

Alma Mater Studiorum - Università di Bologna

DOTTORATO DI RICERCA IN

Scienze Ambientali: Tutela e Gestione delle Risorse Naturali

XXII Ciclo

Settore scientifico disciplinare di afferenza:

GEO/02 Geologia stratigrafica e sedimentologica

**L'INTERAZIONE TRA ACQUE FLUVIALI SUPERFICIALI E ACQUE
SOTTERRANEE IN ZONA COSTIERA: IL SISTEMA DELL'ESTUARIO DEL
FIUME LAMONE**

Tesi presentata da: Dott. Mario Laghi

Coordinatore:

Prof.ssa Elena Fabbri

Tutore:

Prof. Giovanni Gabbianelli

Relatore:

Prof. Marco Antonellini

Esame finale anno 2010

SOMMARIO

INTRODUZIONE.....	7
1 INQUADRAMENTO AREA DI STUDIO	11
SCALA GENERALE.....	13
1.1 Inquadramento geografico e territoriale	13
1.1.1 Geologia e Geomorfologia	13
1.1.2 Stratigrafia Superficiale	16
1.2 Assetto idrologico.....	17
1.2.1 Le Pialasse.....	18
1.2.2 Punte Alberete ed il Bardello	19
1.2.3 La Cassa di Colmata del Lamone	20
1.2.4 Il Canale Emiliano Romagnolo (C.E.R.).....	20
1.3 Assetto idrogeologico.....	21
1.3.1 Gli acquiferi dell'Emilia Romagna.....	21
SCALA DI BACINO	27
1.4 Il Fiume Lamone	27
1.5 Evoluzione Storica della Foce.....	31
1.6 La quantità e la qualità delle acque nel Lamone	35
1.7 Le attività antropiche in zona di foce.....	39
2 FATTORI CLIMATICI ATTUALI E PREVISIONI FUTURE	41
2.1 Temperature.....	44
2.1.1 Clima attuale	44
2.1.2 Clima futuro.....	47
2.2 Precipitazioni.....	53
2.2.1 Clima Attuale	54
2.2.2 Clima futuro.....	61
2.3 Portate fluviali	62
2.3.1 La serie Storica 1960 – 1989	64
2.3.2 La climatologia 1999 – 2008	65

2.3.3	L'anno 2008 e il confronto con le serie storiche	66
2.3.4	Le piene	69
2.4	Osservazioni e discussione	70
3	LA DINAMICA DELL'INTRUSIONE SALINA FLUVIALE.....	73
3.1	Metodologie e strumentazioni.....	74
3.2	Analisi ed elaborazione dei dati.....	76
3.2.1	I Rilievi di salinità	76
3.2.2	Il ruolo della batimetria.....	83
3.3	Osservazioni e discussione	89
4	IL MODELLO ANALITICO DELL'INTRUSIONE SALINA NEL FIUME	93
4.1	L'equazione di Schijf & Schönfeld	95
4.2	L'estrapolazione della forma del cuneo salino	101
4.3	Il calcolo dei coefficienti di frizione (C_i)	104
4.4	Il calcolo delle portate efficaci.....	107
4.5	Osservazioni e discussione	108
5	L'INTERAZIONE FIUME - ACQUIFERO	111
5.1	Metodologie e strumentazioni.....	114
5.2	La misura dei gradienti idraulici	119
5.3	La misura dei dati in continuo sul Lamone	124
5.3.1	Il livello idrometrico	125
5.3.2	La conduttività elettrica	128
5.3.3	La temperatura	130
5.4	La misura di dati in continuo nell'acquifero.....	131
5.4.1	Il livello piezometrico.....	132
5.4.2	Conduttività elettrica e temperatura	134
5.5	Osservazioni e discussione	138
6	I MODELLI ANALITICI D'INTERAZIONE FIUME ACQUIFERO	145
6.1	Introduzione.....	145
6.2	La tecnica di Convoluzione.....	148
6.3	I codici di calcolo STLK1 e STWT1	150

6.3.1	Introduzione alle soluzioni analitiche per l'acquifero confinato	154
6.3.2	Introduzione alle soluzioni analitiche nell'acquifero non confinato	157
6.3.3	Gli integrali di convoluzione	160
6.4	I casi di studio	161
6.4.1	Il caso studio del Po a Boretto	162
6.4.2	Il caso studio del Lamone	175
6.5	Osservazioni e discussione	180
7	CONCLUSIONI	183
	RINGRAZIAMENTI	187
	BIBLIOGRAFIA	189
	ALLEGATI	197
	Misure di salinità superficiale e al fondo:	197
	Profili verticali di salinità	202

INTRODUZIONE

In tutto il mondo le zone costiere ricoprono un ruolo fondamentale per gli interessi socioeconomici, sia perché sono le aree più popolate, visto che presentano le migliori condizioni per l'insediamento umano e per lo sviluppo delle attività economiche, sia perché posseggono un valore ambientale e culturale elevatissimo legato alla loro peculiare caratteristica di essere ambienti di transizione fra il mare e la terra.

In queste aree, tuttavia, lo stato di equilibrio dinamico fra acqua dolce e acqua salmastra è un aspetto naturale estremamente delicato e fortemente disturbato dall'estrazione di acqua dagli acquiferi che, abbassando i livelli della tavola d'acqua, riduce l'apporto di acqua dolce in zona costiera, accentua il fenomeno della subsidenza e, in ultima analisi, può essere indicata come una delle cause principali della salificazione degli acquiferi. In natura l'acqua di mare può contaminare gli acquiferi tramite una connessione con corpi di acqua libera superficiale salata o per una risalita o ingressione dell'interfaccia acqua dolce – acqua salata nell'acquifero costiero.

Generalmente quasi tutte le forme di acque superficiali (fiumi, laghi, invasi ed estuari) interagiscono con le acque sotterranee degli acquiferi freatici; queste interazioni possono assumere forme diverse. In molti casi il corpo d'acqua superficiale riceve acqua e soluti dalla falda, in altri i corpi superficiali alimentano l'acquifero e possono causare variazioni della qualità delle sue acque. Come risultato il prelievo da fiumi può abbassare il livello di falda e, al contrario, un pompaggio eccessivo dalla falda può diminuire l'acqua presente in fiumi, laghi e zone umide.

In termini di qualità l'inquinamento delle acque superficiali può causare un peggioramento della qualità della falda e viceversa; nonostante questo, tradizionalmente la gestione della risorsa acqua si è concentrata sui corpi superficiali o sulle acque di falda come se fossero entità separate fra loro.

Queste considerazioni generali risultano valide anche riferendosi al territorio ravennate, dove la fascia costiera rappresenta la sede di numerose attività

economiche (agricoltura, industria, estrazione idrocarburi, turismo) e dove le pressioni ambientali sono molto elevate.

E' da segnalare come l'economia di quest'area, basata fino ai primi decenni del 1900 sull'agricoltura e sulla pesca, stia subendo, oggi, le negative conseguenze di uno sviluppo economico costruito sull'industria turistica. Questo modello comporta che nel periodo estivo si riscontri una elevatissima domanda di risorsa idrica, congiunta ad una conseguente concentrazione di scarichi civili che costituiscono un fattore di ulteriore inquinamento dei fiumi, in tale periodo particolarmente poveri di acqua.

Per questi motivi da anni il gruppo di ricerca IGRG (Integrated Geoscience Research Group) dell'Università di Bologna si è occupato dello studio dei processi di intrusione salina nell'acquifero costiero della provincia e di stabilire una relazione causa effetto fra questo fenomeno e le modificazioni del territorio (Antonellini et al 2008, Antonellini & Mollema 2010, Giambastiani et al. 2008).

In questo contesto, uno degli aspetti che più necessitava di maggiori approfondimenti era rappresentato dalla comprensione del fenomeno di interazioni fra le acque superficiali e quelle di falda. Con questo studio si è cercato di colmare in parte questa lacuna scegliendo l'estuario artificiale del Fiume Lamone quale esempio rappresentativo degli altri corsi d'acqua romagnoli e analizzando il suo rapporto con il sistema idrogeologico dell'area di foce concentrandosi sul suo eventuale contributo al processo in corso di salificazione dell'acquifero.

L'estuario e la foce del Lamone sono caratterizzate anche dalla presenza di diversi elementi antropici che rendono indispensabili riflessioni nell'ottica di una corretta gestione del fiume. La presenza di una darsena turistica all'interno dei moli armati della foce, anch'essa caratteristica comune a molti corsi d'acqua romagnoli, implica ad esempio la necessità di periodici dragaggi dei depositi sabbiosi alla foce.

Anche dal punto di vista idraulico il Lamone presenta una gestione antropica molto marcata con diversi manufatti lungo il suo corso che causano effetti sul regime idraulico e sul trasporto solido a mare. Gli elementi antropici del tratto

finale sono stati analizzati nel corso di questo studio e il loro effetto sul processo di intrusione salina è stato valutato.

In particolare lo studio è stato realizzato in due parti: la prima ha riguardato la misura e la descrizione della dinamica dell'ingresso di acqua marina nell'alveo del Lamone durante l'anno 2008; la seconda parte si è invece concentrata sullo studio dell'interazione fra il fiume e l'acquifero al fine di valutarla sotto l'aspetto qualitativo e quantitativo.

In entrambi i casi il lavoro è stato svolto accoppiando una fase di raccolta di dati in campagna con una fase di analisi di essi indirizzata all'utilizzo di semplici modelli analitici capaci di fornire informazioni previsionali a partire dai dati misurati sul campo.

1 INQUADRAMENTO AREA DI STUDIO

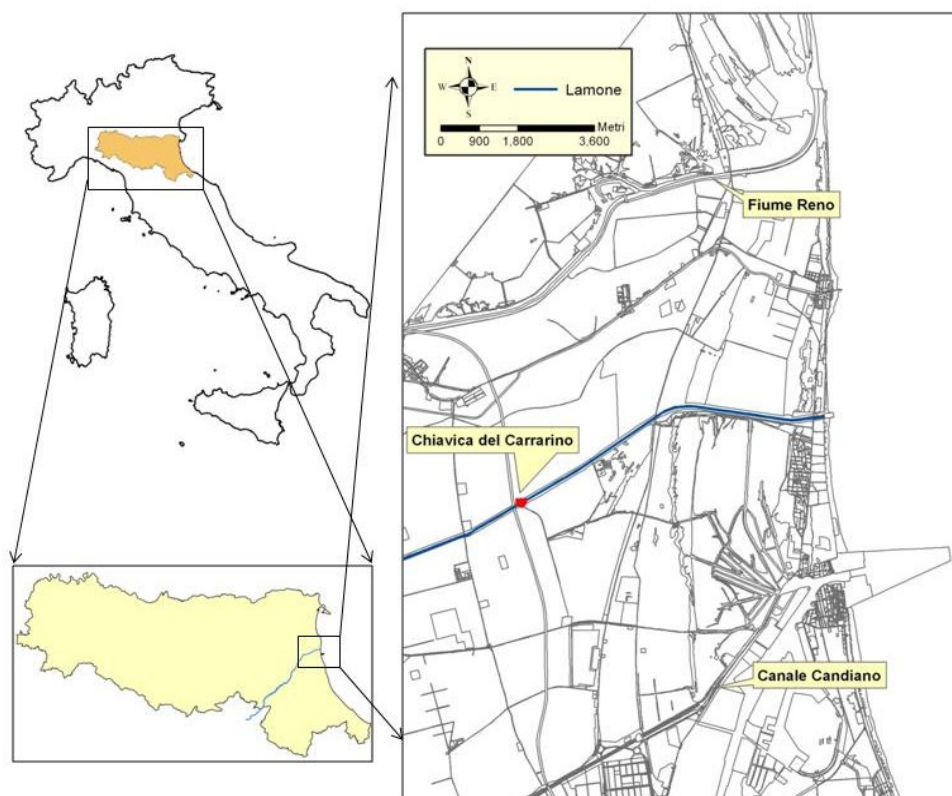


Fig. 1: Zoom sull'area di studio. A sud la città di Ravenna.

Lo studio ha come oggetto il tratto terminale del Fiume Lamone e l'acquifero costiero sabbioso superficiale ravennate. In particolare, ci siamo concentrati su quella area comprendente l'estuario del Fiume e la sua bocca di foce. Tale area può essere identificata dai limiti fisici imposti a ovest dalla presenza di uno sbarramento artificiale sul corso d'acqua (la Chiavica del Carrarino, Fig. 1), che separa drasticamente la zona di foce dal resto del fiume a monte e a est dal Mare Adriatico in prossimità del centro abitato di Marina Romea. I confini settentrionali e meridionali sono difficilmente individuabili in quanto l'effetto dell'interazione diretta fiume acquifero è solitamente localizzato in un area circoscritta in prossimità dell'alveo. Tuttavia, per considerare anche effetti indiretti così come il ruolo di altri elementi territoriali nel rapporto acque superficiali acque sotterranee essi possono essere identificati nel canale Destra Reno, a nord e nel canale Candiano a Sud.

La zona così individuata ha un'estensione di circa 80 km² e comprende al suo interno diversi elementi caratteristici del territorio ravennate. In essa si individua la presenza di aree urbane (gli abitati Marina Romea e P.to Corsini), di aree industriali, di zone umide salmastre (Pialasse), di zone umide di acqua dolce (Valle Mandriole e Punte Alberete), di aree boschive (Pineta S. Vitale) e di un fitto reticolo di canali e scoli facenti parte del reticolo di bonifica dell'area.

Oltre al valore storico culturale intrinseco, gran parte delle aree sopra citate presentano un elevato valore naturalistico che le ha portate, nel tempo, ad un'inclusione totale o parziale nel sistema del Parco del Delta del Po. Il territorio della Pineta S.Vitale, ad esempio, è inserito come "Zona Pre-Parco", ad eccezione di alcune aree limitrofe alla SS. 309 Romea (Zona C); in oltre è sottoposto a vincolo idrogeologico forestale R.D. 3267/23 ed è catalogata come area SIC/ZPS IT4070003 - "Pineta San Vitale e Bassa del Pirottolo, ai sensi della DIR 79/409 CEE e della DIR 92/43 CEE.

Le aree di Punte Alberete e di Valle Mandriole costituiscono gli ultimi residui della cassa di espansione del Fiume Lamone attraverso la quale si è proceduto alla bonifica per colmata delle zone di palude a ovest di Ravenna a partire dalla fine dell' 800. Anche esse rientrano nei confini del Parco del Delta e sono catalogate come Zone B. Per il loro riconosciuto valore sono inoltre state incluse nella Convenzione Ramsar, sotto il toponimo di "Punte Alberete – Valle Mandriole" istituita con D.M. 09/05/1977. Il complesso è anch'esso SIC-ZPS (IT4070001 - "Punte Alberete, Valle Mandriole").

Il resto del territorio, se si esclude la componente urbana, ha una forte connotazione agricola dedicata soprattutto alla produzione di frutta e seminativo.

Dal punto di vista altimetrico tutto il territorio si trova in prossimità o al di sotto del livello del mare ed è per questo che l'intero bacino in oggetto è sottoposto a drenaggio meccanico ad opera di impianti idrovori, finalizzato al mantenimento del franco di coltivazione.

SCALA GENERALE

1.1 Inquadramento geografico e territoriale

1.1.1 Geologia e Geomorfologia

Dal punto di vista geologico strutturale l'area di studio si inserisce nel contesto della pianura costiera romagnola che rappresenta la parte sud est della più estesa pianura del fiume Po. Questo ampio bacino sedimentario (46000 km²) prende origine dalla fossa impostata fra l'Oligocene e il Miocene a causa dell'emersione della catena appenninica e della presenza di quella Alpina già quasi completamente emersa. La storia evolutiva dell'area prosegue con l'alternarsi di fasi erosive e deposizionali. Nel Quaternario recente la sedimentazione prevale sulla subsidenza e depositi alluvionali continentali si sovrappongono a quelli marini. Tale fenomeno si evidenzia particolarmente nel settore orientale della pianura padana dove, a causa delle oscillazioni glaciali che interessano in quel periodo anche le nostre latitudini, si hanno pulsazioni del livello marino che rendono complesse le condizioni di deposizione dei sedimenti nelle zone prospicienti la costa.

Considerando gli ultimi 70000 anni circa, cioè partendo dall'ultima glaciazione Wurmiana (70000 – 18000 anni b.p., Van Husen 2004), il livello marino si abbassò progressivamente, secondo fasi successive, fino a circa 100 m rispetto al livello attuale. A seguito di tale abbassamento l'alto Adriatico si era trasformato in una vasta pianura alluvionale mentre la zona compresa tra le attuali isobate dei -60m e dei -100m, localizzata fra Ancona e Pescara era caratterizzata da ambienti lagunari e marino-costieri. Lo spessore dei sedimenti che testimonia la regressione Wurmiana è di circa 50m e sono costituiti in massima parte da limi argillosi con intercalazioni di sabbie e argille (Veggiani 1974, Amorosi et al. 1999).

A partire da 18000 anni fa, iniziò una fase di miglioramento climatico a scala

globale che portò ad una riduzione dei ghiacci ed un aumento del livello marino. Tale evento trasgressivo detto Flandriano, ebbe, in alcune fasi, un ritmo di avanzamento di circa 200 metri all'anno. La fase di stazionamento alto (Optimum climatico, circa 5500 anni b.p.) fu caratterizzata da un forte arretramento della linea di costa che si spinse, nelle aree più depresse dell'attuale pianura ravennate e del delta padano, fino a circa 20 km all'interno rispetto alla posizione attuale (Bondesan et al., 1995). Questa e le successive fasi regressive sono responsabili della interdigitazione fra sedimenti marini e continentali caratteristica dell'area costiera ravennate (Amorosi et al., 2002).

Testimonianza di questa evoluzione la ritroviamo a circa 25 m di profondità dal piano campagna dove ad argille e limi nerastri torbosi si sovrappongono sedimenti marino costieri di pro-delta e cordoni litorali depositati durante la trasgressione.

Negli ultimi 2000 anni a causa delle oscillazioni negative e positive del mare e dei fenomeni di subsidenza si sono verificati fenomeni di avanzamento e di arretramento della linea di costa; l'alternanza di periodi di emersione e di sommersione ha portato al susseguirsi di ambienti di cordone dunoso che divenivano zone palustri di acqua dolce e successivamente di laguna salmastra, con deposizione di argille.

Anche il fenomeno della subsidenza, legata sia a cause tettoniche profonde sia alla compattazione differenziale dei sedimenti plio-quadernari (Selli & Ciabatti 1977; Venturini 1966; Amorosi et al. 2002), gioca un ruolo fondamentale nel processo evolutivo di questi ambienti. Si considera che la velocità media di subsidenza nella zona di Ravenna per l'intero Quadernario sia stata circa 1,8-3 mm/anno. (Bertoni et al. 1988, Sestini 1992). Nella storia recente ai tassi di subsidenza naturale si sono aggiunti fattori antropici fra i quali i principali sono stati indicati nell'estrazione di fluidi (acqua e idrocarburi) dal sottosuolo (Gambolati et al.1991; Gambolati & Teatini 1998; Carminati et al. 2002) destinati ad alimentare il comparto industriale di Ravenna. Un ulteriore contributo antropico è rappresentato dagli interventi di arginatura e controllo dei corsi d'acqua che hanno drasticamente ridotto l'apporto sedimentario nella zona costiera.

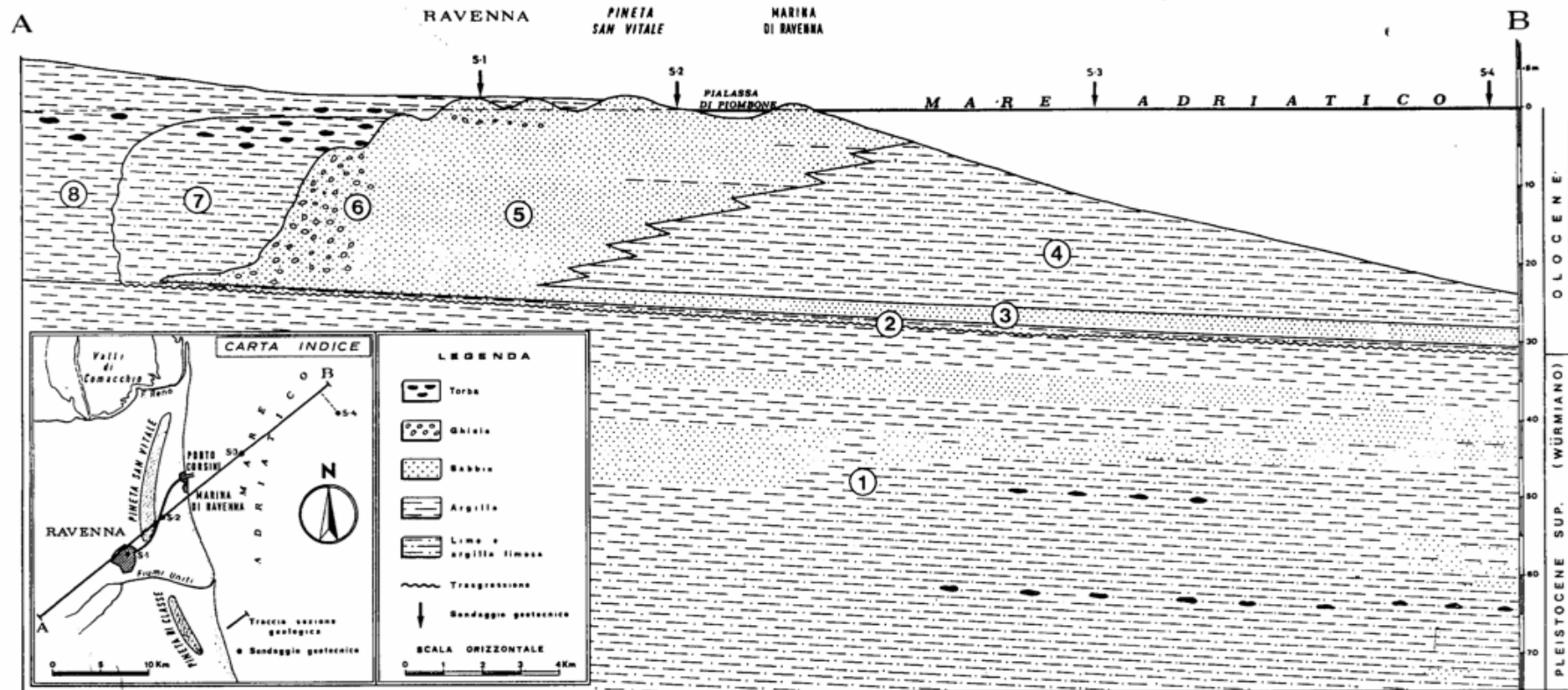


Fig. 2: Sezione geologica dei sedimenti recenti della pianura ravennate (Veggiani et al. 1974).

Il progressivo innalzamento dei tassi di subsidenza, entra nella sua fase più critica nel momento della rapida industrializzazione del territorio di Ravenna raggiungendo nel periodo 1972 – 1977 valori medi di 40 - 60 mm/anno sul territorio comunale con le punte più elevate in prossimità del polo industriale. I valori massimi di abbassamento si misurarono nell'area industriale e raggiunsero valori di 110 mm/anno tra il 1972 e il 1973 (Teatini et al., 2005)

A partire dagli anni '80 il fenomeno cominciò a diminuire e raggiunse valori medi di poco superiori a quelli naturali (3 - 5 mm/anno) ad eccezione di alcune zone costiere che rimasero sede di attività di estrazione di gas metano a mare. In queste aree si misurano ancora valori di circa 10 - 15 mm/anno e quindi sensibilmente più alti del valore di soglia naturale.

Il generale miglioramento della situazione è stato in parte favorito dalla diminuzione del prelievo di acqua dalla falda, conseguente alla costruzione e messa in opera della Diga di Ridracoli e dell'Acquedotto di Romagna che, in concomitanza con l'adduzione di acque superficiali dal Reno ha sensibilmente ridotto la necessità di pompaggio delle acque sotterranee (Preti 2000).

1.1.2 Stratigrafia Superficiale

Dall'analisi delle stratigrafie disponibili (Aquater 1988), è possibile ricostruire un modello geologico superficiale (primi 30 m dal piano campagna) locale per l'area di studio. Caratteristica saliente è la presenza di due corpi sabbiosi, uno superficiale, spesso 10 metri e sede della falda freatica e uno inferiore, di spessore limitato. I due corpi sono separati da una sequenza di limi argillosi e sabbiosi. Sotto il secondo livello di sabbie compaiono i terreni precedenti alla trasgressione olocenica caratterizzati da limi argillosi ed argille limose intercalati da sabbie in depositi lenticolari.

Analizzando il dettaglio fino a 10m di profondità si individua uno strato di sabbie fini con intercalazioni di limo sabbioso. Nelle parti più interne della zona di studio queste sabbie sono ricoperte da uno strato di argille limose di spessore variabile compreso fra 0 e 2 m.

Dai 10 ai 26 metri di segue una lunga successione di limi argillosi e sabbiosi nelle parti più basse dove diventano predominanti. La parte inferiori di questi depositi è rappresentata da sabbie fini con intercalazioni limose che rappresentano la parte più permeabile di un acquifero confinato e testimoniano l'avvenuta trasgressione olocenica.

Infine dai – 25 ai – 30 m dal piano campagna ritroviamo i terreni continentali precedenti alla trasgressione Olocenica e costituiti in prevalenza da argille limose e limi argillosi con intercalazioni di limi sabbiosi e sabbie limose, riconducibili a depositi di esondazioni fluviali.

1.2 Assetto idrologico

Il sistema idrologico dell'area è estremamente complesso e articolato, perché costituito da corpi idrici diversi per origine (naturale o artificiale) e per uso. Elementi caratteristici di questa parte di territorio sono sicuramente le aste fluviali con sbocco a mare (Il Destra Reno e il Lamone), i canali che compongono il reticolo di bonifica, fra cui i principali sono Il Canale Fossatone, lo Scolo Cerba e lo Scolo Cupa, e le opere di presa e distribuzione delle acque fluviali fra i quali la principale può essere identificata nella Canaletta Anic. La presenza di un così alto numero di opere artificiali, inserite nel contesto di altrettante aree ad altissima valenza naturalistica mostrano la diffusa antropizzazione del territorio che ha portato ormai alla totale assenza di aree completamente naturali.

Vediamo ora in dettaglio alcuni degli elementi componenti il reticolo idrografico superficiale che giocano un ruolo importante ai fini di questo studio:

1.2.1 Le Pialasse

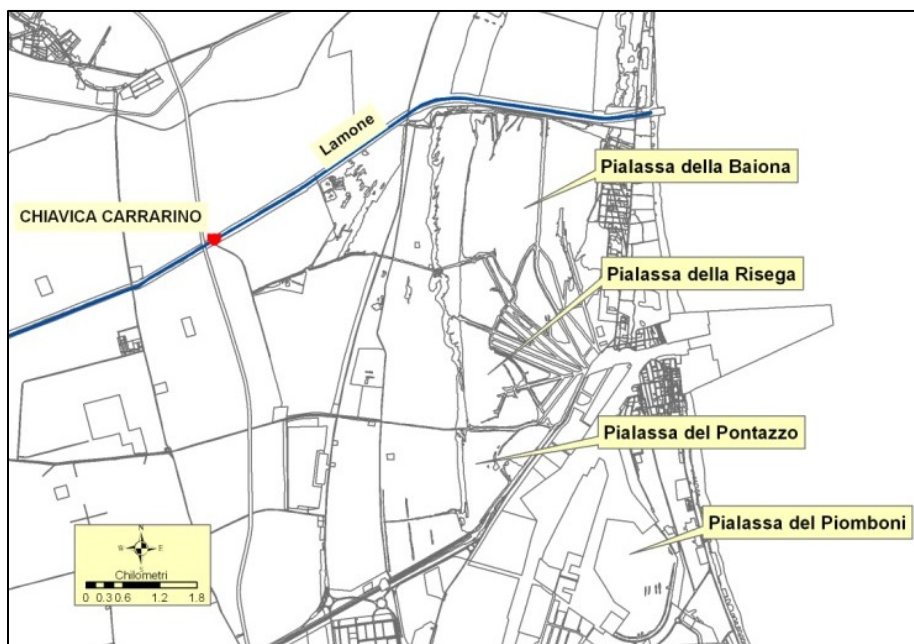


Fig. 3: Le pialasse di ravenna in pianta.

Le Pialasse, di proprietà del Comune di Ravenna, sono oggi ridotte a quattro: tre a nord del Canale Candiano e una posta a sud di tale struttura portuale. La Pialassa della Baiona è la maggiore, estendendosi fra il Lamone e lo Scolo Fossatone; la Pialassa della Risega si trova fra il Fossatone e lo Scolo Via Cerba, mentre quella del Pontazzo occupa la parte meridionale del territorio. La loro superficie totale è di circa 1200 ha (Fig. 3).

La Pialassa del Piombone, a sud del Canale Candiano, ha raggiunto un'area poco più vasta di 300 ha. da quando buona parte della sua superficie è stata colmata e invasa da impianti industriali, ed allo stato attuale è ridotta ad una struttura portuale priva di interesse naturalistico.

Le attuali Pialasse sono i residui della grande laguna all'interno della quale sorgeva nell'antichità la città di Ravenna e sono collegate al mare attraverso il Canale Candiano.

La Pialasse a nord del Candiano sono attraversate da una rete di canali posti a ventaglio, che convergono nel Canale della Baiona.

Tale particolare conformazione, fu progettata per facilitare l'ingresso

dell'onda di marea; la funzione delle Pialasse consisteva infatti nel creare, con il flusso e il riflusso delle acque di mare al loro interno, delle correnti nella zona portuale che, impedendo ai detriti in sospensione di depositarsi, li portassero al di fuori della zona delimitata dai due moli foranei, evitando così l'interramento del porto.

Anche la denominazione è probabilmente legata alla loro funzione idraulica: derivando da "pija" e "lassa", ossia "prendi" e "lascia", in riferimento alla dinamica delle acque marine (Roncuzzi 1994).

All'interno del sistema delle pialasse gli specchi d'acqua di dimensioni maggiori e riceventi le acque dolci provenienti dal bacino del Lamone, sono chiamati Chiari; non tutti sono aperti al mare: i chiari di Mezzo (o Cavedone), del Comune e del Pontazzo sono arginati.

1.2.2 Ponte Alberete ed il Bardello

Ponte Alberete, unitamente alla Sacca di Bellocchio, è tra le zone umide individuate dalla Convenzione di Ramsar del 2 febbraio 1971 (resa esecutiva con D.P.R. 13.3.76, n.448).

Il biotopo si estende su una superficie di un centinaio di ettari, caratterizzati dalla tipica struttura ondulata a staggi e a basse che, oltre a movimentare la monotonia del paesaggio, crea condizioni estremamente variabili e dunque microambienti assai diversificati.

La Bassa del Pirottolo ha origine dall'argine meridionale del Lamone, il quale la separa oggi dalle praterie umide del Bardello, che ne costituivano la naturale prosecuzione a nord. Il suo corso meandriforme, interamente situato all'interno della pineta, si snoda per circa 6 km. (con una larghezza minima attestata intorno ai 50 m e massima di circa 200 m) per terminare in un'ansa di fronte alla Buca del Cavedalone, ai margini occidentali della Pialassa della Baiona. Attualmente le acque della Bassa del Pirottolo sono salmastre.

1.2.3 La Cassa di Colmata del Lamone

Quello che resta delle grandi paludi del Lamone, bonificate per colmata a partire dalla fine del 1800, costituisce una testimonianza di ambienti un tempo assai diffusi nel litorale e attualmente quasi scomparsi con l'avanzare della colmata delle valli.

I due tronconi residui sono compresi fra lo Scolo Rivalone e il Canale Fossatone e divisi dall'alveo artificiale del Fiume Lamone; il primo (di 271 ettari) comprende le Valli Foschina, Brandolina e Amadora, e viene comunemente denominato Valle Mandriole o Valle della Canna; il secondo (di 186 ettari) è formato dalla Valle Zorabini, dalla Bassa della Vigna e dalla Valle delle Punte, ed è noto col nome di Punte Alberete.

Le due aree sono morfologicamente molto differenti. La Valle della Canna, perennemente e completamente allagata, è una distesa di fitti canneti, mentre nell'area di Punte Alberete si alternano bassure e rialzi topografici (gli staggi) su cui cresce uno degli ultimi residui delle foreste umide padane.

La Valle Mandriole, il cui livello naturale sarebbe assai più basso di quello attuale, viene da circa 15 anni mantenuta completamente allagata per servire come invaso dell'acquedotto di Ravenna, ricevendo le acque dal Reno, attraverso la chiusa di Voltascirocco presso Mandriole, oppure dal Lamone attraverso la bocca sifone che la connette all'area di Punte Alberete.

Il deflusso avviene attraverso lo scolo Rivalone per poi raggiungere il mare attraverso il canale Destra Reno.

1.2.4 Il Canale Emiliano Romagnolo (C.E.R.)

L'approvvigionamento di acqua dolce in tutto il sistema costiero ravennate giunge dai bacini idrografici del Reno e del Lamone (di cui si discuterà ampiamente nel proseguo del documento). A questo apporto, per altro minimo soprattutto nei mesi estivi, va aggiunta la componente derivante dal Bacino del

Po attraverso il Canale Emiliano Romagnolo (C.E.R.).

L'alimentazione principale del sistema del canale emiliano romagnolo viene assicurata mediante derivazione dalla sponda destra del Po, in località Salvatonica di Bondeno (Ferrara), in prossimità dell'opera di scarico nel fiume dell'attenuatore delle piene del Fiume Reno.

l'immissione delle acque derivate dal Po avviene mediante un impianto di sollevamento attualmente dotato di una portata installata pari a 58 m³/s. Le acque derivate dal Po defluiscono verso sud lungo l'attenuatore a quota 10,70 m s.l.m..

A S. Agostino (FE) ha inizio il canale principale del sistema, preposto, con uno sviluppo complessivo di 133 km, dal cavo napoleonico alla costa adriatica, all'approvvigionamento idrico dei territori ubicati in destra del fiume Reno.

Dal punto di vista tecnico il sistema C.E.R. dispone di due concessioni di derivazione, così articolate: dal fiume Po, 68 m³/s nel periodo 16 maggio – 15 settembre e 25 m³/s nel restante periodo invernale, per usi irrigui e di bonifica (decreto interministeriale 26 luglio 1967); dal fiume Reno, 1,5 m³/sec nel periodo aprile – settembre, per usi irrigui e di bonifica, e 2 m³/s nel periodo ottobre – marzo, per usi industriali (decreto interministeriale 17 aprile 1975).

1.3 Assetto idrogeologico

1.3.1 Gli acquiferi dell'Emilia Romagna

La struttura degli acquiferi padani è stata indagata grazie allo studio e l'interpretazione dei dati raccolti su tutta la Pianura Padana e messi a disposizione da AGIP alla Regione Emilia Romagna. Questa collaborazione si conclude con il lavoro eseguito congiuntamente dall'Ufficio Geologico Regionale e dall'AGIP del 1998 in seguito inserito anche nel Piano di Tutela delle Acque 2005 (RER 2005).

I dati mostrano che si possono generalmente individuare tre grandi gruppi di

acquiferi denominati, in progressione verticale dall'alto in basso, A, B e C differenziati per profondità, spessore e produttività idrica (Provincia di Ravenna, 2000). Ognuno di questi è separato dagli altri dall'interposizione di importanti acquitardi ed è costituito da diversi complessi acquiferi minori.

La geometria interna e le caratteristiche petrofisiche di queste Unità Idrostatigrafiche (ciascun gruppo acquifero) sono il prodotto della storia tettonica e deposizionale del bacino sedimentario. Ciascuna Unità rappresenta un corpo geologico con una certa estensione areale in cui ha sede un sistema idrologico ragionevolmente distinto, di tipo sequenziale caratterizzato da una o più sequenze deposizionali e comprensivo di un livello geologico basale scarsamente permeabile (acquitardo) o impermeabili (acquicludo) di tipo continuo (R.E.R. & ENI-AGIP 1998). Il Gruppo Acquifero A è attualmente sfruttato in modo intensivo, il Gruppo Acquifero B è sfruttato solo localmente, il Gruppo Acquifero C è invece raramente sfruttato poiché rimane ad alte profondità per gran parte della sua estensione.

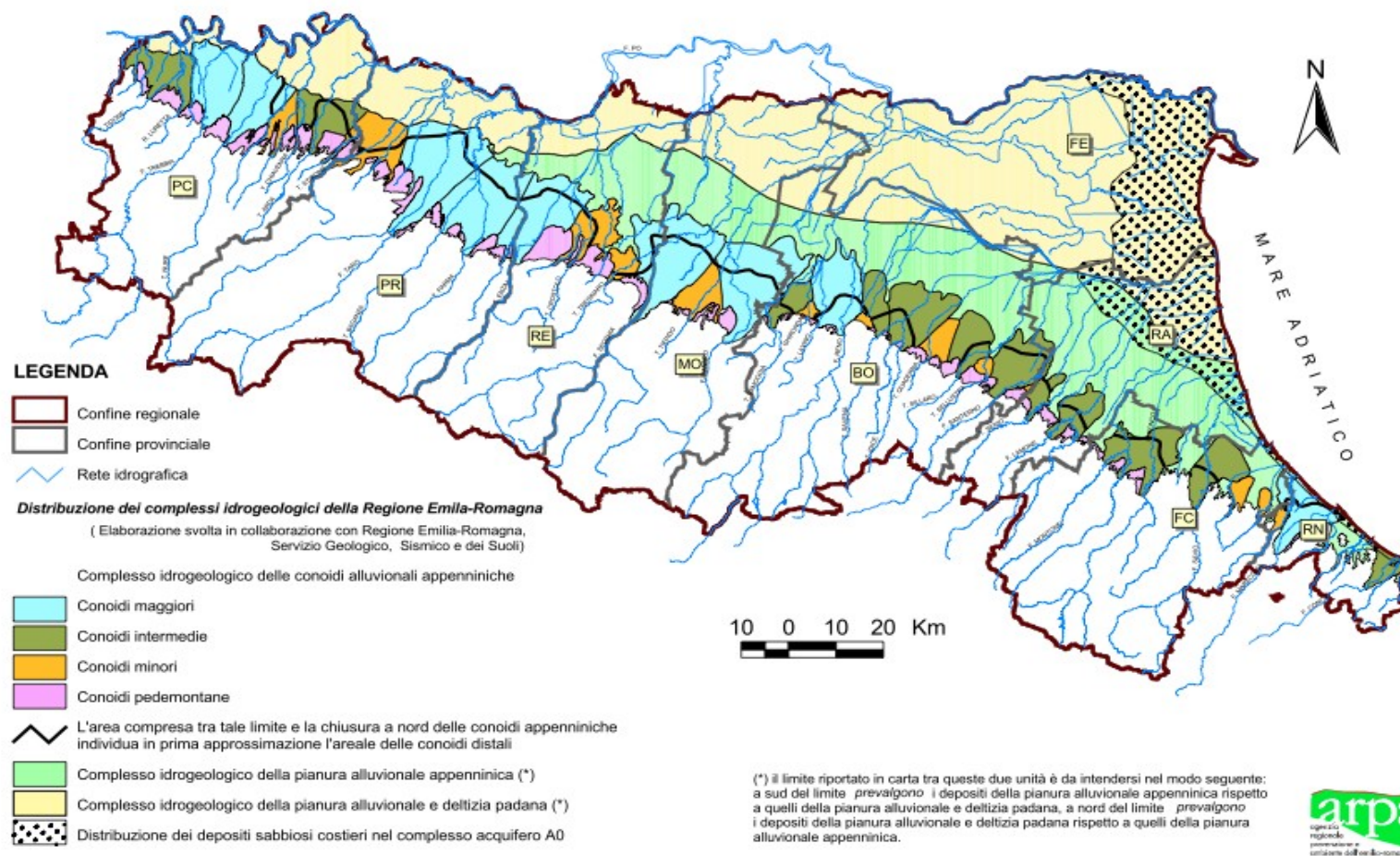
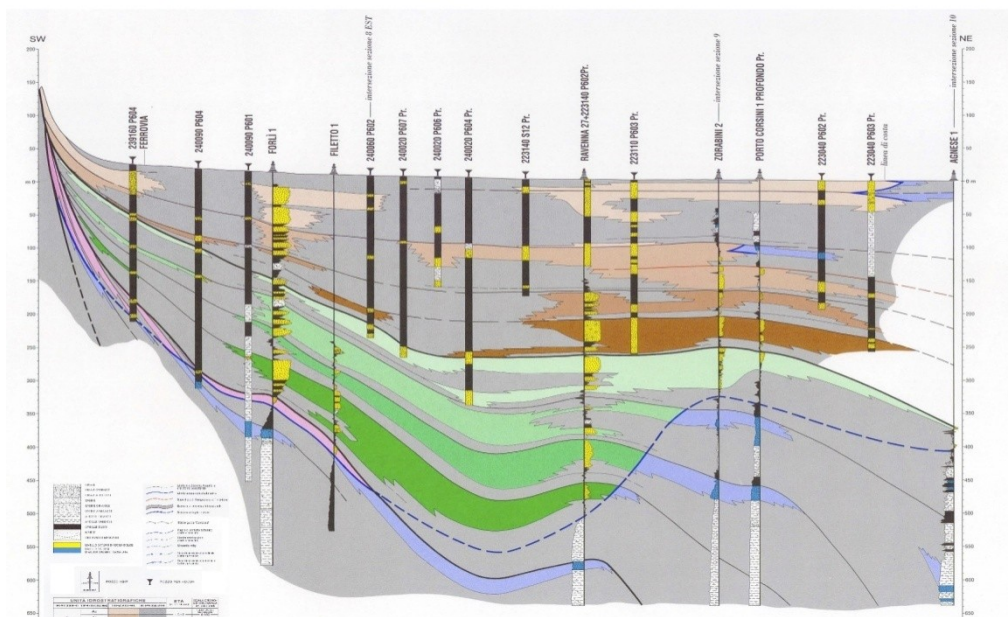


Fig. 4 Distribuzione in pianta delle conoidi, degli acquiferi di pianura e dell'acquifero costiero A0. (RER 2005, Piano di Tutela delle Acque).

In prossimità dell'area di studio il sottosuolo è classificato come Acquifero A (A1 e A0) ed è caratterizzato dai depositi di pianura costiera che identificano la fascia allineata Nord – Sud che costeggia il Mar Adriatico. Tali depositi, che sovrastano gli acquiferi alluvionali sottostanti, presentano una tessitura prevalentemente sabbiosa a permeabilità elevata ridotta, localmente, dalla presenza di limi.

Come già accennato in precedenza queste strutture hanno, nel loro complesso, uno spessore massimo di 25 – 30 m e la sola porzione sabbiosa può arrivare ad essere spessa una ventina di metri. La distribuzione di queste sabbie costiere è tabulare alla scala della decina di chilometri (RER, 2003).



UNITÀ IDROSTRATIGRAFICHE				ETÀ (milioni di anni)	SCALA CRONO- STRATIGRAFICA (milioni di anni)
GRUPPO ACQUIFERO	COMPLESSO ACQUIFERO	SISTEMA ACQUIFERO	SISTEMA ACQUITARDO		
A	A1			- 0.12	PLEISTOCENE SUPERIORE
	A2				
	A3				
	A4				
B	B1			- 0.35-0.45	PLEISTOCENE MEDIO
	B2				
	B3				
	B4				
C	C1			- 0.65	PLEISTOCENE INFERIORE
	C2				
	C3				
	C4				
	C5				
ACQUITARDO BASALE				- 3.9	0.89 PLEISTOCENE INFERIORE 1.72 PLOCCENE MEDIO-SUPERIORE 3.85 PLOCCENE INF. MIOCENE

SISTEMA ACQUIFERO saturo d'acqua salmastra/salata

Fig. 5: Sezione idrostratigrafica n° 29. Esagerazione verticale 50x. Servizio Geologico Sismico e dei Suoli webgis (da R.E.R & ENI-AGIP 1998).

Per quanto riguarda la qualità delle acque sotterranee è determinata sia dall'infiltrazione di inquinanti sia, per le falde più profonde, dai meccanismi idrochimici e idrobiologici naturali. Le possibilità di inquinamento antropico sono presenti quasi esclusivamente nell'alta pianura, in condizioni di acquifero libero, dove avviene la frazione più importante della ricarica; nella media e bassa pianura, in condizioni di acquifero confinato, la qualità è connessa principalmente ai processi evolutivi naturali delle acque sotterranee, di infiltrazione più antica.

Le acque sotterranee della Regione Emilia Romagna sono classificate ai sensi del Dlgs n. 152/06 in 5 classi qualitative (da 0 a 5) che tengono in considerazione la pressione antropica e le caratteristiche chimiche delle acque campionate. La quasi totalità delle acque profonde della zona della pianura di Ravenna sono classificate in classe 0, definita come "Impatto antropico nullo o trascurabile ma con particolari facies idrochimiche naturali in concentrazioni al di sopra del valore della Classe 3" (RER 2005).

Ciò è dovuto alla presenza di elevate concentrazioni di ferro, di ammoniaca e talvolta di manganese, cloruri, arsenico, di sicura origine geologica.

L'acquifero freatico superficiale costiero, è considerato di scarso valore qualitativo e le sue acque non rivestono un ruolo importante nell'approvvigionamento di acque ad uso potabile.

In zona costiera tuttavia, oltre le problematiche sopracitate legate alla caratteristica di acquifero libero e quindi soggetto a ricarica e infiltrazione dalla superficie (e quindi anche a potenziale inquinamento), esiste la problematica legata all'intrusione del cuneo salino costiero.

L'intrusione dell'acqua salata è un fenomeno che avviene spontaneamente in zona costiera. A causa della presenza di acqua salata, all'interno dell'acquifero si viene a creare una zona di contatto tra acqua dolce più leggera che scorre verso mare e acqua salata più pesante che si incunea dal mare.

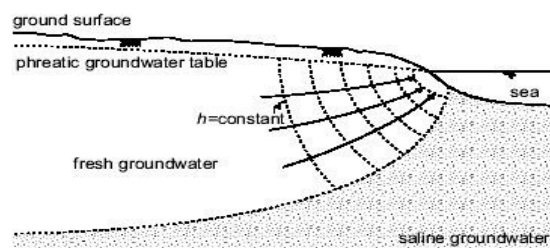


Fig. 6: Interfaccia statica fra acqua salata e acqua dolce in zona costiera.
(Oude Essink 2001).

La zona di transizione che si crea è generata principalmente dal processo di diffusione ed eventualmente di dispersione e mescolamento essendo causata da flussi fra fluidi a diversa densità e forte gradiente chimico. In certe condizioni, l'ampiezza della zona di transizione è piccola rispetto allo spessore dell'acquifero e può quindi essere approssimata ad un fronte netto di separazione. Nell'acquifero costiero si instaura naturalmente una condizione di equilibrio stazionario in cui l'acqua dolce scorre verso il mare al di sopra di quella salata con scarso rimescolamento (Fig. 5). La profondità dell'interfaccia e la pendenza sono determinate dalla velocità del flusso e dal carico idraulico delle due masse d'acqua.

W. Baydon-Ghyben (1888-1889) e A. Herzberg (1901) hanno ottenuto, all'inizio del secolo, un'equazione in grado di stabilire a quale profondità si trovi l'interfaccia tra acqua dolce ed acqua salata rispetto al livello medio del mare ($Z(x,y)$) su un profilo conoscendo le densità dei due liquidi (ρ_w e ρ_s) ed il livello di falda sulla verticale ($h(x,y)$):

Sostituendo nella relazione i valori tipici di acqua di mare ($\rho = 1035$ g/l) e di acqua dolce ($\rho = 1000$ g/l) l'interfaccia acqua dolce-acqua salata si trova ad una profondità, rispetto al livello del mare, pari a circa 30 volte l'altezza del livello piezometrico. Quindi, un abbassamento di 1 cm del livello piezometrico causa la risalita di circa 30 cm di un cono d'acqua salata.

L'applicazione del principio di Ghyben-Herzberg è limitata a condizioni di equilibrio statico con distribuzione idrostatica della pressione per l'acqua dolce e l'acqua salata stazionaria.

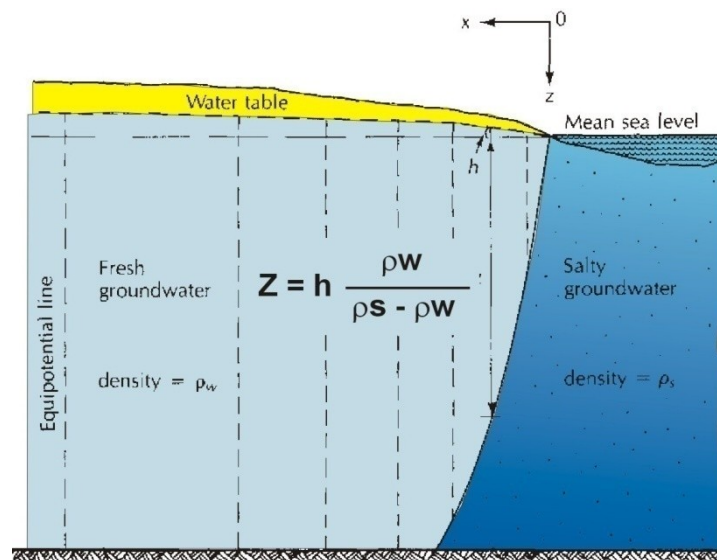


Fig. 7: Relazione di Ghyben-Herzberg per un acquifero freatico costiero
(da Fetter, 2001; modif.).

In ogni caso la semplicità dell'equazione rende immediatamente evidente come il semplice abbassamento del livello piezometrico in zona costiera possa avere effetti importanti quali la salinizzazione dei pozzi freatici e dei terreni.

Questo fatto richiama inoltre l'attenzione sulle politiche di gestione del territorio che devono tenere conto di questi effetti e conoscerne le cause fisiche.

SCALA DI BACINO

1.4 Il Fiume Lamone

Il Fiume Lamone è il primo, per lunghezza, dei fiumi romagnoli (97 km alla foce) e ha origine dall'Appennino tosco-emiliano, in territorio toscano, presso Colla di Casaglia.

Il bacino idrografico del Lamone si estende, come d'altronde la maggior parte dei bacini del versante nord dell'Appennino Tosco-Emiliano, in forma alquanto stretta e allungata in direzione Sud Ovest – Nord Est (Fig. 8). Sono tributari del Lamone i torrenti Acerreta, Marzeno, Tramazzo, Ibola.

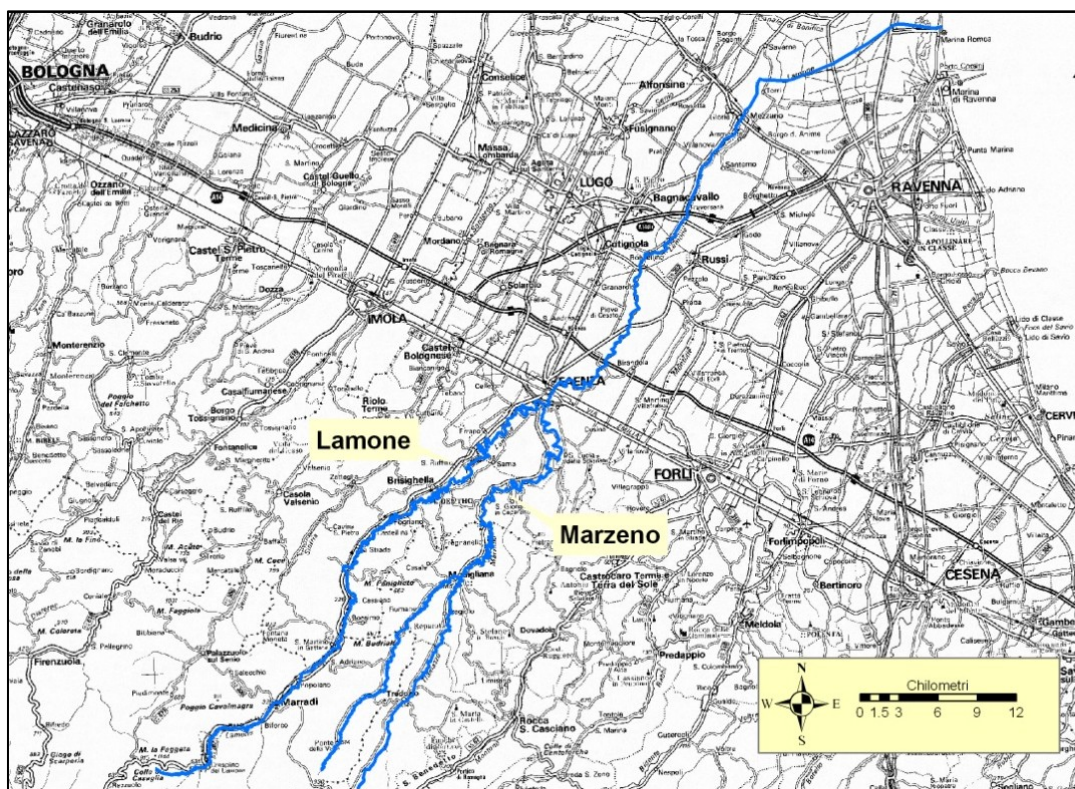


Fig. 8: Il corso del Lamone dalla sorgente alla foce.

Fra i numerosi affluenti il più importante è il Torrente Marzeno, che scorre in gran parte in territorio forlivese e confluisce in destra Lamone in prossimità della città di Faenza.

A sud della Via Emilia il Lamone riceve altri affluenti, molti dei quali hanno carattere tipicamente torrentizio, e per alcuni periodi dell'anno si presentano quasi completamente in secca, essendo la loro portata essenzialmente derivante da acque piovane. A valle della Via Emilia, il Fiume Lamone riceve lo Scolo Cerchia in destra e prosegue fino al mare, dove sfocia in corrispondenza di Marina Romea, senza ricevere nessun altro affluente.

L'intero bacino imbrifero del Lamone comprende anche i sottobacini del Marzeno e del Tramazzo, ed ha una superficie di 530 kmq. (515 alla chiusura del bacino montano) di cui 60 kmq. in territorio toscano, in provincia di Firenze.

Nel suo corso verso valle il fiume incontra diverse formazioni rocciose; il bacino è impostato per circa i tre quarti della sua estensione sulle arenarie e le marne di epoca messiniana che costituiscono la formazione Marnoso-Arenacea. . Eccetto la piccola ma importante parentesi legata alla presenza dei depositi gesso-solfiferi che costituiscono la Vena del Gesso, affioranti in prossimità

dell'abitato di Brisighella, la restante parte è prevalentemente costituita da depositi marini argillosi e limosi pliocenici e pleistocenici.

Le elevate permeabilità che caratterizzano sia i depositi della Marnoso Arenacea che quelli della Vena del Gesso sono la causa di un ridotto deflusso superficiale che, per fenomeni di carsismo, tipico dei gessi, portano spesso ad un azzeramento dei flussi nei mesi estivi.

Verso valle le strutture argillose-siltose sono, in molti casi, associate a formazioni sabbiose che offrono bassi indici di permeabilità e un alto grado di erosione.

Il Fiume Lamone, nella zona di pianura, si presenta arginato e pensile; caratteristica è la ristrettezza dell'alveo che determina rischi di esondazione e di rotture arginali nei periodi di maggiore portata.

Le diversità geologiche dei substrati contribuiscono alla diversificazione dei paesaggi e degli ambienti che si susseguono dalla zona di sorgente fino alla foce. L'alta valle del Lamone è infatti caratterizzata da versanti fittamente boscati con versanti ripidi, scavati nella roccia. Le aree a pascolo sono ristrette e la principale attività economica dell'area è, o almeno è stata, produzione di legnami.

A valle dell'abitato di Marradi il paesaggio muta d'aspetto e appare un terrazzo alluvionale coltivato a vigneti e cereali che addolcisce la morfologia.

In località Santa Eufemia la valle si allarga e il fiume assume definitivamente l'andamento meandriforme che mantiene fino all'abitato di Ronco (Faenza). In questa zona i campi di semiantivo lasciano il posto a frutteti e vigneti. Le piantagioni di Kiwi hanno sostanzialmente soppiantato le colture autoctone (pesche e kaki).

In prossimità di Brisighella le colline si addolciscono fino al contatto con la Vena del Gesso. In prossimità di Faenza il paesaggio è fortemente caratterizzato dalle incisioni calanchive.

Raggiunta Faenza e ricevute le acque del Marzeno il Lamone fluisce pensile e arginato fino al mare. Qui il paesaggio è decisamente agricolo a seminativi e colture intensive a grande richiesta irrigua.

Dal punto di vista idrologico il Lamone è un fiume a regime torrentizio, almeno per quanto riguarda il bacino montano. La maggioranza dei flussi non

derivano da sorgente ma dal deflusso meteorico; le portate medie sono molto basse e si mantengono intorno a valori medi annui di poco superiori ai 4 m³/sec (RER 2005).

Il prelievo dal fiume Lamone, diretto, nel periodo irriguo, o indiretto, per stoccaggio in bacini artificiali, rappresenta, inoltre la sola fonte di approvvigionamento irriguo dell'area agricola della valle del Lamone, nella parte di territorio faentino. Il deflusso estivo del corso d'acqua non consente di soddisfare la domanda irrigua delle colture e la zona è stata perciò oggetto di un esteso fenomeno di escavazione di oltre 460 bacini di stoccaggio delle acque (RER 2009).

Il regime idraulico del Lamone è fortemente stagionale e i prelievi diretti nei mesi estivi, sono superiori agli afflussi, determinando prolungati periodi siccitosi.

A valle della città di Faenza il depuratore Formellino di Faenza immette in media circa 18 mila m³/giorno di reflui depurati (Hera s.p.a. http://www.gruppohera.it/gruppo/societa_territoriali/hera_imola_faenza/scuola/pagina3.html) contribuendo, nei mesi estivi, alla quasi totalità della portata del fiume.

Il tratto terminale del Fiume è inoltre interessato dall'immissione di acque di derivazione del Po convogliate nel Lamone attraverso il Canale Emiliano Romagnolo. Tale apporto è quantificabile in circa 224 milioni di m³/anno di media (serie relativa al decennio 1999 – 2008, CONSORZIO CER <http://www.consorziocer.it/esercizio.html>) che equivalgono ad un valore medio giornaliero di circa 0.6 milioni di m³/giorno nel periodo estivo e autunnale.

Alla bocca di foce il fiume è armato di due moli lunghi circa 120 metri che lo proteggono, in parte, dagli eventi di mareggiata da Sud Est (Scirocco) e Nord Est (Bora) e riducono l'intensità del rimaneggiamento dei sedimenti di foce, diminuendo l'intensità del fenomeno di insabbiamento della foce.



Fig. 9: Fotografia aerea della foce del Lamone.

1.5 Evoluzione Storica della Foce

La storia del Lamone, almeno per quanto riguarda il suo tratto terminale e di foce, risulta essere particolarmente travagliata come ben riassunto e schematizzato da Mazzotti (2003, Fig. 10 e Fig. 11).

Fino al XIII secolo l'allora chiamato Anemo, lasciata Faenza transitava per Reda, Albereto, Russi e, oltrepassato Godo raggiungeva Ravenna con il nome di Teguriense. In città confluiva nel Badareno, il canale navigabile che scendeva a perpendicolo dal Po e sfociava a mare dove ora si trova l'abitato di Porto Fuori.

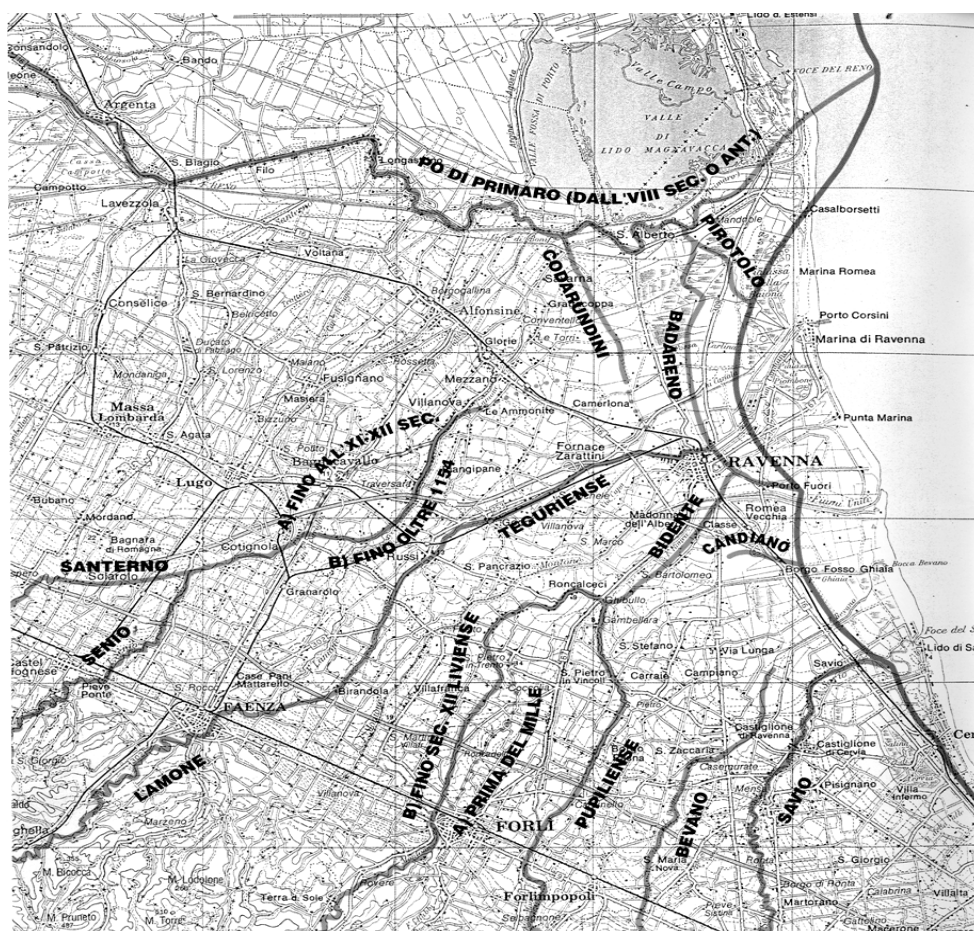


Fig. 10: Il reticolo idrografico dell'area di Ravenna intorno al X - XII secolo (Mazzotti 2003).

Nel XIII secolo sono almeno due le deviazioni che il fiume subisce: con la prima, nel 1240, su ordine di Federico II per costringere alla resa Ravenna assediata, il fiume vien fatto piegare, in prossimità di Russi, nella Valle Bartina. La seconda nel 1277, quando il Lamone, attraverso uno spostamento operato a San Barnaba, viene indirizzato verso Boncellino e da qui immesso nell'alveo abbandonato del Santerno.

Fino al 1500 il fiume, che ha ora nome Raffanara, subisce diverse protrazioni che lo portano a raggiungere gli insediamenti di Torri, Conventello e Savarna. Nel 1504, durante la dominazione veneziana, si registra un significativo balzo in avanti e il Lamone viene portato a confluire nel Po di Primaro all'altezza di Sant'Alberto.

Questo intervento sembra trovare le sue principali motivazioni negli interessi economici visto che il collegamento fluviale, che permette la navigazione, consente la penetrazione dei veneziani nell'entroterra agricolo faentino (Fig. 8).

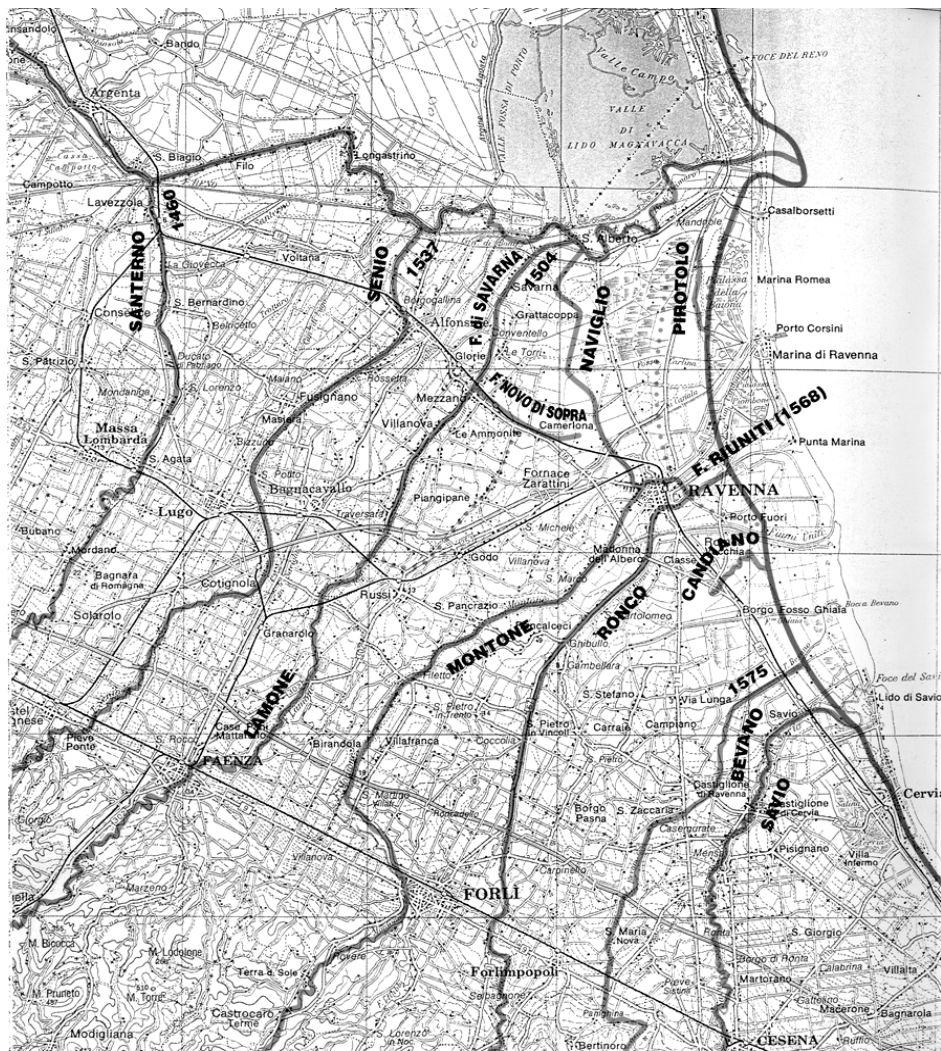


Fig. 11: Il Lamone e gli altri corsi d'acqua del territorio ravennate nel XVI secolo. (Mazzotti 2003).

