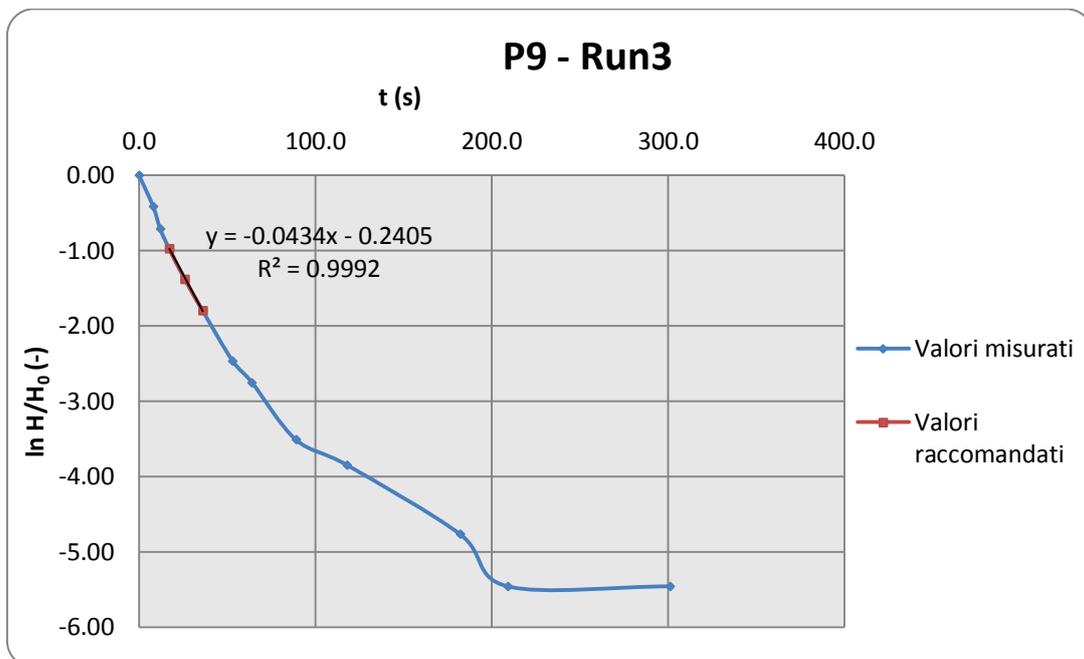
Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
58.75	9	2:20:21	10:16:21	0.00	0.00	58.75	1.000	0.00
	9	2:20:29	10:16:29	8.0	20.00	38.75	0.660	-0.42
	9	2:20:34	10:16:34	13.0	30.00	28.75	0.489	-0.71
	9	2:20:40	10:16:40	19.0	38.00	20.75	0.353	-1.04
	9	2:20:49	10:16:49	28.0	45.00	13.75	0.234	-1.45
	9	2:20:54	10:16:54	33.0	48.00	10.75	0.183	-1.70
	9	2:20:59	10:16:59	38.0	50.00	8.75	0.149	-1.90
	9	2:21:05	10:17:05	44.0	52.00	6.75	0.115	-2.16
	9	2:21:15	10:17:15	54.0	54.00	4.75	0.081	-2.52
	9	2:21:22	10:17:22	61.0	55.00	3.75	0.064	-2.75
	9	2:21:33	10:17:33	72.0	56.00	2.75	0.047	-3.06
	9	2:22:19	10:18:19	118.0	57.75	1.00	0.017	-4.07
	9	2:23:24	10:19:24	183.0	58.25	0.50	0.009	-4.77
	9	2:24:28	10:20:28	247.0	58.50	0.25	0.004	-5.46
	9	2:26:58	10:22:58	397.0	58.75	0.00	0.000	#NUM!
9	2:30:19	10:26:19	598.0	58.75	0.00	0.000	#NUM!	



$$K_r = 3.34E - 05 \text{ m/s}$$

- Reach 1 : P9 - Run3

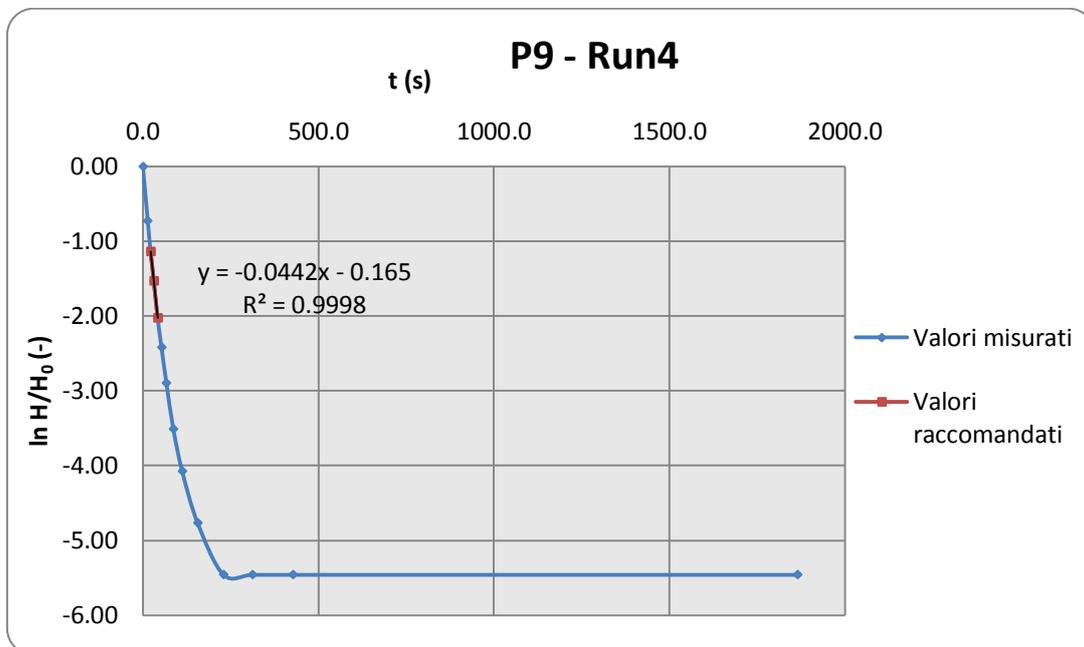
Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
58.75	9	2:57:44	10:53:44	0.00	0.00	58.75	1.000	0.00
	9	2:57:52	10:53:52	8.0	20.00	38.75	0.660	-0.42
	9	2:57:56	10:53:56	12.0	30.00	28.75	0.489	-0.71
	9	2:58:01	10:54:01	17.0	36.50	22.25	0.379	-0.97
	9	2:58:10	10:54:10	26.0	44.00	14.75	0.251	-1.38
	9	2:58:20	10:54:20	36.0	49.00	9.75	0.166	-1.80
	9	2:58:37	10:54:37	53.0	53.75	5.00	0.085	-2.46
	9	2:58:48	10:54:48	64.0	55.00	3.75	0.064	-2.75
	9	2:59:13	10:55:13	89.0	57.00	1.75	0.030	-3.51
	9	2:59:42	10:55:42	118.0	57.50	1.25	0.021	-3.85
	9	3:00:46	10:56:46	182.0	58.25	0.50	0.009	-4.77
	9	3:01:13	10:57:13	209.0	58.50	0.25	0.004	-5.46
	9	3:02:45	10:58:45	301.0	58.50	0.25	0.004	-5.46
	9	3:04:03	11:00:03	379.0	58.75	0.00	0.000	#NUM!
	9	3:05:50	11:01:50	486.0	58.75	0.00	0.000	#NUM!
9	3:11:47	11:07:47	843.0	58.75	0.00	0.000	#NUM!	



$$K_r = 3.29E - 05 \text{ m/s}$$

- Reach 1 : P9 - Run4

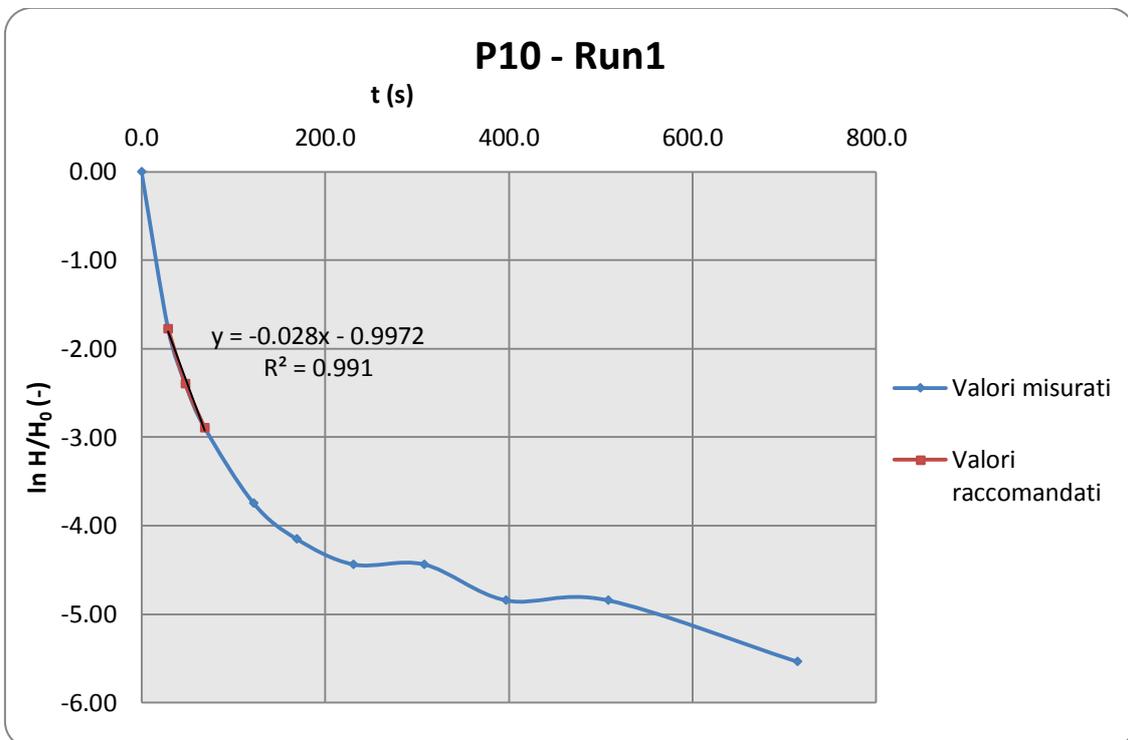
Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
58.75	9	4:01:27	11:57:27	0.00	0.00	58.75	1.000	0.00
	9	4:01:41	11:57:41	14.0	30.50	28.25	0.481	-0.73
	9	4:01:49	11:57:49	22.0	40.00	18.75	0.319	-1.14
	9	4:01:58	11:57:58	31.0	46.00	12.75	0.217	-1.53
	9	4:02:09	11:58:09	42.0	51.00	7.75	0.132	-2.03
	9	4:02:20	11:58:20	53.0	53.50	5.25	0.089	-2.42
	9	4:02:34	11:58:34	67.0	55.50	3.25	0.055	-2.89
	9	4:02:54	11:58:54	87.0	57.00	1.75	0.030	-3.51
	9	4:03:19	11:59:19	112.0	57.75	1.00	0.017	-4.07
	9	4:04:03	12:00:03	156.0	58.25	0.50	0.009	-4.77
	9	4:05:17	12:01:17	230.0	58.50	0.25	0.004	-5.46
	9	4:06:39	12:02:39	312.0	58.50	0.25	0.004	-5.46
	9	4:08:35	12:04:35	428.0	58.50	0.25	0.004	-5.46
	9	4:32:31	12:28:31	1864.0	58.50	0.25	0.004	-5.46



$$K_r = 3.26E - 05 \text{ m/s}$$

- Reach 1 : P10 - Run1

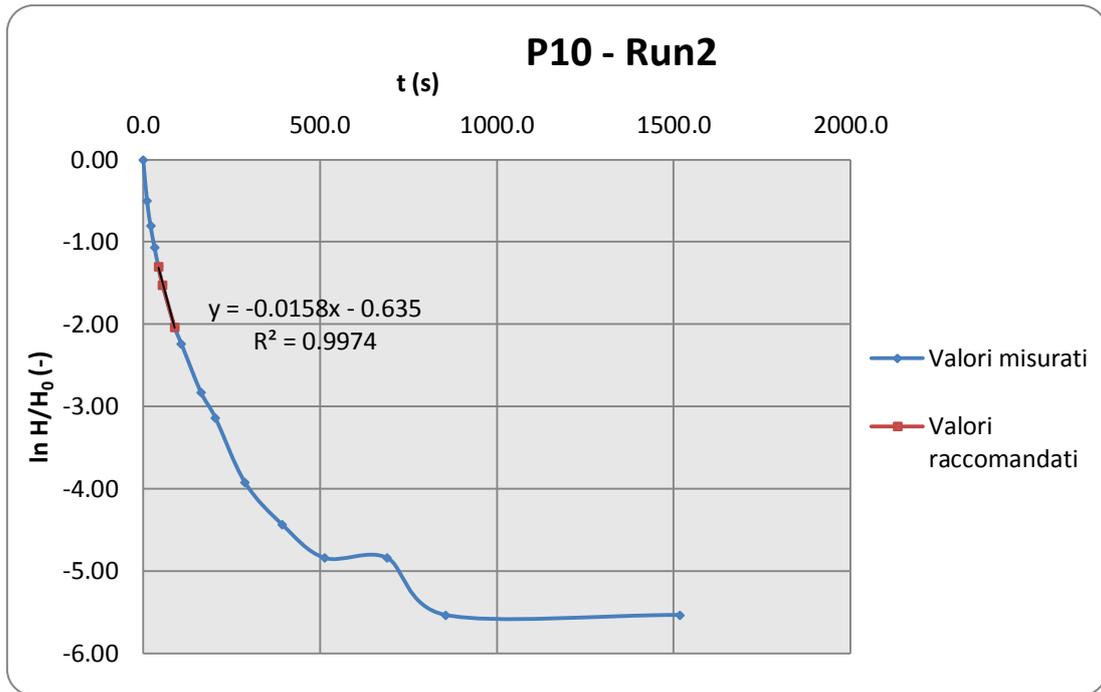
Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
63.50	10	1:01:51	8:57:51	0.00	0.00	63.50	1.000	0.00
	10	1:02:20	8:58:20	29.0	52.75	10.75	0.169	-1.78
	10	1:02:39	8:58:39	48.0	57.75	5.75	0.091	-2.40
	10	1:03:00	8:59:00	69.0	60.00	3.50	0.055	-2.90
	10	1:03:53	8:59:53	122.0	62.00	1.50	0.024	-3.75
	10	1:04:40	9:00:40	169.0	62.50	1.00	0.016	-4.15
	10	1:05:42	9:01:42	231.0	62.75	0.75	0.012	-4.44
	10	1:06:59	9:02:59	308.0	62.75	0.75	0.012	-4.44
	10	1:08:28	9:04:28	397.0	63.00	0.50	0.008	-4.84
	10	1:10:19	9:06:19	508.0	63.00	0.50	0.008	-4.84
	10	1:13:45	9:09:45	714.0	63.25	0.25	0.004	-5.54



$$K_r = 2.12E - 05 \text{ m/s}$$

- Reach 1 : P10 - Run2

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
63.25	10	1:53:07	9:49:07	0.00	0.00	63.25	1.000	0.00
	10	1:53:18	9:49:18	11.0	25.00	38.25	0.605	-0.50
	10	1:53:28	9:49:28	21.0	35.00	28.25	0.447	-0.81
	10	1:53:39	9:49:39	32.0	41.50	21.75	0.344	-1.07
	10	1:53:50	9:49:50	43.0	46.00	17.25	0.273	-1.30
	10	1:54:02	9:50:02	55.0	49.50	13.75	0.217	-1.53
	10	1:54:36	9:50:36	89.0	55.00	8.25	0.130	-2.04
	10	1:54:55	9:50:55	108.0	56.50	6.75	0.107	-2.24
	10	1:55:50	9:51:50	163.0	59.50	3.75	0.059	-2.83
	10	1:56:31	9:52:31	204.0	60.50	2.75	0.043	-3.14
	10	1:57:55	9:53:55	288.0	62.00	1.25	0.020	-3.92
	10	1:59:40	9:55:40	393.0	62.50	0.75	0.012	-4.43
	10	2:01:40	9:57:40	513.0	62.75	0.50	0.008	-4.84
	10	2:04:37	10:00:37	690.0	62.75	0.50	0.008	-4.84
	10	2:07:22	10:03:22	855.0	63.00	0.25	0.004	-5.53
	10	2:18:25	10:14:25	1518.0	63.00	0.25	0.004	-5.53
	10	2:23:54	10:19:54	1847.0	63.25	0.00	0.000	#NUM!
	10	2:26:17	10:22:17	1990.0	63.00	0.25	0.004	-5.53

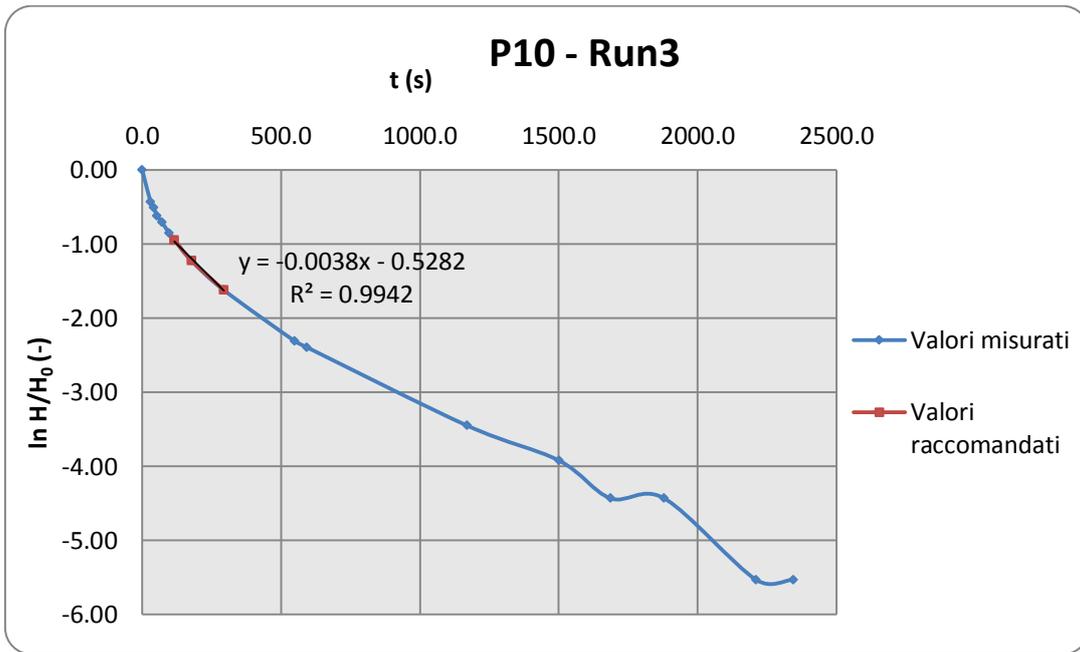


$$K_r = 1.20E - 05 \text{ m/s}$$

- **Reach 1 : P10 - Run3**

Initial depth before water added (cm)	Piezo	Time	Real Time	t (s)	Depth (cm)	Water level (cm)	H/H ₀ (-)	ln (H/H ₀) (-)
63.0	10	2:35:18	10:31:18	0.00	0.00	63.00	1.000	0.00
	10	2:35:48	10:31:48	30.0	22.00	41.00	0.651	-0.43
	10	2:35:59	10:31:59	41.0	25.00	38.00	0.603	-0.51
	10	2:36:12	10:32:12	54.0	29.00	34.00	0.540	-0.62
	10	2:36:30	10:32:30	72.0	32.00	31.00	0.492	-0.71
	10	2:36:54	10:32:54	96.0	36.00	27.00	0.429	-0.85
	10	2:37:14	10:33:14	116.0	38.50	24.50	0.389	-0.94
	10	2:38:16	10:34:16	178.0	44.50	18.50	0.294	-1.23
	10	2:40:11	10:36:11	293.0	50.50	12.50	0.198	-1.62
	10	2:44:28	10:40:28	550.0	56.75	6.25	0.099	-2.31
	10	2:45:12	10:41:12	594.0	57.25	5.75	0.091	-2.39