La confluenza del Lamone nel Po di Primaro dura esattamente cento anni: è infatti il 1604 quando, dopo che Ferrara entra a far parte del territorio pontificio (Ravenna e Bologna già lo erano) Papa Clemente VIII ordina un massiccio intervento di bonifica delle aree vallive a ridosso del Primaro (Bonifica Maggiore) utilizzando le torbide dei torrenti appenninici che in esso si gettano. Il Lamone dunque, assieme a Santerno e Senio viene rimosso dal Primaro e portato a confluire in Valle Marcabò (nel 1607) e poi portato fino al mare (nel 1620) attraverso un canale arginato.

Lo sbocco a mare del Lamone è causa di conseguenze per il territorio di Ravenna: l'allungamento dell'asta fluviale e la conseguente perdita di cadente, legata alle basse e discontinue portate è motore di una sedimentazione di

depositi fini che innalzano l'alveo fino a portarlo, in alcuni punti, ad una quota di 2 metri superiore rispetto al piano campagna. Questo processo richiede una conseguente rincorsa all'innalzamento degli argini a difesa delle continue rotte e tracimazioni.



Fig. 12: Stralcio del progetto di sistemazione della Foce Lamone (Custer 1957).

Questa situazione rimane stabile fino al 7 Dicembre 1839 quando, in occasione di una piena straordinaria, il Lamone rompe gli argini ad Ammonite in quell'evento tragico che è ricordato come "La rotta delle Ammonite". Tale episodio viene sfruttato per la sistemazione idraulica e la bonifica per colmata delle valli a Nord di Ravenna attraverso una serie di arginature circolari di cui si trovano i resti negli abitati di Piangipane e Camerlona.

Fra il 1885 e il 1887 la cassa di colmata misurava un'estensione di oltre 8000 ettari.

Con il progetto del 1873 ad opera del Lanciani, fu prevista la re-immissione del Lamone nel Reno al termine del processo di bonifica ma nel frattempo fra il Lamone e il Reno era nato il canale Destra Reno (anche noto come scolo acque chiare) che rendeva inutile l'opera in questione.

A quel punto iniziò un lungo iter progettuale per decidere le sorti del Lamone che, fino al 1960, dopo aver disperso le sue acque nella Cassa di Colmata, le versò attraverso il canale del Taglio della Baiona nell'omonima Pialassa, il fiume fu ricondotto al mare, nell'attuale posizione, attraverso lo scavo e le arginature di un alveo artificiale solo nel 1962.

1.6 La quantità e la qualità delle acque nel Lamone

Per quanto riguarda gli aspetti quantitativi dello stato della risorsa idrica del Lamone, è incontrovertibile che, da anni, il clima spesso sfavorevole e lo squilibrio tra i piccoli deflussi naturali estivi ed il fabbisogno per gli usi autorizzati comportano prolungati periodi di siccità. In queste situazioni i servizi competenti sono costretti a porre rimedio attraverso l'emissione di ordinanze di limitazione o di divieto di prelievo diretto.

Il prelievo alternativo delle acque sotterranee, di fatto aggrava ulteriormente la situazione, in quanto le portate fluenti in superficie sono direttamente connesse al livello della falda freatica. Tali difficoltà di approvvigionamento tuttavia non discendono da carenza assoluta della risorsa, ma piuttosto dalla sua insufficiente presenza limitatamente al periodo estivo. Si ricorda, infatti, che il deflusso annuale in chiusura della valle montana del Lamone si aggira sui 130 milioni di m³/anno, mentre l'agricoltura locale attinge in un periodo di 4 mesi da Giugno a Settembre poco meno di 5 milioni di m³, di cui solo 2,7 da acque superficiali, e 2,2 da pozzi, perché le acque superficiali in quella stagione non sono sufficienti. I periodi di siccità durano un paio di mesi.

Questo aspetto si contrappone all'esigenza di garantire la presenza di un

flusso minimo all'interno del corso d'acqua (Deflusso Minimo Vitale) richiesto dal Piano di Tutela delle Acque che all'Art. 121 del D. Lgs. 152/06 indica (Parte B dell'Allegato 4), per il miglioramento delle condizioni qualitative dei corpi idrici, una "analisi integrata dei diversi fattori che concorrono a determinare lo stato di qualità ambientale dei corpi idrici, in particolare vanno presi in considerazione quelli riguardanti la situazione quantitativa del corpo idrico in relazione alle concessioni in atto", vi deve cioè essere una azione non solo connessa alla riduzione dei carichi inquinanti immessi, ma anche un'azione integrata di controllo quantitativo, al fine della diluizione dei carichi e di una migliore ricarica delle falde.

L'obiettivo dunque deve essere quello di tutelare la vita delle comunità acquatiche e quindi la qualità ecologica dei fiumi ed il loro potere di auto-depurazione, mediante il rilascio di un deflusso minimo (DMV) che deve essere ottenuto limitando i prelievi e promuovendo i rilasci di acque immagazzinate. Anche se l'entità del valore di DMV per ciascun corpo idrico in taluni casi è ancora oggetto di discussione, perché legata ai diversi metodi con cui il DMV è calcolato, non v'è dubbio che l'attuale situazione estiva, per il Lamone, è ben lontana da un deflusso accettabile (dell'ordine di 0.3 -0.4 m³/sec alle sezioni di Sarna e Faenza; RER 2003) e richiede importanti interventi sulla gestione della risorsa idrica nell'arco dell'intero anno.

La qualità delle acque superficiali può essere rappresentata sia attraverso indicazioni sostanzialmente "assolute", sia attraverso il confronto con categorie e limiti standard quando se ne prende in considerazione una specifica destinazione, ad esempio relativamente all'idoneità alla vita dei pesci (Salmonidi e Ciprinidi), alla potabilizzazione, alla molluschicoltura, alla balneazione là dove questi usi sono effettivamente previsti.

Come è noto, il D.lgs. 152/06 per l'indicazione di qualità adotta gli indici LIM (Livello Inquinamento da Macrodescrittori) ed IBE (Indice Biotico Esteso).

Il LIM è un indice che considera l'ossigeno disciolto, l'inquinamento da materia organica (BOD5 e COD), i nutrienti (azoto e fosforo) e la presenza di Escherichia Coli. Ad ogni parametro vengono attribuiti punteggi specifici che ne quantificano la presenza.

L'IBE è un metodo che consente di definire la classe di qualità biologica di un

corso d'acqua attraverso l'analisi della comunità di macroinvertebrati. Questi organismi, vivendo a stretto contatto con i substrati fungono da "registratori biologici", sono infatti condizionati dalla qualità dell'acqua e dei sedimenti e risentono dei cambiamenti ambientali (inquinamento od alterazione).

Lo stato ambientale (SACA), determinato sulla base del D.Lgs. 152/06 tiene conto prima dello stato ecologico (SECA), che è il risultato peggiore tra classi di LIM e di IBE e successivamente delle concentrazioni di alcuni micro inquinanti.

Il SECA (e così anche il SACA) sono espressi in 5 classi che rappresentano, rispettivamente da 1 a 5, lo stato di qualità del corpo d'acqua: elevata, buona, sufficiente, scadente e pessima.

Gli obiettivi fissati dal Piano di Tutela delle Acque sono quelli del raggiungimento, per i corpi idrici superficiali, di uno stato di qualità buona entro il 2016 con una tappa intermedia nel 2008 nel quale lo stato qualitativo doveva raggiungere lo stadio di sufficiente.

CORPO IDRICO	STAZIONE	TIPO STAZ	SECA 2000	SECA 2001	SECA 2002	SECA 2003
F. PO	Pontelagoscuro – Ferrara	AS	Classe 4	Classe 4	Classe 4	Classe 4
T. TIDONE	Pontetidone	AI	Classe 2	Classe 3	Classe 2	Classe 2
F. TREBBIA	Foce in Po	AS	Classe 2	Classe 2	Classe 2	Classe 2
T. NURE	Ponte Bagarotto	AS	Classe 2	Classe 2	Classe 2	Classe 2
T. CHIAVENNA	Ponte Caorso - Chiavenna Landi	AI	Classe 4	Classe 4	Classe 4	Classe 4
T. ARDA	A Villanova	AI	Classe 4	Classe 3	Classe 3	Classe 4
F. TARO	San Quirico – Treacasali	AS	Classe 3	Classe 3	Classe 3	Classe 3
C.LE MILANINO	Loc. Fossette di Sissa	AI	-	-	-	Classe 4
T. PARMA	Colorno	AS	Classe 4	Classe 4	Classe 4	Classe 4
T. ENZA	Coenzo	AS	Classe 3	Classe 3	Classe 4	Classe 3
T. CROSTOLO	Ponte Baccanello - Guastalla	AS	Classe 4	Classe 4	Classe 4	Classe 5
F. SECCHIA	Ponte Bondanello - Moglia (MN)	AS	Classe 3*	Classe 3*	Classe 3*	Classe 3*
F. PANARO	Ponte Bondeno (FE)	AS	Classe 4	Classe 5	Classe 4	Classe 3
C.le BIANCO	Ponte s.s. Romea - Mesola	AI	Classe 3	Classe 3	Classe 2	Classe 3
PO DI VOLANO	Codigoro (ponte Varano)	AS	Classe 4	Classe 4	Classe 4	Classe 4
C.le NAVIGABILE	A monte chiusa valle Lepri	AS	Classe 3	Classe 3	Classe 3	Classe 3
F. RENO	Volta Scirocco - Ravenna	AS	Classe 4	Classe 4	Classe 4	Classe 4
C.le DX RENO	P.te Zanzi - Ravenna	AS	Classe 4	Classe 3	Classe 3	Classe 4
F. LAMONE	P.te Cento Metri - Ravenna	AS	Classe 4	Classe 4	Classe 4	Classe 4
F. UNITI	Ponte Nuovo - Ravenna	AS	Classe 5	Classe 4	Classe 4	Classe 4
T. BEVANO	Casemurate	AS	Classe 5	Classe 4	Classe 4	Classe 5
F. SAVIO	Ponte Matellica	AS	Classe 3	Classe 3	Classe 3	Classe 3
F. RUBICONE	Capanni - Rubicone	AS	Classe 5	Classe 5	Classe 5	Classe 4
F. USO	S.P. 89	AI	Classe 4	Classe 4	Classe 4	Classe 4
F. MARECCHIA	A monte cascata via Tonale	AS	Classe 3*	Classe 3*	Classe 3	Classe 4
T. CONCA	200 m a monte invaso	AI	Classe 2*	Classe 3	Classe 3	Classe 4
R. VENTENA	P.te via Emilia-Romagna	AI	Classe 4*	Classe 4*	Classe 5	Classe 5

Fig. 13: Stato ecologico (SECA) nel quadriennio 2000 – 2004 (RER 2004).

Il quadro della qualità al 2004 mostrava che lo Stato Ecologico (SECA, Fig. 13) e lo Stato Ambientale (SACA) risultano essere buoni, per la maggior parte

dei corsi d'acqua, nell'area appenninica mentre a nord della via Emilia è evidente un generale peggioramento legato alla forte pressione antropica.

I problemi scaturiscono sia dai prelievi, presenti quasi ovunque alla chiusura dei bacini montano-collinari ed in grado di esaurire le modeste magre estive e di condurre spesso al mancato rispetto dei DMV, sia agli scarichi puntuali civili e produttivi nonché agli apporti diffusi di origine agro-zootecnica che incidono in maniera significativa sui carichi di inquinanti.

Il Lamone, alla stazione di misura di Ponte Cento Metri, in località San Romualdo presentava valori di qualità ambientale "scadente" (Fig. 14) e dunque al disotto degli obiettivi prefissati.

Bacino	Stazione	Tipo	2002	2003
F. Po	Pontelagoscuro - Ferrara	AS	Scadente	Scadente
T. Tidone	Pontetidone	AI	Buono	Buono
F. Trebbia	Foce in Po	AS	Buono	Buono
T. Nure	Ponte Bagarotto	AS	Buono	Buono
T. Chiavenna	Ponte strada Caorso - Chiavenna Landi	AI	Scadente	Scadente
T. Arda	A Villanova	AI	Sufficiente	Scadente
F. Taro	San Quirico - TreCasali	AS	Sufficiente	Sufficiente
C.le Milanino	Loc. Fossette di Sissa	AI	-	Scadente
T. Parma	Colorno	AS	Scadente	Scadente
T. Enza	Coenzo	AS	Scadente	Sufficiente
T. Crostolo	Ponte Baccanello - Guastalla	AS	Scadente	Pessimo
F. Secchia	Ponte Bondanello - Moglia (MN)	AS	Sufficiente	Sufficiente
F. Panaro	Ponte Bondeno (FE)	AS	Scadente	Sufficiente
C.le Bianco	Ponte s.s. Romea - Mesola	AI	Buono	Sufficiente
Po di Volano	Codigoro (ponte Varano)	AS	Scadente	Scadente
C.le Navigabile	A monte chiusa valle Lepri - Ostellato	AS	Sufficiente	Sufficiente
F. Reno	Volta Scirocco - Ravenna	AS	Scadente	Scadente
C.le dx Reno	P.te Zanzi - Ravenna	AS	Sufficiente	Scadente
F. Lamone	P.te Cento Metri - Ravenna	AS	Scadente	Scadente
F. Uniti	Ponte Nuovo - Ravenna	AS	Scadente	Scadente
T. Bevano	Casemurate	AS	Scadente	Pessimo
F. Savio	Ponte Matellica	AS	Sufficiente	Sufficiente
F. Rubicone	Capanni - Rubicone	AS	Pessimo	Scadente
F. Uso	S.P. 89	AI	Scadente	Scadente
F. Marecchia	A monte cascata via Tonale	AS	Sufficiente	Scadente
T. Conca	200 m a monte invaso	AI	Sufficiente	Scadente
R. Ventena	P.te via Emilia-Romagna	AI	Pessimo	Pessimo

Fig. 14: Stato Ambientale delle acque superficiali (SACA) della Regione (RER 2004).

1.7 Le attività antropiche in zona di foce

Come precedentemente accennato il fiume Lamone e in particolare la sua zona di foce, sono caratterizzati da un alto grado di antropizzazione derivante soprattutto dal suo essere sede di attività economiche e ricreative che hanno un alto valore sociale per la popolazione.

La maggior parte di queste attività hanno ovviamente l'elemento fondante nella presenza stessa del fiume e su di essa agiscono creando pressioni ed impatti di diversa natura ed entità.

Alla bocca di foce, in riva destra, è presente da più di 30 anni un piccolo circolo nautico principalmente composto da 4 pontili galleggianti disposti trasversalmente alla sponda. L'associazione sportiva che lo gestisce conta oltre cento soci e i natanti di piccole dimensioni ospitati ne mesi estivi sono anch'essi nell'ordine di un centinaio.

La presenza di tale struttura implica la necessità di un dragaggio periodico (annuale, solitamente effettuato in primavera inoltrata) dei sedimenti finalizzato al mantenimento della navigabilità del breve tratto di foce che separa la darsena dal mare.



Fig. 15: Foto aerea della bocca di foce del Fiume Lamone, in località marina Romea.
Sulla destra la sede del Circolo Nautico Marina Romea.

Questa operazione ha ovviamente un impatto significativo sul regime idraulico del tratto di foce in quanto elimina una possibile barriera all'ingresso di acqua di mare durante i cicli di marea e gli eventi di burrasca estivi.

Un altro aspetto importante è la presenza dei capanni da pesca che costeggiano il fiume negli ultimi 4 km del suo corso. L'alto valore storico culturale di questa attività è riconosciuto da tempo e la loro storia è lunga. I primi documenti ufficiali ne parlano a cavallo del XVIII secolo ma probabilmente la loro origine è molto più antica (RER 2006).

Nati come rifugio durante le attività di valle in genere (pesca, caccia, raccolta) si sono poi evoluti in postazioni di pesca in grado di fornire sussistenza ai pescatori di valle.

L'ittiofauna catturata nei padelloni si può suddividere in due grandi gruppi: le specie eurialine e le specie stenoaline. Le prime raggruppano i pesci e i molluschi in grado di sopportare ampie variazioni di salinità e di passare da acqua dolce ad acqua salata (20-30 g/l di sali), salmastre (5-15 g/l di sali), dolci (con un massimo di 1-2 g/l di sali). A questo gruppo appartengono l'anguilla, la passera, lo storione e il cefalo. Al secondo gruppo appartengono viceversa faune ittiche legate ad una salinità costante o con solo leggere variazioni dovute all'ingresso di acqua marina o alla discesa di acqua dolce.

Seppure la loro presenza, se si fa eccezione per la presenza di strutture fisse a volte anche imponenti in area golenale, sia nel complesso poco influente sulle dinamiche fluviali, va notato che ogni attività che implichi una gestione del fiume finalizzata per esempio alla diminuzione del flusso marino entrante (costruzione di soglie, briglie, ecc.) potrebbe influenzare l'attività delle comunità di capannisti e creare dunque un ipotetico danno sociale e culturale di cui si deve tenere conto.

2 FATTORI CLIMATICI ATTUALI E PREVISIONI FUTURE

Il clima dell'area è un fattore molto rilevante ai fini di questo studio, in quanto i fenomeni atmosferici che interessano il bacino del fiume Lamone sono il motore del ciclo idrologico e dunque strettamente collegati con le portate fluviali e la ricarica dell'acquifero.

Questi sono certamente i parametri fondamentali per lo studio dell'interazione tra acque superficiali e acque sotterranee in zona costiera in quanto sono i diretti responsabili dei carichi idraulici nel fiume e nell'acquifero che a loro volta sono i motori dei flussi fra un corpo d'acqua e l'altro.

L'acquisizione e l'analisi dei dati climatici storici è stata necessaria soprattutto per capire quanto il breve periodo cui durante il quale si è studiato il fenomeno (un anno per le misure sul fiume) fosse considerabile come un anno "medio" dal punto di vista climatico a garanzia del fatto che le considerazioni tratte potessero essere valide al di là del singolo periodo di misura.

Oltre alla necessità di conoscere lo stato attuale del clima, ci è sembrato utile cercare di prevederne una possibile evoluzione con l'orizzonte temporale della fine del secolo. Questo aspetto non è secondario visto i segnali di diminuzione delle precipitazioni e di aumento delle temperature che compaiono già nelle serie climatologiche attuali. A questo scopo si sono presi come riferimento i risultati dei modelli climatici globali (GCM) che l'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) mette a disposizione dopo la pubblicazione del "Fourth Assessment Report on Climate Change - AR4" (IPCC, 2007).

Le caratteristiche climatiche che dominano il bacino del Lamone sono certamente distinguibili in due categorie: una di tipo montano che caratterizza la parte più meridionale del bacino e una di pianura che caratterizza la parte del fiume dalla foce fino alle prime colline. In zona di pianura la raccolta di dati climatici è abbastanza agevole per via dell'uniformità della morfologia e dell'alto numero di stazioni di misura presenti. Più difficile è lo studio dei fattori climatici in zona montana dove la morfologia favorisce l'instaurarsi di microclimi derivanti dalle diverse esposizioni dei pendii e dalla topografia.

Nel nostro caso dal punto di vista areale, lo studio dei fattori climatici, in particolare per la temperatura, si è concentrato sulla zona di foce scegliendo quindi stazioni meteorologiche che fossero il più possibile rappresentative degli andamenti climatici della zona di pianura costiera e della piccola area di studio scelta e che fornissero serie storiche consistenti di almeno 20 anni di misure. In particolare si sono analizzati i dati gentilmente forniti dall'Istituto Agrario "G. Perdisa" di Ravenna (di seguito ITAS) e quelli delle stazioni di Martorano (FC), Volano (FE) e Camse (FE) certificati da Arpa Emilia Romagna – Servizio Idro Clima e disponibili attraverso il servizio DEXTER relativi alla serie storica 1989 – 2008 (http://www.arpa.emr.it/sim/?osservazioni_e_dati/dexter).

Una serie storica più lunga di temperature è stata ottenuta grazie alla collaborazione con l'Az. Agraria Sperimentale Marani (di seguito Az. Marani, <http://www.sperimentalemarani.it>) che ha messo a disposizione una serie di dati meteorologici relativi al periodo 1976 – 2007. Su questa serie abbiamo cercato di individuare eventuali trend recenti negli andamenti di temperatura, possibili segnali di un cambiamento climatico alla scala locale.

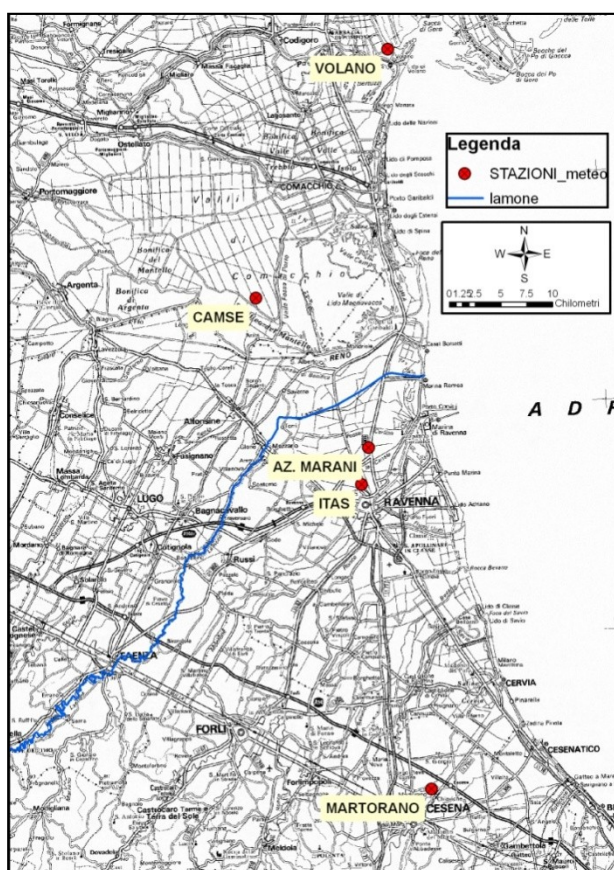


Fig. 16: Distribuzione delle stazioni meteo utilizzate per l'analisi delle temperature e delle precipitazioni in zona costiera.

Per le precipitazioni, oltre alle serie ventennali fornite da Arpa sopra descritte abbiamo studiato, tramite serie storiche di oltre 50 anni, gli andamenti di precipitazioni annuali per tre stazioni comprese all'interno del bacino idrografico del Lamone al fine di individuare eventuali trend di aumento o diminuzione degli afflussi. Le tre stazioni esaminate sono quelle di Marina di Ravenna (RA) in prossimità della foce, Faenza e Brisighella (RA).

Per quanto riguarda le portate fluviali si sono analizzate quelle disponibili per la stazione di misura più vicina alla foce e cioè per la stazione di Reda (Faenza, RA). Tale stazione di misura del livello idrometrico è posizionata alla chiusura del bacino montano del Fiume Lamone e comunque ad una distanza di circa 20 km dal mare.

Le serie storiche disponibili sono rappresentate da una serie "ricostruita" delle portate a Reda dal 1960 al 1989, prodotta da MedIngegneria s.r.l., per l'Autorità dei Bacini Regionali Romagnoli e utilizzata per il calcolo del DMV (AdBRR, 2001) e la serie di dati relativa al periodo 1999 – 2008 resa disponibile da Arpa anche'essa attraverso il servizio DEXTER.

A questo punto vale la pena notare che lo studio della foce di un fiume nel nostro territorio si è dimostrata difficile per via della carenza di infrastrutture di misura dei dati. Una volta esaurito il bacino montano, con tutte le problematiche di rischio idraulico connesse, sembra essere poco importante la misura dei parametri fisici di un corso d'acqua nel suo tratto fino a mare.

Nel caso del Lamone, inoltre, la sua forte antropizzazione rende difficile il trasferimento a valle dei dati misurati su una sezione più a monte. Scendendo da Reda verso valle, infatti, il Lamone subisce immissioni d'acqua (C.E.R. In prossimità di Russi) e prelievi (puntiformi per fini agricoli, derivazioni e chiaviche) difficilmente quantificabili.

Passeremo ora in rassegna i parametri climatici indagati.

2.1 Temperature

Il clima della pianura Emiliano-Romagnola ha carattere spiccatamente sub-continentali. Si registra una marcata escursione annua, con inverni freddi ed estati calde che decresce procedendo da ovest verso est, passando cioè dalla regione emiliana alla Romagna.

2.1.1 Clima attuale

Come precedentemente accennato lo studio si è basato sulle serie storiche ventennali di temperatura fornite da Arpa EMR per le stazioni Martorano, Volano e Camse e per la serie messa a disposizione dall'Istituto Agrario "G. Perdisa" di Ravenna (tutte disponibili per il ventennio 1989 – 2008).

Le serie climatiche ventennali sono state utilizzate al fine di delineare uno stato medio del clima attuale che sarà utile nel confronto con le previsioni climatiche di fine secolo.

I dati orari registrati dalle stazioni meteorologiche sono stati aggregati e mediati fino ad ottenere dei valori medi mensili di temperatura massima giornaliera e temperatura minima giornaliera.

In Fig. 17 sono riportati i valori medi di temperatura massima giornaliera registrati dalle 4 stazioni esaminate; si può notare come l'andamento sia sinusoidale con i valori più bassi (circa 7°C) siano registrati in Dicembre e Gennaio ed il picco massimo si abbia fra Luglio e Agosto con temperature medie massime di circa 30°C.

Da notare anche come ci sia un ottimo accordo fra le diverse serie storiche le cui misure mediate si discostano fra loro per meno di un grado.

Le temperature minime (Fig. 18) mostrano anch'esse un andamento sinusoidale identico a quello per le temperature massime. I valori più bassi si misurano nei mesi invernali (Gennaio e Febbraio) con valori medi che vanno dai -1°C della stazione CAMSE ai +1°C della stazione Martorano. I valori più elevati

sono registrati in Agosto e raggiungono i 18,5°C a Martorano.

Si può notare come di nuovo ci sia un buon accordo fra i valori medi delle diverse stazioni di misura, anche in questo caso le variazioni sono dell'ordine di 1°C (notare la differenza di scala nell'asse delle temperature).

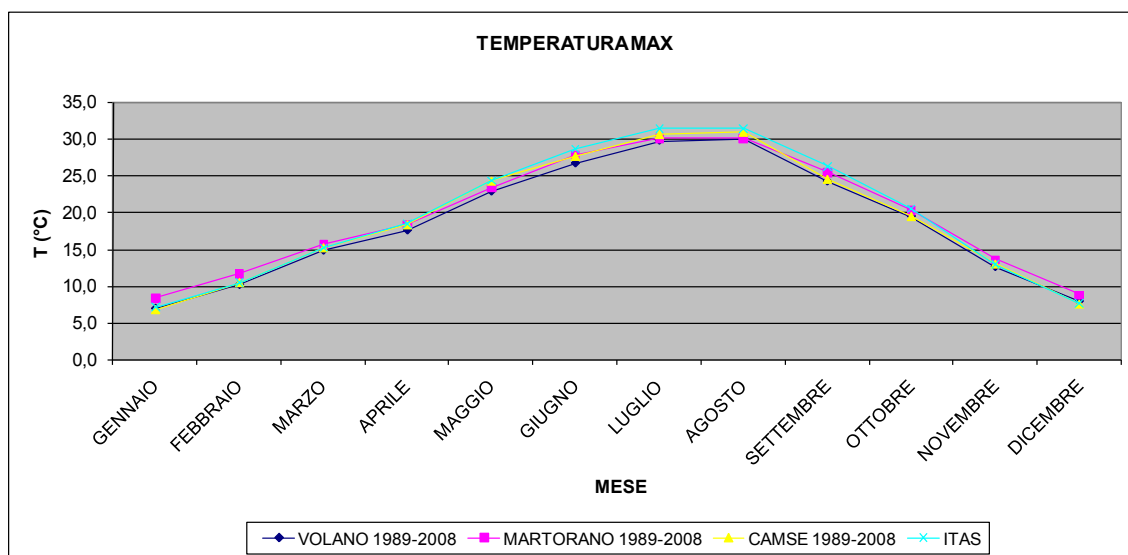


Fig. 17: Temperatura massima giornaliera media sulle serie storiche ventennali (1989 – 2008).

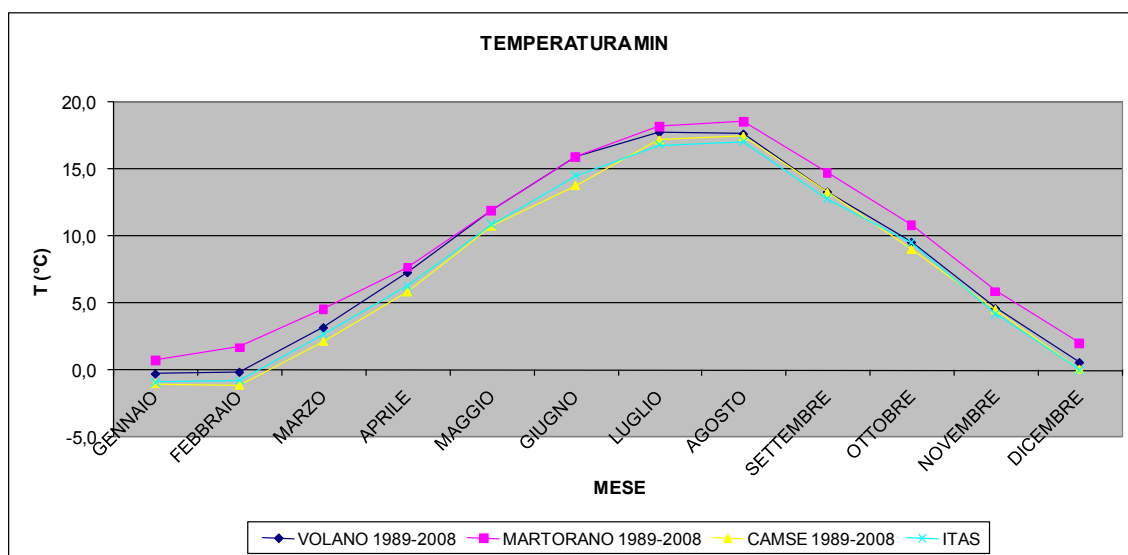


Fig. 18: Temperatura minima giornaliera media sulle serie storiche ventennali (1989 – 2008).

Le maggiori escursioni termiche si hanno in estate Luglio e Agosto con variazioni di circa 12°C fra le temperature massime e minime giornaliere.

Una volta descritto il clima attuale si è deciso di cercare di analizzare, su serie storiche più lunghe, la presenza di eventuali trend di variazione in atto che

potessero confermare le evidenze riportate sia per il clima a scala globale (IPCC 2007) che alla scala locale (ARPA 2010).

Per fare questo, come già detto, abbiamo analizzato la serie temporale 1976 – 2007 fornita dall' Az. Marani, nell'ambito di una collaborazione con il Corso di Laurea in Scienze Ambientali e valutato le temperature medie giornaliere.

I dati, aggregati in forma di temperatura media annua, hanno mostrato la tendenza generale ad un riscaldamento nel corso del trentennio esaminato (Fig. 19). Il valore di tale aumento di temperatura è quantificabile in circa 2°C.

Questo valore risulta essere superiore a quello recentemente aggiornato dal Servizio Idro-Meteo-Clima di Arpa (ARPA 2010) che attesta la tendenza di aumento della temperatura media annua sul territorio della costa ravennate, in un intorno di +0,25°C e +0,35° per decennio sulla serie temporale 1961 – 2008.

L'applicazione di questi fattori di incremento porterebbe, nel nostro caso, ad un incremento atteso di temperatura compreso fra +0,75°C e +1,05°C.

Da notare che la grande variabilità dei dati che abbiamo esaminato rende discutibile l'estrapolazione di tali trend di crescita delle temperature, a causa della loro forte sensibilità alla lunghezza temporale della serie su cui calcolare la tendenza. E' infatti sufficiente ridurre il set di dati analizzati per ottenere trend opposti di crescita (Fig. 20).

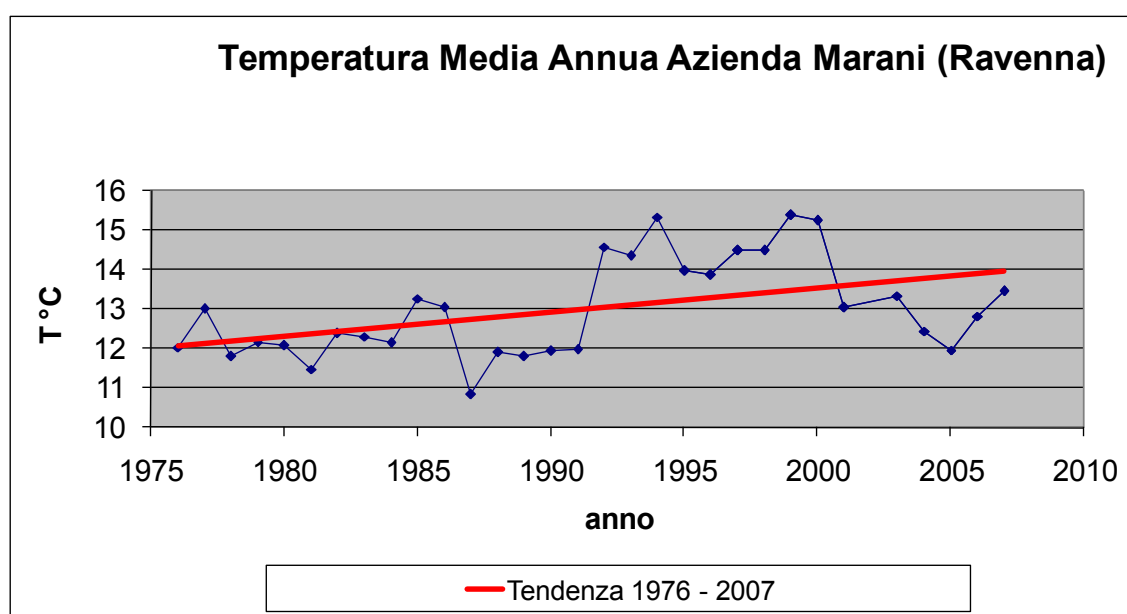


Fig. 19: Temperatura media annua misurata alla stazione Az. Marani dal 1976 al 2007.

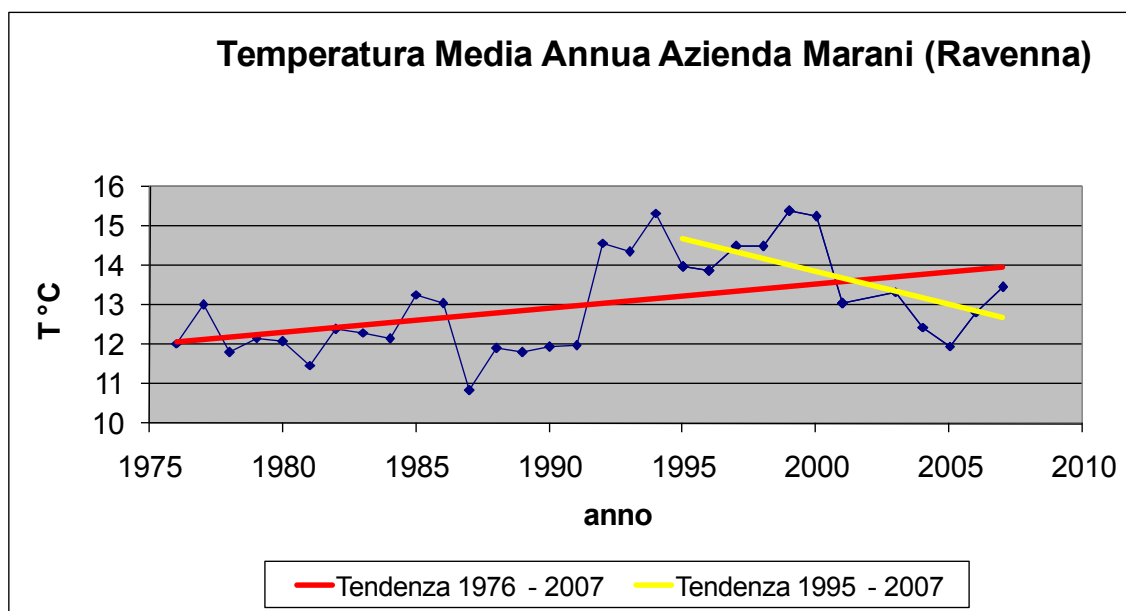


Fig. 20: Differenti andamenti di temperatura media annua a seconda della lunghezza del periodo analizzato.

2.1.2 Clima futuro

Per valutare l'influenza dei cambiamenti climatici sul regime di temperatura (e precipitazioni) si è scelto di analizzare i risultati prodotti dai diversi modelli climatici globali che sono confluiti nel "Fourth Assessment Report – AR4" pubblicato da IPCC nel 2007 (IPCC 2007). Utilizzando come forzante le concentrazioni di gas serra (GHG) diversificate a seconda degli scenari precedentemente stabiliti (IPCC 2000) i diversi modelli globali hanno calcolato previsioni di diversi parametri climatici con l'orizzonte temporale della fine di questo secolo (climatologie ventennali 2080 -2099 e trentennio 2070 – 2099).

I differenti scenari di emissione sono stati a loro volta calibrati su diverse possibili evoluzioni socio-economiche a scala globale. In particolare si sono ipotizzate due grandi categorie che rappresentano un mondo che evolve, mantenendo sostanzialmente inalterate le strutture economiche e sociali (Gruppo A) e un secondo dove invece i cambiamenti sono sostanziali e l'attenzione per l'ambiente diventa preponderante. All'interno di questi grandi gruppi sono annidate 4 possibili tipologie di evoluzione denominate "storylines"

e le relative famiglie di scenari (Fig. 21).

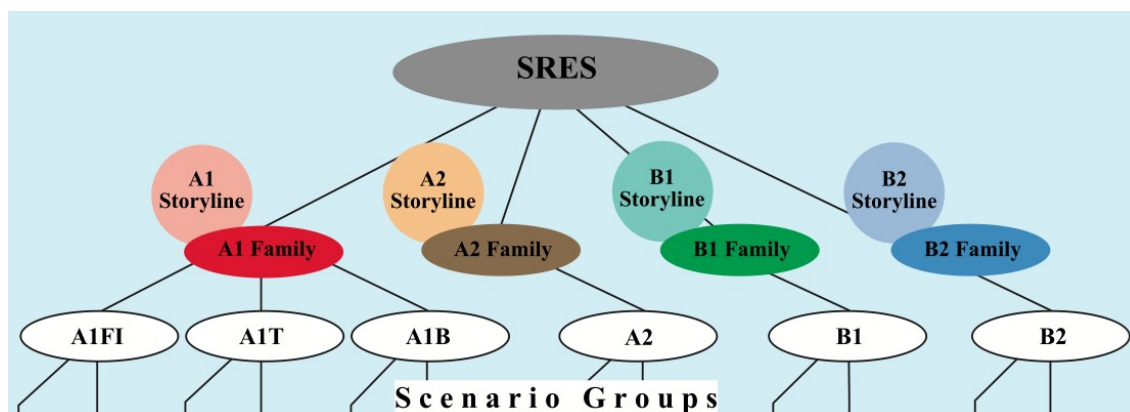


Fig. 21: Schema riassuntivo delle storylines e delle famiglie di scenario di emissione adottate da IPCC a partire dal 2001 (IPCC 2000, modif.).

Le famiglie di scenari possono essere così presentate:

La famiglia A1 descrive un mondo caratterizzato dal forte sviluppo economico e dalla massima crescita demografica prevista intorno al 2050. L'introduzione di nuove tecnologie è rapida ed efficiente ma la crescita si può basare su risorse diverse, quali l'utilizzo intensivo di combustibili fossili (A1F), risorse energetiche non fossili (A1T) o l'utilizzo di entrambi (A1B). Quest'ultimo scenario è portato frequentemente ad esempio, poichè le tendenze attuali vanno in questa direzione.

La famiglia A2 descrive uno sviluppo eterogeneo. La crescita demografica ed economica varia notevolmente nelle differenti aree del mondo. Pertanto, la popolazione continua a crescere e lo sviluppo del reddito pro capite e il cambiamento tecnologico è poco omogeneo e si sviluppa più lentamente. Tale scenario prospetta cambiamenti climatici molto più accentuati rispetto agli altri scenari.

La famiglia B1 prende in considerazione uno sviluppo demografico come quello illustrato nello scenario A1 ma con una società basata, nell'arco di un breve periodo di tempo, su informatica e servizi. Lo sfruttamento di materiali ed energia si riduce grazie a sistemi intelligenti e a politiche ed economie di sviluppo sostenibili. Lo scenario descrive un incremento dell'equilibrio sociale e della giustizia globale, ma non prevede programmi specifici per la tutela del clima.

La famiglia di scenari B2 descrive un mondo in cui la popolazione globale cresce continuamente, ma con un tasso minore dell'A2, ed è orientato verso la protezione ambientale e l'equità sociale con cambiamenti tecnologici meno rapidi e più diversificati.

La traduzione di questi modelli socio economici in termini di quantitativi di gas serra è riportata in Fig. 22.

Per il nostro studio abbiamo preso in considerazione i risultati delle simulazioni relative agli scenari A1b e A2 considerandoli i più plausibili, allo stato attuale, fra i modelli di sviluppo.

L'estrazione dei dati climatici futuri è consistita nel reperimento dei dati prodotti dalle diverse realizzazioni calcolate dei modelli. Tali risultati sono pubblicamente diffusi dall'IPCC in forma di file compressi netCDF (<http://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/>) che contengono le matrici multidimensionali di dati georiferiti ai nodi della griglia del modello di calcolo.

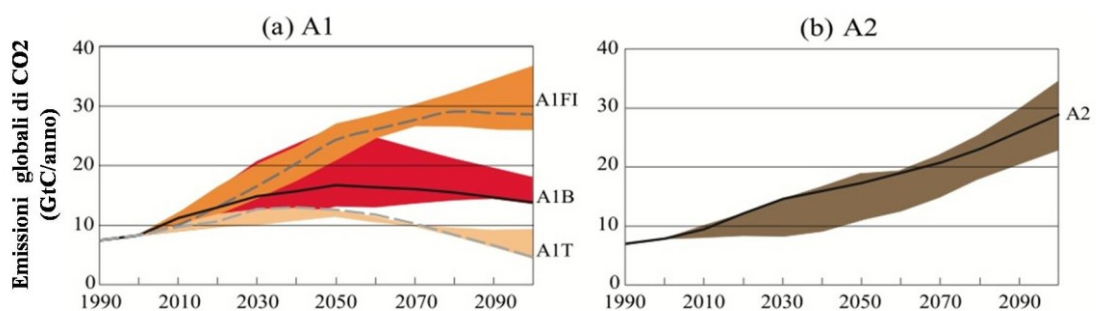


Fig. 22: Scenari di emissioni globali di CO₂ in atmosfera secondo le due famiglie A1 e A2. Fra gli scenari della famiglia A1 noi ci concentreremo sull' A1b.

Dal database IPCC abbiamo selezionato 10 modelli globali (GCM) che avessero prodotto risultati sulla base degli scenari forzante A1b e A2 per la climatologia ventennale di interesse 2080 – 2099 (Tab. 1).

Sulle matrici multidimensionali sono stati selezionati i nodi di calcolo più prossimi alle latitudini e longitudini della pianura romagnola ed estratto il valore medio mensile per l'intera climatologia di temperatura e precipitazioni.

Per ciascuno dei modelli, quindi, il risultato finale è stato un vettore di 12 valori medi mensili di temperatura minima e massima ($^{\circ}\text{K}$) e precipitazioni (flusso di precipitazioni, $\text{Kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{sec})$).

I parametri sono stati poi convertiti in unità di misura omogenee con i dati relativi alle climatologie presenti (°C e mm) e analizzati.

Modello	Paese	Risoluzione (°Lat x ° Lon)	Time Series	Variabili
BCCR:BCM2	Bjerknes Centre for Climate Research Norway	2.8 x 2.8 T63L31	2080- 2099	Temperatura media giornaliera, Umidità specifica, Velocità del vento.
CNRM:CM3	Centre National de Recherches Météorologiques France	2.8 x 2.8 T63L31	2080- 2099	Temperatura media giornaliera, Precipitazioni, Pressione atmosferica, Umidità specifica, Velocità del vento.
CONS:ECHO-G	Meteorological Institute, University of Bonn, Germany Meteorological Research Institute of KMA, Korea Model and Data Groupe at MPI- M, Germany	3.7 x 3.75 T30L19	2080- 2099	Temperatura media giornaliera, Precipitazioni, Pressione atmosferica, Velocità del vento.
CSIRO:MK3	Australia's Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation Australia	1.875 x 1.875 T63L18	2080- 2099	Precipitazioni
GFDL:CM2	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory USA	2 x 2.5	2080- 2099	Temperatura media giornaliera, Precipitazioni, Pressione atmosferica, Velocità del vento.
GFDL:CM2_1				
INM:CM3	Institute for Numerical Mathematics Russia	4 x 5	2080- 2099	Temperatura massima e minima giornaliera
IPSL:CM4	Institut Pierre Simon Laplace France	2.5 x 3.75	2080- 2099	Temperatura media giornaliera, Precipitazioni, Pressione atmosferica, Umidità specifica, Velocità del vento.
MPIM:ECHAM5	Max-Planck-Institut for Meteorology Germany	1.875 x 1.875	2080- 2099	Temperatura media giornaliera, Precipitazioni, Pressione atmosferica, Velocità del vento.
MRI:CGCM2_3_2	Meteorological Research Institute Japan	2.8 x 2.8 T42	2080- 2099	Temperatura media giornaliera, Precipitazioni, Pressione atmosferica, Umidità specifica, Velocità del vento.

Tab. 1: Schema riassuntivo dei diversi modelli globali (GCM) utilizzati con elencate l'istituto proprietario, la risoluzione a terra, la climatologia disponibile e le variabili calcolate.

Viste le differenze insite in ciascuno dei differenti codici di calcolo, e non esistendo nessun modello globale specificatamente tarato per l'area mediterranea continentale, si è optato per utilizzare dei valori scaturiti dalla

media dei valori dei singoli modelli in modo da ovviare agli errori che la scelta di un singolo modello avrebbero causato.

I dati relativi alle temperature massime giornaliere mediate mensilmente (Fig. 23) ci mostrano che le temperature manterranno il loro andamento stagionale con i valori più bassi in inverno, dell'ordine di 12°C e quelli più alti in Luglio, con temperature vicine ai 32°C.

Le differenze fra i due scenari sono piccole e si aggirano fra gli 0,5°C in inverno (12,1°C la temperatura massima giornaliera di Gennaio per lo scenario A1b e 12,6°C per lo scenario A2) e 1,2°C in estate. Per lo scenario A2, caratterizzato da maggiori quantità di CO₂ in atmosfera (vedi Fig. 22) le temperature sono sempre leggermente superiori.

Le temperature minime (Fig. 24) variano fra gli 8,5°C di Gennaio e i 20,7°C in Agosto per lo scenario A2. Anche in questo caso la differenza fra i due scenari oscilla fra gli 0,5°C dell'inverno e 1°C in estate.

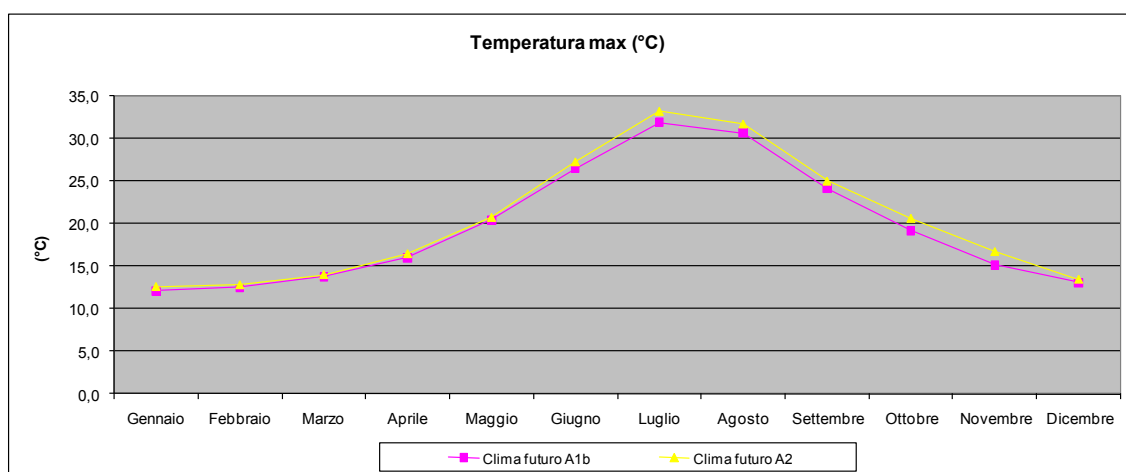


Fig. 23: Temperature massime giornaliere mediate mensilmente. I dati sono stati calcolati per scenari di emissioni A1b e A2 per il periodo 20820 - 2099. Il valore rappresenta le medie dei 10 modelli climatologici analizzati.

Se passiamo ora ad un confronto delle climatologie future con i dati relativi al presente (ottenuti da una media dei valori delle 4 stazioni precedentemente descritte nella sezione Clima attuale), possiamo osservare che per le temperature massime (Fig. 25) le differenze sono contenute se consideriamo i mesi di Giugno, Settembre e Ottobre (inferiori ad 1°C).

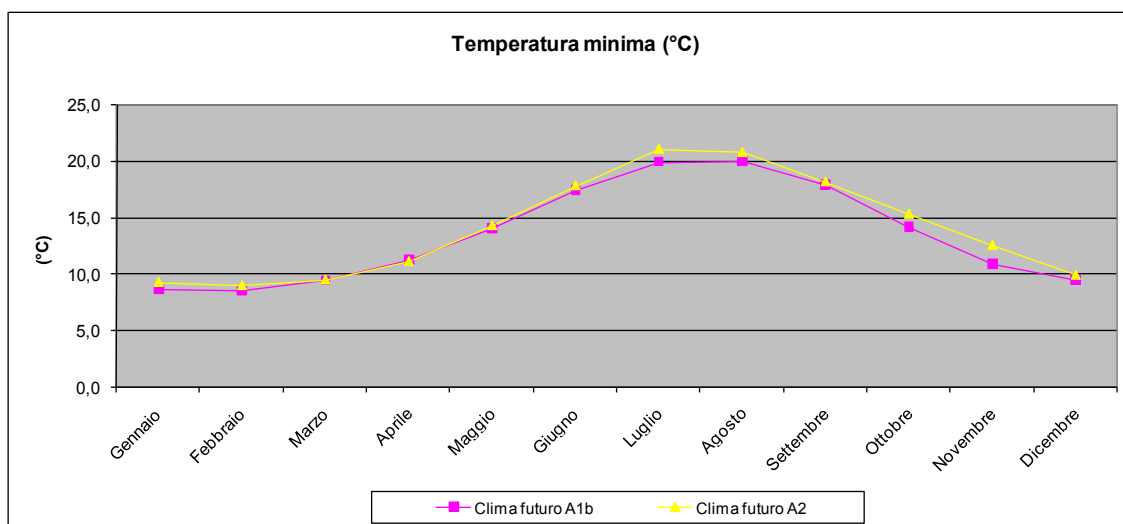


Fig. 24: Temperature minima giornaliere mediate mensilmente. Periodo 2080 - 2099.

Se consideriamo i mesi primaverili, invece le differenze toccano i 3°C, con gli scenari futuri che indicano temperature inferiori alle medie attuali. Nei mesi invernali come Novembre, Dicembre e Gennaio, le differenze diventano importanti, quantificabili in 3,5°C in più per gli scenari futuri nel mese di Novembre, 5°C in Gennaio e 5,5°C in Dicembre.

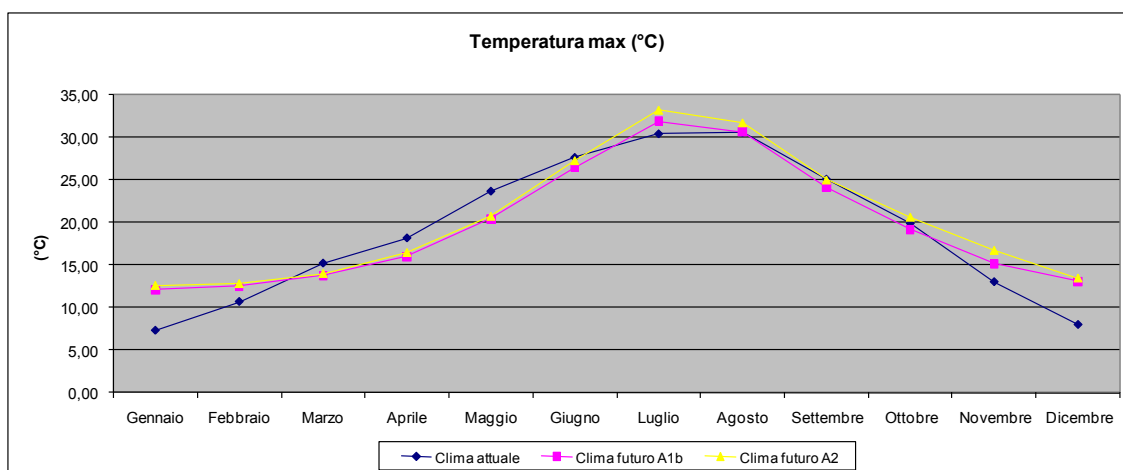


Fig. 25: Confronto clima presente (1989 – 2008) e clima futuro (2080 – 2099). Temperature massime giornaliere mediate mensilmente. Il clima attuale si riferisce ad una media delle stazioni di misura precedentemente descritte.

Per quanto riguarda le temperature minime le differenze sono più evidenti. I valori previsti per il futuro sono per ogni mese superiori ai valori misurati. Lo scarto è di 2°C in estate (Luglio e Agosto) e raggiunge i 10°C in Dicembre e

Gennaio.

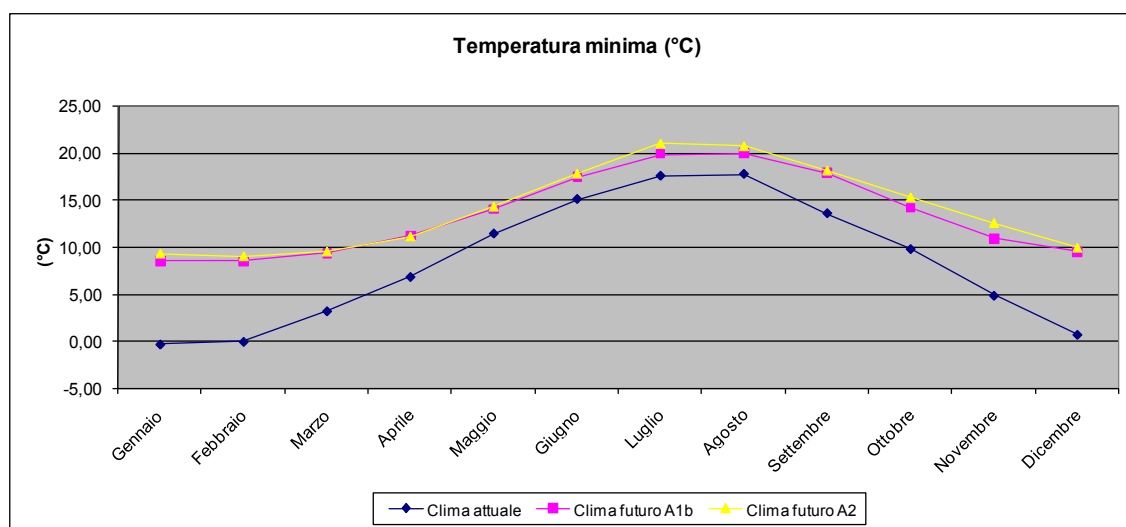


Fig. 26: Confronto clima presente (1989 – 2008) e clima futuro (2080 – 2099). Temperature massime giornaliere mediate mensilmente.

2.2 Precipitazioni

Nelle zone di pianura dell'Emilia Romagna le precipitazioni sono relativamente scarse, raggiungendo un massimo nelle zone occidentali e a ridosso dei primi rilievi appenninici. Procedendo dall'area pedemontana verso il Po e da ovest verso l'Adriatico, le precipitazioni diminuiscono progressivamente. Il totale annuo di pioggia passa dai 789mm a Piacenza ai 726mm di Bologna per poi raggiungere i minimi di piovosità nelle zone costiere.

La stagione più piovosa è l'autunno seguita dalla primavera, nelle regioni dell'entroterra e nelle zone a ridosso del mare. La stagione più asciutte sono l'estate e l'inverno.

Il regime climatico della Romagna può essere definito sub mediterraneo con un massimo principale in autunno (generalmente in ottobre) e un massimo secondario in primavera. Durante il periodo freddo, fra ottobre ed aprile, le precipitazioni possono assumere carattere nevoso con un massimo nel mese di Gennaio. La nevosità interessa soprattutto le aree più occidentali mentre

diventa sempre meno frequente procedendo verso l'Adriatico.

2.2.1 Clima Attuale

Come per le temperature (Cap. 0) lo studio degli andamenti di precipitazione nella zona costiera della pianura romagnola, si è bastato sulle stesse stazioni meteorologiche precedentemente descritte (Volano, Camse, Martorano e ITAS).

Per ogni stazione i valori di precipitazione cumulativa giornaliera sono stati mediati alla scala del mese. Le singole medie mensili sono poi state nuovamente mediate fra loro al fine di ottenere una climatologia di precipitazioni per il ventennio esaminato.

Uno degli aspetti che è stato più difficile gestire, almeno per le stazioni ARPA è stata la mancanza di dati protratta per lunghi periodi a causa della rottura dello strumento o della scarsa attendibilità del dato pluviometrico rilevato.

L'assenza di dati pluviometrici nelle tre stazioni Volano, Martorano e Camse è stata quantificata intorno al 20% dei dati (17% per Volano, 24% per Martorano). Se questo aspetto può essere trascurato quando si considerano le temperature che vengono mediate fra loro, lo stesso non vale per le precipitazioni in cui, l'assenza di dati porta ad una quantificazione sbagliata delle piogge totali cadute.

Soluzione a questa problematica è stata trovata nel creare una "Stazione Teorica" che fosse originata dall'infittimento dei dati della stazione di Volano (quella con la percentuale inferiore di dati mancanti) con i dati rilevati nella stazione di Camse (distante geograficamente meno di 30 km) o con quelli di Martorano nel caso in entrambe le altre due i dati fossero inutilizzabili (Tab. 2).

Questa operazione permette di avere un vettore colonna di precipitazioni (in mm) in cui i dati mancanti sono in totale meno dell'1%.

I valori finali di precipitazioni sono dunque scaturiti da un valore medio fra questa "colonna teorica" e i dati forniti dall'Istituto Agrario di Ravenna (ITAS) (Fig. 27).

Le precipitazioni nell'area costiera esaminata per il ventennio 1989 - 2008 si distribuiscono in maniera non uniforme. Il minimo di precipitazioni è in inverno quando, in Gennaio, cadono mediamente 27 mm di pioggia. L'andamento mostra la presenza di due picchi, uno primaverile (in Aprile con 64 mm) e uno autunnale, in Settembre dove cadono mediamente 78 mm di pioggia; dopo l'inverno il periodo più asciutto è l'estate con precipitazioni, in Luglio di 41 mm.

Il totale di precipitazioni medie annue è di 634 mm in linea con i valori medi conosciuti (ARPA 2010).

Una volta stabilito il clima attuale di riferimento è stato interessante, come per le temperature, cercare di individuare dei trend di crescita o di decrescita negli eventi precipitativi o nella loro forma (numero di eventi piovosi, pioggia caduta per evento) alla ricerca di segnali di eventuali incrementi in quelli che vengono definiti eventi estremi.

Per fare questo è stato necessario utilizzare serie climatologiche più lunghe che non erano disponibili per le stazioni precedentemente utilizzate.

MESI	PRECIPITAZIONI (mm/mese)
Gennaio	21,7
Febbraio	30,1
Marzo	42,8
Aprile	62,6
Maggio	53,3
Giugno	54,7
Luglio	48,0
Agosto	51,5
Settembre	77,3
Ottobre	57,9
Novembre	53,3
Dicembre	50,3
Tot.	603,5

Tab. 2: Precipitazioni medie mensili per la stazione teorica risultante dall'infittimento di dati della stazione di Volano.

Fra quelle che mettevano a disposizione serie di dati superiori ai cinquanta anni di lunghezza, ne abbiamo scelte tre che fossero rappresentative del bacino del Lamone (viste anche le relazioni dirette fra precipitazioni e portate fluviali, vedi capitolo successivo).

In particolare i dati utilizzati sono quelli relativi alle stazioni meteorologiche di Marina di Ravenna, Faenza e Brisighella contenuti nell'archivio DEXTER di Arpa Emilia Romagna.

Le stazioni si distribuiscono lungo l'asta fluviale del Lamone (Fig. 28), eccetto Marina di Ravenna che si trova circa 5 chilometri a sud della foce del fiume. Le serie storiche disponibili riguardavano il periodo 1951 – 2005 e il dato misurato era la quantità cumulata di pioggia giornaliera.

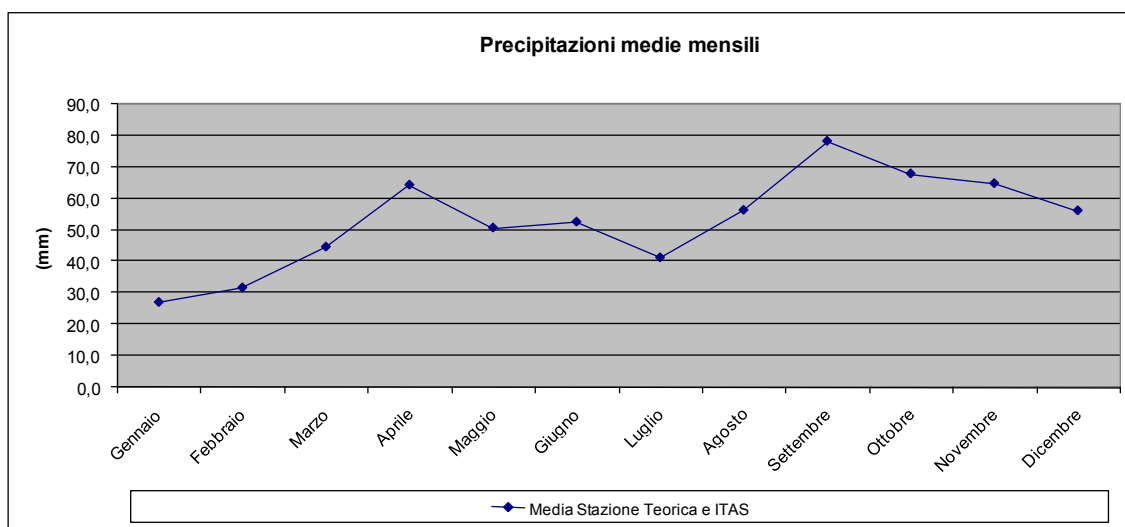


Fig. 27: Precipitazioni medie mensili nell'area della pianura romagnola. I valori sono frutto della media dei valori di stazione teorica e ITAS

Per le tre stazioni le elaborazioni effettuate sono state finalizzate ad individuare: 1) Tendenza ad aumento o diminuzione delle precipitazioni medie annuali; 2) Aumento o diminuzione dei giorni "non secchi" (precipitazioni registrate, superiori a 0mm) in un anno; 3) Aumento o diminuzione dei giorni abbastanza piovosi in un anno ("Wet days" pioggia caduta superiore a 10mm); 4) Aumento o diminuzione degli eventi estremamente piovosi in un anno ("Extremely wet days", pioggia cumulata giornaliera superiore a 20mm). I risultati sono riportati in Fig. 29, Fig. 30 e Fig. 31.

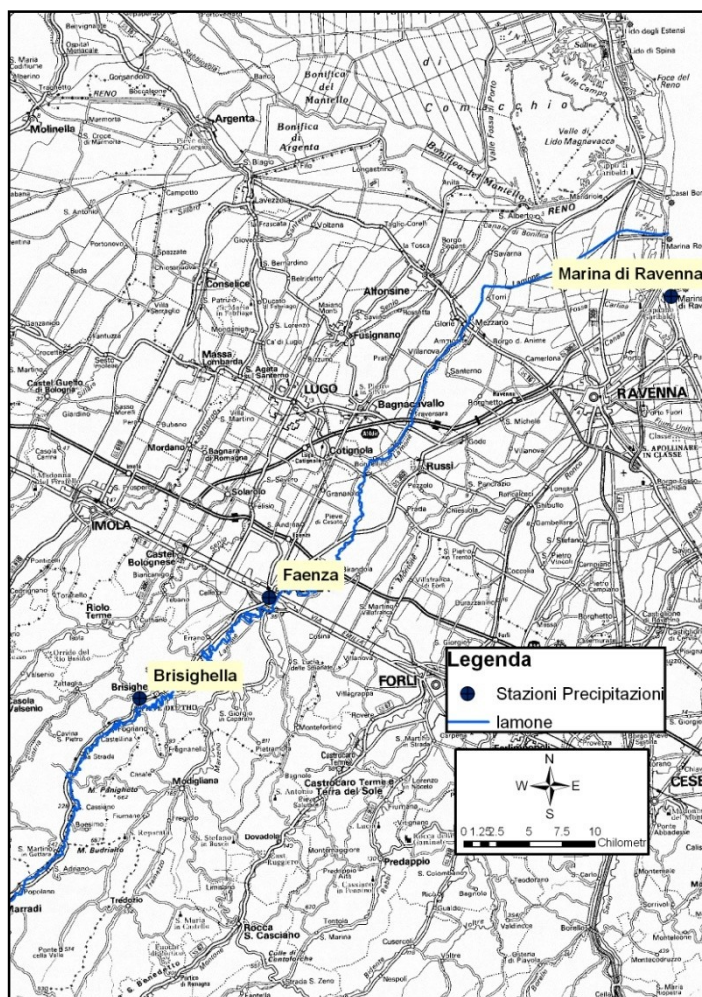


Fig. 28: Stazioni di misura delle precipitazioni utilizzate per le analisi di lungo periodo. Le tre stazioni hanno quote diverse sul livello del mare: Marina di Ravenna 3 m s.l.m.; Faenza 35 m s.l.m.; Brisighella 115 m s.l.m.

La stazione di Marina di Ravenna mostra un sostanziale equilibrio nell'andamento delle precipitazioni annue (Fig. 29a). Le variazioni inter-annuali sono molto forti e non esistono tendenze evidenti di aumento o diminuzioni della quantità di piogge.

Il numero di giorni di pioggia in un anno è invece in diminuzione nella serie storica e il valore di tendenza passa da più di 135 giorni di pioggia in un anno a poco più di 100 giorni. Il numero di giorni con pioggia superiore a 10mm rimane all'incirca invariato nel corso della serie storica, e così anche quelli con precipitazioni superiori a 20mm.

I dati di Faenza (Fig. 30) sono estremamente simili a quelli della stazione di Marina di Ravenna mentre quelli di Brisighella (Fig. 31) mostrano un significativo trend di diminuzione delle precipitazioni annuali dal 1951 al 2005.

Il numero di giorni piovosi sembra aumentare mentre diminuiscono sostanzialmente i "Wet days" e gli "Extremely wet days".

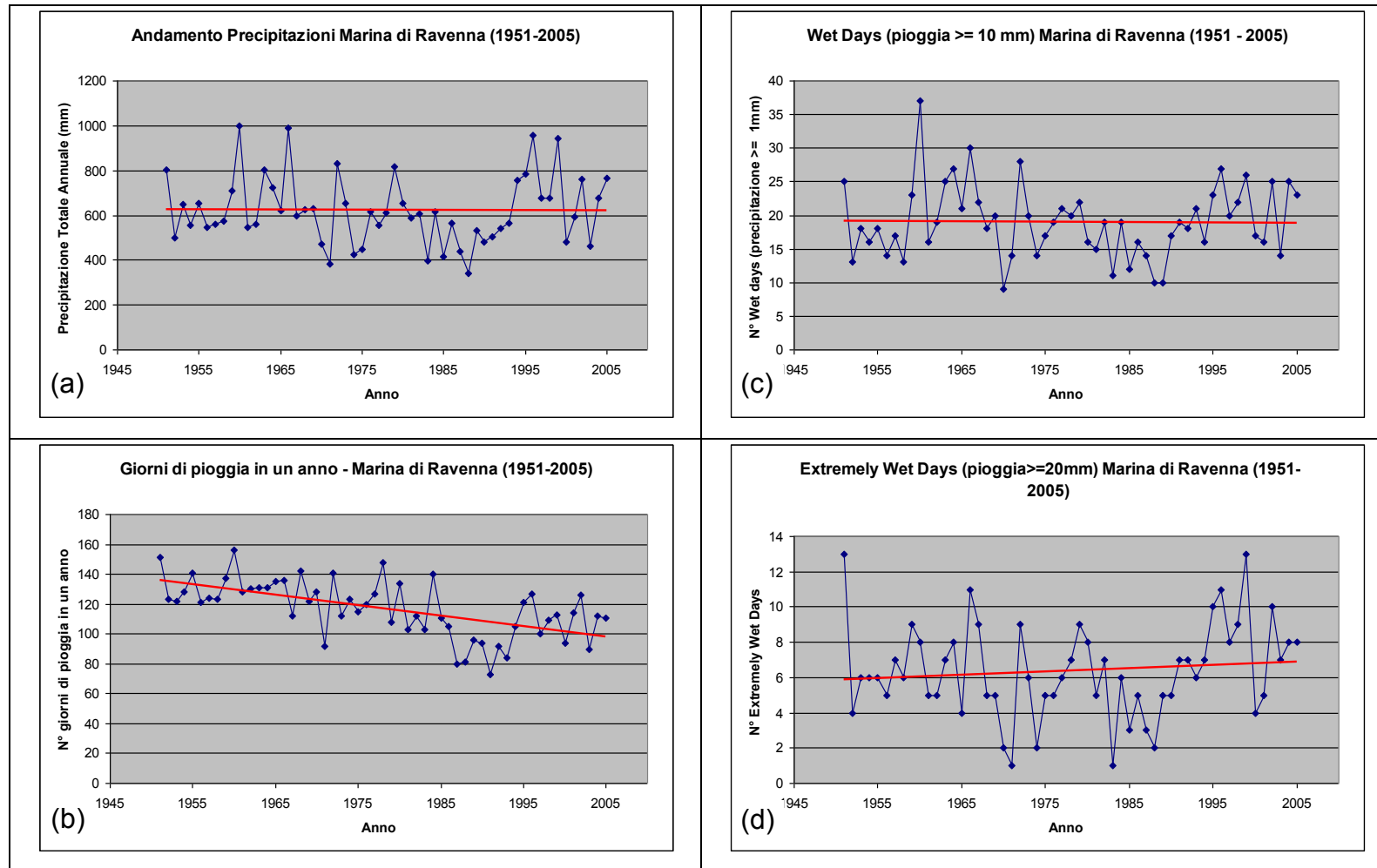


Fig. 29: Stazione di Marina di Ravenna: a) Precipitazioni medie annue; b) Giorni di pioggia in un anno; c) Giorni con pioggia superiore a 10mm; d) Giorni con pioggia superiore a 20mm.

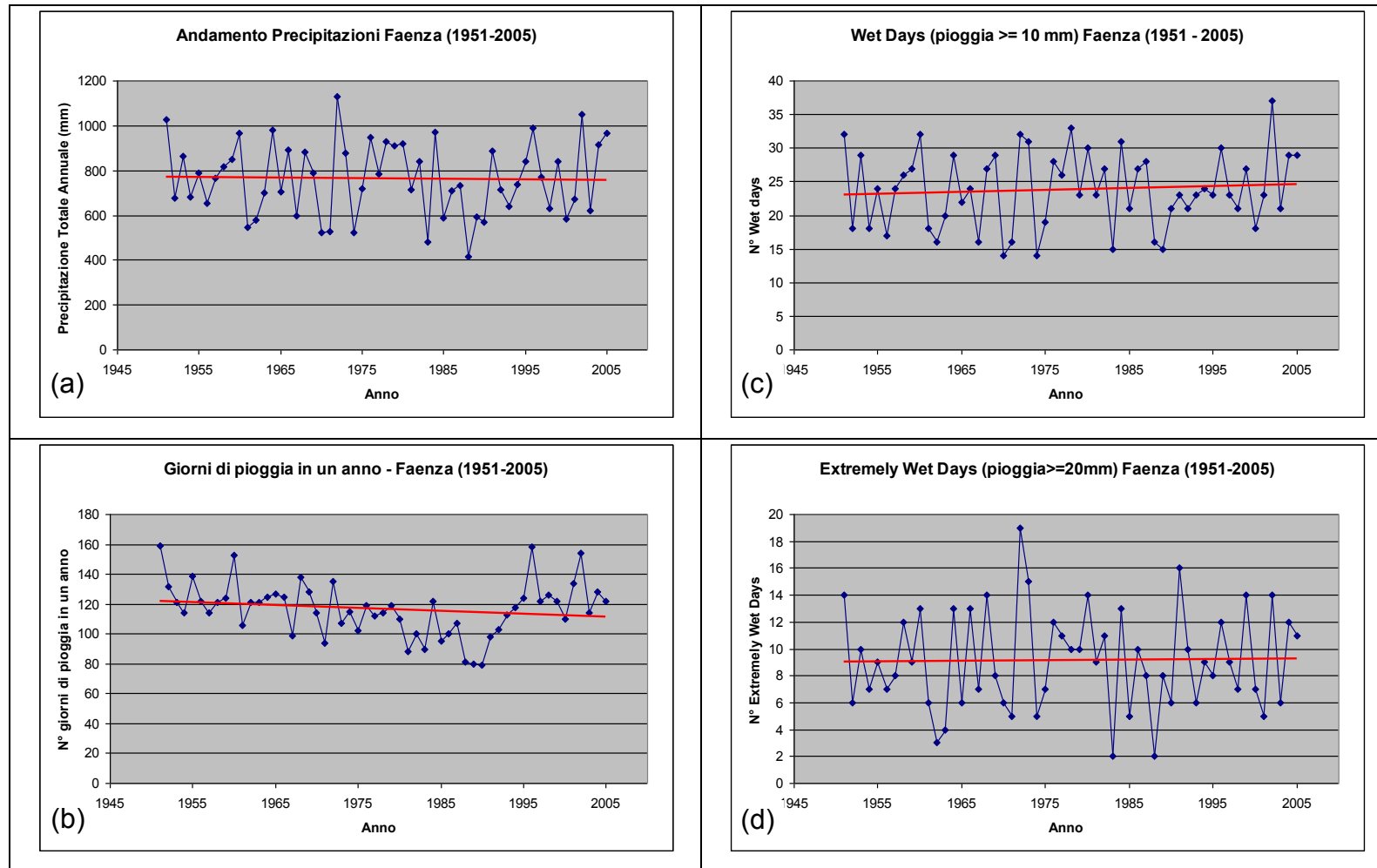


Fig. 30: Stazione di Faenza: a) Precipitazioni medie annue; b) Giorni di pioggia in un anno; c) Giorni con pioggia superiore a 10mm; d) Giorni con pioggia superiore a 20mm.

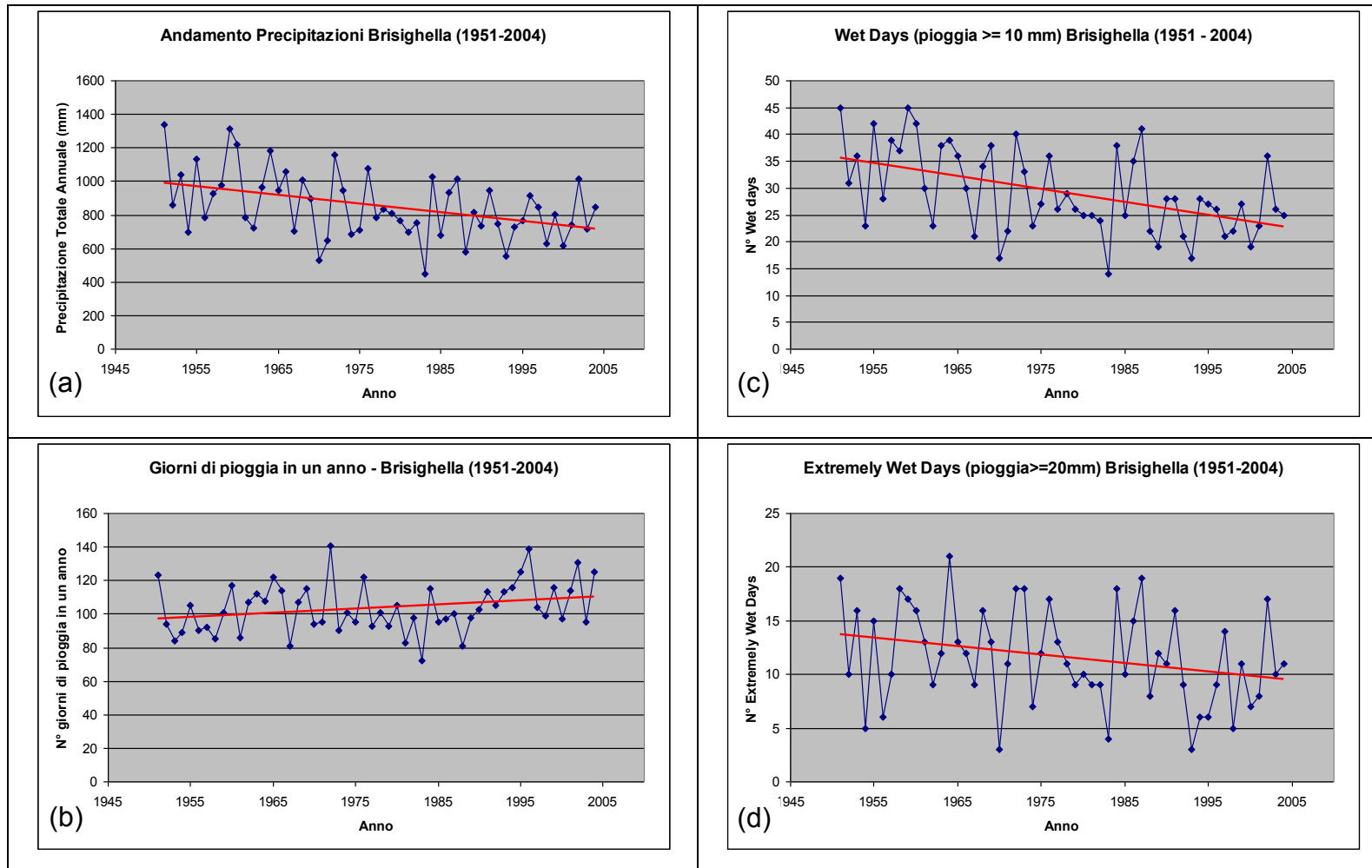


Fig. 31: Stazione di Brisighella: a) Precipitazioni medie annue; b) Giorni di pioggia in un anno; c) Giorni con pioggia superiore a 10mm; d) Giorni con pioggia superiore a 20m.

2.2.2 Clima futuro

L'estrazione dei dati di precipitazione previsti per la climatologia 2080 – 2099 è avvenuta con le stesse modalità descritte per i dati di temperatura nel capitolo precedente (2.1.2, Clima futuro) a cui vi si rimanda per una loro completa descrizione.

Gli scenari A1b e A2 (Fig. 32) mostrano un andamento quasi sinusoidale con precipitazioni massime nel tardo autunno (il picco a Novembre con più di 75 mm di precipitazioni) che diminuiscono fino ad Agosto dove i valori medi previsti sono di 22.8mm per lo scenario A2 e di 25mm per lo scenario A1b.

I due scenari sono simili fra loro e gli scarti più elevati si notano nei mesi primaverili in cui i valori differiscono di circa 5mm in ogni mese con lo scenario A2 sempre meno piovoso dell'A1b. Il totale di piogge cadute è di 618 mm/anno per lo scenario A1b e di 595 mm/anno per lo scenario A2.

Nonostante i valori di precipitazioni totali annue sia abbastanza simile (634 mm/anno il riferimento) il confronto del presente con le previsioni future mostra sostanziali differenze nella distribuzione stagionale delle precipitazioni.

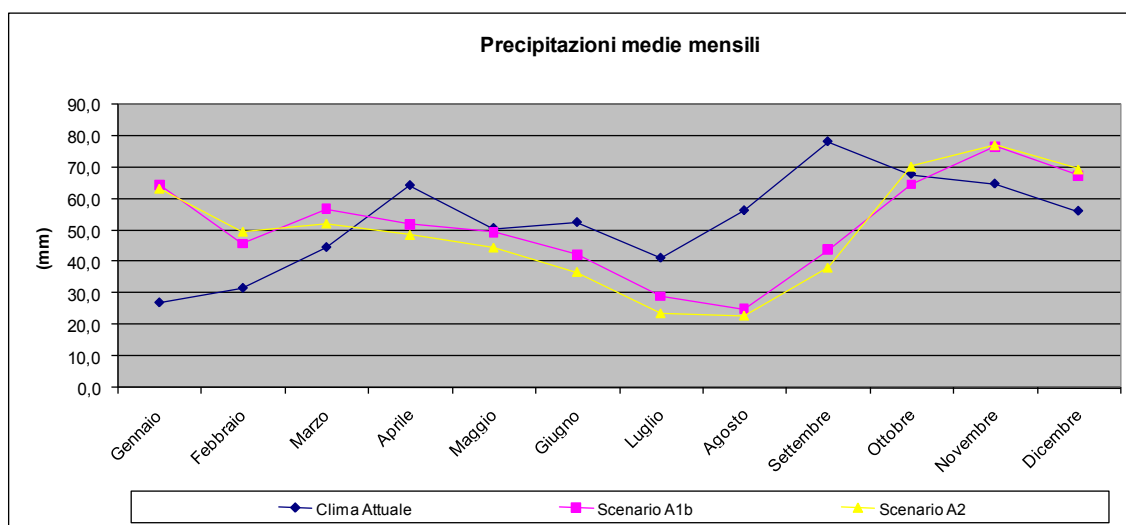


Fig. 32: Confronto fra climatologia presente di precipitazioni e scenari futuri A1b e A2. I periodi di riferimento sono 1999 – 2008 per il presente e 2080 – 2099 per il futuro.

In particolare, se le previsioni future si tramutassero in realtà, ci sarebbero

mesi invernali decisamente più piovosi (il Gennaio medio avrebbe un incremento di 46 mm passando dai 27 mm di pioggia attuali agli oltre 63 dei due scenari IPCC) ed estati estremamente più secche con valori che passeranno per Agosto dai 56 mm attuali ai 25 mm previsti secondo lo scenario A1b e 22 per lo scenario A2.

2.3 Portate fluviali

Come già accennato in precedenza la portata fluviale del Lamone risulta essere uno dei principali fattori di controllo del fenomeno dell'intrusione salina nel fiume che andremo ad approfondire nei prossimi capitoli.

Questo parametro, ovviamente, non può essere considerato un fattore climatico al pari di temperatura e precipitazioni ma piuttosto una grandezza ad essi strettamente collegata. Sono infatti le precipitazioni che direttamente inducono il ruscellamento superficiale che è responsabile, soprattutto per fiumi a carattere torrentizio come il Lamone, del principale apporto al deflusso. Le stesse piogge alimentano la falda freatica che contribuisce come flusso di base, al deflusso fluviale.

Anche le temperature hanno un ruolo importante nella determinazione della portata di un fiume, controllando ad esempio la copertura nevosa nella parte montana del bacino e il suo accumulo o scioglimento. In presenza di bacini ampi inoltre è uno dei fattori principale nel processo di evaporazione delle acque superficiali e in un bacino come quello del Lamone dove abbiamo visto essere grande il numero di bacini di ritenzione ad uso irriguo (460) può essere una causa di perdita di volumi d'acqua che devono poi essere rimpiazzati.

Nella zona di pianura, inoltre, la temperatura può condizionare i processi di evapotraspirazione nelle aree agricole e quindi aumentare o diminuire la richiesta di prelievi d'acqua, che, come abbiamo visto, sono uno dei fattori più determinanti per le portate fluviali.

In questo studio ci si è concentrati sullo studio delle portate alla stazione di Reda (Ronco di Faenza, RA), posizionata alla chiusura del bacino montano ed

a circa una ventina di chilometri dalla foce. Come già accennato questa è la stazione di misura in continuo del livello idrometrico più a valle fra tutte le 6 distribuite lungo il corso del Lamone, di cui esistano serie storiche di portata.

Le due serie scelte come riferimento sono una serie “ricostruita” (con modelli idrologici di deflusso) di portate fluviali lunga 30 anni e prodotta da MedIngegneria s.r.l. per lo studio sul DMV del Lamone (AdBRR 2001) e una decennale di livello idrometrico, fruibile gratuitamente attraverso il servizio DEXTER di Arpa Emilia Romagna.

I periodi di riferimento sono il trentennio 1960 – 1989 per la serie ricostruita e il decennio 1999 – 2008 per i dati forniti da Arpa.

Il livello idrometrico è stato convertito in portata attraverso la curva di calibrazione della sezione fluviale di Reda gentilmente fornita dall’Autorità dei Bacini Regionali Romagnoli (Fig. 33).

La presenza di due serie storiche relative a periodi differenti permette di valutare la presenza di eventuali evoluzioni nell’andamento delle portate.

Si è scelto di analizzare i dati sulla base dei valori medi mensili di portata in modo da evidenziare la presenza di stagionalità naturale nell’andamento delle portate fluviali.

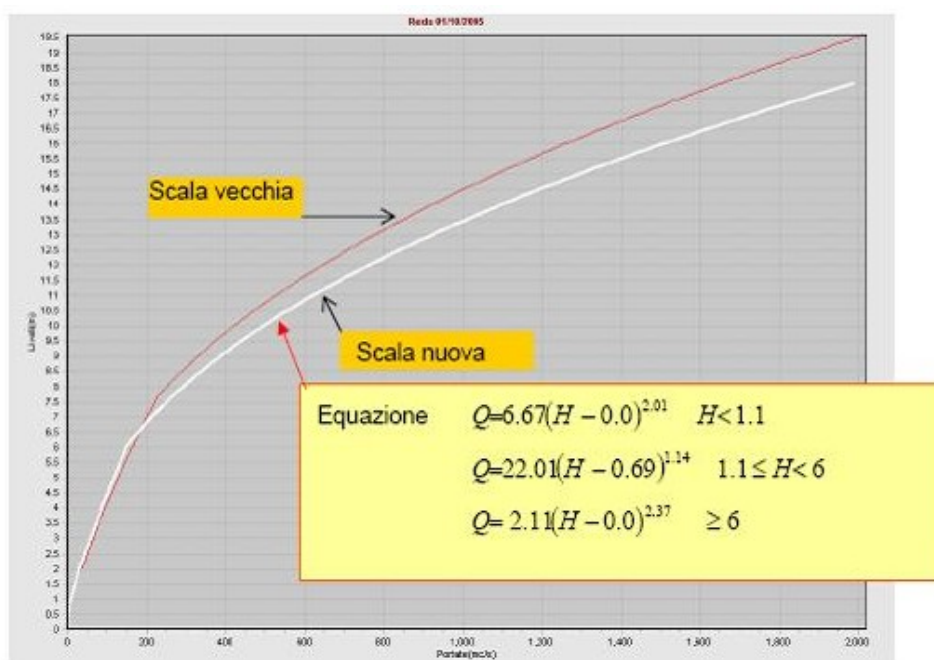


Fig. 33: Scala di deflusso per la sezione di Reda (AdBRR).

2.3.1 La serie Storica 1960 – 1989

I dati della serie storica 1960 – 1989 mostrano un andamento stagionale ben definito per le portate del Lamone alla sezione di chiusura del bacino montano.

Le portate più elevate si misurano all'inizio dell'inverno con valori medi comunque piccoli, nell'ordine degli 11 m³/sec che iniziano a calare al termine della primavera fino a raggiungere i valori minimi in agosto, per poi risalire al termine dell'estate con le prime piogge autunnali (Fig. 34).

Il valore medio massimo dell'ordine degli 11 m³/sec fa comprendere come le portate del Lamone alla chiusura del bacino siano davvero basse per tutto il corso dell'anno e raggiungano valori minimi in estate. Va inoltre tenuto in considerazione come la portata naturale a valle della città di Faenza sia essenzialmente costituita, nel periodo estivo, dall'immissione di acqua dal depuratore Formellino.

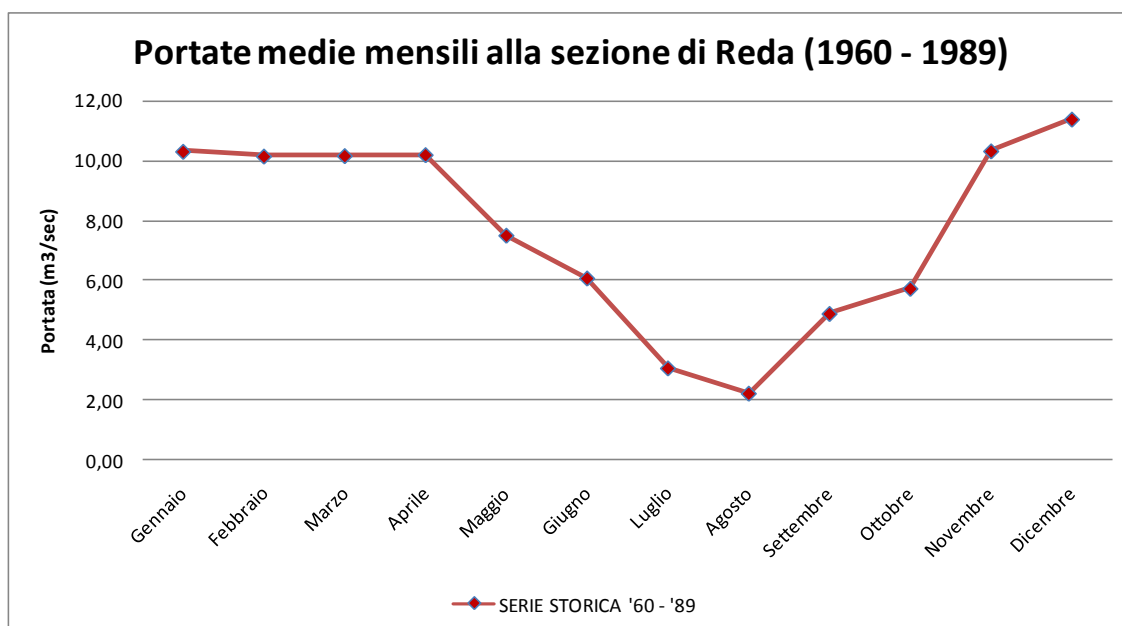


Fig. 34: portate medie mensili ricostruite alla sezione di Reda per il periodo 1960 – 1989.

2.3.2 La climatologia 1999 – 2008

Riferendosi alle portate misurate nel decennio 1999 – 2008 si può notare come, rispetto alla serie trentennale modellizzata, diminuiscano ulteriormente le portate estive (siamo nell'ordine di $1 \text{ m}^3/\text{sec}$), vicini alle soglie del DMV per il tratto del Lamone a Sarna ($0,6 \text{ m}^3/\text{sec}$) e diminuiscano anche le portate nei mesi di Gennaio e Febbraio.

Va tenuto in considerazione che nonostante la serie in esame sia di soli 10 anni e quindi non significativa in assoluto dal punto di vista statistico, essa si riferisce a valori effettivamente misurati e che quindi non risentono delle distorsioni che, seppur minime, un processo di ricostruzione statistica delle portate può indurre.

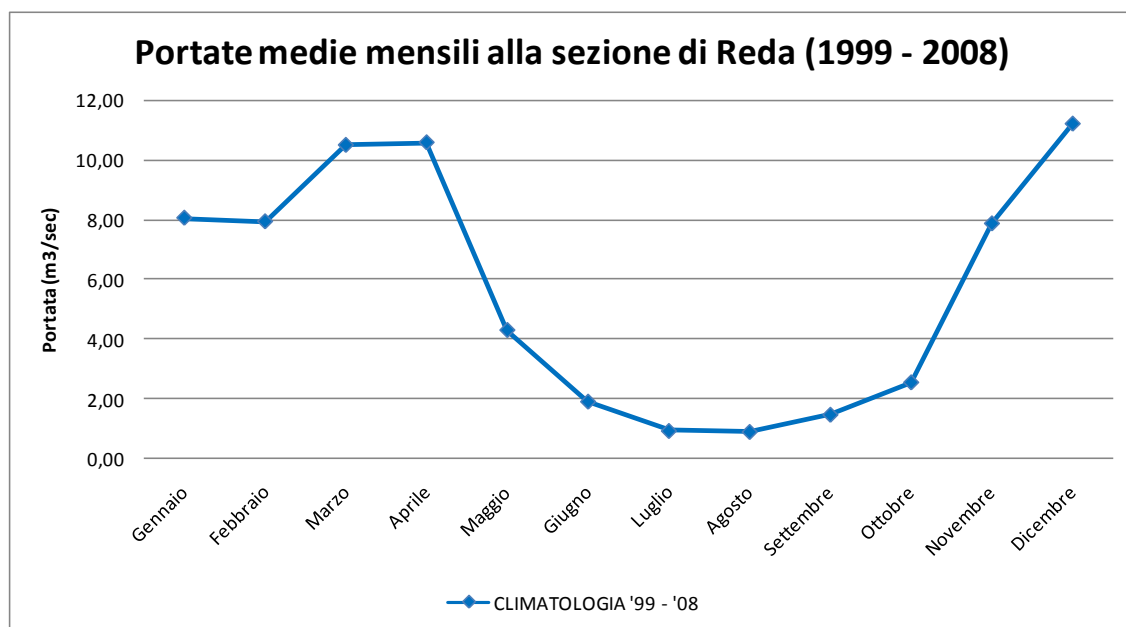


Fig. 35: Climatologia 1999 – 2008. Portate medie mensili alla sezione di Ronco di Faenza (Reda).

2.3.3 L'anno 2008 e il confronto con le serie storiche

Le portate a Reda per l'anno 2008 possono essere dunque confrontate con quelle delle rispettive climatologie al fine di individuare eventuali difformità dell'anno in cui si sono svolte le campagne di misura sul fiume rispetto all'andamento "medio" del fiume.

Analizzando il grafico (Fig. 36) si nota come nel 2008, in verde, le portate primaverili di Marzo e Aprile siano state superiori alle due medie delle diverse climatologie. Altra evidenza è data dal deficit autunnale, particolarmente evidente se confrontato con la climatologia di lungo periodo.

E'importante notare, in questo grafico riassuntivo (Fig. 36), come anche le due serie storiche siano differenti fra loro: nel trentennio '60 - '89 le portate calcolate sono superiori a quelle dell'ultimo decennio in tutto il periodo estivo, mentre tale condizione non è verificata nei mesi invernali.

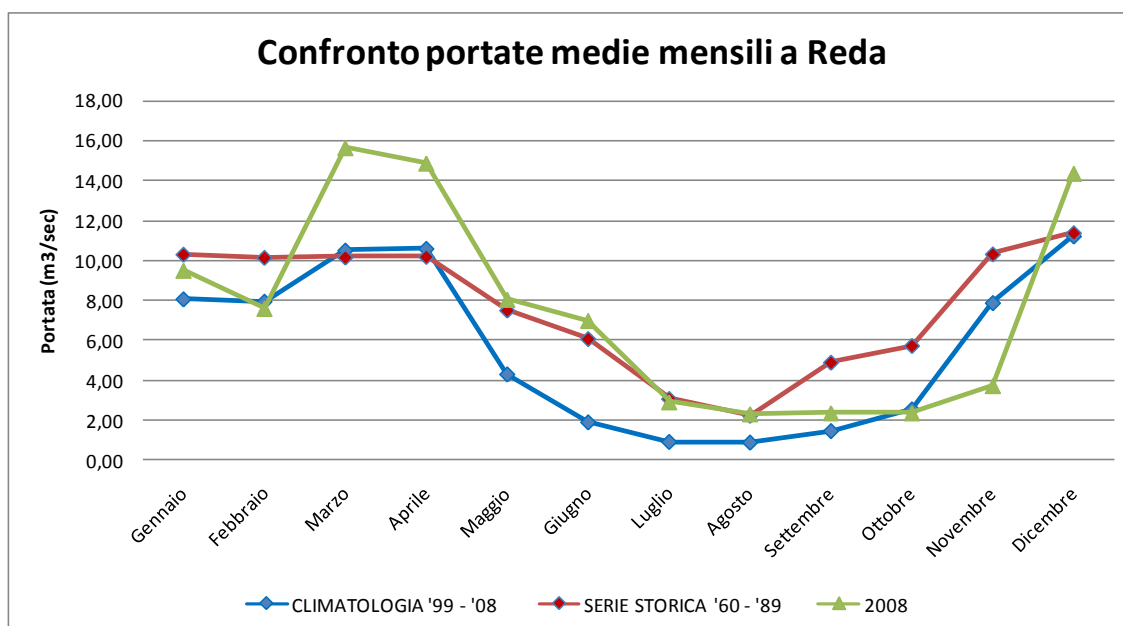


Fig. 36: Confronto fra il 2008 e le serie storiche di portata alla stazione di Reda.

Una quantificazione di questo scostamento dell'anno 2008 dalle medie di lungo periodo risulta più semplice osservando un grafico delle anomalie di portata ovvero della differenza fra il valore osservato e il valore medio di ogni

singolo mese (Fig. 37 e Fig. 38).

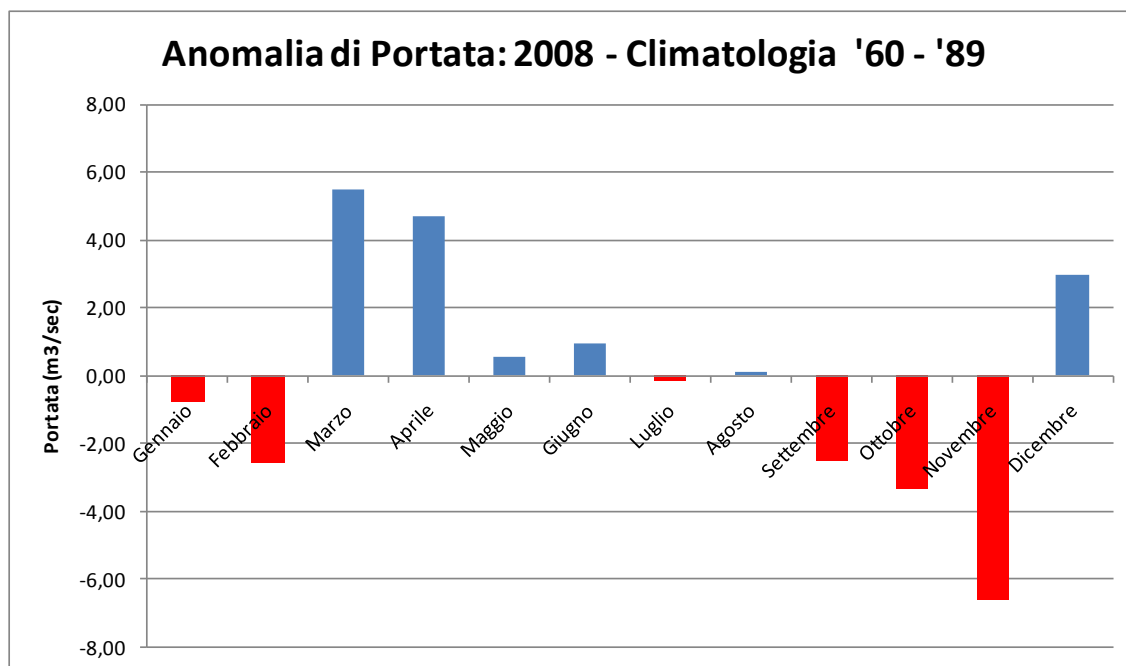


Fig. 37: Differenza fra le portate medie mensili del 2008 e serie ricostruita 1960 – 1989.

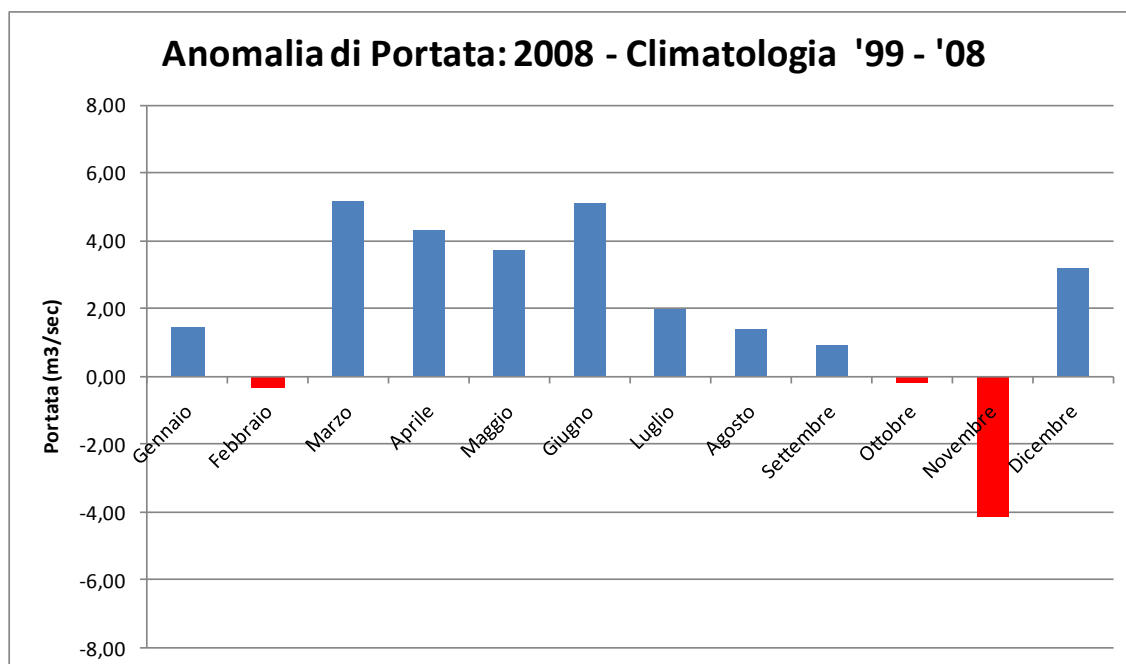


Fig. 38: Differenza fra le portate medie mensili del 2008 e quelle della serie ricostruita 1999 – 2008.

Nonostante il 2008 sia anch'esso parte della serie 1999 – 2008 si nota come

esso si discosti particolarmente dall'andamento dell'ultimo decennio con portate del 30% circa superiori nei mesi primaverili ed addirittura del 50% in più nel mese di Luglio.

Al contrario i mesi autunnali del 2008 sono stati caratterizzati da portate misurate a Reda sensibilmente più basse della media climatologica '60-'99.

Se consideriamo infine le differenze fra le due climatologie (Fig. 39) ci accorgiamo di una tendenza abbastanza chiara alla diminuzione delle portate nell'ultimo decennio rispetto a quelle del periodo precedente.

Sebbene i valori in assoluto siano piccoli non bisogna dimenticare che per i mesi estivi la diminuzione di tali portate è praticamente pari al valore misurato.

Se consideriamo che le portate misurate a Reda risentono già delle immissioni del depuratore di Faenza (18 mila m³/giorno) comprendiamo come la tendenza a prolungati periodi di secca nella zona di Faenza sia una condizione piuttosto recente le cui cause vanno ricercate anche nell'eccessivo prelievo di acque per uso irriguo nella valle del Lamone (RER 2009).

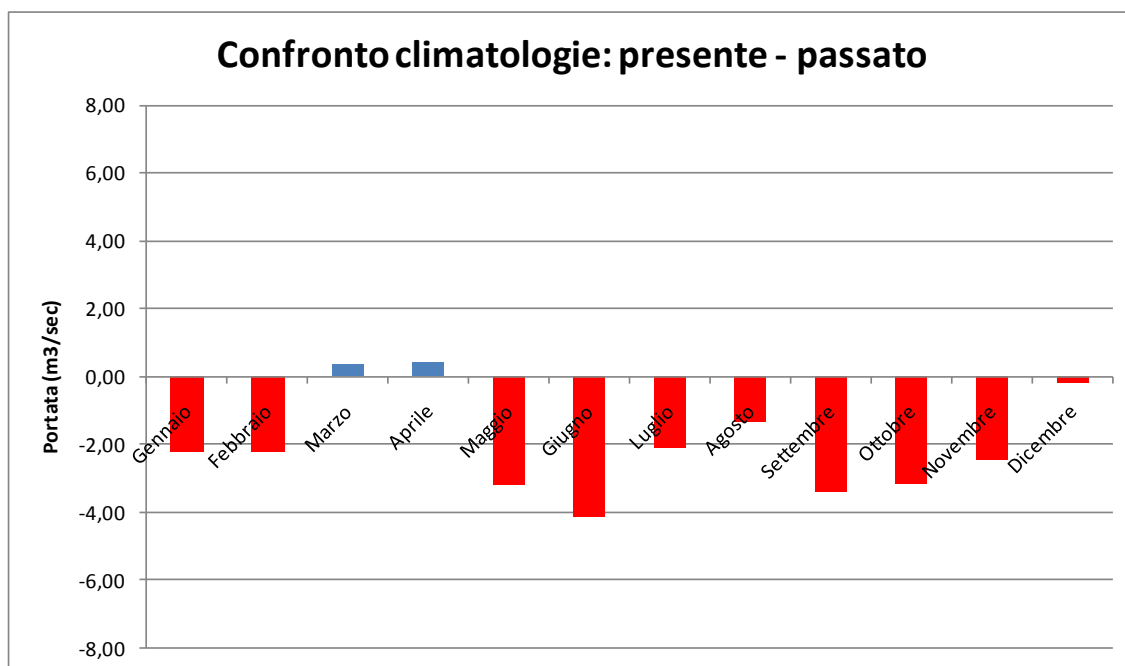


Fig. 39: Confronto fra la climatologia 1960 – 1989 e quella 1999 – 2008.

2.3.4 Le piene

Anche la ricorrenza di piene di una certa intensità ha un effetto importante riguardo all'ingressione salina nel fiume. Come vedremo nel prossimo capitolo sono infatti questi eventi i responsabili dell'espulsione dell'eventuale cuneo salino dall'alveo.

Allo scopo di studiare le piene del Lamone si sono analizzati i valori massimi annuali di portata sulla serie storica più lunga e su quelli si sono calcolati i tempi di ritorno di eventi di piena (Fig. 40).

Portata (m ³ /sec)	Tempo di ritorno (anni)
50	1,7
100	6,5
150	24,2
200	90,2

Tab. 3: Tempi di ritorno calcolati per valori di piena significativi.

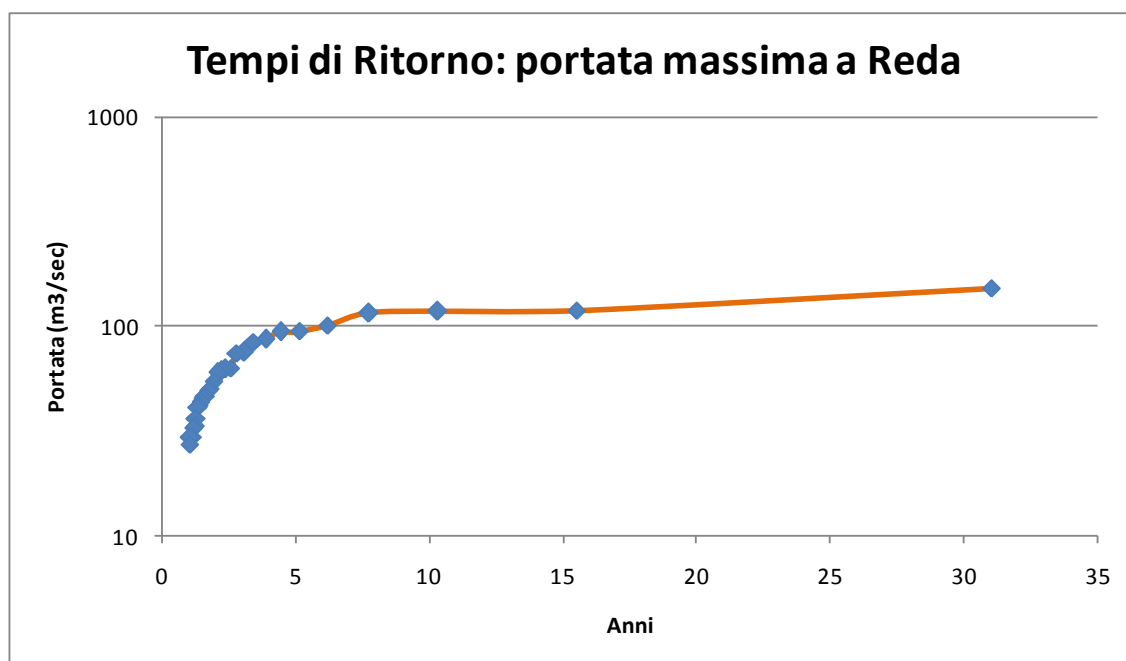


Fig. 40: Tempi di ritorno delle portate massime misurabili a Reda basati sulla serie storica 1960 – 1989.

Dal semplice calcolo (i cui valori sono inseriti in Tab. 3) si desume che in media un valore di 50 m³/sec si misura a Reda ogni 1.7 anni, mentre una portata di 150 m³/sec a Reda si verifica sul Lamone mediamente ogni 24 anni.

2.4 Osservazioni e discussione

L'utilizzo di modelli globali nel confronto con andamenti climatologici misurati localmente comporta l'introduzione di errori legati alla natura stessa dei modelli numerici di previsione climatica. Dal punto di vista spaziale inoltre le griglie dei modelli analizzati, hanno una maglia che li rende difficilmente confrontabili con dati meteorologici riferiti ad una scala locale.

Per cercare di ridurre al minimo questo tipo di deformazioni si è cercato da un lato di estendere l'area di misura dei dati meteorologici scegliendo stazioni diffuse lungo la zona costiera della regione Emilia Romagna dalle quali estrarre un valore medio e dall'altro di considerare il più alto numero possibile di modelli climatici in modo da distribuire l'errore legato alle peculiarità del codice di ogni singolo modello.

Certamente un futuro con temperature minime invernali più alte di 10°C è inauspicabile e non coincide né con i trend definiti su climatologie passate per la Regione (+0.2°C/decennio, ARPA 2010) né con gli scenari simulati attraverso l'utilizzo di modelli regionali frutto di downscaling statistico (3.5 – 4°C nelle zone di pianura, Tomozeiu et al. 2007).

Per quanto riguarda lo studio relativo alle precipitazioni attuali, va notato come i valori estratti dalle climatologie recenti delle stazioni nella pianura costiera romagnola, siano consistenti con i dati recentemente pubblicati (ARPA 2010) in termini di quantità e distribuzione delle precipitazioni.

I dati di lungo periodo (1951 – 2005) forniscono indicazioni soprattutto sulla diversità di microclima esistente fra le zone pede-collinari come Brisighella e quelle di pianura e pianura costiera come Faenza e Marina di Ravenna.

La ricerca di eventuali trend di aumento o diminuzione delle precipitazioni è risultata difficile soprattutto per le stazioni di pianura mentre è più chiara

l'indicazione di una diminuzione delle precipitazioni nella stazione di Brisighella.

Lo stesso vale per i giorni di pioggia superiore ai 10 mm e per quelli estremamente piovosi ed entrambe queste tendenze confermano le analisi confluite nella redazione dell' Atlante Idroclimatico della Regione Emilia Romagna (ARPA 2010).

Gli scenari futuri di precipitazioni mostrano un forte cambiamento nella distribuzione stagionale delle e le considerazioni fatte per l'uso dei dati estratti da modelli globali per le temperature valgono anche in questo caso.

Va comunque sottolineato che se i dati dovessero essere confermati, essi implicherebbero la necessità di un forte adattamento, centrato sulla necessità di immagazzinare l'acqua nei periodi piovosi per poi averla a disposizione nei periodi asciutti. Queste pratiche di adattamento avrebbero sicuramente un effetto diretto sulle politiche di gestione delle acque superficiali come il Fiume Lamone.

Alla luce dell' analisi sulle precipitazioni, dalla quale si deduce l'assenza di un significativo trend di diminuzione, è interessante soffermarsi sulla variazione di portate fra la climatologia 1989 – 2008 e quella 1960 – 1989 (Fig. 39).

Come già accennato in precedenza, in un fiume come il Lamone i deflussi sono particolarmente connessi alla quantità di precipitazioni (*input*) e a quelle dei prelievi (*output*). A fronte di un sostanziale equilibrio input nelle immissioni, almeno per quanto riguarda la componente meteorica, la causa dei deficit discussi deve essere trovata nei prelievi che oggi, portano il Lamone a prolungati periodi di secca e a non rispettare la normativa sul Deflusso Minimo Vitale.

3 LA DINAMICA DELL'INTRUSIONE SALINA FLUVIALE

Come accennato già nella parte introduttiva, lo studio qui presentato ha come scopo quello di indagare l'interazione fra acque superficiali e sotterranee in zona costiera al fine di valutare il possibile contributo dell'estuario del fiume Lamone al processo di salinizzazione dell'acquifero freatico.

Una problematica ad esso connessa è la comprensione delle dinamiche con cui l'acqua marina entra nella parte estuarina del fiume.

La presenza di acqua marina alla foce di un fiume è un fenomeno naturale legato alla natura stessa dell'estuario che non è altro che un corpo d'acqua aperto a mare in cui l'ambiente fluviale e quello marino si incontrano.

L'idrodinamica in ambiente di estuario può essere molto differente a seconda dei casi e delle caratteristiche fisiche e morfologiche della foce. A volte una lingua di acqua salata entra nell'estuario a causa di diverse correnti di densità. L'estuario è infatti un corpo idrico dove acqua marina (densità media 1035 g/l) si incontra con acqua dolce a densità molto bassa (circa 1000 g/l). In queste condizioni l'acqua marina, più densa e quindi più pesante, si incunea lungo il fondo dell'alveo a causa del contrasto di densità (Partheniades 1990).

Nel caso in cui la topografia dell'alveo si trovi al di sotto del mare (e come vedremo questo è il caso del Lamone) il fenomeno dell'intrusione salina è sempre presente e più o meno pronunciato nei diversi periodi dell'anno.

Per comprendere le reali dinamiche stagionali dell'intrusione salina nel fiume è stato realizzato un monitoraggio su scala mensile e della durata di un anno (Dicembre 2007 – Dicembre 2008) della conducibilità elettrica specifica del fiume (una misura diretta della quantità di sali disciolti in acqua) in modo da verificare la presenza e l'estensione del cuneo salino nel fiume Lamone nel suo tratto compreso fra il mare e la Chiavica del Carrarino. Scopo di tale monitoraggio era individuare la presenza di acqua salina nell'estuario, comprendere in quali periodi dell'anno e per quanto tempo il cuneo salino fosse "residente" nell'alveo del fiume e quale fosse la sua distribuzione spaziale.

3.1 Metodologie e strumentazioni

Lungo l'asta fluviale del Fiume Lamone, prendendo come primo riferimento spaziale il ponte in località Marina Romea (Viale Italia), si sono fissate 34 stazioni di misura, posizionate in centro fiume, distanziate fra loro 250m. Le stazioni 1 e 2 sono state successivamente scartate dal monitoraggio mensile in quanto difficili da raggiungere con continuità per via della o della loro posizione a mare, poco protetta dagli eventi di mareggiata dei mesi invernali (erano difficilmente raggiungibili con la strumentazione in caso di onde). Il monitoraggio mensile è stato dunque compiuto su 32 stazioni di misura effettive (stazione 3 ÷ stazione 34).

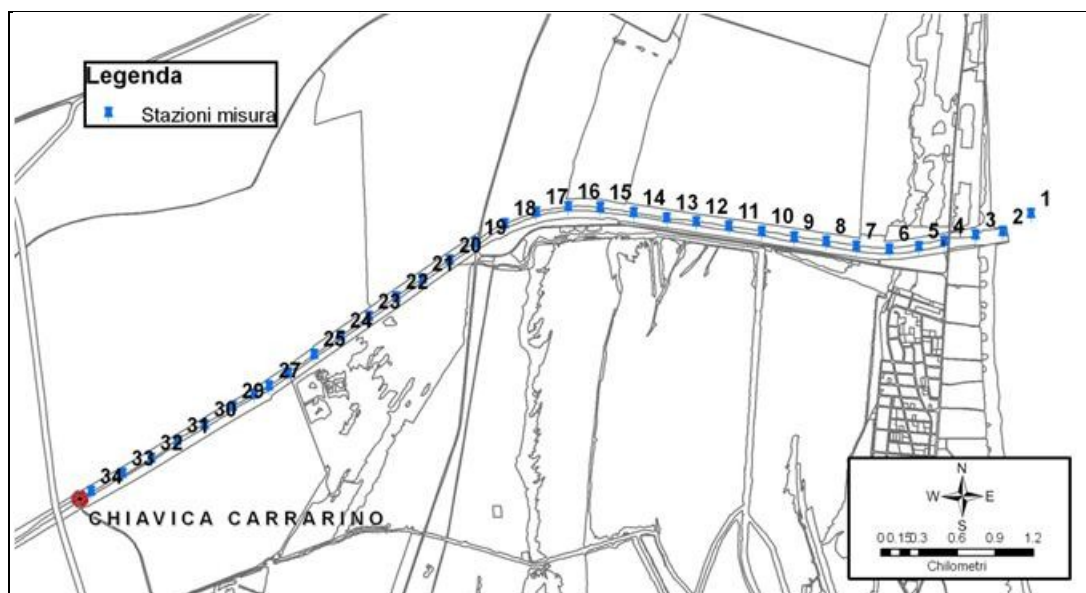


Fig. 41: Posizione delle 32 stazioni di misura della salinità del fiume Lamone nel corso dell'anno 2008. La portata di tracimazione alla Chiavica del Carrarino è stata misurata quando possibile.

Il posizionamento delle stazioni di misura è avvenuto attraverso l'uso di GPS portatile Garmin C60 (errore associato alla misura $\pm 5\text{m}$) che è stato poi utilizzato per la navigazione verso i punti fissati nei mesi successivi.

Le distanza fra le stazioni 26 e 27 è inferiore ai 250 m perché la presenza di una soglia rocciosa incontrata in occasione della prima campagna di misure ci

ha obbligato ad anticipare la sua posizione al limite a valle di tale soglia.

In ognuna delle stazioni, e in ciascuno dei mesi di studio, il monitoraggio è consistito nella raccolta di profili verticali di conducibilità elettrica specifica (mS/cm), temperatura (°C) e profondità (m).

Lo strumento utilizzato per la raccolta dati è stata una sonda multiparametrica HYDROLAB H20G-BT Multiprobe della Corr-Tek Idrometria Srl. Per la misura della conducibilità la sonda è stata tarata trimestralmente con soluzione standard (HANNA Instruments) 1,413 $\mu\text{S/cm}$ a 25 gradi; l'errore sulla misura della conducibilità è di $\pm 0,5\%$ del valore misurato, quello sulla misura di temperatura è di $\pm 0,1$ °C.

La conducibilità elettrica specifica misurata è stata convertita in salinità utilizzando la formula di conversione elaborata da Lewis & Perkins (1981) e riportata nel rapporto n. 44 degli Unesco Technical Papers (UNESCO, 1983).

Contestualmente alle misure di salinità sul fiume si sono acquisiti i dati di portata a Reda e di oscillazioni di marea (registrate al mareografo di p.to Corsini) per un periodo di 5 giorni a cavallo del giorno di monitoraggio.

Quando possibile, durante il corso dei monitoraggi è stata misurata in corrispondenza della Chiavica del Carrarino, la portata di tracimazione allo stramazzo, flusso in ingresso al tratto fluviale in esame. Questa è stata calcolata in base alla seguente formula empirica (Fetter, 2001) per la portata di tracimazione in una diga rettangolare:

$$Q = 1,84 (L - 0,2 H)H^{\frac{2}{3}} \quad (\text{Eq. 1})$$

dove:

Q = portata (m^3/sec);

L = lunghezza diga (m);

H = battente d' acqua sulla diga (m).

In diversi mesi dell'anno non è stato possibile misurare l'altezza di tracimazione in quanto l'entrata in acqua per la misura era resa impossibile dalle correnti innescate dai veloci flussi in prossimità dello stramazzo (Fig. 42).



Fig. 42: Misura manuale della portata di tracimazione allo stramazzo.

Nel mese di settembre 2008 è stata condotta una campagna di rilevamenti batimetrici di dettaglio lungo il fiume, dalla foce fino alla soglia di pietrame (posizionata a 6,2 chilometri dalla foce), individuata con il primo rilievo, e di cui si discorrerà in seguito. La campagna è stata realizzata con l'ausilio di un ecoscandaglio doppia frequenza SyQwest Bathy 500-DF accoppiato ad un sistema di posizionamento DGPS composto di base e rover doppia frequenza Topcon GB-500. In questa conformazione la misura di profondità relativa veniva automaticamente corretta in assoluta conoscendo la quota effettiva della piastra dell'ecoscandaglio.

3.2 *Analisi ed elaborazione dei dati*

3.2.1 I Rilievi di salinità

I dati raccolti durante i monitoraggi sono stati elaborati al fine di estrarre gli andamenti di salinità superficiale e profonda in funzione della distanza dal mare. Lo scopo di questo tipo di visualizzazione è quello di individuare chiaramente l'estensione orizzontale del cuneo salino da mare a monte.

Per valutare lo spessore del cuneo di acqua salata e per comprendere il comportamento fisico delle acque nell'estuario del Lamone (presenza di

stratificazioni, rimescolamenti, etc.), per ciascuna delle campagne di monitoraggio abbiamo scelto di visualizzare una sequenza di profili verticali a differenti distanze dal mare (uno ogni 8 stazioni, quindi ogni 2 chilometri circa).

In questo capitolo passeremo in rassegna alcuni fra i rilievi più significativi. La sequenza completa dei dati è consultabile in appendice (vedi Allegati).

In Fig. 43 sono riportati i valori di salinità misurati durante la prima campagna di monitoraggio nel Dicembre 2007. Dal grafico si può notare come le due masse d'acqua superficiale e al fondo siano diverse fra loro con valori corrispondenti ad acqua di mare (27 g/l) nelle parti più basse, in prossimità dell'alveo, e acqua dolce in superficie (meno di 5 g/l). Entrambi i valori diminuiscono verso monte, allontanandosi dalla foce.

Il profilo di salinità al fondo presenta alcune fluttuazioni in corrispondenza della stazione 16 e 18.

L'elemento più evidente è sicuramente la caduta dei valori di salinità al fondo in corrispondenza della stazione 28. In quel punto, a circa 6,2 km dalla foce e circa 1,6 km dalla diga la salinità al fondo diventa identica alla salinità superficiale (0,3 g/l) e si mantiene tale fino alla chiavica.

La spiegazione di tale comportamento risiede nella presenza di una soglia sommersa di pietrame sciolto che riduce drasticamente la profondità dell'alveo in quel punto. La batimetria rimane poi uniforme fino al raggiungimento del manufatto del Carrarino.

Tale barriera, posta a protezione di una condotta interrata di un metanodotto non è indicata nelle carte tecniche regionali del 1978 e la sua presenza era risultata ininfluenza nel rilievo compiuto nel 2005 dalla collega Dott.ssa Giambastiani nell'ambito del suo dottorato di ricerca (Giambastiani 2007).

La caratteristica di questa drastica diminuzione di salinità in corrispondenza della soglia rimane invece una costante in quasi tutti i monitoraggi mensili effettuati durante lo studio. Fanno eccezione le campagne di Aprile e Novembre 2008 (Fig. 44) in cui la presenza di acqua salata al fondo si arresta fra due e tre chilometri dalla foce.

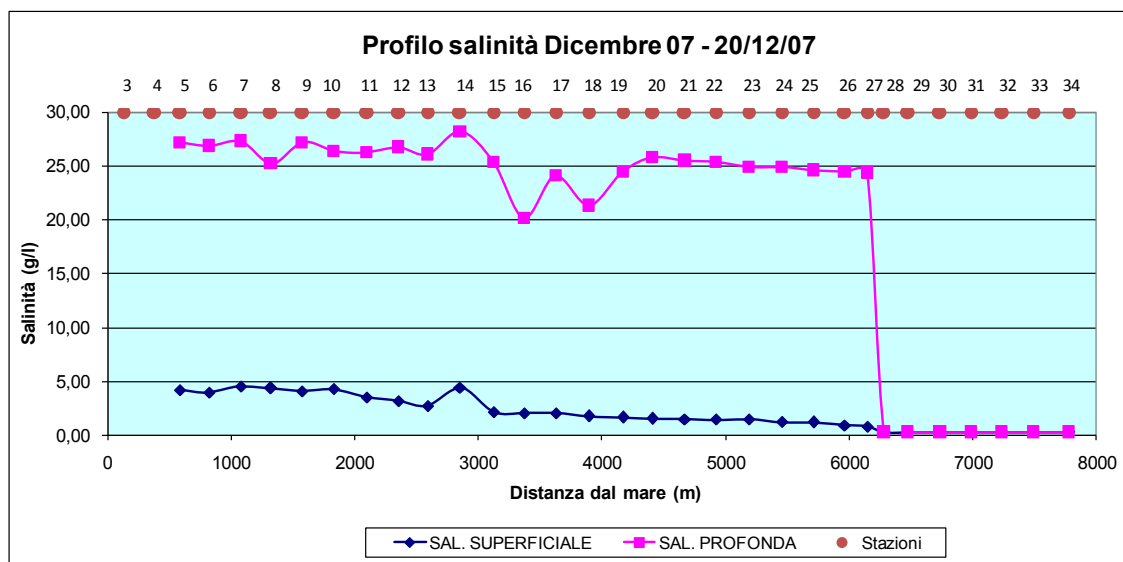


Fig. 43: Prima campagna di monitoraggio della salinità sul fiume Lamone. Sono riportate nel grafico la salinità superficiale e quella profonda per ciascuna delle stazioni ordinate in funzione della distanza dal mare. La stazione 34 è situata in prossimità della Chiavica del Carrarino, barriera fisica all'intrusione salina nel Lamone.

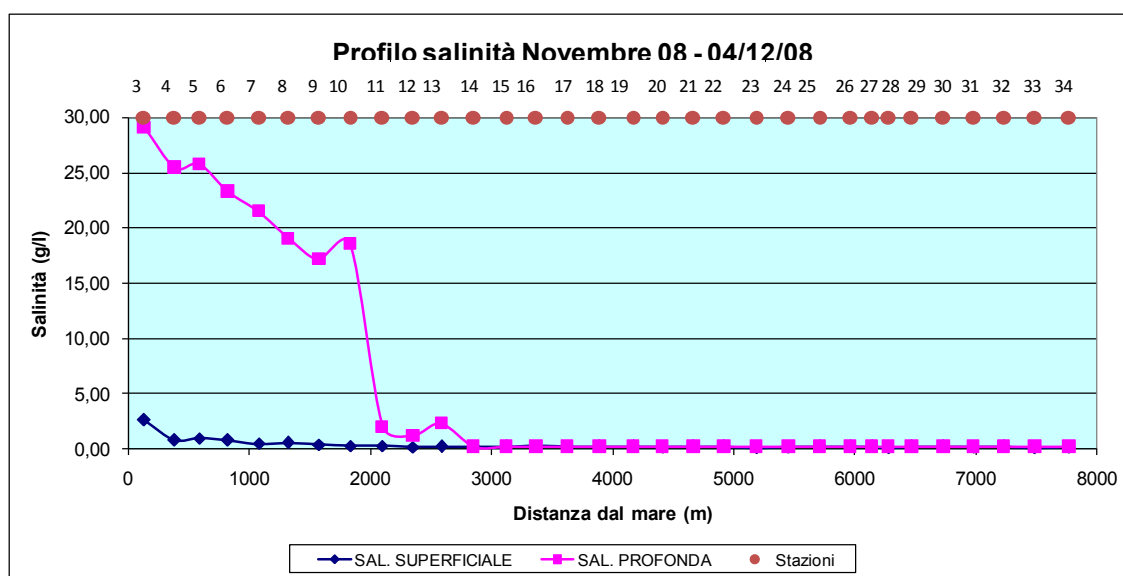


Fig. 44: Monitoraggio di salinità per il mese di Novembre 2008. La presenza di acqua al fondo è limitata i primi 2 chilometri dalla foce.

In entrambe i casi la singolarità dei profili è collegata agli eventi di piena che sono stati registrati nei giorni precedenti al monitoraggio (il caso di novembre in Fig. 45). Flussi elevati possono infatti essere in grado di spingere a valle il cuneo salino fino ad espellerlo completamente. Una volta espulso le masse d'acqua marina rientrano nell'alveo sulla spinta dei diversi cicli di marea

(Savenije 1986).

In alcuni rilievi la salinità al fondo nella parte di estuario a valle della soglia pietrosa ha mostrato fluttuazioni piuttosto accentuate distribuite lungo tutto l'alveo del Lamone. Il monitoraggio di Marzo 2008 (Fig. 46) è un esempio di questa situazione in cui stazioni vicine fra loro mostrano condizioni di salinità al fondo differenti di addirittura 10 g/l. Nel sottocapitolo successivo vedremo come questo comportamento sia fortemente dipendente dalla batimetria del punto di misura.

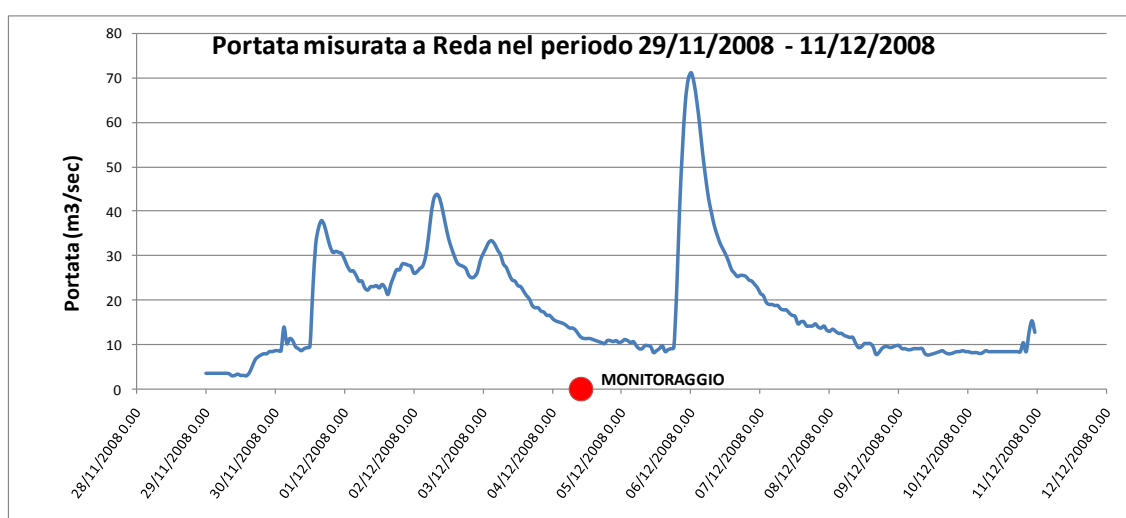


Fig. 45: Idrogramma di piena registrato a Reda dal 29 Novembre al 10 Dicembre 2008. Il pallino rosso indica il momento in cui è stato effettuato il monitoraggio mensile della salinità sul fiume.