10	2:54:49	10:50:49	1171.0	61.00	2.00	0.032	-3.45
10	3:00:19	10:56:19	1501.0	61.75	1.25	0.020	-3.92
10	3:03:25	10:59:25	1687.0	62.25	0.75	0.012	-4.43
10	3:06:38	11:02:38	1880.0	62.25	0.75	0.012	-4.43
10	3:12:09	11:08:09	2211.0	62.75	0.25	0.004	-5.53
10	3:14:23	11:10:23	2345.0	62.75	0.25	0.004	-5.53



$$K_r = 2.88E - 06 \text{ m/s}$$

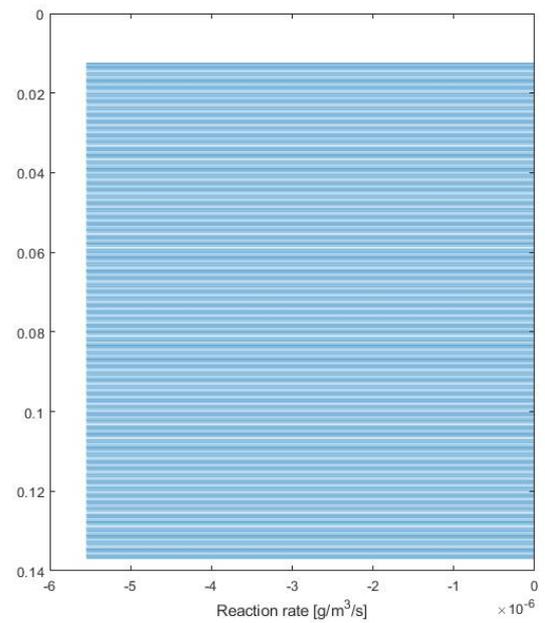
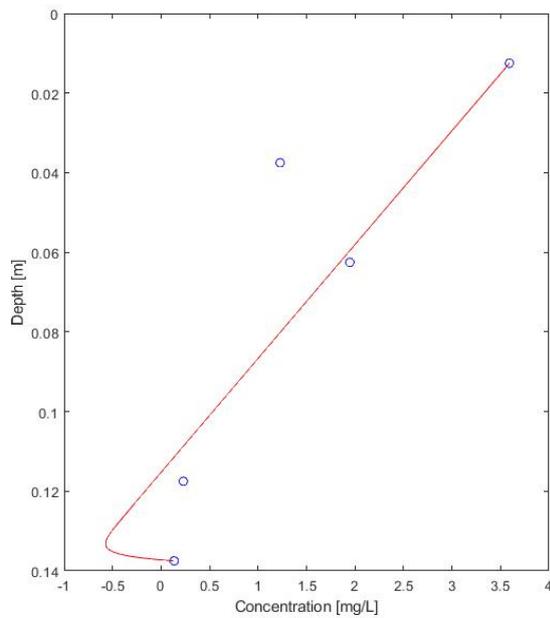
Appendice B

- Tassi di reazione

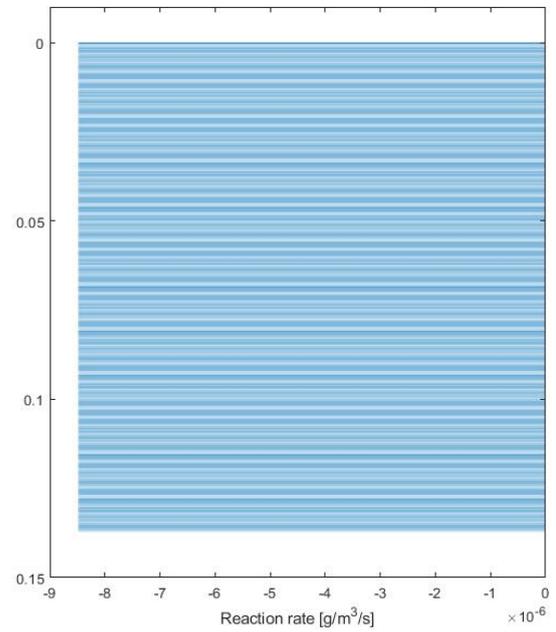
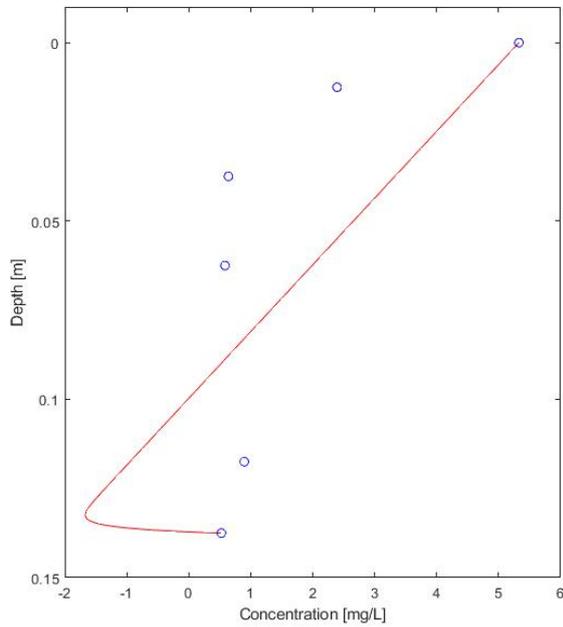
- Piezometro: **P1**
- Misura concentrazioni: **07/01/2016**
- Misura VHG: **04/07/2016**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	-	5.833
1.25	3.592	1.293
3.75	1.227	1.118
6.25	1.947	1.087
11.75	0.229	2.657
13.75	0.135	1.057

$NH_4 - N$



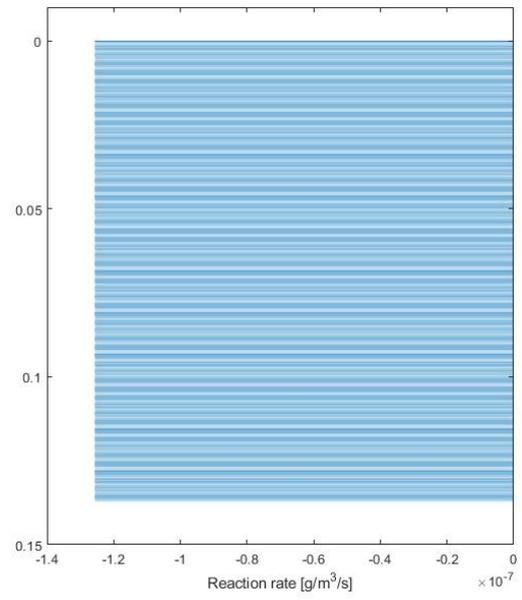
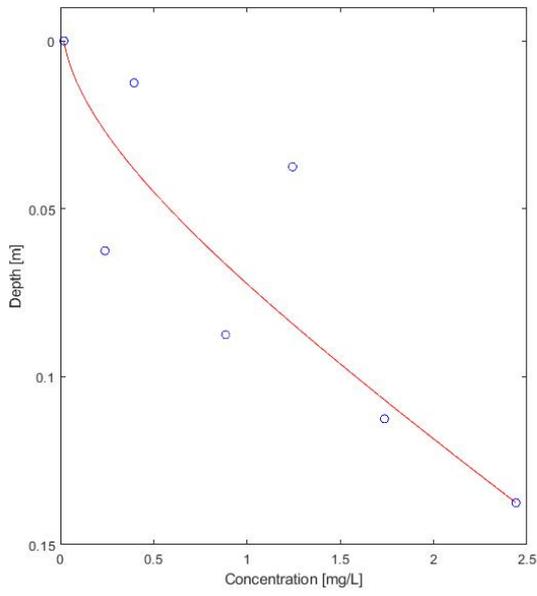
$NO_3 - N$



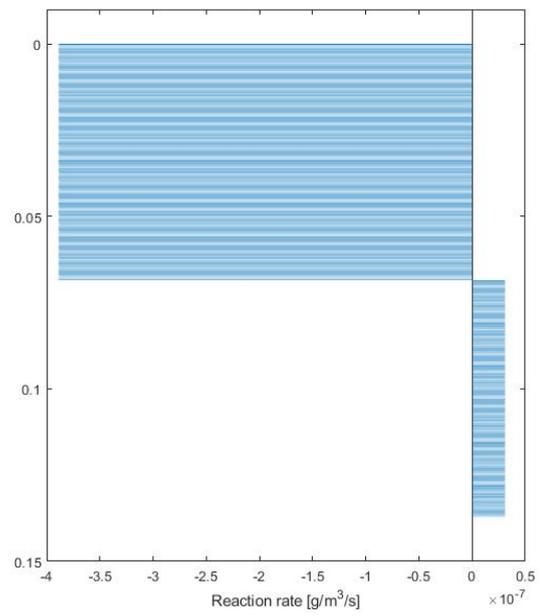
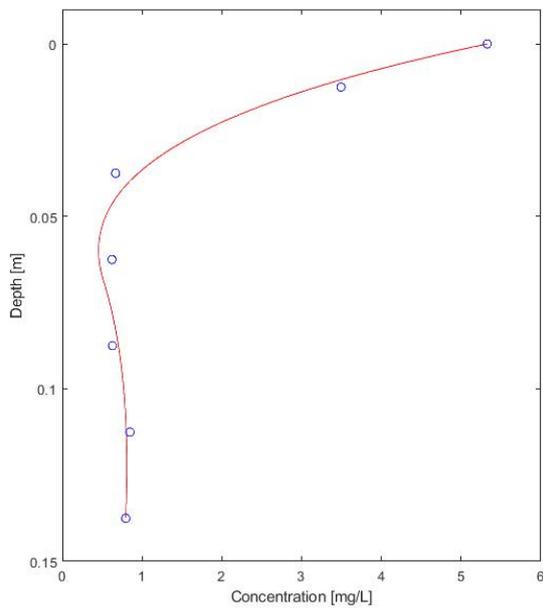
- Piezometro: **P2**
- Misura concentrazioni: **07/01/2016**
- Misura VHG: **04/07/2016**

Depth (cm)	$NH_4 - N$ (mg/l)	$NO_3 - N$ (mg/l)
0.0	0.019	5.328
1.25	0.395	3.495
3.75	1.244	0.667
6.25	0.239	0.621
8.75	0.886	0.629
11.25	1.736	0.848
13.75	2.441	0.794

$NH_4 - N$



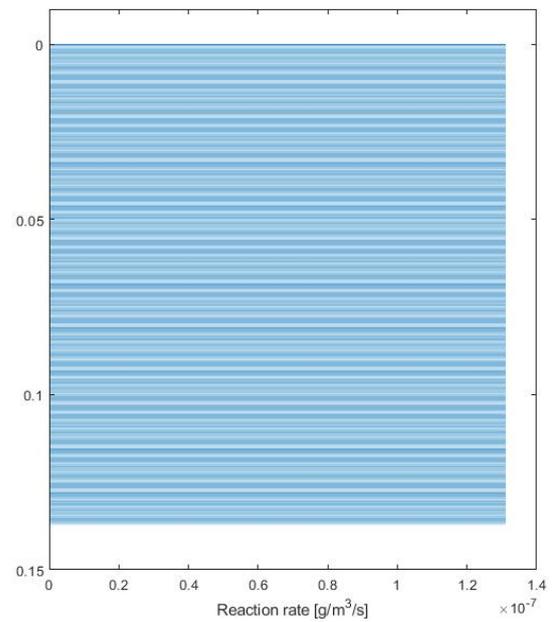
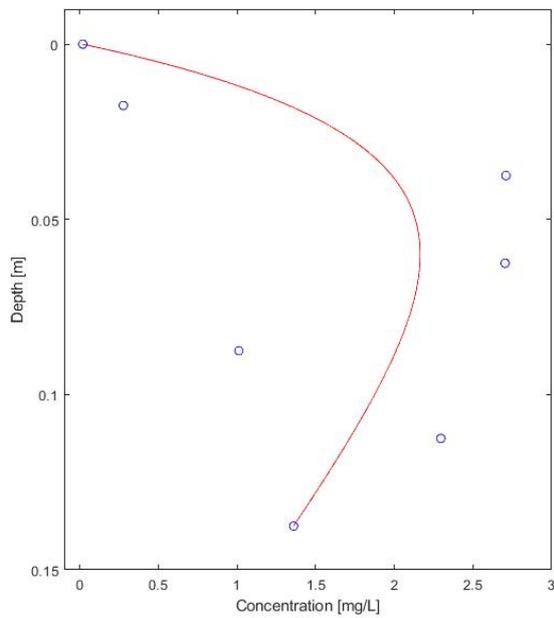
$NO_3 - N$



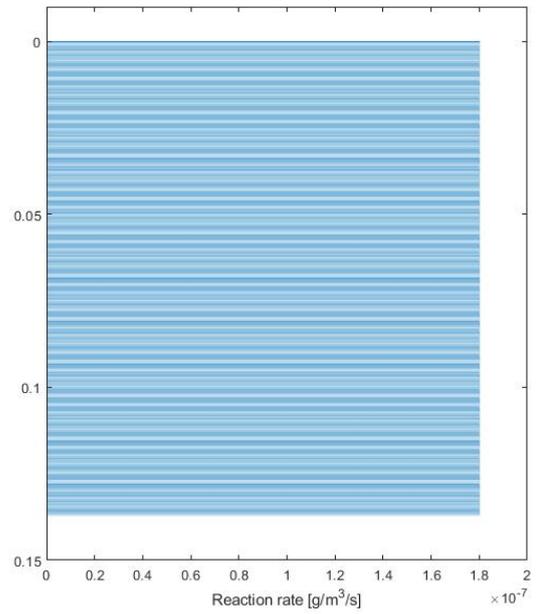
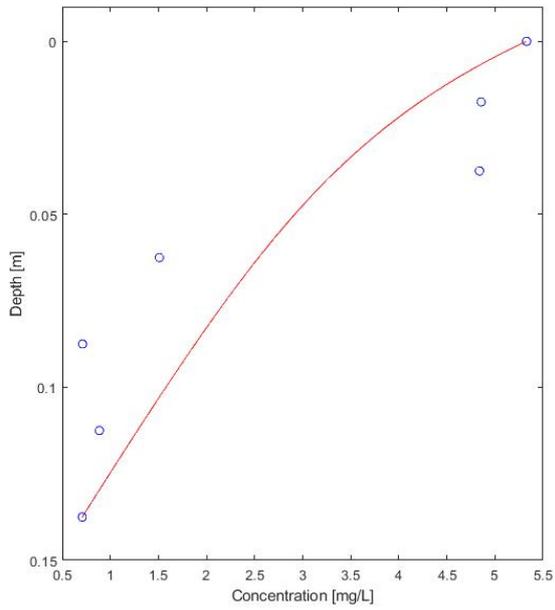
- Piezometro: **P4**
- Misura concentrazioni: **07/01/2016**
- Misura VHG: **04/07/2016**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.019	5.328
1.75	0.276	4.855
3.75	2.710	4.838
6.25	2.704	1.508
8.75	1.012	0.709
11.25	2.295	0.885
13.75	1.359	0.708

$NH_4 - N$



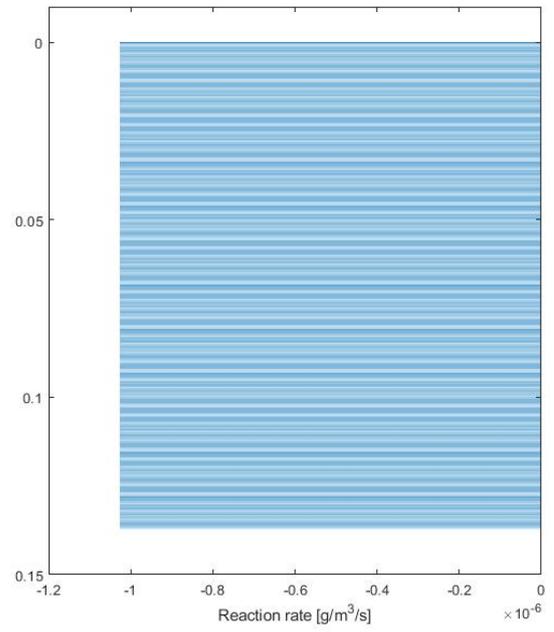
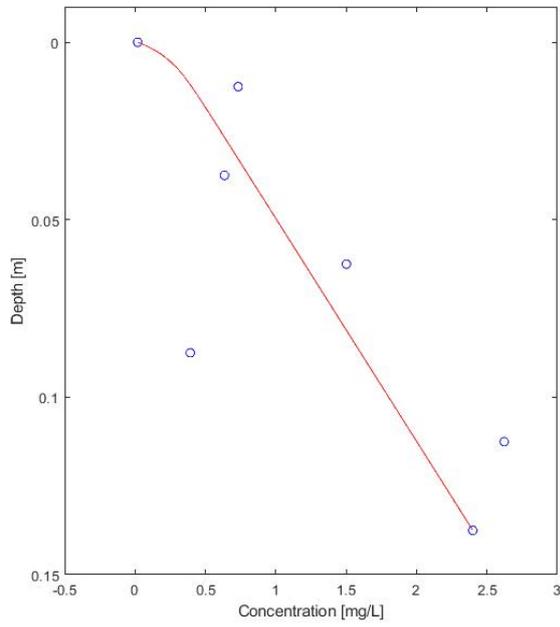
$NO_3 - N$



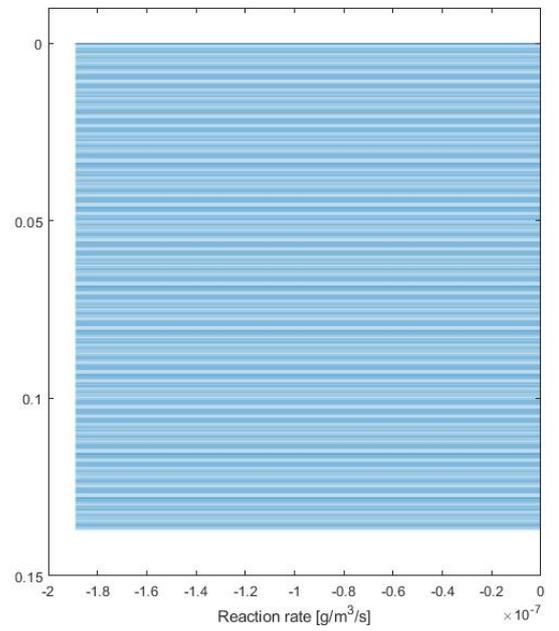
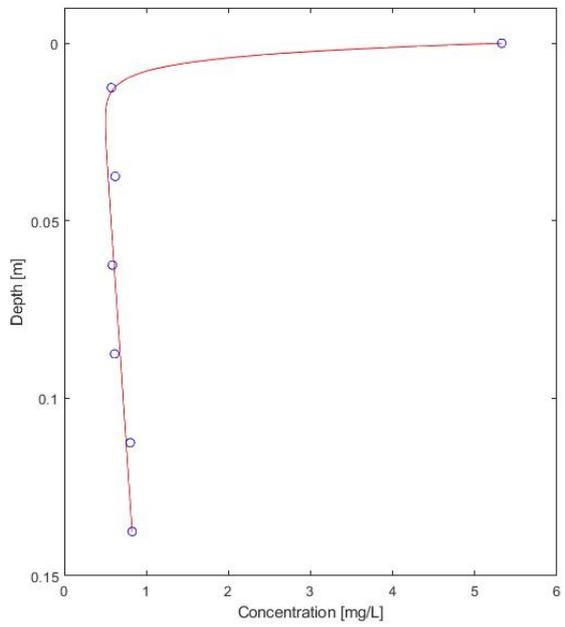
- Piezometro: **P5**
- Misura concentrazioni: **07/01/2016**
- Misura VHG: **05/07/2016**

Depth (cm)	$NH_4 - N$ (mg/l)	$NO_3 - N$ (mg/l)
0.0	0.019	5.328
1.25	0.732	0.572
3.75	0.635	0.620
6.25	1.501	0.586
8.75	0.392	0.612
11.25	2.622	0.803
13.75	2.399	0.827

$NH_4 - N$



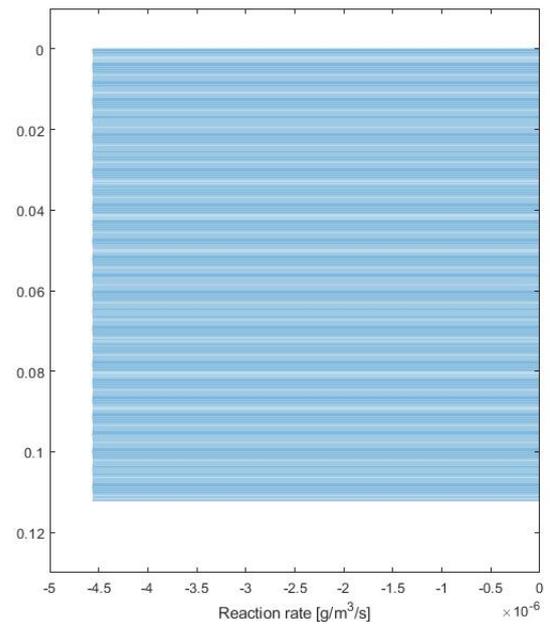
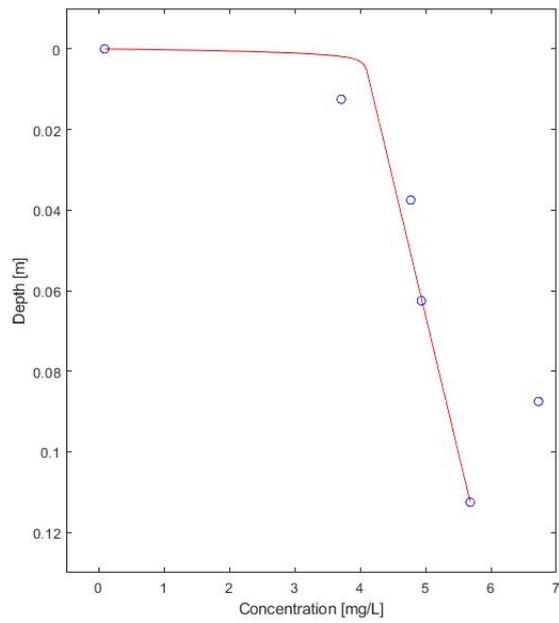
$NO_3 - N$



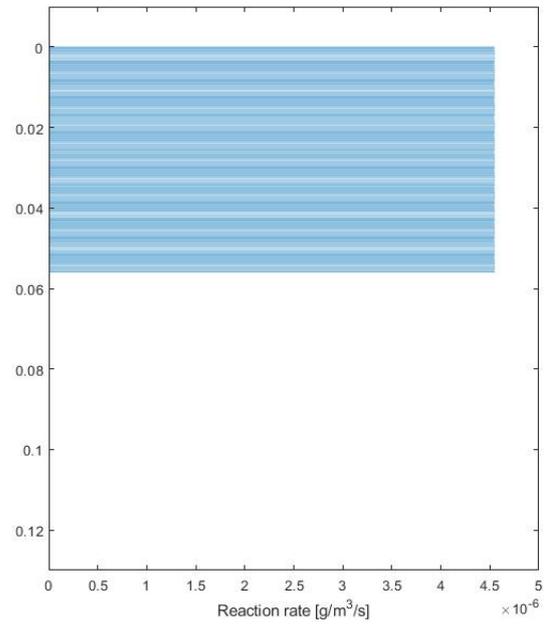
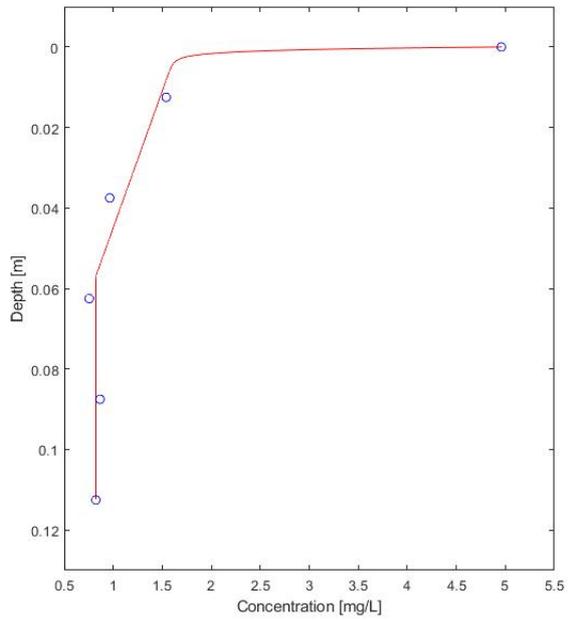
- Piezometro: **P7**
- Misura concentrazioni: **07/01/2016**
- Misura VHG: **05/07/2016**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.087	4.959
1.25	3.708	1.540
3.75	4.771	0.964
6.25	4.934	0.756
8.75	6.726	0.865
11.25	5.682	0.822

$NH_4 - N$



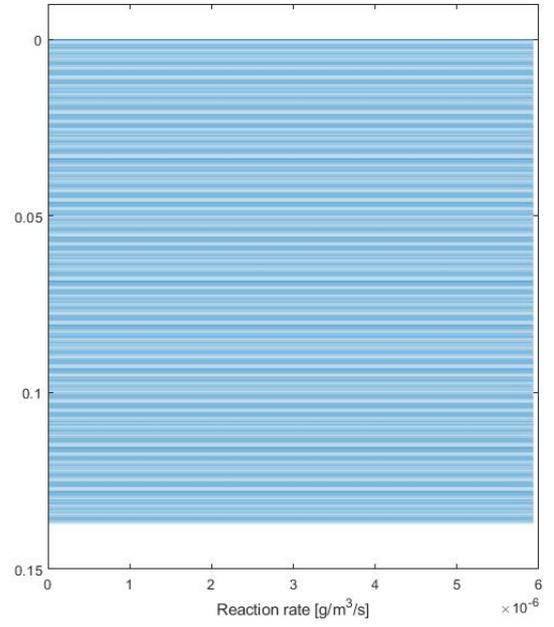
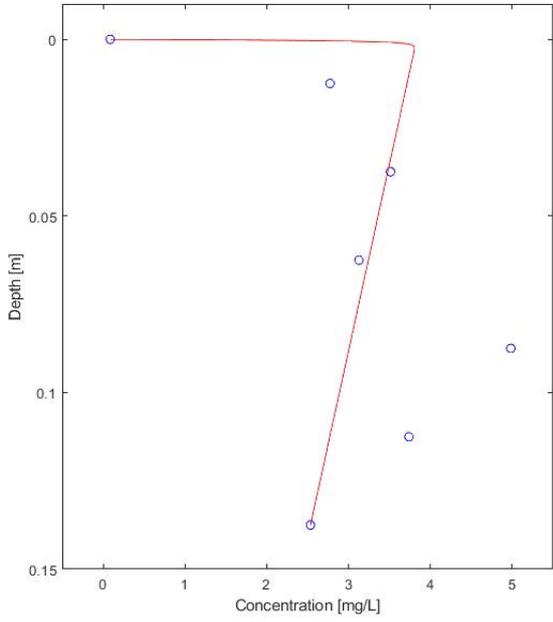
$NO_3 - N$



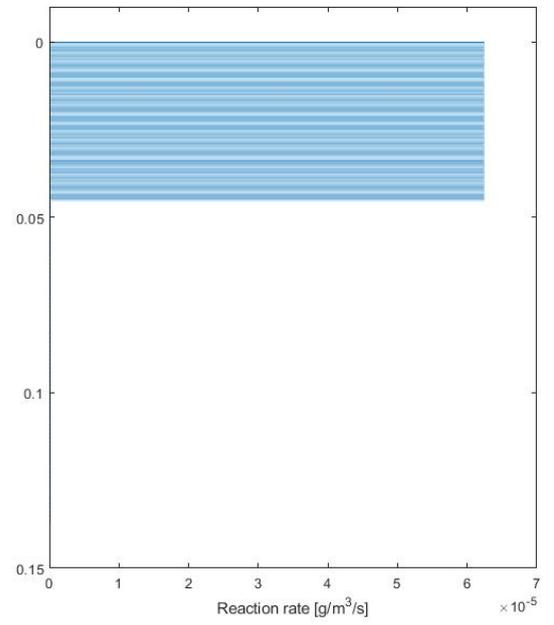
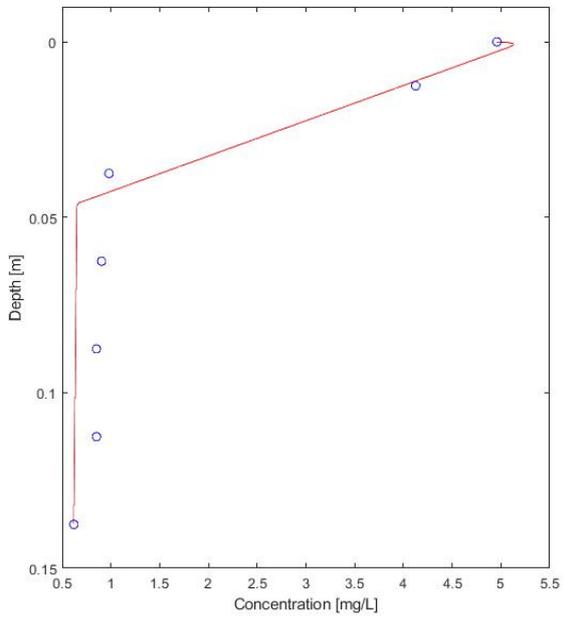
- Piezometro: **P8**
- Misura concentrazioni: **07/01/2016**
- Misura VHG: **05/07/2016**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.087	4.959
1.25	2.773	4.125
3.75	3.512	0.980
6.25	3.126	0.904
8.75	4.982	0.850
11.25	3.737	0.851
13.75	2.533	0.618

$NH_4 - N$



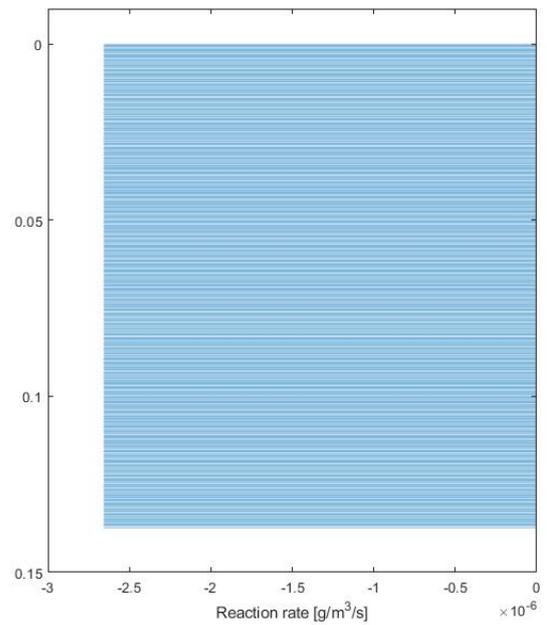
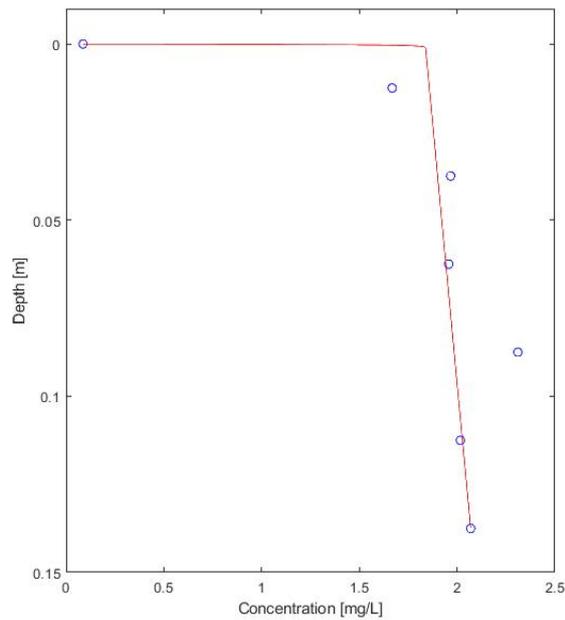
$NO_3 - N$



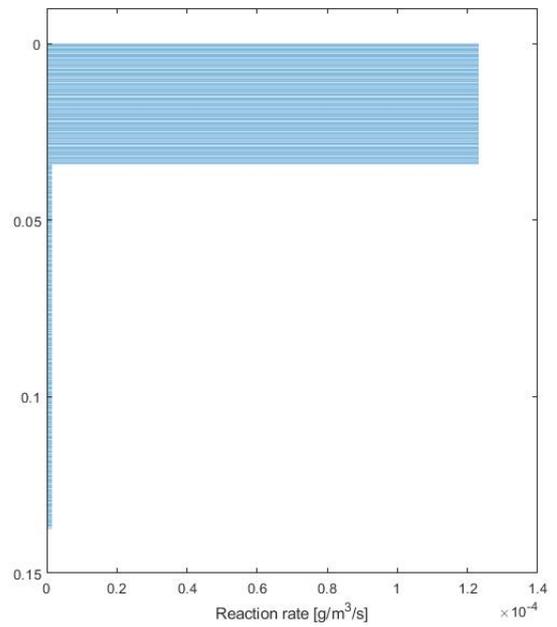
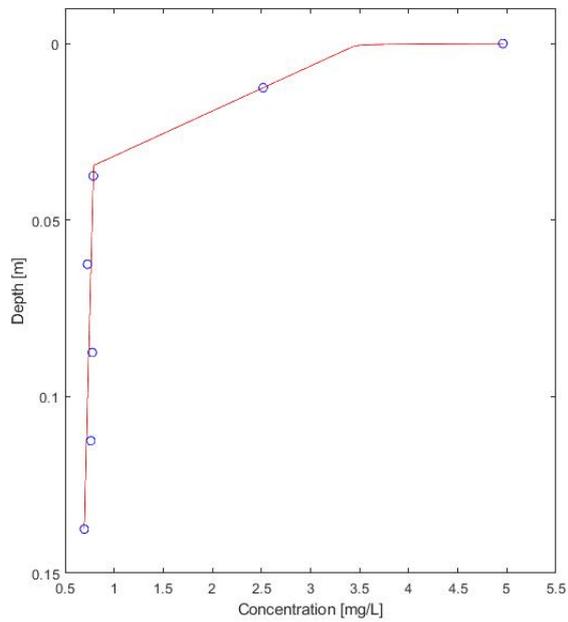
- Piezometro: **P9**
- Misura concentrazioni: **07/01/2016**
- Misura VHG: **05/07/2016**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.087	4.959
1.25	1.667	2.518
3.75	1.967	0.788
6.25	1.957	0.728
8.75	2.310	0.776
11.25	2.017	0.762
13.75	2.069	0.695

$NH_4 - N$



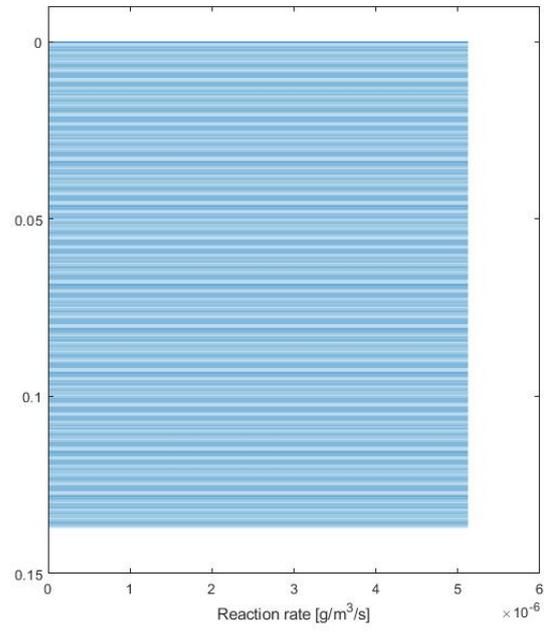
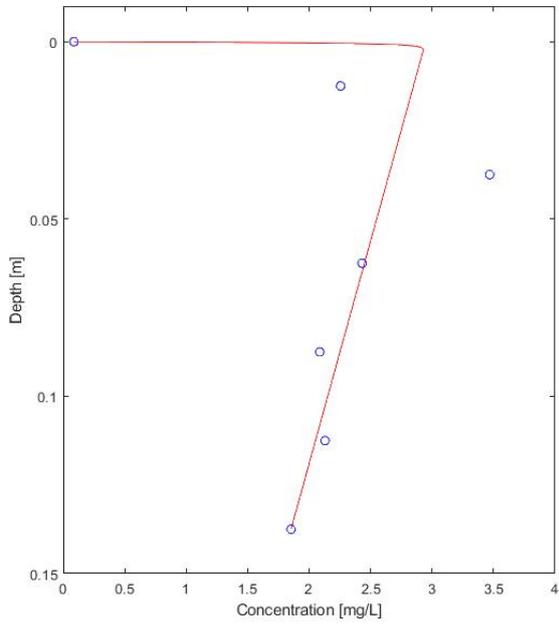
$NO_3 - N$



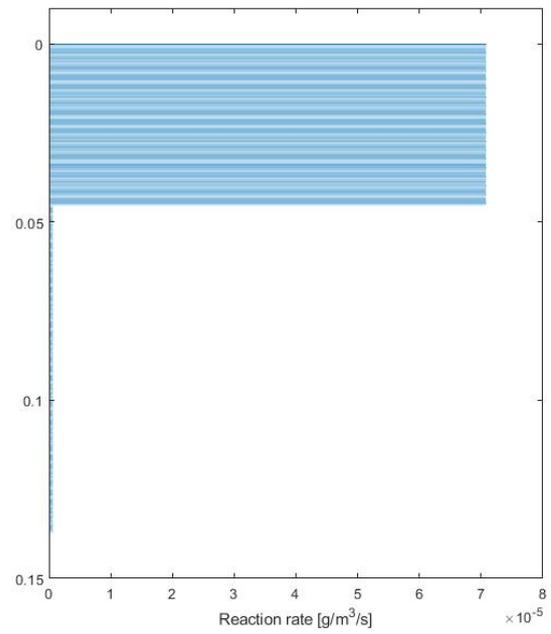
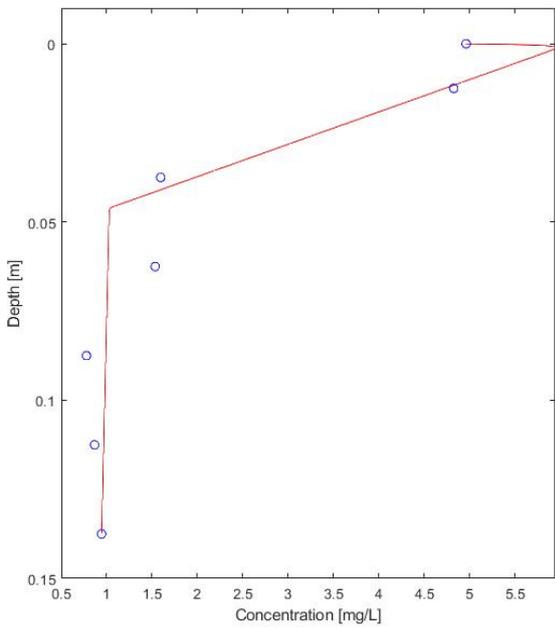
- Piezometro: **P10**
- Misura concentrazioni: **07/01/2016**
- Misura VHG: **05/07/2016**

Depth (cm)	$NH_4 - N$ (mg/l)	$NO_3 - N$ (mg/l)
0.0	0.087	4.959
1.25	2.255	4.822
3.75	3.468	1.594
6.25	2.430	1.534
8.75	2.085	0.775
11.25	2.129	0.866
13.75	1.852	0.944

$NH_4 - N$



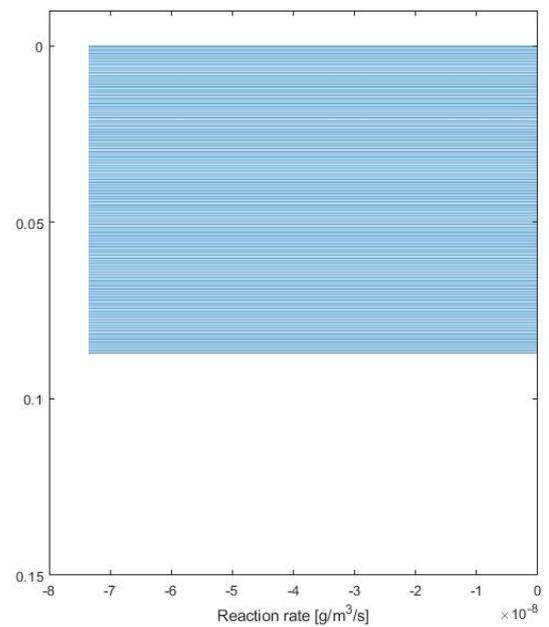
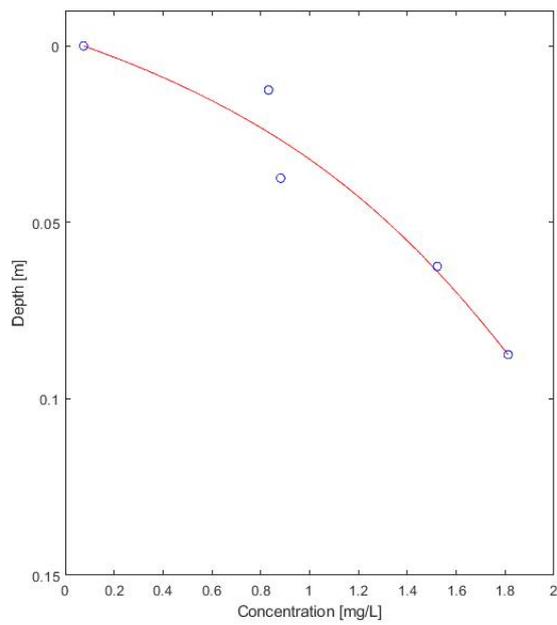
$NO_3 - N$