I profili verticali di tutti i rilievi mostrano la presenza di una forte stratificazione lungo la colonna d'acqua. L'interfaccia fra acqua dolce fluviale e acqua salata marina è estremamente netta; nei grafici realizzati per il mese di Marzo 2008 (

Fig. 47) si nota come la salinità passi da valori prossimi allo zero a valori superiori ai 30 g/l in poco più di 15 cm.

Apparentemente la zona di mixing è estremamente contenuta e le due masse d'acqua sembrano fra loro immiscibili.

A monte della soglia di pietrame non c'è più traccia dell'acqua salata al fondo e i profili diventano verticali con valori di salinità prossimi a 0,5 g/l.

Questa condizione rappresenta uno standard per le misure effettuate sul fiume e ci ha permesso di chiarire come l'estuario del Lamone possa essere

classificato fra i “salt-wedge estuaries”.

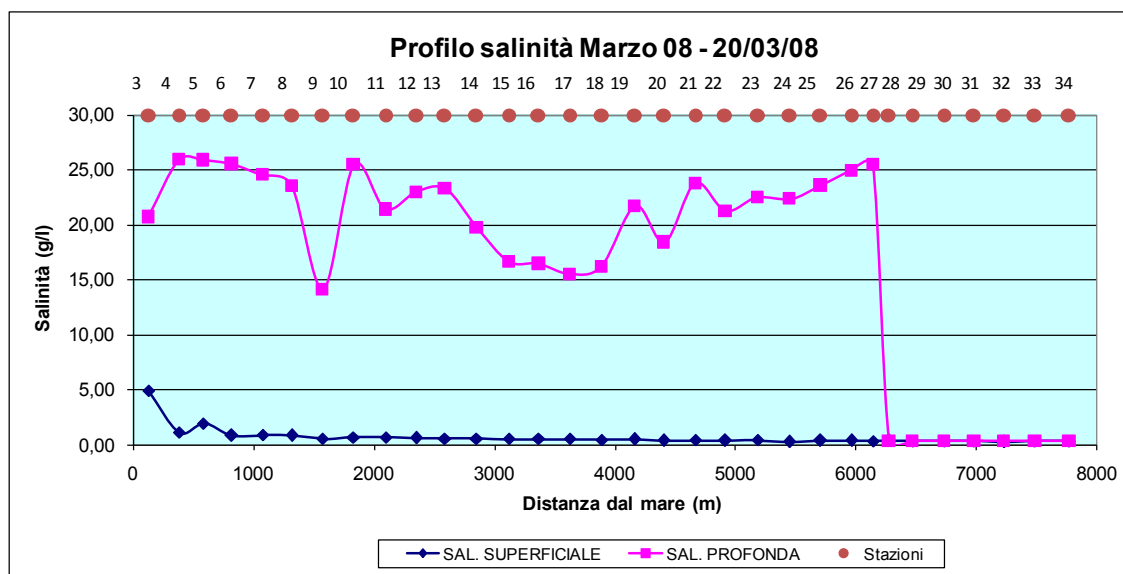


Fig. 46: Profili di salinità superficiale e profonda misurate nel mese di Marzo 2008. Sono evidenti le fluttuazioni di salinità al fondo nei primi 6 chilometri del fiume.

Procedendo da mare verso monte la profondità dell'interfaccia aumenta e passa da una profondità di 1 metro alla stazione 4 a quella di oltre 2 metri alla stazione 27. Va certamente sottolineato che la pendenza di tale superficie è minima essendo il dislivello di 1 m distribuito sugli oltre 6 chilometri che separano le due stazioni.

Questo approfondimento testimonia la tipica conformazione a cuneo della massa d'acqua salata che risiede in prossimità del fondo. Tuttavia la presenza della soglia artificiale a 6,2 km dal mare non permette di visualizzare la testa del cuneo salino e quindi il punto in cui naturalmente si arresterebbe.

MARZO 2008

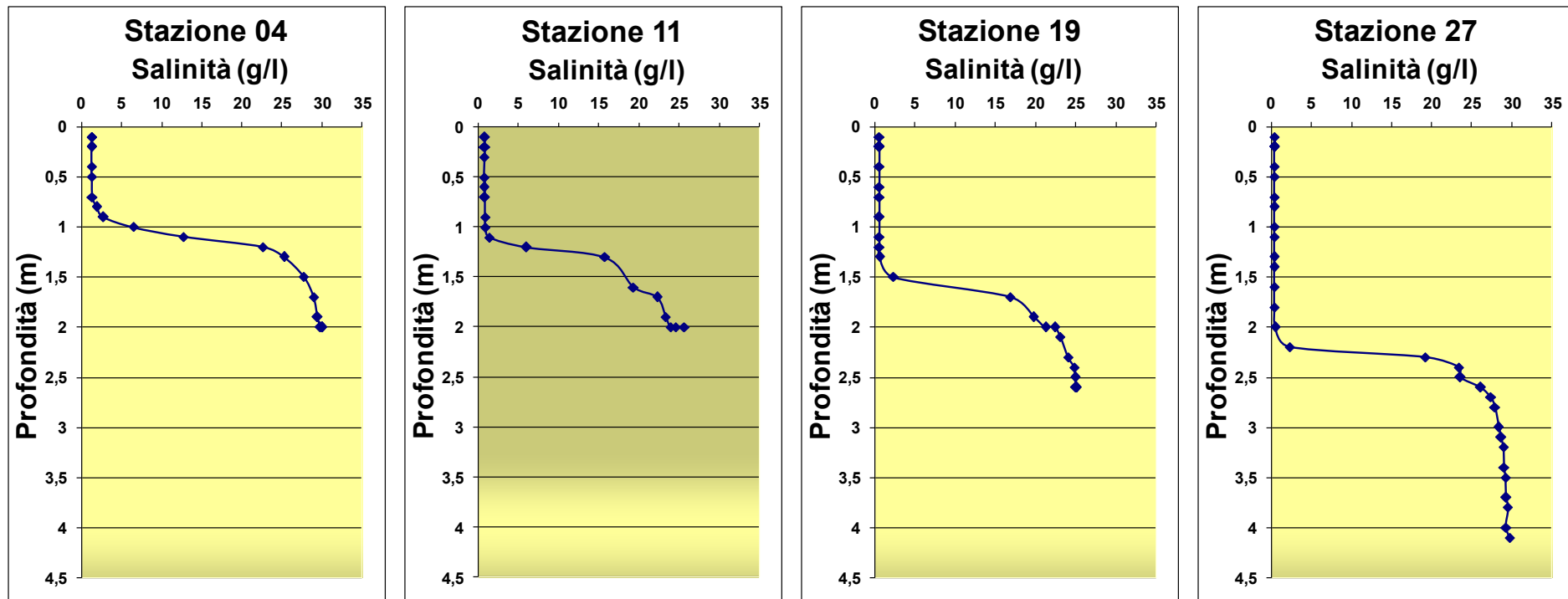


Fig. 47: Profili verticali di salinità alle stazioni 4 (380m dal mare), 11 (2km dal mare), 19 (4,1 km dal mare) e 27 (6,1 km dal mare). Notare la presenza di un'interfaccia netta che si approfondisce con la distanza dal mare.

Mese	Parametri misurati manualmente		Parametri calcolati
	L (m)	H (m)	Q (m ³ /sec)
Dicembre 2007	11.1	0.28	8.70
Gennaio 2008	11.5	0.31	9.64
Febbraio 2008	9.1	0.22	6.07
Marzo 2008	/	/	/
Aprile 2008	/	/	/
Maggio 2008	11.5	0.3	9.43
Giugno 2008	9.68	0.18	5.66
Luglio 2008	11.15	0.26	8.32
Agosto 2008	10.7	0.25	7.78
Settembre 2008	10.51	0.24	7.43
Ottobre 2008	11.4	0.28	8.93
Novembre 2008	/	/	/
Dicembre 2008	/	/	/

Tab. 4: Portate di tracimazione alla Chiavica del Carrarino calcolate con la regola della tracimazione per diga rettangolare (Fetter, 2001). Nei mesi di Marzo, Aprile, Novembre e Dicembre le condizioni del fiume non hanno permesso l'ingresso in acqua per la misura manuale dei parametri.

Un'analisi delle portate di tracimazione misurate alla chiavica del Carrarino mostra una sostanziale uniformità nel corso dell'anno dei flussi in entrata alla parte estuarina del fiume. Questo aspetto, apparentemente in contrasto con la stagionalità delle portate misurate a Reda (si veda cap. 2.3) può in realtà essere spiegato confrontandolo con i volumi d'acqua immessi in Lamone dall'innesto del Canale Emiliano Romagnolo (Fig. 48) nell'anno 2008.

I valori mostrano come l'immissione sia stata minima nei mesi invernali e primaverili e come dal mese di luglio sia cresciuta fino a raggiungere i valori massimi in Dicembre con 39,5 milioni di metri cubi d'acqua, derivata dal Po, immessi nel Lamone all'altezza di Russi.

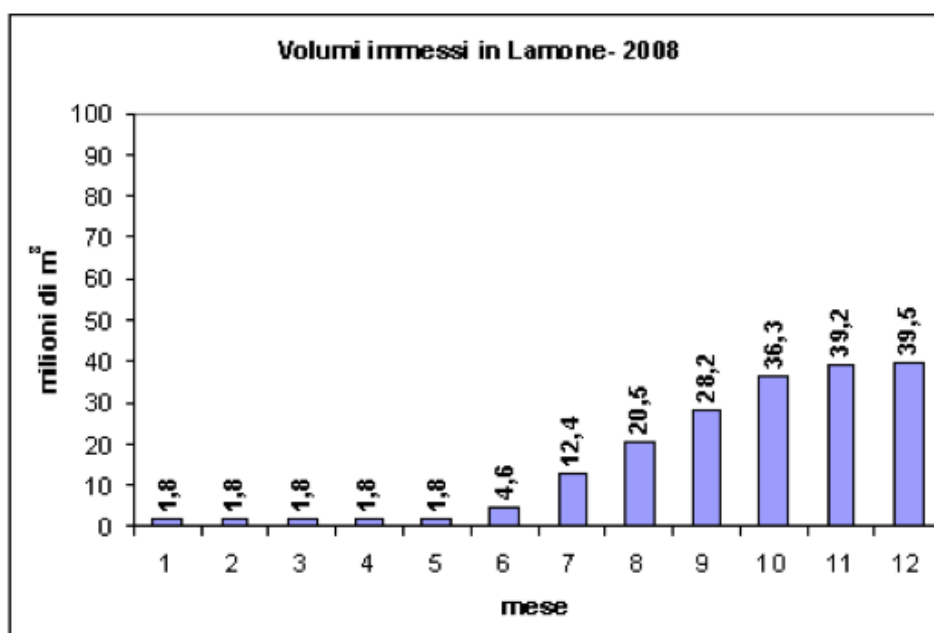


Fig. 48: Volumi immessi in Lamone dal C.E.R. nell'anno 2008. (Consorzio C.E.R., www.consorziocer.it).

3.2.2 Il ruolo della batimetria

Il primo monitoraggio della salinità nel Lamone effettuato nel 2005 aveva evidenziato come la batimetria dell'alveo giocasse un ruolo importante nelle dinamiche dell'intrusione e della residenza del sale nel fiume (Giambastiani, 2007).

I rilievi effettuati a partire dal Dicembre 2007 hanno confermato questa analisi permettendo di comprendere come alcuni meccanismi di ingresso del cuneo salino sono influenzati dalla presenza di piccole soglie e come la presenza di buche di dimensioni più o meno estese siano luoghi dove il sale risiede per gran parte del tempo durante il susseguirsi delle stagioni.

Analizzando il semplice profilo medio dei dati di profondità misurati dalla sonda CTD durante le diverse campagne di monitoraggio (Fig. 49), si può notare come l'alveo sia decisamente irregolare e caratterizzato dalla presenza di diversi avvallamenti e rigonfiamenti. Sulla base dei dati di profondità relativa, misurati all'atto di ciascuna calata della sonda, l'alveo può essere diviso in tre

parti:

Una prima parte, dalla foce alla stazione numero 18 (circa 4 chilometri), in cui la profondità media è di circa 1,7 m; Il fondo fra le diverse stazioni si presenta irregolare con oscillazioni di diverse decine di centimetri fra una stazione e quella adiacente.

La seconda parte, dalla stazione 19 (in prossimità del ponte della SS. 309 Romea) alla stazione 27 (soglia formata dalla barriera protettiva alla condotta interrata) si sviluppa per una lunghezza di circa 2 chilometri. In questo tratto la tendenza è ad un rapido approfondimento caratterizzato dalla presenza di due forti scalini fra le stazioni 18 e 19 e fra le stazioni 26 e 27 con dislivelli dell'ordine di un metro.

La soglia di pietrame precedentemente descritta identifica il limite a valle della terza parte del fiume, quella compresa fra quel punto e la chiavica Carrarino. In quel tratto, lungo circa 1,6 chilometri, il fondale è poco profondo e misura valori di poco superiori al metro. Il profilo ha nuovamente un andamento irregolare con la presenza di numerose variazioni fra stazioni adiacenti.

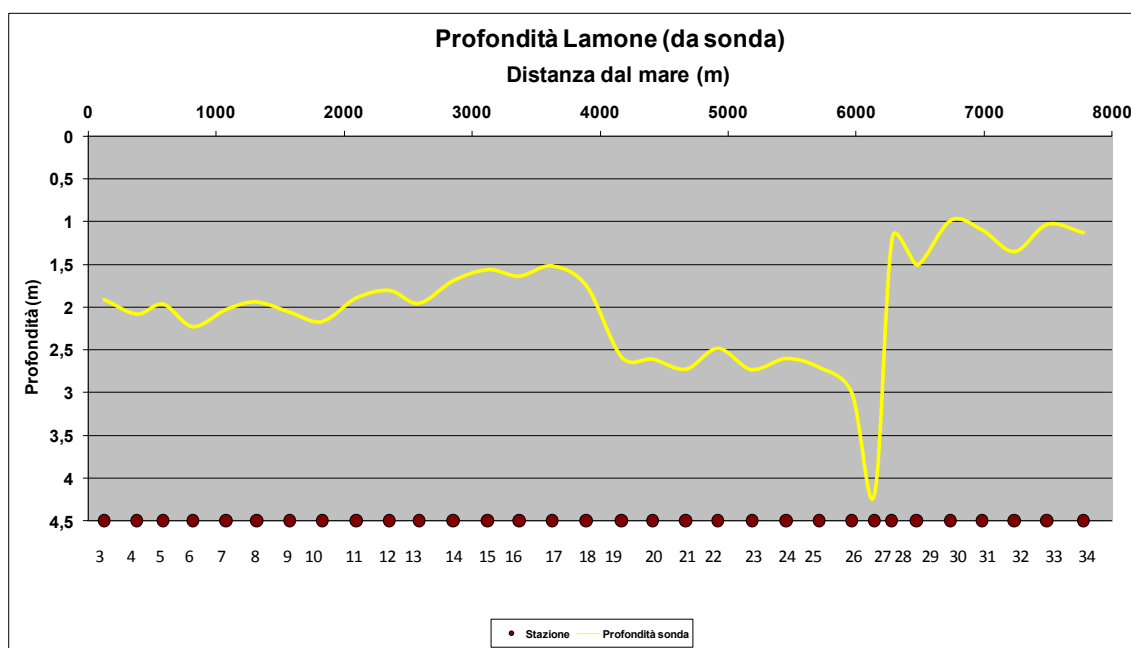


Fig. 49: Profondità del Lamone misurata e mediata fra le diverse campagne, ottenuta grazie al sensore di pressione della sonda CTD utilizzata. Fornisce un'idea generale dell'andamento della profondità dell'alveo (esagerazione verticale 600x).

Una delle caratteristiche più importanti dell'alveo del Lamone sembra quella di essere privo di un gradiente topografico naturale da monte a valle. L'assenza di questa caratteristica, accentuata dalla presenza della zona più profonda fra le stazioni 17 e 27 agisce sicuramente favorendo l'ingresso e la residenza di masse d'acqua salata stagnanti.

Il confronto delle profondità misurate con i dati di salinità, ad esempio per il caso della campagna di Marzo 2008 (Fig. 50), chiarifica l'importante ruolo che la topografia del fondo gioca nei confronti della presenza di acqua marina nell'alveo.

Si può notare infatti come le piccole variazioni di quota siano perfettamente correlate con le salinità misurate in prossimità dell'alveo: le stazioni a quota topografica inferiore sono quelle che presentano i valori al fondo più elevati; in quelle meno profonde i valori di salinità diminuiscono.

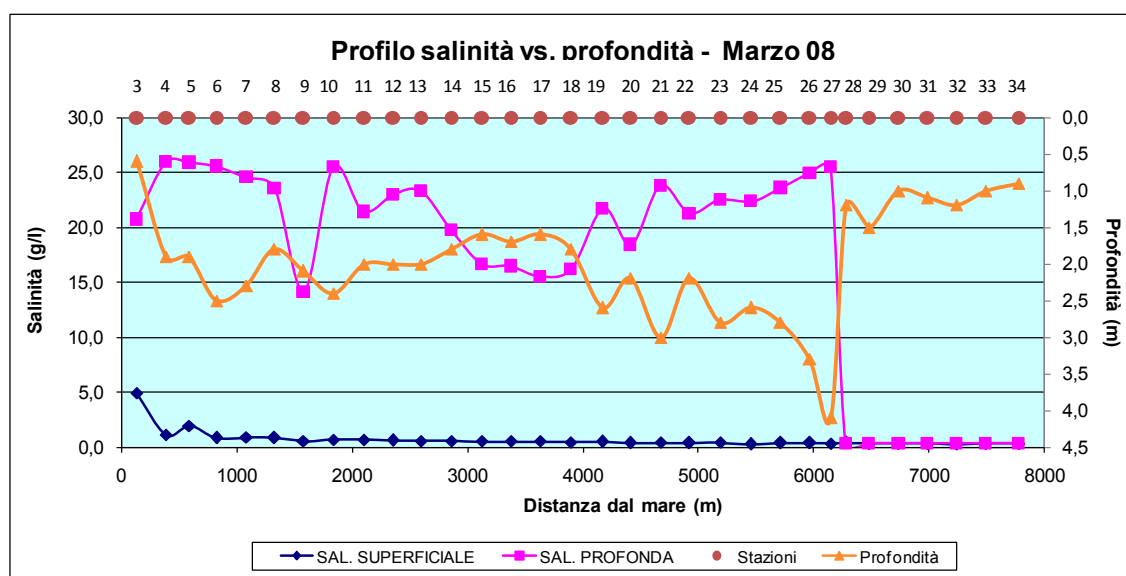


Fig. 50: Profili di salinità misurati nel mese di Marzo 2008 confrontati con le misure di profondità della sonda in ciascuna delle stazioni.

La presenza di una piccola soglia identificata dalla diminuzione di profondità fra le stazioni 6 e 8 è responsabile del picco di salinità che si misura alla stazione 9. Fra le stazioni 19 e 22 si osserva inoltre un comportamento praticamente simmetrico delle due grandezze misurate: in corrispondenza di avvallamenti nel profilo batimetrico si misurano picchi elevati di salinità e al contrario in corrispondenza delle piccole creste fra le stazioni la salinità al fondo

decesce.

Questa chiara correlazione fra la batimetria del fondo e le misure di salinità nonché l'evidente presenza di buche profonde sul fondo nelle quali l'acqua salata sembra rimanere intrappolata, ci ha indotto, nel mese di settembre 2008, a programmare e realizzare una campagna batimetrica di dettaglio dell'alveo dalla foce fino alla soglia di pietrame posta circa 6 km a monte.

Lo scopo della campagna di rilievi è consistito nello studiare presenza, forma ed estensione delle discontinuità e delle buche sopra descritte.

L'utilizzo di un ecoscandaglio accoppiato al sistema di posizionamento satellitare ha permesso di ovviare alla problematica del dato misurato con le escursioni di marea effettive. La quota sul livello del mare dei punti dell'alveo, infatti, era una semplice composizione lineare della misura acustica di profondità e della differenza di quota fra la piastra del trasduttore e l'antenna GPS montata sulla staffa.

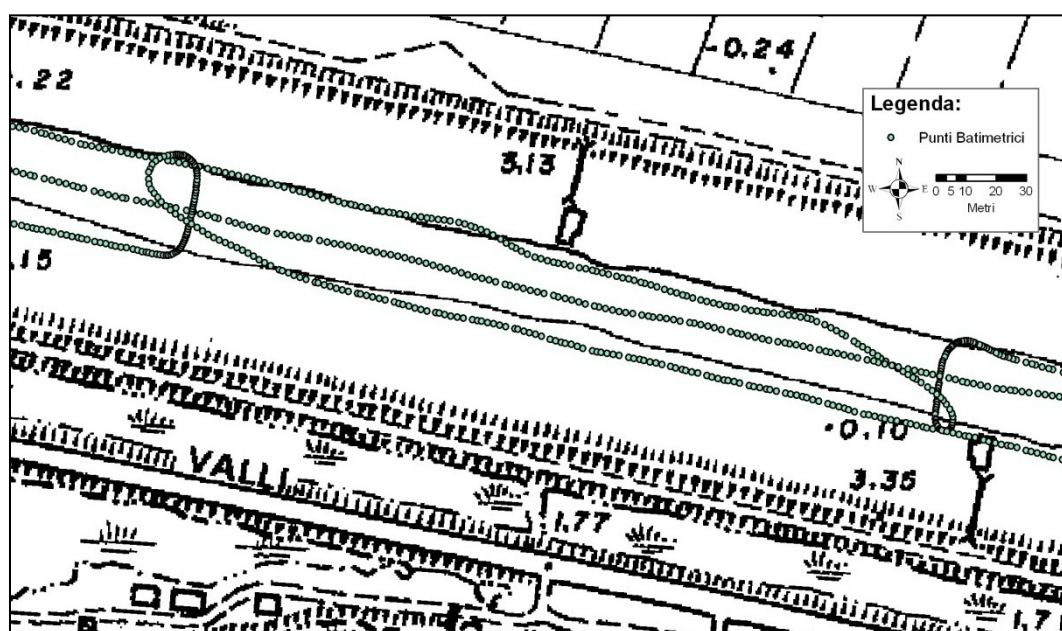


Fig. 51: Visualizzazione su mappa dei punti di misura della profondità in un tratto del fiume Lamone durante la campagna batimetrica del settembre 2008.

Il rilievo dei punti è stato organizzato in modo da acquisire dati al centro del fiume e in prossimità delle due sponde. Ogni 250 metri è stato realizzato un transetto trasversale utile nel seguente processo di interpolazione dei dati.

L'ecoscandaglio è stato impostato per effettuare una misura di profondità al

secondo ed in totale sono stati acquisiti oltre 10600 punti batimetrici.

I dati sono poi stati interpolati utilizzando l'algoritmo TopoToRaster contenuto nel pacchetto software ArcGis 9.0 a sua volta basato sul programma ANUDEM elaborato da Hutchinson (1988, 1999).

L'elaborazione dati è risultata particolarmente interessante per alcune delle aree descritte.

In Fig. 52 è riportato il modello digitale dell'alveo di un tratto della prima parte dell'estuario. Siamo nell'area fra le stazioni 5, 6 e 7 e quindi ad una distanza dal mare di circa 700 metri; si nota la presenza nel centro dell'alveo di avvallamenti che arrivano alla profondità massima di - 2,5 m s.l.m.

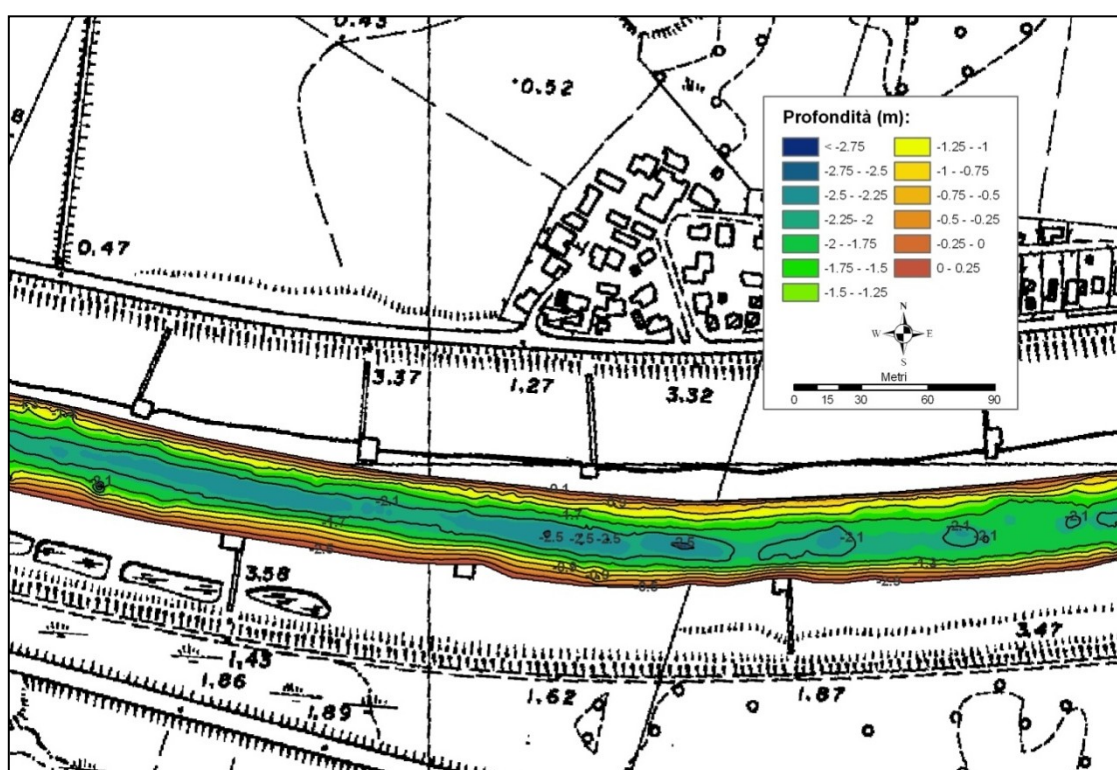


Fig. 52: Modello digitale dell'alveo ottenuto per interpolazione dei punti di misura batimetrici misurati fra le stazioni 5,6 e 7. Le isoipse hanno un equidistanza di 80cm.

La loro estensione orizzontale va dai pochi metri nella parte più a est fino alle decine di metri; queste sono le strutture causa delle fluttuazioni di profondità e salinità misurate dalla sonda CTD e precedentemente descritte.

La topografia dell'alveo in prossimità della stazione 19 è riprodotta in Fig. 53. Ci troviamo in corrispondenza del ponte della S.S. 309 Romea sul Lamone e ciò è evidente dalla zona d'ombra dei dati causata dall'assenza di ricezione del

segnale GPS proprio sotto i piloni della struttura.



Fig. 53: Conformazione dell'alveo in prossimità della stazione 19, localizzata in corrispondenza del ponte della S.S:309 Romea.

A est del ponte si nota la depressione che causa il primo degli scalini evidenziato anche nel profilo in Fig. 49. Prima di quel punto la profondità del fiume è piccola, intorno a - 1,7 m e da quel punto in avanti, dopo aver sorpassato i oltre - 4,5 m s.l.m. si attesta ad una quota media di circa - 2,5 m s.l.m.

L'alveo dell'area in prossimità della stazione 27 è invece riportato in Fig. 54.

La presenza della soglia rappresentata dal pietrame posto a protezione della condotta sommersa è individuabile a ovest della buca profonda; la struttura che delimita il bordo orientale della soglia potrebbe essere causata dal franamento dei blocchi pietrosi o da fenomeni erosivi al limite della struttura.

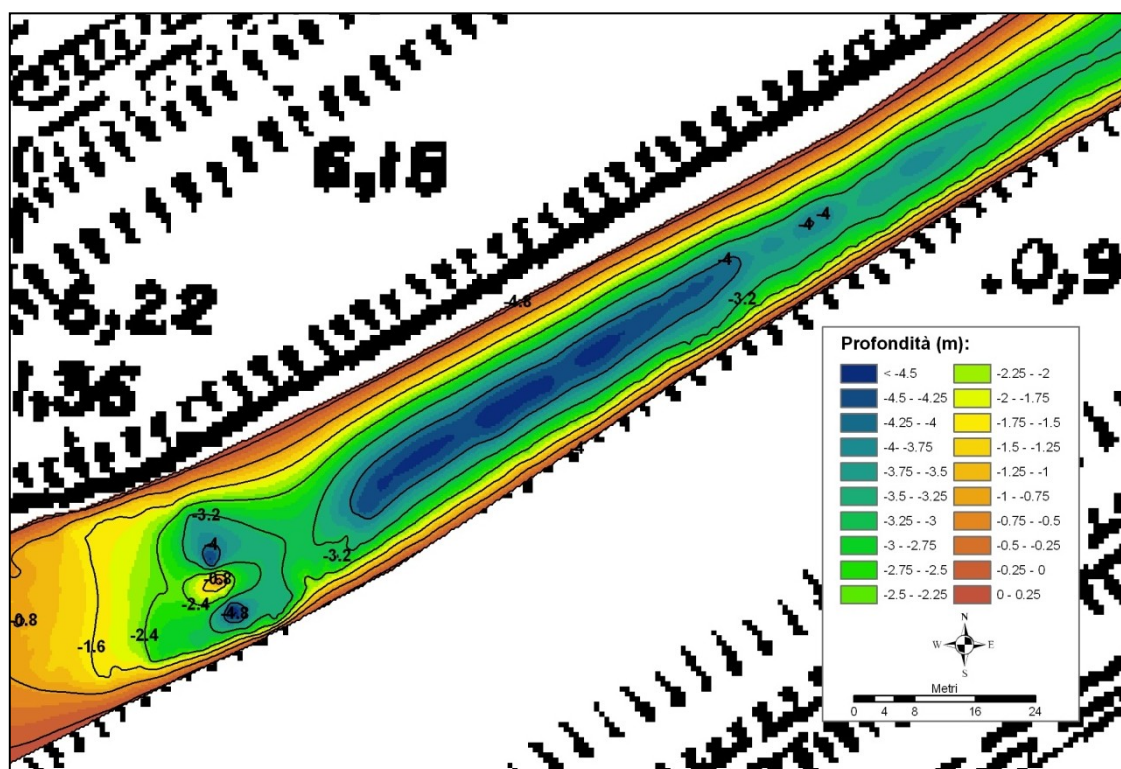


Fig. 54: La profonda buca che precede la soglia artificiale creata dal pietrame di protezione della condotta del metanodotto. La stazione 27 segna l'inizio della parte di estuario poco profonda che arriva fino al manufatto del Carrarino.

3.3 Osservazioni e discussione

I monitoraggi mensili hanno confermato che l'estuario del fiume Lamone si presenta quasi costantemente invaso dall'acqua salata al fondo. L'estensione del cuneo salino all'interno, in condizioni di flusso medio di circa $8 \text{ m}^3/\text{sec}$, si arresta solamente in presenza dello sbarramento fisico rappresentato dalla presenza di una soglia sommersa a oltre 6 km dalla foce.

L'assenza della barriera fisica porterebbe probabilmente il fronte di acqua salata ad estendersi ancora di più verso l'interno pregiudicando la qualità delle acque al fondo dell'alveo in zone molto distanti dal mare.

Non sono riconoscibili chiare variazioni stagionali nella dinamica della presenza di sale. Le uniche fluttuazioni sono legate ad eventi puntuali di portata elevata, misurati alla stazione di Reda, che sono in grado di far arretrare o

espellere il cuneo salino dal fiume.

Il ciclo di ingresso salino riprende abbastanza velocemente una volta ristabilita una condizione di flusso medio.

Le portate di tracimazione misurate alla diga mostrano un andamento piuttosto costante nel corso dei mesi e questo può essere spiegato considerando gli afflussi di derivazione C.E.R. che nei mesi più secchi supportano il fabbisogno idrico nel tratto finale del fiume, per garantire l'irrigazione e l'apporto di acqua alla zona industriale di Ravenna e al depuratore.

Alla luce dei rilievi effettuati l'estuario del Fiume Lamone può essere catalogato, dal punto di vista della circolazione, come un estuario fortemente stratificato o "*salt wedge estuary*", caratterizzato dalla presenza quasi costante di una lingua di acqua salata al fondo che poco si mescola con la massa d'acqua dolce sovrastante.

Il fatto risulta singolare in quanto la conformazione di estuario stratificato è solitamente attribuita a quegli estuari in cui il flusso d'acqua dolce (e quindi la portata fluviale) è elevata in rapporto al flusso entrante sulla spinta dei cicli mareali (Cameron & Pritchard, 1963; Dyer 1997).

Nel caso del Lamone, tuttavia, le scale spaziali in oggetto sono talmente differenti in rapporto agli estuari comunemente analizzati (Mississippi, Ebro) in letteratura da rendere necessaria una riflessione.

Nella parte estuarina del Lamone due masse d'acqua a densità estremamente diversa si trovano in contatto in un regime praticamente statico in cui gli effetti di turbolenza, solitamente indotti dalle forti escursioni di marea, sono ridotti a causa del regime micro-tidale dell'alto adriatico. I flussi di acqua dolce superficiale hanno velocità così basse da rimanere quasi costantemente in regime laminare e indurre così la presenza di una interfaccia netta con il corpo d'acqua sottostante.

Uno dei parametri più frequentemente usati per valutare la stabilità della stratificazione di un estuario è il numero di Richardson (R_i) che rappresenta il rapporto adimensionale fra l'energia potenziale e l'energia cinetica in un fluido stratificato.

In particolare:

$$R_i = \frac{g \frac{\partial \rho}{\partial z}}{\rho \left(\frac{\partial V}{\partial z} \right)^2}$$

dove:

g = forza di gravità

ρ = densità del fluido

V = Velocità di flusso

La stratificazione del fluido è stabile tanto più quanto il rapporto R_i è grande e questa condizione si verifica al crescere della variazione di densità fra lo strato superficiale e quello profondo e al diminuire del gradiente verticale di velocità.

Il valore critico del numero di Richardson per la stabilità dei fluidi è indicato in 0.25, valore al di sotto del quale il fluido è instabile e i fenomeni turbolenti prevalgono.

Attraverso i valori misurati nel Lamone è possibile calcolare un valore medio del numero di Richardson per i flussi misurati: considerando il caso di una salinità superficiale di 1 g/l che arriva a 25 g/l al fondo, una profondità del canale di 2,5 m, una portata di 10 m³/sec, il numero R_i raggiunge valori dell'ordine di 55, indicando un fluido in condizioni estremamente stabili.

Sono dunque le condizioni di estrema staticità, soprattutto legate al debole regime tidale, a favorire nel Lamone l'instaurarsi di forti e stabili stratificazioni nonostante l'assenza di flussi fluviali importanti.

Un ulteriore contributo è dato dalla particolare batimetria che come vedremo fra poco contribuisce sostanzialmente alla stagnazione di acqua salata.

La batimetria sembra essere uno degli aspetti dell'estuario del Lamone che maggiormente contribuiscono all'ingresso e soprattutto alla residenza dell'acqua salata nell'alveo.

L'assenza di un gradiente topografico naturale da monte a mare associata alla caratteristica dell'alveo di essere costantemente al disotto del livello del mare, favoriscono il flusso di acqua di mare verso l'interno.

La presenza di discontinuità a diversa scala spaziale (dalle buche con

estensione orizzontale di pochi metri fino alle grandi depressioni in prossimità delle stazioni 19 e 27) favorisce il ristagno dell'acqua salata che viene espulsa solo in occasione di eventi di portate piuttosto elevate.

E' importante notare come le aree del fiume dove la profondità è significativamente maggiore di quella media, superando i 3 metri, siano strettamente connesse ad opere artificiali che influenzano la naturale idrodinamica del fiume: la stazione 19 (profondità massima – 4,5 m s.l.m.) è infatti in corrispondenza del ponte della S.S. 309 Romea, mentre la stazione 27 identifica la presenza della soglia sommersa causata dal pietrame sciolto posto a protezione di una condotta sommersa. In entrambi i casi la presenza delle strutture ha certamente innescato fenomeni erosivi dell'alveo fluviale portando alla formazione di buche profonde causate dai flussi turbolenti a valle dell'opera (Pagliara et al., 2004).

E' necessario dunque riflettere su come la presenza di due opere artificiali nel fiume, realizzate per scopi differenti fra loro, e apparentemente ininfluenti sulle dinamiche di intrusione salina in realtà contribuiscano significativamente alla costante presenza di sale nell'estuario.

4 IL MODELLO ANALITICO DELL'INTRUSIONE SALINA NEL FIUME

I dati di salinità misurati nel Lamone nel corso del 2008, presentati e discussi nel capitolo precedente, hanno fornito una descrizione precisa della dinamica reale del processo di intrusione salina nel fiume Lamone.

Tale dinamica è legata a ben noti processi fisici legati alla natura stessa dell'estuario e cioè di un corpo d'acqua, aperto a mare, dove acqua dolce di origine fluviale e acqua marina si incontrano.

La classificazione degli estuari può essere diversa a seconda delle caratteristiche indagate, ma dal punto di vista idrodinamico essi sono solitamente caratterizzati attraverso lo studio della distribuzione di salinità lungo il proprio asse.

Secondo questa classificazione (Cameron & Pritchard 1963) gli estuari possono essere definiti stratificati (*salt-wedge estuaries*), parzialmente rimescolati (*partially mixed estuaries*) o completamente rimescolati (*totally mixed estuaries*). Ciascuna delle situazioni descritte dipende sostanzialmente dall'equilibrio dinamico fra il flusso di portata fluviale ed il flusso di marea entranti ed uscenti nell'estuario (Dyer, 1997). Altri parametri, come ad esempio oscillazioni di marea dipendenti da vento o *storm surge* sono influenti e il loro ruolo diventa importante nei casi di estuari in ambienti in cui le dimensioni di queste oscillazioni sono comparabili a quelle indotte da fenomeni astronomici (O'Callaghan, 2007).

In generale in un estuario stratificato la massa d'acqua dolce, meno densa scorre su una lingua d'acqua salata che si posiziona in prossimità del fondo. Il mescolamento è molto piccolo ed estremamente confinato alla zona di interfaccia fra le due masse d'acqua a diversa densità. Il profilo verticale delle velocità (Fig. 55) mostra come in un "*salt-wedge estuary*" la massa d'acqua superficiale si muove uniformemente verso il mare mentre nello strato di acqua salata le velocità siano diverse per la parte superiore e per quella inferiore. Gli sforzi tangenziali alla superficie dell'interfaccia, infatti trascinano la parte

superiore della massa d'acqua salata verso mare, innescando, per il principio di conservazione della massa un flusso opposto nella parte inferiore diretto da mare a monte. Il flusso entrante è descritto come un onda interna che si muove in direzione opposta al flusso fluviale.

Quando la velocità del flusso equilibra la celerità dell'onda interna essa diventa stazionaria e il flusso arresta la sua risalita nell'alveo.

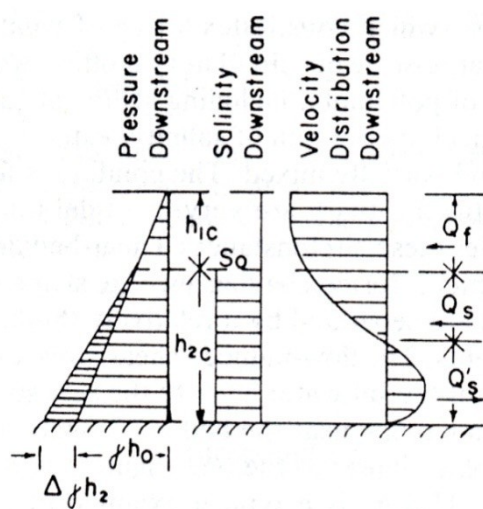


Fig. 55: Distribuzione verticale di pressione, salinità e velocità in un estuario stratificato (salt-wedge). Si noti come la massa d'acqua salata sottostante presenti velocità opposte nelle due parti superiore e inferiore dello strato (da Partheniades, 1990).

I dati misurati sul Lamone lo classificano come estuario stratificato e in particolare la condizione di stabilità del cuneo salino al fondo può ben essere descritta secondo le formulazioni analitiche valide per quello che viene definito "arrested salt wedge" (Schijf & Schönfeld, 1953).

Gli strumenti analitici infatti, devono essere visti come un metodo per approfondire la conoscenza del fenomeno fisico, individuare, attraverso la loro applicazione, qual è il ruolo dei diversi parametri all'interno del processo e come il fenomeno stesso sia sensibile a variazioni in questi parametri.

Nelle pagine successive l'applicazione di questi modelli analitici verrà presentata ma deve essere precisato che l'importanza di questa attività non è legata agli aspetti quantitativi che emergono dalla soluzione delle equazioni proposte ma piuttosto dalle informazioni che la loro applicazione fornisce sul sistema dell'estuario a riguardo della problematica dell'intrusione e permanenza

dia acqua salata nell'alveo.

In particolare in questo studio si è scelto di utilizzare la semplice equazione per il calcolo dell'intrusione salina nell'estuario proposto da Schijf & Schönfeld nel 1953.

Come vedremo l'applicazione del modello richiede il rispetto di alcune condizioni al contorno non sempre verificabili nei casi reali ma accettabili per quanto riguarda il Lamone. La calibrazione sui dati del 2008 ci ha permesso di estrapolare alcune indicazioni, ad esempio, sull'effetto che le differenti densità dei fluidi o le portate fluviali hanno sul processo di intrusione.

4.1 L'equazione di Schijf & Schönfeld

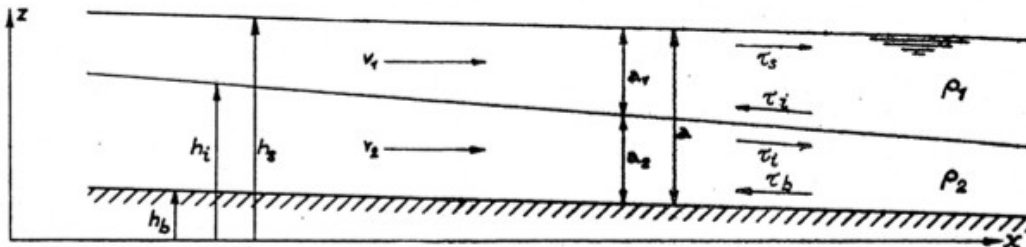


Fig. 56: Schema di un sistema di fluidi a due strati (Schijf & Schönfeld, 1953).

Nei primi anni '50 J.B Schijf e J.M. Schönfeld (1953) studiarono il fenomeno dell'intrusione salina negli estuari olandesi e il mescolamento delle acque dolci e salate in corrispondenza delle chiuse costiere.

Partendo dal caso generale di un canale invaso da due fluidi omogenei a diversa densità (Fig. 56) che non si mescolano fra loro e considerando il caso unidimensionale in cui non ci sono flussi verticali, descrissero le equazioni di continuità (Eq.1 e Eq.2) e di moto (Eq.3 e Eq.4) dei due fluidi:

$$\frac{\partial a_1}{\partial t} + V_1 \frac{\partial a_1}{\partial x} + a_1 \frac{\partial V_1}{\partial x} = 0 \quad (\text{Eq. 2})$$

$$\frac{\partial a_2}{\partial t} + V_2 \frac{\partial a_2}{\partial x} + a_2 \frac{\partial V_2}{\partial x} = 0 \quad (\text{Eq. 3})$$

$$\frac{\partial v_1}{\partial t} + g \frac{\partial a_1}{\partial x} + g \frac{\partial a_2}{\partial x} + V_1 \frac{\partial v_1}{\partial x} + g(i_1 - i_b) = 0 \quad (\text{Eq. 4})$$

$$\frac{\partial v_2}{\partial t} + (1 - \varepsilon)g \frac{\partial a_1}{\partial x} + g \frac{\partial a_2}{\partial x} + V_2 \frac{\partial v_2}{\partial x} + g(i_2 - i_b) = 0 \quad (\text{Eq. 5})$$

dove:

$$\varepsilon = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} \approx \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1} \quad (\text{le differenze di densità sono assunte essere}$$

piccole rispetto alle densità stesse)

$$i_b = -\frac{\partial h_b}{\partial x}$$

$$i_1 = \frac{\tau_i - \tau_s}{g\rho_1 a_1}$$

$$i_2 = \frac{\tau_b - \tau_i}{g\rho_2 a_2}$$

E dove gli sforzi tangenziali (shear) alle due interfacce sono definiti:

$$\tau_i = \frac{\rho g |V_1 - V_2| (V_1 - V_2)}{4C_i^2} \quad (C_i \text{ coefficiente di frizione all'interfaccia fra i}$$

due fluidi)

$$\tau_b = \frac{\rho g |V_2| V_2}{C_b^2} \quad (C_b \text{ coefficiente di frizione al fondo})$$

Da qui si concentrarono sullo studio della forma che l'interfaccia acqua dolce - acqua salata assume nel caso statico di un cuneo salino completamente sviluppato in cui il mescolamento delle acque è considerato nullo.

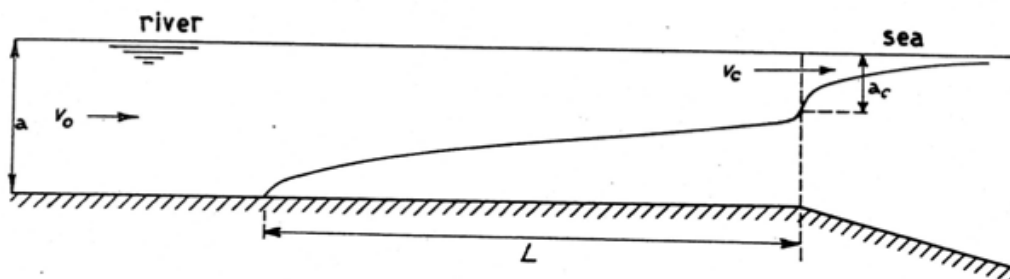


Fig. 5 - Saltwedge.

Fig. 57: Cuneo salino in un fiume in cui l'effetto di marea è trascurabile.

In queste condizioni, l'interfaccia fra i due fluidi (Fig. 57) ha una forma che è descritta dall'equazione:

$$\varepsilon g \frac{\partial a_1}{\partial x} + V_1 \frac{\partial V_1}{\partial x} + \frac{V_1^2 a}{4C_i^2 a_1 (a - a_1)} = 0 \quad (\text{Eq. 6})$$

Da cui integrando si ottiene l'equazione della lunghezza del cuneo salino completamente sviluppato:

$$L = \frac{C_i^2}{g} a \left[\frac{1}{5} \frac{\varepsilon g a}{V_0^2} - 2 + 3 \left(\sqrt[3]{\frac{V_0^2}{\varepsilon g a}} \right) - \frac{6}{5} \left(\sqrt[3]{\frac{V_0^2}{\varepsilon g a}} \right)^2 \right] \quad (\text{Eq. 7})$$

Come si nota dall'equazione 6, nel sistema stazionario esaminato, la lunghezza del cuneo salino è dipendente solo dalla profondità del canale (a), dalla densità dei due fluidi in contatto (ε) dalla velocità del flusso d'acqua dolce (V_0) e dagli sforzi tangenziali all'interfaccia espressi attraverso il coefficiente di frizione (C_i).

La principale condizione al contorno imposta da questo modello, ovvero l'assenza di marea, è ovviamente una condizione non verificabile in natura per un corpo aperto a mare come un estuario, ma le condizioni micro-tidali dell'area dell'Alto Adriatico permettono di accettare tale imposizione.

Anche la condizione di flussi verticali nulli può essere accettata visto che i dati misurati hanno mostrato un'estensione verticale davvero ridotta della zona di transizione fra le masse d'acqua, indice di un rimescolamento minimo.

Con queste premesse il modello analitico, esplicitato in un foglio di calcolo (Tab. 5) è stato utilizzato inizialmente al fine di valutarne la sensitività ai diversi parametri, utile a capire come il cuneo salino reagisce in funzione di variazioni delle grandezze in gioco.

Una prima analisi ha riguardato le lunghezze calcolate al variare del solo coefficiente di frizione (C_i). Questo parametro è in effetti contemporaneamente un punto cruciale del sistema e il suo punto più debole in quanto un simile coefficiente dipende contemporaneamente dalle caratteristiche del fluido, dal

flusso cui il fluido è sottoposto e la sua natura empirica ne rende impossibile la quantificazione attraverso l'applicazione di principi puramente fisici.

Fissando la densità dei due liquidi alle condizioni standard di acqua dolce (1000 Kg/m^3) e acqua di mare (1035 Kg/m^3) e considerando una portata d'acqua dolce dell'ordine di $10 \text{ m}^3/\text{sec}$ su una sezione larga 40 m e profonda $2,5 \text{ m}$ (la velocità del flusso di acqua dolce risulta essere di $0,1 \text{ m/sec}$), si nota come all'aumentare del coefficiente di frizione aumenti l'estensione del cuneo salino nell'alveo. Questo aspetto può essere spiegato con un aumento del flusso di acqua salata entrante necessario al bilancio di massa precedentemente discusso.

INPUT			
PARAMETRI		UNITA'	DESCRIZIONE
rho _w	1000,0000	[Kg/m ³]	Densità dell'acqua dolce
rho _s	1035,0000	[Kg/m ³]	Densità dell'acqua salata
Vo	0,1000	[m/sec]	Velocità dell'acqua nel fiume
a	2,5000	[m]	Profondità del fiume
g	9,8000	[m/sec ²]	accelerazione di gravità
C	40,0000	[1/sec]	Coefficiente di trascinamento dell'interfaccia
OUTPUT			
PARAMETRI		UNITA'	
<i>Distanza di risalita del cuneo salino dal mare</i>			
eps	0,0338		Rapporto di densità dei fluidi (deve essere molto piccolo)
L	6202,0682	[m]	Distanza di risalita dal mare del cuneo salino

Tab. 5: Il foglio di calcolo su cui è stato implementato il modello analitico basato sull'equazione di Schif & Schonfeld (1953).

Inoltre nell' Eq.6 il coefficiente C_i è elevato a quadrato e dunque una sua

variazione di un ordine di grandezza comporta una variazione di due ordini di grandezza nell'estensione del cuneo salino.

Da notare come dal punto di vista fisico il coefficiente di frizione non potrebbe mai variare senza una corrispondente variazione nelle caratteristiche dei fluidi (densità) e velocità in quanto gli sforzi tangenziali che esso riproduce sono legati a queste caratteristiche.

Fissato un teorico valore di C_i (50 sec^{-1}) se sono le differenze di densità fra i due strati a diminuire, si nota come anche l'estensione del cuneo diminuisce linearmente (è il parametro ε a diminuire, Tab. 6).

ρ_1 (acqua più dolce) [Kg/m^3]	ρ_2 (acqua più salata) [Kg/m^3]	L cuneo salino [m]
1000	1035	21804
1000	1025	15267
1010	1025	8566

Tab. 6: Valori di L calcolati in funzione di variazioni nella densità dei due fluidi a parità di tutti gli altri fattori.

Nel caso di due fluidi a pari densità inoltre l'equazione diventa impossibile e la spiegazione fisica risiede proprio nel fatto che in un sistema così composto non vi sarebbe stratificazione né tantomeno un interfaccia netta di separazione e dunque il modello analitico non sarebbe valido.

A parità degli altri parametri ($\rho_1=1000 \text{ kg/m}^3$, $\rho_2=1035 \text{ kg/m}^3$, $C_i = 50 \text{ sec}^{-1}$) se a variare è la portata fluviale la lunghezza del cuneo varia secondo una relazione esponenziale (Fig. 58).

Da questa relazione si capisce come la portata fluviale e quindi la velocità del flusso di acqua dolce sia uno dei fattori che più controlla l'intrusione salina nell'alveo, nel caso in cui gli effetti di marea siano nulli (o ininfluenti).

Per concludere sono necessarie alcune considerazioni sul grado di sensitività del modello alla geometria del canale.

Tale elemento è inserito nell'equazione direttamente tramite il parametro a_0 (profondità del canale).

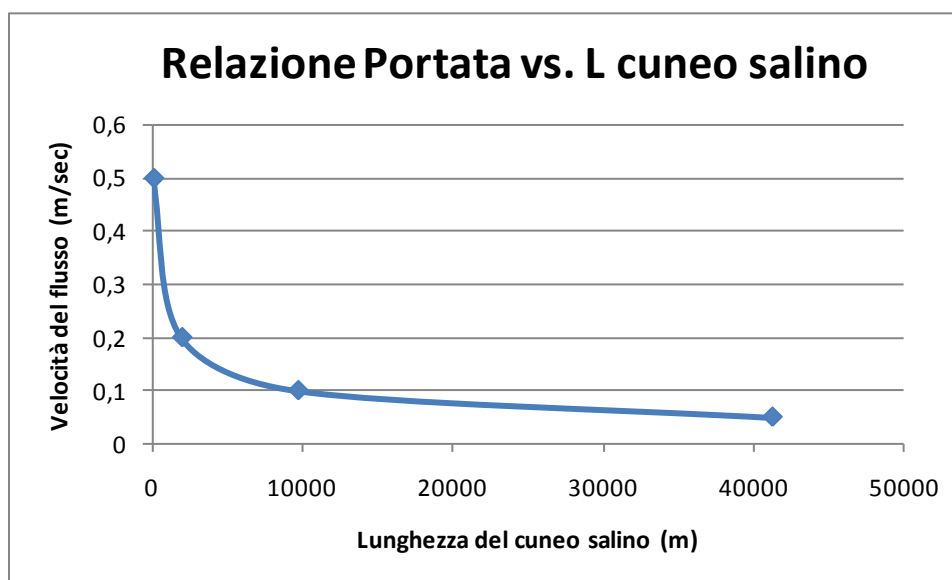


Fig. 58: Relazione fra portata e lunghezza calcolata del cuneo salino tenendo fissi tutti gli altri parametri del modello.

Se consideriamo costante la velocità del flusso, notiamo come l'intrusione salina cresca rapidamente al crescere della profondità del canale (Fig. 59). Questo aspetto potrebbe avere una particolare importanza per il caso del Lamone dove abbiamo visto che se possiamo considerare mediamente costante la larghezza del fiume, non possiamo dire lo stesso della profondità. A parità di portata, inoltre, la velocità su una sezione più ampia (e più profonda) diminuisce le velocità di flusso, fattore che, come abbiamo appena visto contribuisce ulteriormente all'intrusione salina.

Una volta approfondita la conoscenza sul peso che ciascuno dei parametri ha all'interno del fenomeno fisico, ci siamo concentrati sullo studio del parametro più difficilmente controllabile e misurabile e cioè il coefficiente di frizione all'interfaccia C_i .

A tale scopo abbiamo utilizzato i dati di campagna per calcolare valori di C_i il più possibile rappresentativi per il caso reale del Fiume Lamone ed abbiamo indagato la presenza di una loro relazione con i flussi di acqua dolce in ingresso dalla Chiavica del Carrarino.

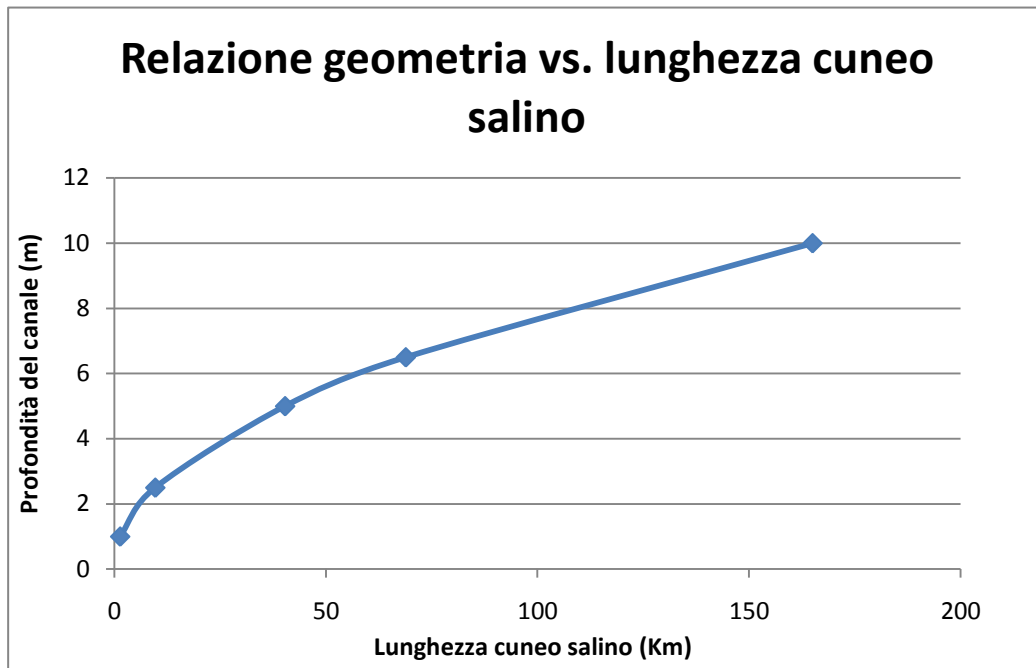


Fig. 59: Sensibilità del modello alla geometria del canale. Si noti che l'estensione del cuneo è espressa in chilometri.

4.2 L'estrapolazione della forma del cuneo salino

Risolvere l'equazione di Schijf & Schönfeld (Eq. 6) per il coefficiente di frizione C_i implica fissare tutte le altre variabili e conoscere la lunghezza del cuneo salino completamente sviluppato in quella situazione. Le variabili di densità dei due fluidi e di velocità del flusso erano sistematicamente misurate durante la campagna di monitoraggio ma come già illustrato è stato impossibile misurare contemporaneamente la lunghezza del cuneo in quanto la presenza della soglia batimetrica a 6,2 chilometri dalla foce ne bloccava l'avanzamento in quasi tutti i monitoraggi sul fiume.

Per ovviare a questa mancanza, per ciascuno dei monitoraggi in cui è stato possibile misurare la portata fluviale, è stato ricostruito l'andamento della profondità dell'interfaccia in funzione della distanza dal fiume.

In un sistema teorico dove descriviamo, per semplicità, la superficie dell'interfaccia con una retta, e forziamo la batimetria del Lamone ad essere uniforme con una profondità costante di - 2,5 m (un valore medio estrapolato

dai dati batimetrici reali) è possibile per ciascuno dei monitoraggi effettuati calcolare la distanza massima dal mare che il cuneo avrebbe raggiunto in assenza della soglia di pietrame, definita come il punto in cui l'interfaccia raggiunge una profondità di -2,5 m.

In Fig. 60 è riportato l'esempio di estrazione della forma del cuneo dai dati di monitoraggio del mese di Maggio 2008. La forma reale è stata approssimata con l'interpolazione lineare dei valori di profondità dell'interfaccia misurati alle stazioni 5, 11, 17 e 25 separate fra loro circa 1,5 km. Nelle condizioni di portata di tracimazione alla chiavica, misurata in occasione della campagna di Maggio 2008 ($9.43 \text{ m}^3/\text{sec}$), il cuneo "teorico" si sarebbe esteso all'interno dell'alveo (a sezione forzatamente costante) del Lamone per oltre 24 chilometri.

Nel caso di Maggio '08 (Fig. 60) si può notare come l'approssimazione della forma della superficie di interfaccia con una retta non sia tanto distante dalla realtà che emerge dai dati misurati sul fiume. Esistono tuttavia alcune campagne in cui l'abbassamento della superficie di interfaccia con la distanza dal mare segue un andamento difficilmente rappresentabile con una relazione lineare.

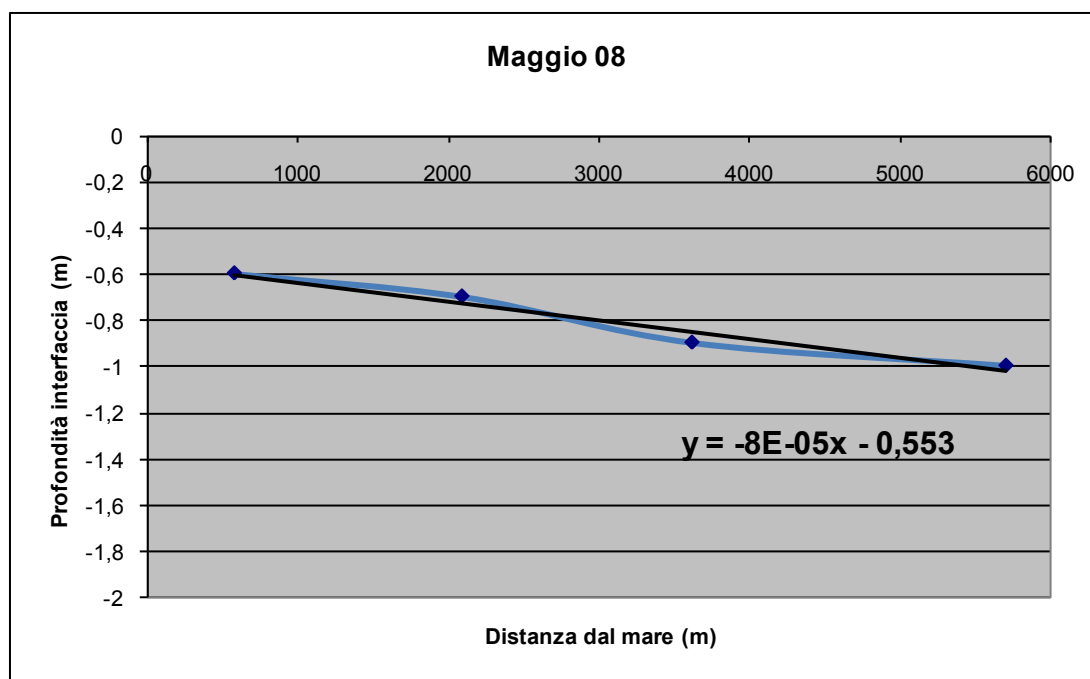


Fig. 60: Estrapolazione della forma del cuneo salino, approssimata ad una retta, nel mese di Maggio 2008 (si consideri l'esagerazione verticale).

Nel caso di Febbraio '08 (Fig. 61), ad esempio, la profondità dell'interfaccia diminuisce alla stazione 17 e lo stesso fenomeno è riscontrabile nella campagna di Gennaio '08. In questo caso la relazione lineare rappresenta meno fedelmente i dati di campagna anche se non deve essere dimenticato che le differenze in quota sono nell'ordine delle poche decine di centimetri.

I dati in Tab. 7 mostrano come per tutti i monitoraggi effettuati, in cui sia stata possibile anche la misura di portata alla diga del Carrarino, la pendenza dell'interfaccia acqua dolce - acqua salata procedendo da mare verso monte fosse minima, con gradienti di poche decine di centimetri su distanze orizzontali di oltre 5 chilometri.

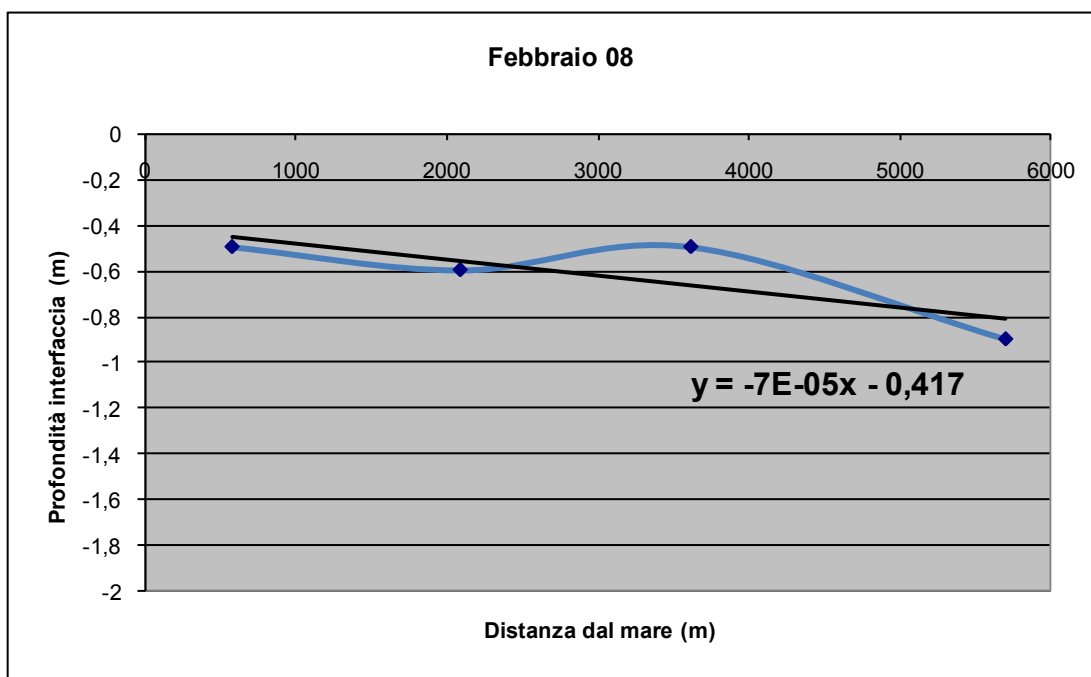


Fig. 61: Estrapolazione della forma del cuneo salino, approssimata ad una retta, nel mese di Febbraio 2008

Questa conformazione dell'interfaccia porta a calcoli di intrusione teorica del cuneo (Tab. 7) dell'ordine di diverse decine di chilometri. Il dato qualitativo che ne emerge è che se davvero il Lamone fosse un canale a fondo piatto e poco profondo l'intrusione del cuneo salino raggiungerebbe la stazione di Reda e quindi la periferia di Faenza.

Una bassa pendenza dell'interfaccia, come quella evidenziata dai dati, è caratteristica di situazioni in cui le portate fluviali sono basse. L'aumento di

flusso dello strato superficiale infatti porterebbe ad un aumento della frizione fra i due strati e ad un conseguente aumento della pendenza dell'interfaccia (Cameron & Pritchard 1963).