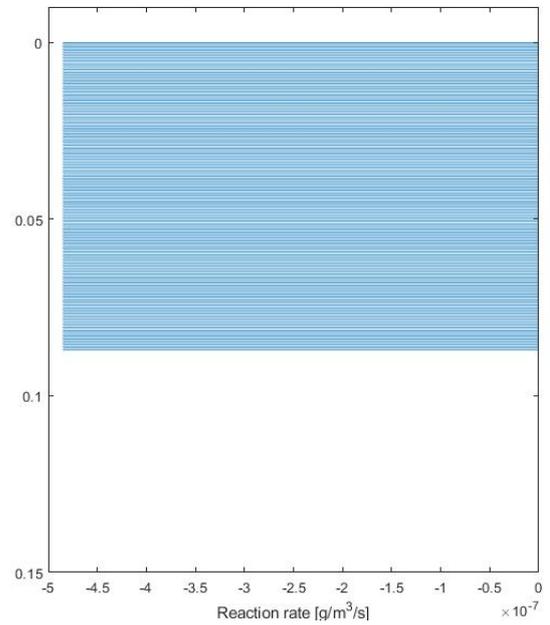
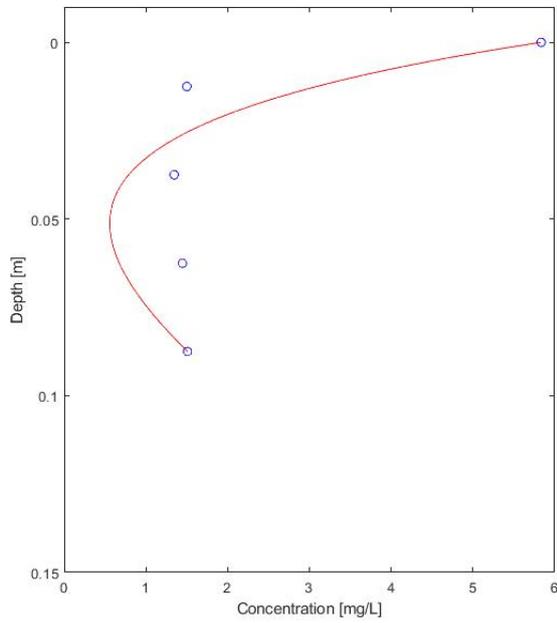
- Piezometro: **P2**
- Misura concentrazioni: **30/01/2017**
- Misura VHG: **30/01/2017**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.075	5.833
1.25	0.832	1.501
3.75	0.881	1.346
6.25	1.522	1.446
8.75	1.812	1.509

NH₄ - N



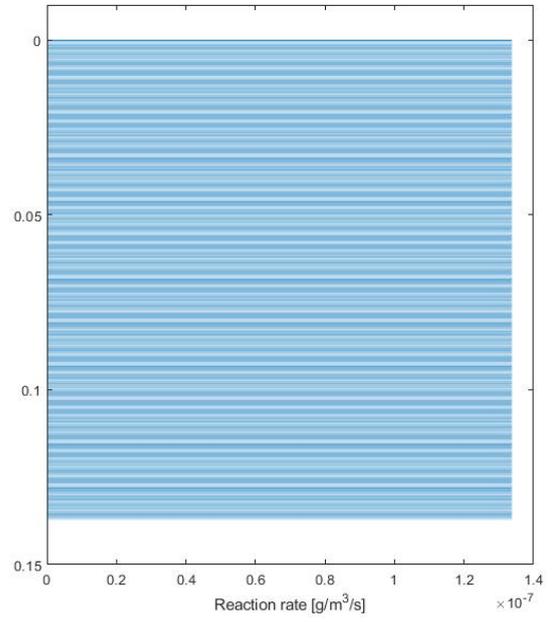
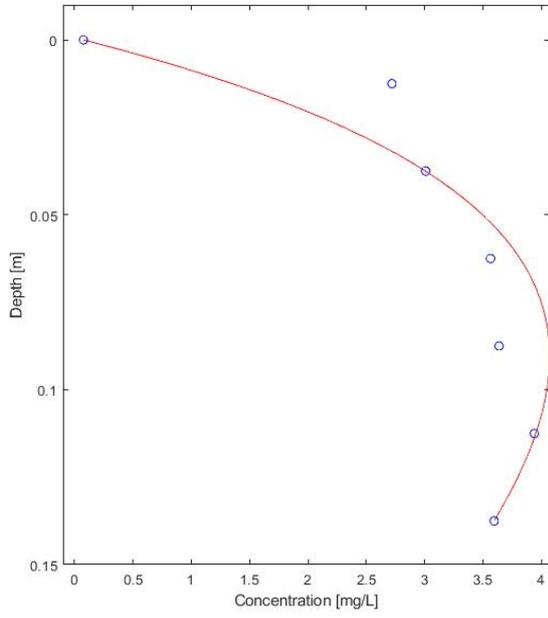
$NO_3 - N$



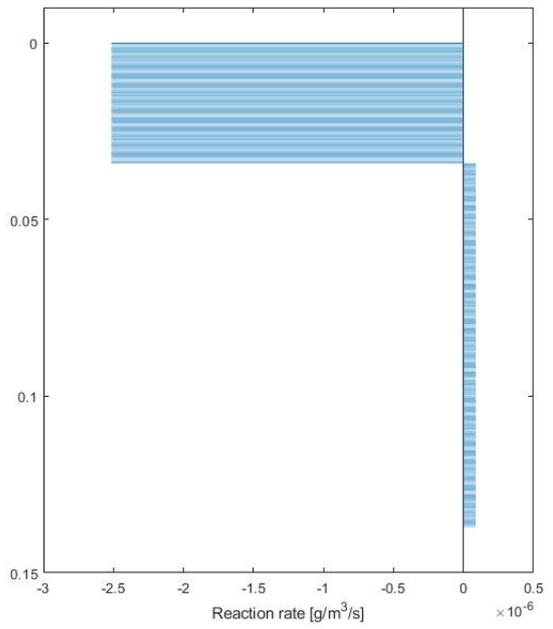
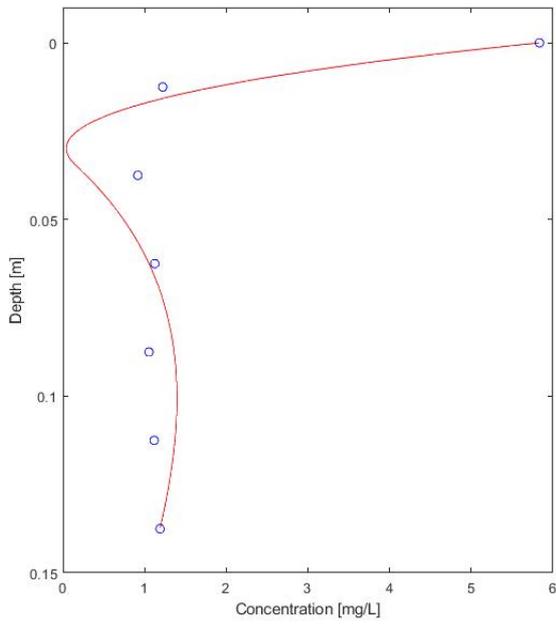
- Piezometro: **P4**
- Misura concentrazioni: **30/01/2017**
- Misura VHG: **30/01/2017**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.075	5.833
1.25	2.720	1.222
3.75	3.009	0.917
6.25	3.565	1.125
8.75	3.639	1.052
11.25	3.941	1.116
13.75	3.596	1.189

$NH_4 - N$



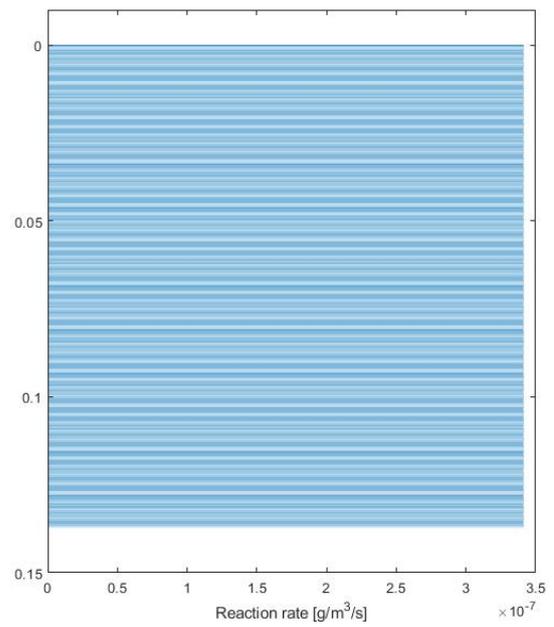
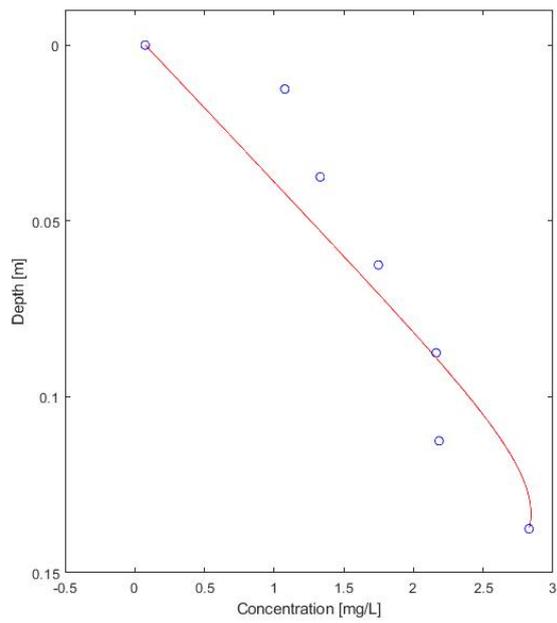
$NO_3 - N$



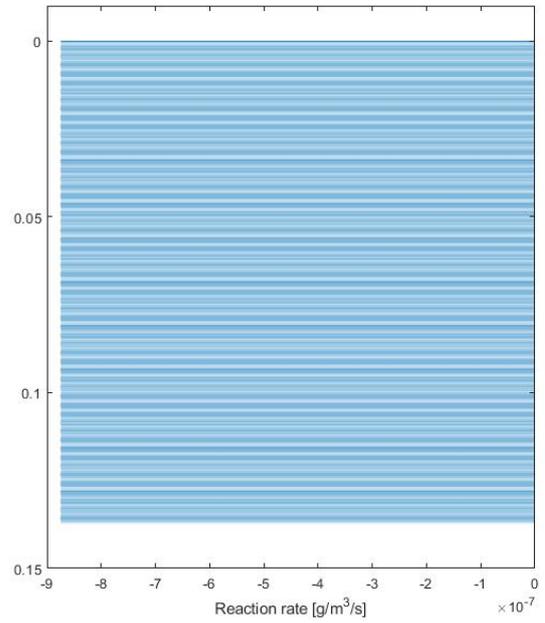
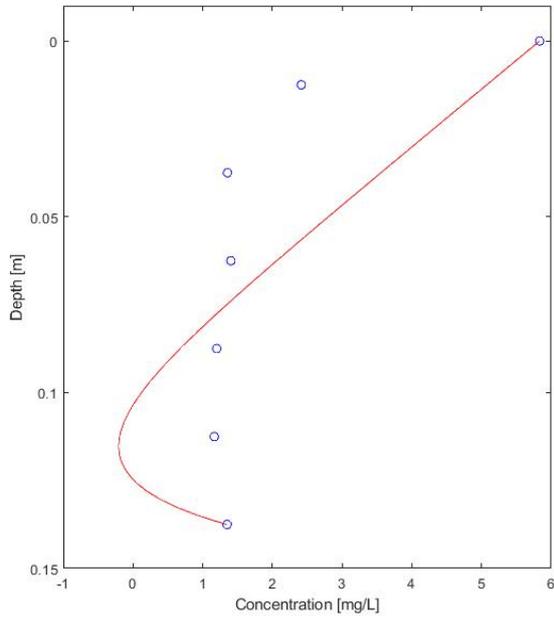
- Piezometro: **P5**
- Misura concentrazioni: **30/01/2017**
- Misura VHG: **30/01/2017**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.075	5.833
1.25	1.076	2.413
3.75	1.330	1.354
6.25	1.747	1.404
8.75	2.161	1.200
11.25	2.183	1.165
13.75	2.828	1.349

$NH_4 - N$



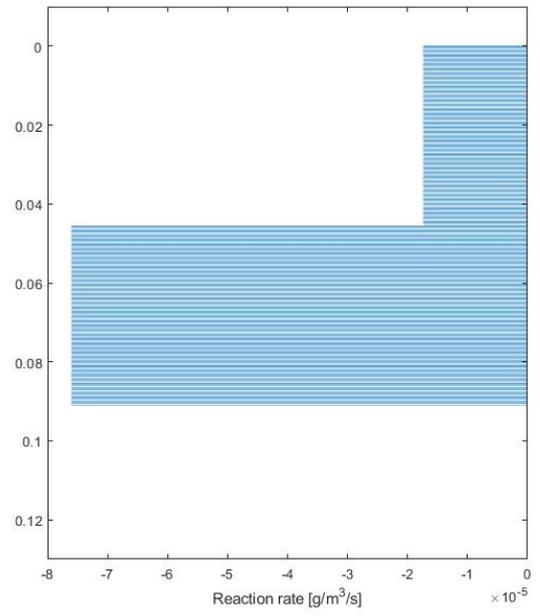
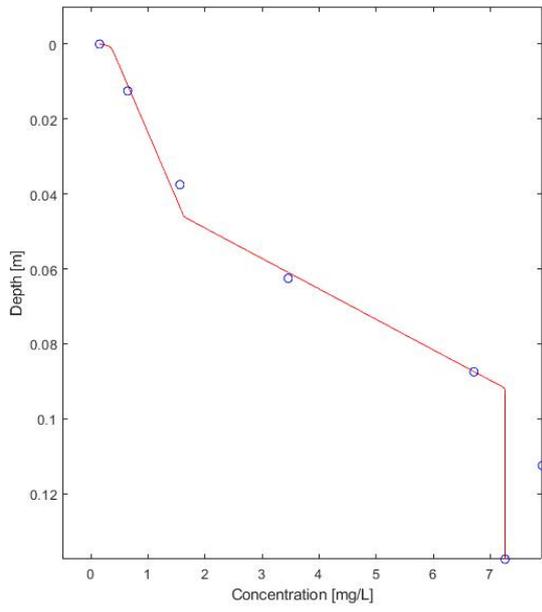
$NO_3 - N$



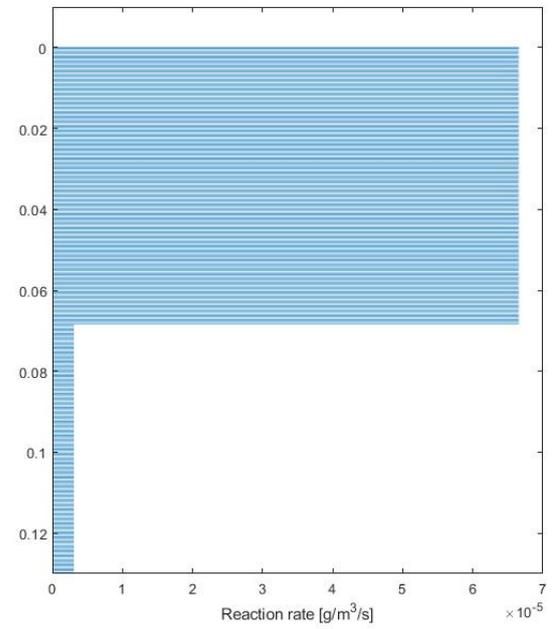
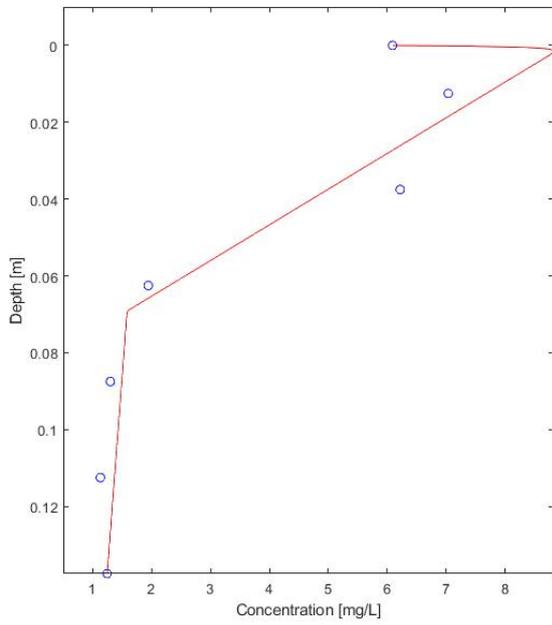
- Piezometro: **P7**
- Misura concentrazioni: **30/01/2017**
- Misura VHG: **30/01/2017**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.150	6.089
1.25	0.644	7.035
3.75	1.558	6.218
6.25	3.457	1.942
8.75	6.713	1.297
11.25	7.914	1.129
13.75	7.259	1.245

$NH_4 - N$



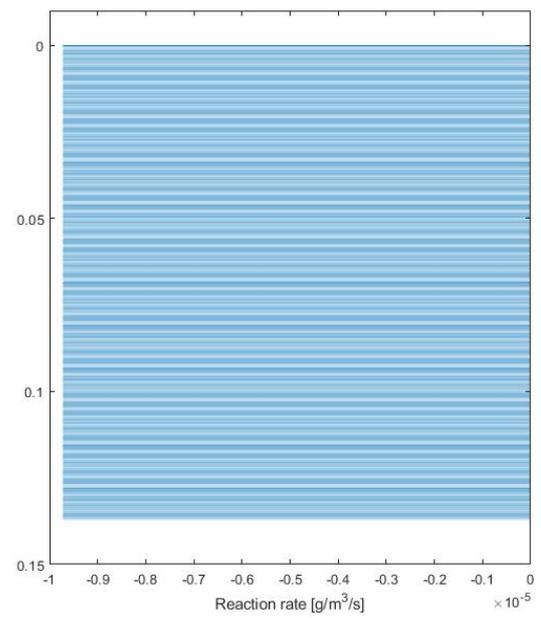
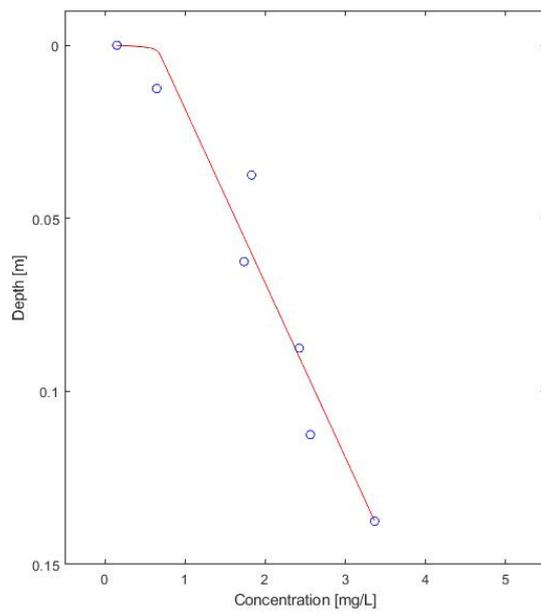
$NO_3 - N$



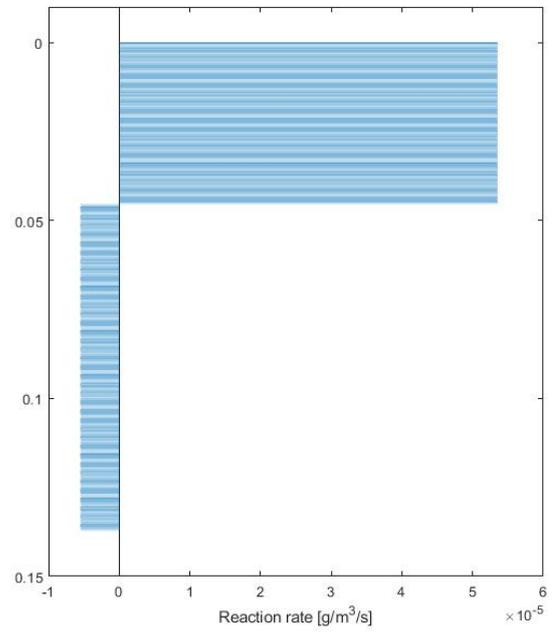
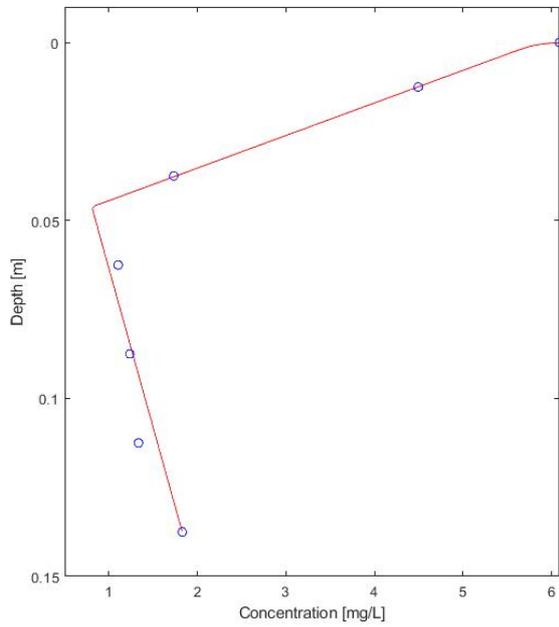
- Piezometro: **P8**
- Misura concentrazioni: **30/01/2017**
- Misura VHG: **30/01/2017**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.150	6.089
1.25	0.647	4.493
3.75	1.829	1.731
6.25	1.735	1.104
8.75	2.425	1.234
11.25	2.562	1.334
13.75	3.364	1.827

$NH_4 - N$



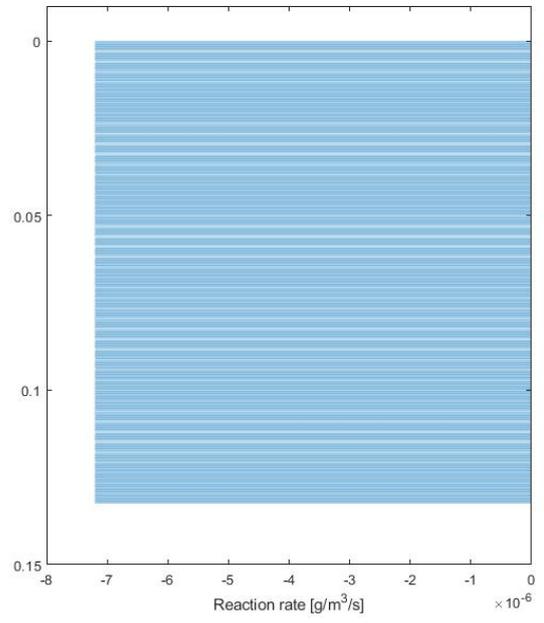
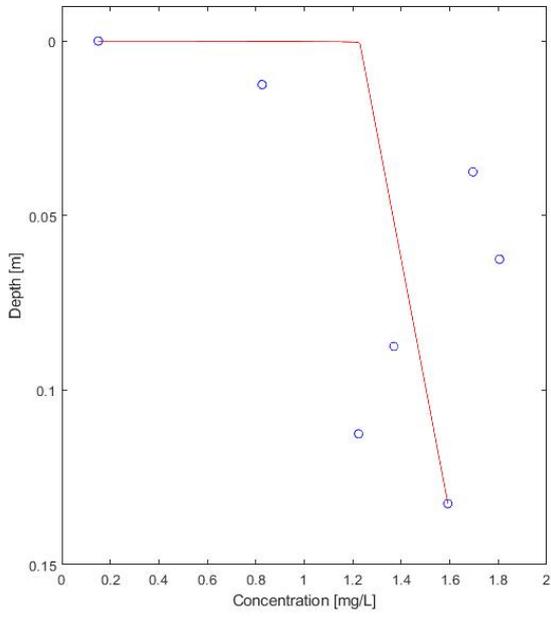
$NO_3 - N$



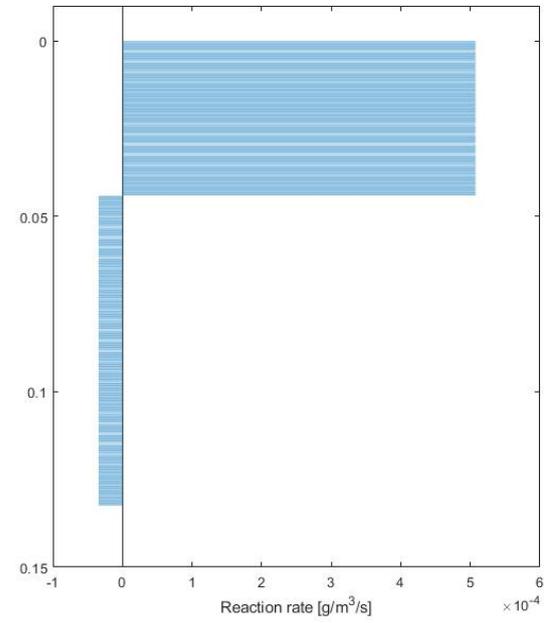
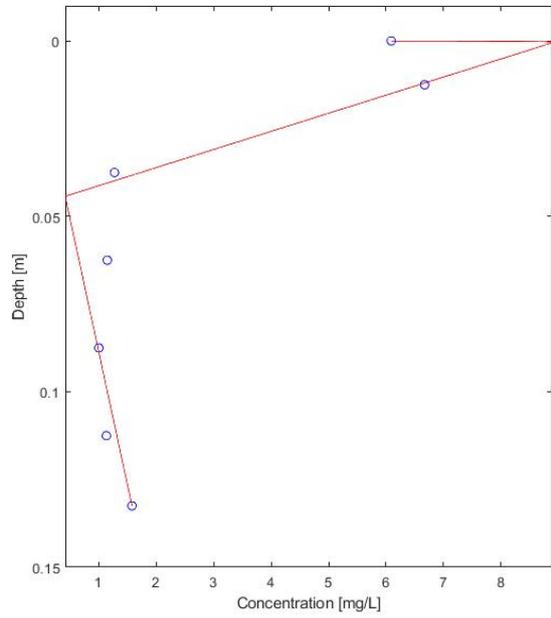
- Piezometro: **P9**
- Misura concentrazioni: **30/01/2017**
- Misura VHG: **30/01/2017**

Depth (cm)	$NH_4 - N$ (mg/l)	$NO_3 - N$ (mg/l)
0.0	0.150	6.089
1.25	0.826	6.669
3.75	1.695	1.275
6.25	1.805	1.148
8.75	1.370	1.001
11.25	1.224	1.132
13.25	1.592	1.579

$NH_4 - N$



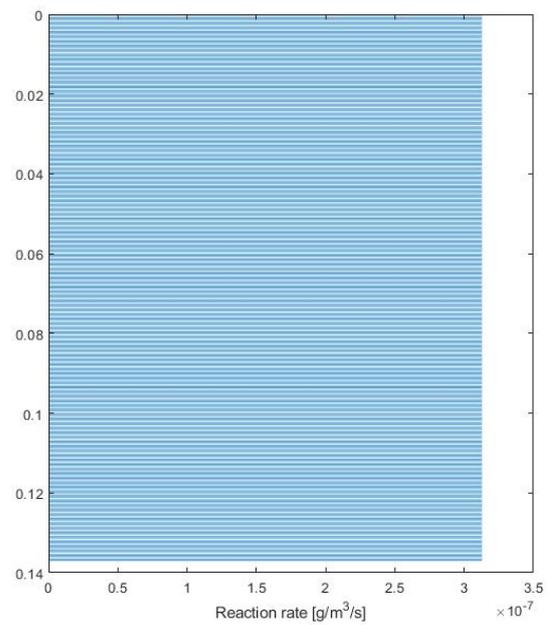
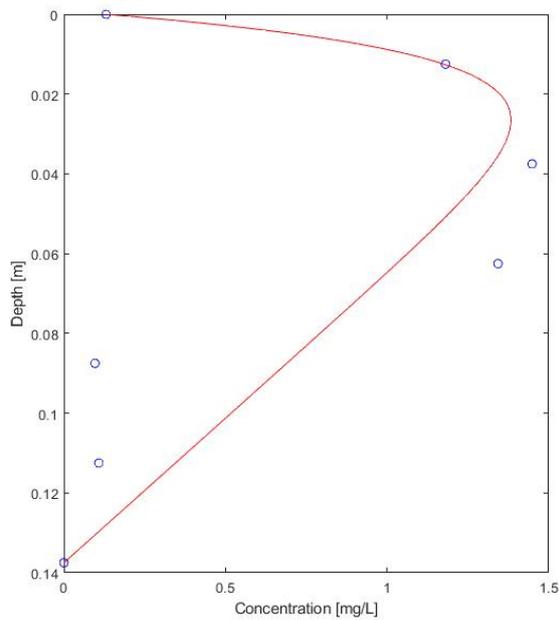
$NO_3 - N$



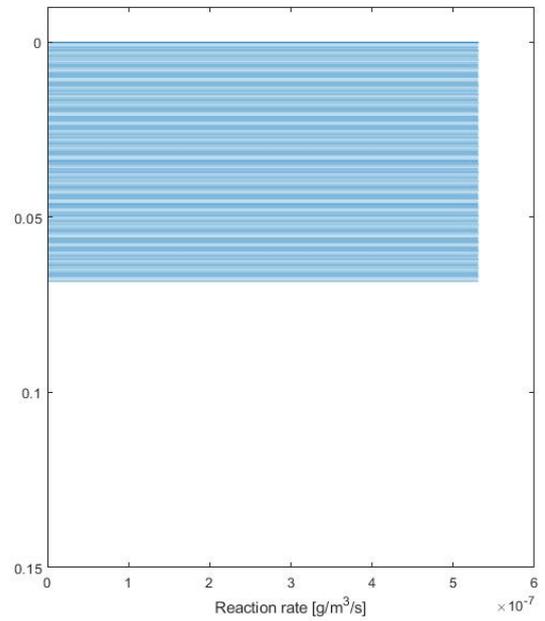
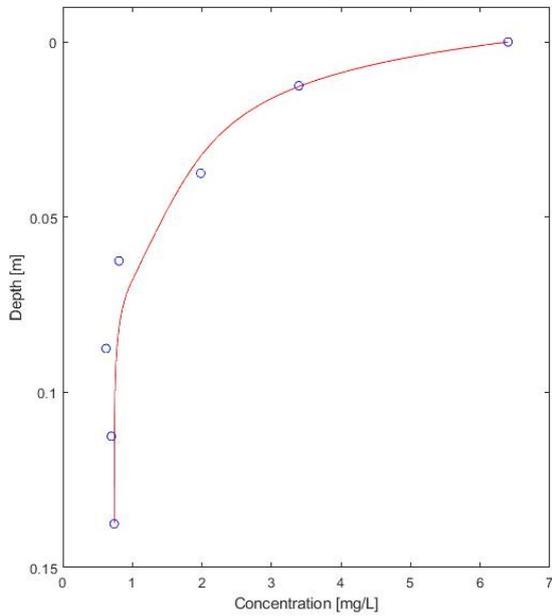
- Piezometro: **P1**
- Misura concentrazioni: **23/03/2017**
- Misura VHG: **27/03/2017**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.1310	6.3993
1.25	1.1807	3.3922
3.75	1.4481	1.9817
6.25	1.3430	0.8072
8.75	0.0963	0.6205
11.25	0.1082	0.6970
13.75	0.0	0.7385

NH₄ - N



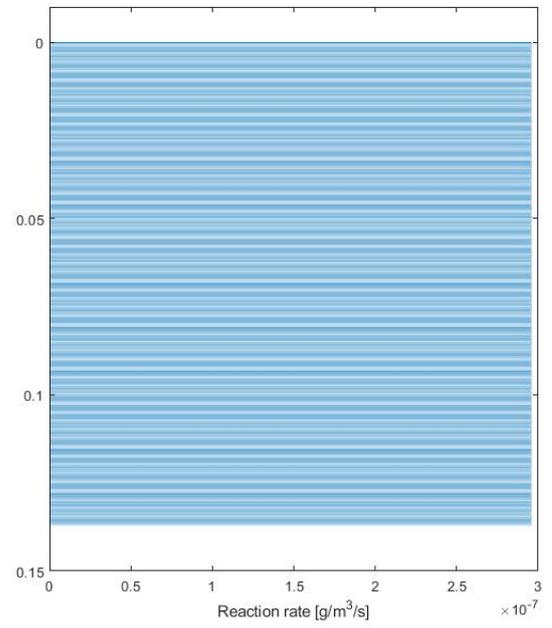
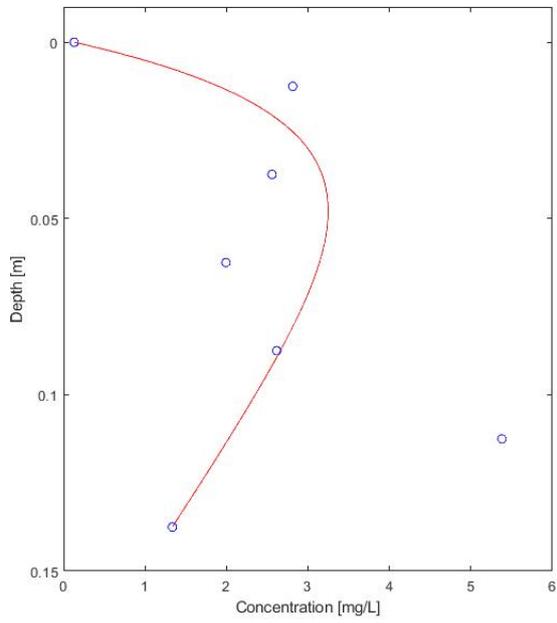
$NO_3 - N$



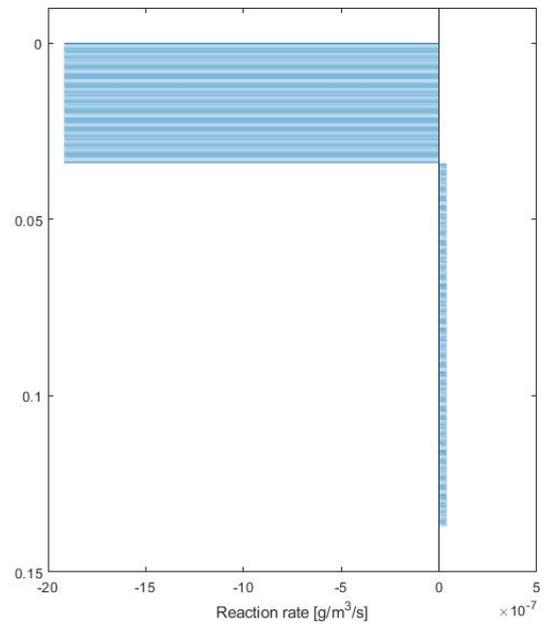
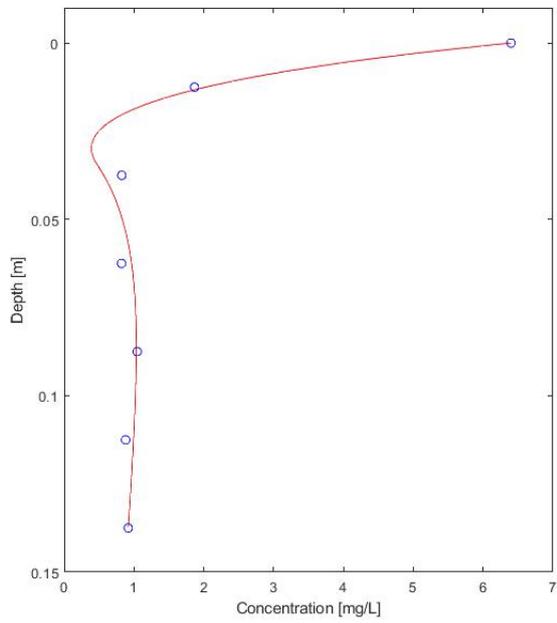
- Piezometro: **P2**
- Misura concentrazioni: **23/03/2017**
- Misura VHG: **27/03/2017**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.131	6.399
1.25	2.813	1.866
3.75	2.558	0.824
6.25	1.994	0.822
8.75	2.615	1.045
11.25	5.380	0.880
13.75	1.335	0.917

$NH_4 - N$



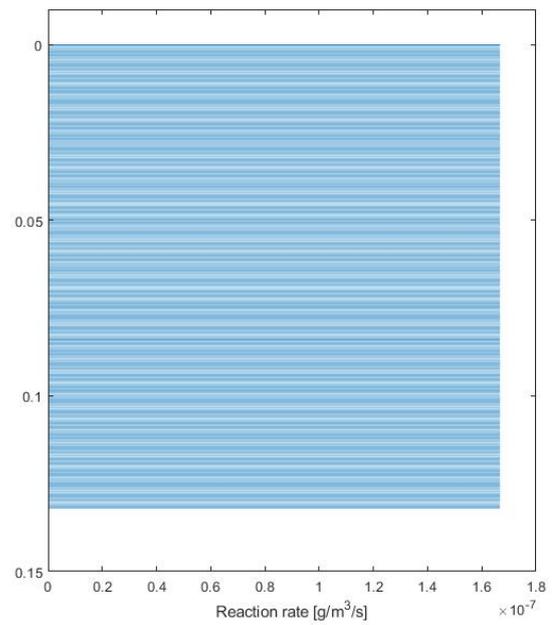
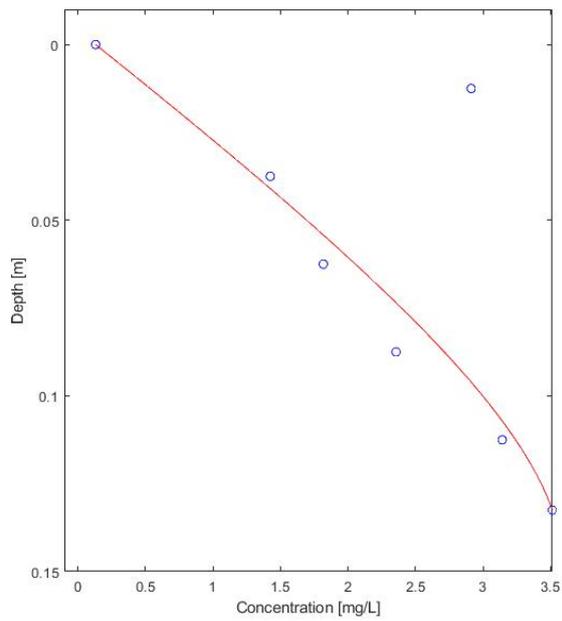
$NO_3 - N$



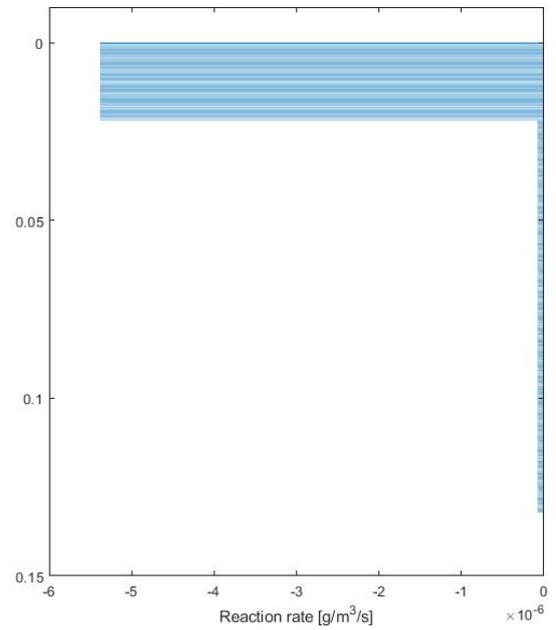
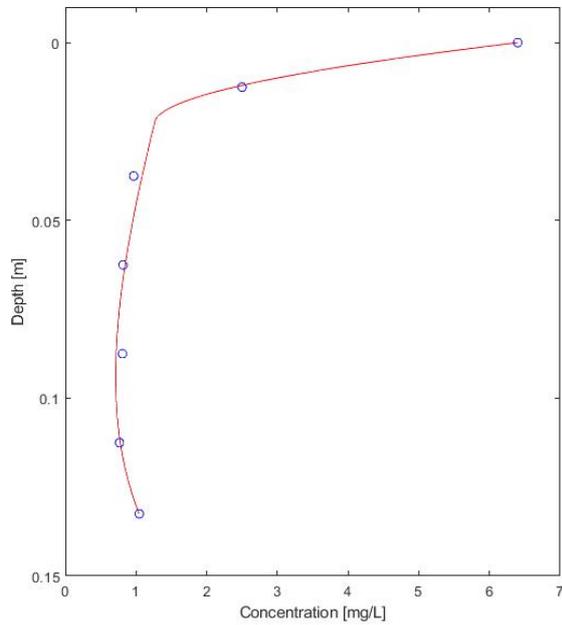
- Piezometro: **P4**
- Misura concentrazioni: **23/03/2017**
- Misura VHG: **27/03/2017**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.131	6.399
1.25	2.911	2.500
3.75	1.424	0.965
6.25	1.817	0.814
8.75	2.355	0.809
11.25	3.141	0.765
13.25	3.512	1.044