Profondità interfaccia (m)	Staz .5	Staz. 11	Staz. 17	Staz. 25	L cuneo da interpolazione (m)	Portata misurata alla chiavica (m ³ /sec)
dic-07	-0,5	-0,7	-0,8	-1,1	20653	8,7
gen-08	-0,7	-0,8	-0,7	-1,2	21264	9,64
feb-08	-0,5	-0,6	-0,5	-0,9	29746	6,07
mag-08	-0,6	-0,7	-0,9	-1	24326	9,43
giu-08	-0,4	-0,4	-0,5	-0,7	36377	5,66
lug-08	-0,4	-0,5	-0,6	-0,9	21897	8,32
ago-08	-0,4	-0,3	-0,6	-0,8	24957	7,78
set-08	-0,6	-0,6	-0,7	-0,9	33043	7,43
ott-08	-0,5	-0,6	-0,8	-0,8	33577	8,93

Tab. 7: Valori teorici calcolati di intrusione salina sulla base della pendenza dell'interfaccia acqua dolce acqua salata nel fiume.

4.3 Il calcolo dei coefficienti di frizione (C_i)

Una volta estrapolate dai dati misurati le lunghezze teoriche del cuneo salino al suo completo sviluppo nell'alveo standardizzato del Lamone, con il metodo dell'inversione sono stati calcolati i coefficienti di frizione (C_i) (Tab. 8) per ciascuna delle campagne di monitoraggio. Era questa, infatti, l'unica incognita rimasta nel modellino analitico precedentemente descritto.

Il processo di inversione ha previsto che, avendo fissato le densità dei due fluidi e le velocità di flusso superficiale attraverso le misure dirette, il C_i fosse variato fino ad ottenere dei valori di estensione del cuneo salino calcolati (L) confrontabili con i valori teorici precedentemente presentati (Tab. 7).

Una volta calcolati i coefficienti che, inseriti nell'equazione assieme agli altri parametri misurati, riproducevano con maggior precisione il valore di L teorico

(Tab. 8), abbiamo cercato di valutare la presenza di una loro relazione con le portate misurate alla chiavica in quella campagna di monitoraggio.

I risultati sono visualizzati in Fig. 62, dove sembra possibile individuare una forma di relazione lineare fra i coefficienti di frizione e le portate misurate.

Questa relazione sembra essere consistente dal punto fisico fino al momento in cui le velocità dei flussi permettono il mantenimento del regime laminare che implica il mantenimento della stratificazione.

I fenomeni turbolenti all'interfaccia innescati da una velocità di flusso troppo elevata romperebbero l'equilibrio che regola in maniera preponderante la stratificazione delle masse d'acqua rendendo impossibile l'applicazione del modello analitico in questione.

Mese	Portata misurata alla chiavica (m3/sec)	Ci da S&S (1/sec)
dic-07	8,70	79,12
gen-08	9,64	93,00
feb-08	6,07	62,65
mar-08		
apr-08		
mag-08	9,43	91,47
giu-08	5,66	64,76
lug-08	8,32	72,65
ago-08	7,78	72,25
set-08	7,43	76,80
ott-08	8,93	93,75
nov-08		
dic-08		

Tab. 8: Portate misurate alla chiavica e relativi valori di Ci ottenuti per inversione dall'Eq.6. Sono i valori che inseriti nell'equazione forniscono una lunghezza del cuneo salino comparabile a quella teorizzata in Tab. 7.

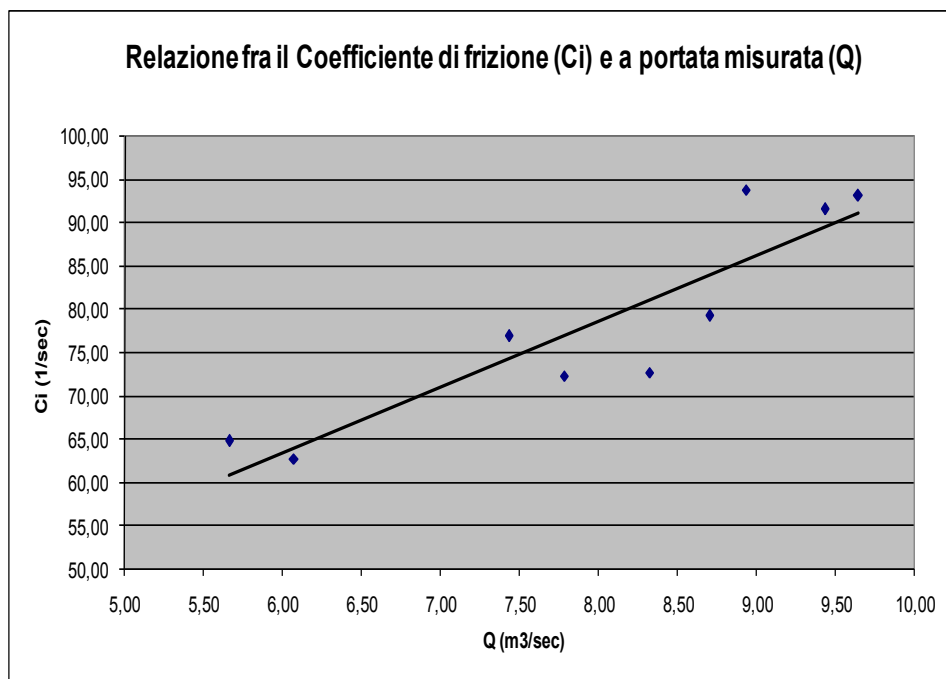


Fig. 62: Grafico della relazione fra coefficiente di frizione e portata misurata alla chiavica. In nero la linea di tendenza lineare per i 9 dati misurati.

4.4 Il calcolo delle portate efficaci

Una volta individuata la relazione lineare che lega C_i e portata, è possibile calcolare il valore che il coefficiente assumerebbe per portate differenti.

Inserendo questo valore nell'equazione è possibile risalire alla lunghezza del cuneo nel fiume per determinati valori di portata e calcolare, i valori teorici di flusso in grado di espellere il cuneo dall'alveo fluviale.

I calcoli richiedono di fissare alcuni parametri e per questo motivo abbiamo nuovamente scelto il caso in cui il Lamone è approssimato ad un canale di sezione costante (larghezza 40 metri e profondità 2,5 metri) e le due masse d'acqua stratificate hanno densità di $1000,7 \text{ kg/m}^3$ e $1023,2 \text{ kg/m}^3$ (valori medi di tutte le campagne di misura disponibili).

I valori riportati in Tab. 9 mostrano come per portate di tracimazione nell'ordine di $65 - 70 \text{ m}^3/\text{sec}$, il cuneo salino si arresta pochi metri all'interno della foce e può dirsi, in quel caso, completamente espulso. In quelle situazioni il coefficiente di frizione assume valori molto elevati (nell'ordine di 500 sec^{-1}).

Portata (m ³ /sec)	Ci da S&S (1/sec)	L calcolato (m)
5	55,664	
8	78,5288	
10	93,772	
15	131,88	
20	169,988	
50	398,636	
60	474,852	
65	512,96	81,69
70	551,068	4,76
80	627,284	
100	779,716	
120	932,148	

Tab. 9: Estensione (L) del cuneo salino in funzione di diverse portate e relativi coefficienti di frizione all'interfaccia. Il fiume è parametrizzato come un canale rettangolare di sezione 100m^2 (40m x 2,5m) e le due masse d'acqua sono considerate a densità costante $1000,7 \text{ kg/m}^3$ e $1023,2 \text{ kg/m}^3$.

I valori qui presentati, pur essendo estremamente precisi, hanno un valore più qualitativo che quantitativo. Possono essere utili per stimare un ordine di grandezza dei flussi in oggetto ma difficilmente possono rappresentare la risposta reale del sistema al processo di intrusione salina.

Le motivazioni delle incertezze risiedono nelle numerose condizioni al contorno che si devono accettare per poter applicare il modello e, non secondariamente, nel comportamento fisico del sistema che per flussi che diventano elevati, tende a staccarsi dal regime stazionario di "arrested salt wedge" che è descrivibile attraverso l'equazione di Schijf & Schönfeld.

4.5 Osservazioni e discussione

L'utilizzo di sistemi analitici come quello qui presentato permette di acquisire maggiore conoscenza del sistema fisico in oggetto.

Le principali problematiche emerse nell'utilizzo del modello analitico presentato sono relative alla definizione dei valori del coefficiente che quantifica gli sforzi tangenziali all'interfaccia fra i due fluidi. Questa problematica è universalmente riconosciuta come il punto chiave dell'applicazione di questo genere di modelli (Partheniades, 1990). Alcuni autori, fra cui Partheniades, sostituiscono il generico C_i dell'equazione di Schijf & Schönfeld; con il coefficiente di frizione di Darcy-Weisbach (f_i) la cui determinazione presenta anche essa numerose problematiche legate alla sua dipendenza dalle proprietà del fluido e del stesso del tipo di flusso. I valori di questo coefficiente e così quelli del coefficiente C_i , possono difficilmente essere descritti da una semplice relazione e nella maggior parte dei casi vanno calcolati empiricamente.

Il metodo empirico utilizzato nel nostro caso sembra dunque essere un buon approccio al raggiungimento di una stima del coefficiente di frizione nonostante la scarsità dei dati e l'incertezza legata alla procedura di estrazione della forma teorica dell'interfaccia non possono portare alla determinazione di valori di C_i quantitativamente attendibili.

Certamente però alcune considerazioni aggiuntive possono essere fatte a

marginale dalle analisi sopra descritte.

Innanzitutto è risultato evidente come l'interfaccia acqua dolce - acqua salata scenda in profondità molto lentamente con la distanza dal mare, tanto che una vera e propria forma a cuneo risulta praticamente impossibile da distinguere.

Il tentativo di estrapolare la forma del cuneo ha però permesso di mettere in evidenza l'efficacia della soglia batimetrica posta a 6,2 km dalla foce a protezione di una condotta e precedentemente descritta.

Risulta evidente (Fig. 63) come per alcuni mesi (Febbraio, Giugno, Luglio Agosto e Settembre) nemmeno la sua presenza sia sufficiente a bloccare l'intrusione salina. In tutti gli altri mesi, invece, la soglia risulta efficace. Le misure hanno effettivamente confermato la presenza di sale oltre la soglia per i mesi in cui l'interfaccia manteneva una forma praticamente priva di inclinazione.

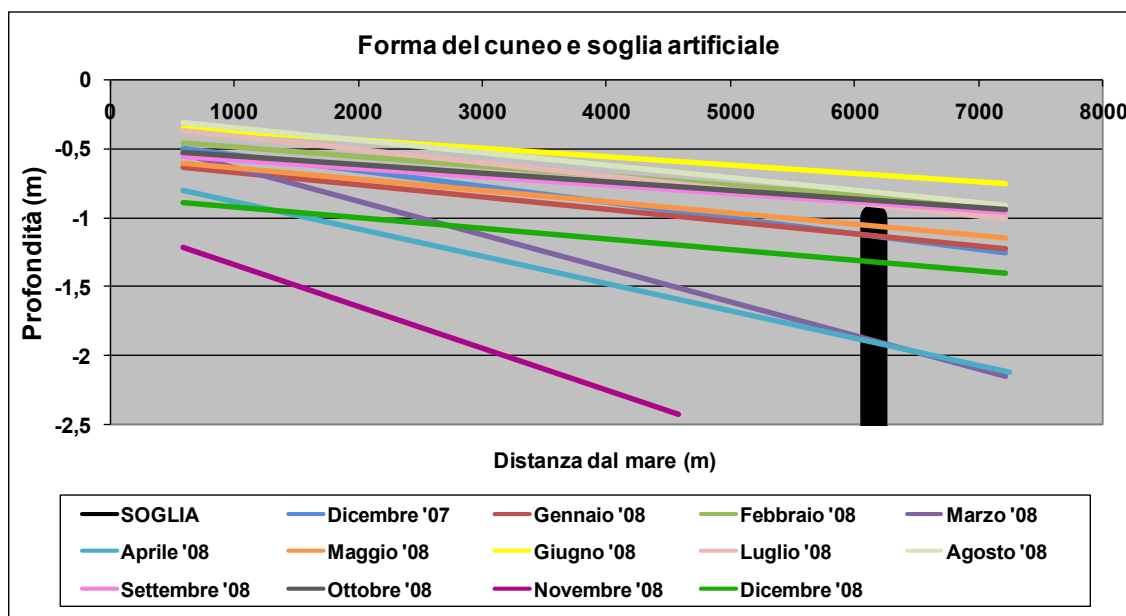


Fig. 63: Rappresentazione grafica della forma lineare del cuneo salino nei diversi mesi di monitoraggio. A 6,2 km è rappresentata la soglia verticale che fa risalire la profondità dell'alveo fino a circa -1 m.

Una spiegazione di questa condizione può risiedere nella bassa velocità dei flussi superficiali che non sono sufficienti ad accentuare, innescando un meccanismo di tilt, l'inclinazione della superficie di interfaccia (Keulegan 1949, Partheniades 1990).

Allo stesso modo l'azione di impulsi di marea significativi indurrebbe un forte

mescolamento delle acque eliminando la caratteristica stratificazione della colonna d'acqua e questa situazione sembra non verificarsi mai nel caso studiato.

5 L'INTERAZIONE FIUME - ACQUIFERO

Acque superficiali e acque sotterranee non possono essere considerate due componenti separate del sistema idrologico visto che interagiscono secondo diverse modalità dipendenti dalle caratteristiche ambientali e climatiche.

Solo in un passato recente diversi studi sull'interazione acque superficiali – sotterranee hanno allargato le conoscenze includendo studi su sorgenti, laghi, zone umide ed estuari (Freeze and Cherry, 1979; Sophocleus, 2002).

L'interesse per questa interazione in zona costiera è aumentato negli ultimi venti anni a seguito dell'interesse ambientale legato alla perdita di ecosistemi umidi e dello sviluppo antropico (Winter, 1995).

Anche i recenti cambiamenti nelle politiche di gestione dell'acqua hanno puntato l'attenzione sull'interazione fra i corpi idrici superficiali e le falde acquifere. La direttiva europea 2000/60/CE, nota come Water Framework Directive (WFD), recepita in Italia attraverso il Dlg 152/99 ora 152/2006 e attuata anche dalla Regione Emilia Romagna attraverso il Piano di Tutela delle Acque (RER 2005), richiedono che entro il 2016 tutti i corpi idrici raggiungano uno stato qualitativo "buono". In questa ottica si richiede una gestione integrata dei corpi idrici superficiali e sotterranei che necessita di un miglioramento delle conoscenze dei processi di interazione fra i due sistemi.

Questo aspetto è ulteriormente accentuato se si considerano gli impatti che cambiamenti nel clima, nell'uso del suolo, nella richiesta idrica possono implicare per il sistema complesso acque superficiali – acque sotterranee.

Nel caso specifico esaminato in questo studio, l'attenzione si è concentrata proprio sull'effetto che la presenza di un corpo d'acqua superficiale, come una foce fluviale, può avere sullo stato qualitativo delle acque sotterranee circostanti. Il territorio di Ravenna soffre di un acuirsi del fenomeno dell'intrusione salina nell'acquifero costiero causato in maniera preponderante dall'azione antropica sia diretta (distruzione della fascia di dune, prelievo idrico; Antonellini et al. 2008) che indiretto (subsidenza indotta dall'estrazione di fluidi, gestione dell'uso del suolo; Gambolati et al. 1991, Gambolati & Teatini 1998).

In queste aree anche i corpi d'acqua superficiali connessi a mare,

rappresentando una via preferenziale di ingressione marina, possono contribuire al processo di salinizzazione delle acque sotterranee (Antonellini 2008). Nel recente passato le foci fluviali (basti pensare al caso del Fiume Po nel 2003) sono state colpite frequentemente da eventi straordinari di intrusione salina che hanno come effetti importanti la necessità di chiudere le derivazioni irrigue, la chiusura di derivazioni acquedottistiche a scopi civili e industriali e l'aumento della salinizzazione dei terreni per azione indiretta sulle acque sotterranee adiacenti.

Le cause dell'inasprimento di questo fenomeno possono essere facilmente correlate, nel caso del Po ma anche di tutti i fiumi della pianura padana fra cui il Lamone, all'intensa azione antropica che i corsi d'acqua subiscono lungo il loro corso. In particolare ad esempio vanno considerati gli effetti delle numerose derivazioni idriche così come le politiche di gestione dei rilasci dagli invasi per la produzione idroelettrica che sono regolati più da interessi economici (prezzo dei watt) che di salvaguardia dei regimi idrologici. Anche l'aspetto dello scavo di inerti dai letti fluviali (fino a quando permesso) giocava un ruolo importante nell'accentuazione del fenomeno di intrusione salina (Tosini 2009).

Dal punto di vista fisico, l'interazione fra acque superficiali e acque sotterranee è governata dalla posizione reciproca dei due sistemi idrici, dalle caratteristiche geologiche dei due ambienti e anche dai regimi climatici dell'area (Winter 1999).

I flussi all'interfaccia possono essere estremamente variabili e le cause di questa eterogeneità possono essere attribuite a diversi fattori fra cui la variabilità spaziale della conduttività idraulica dei depositi al fondo del canale, la topografia del fondo (Harvey e Bencala, 1993), la presenza di curve nell'alveo e i gradienti idraulici nell'acquifero (Keery et. al., 2007).

Anche alla scala temporale le eterogeneità sono grandi e possono derivare da cambiamenti nei gradienti idraulici nel sistema fiume acquifero, o nelle proprietà idrauliche del fondo dell'alveo dovuta a depositi di sedimenti fini (Rehg et al., 2005) o a fenomeni erosivi degli stessi legati ad eventi di piena. Parte di questa variabilità temporale può essere legata a fenomeni stagionali.

Generalmente, in relazione al loro rapporto con le acque sotterranee, i corsi fluviali possono essere definiti "*gaining*" o "*losing*" a seconda che siano loro a

ricevere acqua dalle falde sotterranee o a ricaricarle (Fig. 64).

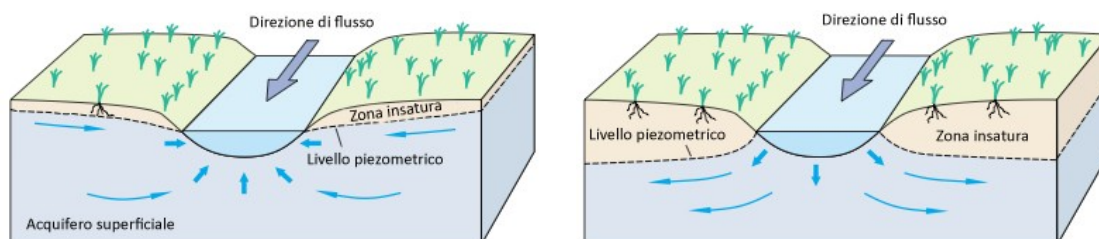


Fig. 64 Schematizzazione del rapporto fra acque superficiali e sotterranee in situazioni di gaining stream, a sinistra e losing stream a destra. (da Winter et al, 1998, modif.)

Caratteristica peculiare di tutti i fiumi padani nel loro tratto di pianura è quella di scorrere per lunghi tratti pensili, massicciamente arginati e quindi le condizioni di *losing stream* sono favorite. Questa conformazione, comune anche al Lamone, è legata agli alti tassi di sedimentazione di materiali fini nell'alveo riconducibile alle basse velocità di flusso a loro volta causate dall'assenza di significativi gradienti topografici fra la zona collinare, a chiusura del bacino montano, e il mare.

Nonostante gli scarsi apporti fluviali la sedimentazione fine tende a colmare l'alveo nel tempo aumentando il rischio idrologico legato agli eventi di piena e questo spiega la continua rincorsa all'innalzamento delle arginature per proteggere i terreni circostanti.

Inoltre la sedimentazione e l'innalzamento degli argini hanno portato ormai tutti i corsi d'acqua romagnoli che sfociano a mare a scorrere pensili ad una quota topografica superiore a quella del territorio adiacente. In queste condizioni l'esistenza di una relazione diretta fra il fiume Lamone non poteva essere data per scontata ma necessitava di una sua descrizione sia qualitativa che, per quanto possibile, quantitativa.

5.1 Metodologie e strumentazioni

Per studiare l'interazione fra il Lamone e l'acquifero costiero non confinato è stato necessario realizzare un sito sperimentale utile ad effettuare in una prima fase misure di gradienti idraulici fra il fiume e l'acquifero e in seconda battuta, misurazioni in continuo del livello freatico della falda e di quello idrometrico del Lamone.

Il sito test è stato scelto principalmente attraverso l'analisi del contesto geologico superficiale dell'area di studio del progetto. Come precedentemente accennato uno dei fattori che più influenzano il fenomeno d'interazione fra un corpo d'acqua superficiale ed uno sotterraneo, è la natura dei materiali che compongono l'acquifero e la presenza di strati a basse conduttività idrauliche sia al fondo dell'alveo che nell'acquifero stesso.

Se i materiali al fondo del Lamone, pur contraddistinti da una naturale eterogeneità, possono in qualche modo considerarsi uniformi, lo stesso non vale per i materiali affioranti su cui l'alveo artificiale scorre e che costituiscono la parte superficiale dell'acquifero freatico costiero.

Come già accennato nella parte introduttiva, l'area di studio ha subito nei secoli un'evoluzione tortuosa, legata principalmente alle fluttuazioni del livello eustatico e, soprattutto nei secoli recenti, all'intervento dell'uomo. La complessa storia dell'area è riflessa, attraverso gli affioramenti litologici, nell'alternarsi, procedendo da ovest a est, di depositi fini di argille e limi interfluviali e di palude, di depositi sabbiosi di cordone dunoso intervallati da depositi fini di palude salmastra, testimoni degli ambienti vallivi costieri ormai bonificati.

Per lo scopo dello studio si è deciso di scegliere una zona in cui la presenza di sabbie affioranti rendesse più semplice individuare, nel caso ci fossero, i segnali di un'interazione diretta fra il fiume e l'acquifero. L'area scelta è stata quella della parte meridionale delle praterie umide del Bardello, in riva sinistra Lamone, a circa 4 chilometri dal mare. Questa area, al retro del lembo più settentrionale della Pineta San Vitale, è caratterizzata dalla presenza di sabbie eoliche a testimonianza di antichi cordoni di dune fossili. La zona del Bardello rappresenta anche l'affioramento più occidentale delle sabbie che da lì verso

l'interno vengono sormontate da strati di depositi fini di limi e argille, frutto dell'avanzamento delle bonifiche per colmata succedutesi a cavallo del XVIII e del XIX secolo.

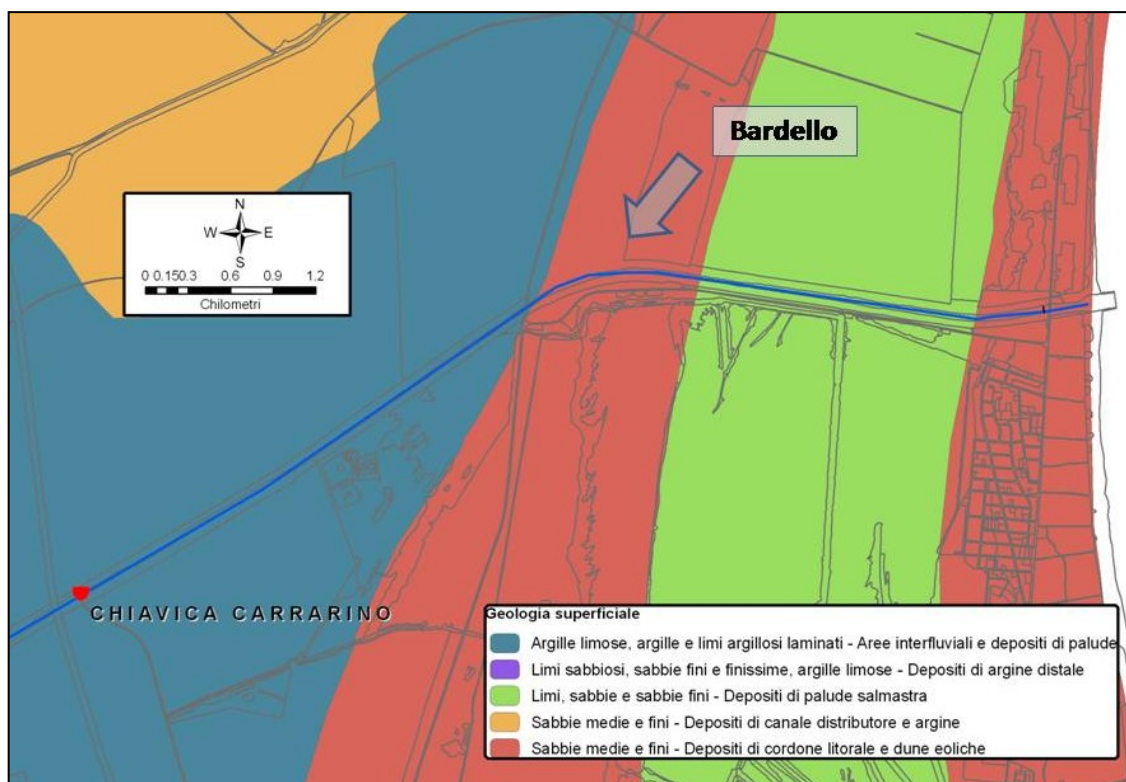


Fig. 65: Geologia superficiale nell'area di studio. Indicata la posizione del transetto Bardello.

In questa area è stato necessario installare una rete piezometrica, in prossimità dell'alveo, all'esterno della zona golenale, dove poter misurare il livello di falda e i parametri chimico fisici della falda freatica in prossimità del fiume (Fig. 67).

Essendo già presente nell'area un piezometro (PZBA01) installato e monitorato periodicamente dall'associazione "L'Arca" per conto del Comune di Ravenna, a cui ci è stato gentilmente consentito l'accesso, l'infrastruttura di misura è stata completata con l'installazione manuale di due piezometri in PVC (PZBA03 e PBA04), del diametro di 3,5 pollici, interamente filtranti. I pozzi sono stati scavati lungo un transetto perpendicolare all'asta fluviale rispettivamente ad una distanza di 30 e 60 metri dall'alveo fino ad una profondità di -4 m dal piano campagna. Il piezometro più vicino (PZBA04) è stato scavato esattamente in corrispondenza del piede esterno dell'argine (Fig. 66 e Fig. 67).

Il log stratigrafico registrato durante la messa in posto del piezometro PZBA01 (Tab. 10), profondo 6 metri, conferma la natura sabbiosa dei depositi dalla superficie fino alle prime argille che rappresentano la base dell'acquifero sabbioso superficiale non confinato indagato.

PZBA01	
Profondità	Descrizione
0-0.1	sabbia debolmente siltosa
0.1-0.5	sabbia medio-fine
0.5-1.5	sabbia media
1.5-3	sabbia
3-3.9	sabbia
3.9-4	argilla sabbiosa
4.-4.75	sabbia
4.75-5	silt sabbioso
5.0-5.9	franco limo-sabbia
5.9-6	argilla sabbiosa
6-6.3	argilla sabbiosa

Tab. 10: Sequenza stratigrafica dei depositi in località Bardello.

Oltre alle infrastrutture necessarie per la raccolta di dati relativi al corpo d'acque sotterranee è stato necessario realizzare e installare un supporto per le misure nel corpo d'acqua superficiale, vista la mancanza di stazioni di misura ufficiali in prossimità del sito di studio.

Per fare questo, grazie alla collaborazione dell'Autorità dei bacini Regionali Romagnoli e ANAS s.p.a. è stato installato sul pilone centrale del ponte di attraversamento della strada statale Romea, un supporto per l'alloggiamento di strumenti di misura in continuo di livello idrometrico, temperatura e conduttività elettrica specifica del fiume (Fig. 66).

Il supporto composto di un tubo in PVC del diametro di circa 8 pollici è stato fissato con staffe al pilone in cemento armato e forato in diversi punti in modo da permettere ai flussi fluviali di attraversarlo senza subire modificazioni significative indotte dalla resistenza al flusso nel tubo.

Piezometro/supporto	Est UTM ED50	Nord UTM ED50	Quota bocca pozzo (m s.l.m.)
PZBA03	757102.36	4936095.52	1.40
PZBA04	757108.07	4936068.25	1.88
PZBA01	757095.85	4936116.00	0.67
Supporto Ponte ROMEA	756680.36	4935803.21	1.70

Tab. 11: Posizione in pianta e quota s.l.m. della bocca pozzo dei piezometri costituenti il transetto "Bardello" e del supporto per l'alloggiamento della sonda sul Fiume Lamone. Le coordinate chilometriche in ED50 si riferiscono al fuso UTM 32 Nord.



Fig. 66: Installazione manuale della rete piezometrica (a sinistra) e supporto per la misura di dati in continuo sul Lamone (destra).

Tutte le infrastrutture di misura descritte necessitavano di una misura di quota precisa a livello centimetrico necessaria a poter misurare le piccole differenze di quota nella tavola d'acqua che ci si attende per un'area pianeggiante senza variazioni topografiche significative.

La quota del piezometro PZBA01 è stata misurata attraverso un rilievo DGPS (effettuato con coppia di ricevitori TOPCON GB500) con metodo statico nella primavera del 2009. Il rilievo è stato inquadrato nella rete di capisaldi topografici del Comune di Ravenna e la quota assoluta della bocca pozzo è stata fissata in 0,67 m s.l.m (Tab. 11).

I piezometri PZBA03 e PZBA04 così come il supporto sul pilone del fiume, sono stati a loro volta quotati attraverso un rilievo altimetrico di dettaglio eseguito con stazione totale laser TOPCON GPT3107GL secondo uno schema di rilievo a poligonale aperta agganciata ai due estremi alla quota del piezometro PZBA01 e al caposaldo comunale 6180RA posizionato in prossimità del ponte sulla S.S. 309 Romea.



Fig. 67: Posizione in pianta del transetto di piezometri “Bardello” e del supporto per la misura in continuo del livello idrometrico in corrispondenza del ponte sulla S.S. 309 Romea.

I tipi di misura che verranno di seguito descritti riguardano una campagna di rilievi di solo livello condotta nel Luglio 2009 al fine di descrivere i gradienti idraulici e una campagna di misure in continuo di livello temperatura e conducibilità elettrica realizzata fra Settembre e Ottobre 2009.

Nel primo caso i livelli sono stati misurati nei piezometri come soggiacenza, rispetto alla bocca pozzo, e poi convertiti in quota assoluta sul livello del mare; la quota idrometrica nel fiume in linea con il transetto di piezometri è stata contestualmente misurata con stazione totale.

La campagna di misura in continuo è stata possibile grazie all’uso di quattro minisonde CTD Diver Eijkelpamp, del diametro di 0,8 pollici alloggiata per 30

giorni (29 Settembre 2009 – 30 Ottobre 2009) nei 3 piezometri componenti il transetto “Bardello” e nel supporto di misura nel Fiume (Fig. 67).

Le mini sonde CTD hanno misurato ad intervalli di 5 minuti livello idrometrico (in termine di pressione esercitata sul sensore dalla colonna d'acqua), temperatura e Conduttività elettrica specifica. Per il modello di sonda utilizzato il sensore di temperatura ha una accuratezza dichiarata di $0,1^{\circ}\text{C}$; l'accuratezza dichiarata per il sensore di conduttività elettrica è dell'1% della misura effettuata e comunque non superiore a $\pm 10\mu\text{S}/\text{cm}$; il sensore di profondità invece offre una risoluzione verticale di misura di 0,2 cm e un'accuratezza pari allo 0,1% della misura effettuata; ciascuna delle mini sonde CTD era stata preventivamente calibrata con soluzione a conduttività nota $1413\mu\text{S}/\text{cm}$.

I dati di pressione misurati nei piezometri e nel corpo d'acqua superficiale sono stati conseguentemente corretti per il valore di pressione atmosferica attraverso le registrazioni effettuate nello stesso luogo e per lo stesso periodo da un barometro.

La quota assoluta della tavola d'acqua è stata poi ottenuta conoscendo la lunghezza del cavo di fissaggio di ciascuno dei *divers* e dunque la loro posizione relativa rispetto alla bocca-pozzo.

L'errore associato alla misura della lunghezza del cavo è certamente la principale sorgente di errore, di sicuro superiore a tutti gli errori strumentali precedentemente descritti. Una stima approssimativa può essere di un errore di circa ± 2 cm.

Tuttavia la sistematicità di tale errore, legata al fatto che la misura è stata effettuata dalle stesse persone, con gli stessi metodi e gli stessi strumenti, ci permette di poter confrontare fra loro le misure, se non altro dal punto di vista dei dislivelli.

5.2 La misura dei gradienti idraulici

Nel Luglio del 2009 è stata realizzata una misura dei gradienti idraulici fra il fiume e l'acquifero in Località Bardello. Il livello piezometrico è stato misurato

nei tre piezometri e contestualmente il livello idrometrico del fiume è stato misurato in corrispondenza del transetto sulla riva sinistra del fiume. La misura di quota nel fiume è stata effettuata misurando il dislivello fra la bocca pozzo del piezometro PZBA01 e l'acqua attraverso singola lettura con prisma e stazione totale.

E' stato scelto di compiere la misura dei gradienti idraulici in un periodo secco per poter trascurare l'effetto che una ricarica avrebbe avuto sul livello piezometrico e per rendere più evidente, qualora ci fosse, la relazione fiume-acquifero. La misura delle quote della tavola d'acqua, effettuata il 27 Luglio 2009 alle ore 11.00, ha mostrato come il livello del fiume fosse sensibilmente più elevato (circa 60 cm in più) rispetto al livello nell'acquifero e come al contrario, nei tre piezometri, il livello piezometrico subisse un abbassamento molto contenuto in funzione della distanza dal fiume (Fig. 68).

Al momento della misura la marea a P.to Corsini era in aumento ed il suo valore è stato registrato in +30 cm s.l.m. Considerando il ritardo legato alla propagazione dell'onda nell'alveo il livello idrometrico era certamente in aumento ma ancora distante dai valori massimi giornalieri.

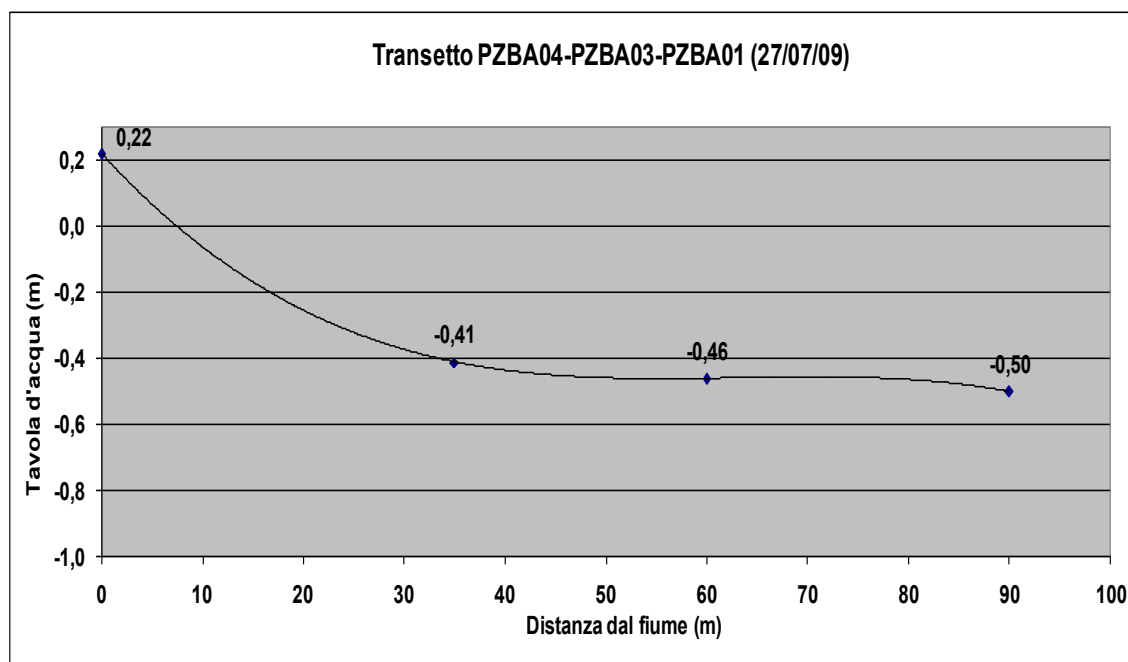


Fig. 68: Rappresentazione in grafico delle quote della tavola d'acqua nell'acquifero e sul fiume (esagerazione verticale di 40 volte).

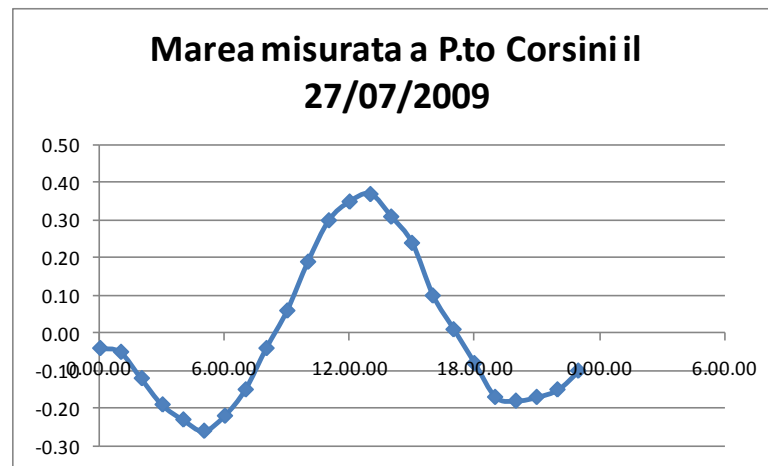


Fig. 69: Marea misurata al mareografo di Porto Corsini il giorno 27 luglio 2009. La misura dei gradienti idraulici è stata effettuata intorno alle ore 11.00.

La stessa misura dei gradienti idraulici effettuata in un momento di bassa marea avrebbe certamente portato ad una misura inferiore del livello della tavola d'acqua nel fiume diminuendo ulteriormente il gradiente idraulico con l'acquifero.

Considerare comunque una tale conformazione statica della tavola d'acqua ci conduce alla conferma della caratteristica del Lamone di scorrere pensile in relazione al territorio circostante. Nell'insieme il gradiente idraulico acquifero è molto basso e la pendenza della tavola d'acqua è inferiore all'1%.

Certamente, la forma della tavola d'acqua comporta, nel caso i due corpi idrici siano collegati, la presenza di un flusso dal fiume verso l'acquifero. Se volessimo dare un ordine di grandezza del flusso in esame potremmo applicare un semplice modello di flusso orizzontale per l'acquifero non confinato che nel caso più semplice di un acquifero saturo, omogeneo e isotropo può essere descritto nella componente orizzontale dall'equazione di Dupuit derivata dalla legge di Darcy, sotto particolari assunzioni:

$$q' = -\frac{1}{2} K \frac{(h_1^2 - h_2^2)}{L} \dots\dots\dots(\text{Eq. 1})$$

dove q' è il flusso per unità di lunghezza (m^2/giorno), K è la conduttività idraulica del mezzo poroso (m/giorno) e h_1 e h_2 sono le quota della tavola d'acqua in due posizioni dell'acquifero ad una distanza L l'una dall'altra.

Le assunzioni necessarie sono che il gradiente idraulico sia uguale alla pendenza della tavola d'acqua e che per gradienti piccoli le linee di flusso siano parallele e le linee equipotenziali verticali.

Considerando a titolo esemplificativo un valore di K pari a 20 m/giorno (compatibile con le caratteristiche dell'acquifero costiero sabbioso ravennate, Giambastiani 2007) e inserendo le differenze in quota misurate si nota come il flusso teorico sia di poco superiore a 2×10^{-2} m²/giorno.

Per calcolare la direzione dei flussi si è scelto di utilizzare un semplice modello numerico bidimensionale ad elementi finiti che, partendo dai dati di elevazione della tavola d'acqua è in grado di calcolare, applicando la legge di Darcy (Eq.1) nelle due dimensioni, il campo del potenziale idraulico e le linee di flusso all'interno del dominio descritto, nel caso di un flusso stazionario.

Il modello utilizzato si chiama TOPODRIVE (Hsieh 2001) ed è realizzato da USGS per descrivere i processi di flusso guidati da dislivelli topografici e il flusso di particelle all'interno di un acquifero. Lo strumento TOPODRIVE è stato pensato e realizzato per fornire uno strumento di visualizzazione utile all'esplorazione e alla comprensione qualitativa dei fenomeni fisici indagati.

Il dominio di analisi è stato definito come una porzione di territorio di 320 m simmetricamente disposta intorno al Lamone. L'acquifero è stato disegnato con una profondità di 8 m (Fig. 70). Il Lamone è stato inserito come un corpo idrico largo 40 metri e profondo 2,5 metri e l'acquifero è stato descritto come un corpo sabbioso spesso 8 m composto di sabbie medie con conduttività idraulica di 20 metri/giorno e una porosità del 40%.

Nonostante la parte di interesse sia solo quella in riva sinistra Lamone e quindi sulla parte destra dell'immagine in Fig. 70, si è scelto un dominio di analisi nettamente più esteso in modo da mantenere la parte di interesse lontana dai confini di analisi dove le condizioni al contorno giocano un ruolo preponderante nel calcolo del modello.

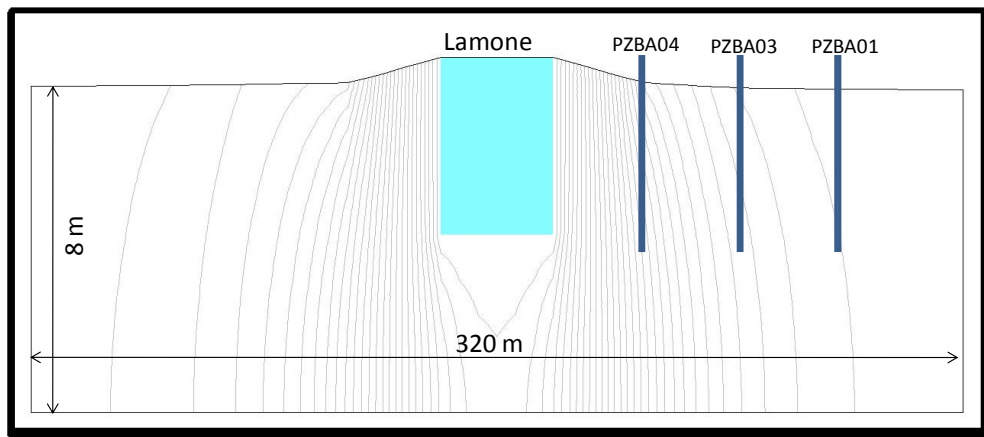


Fig. 70: Dominio della simulazione con modello TOPODRIVE. In grigio le linee di potenziale idraulico (esagerazione verticale di 40 volte).

Le linee di flusso innescate dal gradiente idraulico misurato sono rappresentate in Fig. 71.

Lo stesso modello TOPODRIVE è in grado di calcolare la velocità del flusso e quindi simulare la posizione di particelle nel tempo. Le basse velocità di flusso sono messe in evidenza dal fatto che nelle condizioni stazionarie di simulazione, le particelle compiono, in cento giorni uno spostamento che sulla scala orizzontale è di poco superiore ai 15 m come distanza orizzontale.

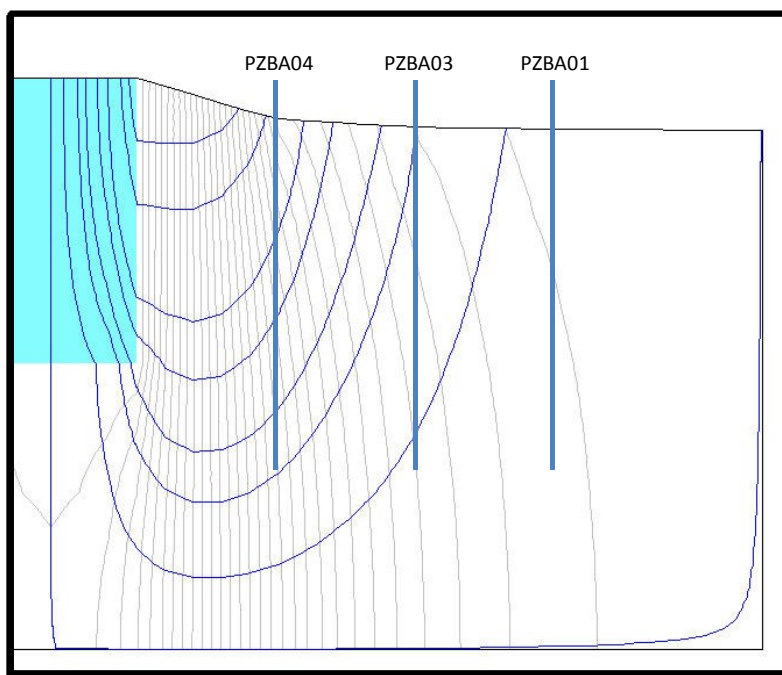


Fig. 71: Linee di flusso calcolate in funzione del gradiente idraulico indotto dalla variazione di quota della tavola d'acqua.

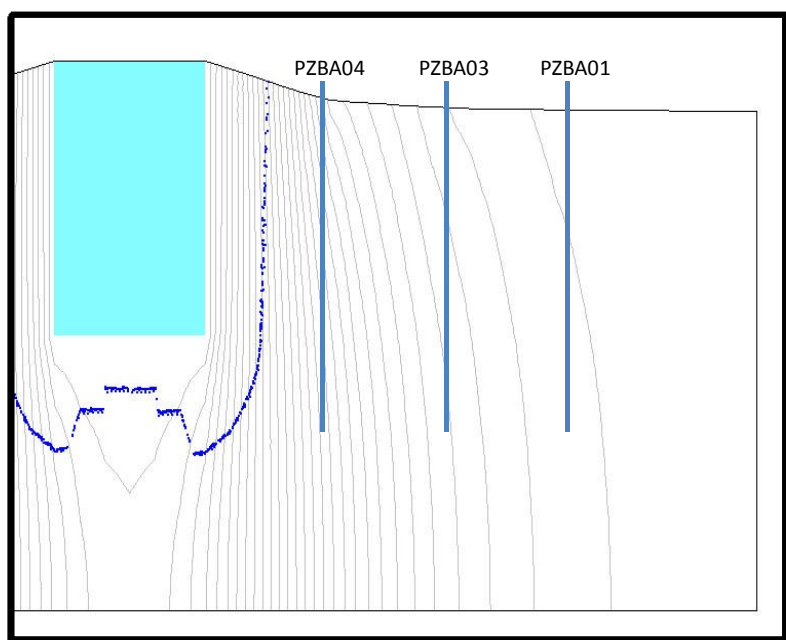


Fig. 72: Spostamento di ipotetiche particelle all'interno del dominio dopo 100 giorni di simulazione.

Da un punto di vista puramente qualitativo si potrebbe immaginare che quello sia il percorso effettuato anche dalle particelle di sale che dal fondo del Lamone raggiungono l'acquifero; ovviamente non considerando i fenomeni di dispersione e avvezione legati alla presenza di due fluidi a diverse densità.

5.3 La misura dei dati in continuo sul Lamone

Come detto la misura puntuale dei gradienti idraulici è stato il primo approccio allo studio diretto della relazione fra il fiume e l'acquifero.

E' vero inoltre che una rappresentazione statica del sistema come quella fatta da una singola serie di misure non è sufficiente a fornire informazioni su un sistema che ha una forte dinamica legata a diverse scale temporali per altro diverse fra loro nei due corpi idrici in esame.

I livelli reciproci di fiume e tavola d'acqua hanno, infatti, fluttuazioni periodiche dipendenti da diversi fattori: le stagioni, ad esempio modificano i livelli medi della tavola d'acqua nell'acquifero; essa risulterà depressa, nei mesi estivi, a causa della scarsa ricarica e al contrario ben ricaricata nelle stagioni con alti livelli di precipitazioni. Anche nel fiume la stagionalità gioca un ruolo

importante, almeno dal punto di vista teorico, regolando i deflussi superficiali a mare. Alla scala temporale più piccola le oscillazioni di marea si propagano naturalmente in un estuario con tempi e modalità che dipendono dalla forma stessa della foce (Savenije 1992).

In un generico acquifero costiero la propagazione di onde di marea dipende sostanzialmente da tre fattori che sono la differenza di densità fra l'acqua di mare e quella dell'acquifero, l'ampiezza delle fluttuazioni e la morfologia della spiaggia (Mao et al., 2006); il risultato è comunque un impulso temporalmente ritardato e di ampiezza smorzata.

Per poter apprezzare l'effetto di queste dinamiche sul sistema complesso fiume-acquifero abbiamo deciso di utilizzare alcuni strumenti per la misura in continuo dei parametri della colonna d'acqua, posizionandoli sia nei piezometri del transetto "Bardello" (precedentemente descritto) che in acqua libera sul Fiume Lamone.

Le mini sonde CTD utilizzate sono state lasciate in posizione per oltre 30 giorni fra la fine del mese di settembre e la fine del mese di ottobre 2009. I parametri misurati sono stati, come detto, il livello, la temperatura e la conduttività elettrica. L'elevata frequenza di campionamento (uno ogni 5 minuti) ci ha permesso, a fine campagna di aver raccolto quasi 9000 delle tre variabili indagate sia sul fiume che nell'acquifero.

5.3.1 Il livello idrometrico

All'interno del supporto in PVC sul fiume, a 4,5 chilometri dalla foce (Fig. 66), la mini sonda multi-parametrica è stata issata ad una quota di - 60 cm s.l.m. in modo da risultare sommersa in qualsiasi situazione di bassa marea o magra fluviale. L'installazione del *diver* sul fiume è avvenuta in data 29 Settembre 2009 e la sua permanenza sul fiume è stata di 30 giorni.

Osservando le misure di livello idrometrico (Fig. 73) si nota come l'andamento sia ciclico con fluttuazioni massime di 90 cm. I valori massimi registrati sono di circa + 65 cm s.l.m. e i valori minimi sono nell'ordine di -50 cm

s.l.m. Il valore medio della serie di misure è +12,6 cm sul livello del mare. La ciclicità osservata ha un periodo di circa 6 ore con l'alternarsi di due picchi massimi e due minimi di intensità differente fra loro.

In due parti dell'idrogramma la ciclicità della variazione sembra subire modificazioni sia dal punto di vista temporale che di intensità. Fra il 10 ed il 13 Ottobre e fra 25 e il 27 Ottobre il segnale risente di alcune perturbazioni che lo fanno deviare dal suo comportamento descrivibile come un'oscillazione armonica. La relazione diretta fra il livello Idrometrico del fiume e la marea misurata a P.to Corsini nello stesso arco temporale è visibile in Fig. 74.

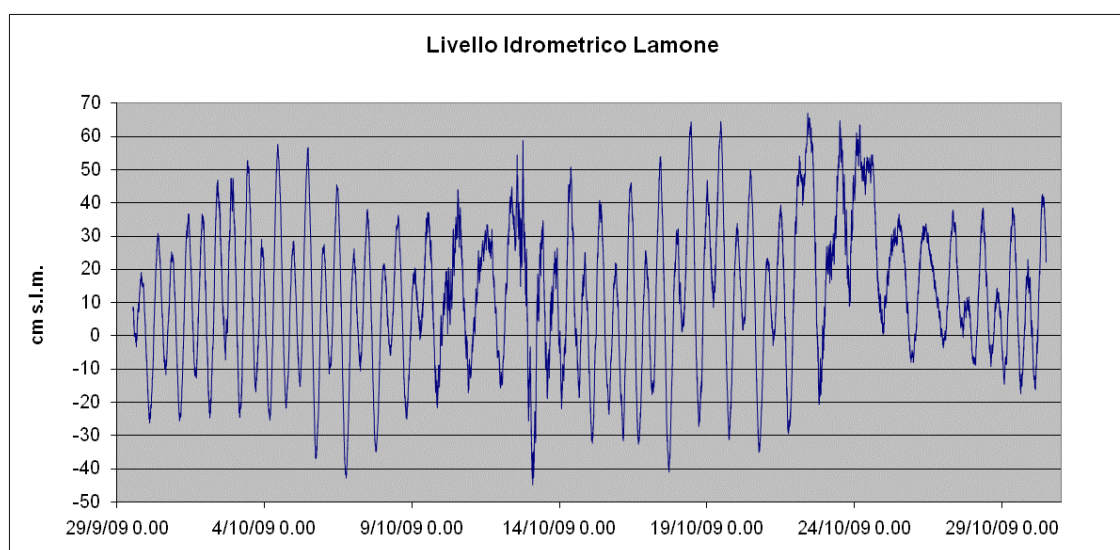


Fig. 73: Livello idrometrico del Lamone dal 29 Settembre 2009 al 30 Ottobre 2009. I valori sono espressi in cm s.l.m.

Si nota come la sovrapposizione degli idrogrammi sia abbastanza precisa in termini di ampiezza e frequenza. L'andamento del livello idrometrico nel fiume risulta, tuttavia apparentemente traslato verso il basso, registrando valori massimi e minimi costantemente inferiori in quota a quelli del mareografo. Con buona probabilità la traslazione può essere correlata all'errore in quota associato alla misura della lunghezza del cavo durante l'operazione di messa in posto dello strumento.

Va notato, ragionando sui dislivelli fra picco massimo e minimo, come le differenze fra marea e livello idrometrico siano, quasi sempre inferiori ai 5 centimetri e come dunque l'effetto di amplificazione del segnale di marea in un

canale sia praticamente ininfluenza nel Lamone, sia a causa delle piccole ampiezze tidali che delle dimensioni in gioco: nel caso dell'estuario esaminato il punto di misura è a poco più di 4 chilometri dal mare. Tale effetto diventa infatti rilevante quando l'onda di marea viaggia all'interno dell'estuario per lunghe distanze (Savenije 2001).

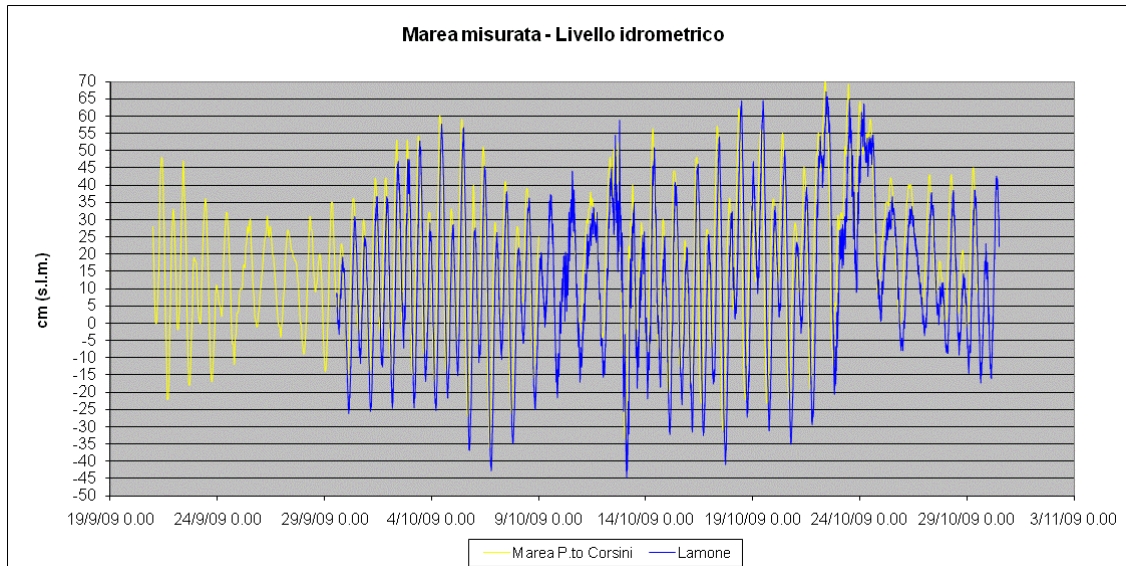


Fig. 74: Relazione fra marea misurata a P.to Corsini e livello idrometrico nel Lamone.

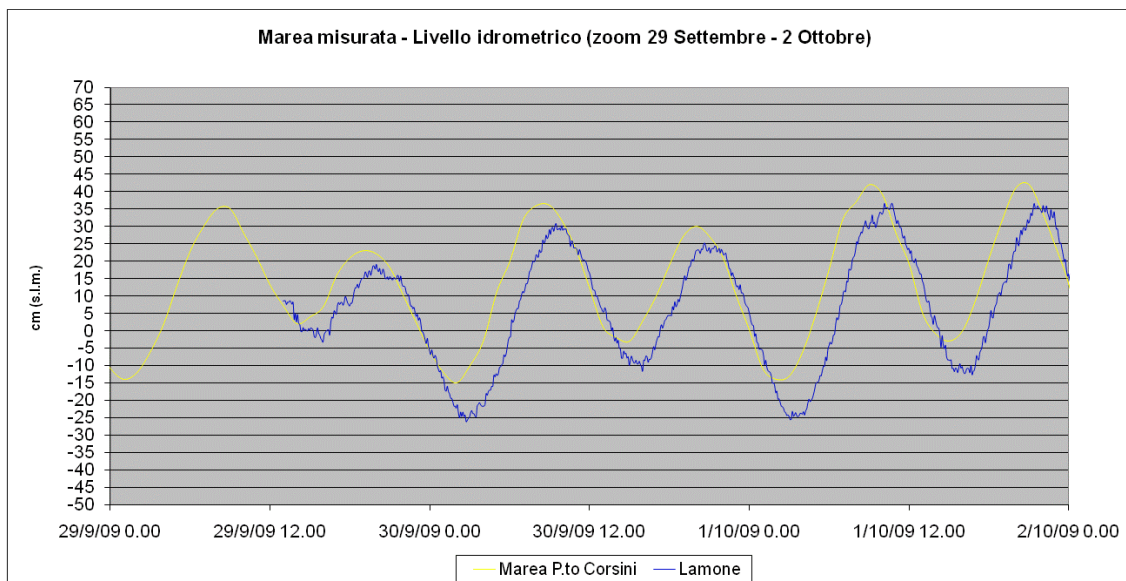


Fig. 75: Zoom sulla relazione marea – livello idrometrico. Un periodo di tempo ristretto permette di apprezzare meglio lo sfasamento temporale fra i due segnali e la possibile traslazione verticale dei livelli idrometrici misurati.

Focalizzando sulle differenze temporali nella successione dei picchi si può notare che lo sfasamento fra l'onda di marea registrata a P.to Corsini e il corrispondente picco registrato nell'alveo del Lamone è compreso fra una e due ore. Diminuendo il periodo di analisi dei due segnali risulta più evidente il ritardo temporale fra i picchi nella misura delle due variabili (Fig. 75).

5.3.2 La conduttività elettrica

La misura della conduttività elettrica nel fiume è risultato uno degli aspetti più complicati da gestire in quanto, in presenza di una stratificazione così forte delle masse d'acqua, i valori registrati sono fortemente influenzati dalla profondità del sensore. Vista l'enorme mole di dati si è deciso di non effettuare, in questo caso, la conversione in salinità secondo l'algoritmo di Lewis & Perkins precedentemente applicato ai dati dei monitoraggi mensili sul fiume. A scopo puramente indicativo vale la pena ricordare la relazione approssimata di 1 a 2 fra misura di salinità e di conduttività elettrica in una condizione standard di 25°C.

Vista la disponibilità di un supporto statico a cui ancorare la sonda si è optato per alloggiare il sensore ad una profondità che fosse quanto più possibile vicina all'interfaccia delle masse d'acqua.

Il grafico in Fig. 76 mostra come il sensore posizionato ad una quota di circa - 60 cm s.l.m. (e quindi a circa 70 cm di media sotto il valore del pelo dell'acqua) fosse realmente vicino all'interfaccia fra le due masse d'acqua.

Le fluttuazioni di conduttività sono repentine e i valori variano da oltre 50 mS/cm (circa 25 g/l) a poco più di 1,5 mS/cm (meno di 1 g/l) a seconda della massa d'acqua in cui il sensore si trovava immerso al momento della misura. Il valore medio di salinità durante tutta la campagna di misure è di 34,6 mS/cm.

La ciclicità delle fluttuazioni è in questo caso meno omogenea e si alternano periodi in cui picco di massima e di minima sono separati da 6 ore e altre in cui il ritardo è di 12 ore.

Se concentriamo l'attenzione su un periodo di analisi più corto, si può

osservare la relazione fra conduttività elettrica e livello idrometrico (Fig. 77). Nella prima parte del grafico le fluttuazioni di conduttività possono essere considerate in fase con quelle di livello idrometrico. Nella seconda fase analizzata, al contrario, fra i due picchi di alta marea la conduttività rimane elevata, segno che la sonda rimane immersa nella massa d'acqua di origine marina senza che durante il momento del deflusso l'interfaccia venga a trovarsi al di sotto del sensore.

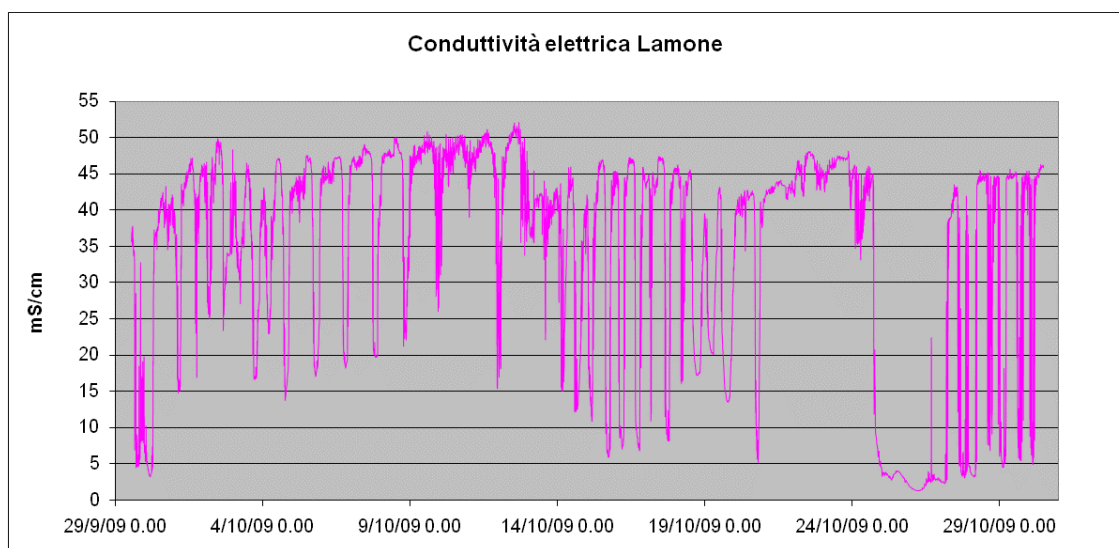


Fig. 76: Conduttività elettrica misurata sul Lamone dal 29 settembre al 30 Ottobre 2009.

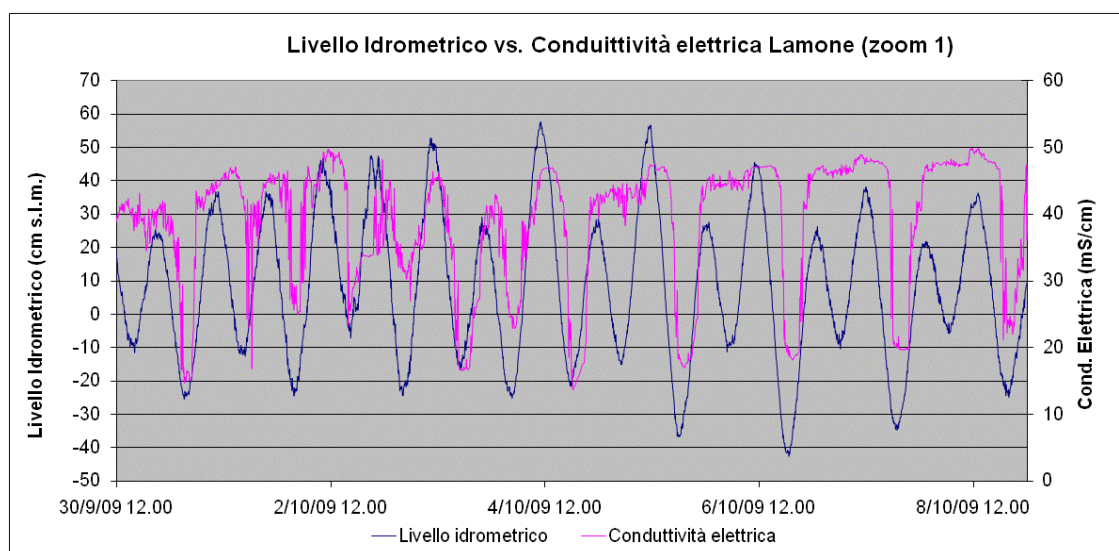


Fig. 77: Relazione fra livello idrometrico e conduttività idraulica. Zoom su un periodo di analisi più ristretto.

5.3.3 La temperatura

Le misure di temperatura mostrano anch'esse fluttuazioni periodiche giornaliere e semidiurne con valori che oscillano di circa 2 gradi fra situazioni di alta e di bassa marea. Anche l'analisi di temperatura conferma dunque che le due masse d'acqua sono fortemente separate fra loro e il mescolamento è molto ridotto. I valori massimi registrati dallo strumento sono stati di 24°C e i minimi di poco inferiori ai 13°C. La principale evidenza è sicuramente rappresentata da un trend di diminuzione della temperatura avvenuto fra il 12 e il 19 Ottobre che ha portato la temperatura dell'acqua a ristabilizzarsi su valori di quasi 10 gradi più bassi rispetto a quelli di inizio periodo.