NH₄ - N



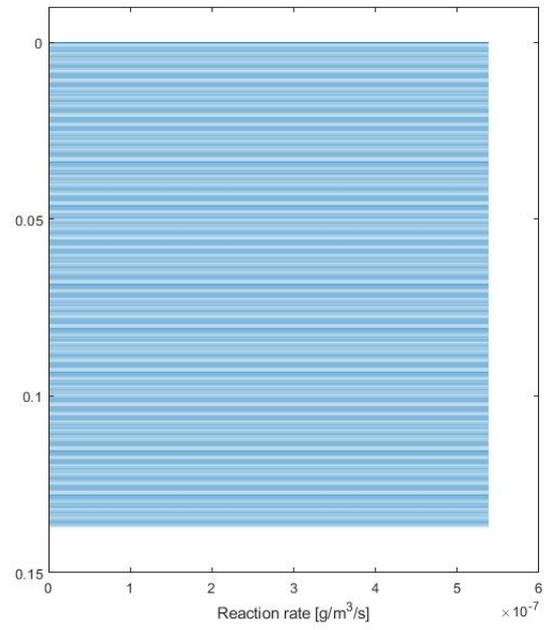
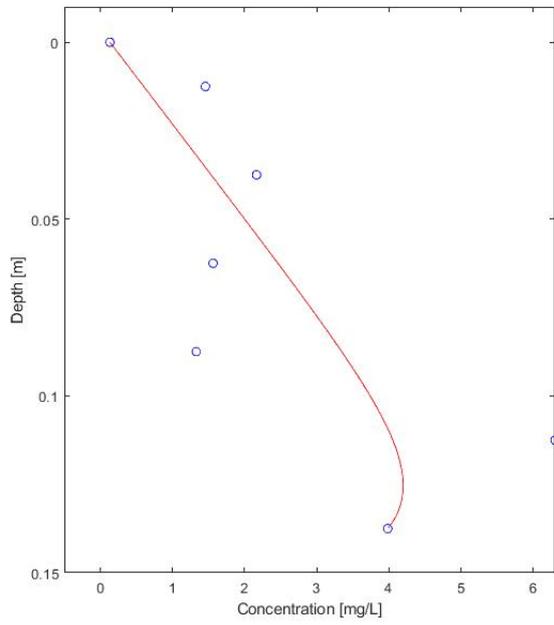
$NO_3 - N$



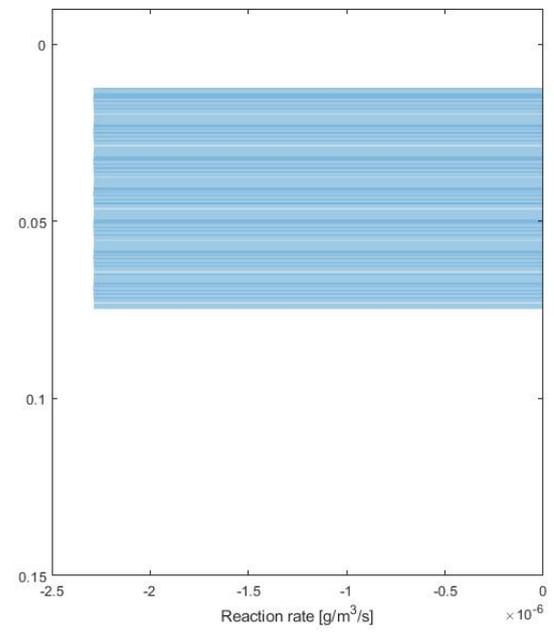
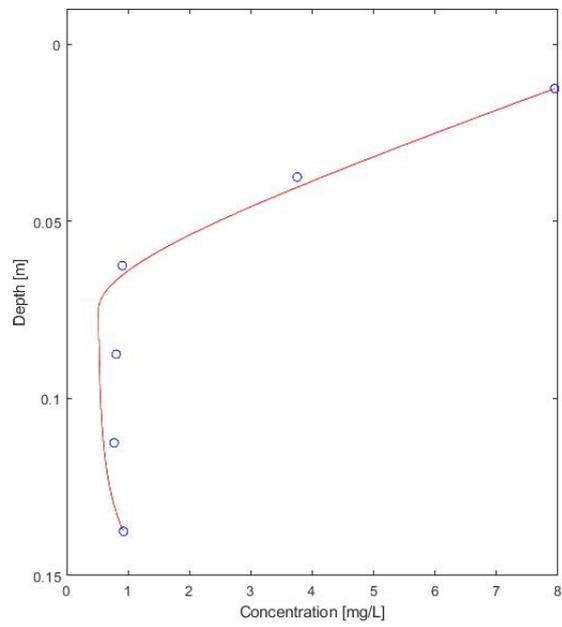
- Piezometro: **P5**
- Misura concentrazioni: **23/03/2017**
- Misura VHG: **27/03/2017**

Depth (cm)	$NH_4 - N$ (mg/l)	$NO_3 - N$ (mg/l)
0.0	0.131	-
1.25	1.456	7.945
3.75	2.165	3.753
6.25	1.561	0.905
8.75	1.329	0.806
11.25	6.302	0.773
13.75	3.984	0.924

$NH_4 - N$



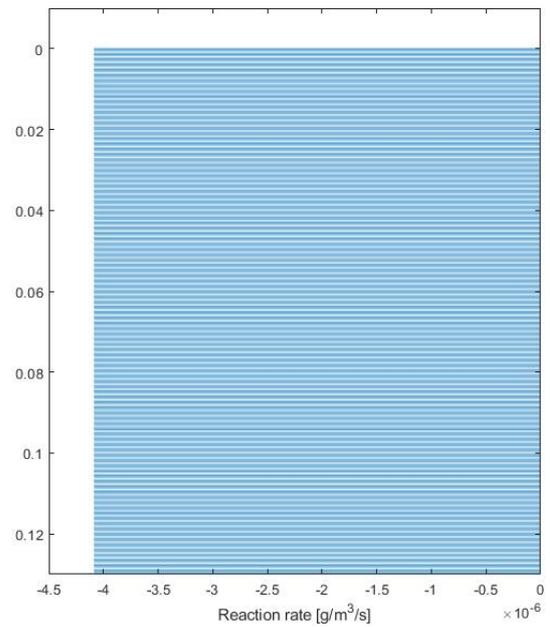
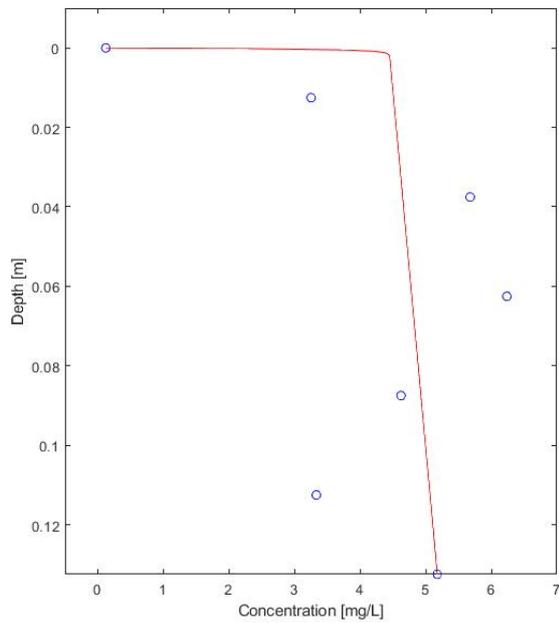
$NO_3 - N$



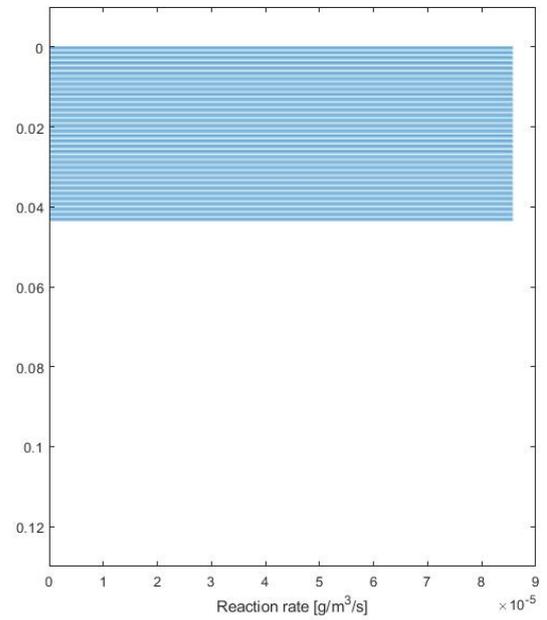
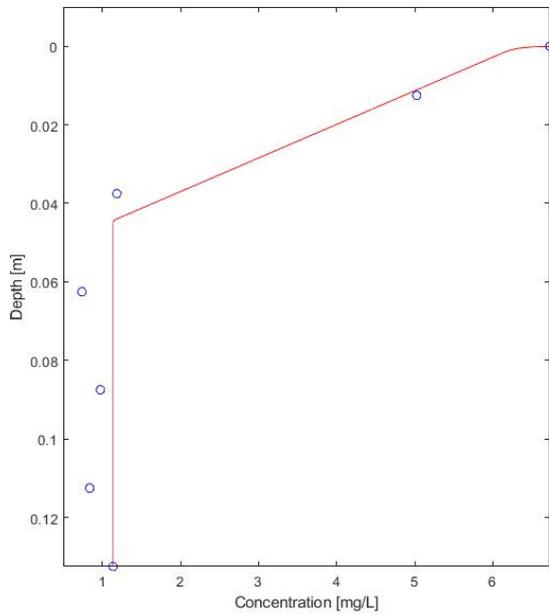
- Piezometro: **P7**
- Misura concentrazioni: **23/03/2017**
- Misura VHG: **27/03/2017**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.122	6.730
1.25	3.251	5.025
3.75	5.678	1.186
6.25	6.237	0.739
8.75	4.624	0.975
11.25	3.332	0.837
13.25	5.178	1.139

$NH_4 - N$



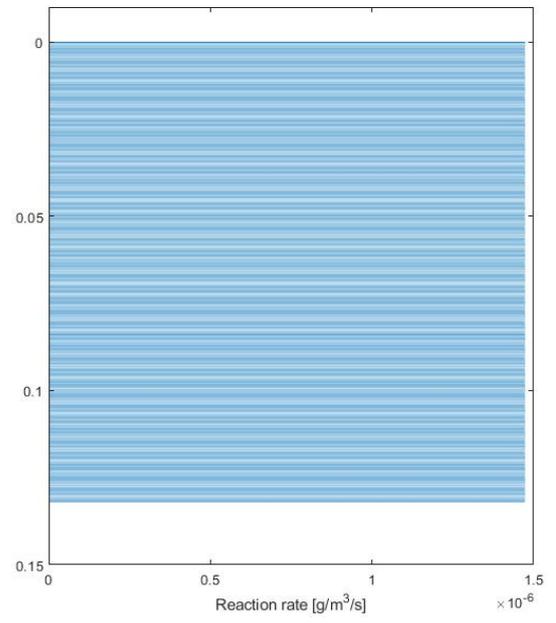
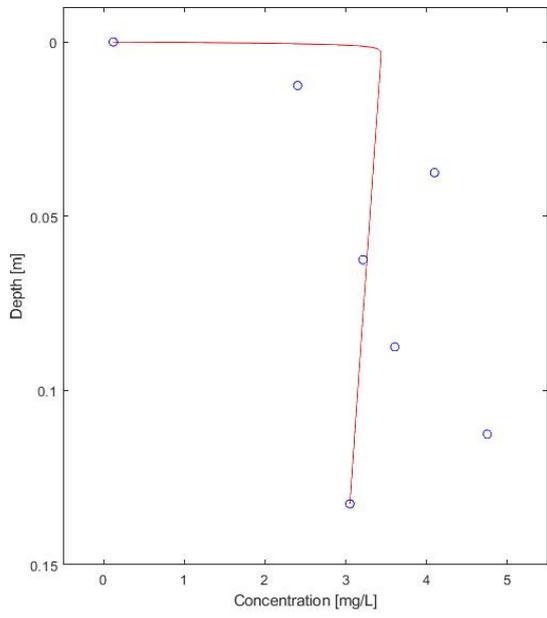
$NO_3 - N$



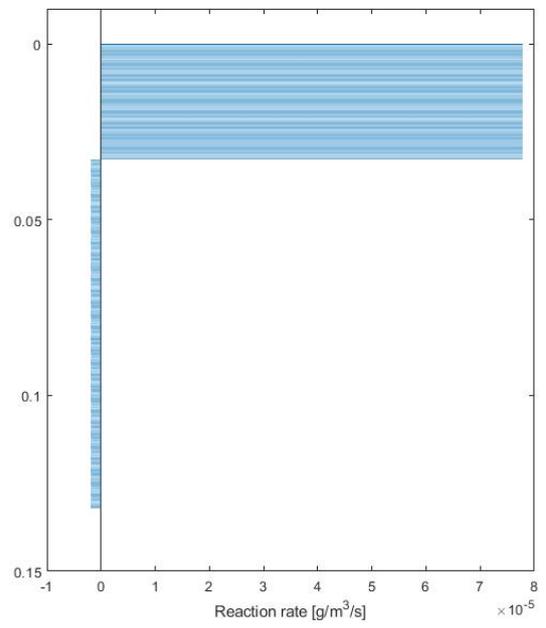
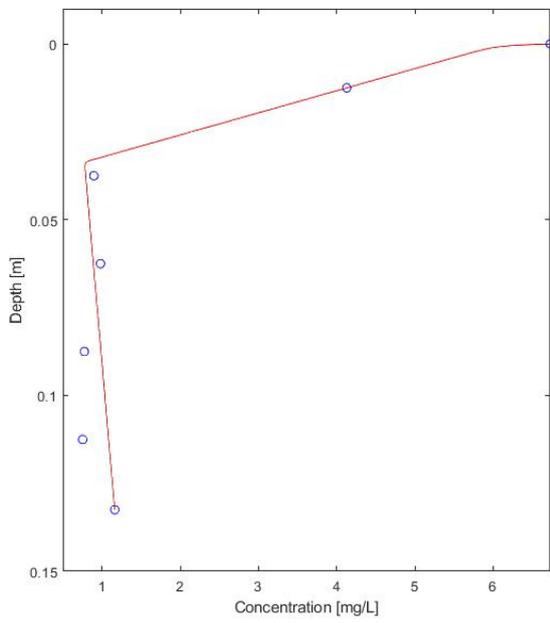
- Piezometro: **P8**
- Misura concentrazioni: **23/03/2017**
- Misura VHG: **30/01/2017**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.122	6.730
1.25	2.404	4.128
3.75	4.096	0.896
6.25	3.213	0.980
8.75	3.605	0.774
11.25	4.749	0.753
13.25	3.049	1.164

$NH_4 - N$



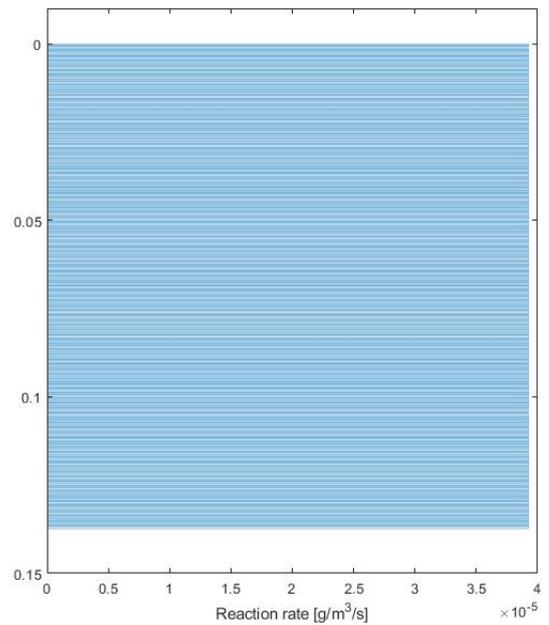
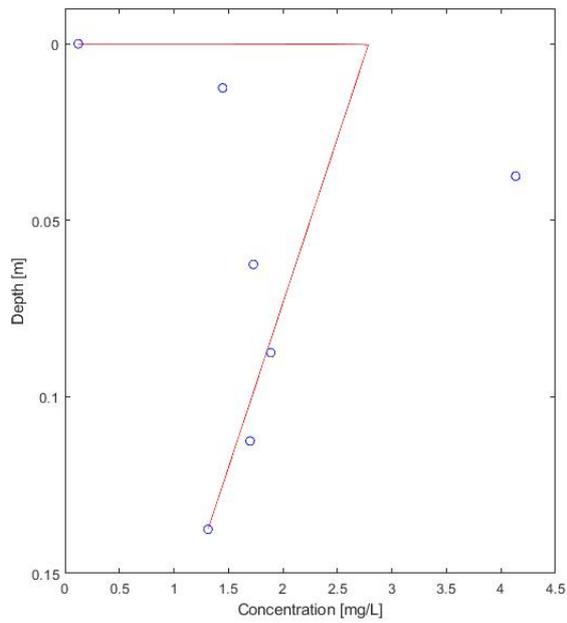
$NO_3 - N$



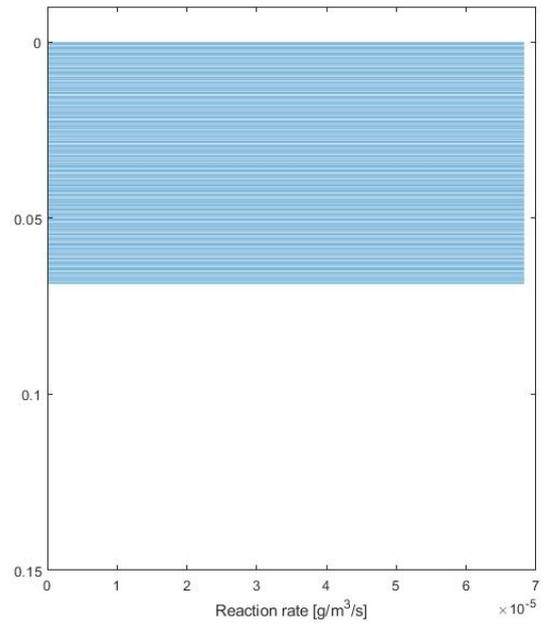
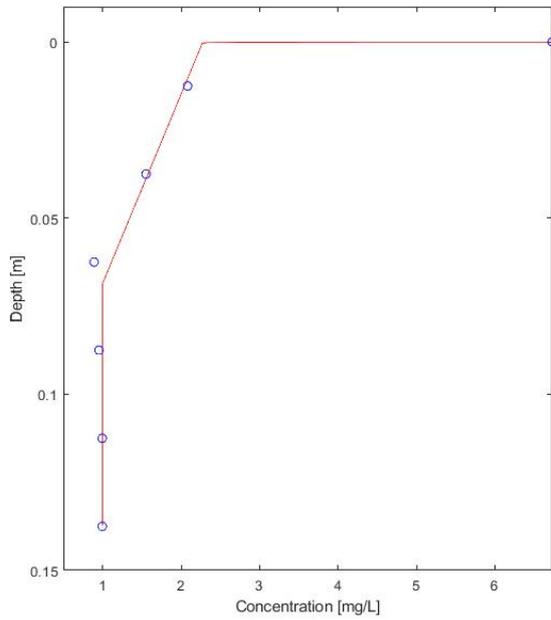
- Piezometro: **P9**
- Misura concentrazioni: **23/03/2017**
- Misura VHG: **27/03/2017**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.122	6.730
1.25	1.446	2.082
3.75	4.134	1.553
6.25	1.729	0.891
8.75	1.888	0.951
11.25	1.697	0.994
13.75	1.312	0.994

$NH_4 - N$



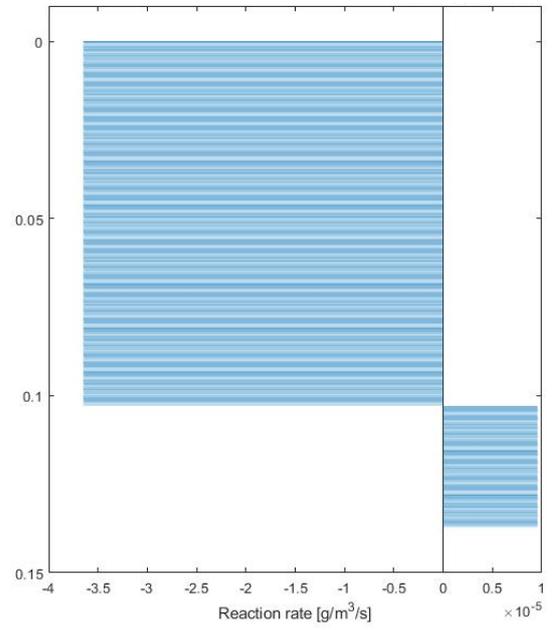
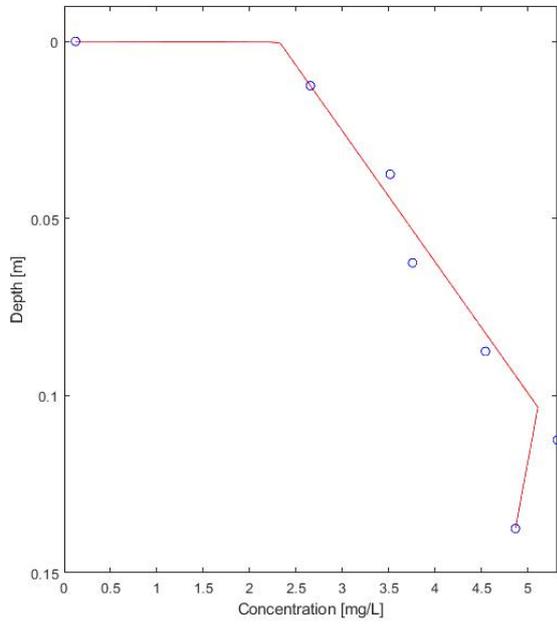
$NO_3 - N$



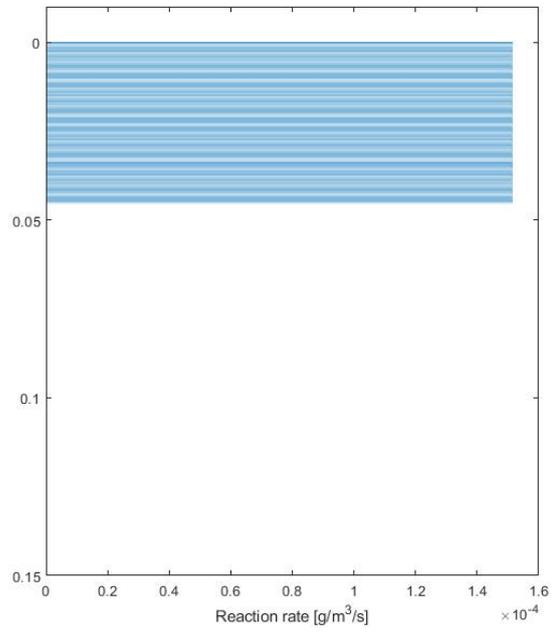
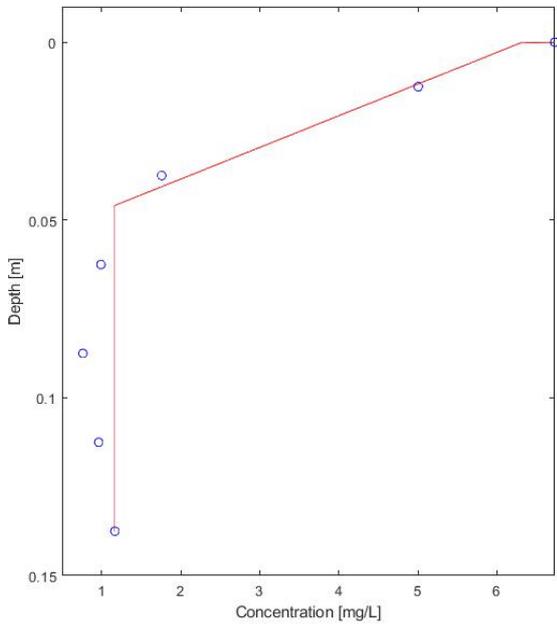
- Piezometro: **P10**
- Misura concentrazioni: **23/03/2017**
- Misura VHG: **27/03/2017**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.122	6.730
1.25	2.653	5.003
3.75	3.513	1.759
6.25	3.755	0.992
8.75	4.540	0.763
11.25	5.315	0.963
13.75	4.863	1.168

$NH_4 - N$



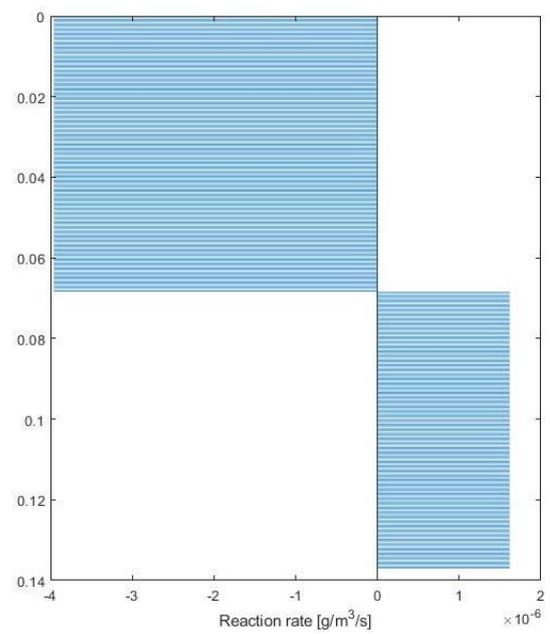
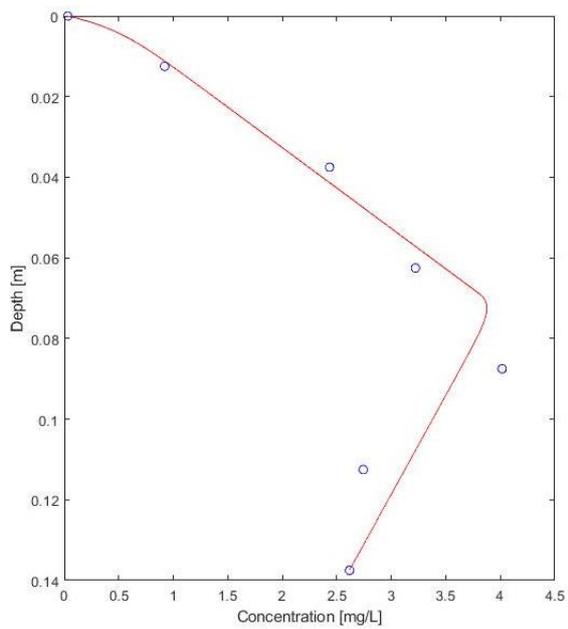
$NO_3 - N$



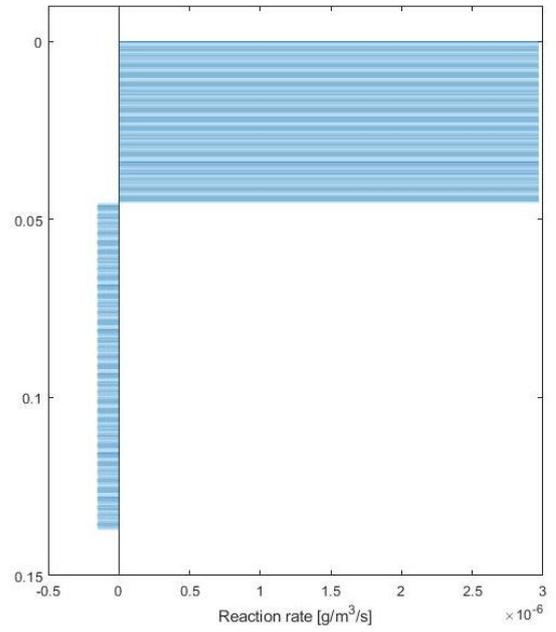
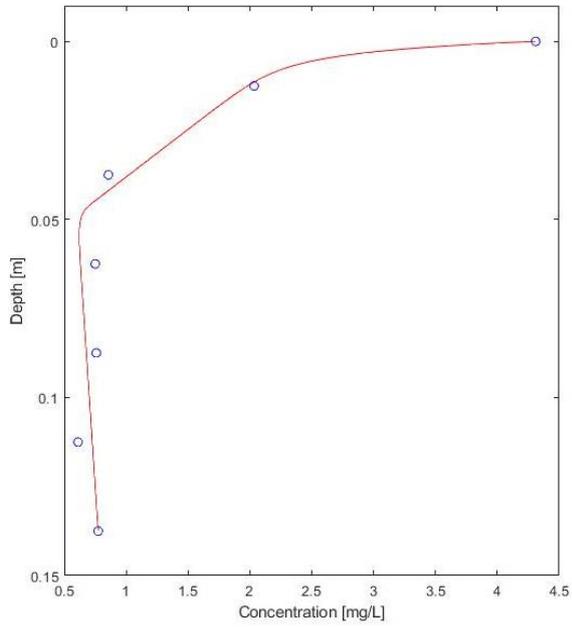
- Piezometro: **P1**
- Misura concentrazioni: **17/10/2017**
- Misura VHG: **21/02/2018**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.030	4.309
1.25	0.920	2.034
3.75	2.433	0.856
6.25	3.221	0.750
8.75	4.016	0.758
11.25	2.742	0.611
13.75	2.615	0.774

NH₄ - N



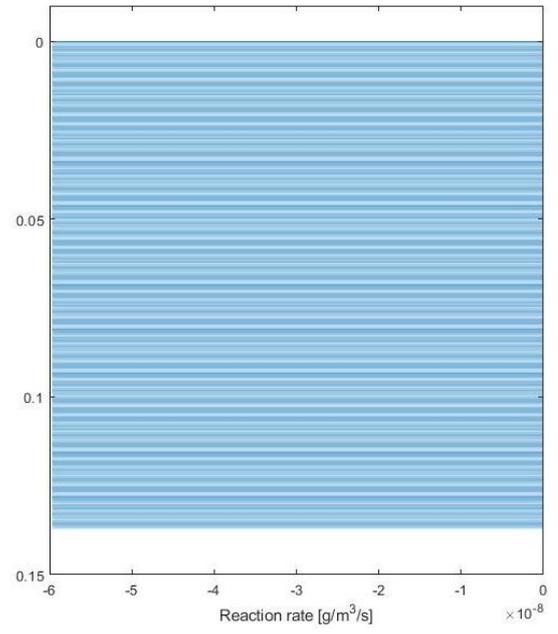
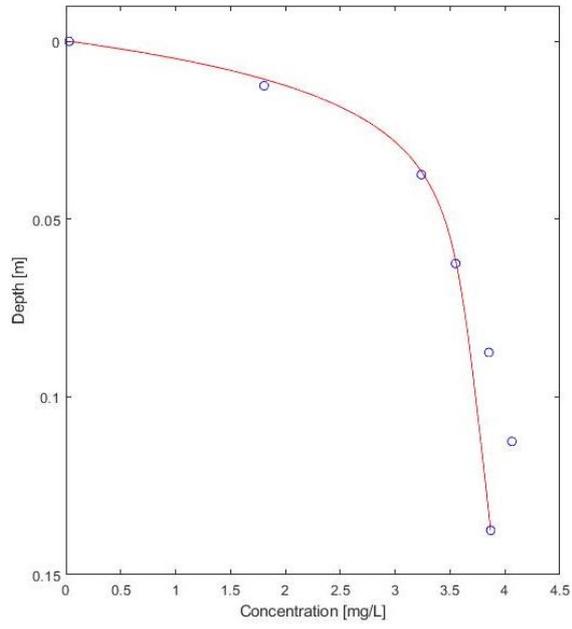
$NO_3 - N$



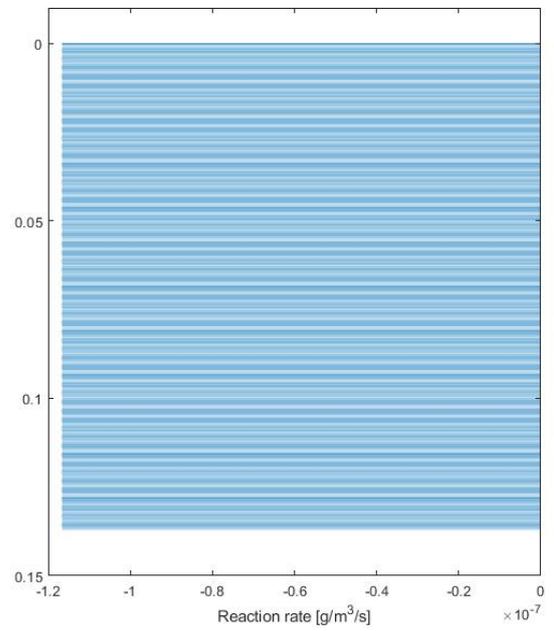
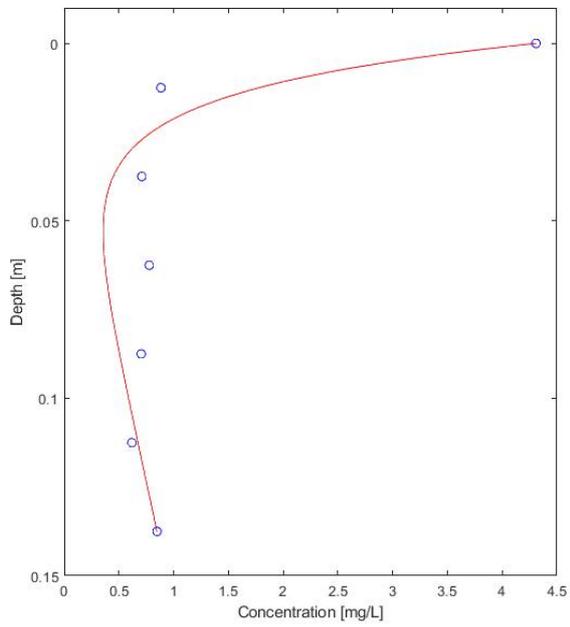
- Piezometro: **P2**
- Misura concentrazioni: **17/10/2017**
- Misura VHG: **21/02/2018**

Depth (cm)	$NH_4 - N$ (mg/l)	$NO_3 - N$ (mg/l)
0.0	0.030	4.309
1.25	1.806	0.883
3.75	3.237	0.709
6.25	3.550	0.777
8.75	3.852	0.703
11.25	4.063	0.618
13.75	3.870	0.847

$NH_4 - N$



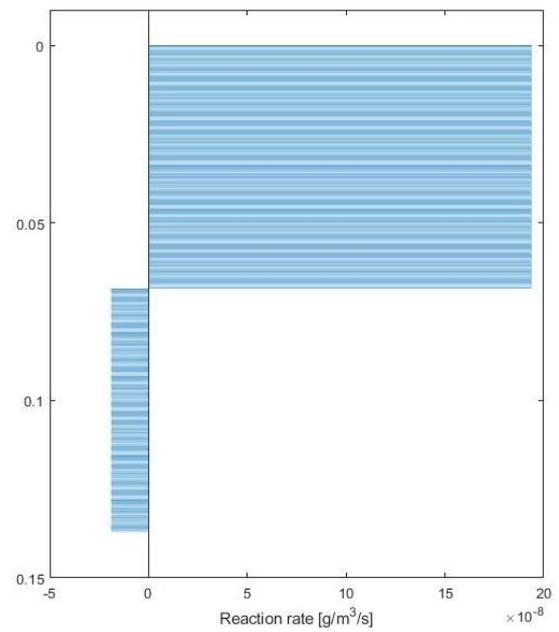
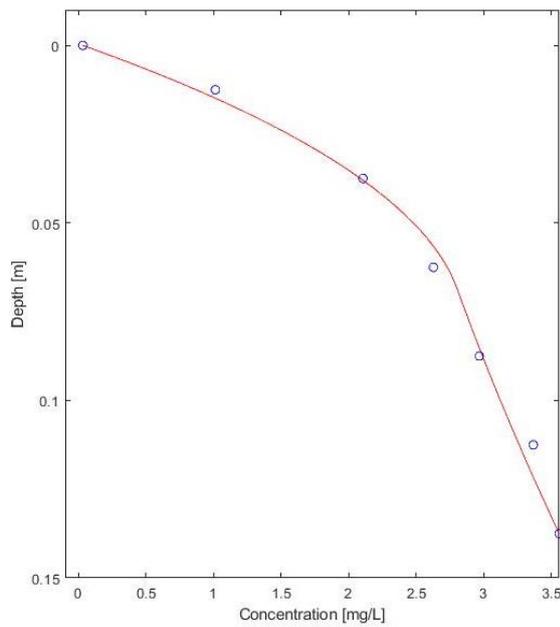
$NO_3 - N$



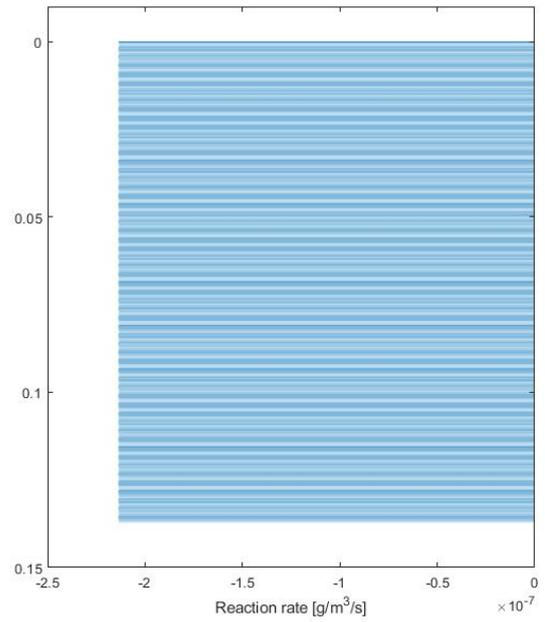
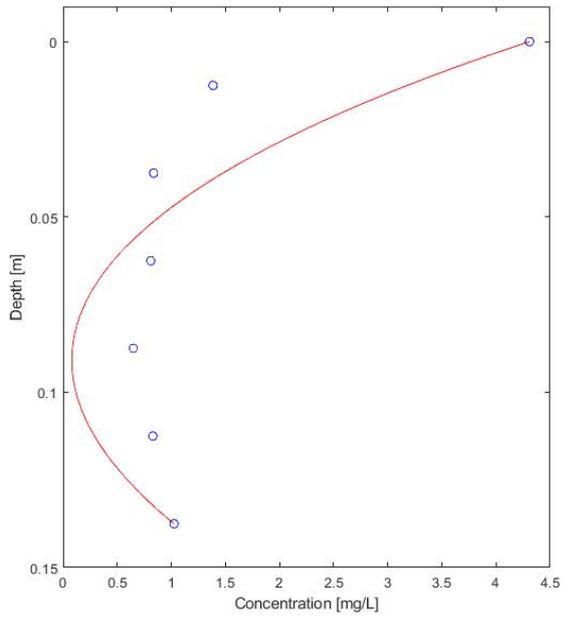
- Piezometro: **P4**
- Misura concentrazioni: **17/10/2017**
- Misura VHG: **23/02/2018**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.030	4.309
1.25	1.012	1.385
3.75	2.106	0.837
6.25	2.628	0.809
8.75	2.967	0.650
11.25	3.368	0.830
13.75	3.560	1.026

NH₄ - N



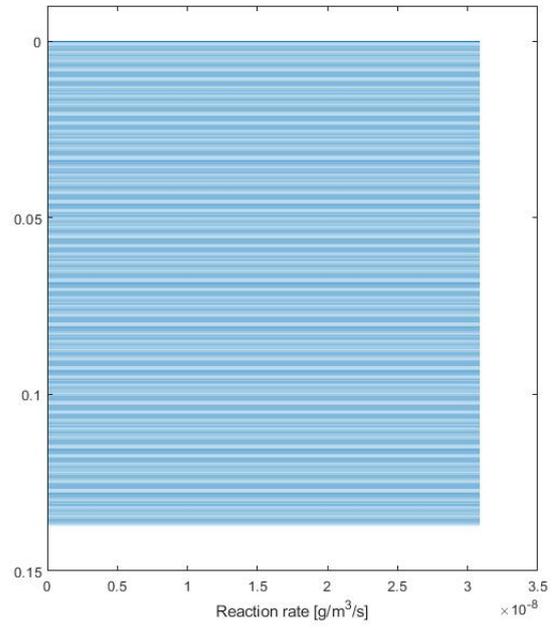
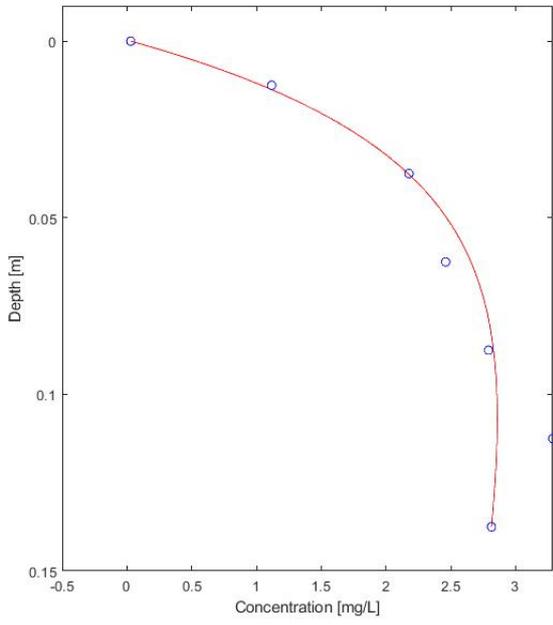
$NO_3 - N$