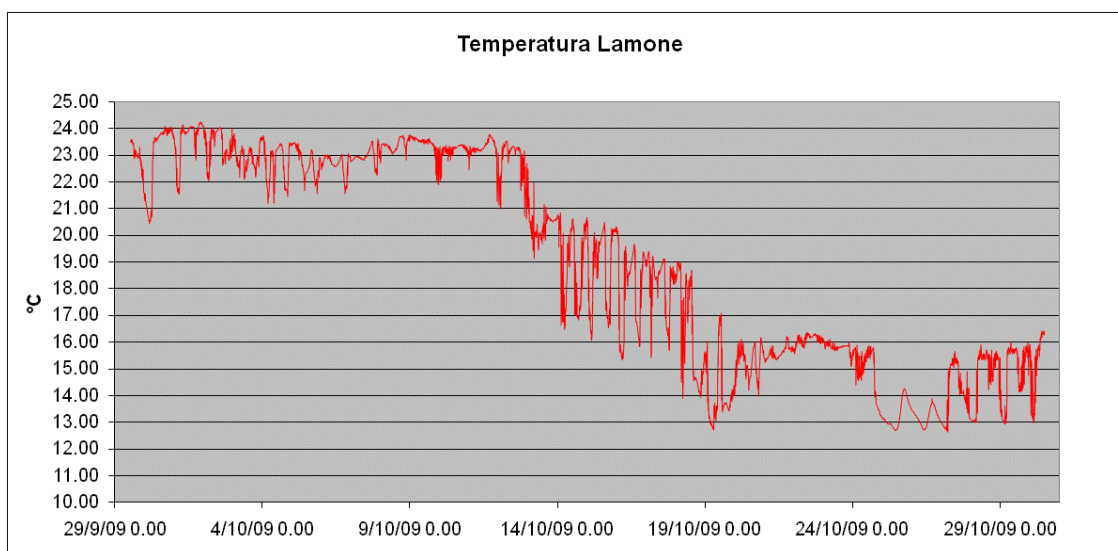


Fig. 78: Temperatura registrata nel Lamone dal 29 Settembre al 30 Ottobre 2009.

Una delle possibili spiegazioni riguarda l'arrivo delle perturbazioni autunnali che nel periodo sopra citato hanno portato ad un abbassamento della temperatura dell'aria nella zona e ad eventi precipitativi non molto intensi ma persistenti (Fig. 79).

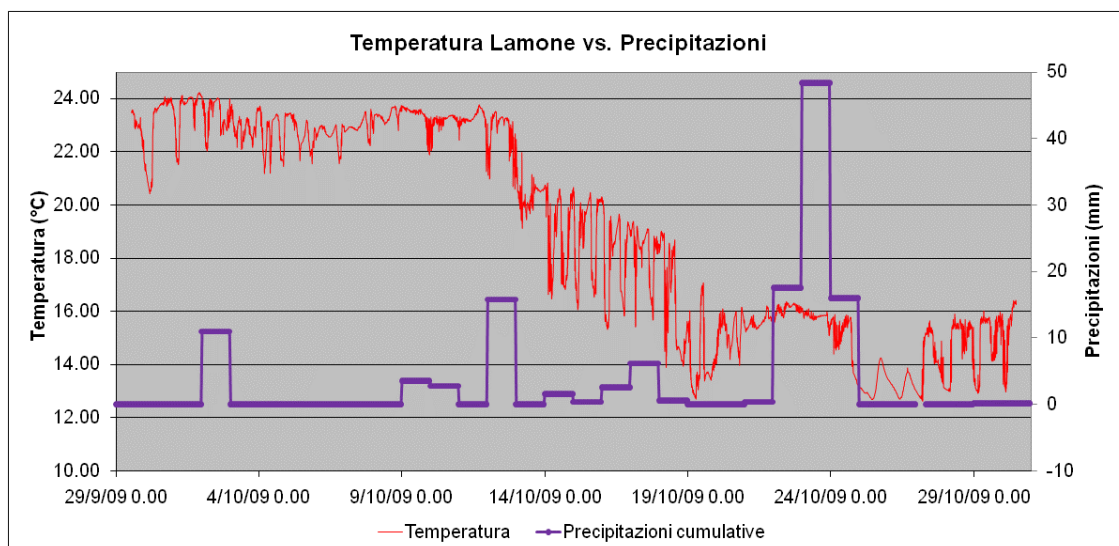


Fig. 79: Correlazione fra temperatura dell'acqua nel Lamone e precipitazioni misurate alla stazione di Ravenna.

5.4 La misura di dati in continuo nell'acquifero

Come descritto in precedenza nei tre piezometri costituenti il transetto "Bardello" (Fig. 67) le misure in continuo nell'acquifero sono state effettuate nel periodo 22 Settembre – 30 Ottobre 2009 registrando livello piezometrico, conduttività elettrica e temperatura con intervallo temporale di 5 minuti.

Nel caso delle misure in pozzo uno degli aspetti fondamentali si è rivelato essere quello della quota di misura dello strumento: essendo, infatti, anche l'acquifero caratterizzato da una forte stratificazione verticale, la posizione dei sensori di misura in relazione alla quota della tavola d'acqua esercitava un controllo preciso sui valori registrati.

Per questo motivo in data 8 ottobre si è provveduto al riposizionamento delle sonde nei due piezometri più lontani (PZBA03, 60m e PZBA01, 90m) che ha causato il "salto" nei valori di temperatura e conduttività elettrica che vedremo in seguito nei grafici. Nella nuova posizione tutti e tre i *divers* si trovavano ad una quota compresa fra 75 e 90 cm al di sotto del livello del mare e comunque a 60 cm di profondità rispetto alla tavola d'acqua. Questa conformazione permette di confrontare fra loro i dati misurati.

5.4.1 Il livello piezometrico

In Fig. 80 sono riportate le misure del livello piezometrico nel transetto "Bardello". Dal confronto dei tre piezometri si osserva come la tavola d'acqua tenda ad abbassarsi, in termini assoluti, con la distanza dal fiume.

Tutte e tre le serie di dati mostrano fluttuazioni accentuate del livello. Nel piezometro più vicino al fiume (PZBA03) il livello varia nel periodo di analisi, da un minimo di -25 cm s.l.m. ad un massimo di circa +45 cm s.l.m. Nel periodo dunque l'escursione piezometrica è di circa 70 cm. Lo stesso trend vale per gli altri due piezometri che mostrano andamenti simili ed escursioni comprese fra 65 cm (PZBA01) e 75 cm (PZBA03).

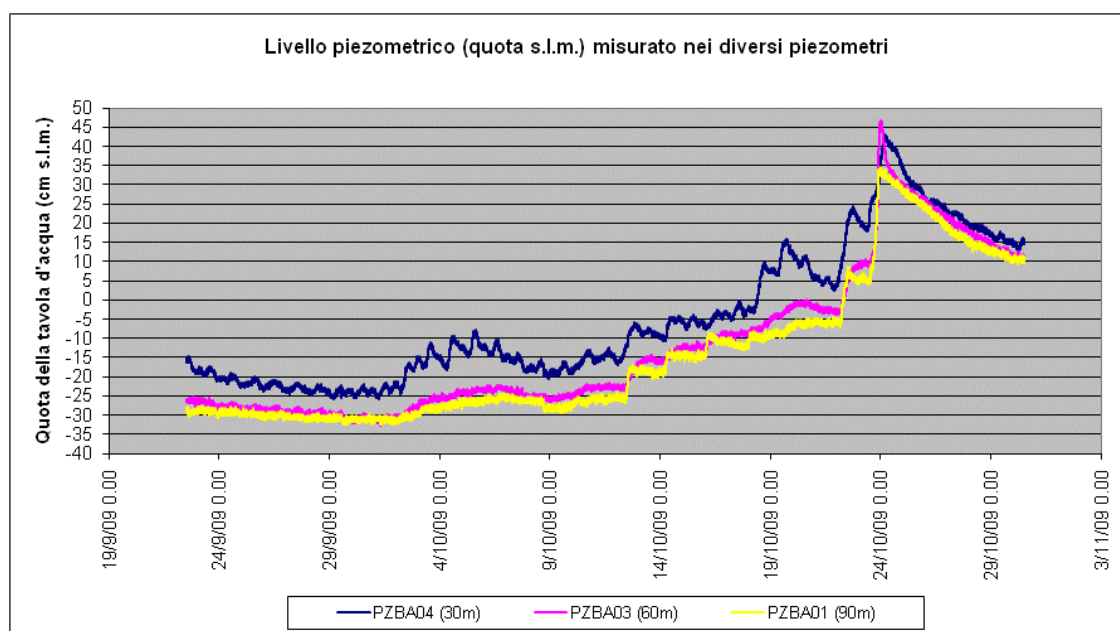


Fig. 80: Misura dei livelli piezometrici nei tre pozzi in prossimità dell'argine del Lamone. Fra parentesi la distanza relativa di ciascun piezometro dall'alveo.

Nel piezometro più vicino al fiume sono evidenti oscillazioni periodiche di breve periodo del livello. Le stesse oscillazioni sono meno evidenti ma comunque presenti nei piezometri più lontani dall'alveo. Si nota inoltre una tendenza generale del livello piezometrico ad aumentare nel periodo compreso fra il 9 e il 24 Ottobre, giorno in cui tutti i piezometri raggiungono il loro massimo livello. Nella giornata del 24 Ottobre il livello piezometrico inizia una discesa

repentina in tutti e tre i pozzi.

Il trend di crescita del livello piezometrico è facilmente correlabile alle precipitazioni registrate nella stazione di Ravenna (Fig. 81). Ai 10 mm di pioggia piovuti il giorno 2 Ottobre è conseguito un aumento del livello dell'acquifero che è poi sceso nuovamente vista l'assenza di precipitazioni nei giorni successivi. All'arrivo di nuove piogge distribuite su un arco di 10 giorni il livello piezometrico inizia a salire nuovamente e le piogge abbondanti del periodo compreso fra il 22 e il 24 Ottobre fanno raggiungere velocemente i livelli massimi alla tavola d'acqua.

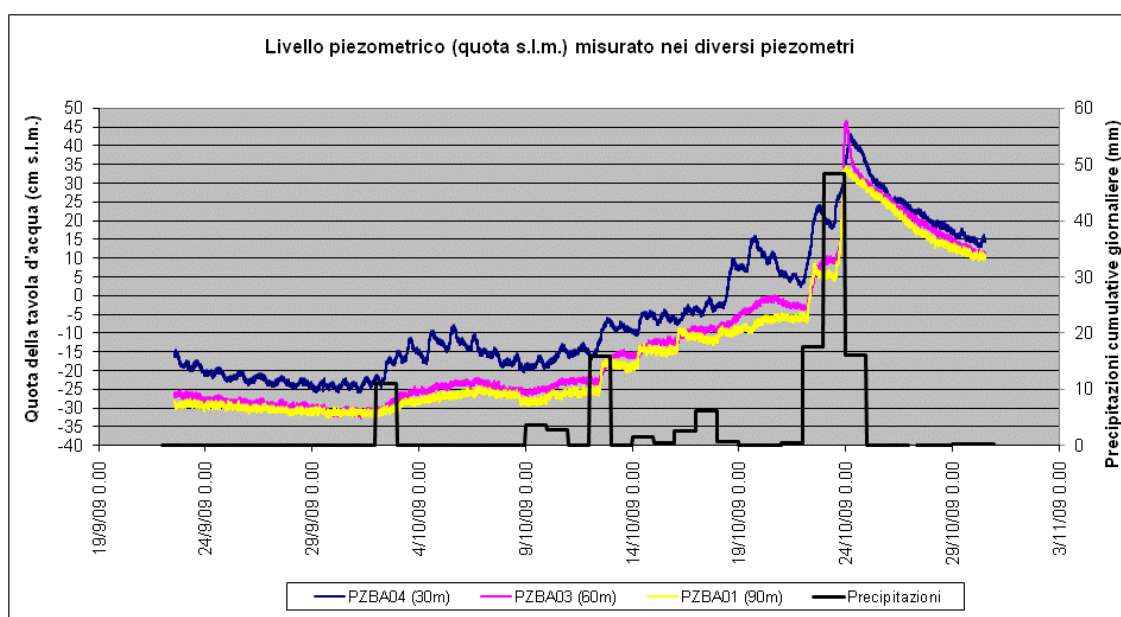


Fig. 81: Correlazione dei livelli piezometrici con le precipitazioni cumulative giornaliere registrate a Ravenna nel periodo esaminato.

La repentina decrescita dei livelli è stata invece correlata alla messa in funzione della pompa idrovora del II° bacino, situata 2,5 chilometri a Nord-Est del transetto e che, secondo i dati gentilmente comunicati dal Consorzio di Bonifica per la Romagna Centrale, è stata messa in funzione per 8 ore a seguito dell'evento del 24 Ottobre.

Il funzionamento dell'idrovora è stato necessario in quanto anche nell'area del Bardello il livello della tavola d'acqua era arrivato ad essere estremamente vicino al piano campagna.

Considerando la portata nominale della pompa (2500 l/sec) e il tempo di

attività, a seguito dell'evento l'impianto ha pompato 72000 m³ di acqua dal bacino di sua competenza che ha un'estensione di 5082 ettari.

Il pompaggio di tali quantità d'acqua riduce il livello piezometrico di circa 35 cm in poco più di 5 giorni.

5.4.2 Conduttività elettrica e temperatura

I grafici che mostrano gli andamenti di temperatura e conduttività elettrica nei tre pozzi sono riportati in Fig. 82 e Fig. 85.

Si può notare come per entrambe le serie di misure mostrino il salto di misura in corrispondenza del giorno 8 Ottobre, momento in cui si è provveduto a portare tutte le sonde alla stessa quota relativa alla tavola d'acqua. Risulta ben evidente come uno spostamento dei sensori all'interno del piezometro causi una variazione nei valori dei parametri misurati. Ai fini delle considerazioni successive ci concentreremo sui dati registrati in seguito alla modifica in quota effettuata.

Considerando i dati di conduttività elettrica (Fig. 82) si nota come il piezometro più vicino al fiume sia in generale caratterizzato da valori inferiori che variano fra i 2 e i 3 mS/cm (1 – 1,5 g/l) per tutto il periodo d'esame. Il piezometro più lontano, PZBA01 mostra un andamento di conduttività abbastanza costante con valori più elevati rispetto al PZBA04 (mediamente intorno a 7 mS/cm).

Singolare è il comportamento della conduttività idraulica misurata nel piezometro PZBA03, quello a distanza intermedia rispetto all'alveo del Lamone. La serie di dati mostra fluttuazione molto accentuate con variazioni repentine anche dell'ordine di 10 mS/cm e con oscillazione periodiche a scala superiore alla giornata.

Un primo tentativo è stato effettuato per trovare una correlazione fra tali fluttuazioni a quelle del livello piezometrico nel pozzo (Fig. 83) anche se apparentemente non risulta nessun legame diretto fra le due variabili. A variazioni repentine della conduttività elettrica corrispondono variazioni molto

meno accentuate e veloci del livello della tavola d'acqua.

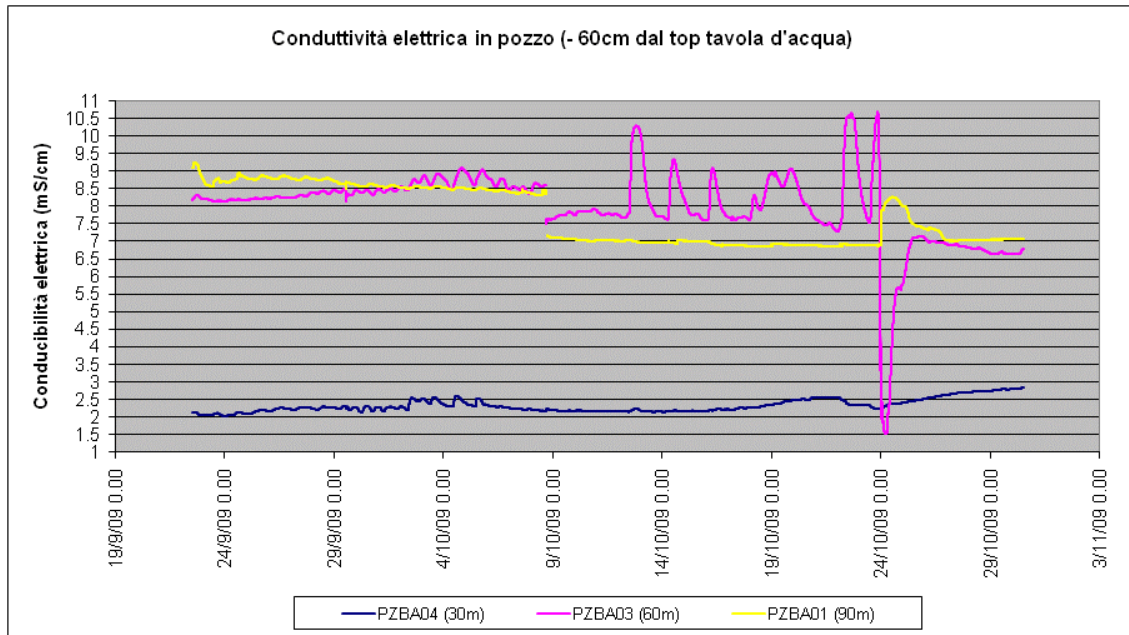


Fig. 82: Confronto delle conduttività elettriche misurate nei tre pozzi per il periodo in esame.

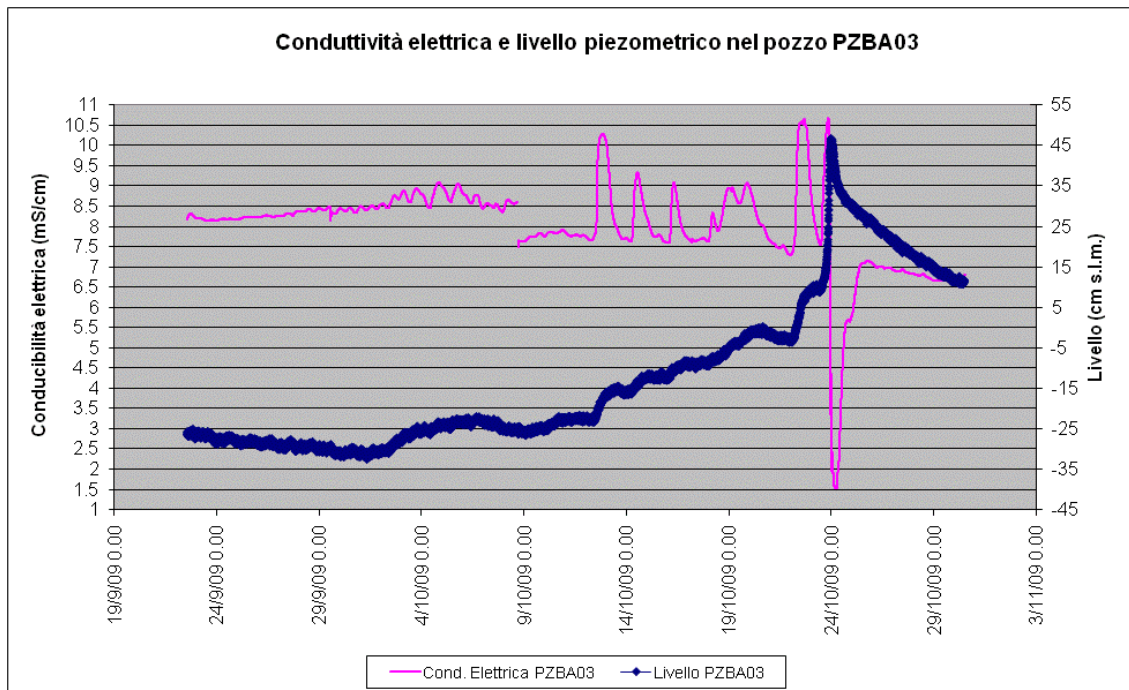


Fig. 83: Confronto fra conduttività elettrica e livello piezometrico nel pozzo PZBA03 (60m dal fiume).

Una seconda relazione è stata ricercata con le precipitazioni. Il grafico in Fig. 84 mostra come effettivamente ciascuno dei picchi di conduttività elettrica nel piezometro PZBA03 sia susseguente ad un evento di precipitazione anche di

piccola intensità. La variazione più netta, in cui la conduttività passa da 10,5 a 1,5 mS/cm in poche ore, misurata il giorno 24 ottobre, può essere facilmente connessa alla messa in funzione dell'idrovora che rimescola la colonna d'acqua all'interno del piezometro.

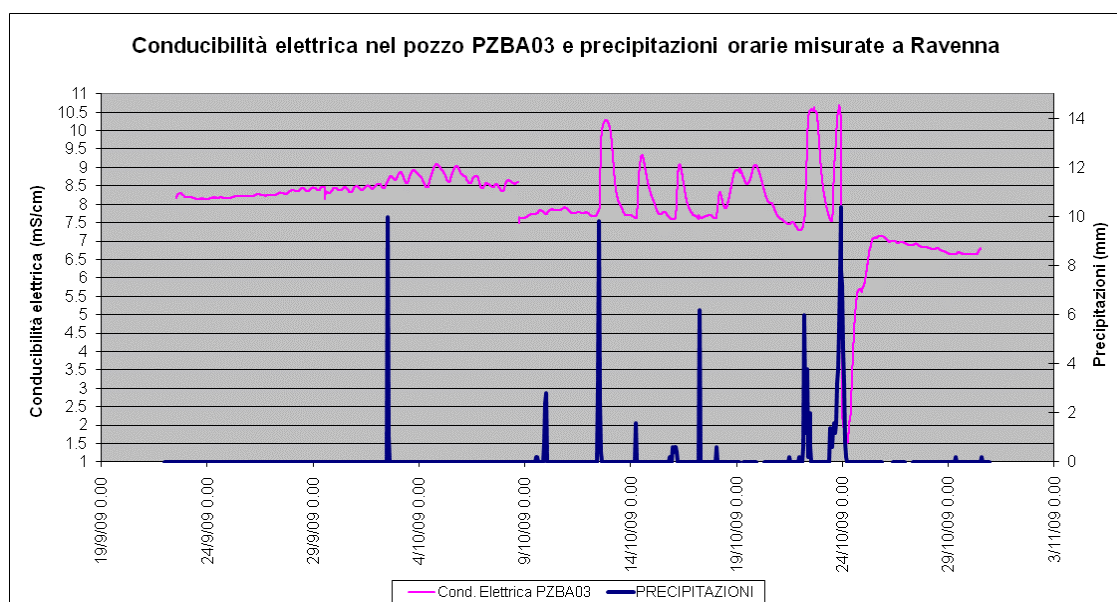


Fig. 84: Relazione fra conduttività elettrica e precipitazioni orarie nel piezometro PZBA03

Per quanto riguarda le temperature misurate (Fig. 85) si nota come anche in questo caso esista una stratificazione all'interno del pozzo e dell'acquifero, testimoniata dal salto di temperatura conseguente al rialzo delle sonde nei piezometri PZBA03 e PZBA01 in data 8 Ottobre.

Di nuovo il piezometro più vicino al fiume mostra temperature più basse con valori stabili intorno ai 15°C per tutto il periodo di misure. Nei piezometri più distanti la temperatura è più alta di 2,5°C nel piezometro a 60 metri e di circa 4°C nel piezometro a 90 metri di distanza dall'alveo.

Nelle serie di misure relative ai piezometri PZBA03 e PZBA01 i valori di temperatura iniziano lentamente a diminuire all'aumentare del livello piezometrico (Fig. 86) innescato dalla ricarica ad opera delle precipitazioni. Anche nel caso delle temperature è possibile collegare la brusca variazione in data 24 Ottobre all'effetto del drenaggio meccanico richiesto dall'avvicinamento della falda al piano campagna.

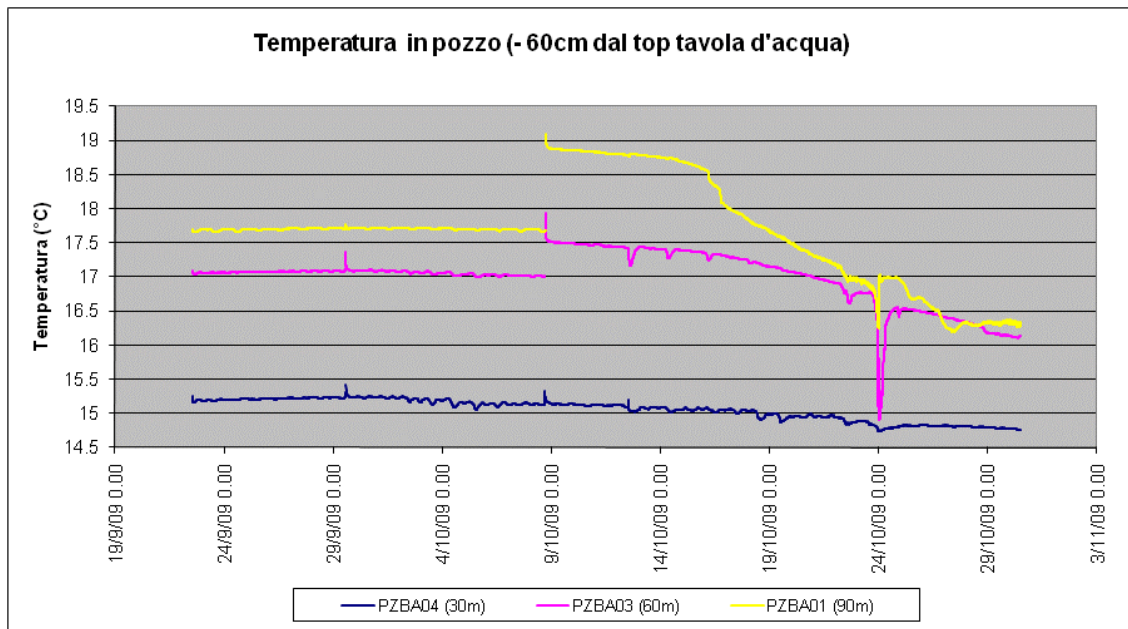


Fig. 85: Confronto delle temperature misurate nei tre pozzi per il periodo in esame.

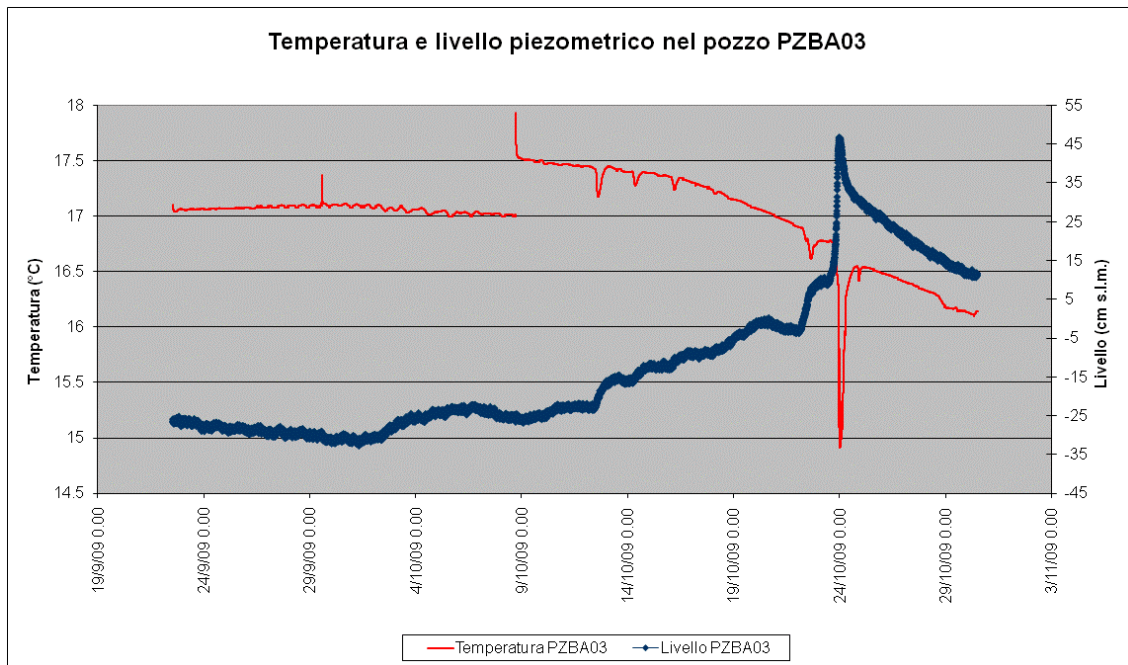


Fig. 86: Confronto fra temperatura e livello piezometrico nel pozzo PZBA03 (60m dal fiume).

5.5 Osservazioni e discussione

La misura dei gradienti idraulici ha rappresentato il primo passo per comprendere la relazione fra il Lamone e l'acquifero. Come preventivato il Lamone risulta correre pensile nel suo tratto estuarino e il livello della tavola d'acqua nel fiume si trova quasi sempre al di sopra di quello nell'acquifero. Le dimensioni delle differenze in quota non sono troppo distanti dalle dimensioni delle ampiezze mareali e questo fa pensare a momenti in cui il dislivello fra il livello dell'acqua nel Lamone e quello nel piezometro ad esso più vicino siano praticamente nulli.

All'interno dell'acquifero il gradiente diminuisce ma mantiene una sua direzione est-ovest, testimoniando, al momento della misura, una mancanza di equilibrio idrostatico nell'acquifero. Anche questo aspetto potrebbe rappresentare un segnale dell'interazione fra il fiume che immettendo acqua nell'acquifero (comportandosi cioè come un *losing stream*) causa una perturbazione nella parte ad esso più vicina.

La misura effettuata dei livelli ci ha permesso di quantificare, seppur in maniera approssimativa, i flussi ipotetici e renderci conto della loro piccola dimensione. Considerando un modello stazionario in cui le condizioni rimangono quelle misurate, il flusso orizzontale dal Lamone all'acquifero è ha una velocità (Darcy velocity) dell'ordine di 15 cm al giorno.

La misura di dati in continuo è sicuramente uno strumento utilissimo per lo studio di qualsiasi fenomeno naturale. Nel caso di sistemi dinamici sia alla scala spaziale che temporale, la necessità di avere misure diffuse nel tempo diventa sempre più importante.

Nel caso di sistemi idrologici fluviali, la misura di parametri in continuo, a partire dalla portata fluviale, è una pratica diffusa proprio per poter tenere monitorato un ambiente che subisce evoluzioni molto rapide e che a volte possono avere un effetto diretto sulla popolazione (onde di piena, alluvioni).

In zona costiera queste problematiche tendono a scemare e di conseguenza anche la necessità di infrastrutture di misura. A questo proposito lo studio qui presentato ha richiesto numerosi sforzi concentrati soprattutto alla realizzazione

autonoma di tali infrastrutture, con tutte le problematiche di autorizzazione connesse ed i ritardi innescati nell'effettiva raccolta dei dati.

In ogni caso, le misure effettuate hanno permesso di approfondire alcuni aspetti delle dinamiche che caratterizzano l'estuario del fiume e che non erano potute emergere dalle misure mensili sul fiume.

Innanzitutto va osservato che il livello idrometrico del Lamone a 4,5 chilometri dalla foce, è praticamente sovrapponibile al segnale di marea misurato a P.to Corsini. L'estuario risulta quindi del tutto indifferente agli eventi di piccole onde di piena che sono state registrate alla chiusura del bacino montano; non vi è infatti alcuna traccia nell'idrogramma dell'onda di piena di 14 m³/sec registrata a Reda nel periodo esaminato (Fig. 87).

La parte estuarina del fiume si comporta quindi come una laguna in cui le dinamiche principali sono influenzate dalle seppur piccole escursioni mareali che non sono comunque in grado di innescare fenomeni di rimescolamento nella colonna d'acqua; questo aspetto è confermato anche dall'analisi delle conduttività elettrica che mostrano una persistenza molto accentuata della stratificazione delle masse d'acqua e la presenza di un'interfaccia ristretta fra le due.

In generale dunque la persistenza di acqua salata sovrastata da uno spessore di circa 70 cm di acqua dolce è confermata ed è chiarita la sua relazione diretta con i cicli di marea non tanto dal punto di vista dell'estensione orizzontale (l'alveo risulta quasi sempre completamente invaso fino alla soglia artificiale a oltre 6 chilometri dal mare), ma sul piano verticale. Le oscillazioni di temperatura sono associate in maniera diretta alle condizioni atmosferiche che soprattutto attraverso le precipitazioni influiscono sullo strato più superficiale innescando variazioni anche sulla massa d'acqua sottostante.

Riferendosi all'acquifero, come già mostrato dall'analisi puntuale dei gradienti idraulici discussa nel paragrafo 5.2, anche la misura in continuo della quota della tavola d'acqua mostra una flessione allontanandosi in direzione perpendicolare al fiume, mettendo in luce la presenza, quasi costante anche sul lungo periodo di gradienti idraulici in direzione sud-nord sulla riva sinistra del Lamone.

I livelli piezometrici rispondono in maniera rapida agli eventi di ricarica legati

a precipitazioni anche di media intensità.

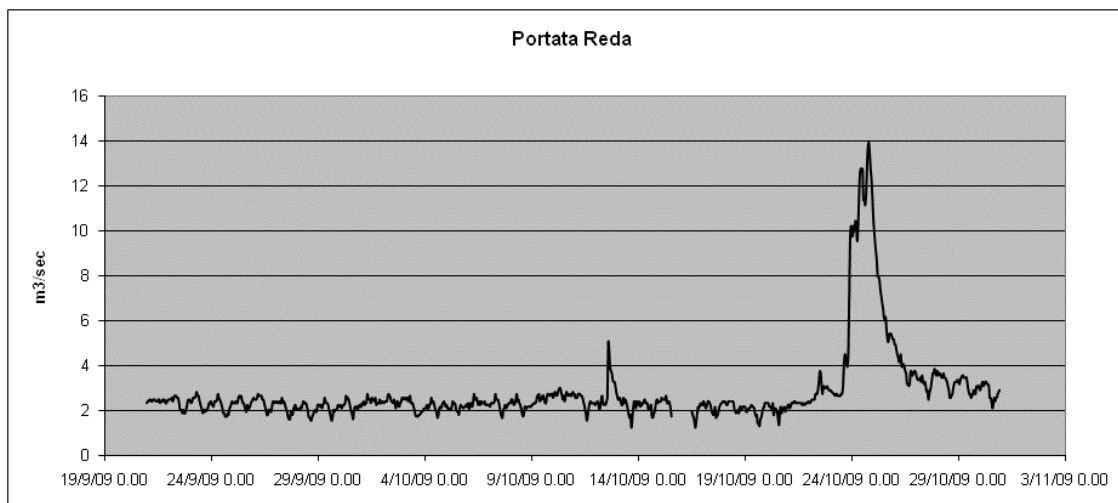


Fig. 87: Portata misurata a Reda durante il periodo di misure in continuo sul Lamone.

Nell'idrogramma registrato al Ponte sulla Romea non c'è traccia dell'onda di piena registrata alla chiusura del bacino montano il 25 Ottobre 2009.

Anche l'acquifero presenta una chiara stratificazione verticale evidenziata dalle misure di conduttività elettrica e temperatura nei piezometri alle distanze di 60 e 90 metri dal fiume. Esiste una apparente diversificazione fra i piezometri più distanti rispetto al pozzo PZBA04 soprattutto per quanto riguarda le risposte di T ed EC agli eventi piovosi, alla ricarica e al drenaggio meccanico.

Parte di queste differenze può essere causato dalle differenze in soggiacenza della tavola d'acqua rispetto al piano campagna. Il piezometro in prossimità dell'argine, infatti, si trova in una area topograficamente più elevata e dove dunque l'infiltrazione diretta è più lenta e difficoltosa rispetto a ciò che avviene negli altri due piezometri. La sua posizione più vicina al fiume, inoltre, può essere la ragione di un più efficace rimescolamento delle acque legato all'azione fluviale che impedisce una netta stratificazione delle masse d'acqua.

La sua posizione infatti potrebbe risentire dell'effetto del naturale accumulo di acqua in corrispondenza dell'argine (detto *bank storage*) che rappresenta uno degli elementi più significativi dell'interazione fiume-acquifero.

La raccolta di dati in continuo è risultata molto importante non soltanto per descrivere singolarmente il comportamento dei due corpi idrici nel tempo ma anche, e soprattutto per trovare prova di una effettiva relazione fra il fiume e

l'acquifero.

Analizzando l'insieme dei dati relativi al livello idrometrico nel fiume e al livello piezometrico nell'acquifero (Fig. 88), si vede come il sistema sia estremamente dinamico nel tempo. Innanzitutto si può notare come all'interno del periodo di misura esistano due situazioni differenti. Una prima fase, in cui il livello piezometrico si trova sempre al di sotto del livello medio idrometrico; solo in occasione delle basse maree più accentuate il livello del fiume si trova al di sotto di quello della tavola d'acqua. Mano a mano che la ricarica autunnale agisce sull'acquifero, invece, il fiume si trova ad avere un livello medio simile o addirittura inferiore a quello dell'acquifero.

Le oscillazioni di marea perfettamente evidenti nell'alveo, si trasmettono all'acquifero in maniera smorzata e l'ampiezza dell'oscillazione decade esponenzialmente allontanandosi dall'alveo. Queste considerazioni possono essere estratte analizzando in dettaglio (per periodi di tempo più brevi) gli idrogrammi.

Il livello piezometrico nel pozzo più vicino al fiume infatti mostra fluttuazioni periodiche del tutto conformi a quelle registrate sul Lamone (Fig. 89). Un onda di marea di 50 cm nel fiume si trasforma in una fluttuazione di circa 3 cm nel piezometro con uno smorzamento pari al 95%. Lo sfasamento temporale fra i due segnali è di circa 4 ore.

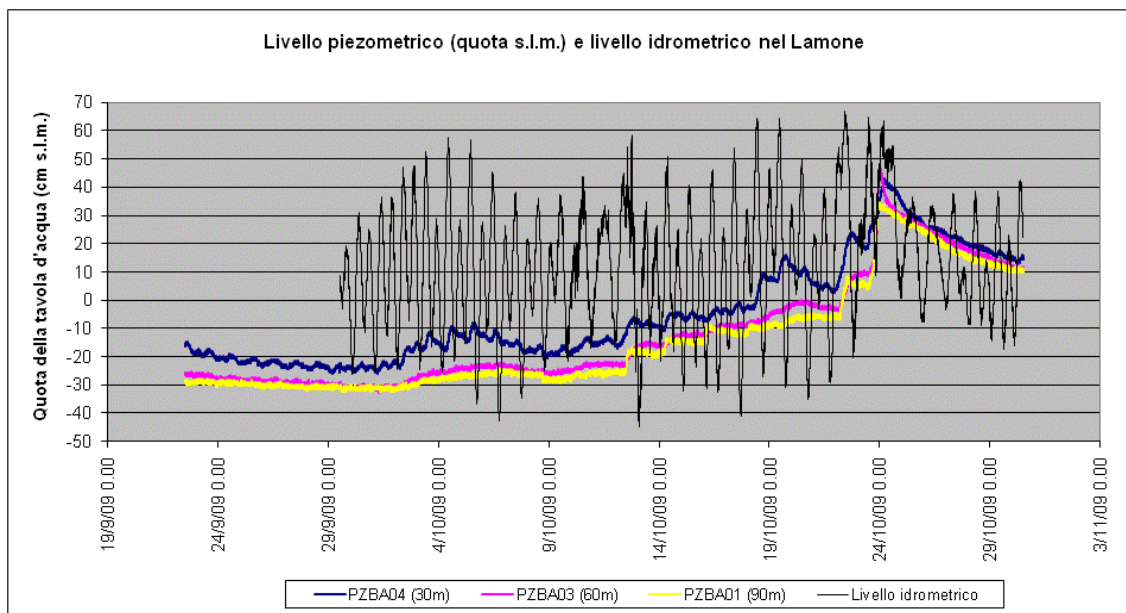


Fig. 88: Confronto fra livello idrometrico nel Lamone e livello piezometrico nell'acquifero.

Spostandosi di altri 30 metri si osserva come lo stesso impulso si registri al piezometro PZBA03 come un'oscillazione di circa un cm registrata con un ritardo di circa 6 ore rispetto al picco registrato nel fiume. Nel piezometro più distante (90 metri dall'alveo) l'oscillazione trasmessa diventa quasi impercettibile con un'altezza inferiore al centimetro e un ritardo superiore alle 7 ore.

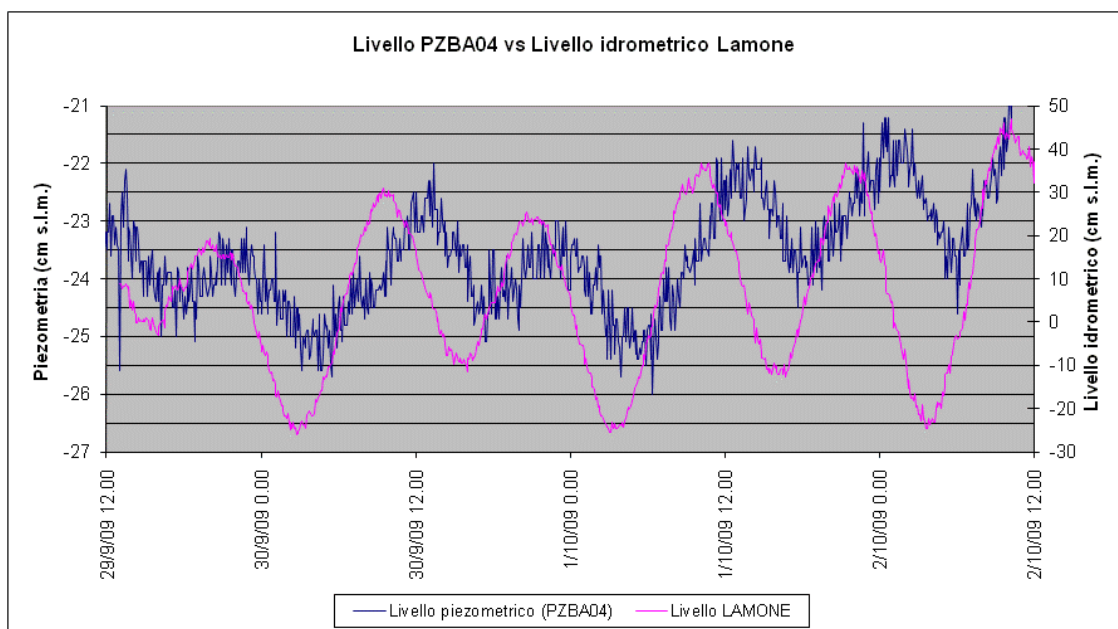


Fig. 89: Livello idrometrico nel lamone e piezometrico nel pozzo più vicino al fiume. Da notare la differenza di scala nei due assi.

I dati raccolti e analizzati dimostrano dunque come l'effetto del fiume sull'acquifero sia tangibile, soprattutto in quelle zone dove le litologie superficiali permettono una connessione più diretta. Vale la pena ricordare, infatti, che l'attuale artificiale posizione dell'alveo, è caratterizzata dal susseguirsi di diversi ambienti deposizionali che, a causa delle diverse caratteristiche litologiche, rendono teoricamente disomogenea la relazione fra il fiume e le acque di falda (per via delle basse permeabilità).

Nel caso di aree in cui le sabbie affioranti sono attraversate dall'alveo fluviale (come nel caso del Bardello) il rapporto fra fiume e acquifero esiste e i dati lo confermano.

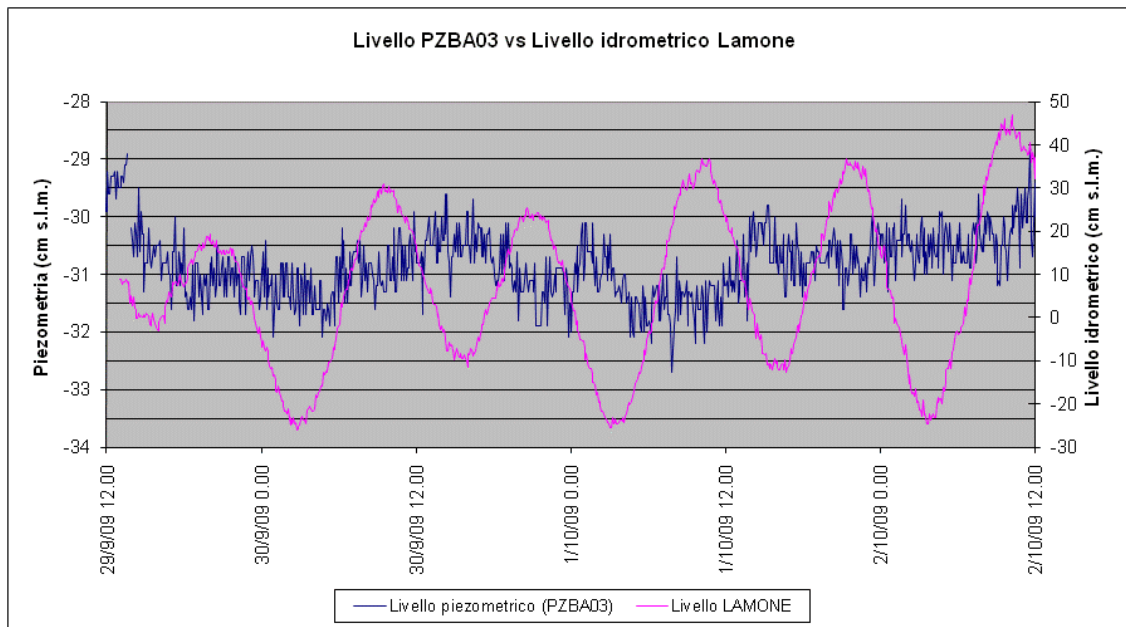


Fig. 90: Livello idrometrico nel Lamone e piezometrico nel pozzo PZBA03, a 60 metri dall'alveo. Da notare la differenza di scala nei due assi.

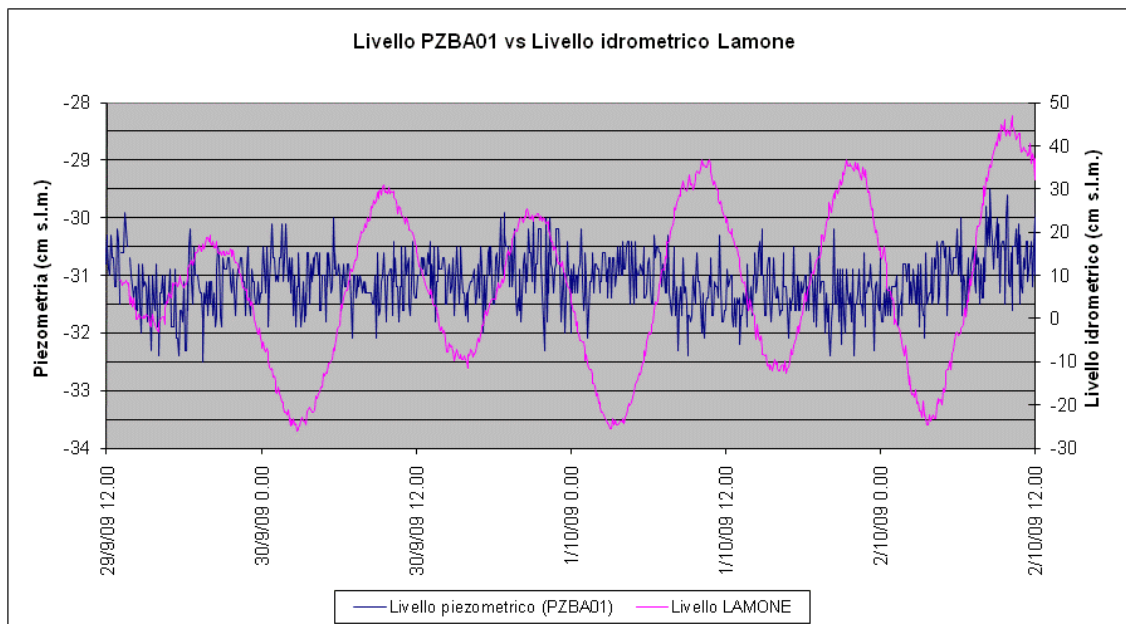


Fig. 91: Livello idrometrico nel Lamone e piezometrico nel pozzo PZBA01 (90 m dal fiume).

Uno degli aspetti più controversi dell'analisi svolta è legato al fatto di non essere riusciti a misurare, nel periodo di analisi programmato, il passaggio di una vera onda di piena; tale situazione sarebbe infatti stata interessante sia per le informazioni che avrebbe potuto dare sull'effetto combinato che una piena e l'escursione tidale hanno sul fiume sia, e soprattutto, sull'effetto che il

passaggio di un'onda significativamente alta (e il relativo aumento di carico idraulico) ha sull'acquifero.

Certamente in quest'ottica va sottolineato come sia estremamente difficile, misurare onde di piena significative in questo tratto del fiume Lamone caratterizzato da portate solitamente piccole, per giunta smorzate dalle numerose opere di presa a monte fino ad arrivare all'ultima derivazione, quella del Carrarino, che agisce da filtro riducendo ulteriormente il flusso in ingresso nella parte estuarina del fiume.

In questo capitolo dunque si è data una panoramica qualitativa della relazione fra il fiume e l'acquifero che cercherà di essere quantificata in seguito attraverso l'uso di modelli analitici in grado di descrivere l'interazione fiume-acquifero.

6 I MODELLI ANALITICI D'INTERAZIONE FIUME ACQUIFERO

6.1 Introduzione

Da tempo l'aumento di domanda di risorse idriche associate alla crescita della popolazione ha attirato l'attenzione del mondo politico e dell'opinione pubblica, a scala internazionale, sulla necessità di una gestione oculata della risorsa che è sì rinnovabile ma comunque limitata. Questa maggiore attenzione, come abbiamo detto, ha anche spinto verso una maggiore consapevolezza del fatto che i *reservoir* sotterranei e le acque superficiali sono connesse e l'utilizzo di uno può causare danni sulla qualità e la quantità dell'altro.

E' certamente per queste ragioni che è nata più forte la necessità, nel passato più recente, di quantificare l'interazione fra acque superficiali e acque sotterranee e i modelli analitici sono uno strumento particolarmente utile a questo scopo visto che rappresentano un modo più semplice e veloce per ottenere risposte alle domande di chi deve gestire la risorsa acqua. Inoltre, come già discusso nel capitolo 5, il loro utilizzo può essere un valido strumento in grado di migliorare le nostre conoscenze sul sistema fisico analizzato, permettendoci, in questo caso, di approfondire il tema del flusso in acque sotterranee.

Nel caso di interazione acque superficiali – sotterranee, i modelli analitici possono essere utilizzati sia per prevedere la risposta in termini di fluttuazioni della tavola d'acqua conseguente al passaggio di un'onda di piena sia l'accumulo nelle zone più prossime al fiume (*bank storage*) sia il flusso di base in caso di precipitazioni scarse o assenti (*base-flow*). Allo stesso modo i modelli analitici possono essere utilizzati per stimare le proprietà idrauliche dell'acquifero.

In letteratura si possono trovare diverse soluzioni analitiche sia per quanto riguarda l'abbassamento del livello piezometrico in seguito al pompaggio (Theis 1941, Glover & Balmer 1954) sia per quanto concerne l'interazione di un corso

d'acqua con l'acquifero circostante.

In quest'ultimo caso la maggior parte delle soluzioni analitiche riguarda sistemi di flusso orizzontale monodimensionale in un acquifero confinato in connessione con un fiume completamente penetrante.

Per gli acquiferi confinati, diverse soluzioni analitiche sono state proposte in funzione di diverse condizioni al contorno nel fiume. Alcuni autori (Stallman 1962, Glover 1966, Singh 1969) hanno risolto le equazioni di flusso in funzione di un impulso unitario di crescita del livello idrometrico mentre altri (Hantush 1961) hanno considerato il caso di un livello idrometrico che cresce linearmente col tempo. Cooper & Rorabaugh (1963) furono fra i primi a considerare come condizione al contorno un'oscillazione sinusoidale del livello idrometrico nel corpo d'acqua superficiale.

Nel caso di acquiferi non confinati le soluzioni analitiche sono state ottenute solitamente attraverso tre differenti approcci. Secondo il primo (Cooper & Rorabaugh 1963; Hall & Moench 1972), le soluzioni per l'acquifero non confinato sono identiche a quelle per l'acquifero confinato sotto le assunzioni che la porosità efficace sia sostituita dalla storatività, che le fluttuazioni della tavola d'acqua siano piccole rispetto allo spessore saturo dell'acquifero che può essere considerato costante. Sotto queste assunzioni il flusso orizzontale monodimensionale in un acquifero non confinato omogeneo, isotropico può essere descritto esattamente come quello in un acquifero confinato.

Il secondo approccio differisce dal primo per il fatto che lo spessore saturo non è più considerato costante ma variabile in funzione del tempo. Sotto queste condizioni il flusso è descrivibile attraverso l'equazione non lineare di Bussinesq. Soluzioni basate su questo approccio sono state fra gli altri descritte da Singh (1969).

Il terzo e ultimo approccio, per arrivare a soluzioni analitiche del flusso in un acquifero, è quello che considera il flusso bidimensionale nel piano x,z . Questo è l'approccio descritto da Neuman (1972).

Esiste poi una parte di letteratura che si è concentrata sulle condizioni al contorno relative all'interfaccia fiume-acquifero e alla presenza di materiali a bassa conduttività idraulica al fondo dell'alveo (Hantush 1965, Hall & Moench 1972) o sull'effetto di una non completa compenetrazione dell'acquifero da

parte del fiume (Neuman 1974, Zlotnik 1999).

In generale, una delle difficoltà maggiormente percepite nell'uso dei modelli analitici è la loro difficoltà nel gestire condizioni al contorno complesse e variabili nel tempo come possono essere le fluttuazioni periodiche di un corso d'acqua superficiale. In questo genere di situazioni è comune preferire l'utilizzo di modelli numerici la cui costruzione è tuttavia estremamente più lenta e complessa e, in alcuni casi, non portano a risultati quantitativi significativamente diversi rispetto a quelli ottenibili dai modelli analitici.

Inoltre, si è poco diffuso finora l'utilizzo di modelli analitici combinati alle tecniche matematiche di convoluzione che sono in grado di riprodurre la relazione impulso risposta in un sistema lineare e valutarne la loro evoluzione temporale.

L'utilizzo di queste tecniche di convoluzione combinate allo stato dell'arte relativo alle soluzioni analitiche per il flusso in acquiferi confinati e non confinati è nel recente passato confluito nel lavoro di Barlow & Moench (1998) e Desimone & Barlow (1999) che hanno realizzato, nel contesto del Ground-Water Research Program dell' USGS (United States Geological Service) due codici di calcolo fortran (STLK1 e STWT1) in grado di calcolare per diverse tipologie di acquifero e condizioni al contorno, la risposta delle acque sotterranee alle variazioni nel livello idrometrico di un corso d'acqua superficiale, fornendo dati quantitativi di variazioni temporali e spaziali di carico idraulico nell'acquifero (*Hydraulic Head*), flusso verso o dall'acquifero (*Seepage*), stoccaggio di acqua nell'argine (*Bank storage*).

Nel corso del capitolo sarà descritto l'utilizzo dei modelli STWT1 e STLK1 sia in un caso di utilizzo a scopo previsionale (Fiume Lamone) dei flussi dal fiume all'acquifero, sia in un caso di utilizzo finalizzato a dedurre proprietà idrauliche dell'acquifero (Fiume Po) e reso possibile grazie ad una collaborazione con il Servizio Geologico Sismico e dei Suoli (SGSS) della Regione Emilia-Romagna.

6.2 La tecnica di Convoluzione

Il metodo matematico della convoluzione è uno strumento matematico di sovrapposizione applicabile ai sistemi lineari in cui è possibile collegare un impulso ad una risposta.

Questa tecnica è comunemente applicata in diverse branche della scienza che vanno dalla statistica all'ottica, dalla geofisica all'idrologia superficiale; in ambito idrogeologico il suo utilizzo è ancora piuttosto limitato (Olsthoorn 2008).

La convoluzione è una forma di sovrapposizione che usa la risposta di un sistema causata da una perturbazione, un impulso, per poi simulare gli effetti di variazione nello spazio che nel tempo per discretizzazione di una funzione continua. L'uso di questa tecnica si fonda sul concetto che ogni sistema fisico lega gli *input* agli *output* attraverso una risposta; se il sistema è lineare, inoltre, la risposta è unica e invariabile.

Dal punto di vista teorico lo strumento convoluzione è una semplice operazione fra funzioni (un prodotto) e viene indicata con la terminologia:

$$y(t) = h(t) * x(t)$$

Dove $y(t)$ è la risposta totale del sistema, $h(t)$ è la funzione che descrive l'impulso e $x(t)$ è la risposta del sistema ad un impulso "unitario" (unit step response).

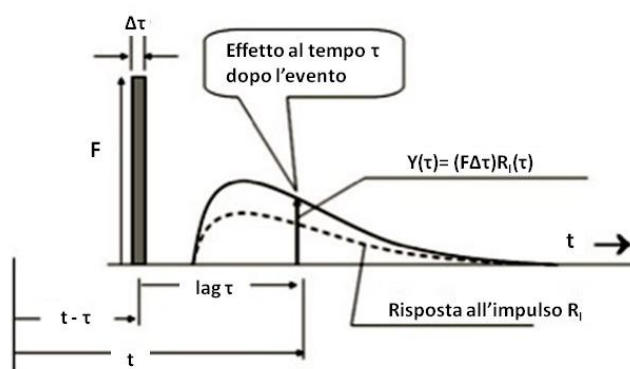


Fig. 92: Risposta R_i ad un impulso istantaneo unitario ($\lim_{\Delta\tau \rightarrow 0} (F\Delta\tau) = 1$, linea tratteggiata) ed effetto (linea nera) per l'impulso realmente applicato che deve essere moltiplicato per il fattore $(F\Delta\tau)$ (Olsthoorn 2008, modif.).

Per un impulso istantaneo di valore unitario ($\lim_{\Delta\tau \rightarrow 0} (F\Delta\tau) = 1$) la risposta R_I è riportata in Fig. 92 (linea tratteggiata). Se l'impulso iniziale ha valore diverso da 1 l'effetto sul sistema ($y(t)$) è dato dalla moltiplicazione della risposta R_I per il fattore di scala $F\Delta\tau$ ed è riportato, sempre in Fig. 92 con la linea continua.

In caso di una sequenza temporale di impulsi, la sovrapposizione delle risposte permette di definire la funzione $y(t)$ come una somma delle risposte ai singoli impulsi (Fig. 93). Questo è il caso della sovrapposizione classica.

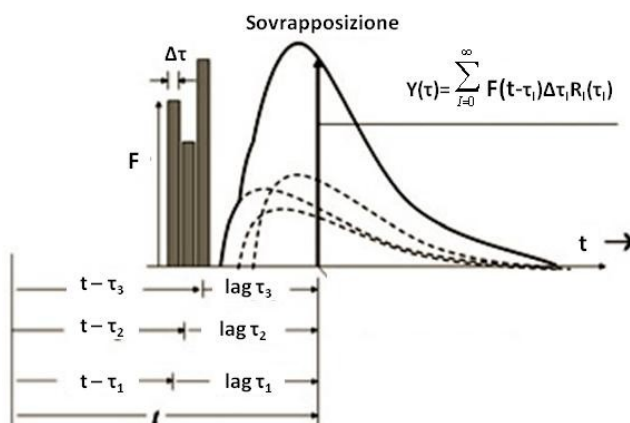


Fig. 93: Risposta R_I ad una serie di impulsi espressa come la semplice somma delle risposte unitarie (Olsthoorn 2008, modif.).

La risposta del sistema nel caso in Fig. 93 può dunque essere espressa come:

$$Y(t) = \sum_{l=0}^3 F(t - \tau_l) \Delta\tau_l R_I(\tau_l) \quad \text{Eq. 8}$$

La convoluzione è una particolare forma di sovrapposizione che attraverso l'inversione della funzione risposta porta all'allineamento, in termini temporali, della risposta R_I con l'impulso reale $F(t - \tau_l)\Delta\tau$. Questo riduce il calcolo ad un prodotto interno fra ciascun impulso e la corrispondente risposta annullando lo sfasamento temporale.

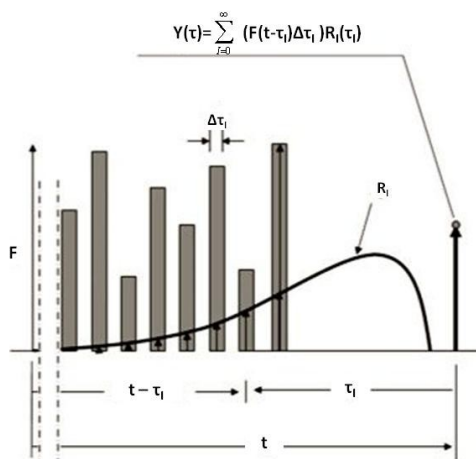


Fig. 94: Convoluzione ottenuta invertendo la risposta relativa al tempo di interesse t . (Olsthoorn 2008, modif.)

La risposta del sistema nel caso in Fig. 94 può dunque essere espressa come:

$$Y(t) = \sum_{i=0}^{\infty} (F(t - \tau_i) \Delta\tau_i) R_i(\tau_i) \quad \text{Eq. 9}$$

Che, nel caso generale e con $d\tau \rightarrow 0$ conduce all'integrale di Duhamel o integrale di convoluzione:

$$Y(t) = \int_{\tau=0}^{\infty} F(t - \tau) R_I(\tau) d\tau \quad \text{Eq. 10}$$

In altre parole, quindi, la risposta del sistema Y ad un determinato tempo t è ottenuta attraverso una sovrapposizione (che agisce come una pesata) dell'impulso all'istante precedente $F(t - \tau)$ con la risposta del sistema all'impulso stesso (R_i) e integrando nel tempo.

6.3 I codici di calcolo *STLK1* e *STWT1*

Come accennato in precedenza, nel contesto del Groundwater Research Program finanziato dal Ministero dell'interno statunitense, lo United States Geological Service (USGS) ha realizzato e distribuito due semplici codici di calcolo per lo studio analitico delle interazioni acque superficiali e acque sotterranee.

I due codici STLK1 e STLK2 racchiudono al loro interno le soluzioni analitiche all'equazione dei flussi sotterranei nel caso dell'interazione transitoria fra un fiume e un acquifero confinato, semi-confinato o non confinato (Fig. 95). Le soluzioni sono derivate per la condizione di cambiamento istantaneo del livello nel corpo d'acqua superficiale in modo che possa poi essere applicato, su di esse, l'integrale di convoluzione visto in precedenza.

Il codice STLK1 è applicabile ai casi di acquiferi confinati o semi-confinati mentre il codice STWT1 è stato realizzato per lo studio dei casi di interazione con acquiferi non confinati. I programmi sono in grado di calcolare l'andamento temporale del potenziale idraulico in un piezometro ad una qualsiasi distanza dal fiume, così come il flusso di infiltrazione (*seepage*) all'interfaccia fiume-acquifero e i volumi immagazzinati in prossimità dell'argine (*bank storage*).

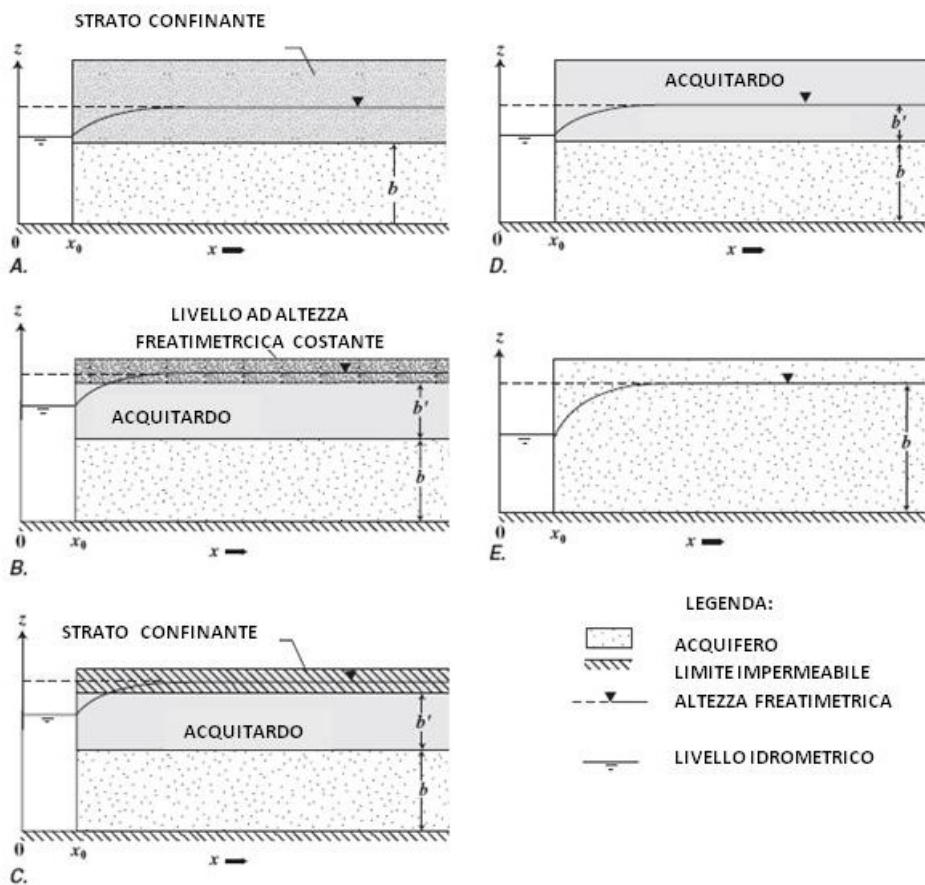


Fig. 95: Schematizzazione dei sistemi fiume-acquifero che è possibile riprodurre con i codici STLK1 e STWT1: A) Confinato, B) Semi-confinato con un corpo a potenziale idraulico costante sopra l'acquitrardo, C) Semi-confinato con uno strato impermeabile sopra l'acquitrardo, D) Semi-confinato, E) Non confinato (da Barlow & Moench 1998, modif.)

Gli acquiferi simulati con i codici USGS possono avere estensione laterale finita oppure semi-infinita e l'interfaccia fra il fiume e l'acquifero può essere o meno caratterizzata dalla presenza di depositi a bassa permeabilità (Fig. 96).

Le caratteristiche dei diversi acquiferi vengono inserite in fase di input dei codici attraverso la definizione delle più importanti proprietà idrauliche che influenzano i livelli piezometrici e i tassi di infiltrazione.

Per gli acquiferi confinati le proprietà rilevanti sono la conduttività idraulica orizzontale (K_x), lo spessore dell'acquifero (b) e l'immagazzinamento specifico (specific storage, S_s). Per gli acquiferi semi-confinati sono importanti anche le proprietà idrauliche dell'acquitardo quali la sua conduttività idraulica (K'), il suo spessore (b') e il suo immagazzinamento specifico (S_s').

Per gli acquiferi non confinati le proprietà necessarie per la costruzione del modello sono la conduttività idraulica, sia orizzontale (K_x) che verticale (K_z), passata come input al codice in forma di rapporto ($K_D = K_z/K_x$), l'immagazzinamento specifico (S_s) e la porosità efficace (S_y).

Le caratteristiche di un eventuale strato a bassa permeabilità sono passate al modello attraverso la definizione del parametro a definito come:

$$a = \frac{K_x d}{K_s}$$

dove d è lo spessore dello strato e K_s è la sua conduttività idraulica nella direzione perpendicolare al fiume.

La derivazione delle soluzioni analitiche alle equazioni di flusso è possibile solo a seguito di alcune assunzioni che sono incorporate nei codici di calcolo:

1. Acquiferi e acquitardi sono omogenei e di spessore uniforme.
2. Gli acquiferi confinati e semi-confinati sono isotropici e il flusso è strettamente monodimensionale, orizzontale, perpendicolare alla direzione del fiume. Negli acquiferi semi confinati la conduttività idraulica dell'acquitardo è piccola in confronto a quella dell'acquifero sottostante e il flusso nello strato è strettamente verticale.
3. Negli acquiferi non confinati il flusso è bidimensionale e la conduttività idraulica verticale e orizzontale possono variare fra loro.

4. Il limite inferiore dell'acquifero è orizzontale e impermeabile.
5. Le proprietà idrauliche dell'acquifero e dell'acquitardo non cambiano nel tempo.
6. Per le condizioni di acquifero non confinato, l'acqua è assorbita o rilasciata istantaneamente in direzione verticale a seguito di un innalzamento o di un abbassamento della tavola d'acqua.
7. Le variazioni di spessore della parte satura dell'acquifero non confinato o semiconfinato (*water table aquitard*) sono piccole in relazione allo spessore saturo iniziale.
8. I pozzi di osservazione e i piezometri hanno diametro infinitesimale e rispondono istantaneamente alle variazioni di pressione nell'acquifero.
9. Il fiume è rettilineo e completamente penetrante l'acquifero.
10. Il mezzo poroso e il fluido sono debolmente compressibili.
11. Quando presente, il materiale che costituisce i setti impermeabilizzanti dell'argine ha capacità d'immagazzinamento specifica trascurabile.
12. Il livello idrometrico iniziale nel corso d'acqua è pari a quello freaticometrico nell'acquifero e le sue variazioni sono istantanee e discrete.

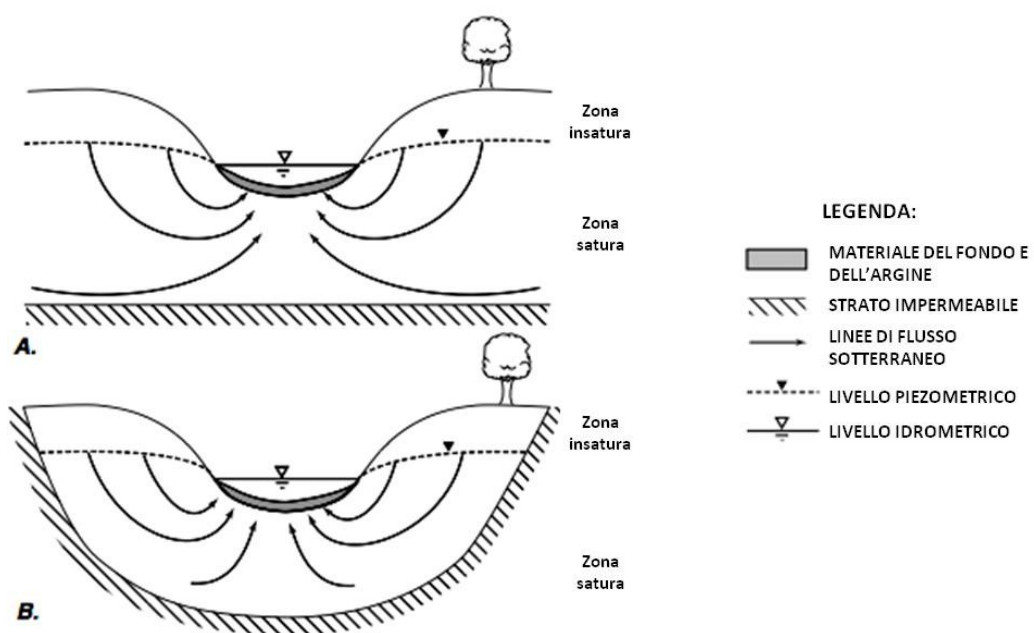


Fig. 96: Estensione laterale degli acquiferi che è possibile simulare. E' possibile anche considerare la presenza di strati a bassa permeabilità al fondo dell'alveo (modificato da Barlow & Moench 1998).

Nell'ottica dell'applicazione a casi reali, la condizione n° 9 è certamente la più restrittiva in quanto è estremamente difficile poter osservare corpi d'acqua superficiali completamente compenetranti l'acquifero. L'assunzione è tuttavia necessaria viste le numerose complicazioni che il caso di un fiume non completamente penetrante introduce nelle soluzioni analitiche ricercate.

Inoltre alcuni studi (Hantush 1965) hanno dimostrato che l'effetto di un fiume parzialmente penetrante è trascurabile per una distanza dei pozzi di osservazione superiore a 1,5 volte lo spessore dell'acquifero analizzato.

Anche la condizione 6 riveste un valore importante nel caso di studio di acquiferi non confinati; essa implica infatti che il profilo verticale di umidità del suolo nella zona insatura e nella frangia capillare, si muova istantaneamente in verticale di una quantità identica a quella del movimento della tavola d'acqua.

Questa assunzione è molto comune nelle soluzioni analitiche del problema ma può indurre degli errori nel calcolo del carico idraulico in piezometri vicini alla tavola d'acqua e alla superficie, in quanto l'acquifero, se la zona insatura è sottile e la porosità efficace è bassa, tende a comportarsi come un acquifero confinato (Moench & Barlow, 2000).

6.3.1 Introduzione alle soluzioni analitiche per l'acquifero confinato

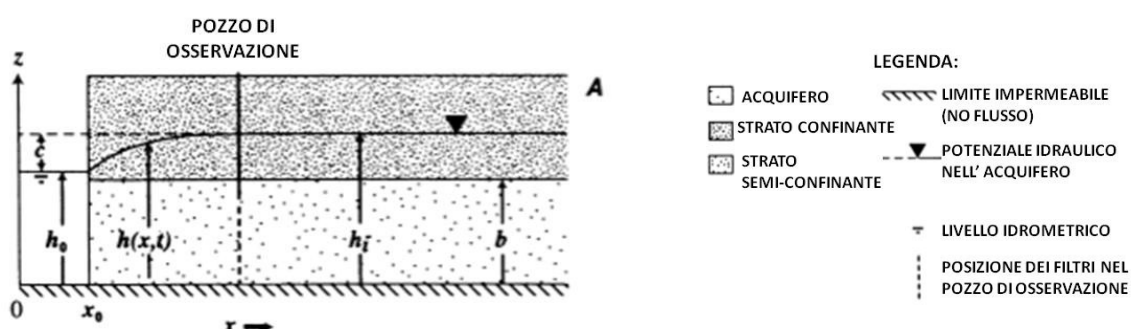


Fig. 97: Schematizzazione del caso di relazione fiume acquifero confinato (modif da Moench & Barlow 2000)

L'equazione differenziale che descrive il flusso orizzontale, monodimensionale, in un acquifero confinato o semi-confinato è:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{S_s}{K_x} \frac{\partial h}{\partial t} + q' \quad \text{Eq. 11}$$

Dove:

$$q' = \frac{K'}{K_x b} \left(\frac{\partial h'}{\partial z} \right)_{z=b}$$

K' = conduttività idraulica dell'acquitardo

h = potenziale idraulico nell'acquitardo.

Nell caso dell' acquifero confinato $K' = 0$ e quindi $q' = 0$.

La determinazione delle soluzioni analitiche per l'Eq. 11 è possibile solamente attraverso la definizione delle condizioni al contorno la risoluzione di quello che viene definito, appunto, un problema al contorno.

Il set delle condizioni necessarie dipende dal tipo di sistema fiume acquifero che si intende simulare; per il caso di un'acquifero confinato semi infinito esse sono:

la condizione iniziale

$$h(x,0)=h_i \quad \text{Eq. 12}$$

dove h_i è il livello potenziometrico iniziale nel sistema (uguale nel fiume e nell'acquifero).

La condizione di chiusura dell'acquifero

$$h(\infty,t)=h_i \quad \text{Eq. 13}$$

La condizione all'interfaccia fiume acquifero, nel caso di assenza di materiale a bassa permeabilità

$$h(x_0,t)=h_0 \quad \text{Eq. 14}$$

dove x_0 è la distanza dell'interfaccia fiume - acquifero dal centro del fiume.

Attraverso il raggruppamento di variabili come descritto in Tab. 12, la trasformata di Laplace della funzione di risposta alla fluttuazione unitaria può essere scritta, sempre per il caso generale valido per tutti gli acquiferi confinati e semi confinati come:

$$\bar{h}_D = \frac{W \exp[-\sqrt{p + \bar{q}_D}(x_D - 1)]}{p\{1 + \sqrt{p + \bar{q}_D}A \tanh[\sqrt{p + \bar{q}_D}(x_{LD} - 1)]\}} \quad \text{Eq. 15}$$

Dove \bar{h}_D è la trasformata di Laplace adimensionale della risposta all'impulso ad ogni punto (x_D) in una sezione verticale dell'acquifero. La variabile p nella trasformata di Laplace è inversamente correlata al tempo normalizzato t_D .

Il caso generale può essere semplificato come nel caso di un acquifero semi-infinito, confinato, senza materiale a bassa permeabilità al fondo del fiume dove $W=1$, $A=0$ e $\bar{q}_D = 0$:

$$\bar{h}_D = \frac{\exp[-\sqrt{p}(x_D - 1)]}{p} \quad \text{Eq. 16}$$

La soluzione con la trasformata di Laplace per il flusso da o verso il fiume (*seepage*) è determinata calcolando il gradiente della funzione di risposta (\bar{h}_D) all'interfaccia fiume-acquifero ($x_D=1$). Il gradiente è valutato derivando \bar{h}_D rispetto a x_D e calcolando la soluzione per $x_D=1$.

$$\bar{Q}_D = - \frac{d\bar{h}_D}{dx_D} \quad \text{Eq. 17}$$

Per una trattazione esaustiva dello sviluppo matematico del processo si rimanda a Moench & Barlow 1998 (Attachment 1).

Il problema al contorno viene dunque risolto nel dominio di Laplace e poi numericamente re-invertito nel dominio del tempo reale attraverso l'algoritmo di Stehfest (1970).

Variabile a-dimensionale	Definizione
x_D	x/x_0
x_{LD}	x_L/x_0
x_{0D}	x_0/b
h_D	$(h_i - h)/c$
t_D	$Kt/S_s x_0^2$
A	$Kd/K_s x_0$
σ_1	$S'_s b' / S_s b$
σ'	$S_s b / S'_s b'$
γ_1	$x_0 / b' \sqrt{K' b' / K b}$
m	$\sigma_1 p / \gamma_1^2$

Tab. 12: Raggruppamento delle variabili per un acquifero confinato o semi-confinato (Moench & Barlow 2000, modif.).

6.3.2 Introduzione alle soluzioni analitiche nell'acquifero non confinato

Nel caso dell'acquifero non confinato il flusso è assunto essere bidimensionale nel piano x-z, perpendicolare al fiume.

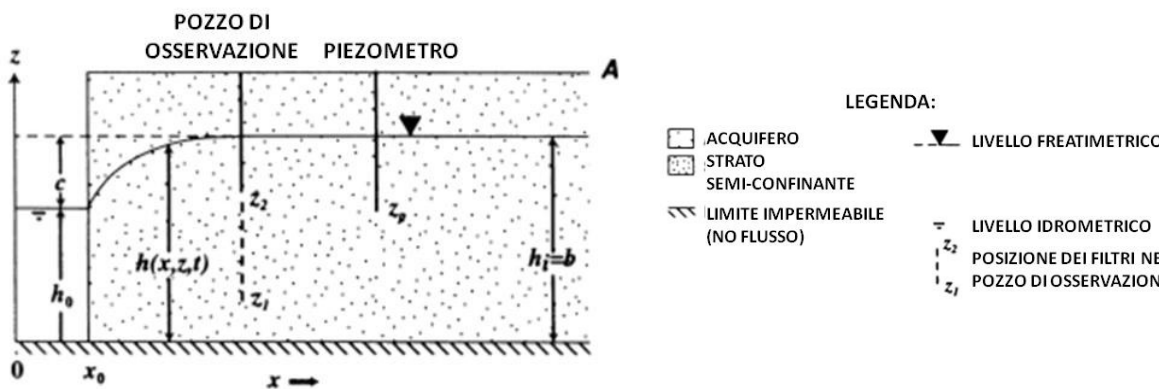


Fig. 98: Schematizzazione del caso di relazione fiume acquifero confinato (modif da Moench & Barlow 2000)

L'equazione del flusso nel caso di acquifero di lunghezza semi-infinita, può essere scritta, nel caso generale come:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{K_z}{K_x} \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_s}{K_x} \frac{\partial h}{\partial t} \tag{Eq. 18}$$

dove:

K_x e K_z sono le conduttività idrauliche orizzontali e verticali dell'acquifero.

Il problema al contorno è completato attraverso:

la condizione iniziale:

$$h(x,z,0)=h_i \quad \text{Eq. 19}$$

dove h_i è il potenziale iniziale nell'acquifero;

la condizione di chiusura dell'acquifero semi-infinito

$$h(\infty,z,t)=h_i \quad \text{Eq. 20}$$

la condizione all'interfaccia fiume acquifero

$$h(x_0,z,t)=h_0 \quad \text{Eq. 21}$$

dove h_0 è il livello idrometrico dopo il cambiamento istantaneo

e la condizione al contorno alla tavola d'acqua ($z=b$)

$$\frac{\partial h}{\partial z}(x,b,t) = -\frac{S_y}{K_z} \frac{\partial h}{\partial t}$$

dove S_y è la porosità efficace dell'acquifero.

Come nel caso dell'acquifero confinato x_0 è la distanza dell'interfaccia fiume acquifero dal centro del fiume.

In questo caso, la trasformata di Laplace della funzione di risposta alla fluttuazione unitaria può essere scritta, attraverso il raggruppamento di variabili come descritto in Tab. 13.

Variabile a-dimensionale	Definizione
x_D	x/x_0
x_{LD}	x_L/x_0
x_{0D}	x_0/b
z_D	z/b
z_{D1}	z_1/b
z_{D2}	z_2/b
h_D	$(h_i - h)/c$
t_D	$K_x t / S_y x_0^2 = Tt / Sx_0^2$
t_{Dy}	$Tt / S_y x_0^2$
A	$K_x d / K_s x_0$
σ	$S_s b / S_y$
K_D	K_z / K_x
β_0	$K_D x_{0D}^2$

Tab. 13: Raggruppamento delle variabili per un acquifero non confinato (Barlow & Moench 1998).

La sua forma più generale, valida per tutti i tipi di acquiferi non confinati è:

$$\bar{h}_D = 2 \sum_{n=0}^{\infty} \frac{W_n \exp[-q_n(x_D-1)] \sin(\epsilon_n) \cos(\epsilon_n z_d)}{\{1+A q_n \tanh[q_n(x_{LD}-1)]\} p[\epsilon_n+0,5 \sin(2\epsilon_n)]} \tag{Eq. 22}$$

dove:

$$q_n = \sqrt{(\epsilon_n^2 \beta_0 + p)} \tag{Eq. 23}$$

e ϵ_n sono le radici di

$$\epsilon_n \tan(\epsilon_n) = \frac{p}{\sigma \beta_0} \tag{Eq. 24}$$

La forma generale può essere semplificata a seconda delle condizioni. Nel caso di un acquifero semi-infinito senza materiale a bassa permeabilità al fondo, ad esempio, $W_n = 1$ e $A=0$.

In questo caso la trasformata della funzione diventa:

$$\bar{h}_D = 2 \sum_{n=0}^{\infty} \frac{\exp[-q_n(x_D-1)] \sin(\epsilon_n) \cos(\epsilon_n z_d)}{p[\epsilon_n+0,5 \sin(2\epsilon_n)]} \tag{Eq. 25}$$

Anche in questo caso, come visto in precedenza, la soluzione trasformata di

Laplace per il flusso da o verso il fiume (*seepage*) è determinata dal gradiente della funzione di risposta (\bar{h}_D) all'interfaccia fiume acquifero ($x_D=1$).

$$\bar{Q}_D = - \frac{d\bar{h}_D}{dx_D} \quad \text{Eq. 26}$$

6.3.3 Gli integrali di convoluzione

Le soluzioni trasformate di Laplace, descritte nel paragrafo precedente, rappresentano la base su cui applicare il processo di convoluzione. Le funzioni discretizzate di risposta all'impulso (Eq. 15 e Eq. 22), nel dominio di Laplace, vengono moltiplicate per l'impulso e sommate fra loro.

Le espressioni, in termini di integrali di convoluzione, di carico Idraulico (*hydraulic head, h*), di flusso da e verso il fiume (*seepage, Q*) e volume d'acqua accumulato in prossimità dell'argine (*bank storage, V*) sono definiti come:

il carico idraulico:

$$h(x, z, t) = h_i + \int_0^t F'(\tau) h_D(x, z, t - \tau) d\tau \quad \text{Eq. 27}$$

dove h_D è la funzione di risposta a-dimensionale (coincidente con le trasformate precedentemente descritte) $F'(\tau)$ è il tasso di variazione temporale dell'impulso del sistema.

Il tasso di seepage per unità di lunghezza del fiume

$$Q(t) = \frac{K_x b}{x_0} \int_0^t F'(\tau) \frac{\partial h_D(x, z, t - \tau)}{\partial x_D} d\tau \quad \text{Eq. 28}$$

dove i gradienti di carico all'interfaccia fiume acquifero, $\frac{\partial h_D(x, z, t - \tau)}{\partial x_D}$ sono gli equivalenti, nel dominio del tempo, delle trasformate di Laplace viste in precedenza per il flusso \bar{Q}_D (Eq. 26).

Il flusso è qui considerato positivo quando si muove dall'acquifero verso il fiume.

L'immagazzinamento nell'argine (*bank storage*, V_i) è definito come il volume d'acqua cumulativo per unità di lunghezza del fiume che è entrato nell'acquifero (o è passato dall'acquifero al fiume) nel tempo t .

$$V(t) = - \int_0^t Q(t) dt \quad \text{Eq. 29}$$

Il segno meno è giustificato dal fatto che il bank storage è scelto essere una quantità positiva quando il flusso è dal fiume all'acquifero.

6.4 I casi di studio

Le soluzioni analitiche utilizzate dai codici STLK1 e STWT1 rappresentano dunque un sistema rapido e facilmente implementabile per studiare la relazione fra fiume e acquifero.

Questo aspetto li rende particolarmente appetibili sia nel caso in cui si vogliono utilizzare per ottenere rapidamente risposte previsionali nel caso di sistemi fiume-acquifero ben conosciuti (nei quali cioè ci siano tanti dati disponibili e la conoscenza dell'acquifero sia già accurata), sia nel caso in cui il loro utilizzo sia prettamente finalizzato ad una maggiore comprensione del sistema da studiare e ad una definizione di alcuni parametri ignoti dell'acquifero.

In questo lavoro i codici sono stati applicati a due casi diversi per tipologia e finalità.

Il primo caso che sarà presentato è infatti quello dell'utilizzo del codice STLK1 finalizzato alla creazione di un modello analitico di interazione del fiume Po con l'acquifero confinato A1 nella zona di Boretto (RE). La disponibilità di dati messi a disposizione dal Servizio Geologico regionale dell'Emilia Romagna ci ha permesso di testare il modello analitico creato e fornire un contributo comparativo per gli studi di modellistica numerica realizzati per la stessa area nel 2007 dal Servizio Geologico Sismico e dei Suoli della Regione Emilia – Romagna (RER 2007).

Il secondo caso riguarda il fiume Lamone dove, vista la presenza delle

misure in continuo presentate nel precedente capitolo, si è cercato di impostare e calibrare un modello di interazione fiume-acquifero non confinato. Il codice STWT1 è stato utilizzato per calcolare, partendo da questo modello, un teorico tasso di infiltrazione di acqua dal Lamone, in località Bardello, a seguito di un evento ipotetico di piena fluviale.

6.4.1 Il caso studio del Po a Boretto

Nella primavera del 2009, grazie alla disponibilità mostrata dal Servizio Geologico Sismico dei Suoli della Regione Emilia Romagna (di seguito SGSS), nelle persone del Dott. P. Severi e della Dott.ssa L. Bonzi, abbiamo avuto accesso ad alcune serie triennali di misure in continuo del livello idrometrico del Po e del livello piezometrico in località Boretto (RE), in prossimità di Guastalla.

La base dati in oggetto, già utilizzata da SGSS nell'ambito dello studio "Individuazione di risorse idriche alternative – studio pilota" all'interno del progetto "Interreg IIIB MEDOCC – Bassins Versants Mediterraneens", ci è sembrata un ottimo banco di prova su cui testare un modello analitico basato sulle soluzioni proposte da Moench & Barlow (1998) e da DeSimone et al. (1998).

Lo studio effettuato da SGSS in precedenza aveva portato alla realizzazione e calibrazione di un modello numerico dei flussi sotterranei per l'area in oggetto finalizzato ad un'analisi quantitativa delle risorse idriche sotterranee in un'ottica di un loro possibile sfruttamento.

La creazione di un modello analitico calibrato sugli stessi dati ci ha permesso di valutare la possibilità dell'utilizzo di tecniche analitiche come strumento preliminare alla modellistica numerica, che potrebbe trarre giovamento dal suo utilizzo per una più corretta definizione dei parametri idraulici dell'acquifero.

In superficie, l'area di studio è caratterizzata da terreni di età olocenica della piana alluvionale costruita dagli apparati fluviali appenninici e Po, costituiti da depositi a granulometria che varia fra i limi argillosi e le sabbie più o meno limose (in prossimità dei principali corsi d'acqua attuali e dei paleoalvei).

Attraverso i dati stratigrafici presenti per l'area di studio, relativi a pozzi per acqua, sondaggi e indagini geognostiche e alle sezioni geologiche che correlano le unità idrostratigrafiche del sottosuolo (RER & ENI-AGIP 1998, vedi Fig. 5) è stato possibile ricostruire le caratteristiche dell'acquifero in esame.

L'area di studio è coperta, per la quasi totalità, da due corpi sabbiosi principali, composti dai sedimenti del Po, separati da depositi limosi e argillosi di piana inondabile. Essi hanno forma tabulare e rappresentano le porzioni sommitali delle due unità stratigrafiche note come acquifero A1 e A2 (vedi Cap.1.3.1).

Il piezometro analizzato si attesta principalmente nell'acquifero A1, che, nell'area di indagine va da pochi metri dal piano campagna fino a circa 20 - 25 metri di profondità; mentre il suo spessore è mediamente di 25 – 30 metri.

Come si nota dalla sezione in Fig. 100 avvicinandosi al fiume Po il tetto dell'acquifero diventa sub-affiorante e in questa fascia l'acquifero è freatico e raggiunge spessori notevoli, di circa 30-40 metri.

L'alveo del Po, per lunghi tratti incide le sabbie affioranti entrando in connessione diretta con l'acquifero A1.



Fig. 99: Posizione in pianta delle infrastrutture di misura e delle sezioni geologiche rappresentative degli acquiferi in esame.

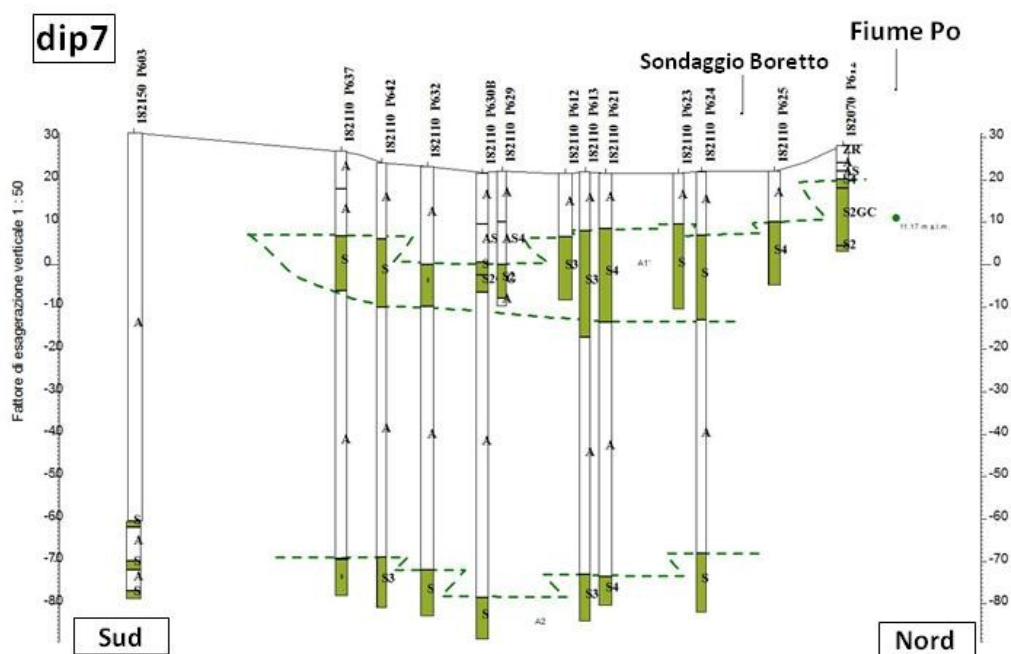


Fig. 100: Sezione geologica Nord – Sud. Si nota il sub affioramento dell'acquifero A1 (corpo sabbioso superiore, in verde) in prossimità del Fiume e la sua estensione laterale di circa 7 chilometri (gentile concessione di SGSS Regione Emilia Romagna).

Verso sud l'acquifero diventa confinato e diminuisce il suo spessore fino a chiudere nei depositi fini di limi e argille di piana inondabile che fungono da acquitardi.

Attraverso lo studio bibliografico e alcune prove di pompaggio a bassa portata sono anche stati estrapolati alcuni valori puntuali di conduttività idraulica che hanno permesso una caratterizzazione dell'acquifero e che sono stati utilizzati da SGSS per la realizzazione del modello numerico.

I dati misurati o estrapolati per l'area di studio sono riportati in Tab. 14.

Pozzo/Piezometro	Metodo	T (m ² /sec)	K (m/sec)	K (m/giorno)	Acquifero
Piezometro Boretto	Lefranc	/	2,80 E-4	24,19	A1
Boretto 33m (*)	Cassan	8,6 E-4	4,31 E-5	3,72	A1
Pieve Saliceto 45m (*)*	Cassan	2,6 E-4	8,60 E-6	0,74	A1
Guastalla 45m*	Cassan	1,5 E-3	4,85 E-5	4,19	A1

Tab. 14: Valori di Conduttività idraulica (K) e Trasmissività (T, prodotto fra K e spessore dell'acquifero in quel punto) raccolti da SGSS nel corso del progetto. I valori contrassegnati da (*) si riferiscono a misure reali effettuate con prove di pompaggio a bassa portata (0,11 l/sec).

Le serie di misure orarie messe a disposizione da SGSS sono riferite al livello idrometrico orario nel Po a Boretto e di livello in un piezometro da due pollici, posizionato a poco più di 1 chilometro dall'alveo fluviale, profondo 33 metri e filtrante negli ultimi dai -12,5 m fino ai -32,5m. La serie temporale va dal Luglio 2005 fino all'inizio del 2009 per un totale di circa 3 anni e mezzo di dati.

Dal grafico del livello idrometrico e piezometrico (Fig. 101) si può notare come la relazione fra il fiume Po e l'acquifero sia evidente e le fluttuazioni nel corpo d'acqua superficiale siano trasmesse all'acquifero.

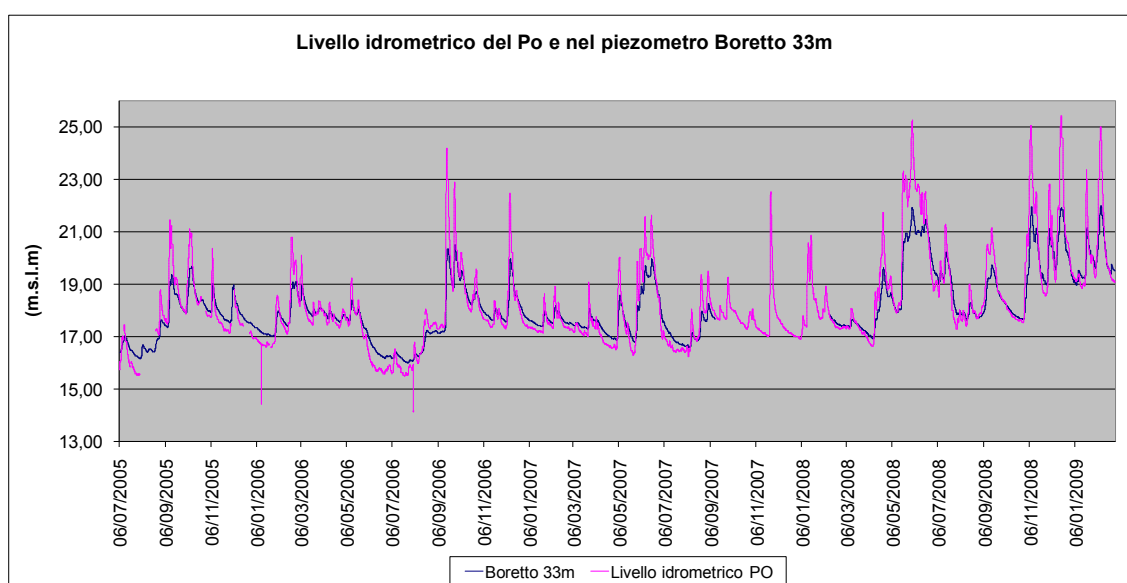


Fig. 101: Serie di misure del livello idrometrico e piezometrico in località Boretto (RE).

L'applicazione del modello analitico ha previsto una prima fase di scelta dei parametri teorici descrittivi del sistema fiume acquifero e una conseguente calibrazione di essi sui dati misurati.

Per fare questo si è scelto di calibrare il modello scegliendo come dato di input, cioè come impulso nella formulazione analitica, un singolo evento di piena fluviale. I valori di output calcolati e cioè la risposta totale del sistema alla serie di impulsi è stata poi confrontata con i valori realmente misurati di livello piezometrico.

I parametri descrittivi dell'acquifero sono stati variati fino a identificare la risposta calcolata più simile a quella reale.

Nel caso in esame è stata scelta come riferimento per la calibrazione il

periodo di un mese compreso fra il 5 Dicembre 2006 e il 5 Gennaio 2007 in cui sul Po è stato registrato un evento di piena che ha portato il livello idrometrico fino a oltre 22,5 m sopra il livello del mare alzandolo di circa 5 m rispetto al livello normale (Fig. 102).

L'acquifero è stato considerato nel suo insieme confinato e dunque si è utilizzato il codice STLK1.

I parametri geometrici dell'acquifero e del sistema fiume-acquifero sono stati fissati attraverso le informazioni utilizzate da SGSS anche nella creazione del modello numerico.

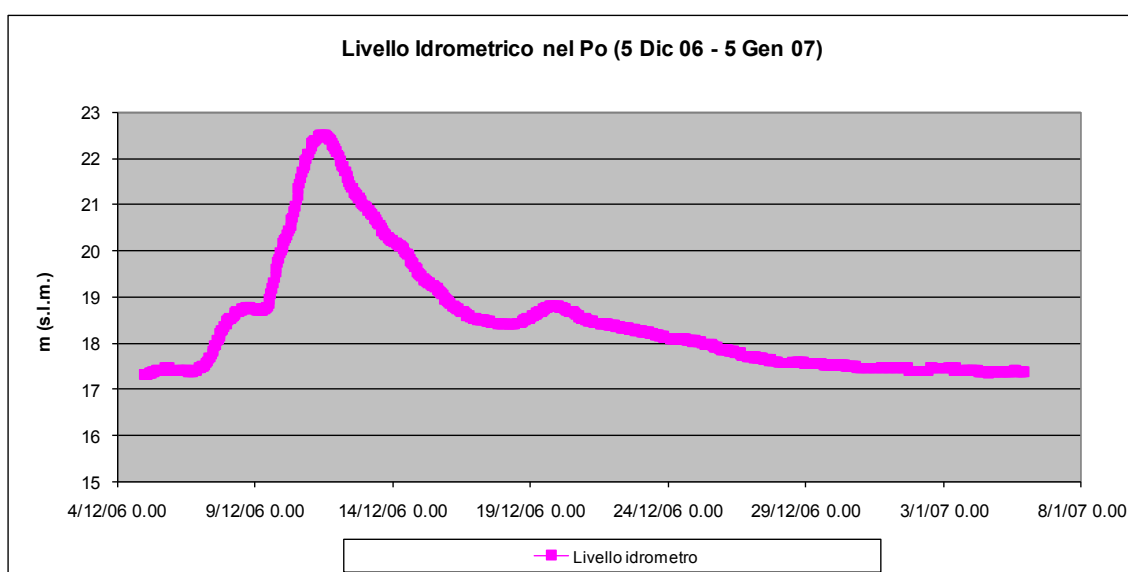


Fig. 102: Periodo di registrazione scelto come riferimento per la calibrazione del modello analitico.

Il caso simulato è stato quello di un piezometro posto ad una distanza dall'alveo pari a quella del piezometro Boretto 1 (33m) che è stato utilizzato come riferimento per la calibrazione.

I restanti parametri, strettamente relativi all'acquifero sono stati variati fino ad ottenere la migliore stima confrontata con il livello piezometrico realmente misurato.

Parametro	Valore
Larghezza del fiume	180 m
Estensione orizzontale dell'acquifero	7000 m
Lunghezza del tratto di fiume esaminato	1000 m
Spessore saturo dell'acquifero	20 m
Distanza del piezometro dal fiume	1120 m

Tab. 15: Parametri geometrici descrittivi del sistema fiume – acquifero mantenuti fissi durante la calibrazione del modello per inversione.

Descrivendo l'acquifero come confinato, senza la presenza di alcuno strato a bassa permeabilità al fondo, i restanti parametri di input richiesti dal codice per il calcolo del flusso orizzontale mono-dimensionale sono:

- K_x = conduttività idraulica orizzontale (m/giorno)
- S_s = Coefficiente di immagazzinamento specifico (m^{-1})

Una prima parte di analisi è stata effettuata fissando i valori di conduttività idraulica dell'acquifero attraverso i valori misurati e di bibliografia (Tab. 14) riportati da SGSS. Il parametro variato nelle simulazioni era dunque il coefficiente di immagazzinamento la cui stima migliore è risultato essere quella di $1 \times 10^{-5} m^{-1}$ (Fig. 103).

Dal grafico in Fig. 103 si può notare come la riproduzione della fluttuazione piezometrica registrata in seguito all'innalzamento idrometrico, risulti particolarmente fedele in termini di ampiezza e lo sfasamento temporale fra il picco misurato nel piezometro e quello calcolato è contenuto e nell'ordine delle 12 ore. Nella parte finale del grafico il valore calcolato risulta rimanere più elevato rispetto a quello effettivamente misurato.

Un tale valore di S_s può identificare un acquifero caratterizzato da sabbie piuttosto grossolane e ghiaie (Jumikis 1962) che presumerebbero valori di conduttività idraulica più elevati.

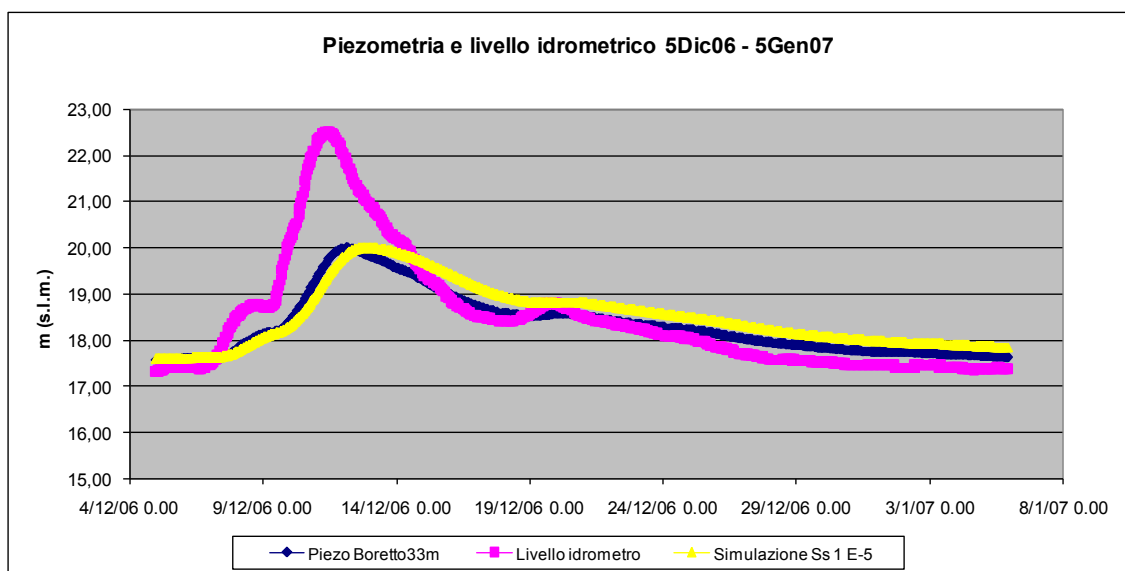


Fig. 103: Miglior risultato delle simulazioni effettuate con il parametro di conduttività idraulica K_x fissato a 3,7 m/giorno. In blu il dato misurato e in giallo quello calcolato.

Una seconda parte di analisi ha invece preso come riferimento il valore di conduttività idraulica utilizzato da SGSS nel calcolo dei flussi. Il valore inserito nel modello numerico è stato fissato, per l'acquifero in esame, a 77 m/giorno, un valore sensibilmente superiore quelli indicati in Tab. 14.

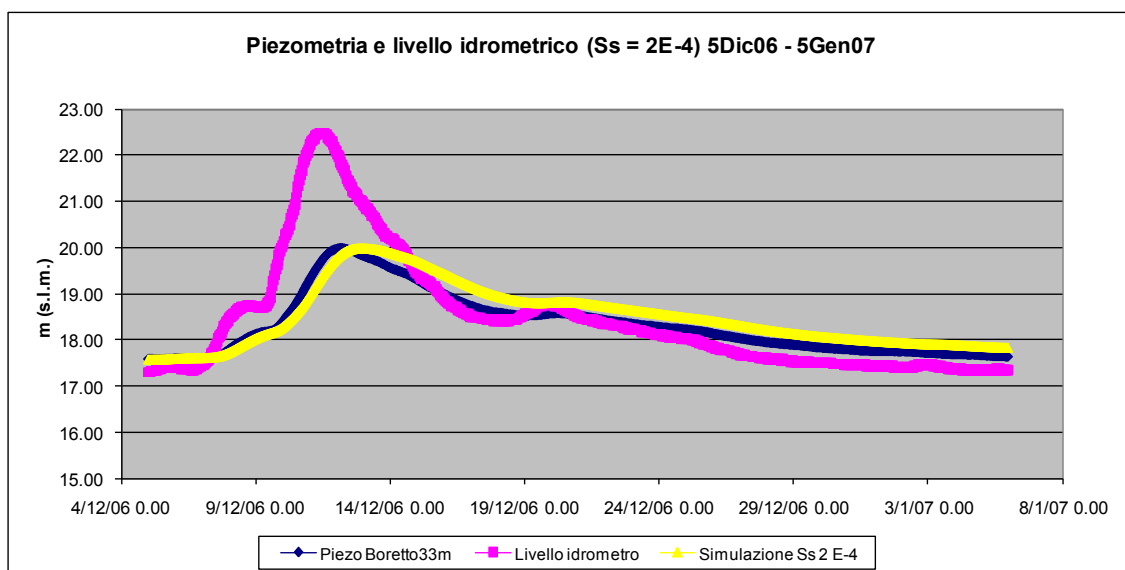


Fig. 104: Miglior simulazione ottenuta tenendo fissa $K_x = 77$ m/giorno e variando S_s . La miglior stima di S_s risulta essere $S_s = 2 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$.

L'incremento di un ordine di grandezza della conduttività idraulica esige che

l'acquifero, per raggiungere un accordo con il dato misurato, sia caratterizzato da un coefficiente di immagazzinamento superiore. La miglior simulazione in questa fase si ottiene con il valore di $S_s = 2 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ (Fig. 104).

Osservando i due grafici in Fig. 103 e Fig. 104 si nota come i valori di carico idraulico calcolato siano molto simili per le due condizioni diverse.

Il grafico in Fig. 105 supporta ulteriormente questa considerazione oltre a mostrare meglio lo sfasamento fra il dato misurato e quello calcolato nelle due diverse condizioni di K_x e S_s .

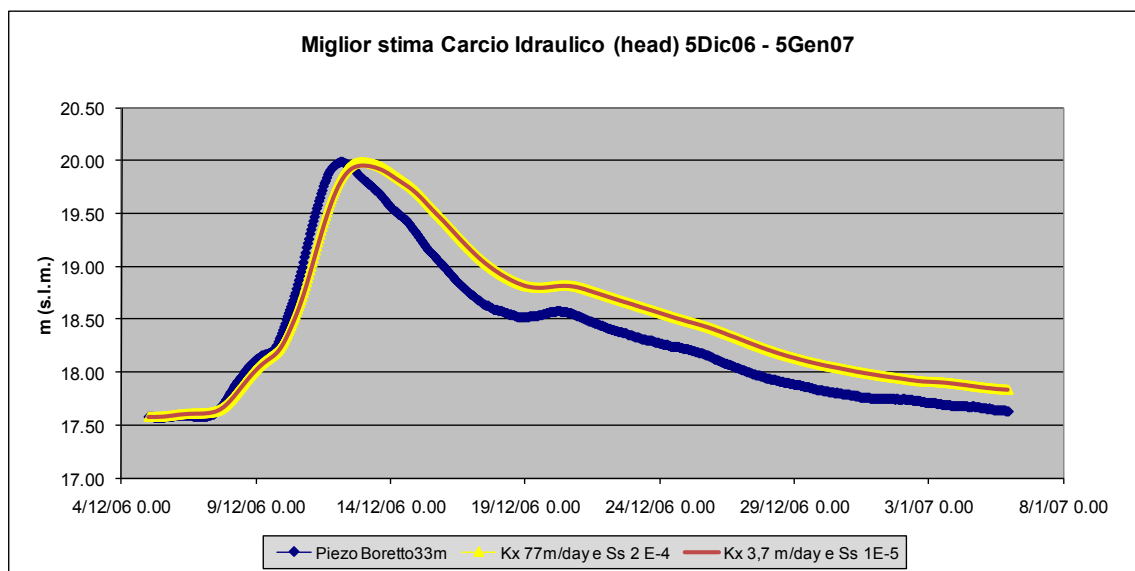


Fig. 105: Confronto fra il livello piezometrico misurato e quello calcolato nelle due diverse condizioni di K_x e S_s .

A due valori tanto simili di carico idraulico calcolato, tuttavia corrispondono stime di *seepage* e di *bank storage* estremamente differenti fra loro come riportato in Fig. 106 e Fig. 107.

La motivazione di queste discrepanze va ricercata nella dipendenza del calcolo del carico idraulico dal parametro di diffusività dell'acquifero.

Tale parametro α (m^3/sec^2) è definito come il rapporto fra la trasmissività e la storatività:

$$\alpha = \frac{T}{S} = \frac{K_x b}{S_s b} \quad (\text{con } b = \text{spessore dell'acquifero}) \quad \text{Eq. 30}$$

Nelle due condizioni sopra descritte un aumento di un ordine di grandezza

della conduttività idraulica (che passa da 3,7 m/giorno a 77 m/giorno) è compensato da un pari aumento nel coefficiente di immagazzinamento (da $1 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ a $2 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$) portando a valori di α molto simili per le due simulazioni ($\alpha_{\text{sim1}} = 3,85 \times 10^5$ e $\alpha_{\text{sim2}} = 3,7 \times 10^5$).

Il calcolo del flusso e dell'immagazzinamento al contrario non dipendono tanto dalla diffusività dell'acquifero quanto dal valore di S_s che rappresenta la capacità dell'acquifero di assorbire (e rilasciare) acqua in funzione di un aumento (o di una perdita) di carico idraulico.

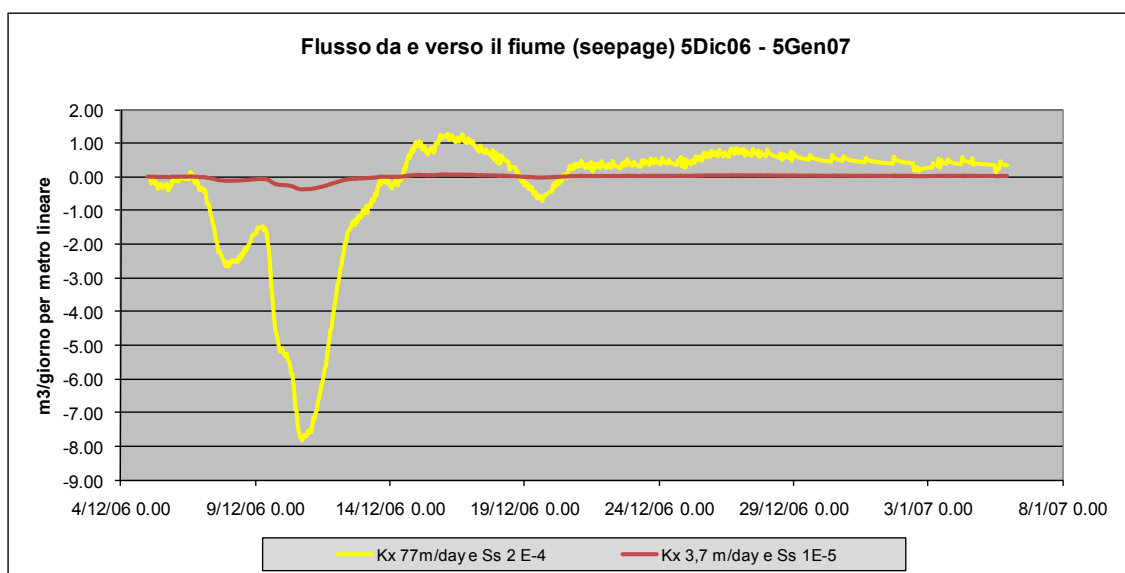


Fig. 106: Confronto dei valori di *seepage* calcolati nelle differenti simulazioni sopra descritte. Valori negativi indicano flusso dal fiume all'acquifero e viceversa.

Un aumento di un ordine di grandezza del fattore S_s porta infatti ad un aumento di un ordine di grandezza sia nei tassi di *seepage* che nella quantità d'acqua assorbita nelle zone limitrofe all'alveo al passaggio dell'onda di piena simulata.

Considerando la descrizione geologica dell'acquifero A1 emersa dai numerosi dati presenti, sembra più plausibile un valore di conduttività idraulica dei depositi sabbiosi nell'ordine di quello utilizzato nella seconda simulazione (77 m/giorno) più tipico di sabbie grossolane e depositi fluviali a grossa granulometria.

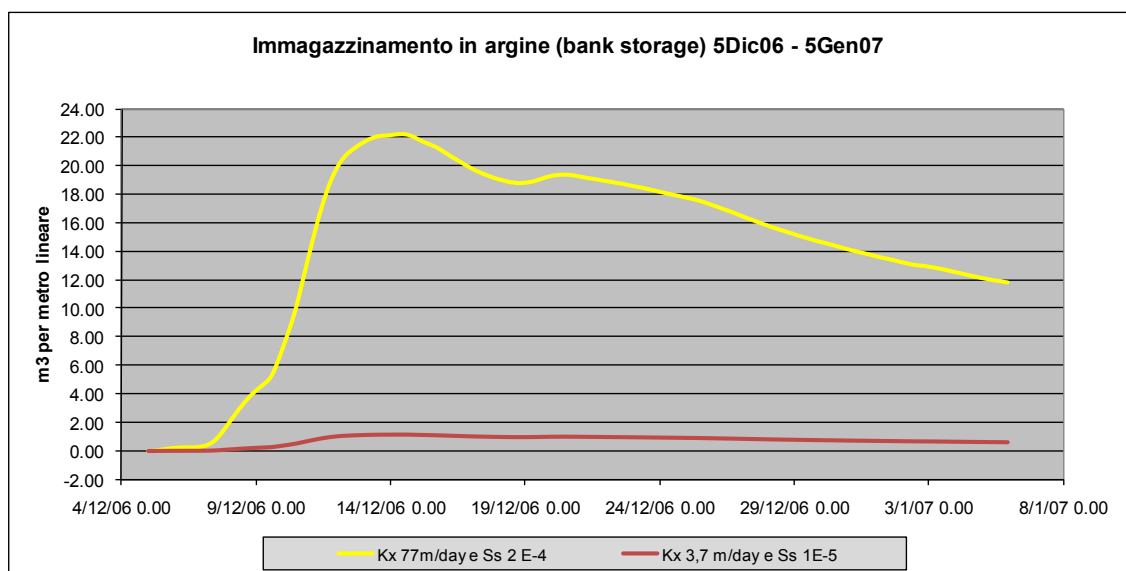


Fig. 107: Confronto dei valori di *bank storage* calcolati nelle differenti simulazioni.

Alla luce di queste considerazioni, abbiamo esaminato la capacità del modello analitico calibrato sui dati di campagna, di riprodurre l'andamento della falda per una serie temporale più lunga (1 anno).

Per fare questo, dalla serie di dati originali, è stato estratto il periodo di misure compreso fra maggio 2006 e maggio 2007. Durante il lasso di tempo esaminato si notano nell'idrogramma del fiume Po almeno tre eventi di piena significativi e diversi eventi di morbida che si sono succeduti nel corso dell'anno.

Anche in questo caso la relazione fra il fiume e l'acquifero è estremamente evidente con i dati misurati di livello idrometrico e piezometrico strettamente correlati fra loro (Fig. 108).

La simulazione effettuata mantenendo fissati i parametri dell'acquifero precedentemente descritti mostra una corrispondenza davvero sorprendente con i dati misurati (Fig. 109). Il modello analitico della relazione fra il fiume e l'acquifero impostato nel corso dello studio, sembra descrivere molto bene il sistema reale dell'interazione fra il Po e l'acquifero A1 nell'area di Boretto. L'errore associato alla misura di carico idraulico è sempre molto limitato e il valore medio della differenza fra il valore misurato e quello calcolato è di 35 cm.

Considerando dunque efficace la procedura di calibrazione descritta è interessante analizzare i dati di *Seepage* (Fig. 110) e *Bank Storage* (Fig. 111) prodotti dalla simulazione.

Il flusso calcolato (in termini di m³/giorno per ogni metro lineare di fiume) assume valori variabili fra +1,8 e -12; come precedentemente spiegato, valori negativi di *seepage* indicano flussi diretti dal fiume all'acquifero.

Il modello mostra la tendenza del Po ad essere alimentato dalle acque di falda per gran parte dall'anno (i flussi hanno valori positivi). Ad ogni evento di innalzamento del livello idrometrico nel fiume il carico idraulico spinge acqua verso l'acquifero raggiungendo i picchi più elevati (i valori negativi maggiori) in occasione delle piene fluviali.

Il quantitativo di acqua immagazzinato nell'argine varia in funzione del livello idrometrico e quindi prolungati periodi di livello idrometrico basso, come nella prima parte del grafico, portano ad una perdita d'acqua drenata dal fiume (valori negativi). Osservando il *bank storage*, si nota anche l'effetto cumulativo delle piene ravvicinate nel tempo che mantengono un elevato quantitativo d'acqua nei corpi sabbiosi in prossimità dell'alveo e mostrano come le risposte temporali di infiltrazione e drenaggio siano più lente delle dinamiche fluviali.

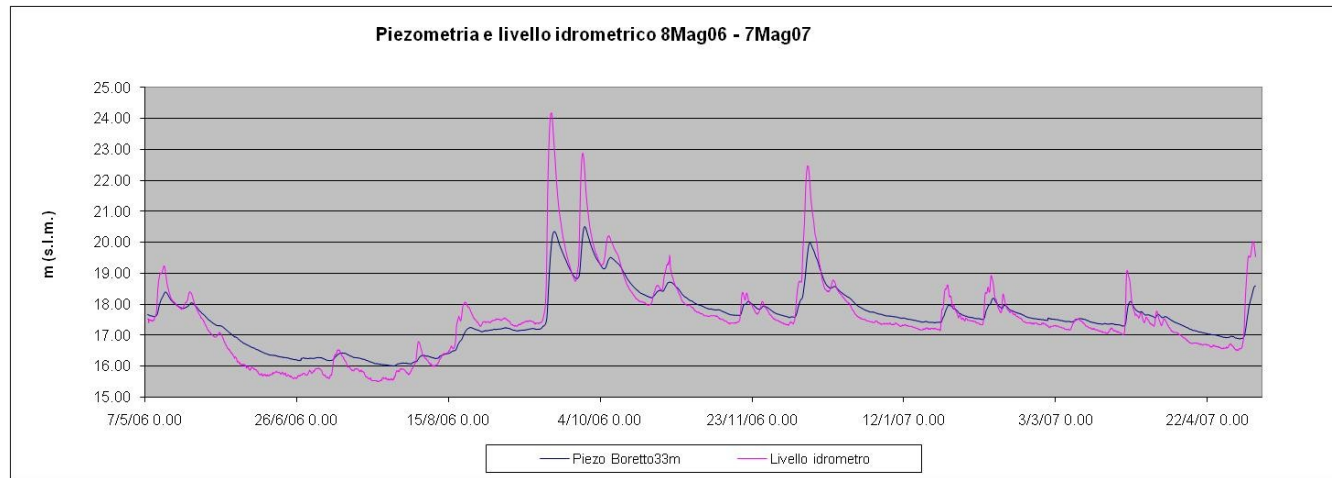


Fig. 108: Misure di livello idrometrico (Idrometro di Boretto) e di livello piezometrico (pozzo Boretto 33m) per il periodo fra Maggio 2006 e Maggio 2007.

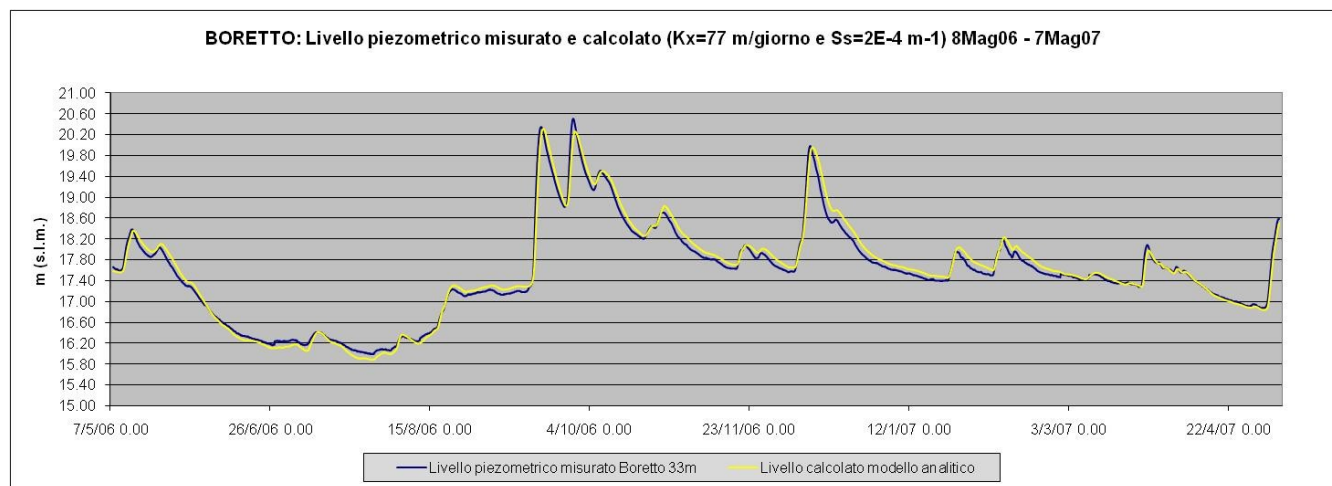


Fig. 109: Confronto fra livello piezometrico misurato e simulato attraverso il modello analitico impostato.

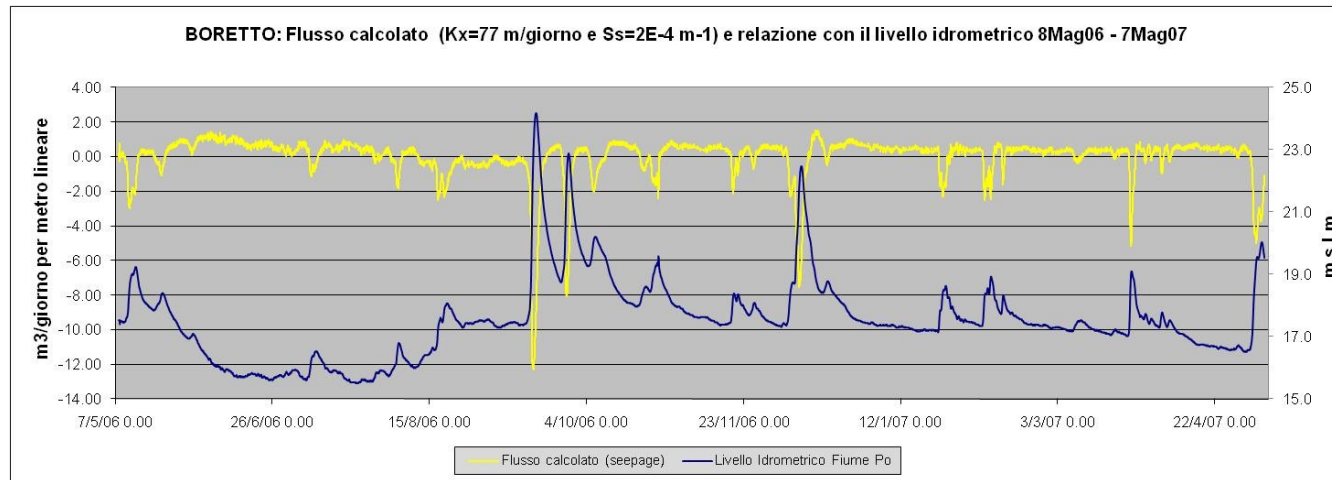


Fig. 110: Flusso calcolato dal fiume all'acquifero e dall'acquifero al fiume nel periodo in esame.

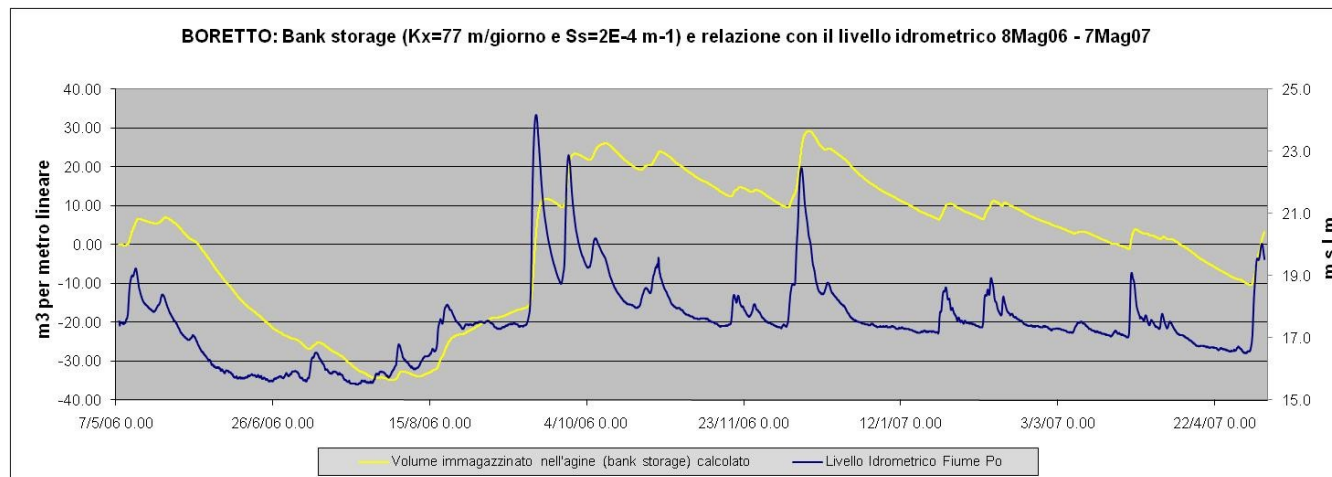


Fig. 111: Volume di acqua immagazzinato nell'argine o ceduto al fiume.

6.4.2 Il caso studio del Lamone

Anche per il caso del Lamone si è cercato di creare un modello analitico di interazione fiume-acquifero basato sulle soluzioni di Barlow & Moench (1998) e DeSimone & Barlow (1999).

Il modello è stato calibrato per inversione sui dati in continuo misurati nel Lamone fra Settembre e Ottobre 2009.

La prima parte del lavoro ha riguardato la descrizione del sistema fiume – acquifero superficiale in zona Bardello e la scelta dei parametri geometrici per l'impostazione del modello analitico.

Grazie al log stratigrafico relativo alla messa in posto del piezometro PZBA01 (presentata nel capitolo precedente) e alle indagini qualitative personalmente effettuate durante l'installazione dei restanti piezometri sul transetto "Bardello" si è deciso di rappresentare il caso studio come un sistema di interazione fiume – acquifero non confinato (*water table aquifer*, Fig. 112).

I parametri geometrici dell'acquifero costiero superficiale sono stati fissati sulla base delle conoscenze bibliografiche dell'area come nel caso del calcolo dei gradienti idraulici (vedi capitolo precedente). I valori di conduttività idraulica rappresentativi sono stati estrapolati da lavori precedentemente effettuati su aree di studio simili a quella in esame (Giambastiani, 2007).

Parametro	Valore
Larghezza del fiume	40 m
Estensione orizzontale dell'acquifero	Semi infinito
Lunghezza del tratto di fiume esaminato	1000 m
Spessore saturo dell'acquifero	8 m
Distanza del piezometro dal fiume	30 m
Conduttività idraulica orizzontale (K_x)	20 m/giorno
$K_D = K_z/K_x$	10^{-1}

Tab. 16 Parametri di acquifero e fiume che sono stati mantenuti costanti durante le simulazioni per il Lamone.

Il codice utilizzato è stato il STWT1 realizzato per la trattazione analitica del flusso in un acquifero non confinato.

Una volta definiti i parametri geometrici del sistema e fissati i valori di alcune variabili come in Tab. 16, la calibrazione per inversione è avvenuta attraverso la definizione dei parametri di coefficiente di immagazzinamento (S_s) e porosità efficace (S_y) dell'acquifero. Il confronto ha riguardato i dati calcolati e quelli di livello piezometrico realmente misurati nel piezometro PZBA04 posizionato a 30 m dall'alveo del Lamone.

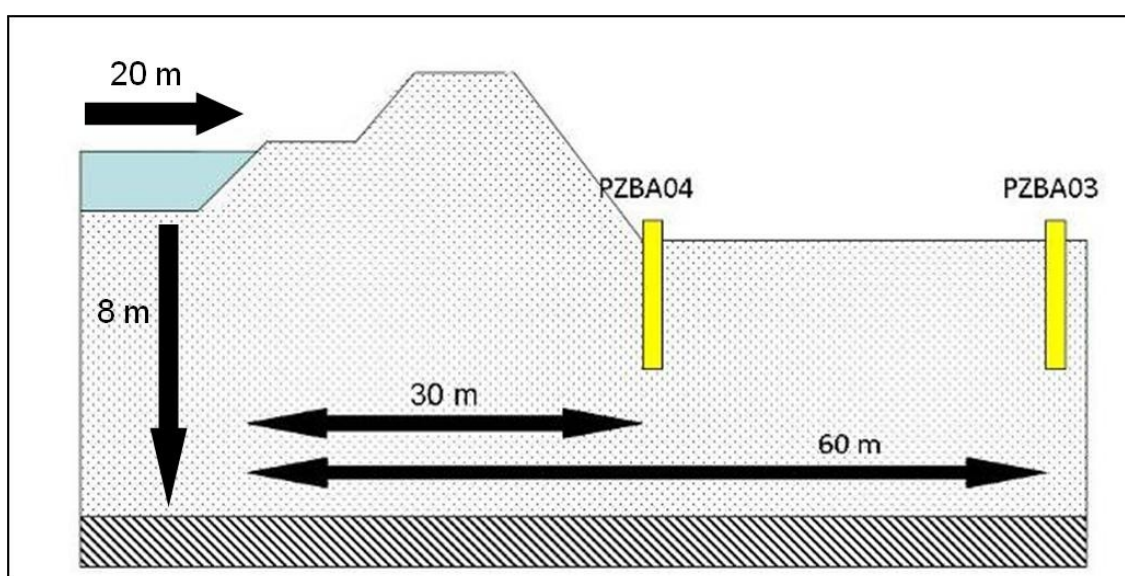


Fig. 112: Rappresentazione schematica del sistema Lamone-Acquifero superficiale in zona "Bardello" e apparato di studio.