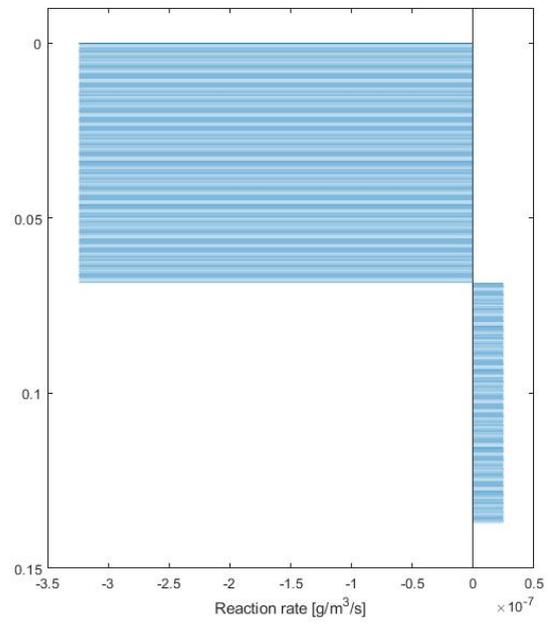
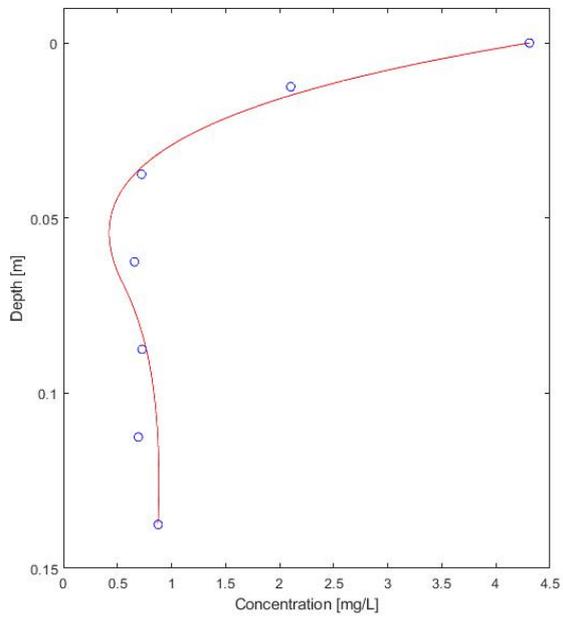
- Piezometro: **P5**
- Misura concentrazioni: **17/10/2017**
- Misura VHG: **21/02/2018**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.030	4.309
1.25	1.117	2.102
3.75	2.177	0.722
6.25	2.460	0.657
8.75	2.790	0.727
11.25	3.286	0.692
13.75	2.814	0.875

$NH_4 - N$



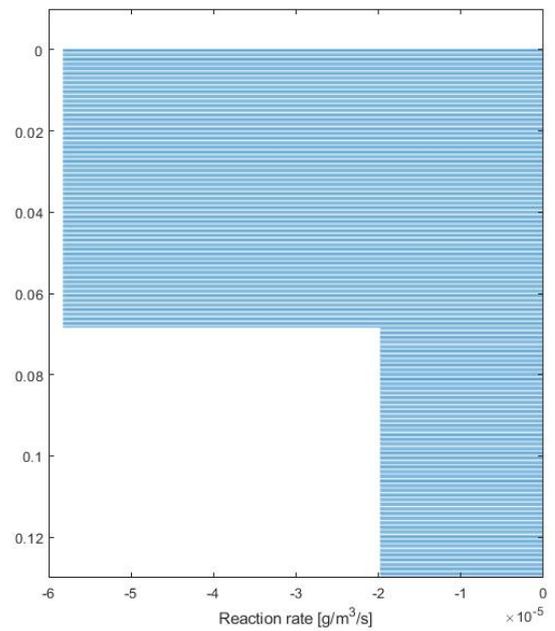
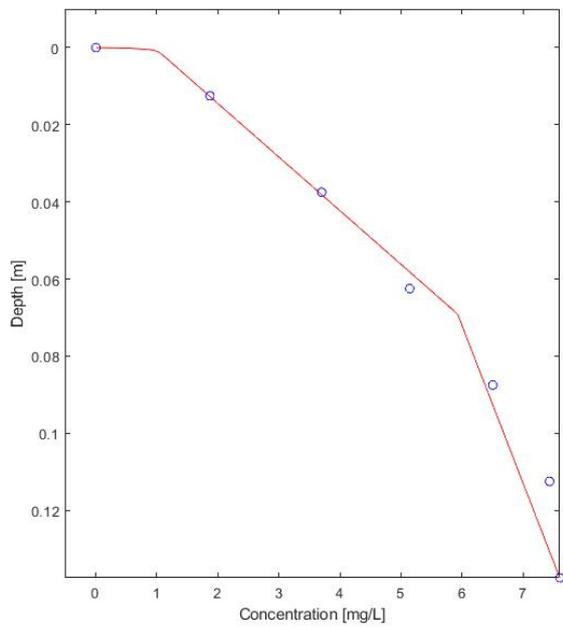
$NO_3 - N$



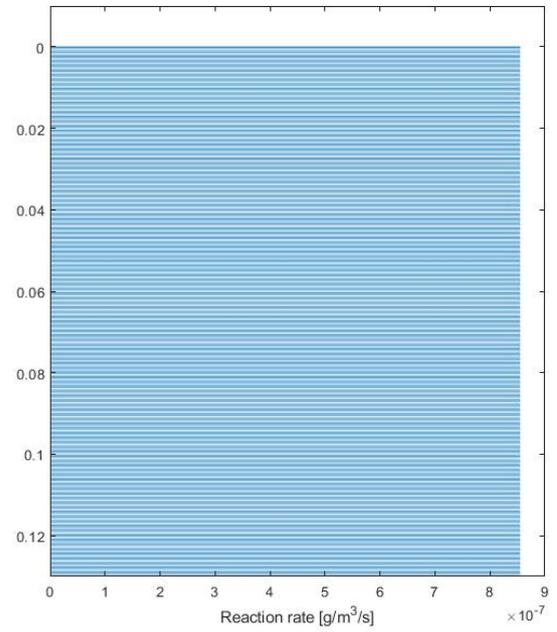
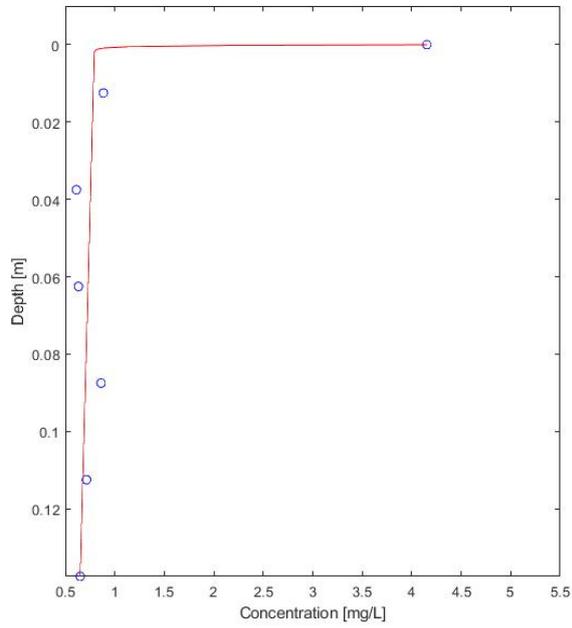
- Piezometro: **P7**
- Misura concentrazioni: **17/10/2017**
- Misura VHG: **23/02/2018**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.010	4.153
1.25	1.873	0.884
3.75	3.701	0.611
6.25	5.142	0.631
8.75	6.501	0.861
11.25	7.429	0.713
13.75	7.595	0.650

NH₄ - N



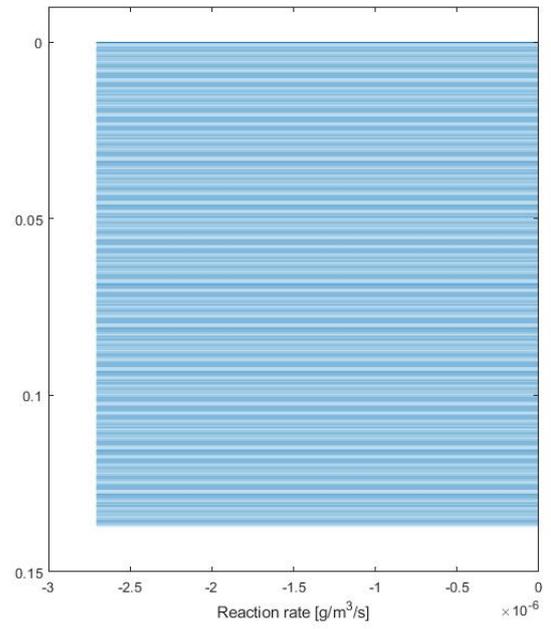
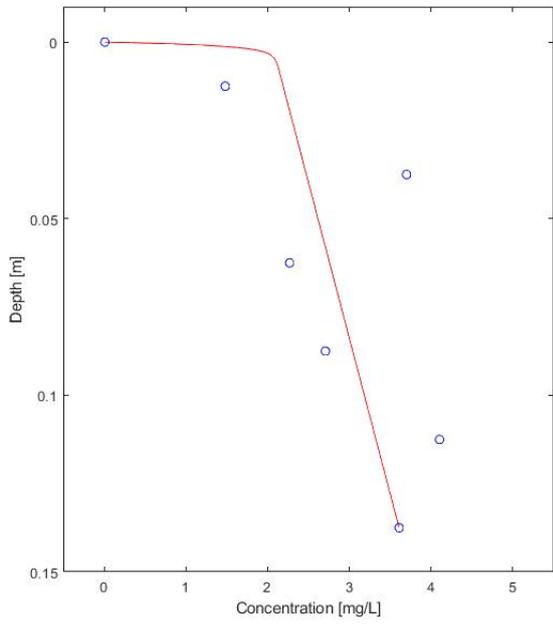
$NO_3 - N$



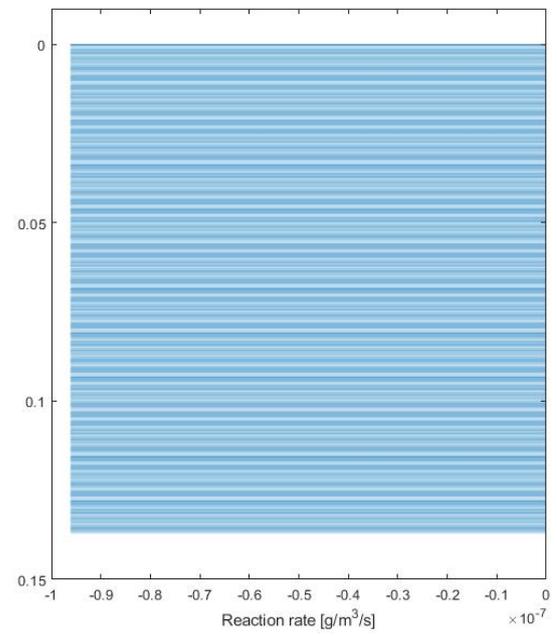
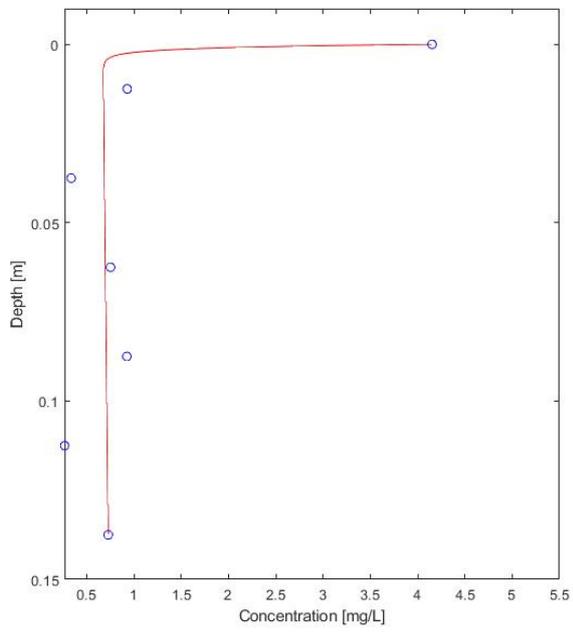
- Piezometro: **P8**
- Misura concentrazioni: **17/10/2017**
- Misura VHG: **23/02/2018**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.010	4.153
1.25	1.481	0.929
3.75	3.698	0.338
6.25	2.269	0.753
8.75	2.705	0.926
11.25	4.102	0.267
13.75	3.608	0.728

$NH_4 - N$



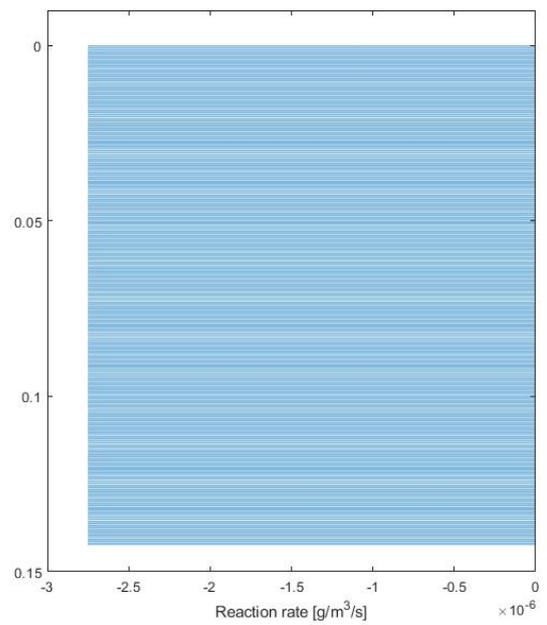
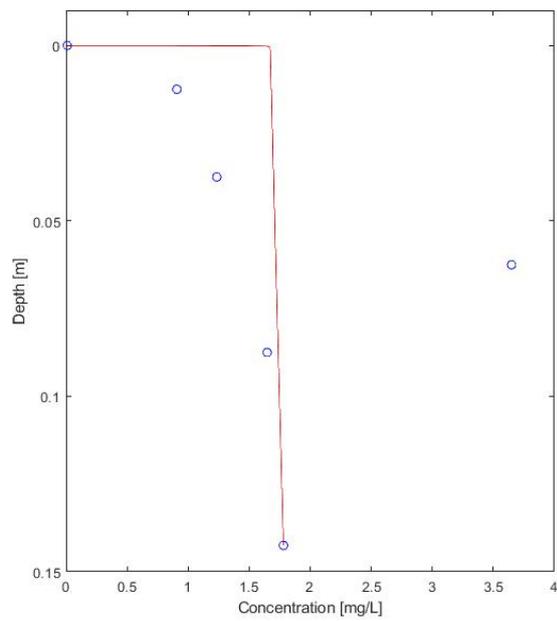
$NO_3 - N$



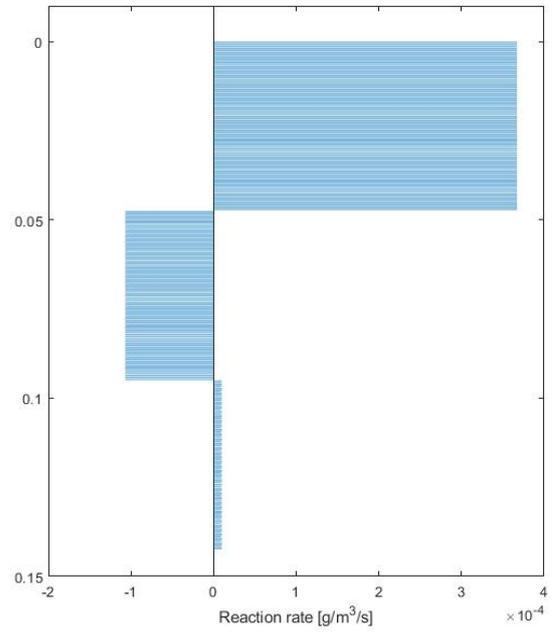
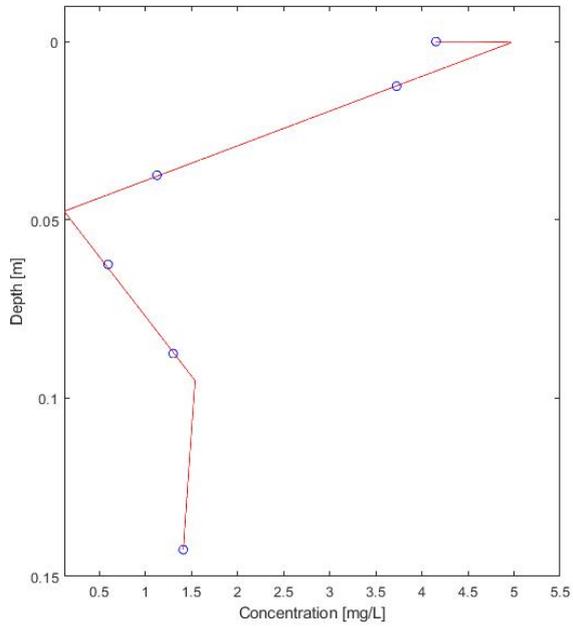
- Piezometro: **P9**
- Misura concentrazioni: **17/10/2017**
- Misura VHG: **23/02/2018**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.010	4.153
1.25	0.907	3.725
3.75	1.234	1.126
6.25	3.649	0.594
8.75	1.647	1.300
14.25	1.781	1.411

$NH_4 - N$



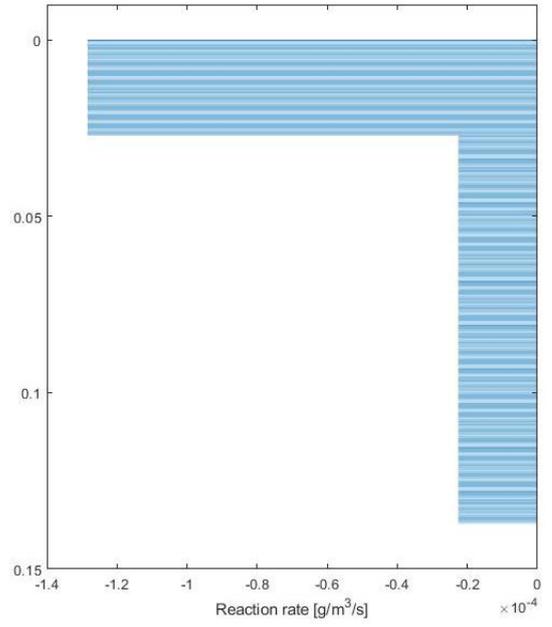
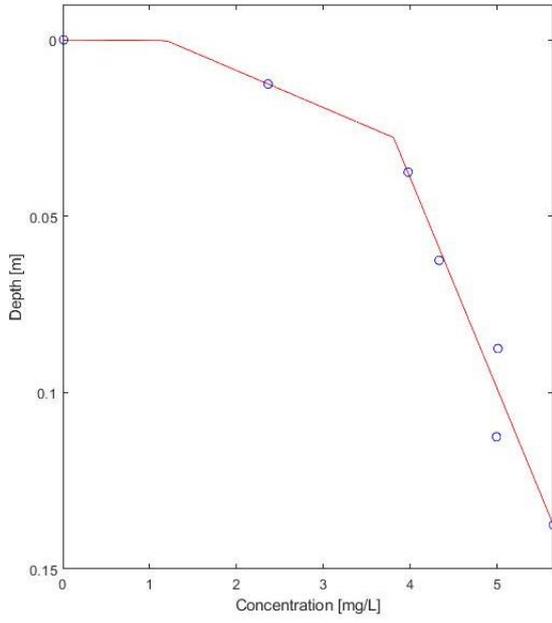
$NO_3 - N$



- Piezometro: **P10**
- Misura concentrazioni: **17/10/2017**
- Misura VHG: **23/02/2018**

Depth (cm)	NH ₄ - N (mg/l)	NO ₃ - N (mg/l)
0.0	0.010	4.153
1.25	2.362	1.567
3.75	3.974	0.763
6.25	4.331	0.658
8.75	5.006	0.675
11.25	4.990	0.646
13.75	5.645	0.679

$NH_4 - N$



$NO_3 - N$