Nel caso del fiume Lamone, come già messo in evidenza nel capitolo precedente, il livello idrometrico si è dimostrato essere integralmente controllato dalle fluttuazioni di marea. Non è stato quindi possibile individuare, nell'idrogramma misurato, il segnale chiaro di un'onda di piena (impulso) e la relativa risposta del sistema che ci avrebbero aiutato nel processo di calibrazione.

Va inoltre ricordato che il presupposto base su cui si fonda l'applicabilità delle soluzioni analitiche presentate è la relazione di linearità fra input e output del sistema, condizione che non si verifica nel processo di trasmissione dell'impulso di marea nell'acquifero.

Tuttavia, per avere una valutazione quantitativa, se non altro in termini di

ordine di grandezza dei flussi Lamone- acquifero, è stato scelto di utilizzare una serie di impulsi mareali (1 o più cicli) per tentare una calibrazione del modello e applicarlo poi ad un'ipotetica onda di piena in grado di innalzare di un metro il livello idrometrico alla sezione di analisi (area del Bardello).

Prima di iniziare le simulazioni è stato necessario attuare una procedura di media del segnale registrato per filtrarlo delle micro variazioni registrate dallo strumento. I valori sia di livello idrometrico che piezometrico sono stati mediati su base oraria (Fig. 113).

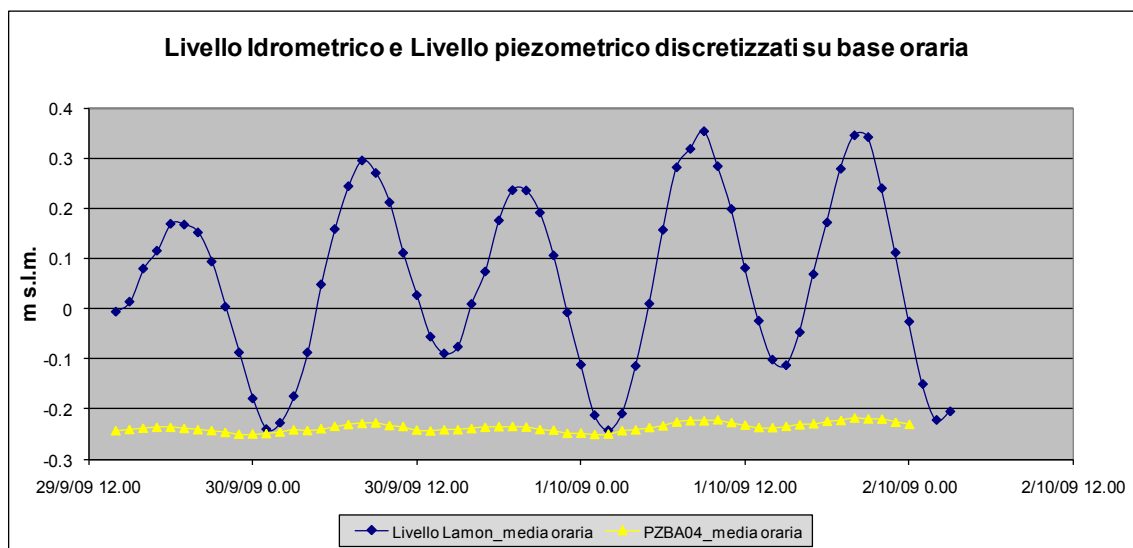


Fig. 113: Media oraria del livello piezometrico (nel piezometro PZBA04) e del livello idrometrico nel Lamone per il periodo 29 settembre 2 Ottobre 2009.

La prima simulazione è stata effettuata fissando parametri di S_s e S_y in linea con i valori bibliografici per i tipi di sedimenti componenti l'acquifero.

Il coefficiente di immagazzinamento è stato fissato a $1 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1}$ mentre la porosità efficace è stata scelta di 0,2.

Il risultato in Fig. 114 mostra come la prima simulazione sovrastimi la fluttuazione del livello piezometrico non riuscendo a smorzare correttamente l'oscillazione di marea nel fiume.

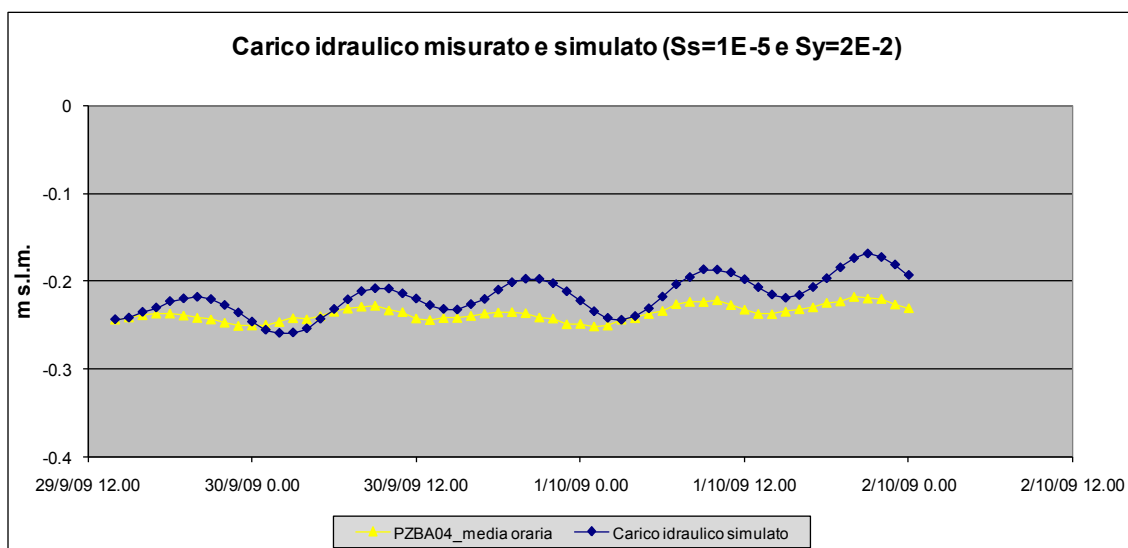


Fig. 114: Livello piezometrico misurato (giallo) e calcolato (blu) nel caso $S_s=1 \times 10^{-5}$ m⁻¹ e $S_y=0,2$.

Visto che il Lamone, come tutti i fiumi padani nel loro corso pianeggiante, risente di una continua sedimentazione di materiali fini, la seconda serie di simulazioni è stata effettuata nel tentativo di riprodurre la presenza di questo materiale all'interfaccia fiume-acquifero.

I codici STLK1 e STWT1 ammettono come parametro di input un fattore in grado di descrivere presenza e caratteristiche di uno strato a bassa permeabilità.

Il parametro a (definito come $a=(K_x*d)/K_s$ dove d è lo spessore dello strato a bassa permeabilità, K_s è la sua conduttività idraulica e K_x è la conduttività dell'acquifero) è stato variato fino ad ottenere la migliore approssimazione del dato di livello piezometrico misurato.

La migliore simulazione è stata ottenuta riproducendo la presenza di uno strato di 30cm di materiale a conduttività idraulica di $K_s=0,1$ m/giorno (Fig. 115).

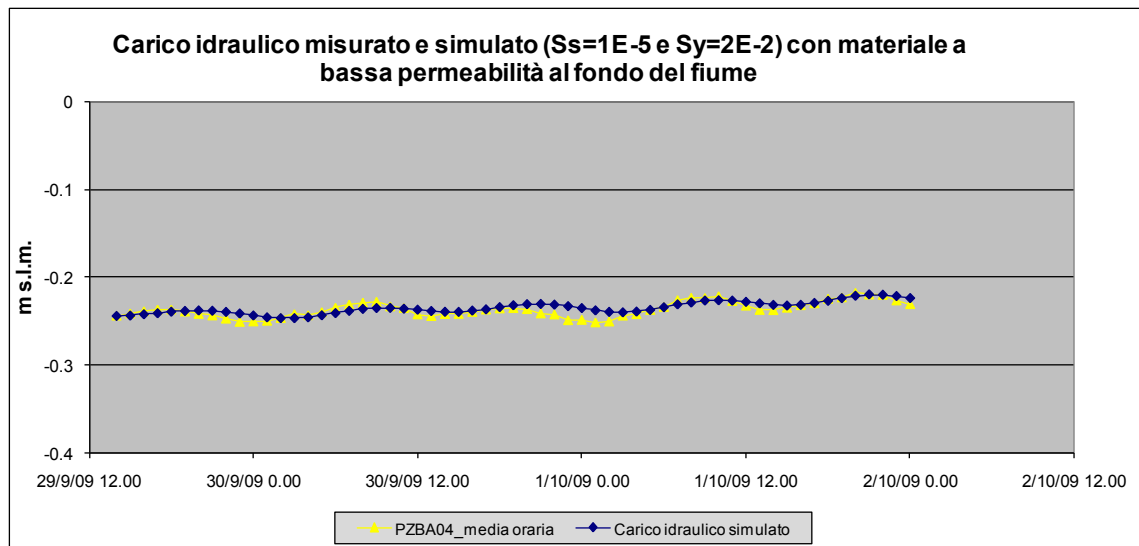


Fig. 115: Confronto fra livello piezometrico misurato e simulato in presenza di uno strato spesso 30 cm di materiale a bassa permeabilità ($K_x=10^{-1}$ m/giorno) al fondo dell'alveo. I valori di S_s e S_y sono gli stessi della simulazione precedente.

Il grafico in Fig. 116 ci mostra una quantificazione dei flussi nel sistema Lamone – acquifero superficiale. Si nota come i valori seguano fedelmente l'andamento ritmico delle fluttuazioni mareali e la forbice di variazione sia compresa fra i $+0,5$ $m^3/giorno$ ai $-0,7$ $m^3/giorno$ per metro lineare di fiume.

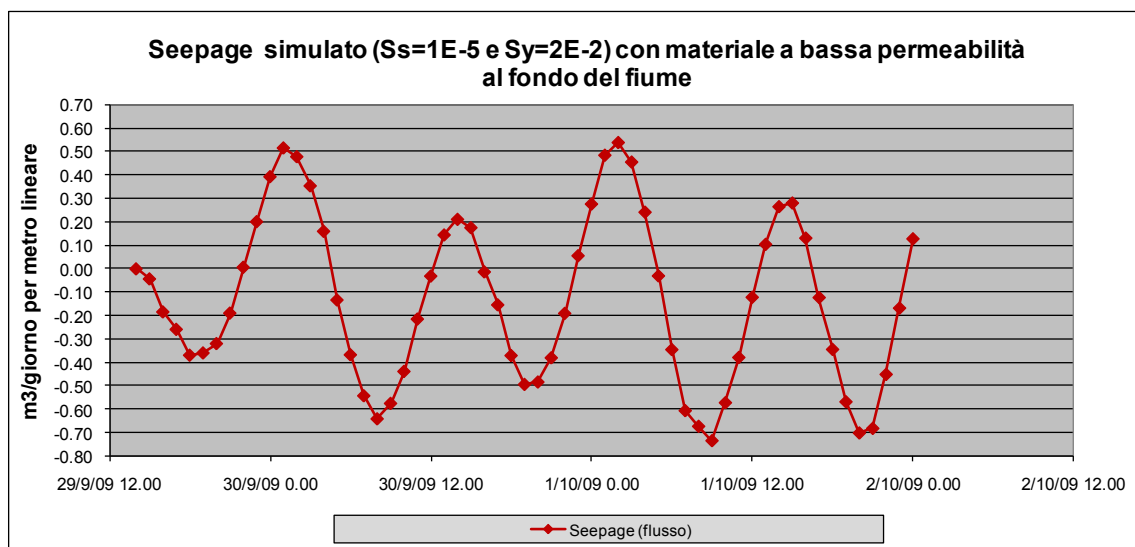


Fig. 116: Quantificazioni del flusso da e verso il fiume indotto dalle oscillazioni di marea misurate.

La simulazione del quantitativo d'acqua immagazzinato nell'acquifero (*bank storage*) mostra un andamento generale crescente con il susseguirsi di impulsi

che immettono acqua nelle parti dell'acquifero più prossime al fiume (Fig. 117) senza che il volume immesso durante l'alta marea sia drenato interamente durante le fasi di bassa marea.

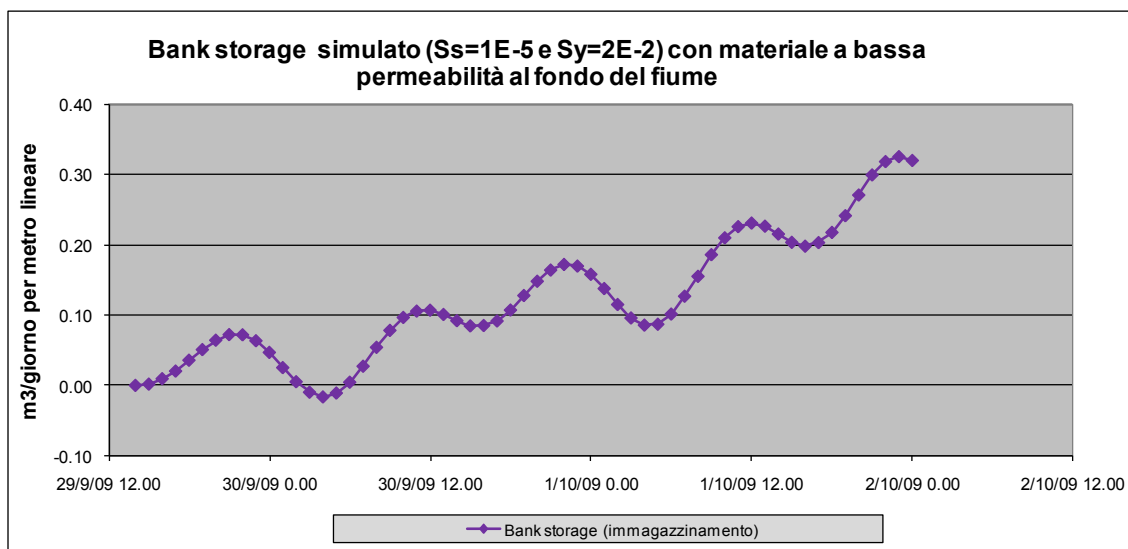


Fig. 117: Bank storage di acqua conseguente alla sequenza di impulsi di marea nel Lamone.

I volumi in gioco sono comunque molto bassi ma il concetto stesso di un volume d'acqua immagazzinato sempre crescente è probabilmente il principale segnale dell'inadeguatezza del modello a riprodurre un fenomeno non lineare come il trasferimento dell'impulso di marea all'acquifero.

6.5 Osservazioni e discussione

Come abbiamo visto in questo capitolo esistono strumenti analitici molto utili allo studio dell'interazione fiume –acquifero. Il loro vantaggio, rispetto alle più diffuse tecniche numeriche, consiste nella semplicità e nella velocità di utilizzo.

Certamente le condizioni al contorno e le assunzioni necessarie per la risoluzione analitica del problema dell'interazione fiume –acquifero rendono il loro utilizzo più utile per un approccio teorico al problema finalizzato ad una profonda comprensione del fenomeno fisico, che ad una diretta applicazione quantitativa a casi reali.

In realtà, in un caso di studio come quello presentato del Po a Boretto, dove la conoscenza del sistema è già buona e per il quale esistono già simulazioni numeriche effettuate, le soluzioni analitiche si dimostrano molto efficienti producendo risultati quantitativi molto precisi.

In generale nel processo di inversione che si utilizza in questo tipo di analisi, una delle problematiche più rilevanti è quella della non univocità della scelta delle variabili. Valori di variabili output del modello coincidenti, possono infatti essere ottenuti da combinazioni dei parametri di input estremamente differenti fra loro, come mostrato in Fig. 105.

Maggiore è la conoscenza del sistema e maggiore è la capacità dell'operatore di selezionare le soluzioni più rappresentative del caso reale.

Certamente sono tante le assunzioni che l'applicazione delle soluzioni analitiche qui proposte hanno richiesto. La più stridente con la realtà è stata probabilmente quella della completa penetrazione dell'acquifero da parte del fiume. Come già accennato comunque il fatto di aver avuto a disposizione serie di dati relative a piezometri sufficientemente distanti dall'alveo sembra minimizzare le distorsioni indotte dal mancato rispetto di questa assunzione.

Recentemente sono comunque apparsi studi che forniscono soluzioni analitiche al flusso sotterraneo anche in relazione alla non completa compenetrazione dell'alveo (Chen & Chen, 2003). In questa condizione anche il flusso al fondo del fiume è considerato e il sistema è bidimensionale.

La possibilità di considerare anche il seepage verticale al fondo del fiume potrebbe rappresentare un buono sviluppo per il caso del Lamone, visto in ottica di trasporto di acqua salmastra dentro l'acquifero.

Per quanto riguarda lo studio del Lamone è risultata evidente la difficoltà di applicazione degli strumenti analitici scelti in zona costiera e in particolare in zona di estuario dove, come abbiamo visto, le dinamiche fluviali sono ampiamente sovrastate da quelle marine, nonostante il regime microtidale.

Il trasferimento dell'impulso ondulatorio attraverso l'acquifero risulta infatti un sistema non lineare a cui le soluzioni analitiche e lo stesso integrale di convoluzione possono essere difficilmente applicate.

Inoltre è dimostrato (Li et al, 1999) come negli acquiferi freatici costieri, in prossimità di estuari fluviali aperti alla marea, il flusso trasversale a costa indotto

dalle oscillazioni tidali in mare, si combinano con flussi paralleli a costa indotti dalle fluttuazioni tidali nel fiume innescando movimenti circolatori delle particelle nelle zone vicine a mare e fiume.

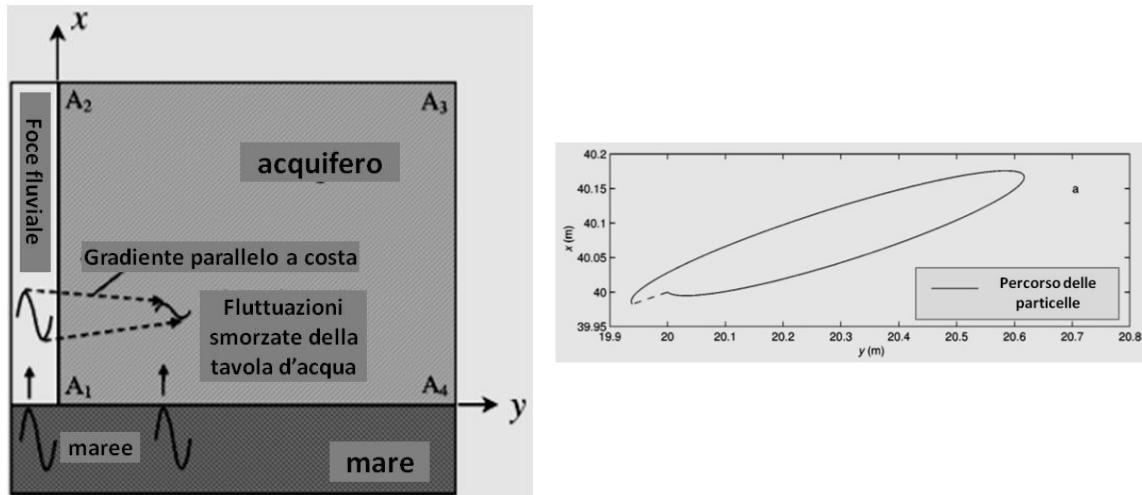


Fig. 118: Rappresentazione schematica di un sistema costiero dove mare, estuario e acquifero interagiscono. A destra traiettoria del movimento delle particelle nell'acquifero indotta dalla combinazione dei flussi generati dai due impulsi tidali. (Li et al. 1999, modif)

Il caso del Lamone sembra essere perfettamente descritto da questa tipologia di ambienti e quindi, nel caso reale, l'interazione fiume Lamone – acquifero, dovrebbe tenere in considerazione anche questo aspetto.

7 CONCLUSIONI

Lo studio qui descritto ha affrontato sotto molteplici aspetti il rapporto fra acque superficiali e acque sotterranee in ambiente costiero, scegliendo come esempio il caso dell'interazione fra l'estuario del Fiume Lamone e l'acquifero freatico ravennate.

In un sistema delicato come le zone di transizione che sopravvivono grazie al mantenimento di delicati equilibri, l'interazione fra le acque di falda e quelle dei corpi superficiali rappresenta uno dei principali fattori del bilancio idrologico sia dal punto di vista quantitativo che qualitativo.

Con un occhio al tema del clima, gli acquiferi freatici, che spesso contribuiscono all'alimentazione dei corpi idrici superficiali sono i più sensibili alle variazioni stagionali e a lungo termine.

Per questo motivo durante lo studio si è cercato di analizzare il clima presente e ipotizzare scenari futuri attraverso le previsioni a scala globale.

I risultati hanno mostrato come sia ancor oggi molto difficile individuare, nelle climatologie di dati relative al presente, la presenza di trend generali di aumento o diminuzione delle temperature e delle precipitazioni; parametri fortemente influenzati dalla forte variabilità annuale e dalla scala spaziale di analisi. Le tendenze globali sono confermate da più fonti alla scala regionale (RER 2010) ma risulta ovviamente difficile ritrovare lo stesso segnale nell'analisi dei dati realmente misurati alla scala locale.

Al momento, i dati disponibili permettono di segnalare come gli scenari futuri, estratti dai modelli globali (GCM) e analizzati, predicono comunque un futuro caratterizzato da condizioni climatiche significativamente differenti da quelle attuali. Le temperature subiranno un innalzamento, soprattutto nel periodo invernale mentre le precipitazioni, pur mantenendo valori simili a quelle "odierne" in termini di quantità totale annua, saranno distribuite in maniera diversa nei 12 mesi. Saranno più abbondanti nel periodo invernale e molto scarse durante i mesi estivi.

Anche dal punto di vista delle portate fluviali alla chiusura del bacino montano abbiamo notato come sia già in atto una significativa tendenza di diminuzione legata principalmente all'eccessivo prelievo idrico.

Tutti questi aspetti pongono l'attenzione sulla necessità di politiche di gestione oculata dell'acqua focalizzate sulla maggiore efficienza di utilizzo e sulla necessità di accumulare l'acqua quando essa è disponibile.

L'interazione fra corpi idrici superficiali e acquifero ha rappresentato per noi un punto di interesse soprattutto nell'ottica più ampia del processo di intrusione salina nell'acquifero costiero. Per questo motivo una parte sostanziale dello studio è stata dedicata a valutare la presenza d'acqua salmastra nell'estuario del Fiume Lamone.

I dati raccolti hanno dimostrato come il Lamone, preso ad esempio di tutti i corsi d'acqua romagnoli per le sue caratteristiche, sia caratterizzato dalla quasi costante, massiccia, presenza d'acqua salata. Nelle condizioni più stabili (portate fluviali nell'ordine di 5 – 8 m³/sec e condizioni meteo marine nella media), della massa d'acqua presente nell'estuario (dalla Chiavica del Carrarino fino al mare) circa il 70% è composto da acqua di mare.

Le particolari condizioni idrodinamiche del Lamone, caratterizzato da deflussi medi bassi (la media degli ultimi 10 anni è poco più di 5,6 m³/sec a Reda), portano alla formazione di una stratificazione molto stabile della colonna d'acqua dove le masse fluviali e marine giacciono separate da una netta interfaccia.

Questa condizione, che per gli estuari di grandi dimensioni è conseguenza di portate fluviali elevate, è stata misurata costantemente nel Lamone durante il monitoraggio del 2008 e la sua presenza è stata, al contrario, legata alla concomitanza di bassi valori di flusso fluviale (grandi numeri di Richardson) e piccole escursioni tidali che in estuari di piccole dimensioni portano allo stesso risultato. La supremazia del regime marino su quello fluviale nel sistema studiato è stata confermata anche attraverso le misure di livello idrometrico che hanno portato alla luce la sua totale dipendenza dalle fluttuazioni tidali misurate in mare.

Lo studio ha anche messo in evidenza l'importante ruolo della batimetria nel processo di ingresso dell'acqua marina nell'estuario. Nel Lamone, le già bassissime pendenze naturali, caratteristiche dei fiumi padani nel loro tratto di pianura, sono addirittura invertite creando gradienti topografici da mare verso monte che agiscono come una sorta di scivolo per il trasferimento delle masse

d'acqua di mare verso l'interno. La ricerca ha anche dimostrato come la presenza di opere artificiali sia il principale fattore di controllo della topografia del fondo inducendo fenomeni erosivi che accentuano le pendenze innaturali dell'alveo fluviale. Allo stesso tempo una di queste opere artificiali, la soglia sommersa di pietrame posta a protezione di un metanodotto che attraversa il fiume, rappresenta l'unico elemento efficace in grado di bloccare la risalita salina prima della diga del Carrarino.

Le misure effettuate nell'acquifero freatico hanno mostrato come la sua connessione con il Lamone, in una zona caratterizzata da sabbie affioranti come quella del Bardello, sia attiva nonostante la caratteristica di pensilità del fiume e la deposizione di materiali fini (*clogging*) che raramente vengono scalzati da piene significative.

Le fluttuazioni del livello idrometrico (strettamente dipendenti dai cicli tidali) sono trasmesse all'acquifero che oscilla a sua volta in prossimità del fiume. Il segnale è smorzato in ampiezza molto velocemente con la distanza dall'alveo e già a 30m dal fiume la sua ampiezza è ridotta di quasi il 95%; a 90m l'oscillazione è quasi impercettibile. L'effetto del fiume sull'acquifero risulta quindi essere confinato ad una fascia piuttosto stretta compresa entro i 75/100m dall'alveo.

L'applicazione di modelli analitici ci ha permesso di studiare in maniera più profonda il rapporto fra il Lamone e l'acquifero dal punto di vista teorico e di quantificare, seppure in maniera approssimativa, i flussi di acqua che dal fiume finiscono nelle acque sotterranee e viceversa. Nonostante i valori calcolati siano estremamente piccoli e con picchi massimi dell'ordine di $0,5 \text{ m}^3/\text{giorno}$ per ogni metro lineare di fiume, sia in una direzione che nell'altra, non va dimenticato che il trasporto riguarda certamente acqua salmastra (tipicamente con salinità simile all'acqua di mare) che entra nell'acquifero a circa 6 chilometri dal mare.

In generale, lo studio delle dinamiche di ingressione marina nell'alveo e dell'interazione Lamone – acquifero porta alla luce numerose problematiche che una corretta gestione dell'estuario dovrebbe tenere in considerazione, in futuro più di quanto non abbia fatto in passato.

La costruzione di infrastrutture sull'alveo ad esempio non ha mai tenuto conto delle modificazioni che produce sull'alveo stesso se non dal punto di vista

della sicurezza idraulica del fiume. L'effetto delle modificazioni indotte sulle dinamiche di intrusione salina sono raramente incluse nell'analisi valutativa di un progetto.

La parte finale dell'estuario, inoltre, destinata alla fruizione da parte dei diportisti, subisce periodici dragaggi (a cadenza annuale) che smantellano la naturale protezione a barra di foce che il sistema costruisce in prossimità dello sbocco a mare. La fruibilità di una certa parte dell'estuario va quindi a discapito della presenza di una soglia naturale che potrebbe rappresentare il primo, strumento di mitigazione dell'intrusione salina nell'alveo.

Il tratto estuarino del Lamone, per concludere, è stato recentemente chiamato in causa per un possibile aumento dei prelievi d'acqua dolce legato a progetti di diversa natura, finalizzati al mantenimento di zone umide di pregio naturalistico o al mantenimento dei carichi idraulici nelle pialasse al fine di contrastare l'invasione salina delle pinete. Lo studio qui presentato mostra come in realtà l'acqua dolce nell'estuario sia già presente in minima parte allo stato attuale delle cose e come quindi, un ulteriore prelievo di tale risorsa potrebbe risultare un danno ulteriore in tema di intrusione salina nell'entroterra.

Un'ultima considerazione riguarda il tema della disponibilità e della fruibilità dei dati ai fini di ricerca. Alcuni degli aspetti che hanno reso difficoltoso questo lavoro di ricerca sono stati proprio la carenza di infrastrutture di misura (di dati in continuo ad esempio) e la scarsa fruibilità dei dati presenti che a volte sono nascosti e difficilmente raggiungibili. Una maggiore semplicità nel trasferimento delle conoscenze e una più capillare presenza di infrastrutture di misura sul territorio renderebbero sicuramente più semplice e veloce il lavoro di ricerca portando a migliori risultati scientifici.

RINGRAZIAMENTI

Questo studio è stato possibile grazie alla collaborazione di alcuni enti, strutture ed istituzioni che si sono più volte resi disponibili fornendo dati e supporto ad alcune attività. Per questo motivo vorrei ringraziare:

- Associazione “L’Arca” nella persona del Sig. Giorgio Lazzari
- Autorità dei Bacini Regionali Romagnoli (RER) nella persona di Oscar Zani
- Azienda Agraria Sperimentale “M. Marani” nella persona del Dott. Dal Re e del personale addetto alla stazione meteorologica.
- Istituto Tecnico Agrario Sperimentale “G. Perdisa” nelle persone del preside, Ing. Masi e della Sig.ra Ivana Mazzolani.
- Servizio Geologico Sismico e dei Suoli (RER) nelle persone di Paolo Severi e Luciana Bonzi
- Servizio Tecnico Bacino di Romagna (RER) nella persona di Renzo Ragazzini

Un ringraziamento particolare va al Prof. Gabbianelli, per aver sempre creduto in me in questi ultimi anni e al Prof. Antonellini che, con la sua passione mi ha motivato e guidato in questo lavoro.

Vorrei ringraziare anche tutti i colleghi dell'IGRG che più volte si sono sacrificati con me per il lavoro in campagna.

Per concludere il mio più forte abbraccio va ad Enrica, alla mia famiglia e ai miei amici che mi sono stati tanto vicino in questo periodo della mia vita e mi hanno aiutato a superare ogni difficoltà.

BIBLIOGRAFIA

ADBRR 2001. Studio per la determinazione del minimo deflusso costante vitale nel bacino campione del F.Lamone (Province di Firenze e di Ravenna) e nel bacino campione del F.Savio (Province di Forlì-Cesena e di Ravenna). A cura di Medingegneria s.r.l.

AMOROSI A., ASIOLI A., BONDESAN M., CIBIN U., COLALONGO M. L., CORREGGIARI A., PASINI G., PRETI D., ROVERI M., SARTI G., SEVERI P., STEFANI M., TRINCARDI F., VAIANI S. C., VINCENZI S., 2002. Dalle conoidi pedemontane al mare aperto: architettura stratigrafica tardo-quadernaria dell'Adriatico settentrionale e della pianura costiera emiliano-romagnola. Le pianure: conoscenza e salvaguardia. Il contributo delle Scienze della Terra, Ferrara.

AMOROSI A., COLALONGO M.L., FUSCO F., PASINI G., FIORINIA F., 1999. Glacio-eustatic control of continental–shallow marine cyclicity from late quaternary deposits of the southeastern Po Plain, Northern Italy. *Quaternary Research*, Vol. 52, Issue 1, pp. 1-13.

ANTONELLINI M., MOLLEMA P., GIAMBASTIANI B., BANZOLA E., BISHOP K., CARUSO L., MINCHIO A., PELLEGRINI L., SABIA M., ULAZZI E., AND GABBIANELLI G. 2008. Salt water intrusion in the coastal aquifer of the southern Po-plain, Italy. *Hydrogeology Journal* 16:1541-1556. DOI 10.1007/s10040-008-0319-9.

ANTONELLINI, M., MOLLEMA, P.N., Impact of groundwater salinity on vegetation species richness in the coastal pine forests and wetlands of Ravenna, Italy. *Ecol. Eng.* (2010), doi:10.1016/j.ecoleng.2009.12.007

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

ARPA 2010. Atlante Idroclimatico dell' Emilia-Romagna 1961-2008. Arpa – Servizio IdroMeteoClima, Regione Emilia-Romagna.

BARLOW P.M., MOENCH A.F., 1998. Analytical solutions and computer programs for hydraulic interaction of stream– aquifer systems. US Geological Survey Open-File Report 98- 415A, 85 pp.

BARLOW, P.M., DESIMONE, L.A., MOENCH, A.F., 2000. Aquifer response to stream-stage and recharge variations II. Convolution method and applications. *Journal of Hydrology*, vol. 230, pp. 211–229.

BERTONI W., BRIGHENTI G., GAMBOLATI G., GATTO P., RICCERI G., VUILLERMIN E., 1988, Risultati degli Studi e delle Ricerche sulla Subsidenza di Ravenna. Comune di Ravenna.

BONDESAN M., FAVERO V., VIÑALS M. J., 1995. New evidence on the evolution of the Po delta coastal plain during the Holocene. *Quaternary International Vol 29/30*, 105-110.

CAMERON W.M. & PRITCHARD D.W., 1963. Estuaries. In M. N. Hill (editor): *The Sea* vol. 2, John Wiley and Sons, New York, 306 - 324.

CARMINATI E., Martinelli G., 2002. Subsidence rates in the Po Plain, northern Italy: the relative impact of natural and anthropogenic causation. *Engineering Geology* n.66, 241 – 255.

CHEN X. & CHEN X., 2003. Stream water infiltration, bank storage, and storage zone changes due to stream-stage fluctuations. *Journal of Hydrology*, vol. 280, pp. 246–264.

COOPER H. H. JR. & RORABAUGH M.I., 1963. Ground-water movements and bank storage due to flood stages in surface streams: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1536-J, p. 343–366.

CUSTER U., 1957. Sistemazione della Cassa di Colmata del Lamone. Ufficio del Genio Civile di Ravenna, Ministero dei Lavori Pubblici.

DESIMONE L.A. & BARLOW P.M., 1999. Use of computer programs STLK1 and STWT1 for analysis of stream–aquifer hydraulic interaction. US Geological Survey Water-Resources Investigations Report 98-4212, 61pp.

DYER KR. 1997. *Estuaries. A Physical Introduction*. John Wiley & Sons: Chichester, 195pp.

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

FREEZE, R.A., CHERRY, J.A., 1979. Groundwater. Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, NJ.

GAMBOLATI G., Teatini P., 1998. Numerical analysis of land subsidence due to natural compaction of the Upper Adriatic Sea basin. In: Gambolati g. (ed) CENAS, Coastal evolution of the upper Adriatic sea due to sea level rise and natural and anthropogenic land subsidence. Kluwer Academic Publishing, Water Science & Technology Library n. 28, 103-131.

GAMBOLATI, G., Ricceri, G., Bertoni, W., Brighenti, G., Vuillermin, E., 1991. Mathematical simulation of the subsidence of Ravenna. Water Resour. Res. 27, 2899–2918.

GIAMBASTIANI B.M.S., MOLLEMA P.N., ANTONELLINI M., 2009. Groundwater Management in the Northern Adriatic Coast (Ravenna, Italy): New Strategies to Protect the Coastal Aquifer From Saltwater Intrusion. In: Groundwater: Modelling, Management and Contamination. Authors: König L.F. and Weiss J.L.; Nova Publishers.p. 167-193.

GIAMBASTIANI. B.M.S., 2007. Evoluzione idrologica ed idrogeologica della pineta di San Vitale (Ravenna). Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze Ambientali, XIX Ciclo, A/A 2006-2007, Università' di Bologna.

GLOVER R.E. & BALMER C.G., 1954. Stream depletion resulting from pumping a well near a stream. American Geophysical Union Transactions, 35 (3), pp. 168–470.

GLOVER R.E., 1966. Ground-water movement. U.S. Bureau of Reclamation. Engineering Monograph 31, 76 pp.

HALL F.R. & MOENCH A.F., 1972. Application of the convolution equation to stream-aquifer relationships. Water Resources Research, vol. 8, issue. 2, pp. 487–493.

HANTUSH M.S., 1961. Discussion of paper by P.P. Rowe 'An equation for estimating transmissibility and coefficient of storage from river-level fluctuations'. Journal of Geophysical Research, vol. 66, n°. 4, pp. 1310–1311.

HANTUSH M.S., 1965. Wells near streams with semipervious beds. Journal of Geophysical Research, v. 70, n° 12, pp. 2829–2838.

HARVEY, J.W. AND K.E. BENCALA, 1993. The effect of streambed topography on surface-subsurface water exchange in mountain catchments, *Water Resources Research*, 29(1), pp. 89-98.

HSIEH, P.A., 2001, *TopoDrive and ParticleFlow—Two Computer Models for Simulation and Visualization of Ground-Water Flow and Transport of Fluid Particles in Two Dimensions*. U.S. Geological Survey Open-File Report 01-286, 30 p.

HUTCHINSON M.F., 1988. Calculation of hydrologically sound digital elevation models. Paper presented at Third International Symposium on Spatial Data Handling at Sydney, Australia.

HUTCHINSON, M.F. 1989. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology* 106: 211-232.

IPCC 2000. Special report on emission scenarios. Special Report of IPCC Working Group III. Intergovernmental Panel on Climate Change.

IPCC 2007. Fourth Assessment Report on Climate Change. Intergovernmental Panel on Climate Change.

JUMIKIS, A.R. 1962. *Soil Mechanics*. D. Van Nostrand Book Company, New York, pp. 384.

KEERY J, BINLEY A., CROOKA N. AND SMITH J.W.N., 2007. Temporal and spatial variability of groundwater–surface water fluxes: Development and application of an analytical method using temperature time series. *Journal of Hydrology*, vol. 33 (6), issue 1-2, pp 1-16.

LEWIS E.L., PERKIN R.G., 1981. The Practical Salinity Scale 1978: conversion of existing data. *Deep-Sea Res.*, 28A, 307-328.

MAO X., ENOT P., BARRY D.A., LI L., BINLEY A., JENG D.S., 2006. Tidal influence on behavior of a coastal aquifer adjacent to a low-relief estuary. *Journal of Hydrology*, vol. 32 (7), issue 1-2, pp 110 -127.

MAZZOTTI 2003. *Fiumi e valli ravennati*. Consorzio di Bonifica della Romagna Centrale, stampa 2003, 45 pp.

MOENCH, A.F., BARLOW, P.M., 2000. Aquifer response to stream- stage and recharge variations: I. Analytical step-response functions. *Journal of Hydrology*, vol. 230, pp. 192–210.

NEUMAN S.P., 1972. Theory of flow in unconfined aquifers considering delayed response of the water table. *Water Resources Research*, vol. 8, issue 4, pp. 1031–1045.

NEUMAN S.P., 1974. Effect of partial penetration on flow in unconfined aquifers considering delayed gravity response. *Water Resources Research*, vol. 10, n° 2, pp. 303–312.

O'CALLAGHAN et al., 2007. The response of circulation and salinity in a micro-tidal estuary to sub-tidal oscillations in coastal sea surface elevation. *Continental Shelf Research* 27 (2007) 1947–1965.

PAGLIARA S. & CHIAVACCINI P., 2004. Urban Stream Restoration Structures. In *Enhancing Urban Environment by Environmental Upgrading and Restoration*, J Marsalek et al. (eds); Chapter 4, p. 239 – 252.

PARTHENIADES, E., 1990. Estuarine sediment dynamics and shoaling processes. In: Herbich, J.B., Editor, 1990. *Handbook of Coastal and Ocean Engineering* vol. 3, Gulf Publishing Co, pp. 881–984.

PRETI M., 2000. Eustatismo, subsidenza e linee di intervento per la difesa del territorio costiero in Emilia-Romagna. *Mare e cambiamenti globali*, ICRAM, ARPA – Ingegneria Ambientale, Bologna, 167-179.

REGIONE EMILIA ROMAGNA & Greentime s.p.a., 2006. *I capanni da pesca, una tradizione dell'identità popolare*, a cura di Silvia Grandi.

REGIONE EMILIA ROMAGNA, 2007. *Individuazione di risorse idriche alternative. Progetto Pilota*. Regione Emilia Romagna, Servizio geologico sismico dei suoli. A cura di P. Severi e L. Bonzi.

REGIONE EMILIA-ROMAGNA & ENI-AGIP, 1998. *Riserve idriche sotterranee della Regione Emilia-Romagna. Relazione tecnica* a cura di Di Dio G.

REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 2003. *Definizione del DMV analisi a livello regionale del criterio messo a punto dall'autorità di bacini del fiume Po e sua caratterizzazione ed eventuale adeguamento. Relazione Quadro conoscitivo – Attività I*.

REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 2004. *Relazione sullo stato dell'Ambiente della Regione Emilia-Romagna*. ARPA, Regione Emilia-Romagna.

REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 2005. Piano di tutela delle acque. Relazione generale comprensiva del quadro conoscitivo, Regione Emilia-Romagna, Arpa – Ingegneria Ambientale.

REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 2009. Programma di azione locale di lotta alla siccità e desertificazione. Relazione di sintesi. Regione Emilia-Romagna, Arpa – Servizio IdroMeteoClima.

REGIONE EMILIA-ROMAGNA, 2009. Programma di azione locale di lotta alla siccità e desertificazione. Relazione di sintesi. Regione Emilia-Romagna, Arpa – Servizio IdroMeteoClima.

REHG, K.J., PACKMAN, A.I., REN, J., 2005. Effects of suspended sediment characteristics and bed sediment transport on stream-bed clogging. *Hydrological Processes* 19, pp. 413–427. doi:10.1002/hyp.5540.

RONCUZZI A., 1994. Storia idrogeologica della Piallassa Baiona. In: Soprani S. and Ricci C. Analisi dello stato ambientale e sanitario nelle valli ravennati. La Piallassa Baiona. Azienda U.S.L. Dipartimento dei Servizi di Prevenzione, Ravenna: 15-51.

SAVENIJE H.H.G., 2001. A simple analytical expression to describe tidal damping or amplification. *Journal of Hydrology*, vol. 43 (2), issue 3-4, pp 202-215.

SAVENIJE, H.H.G., 1986. A one-dimensional model for salinity intrusion in alluvial estuaries. *Journal of Hydrology* 85, 87 - 109.

SCHIJF J.B. & SCHONFELD J.C., 1953. Theoretical considerations on the motion of salt water and fresh water. In Proc. of the Minn. Intl Hydraulics Conv. Joint meeting IAHR and Hyd. Div., ASCE, pp.321-333.

SELLI R., CIABATTI M., 1977, L'abbassamento del suolo della zona litoranea ravennate, *Giornale di geologia*, 42/1, Bologna: 1-47.

SESTINI G., 1992, Implication of climatic changes for the Po Delta and Venice lagoon, in: *Climatic Change and the Mediterranean*, 429-491.

SINGH, K.P., 1969. Theoretical baseflow curves: American Society of Civil Engineers. *Journal of the Hydraulics Division*, vol. 95, n° HY 6, pp. 2029–2048.

SOPHOCLEOUS, M., 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal* 10. doi:10.1007/s10040-001-0170-8.

STALLMAN, R.W., 1962. Channel methods—line sink or line source (constant head, nonsteady state, no recharge). In Ferris, J.G., Knowles, D.B., Brown, R.H., and Stallman, R.W., Theory of aquifer tests. U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1536-E, pp. 126.

STEHFEST H., 1970. Numerical inversion of Laplace transforms. Communications of the Association for Computing Machinery (ACM), vol. 13, n° 1, pp. 47–49.

TEATINI P., FERRONATO M., GAMBOLATI G., BERTONI W., GONELLA M., 2005. A century of land subsidence in Ravenna, Italy. Environ. Geol, 47, 831-846.

THEIS C.V., 1941. The effect of a well on the flow of a nearby stream. American Geophysical Union Transactions, 22 (3), pp. 734–738.

TOMOZEIU R. et al., 2007. Climate changes scenarios for surface temperature in Emilia – Romagna(Italy) obtained using statistical downscaling models. Theoretical and Applied Climatology 90, 25-47.

TOSINI, 2009. Consorzio Delta Po. In: La gestione delle acque nella Regione Veneto: un piano per il bilancio idrico. Studio commissionato da Coldiretti Veneto. Fondazione Campagna Amica. (web: <http://www.osservatorioacqua.org/studio.php?id=58v>)

UNESCO, 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. Unesco technical papers in marine science 44, Unesco/SCOR/ICES/IAPSO Joint Panel on Oceanographic Tables and Standards and SCOR Working Group 51.

VAN HUSEN D., 2004. Quaternary glaciations in Austria. In: Mangerud, J., J. Ehlers, and P. Gibbard, 2004, Quaternary Glaciations: Extent and Chronology , Part I - Europe. Elsevier, Amsterdam, 488 pp.

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

VENTURINI S., 1996, Dati preliminari sulla stratigrafia e sulla subsidenza naturale nel Quaternario dell'area Ravennate e Veneziana, T.R., AGIP DIRA/GERA, Marina di Ravenna.

WINTER T.C. 1999. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal*; vol. 7, pp. 28–45.

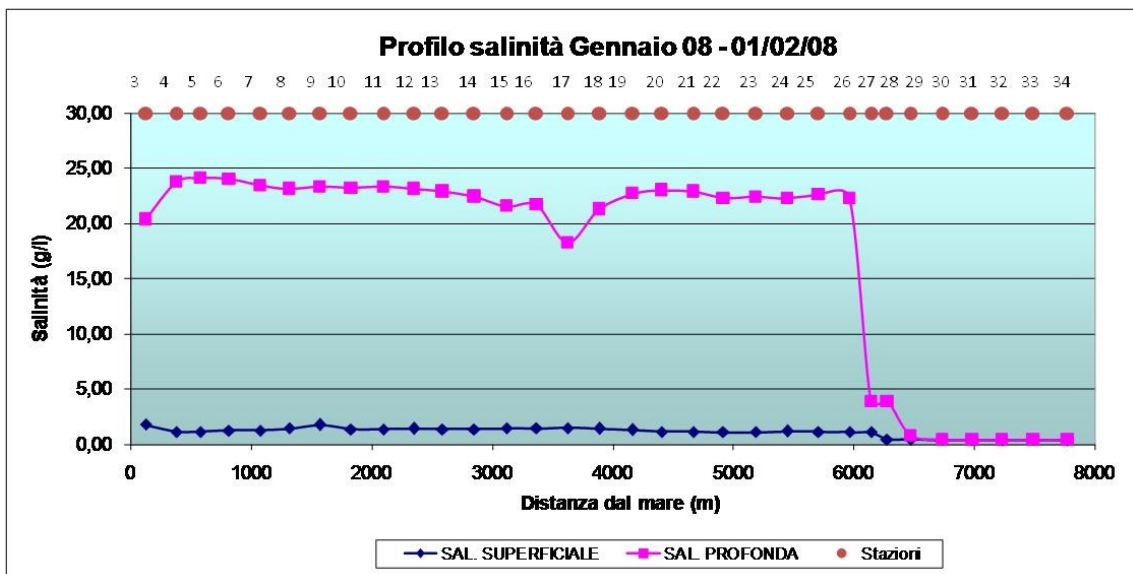
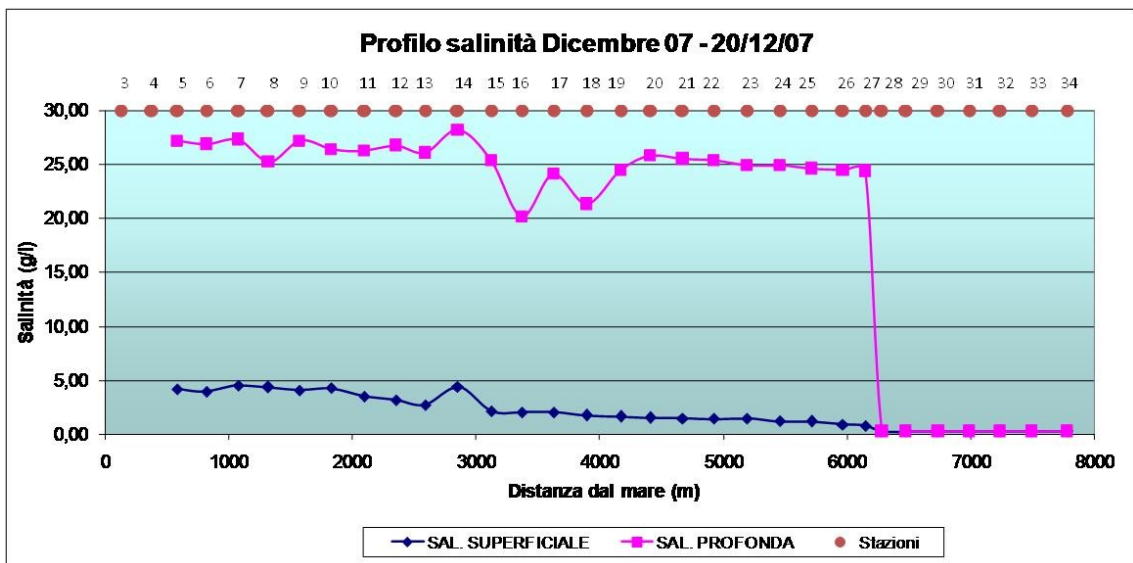
WINTER T.C., 1995. Recent advances in understanding the interaction of groundwater and surface water. *Rev Geophys (Suppl)*; pp. 985–994.

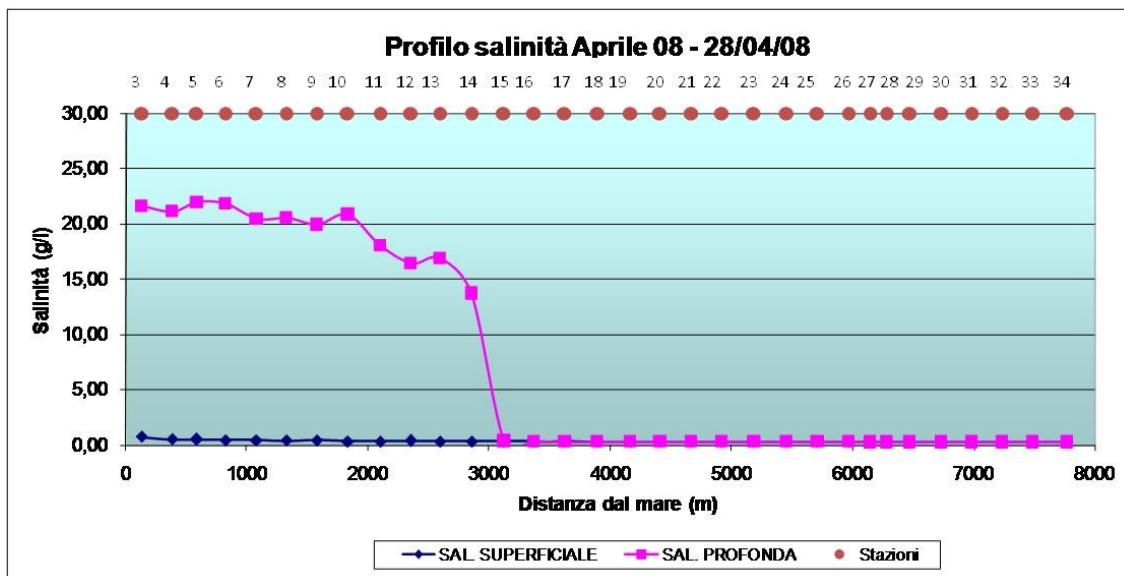
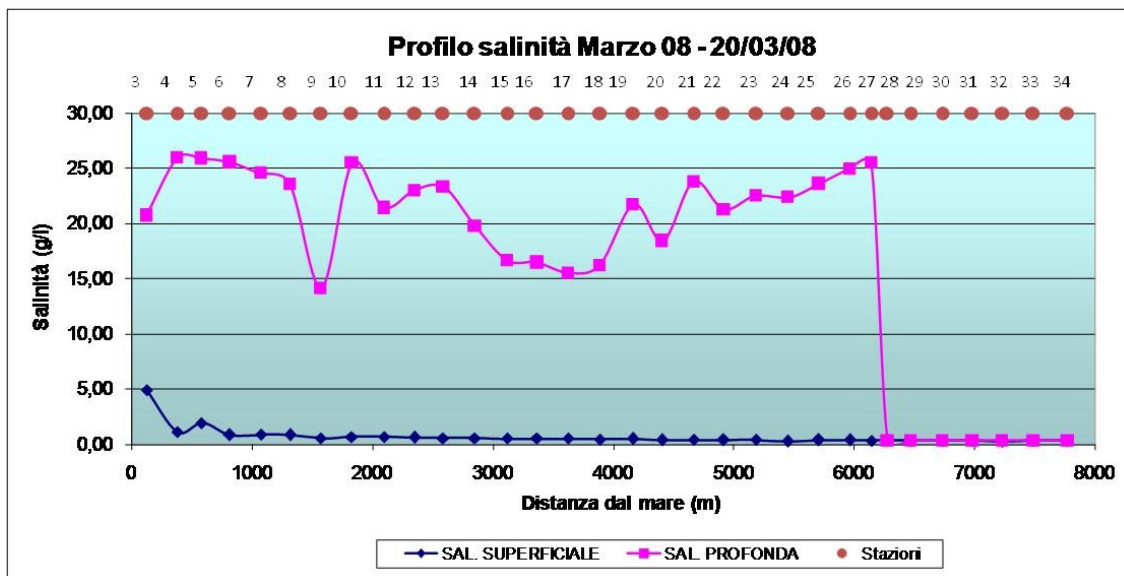
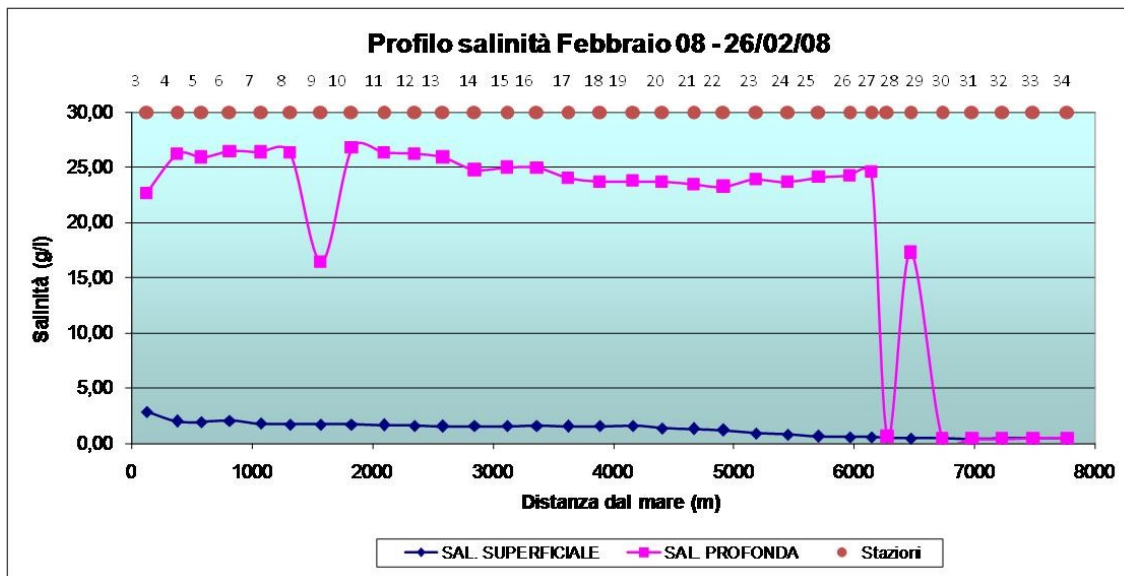
WINTER, T.C., HARVEY, J.W., FRANKE, O.L., ALLEY, W.M., 1998. Ground water and surface water – a single resource: US Geological Survey Circular 1139. US Geological Survey, Denver, CO.

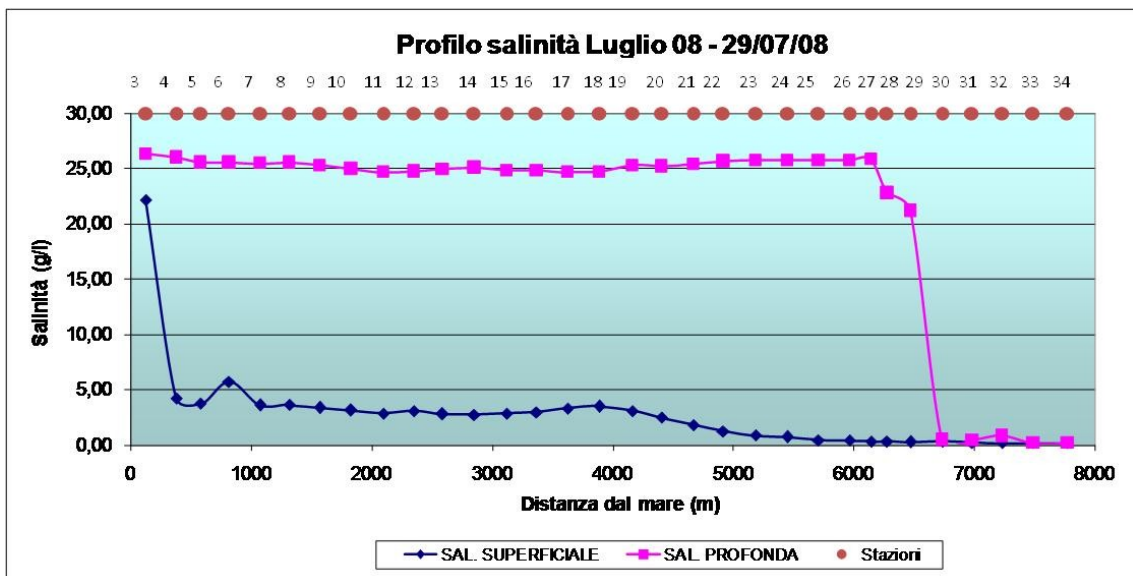
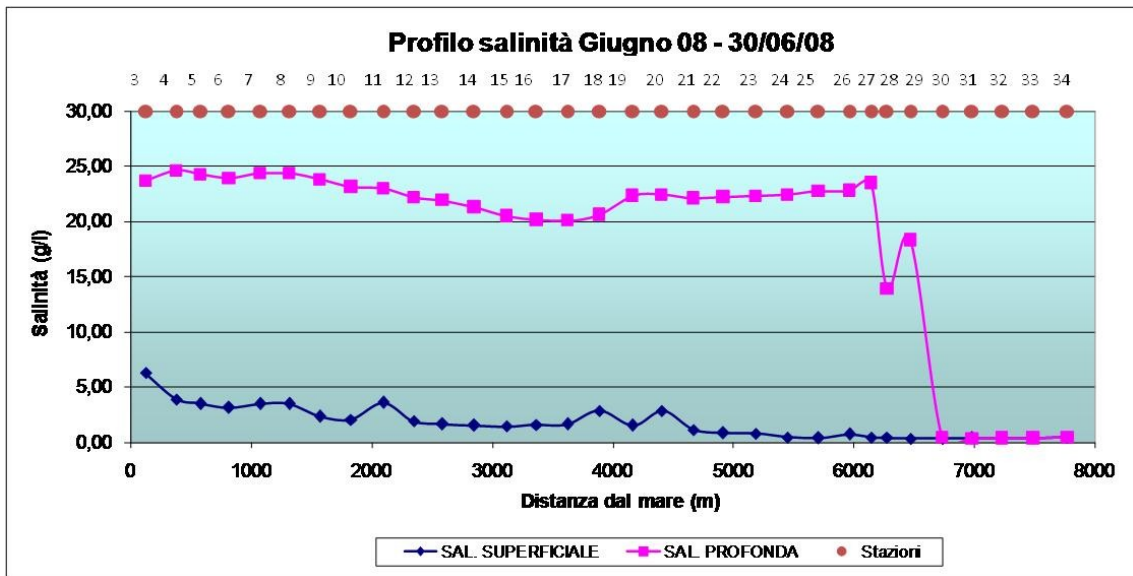
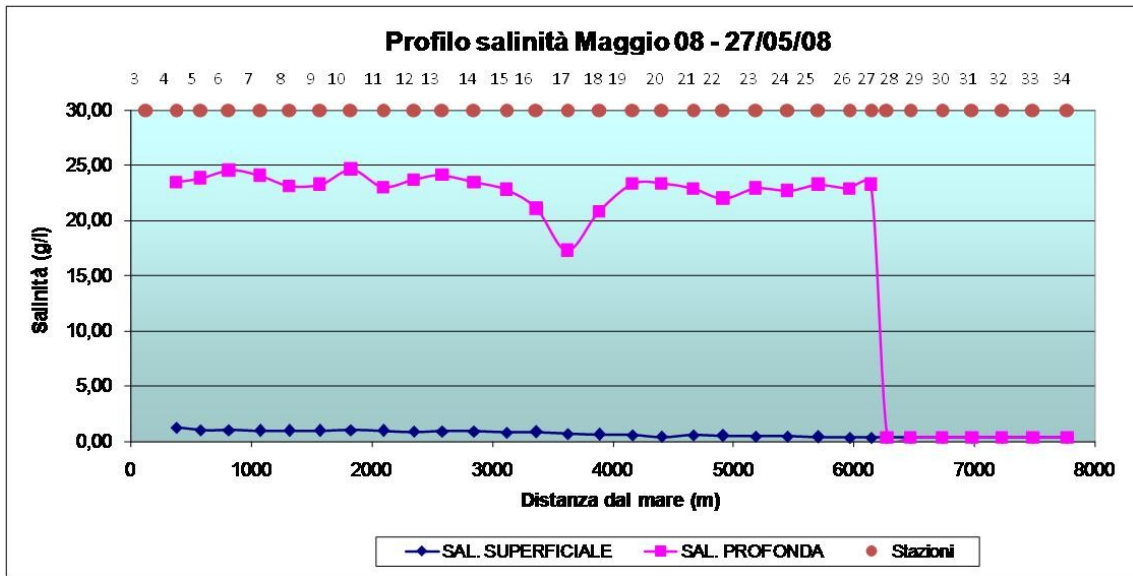
ZLOTNIK V.A., HUANG H., 1999. Effect of shallow penetration and streambed sediments on aquifer response to stream stage fluctuations (analytical model). *Ground Water*, vol.37, issue 4, pp. 599–605.

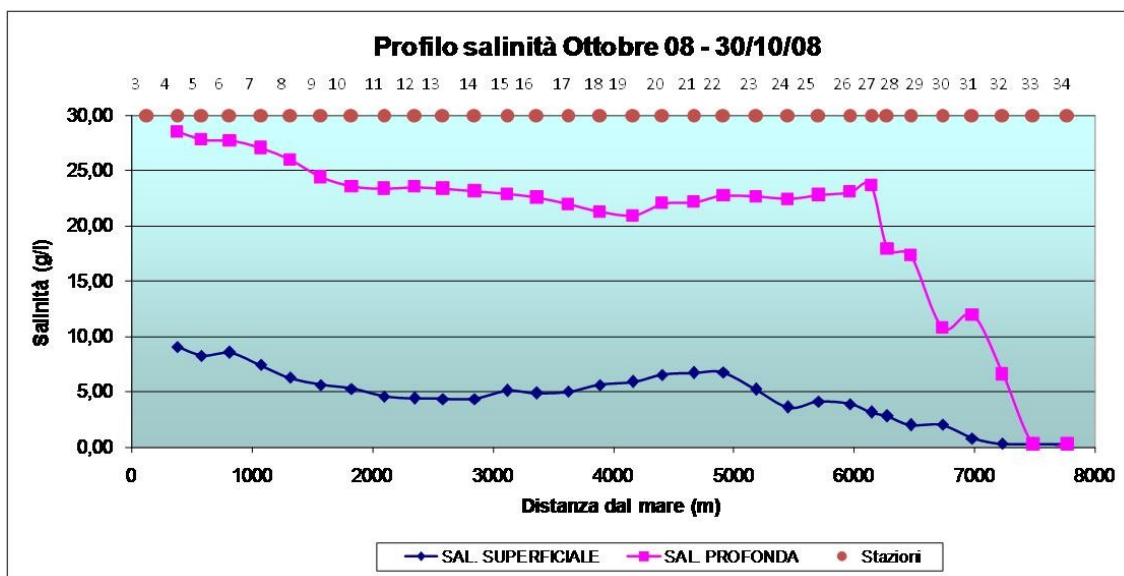
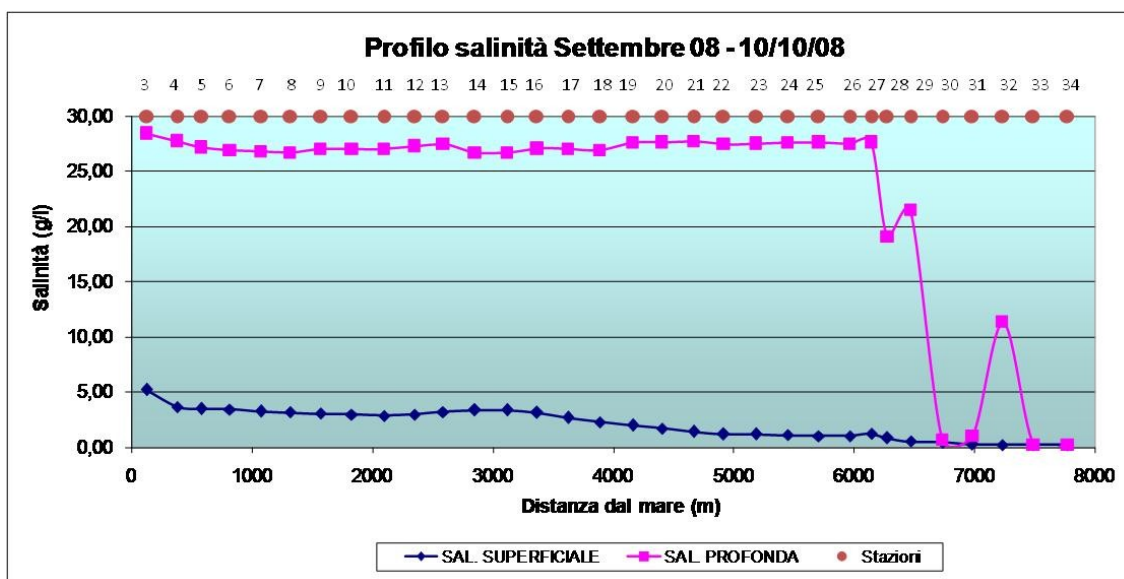
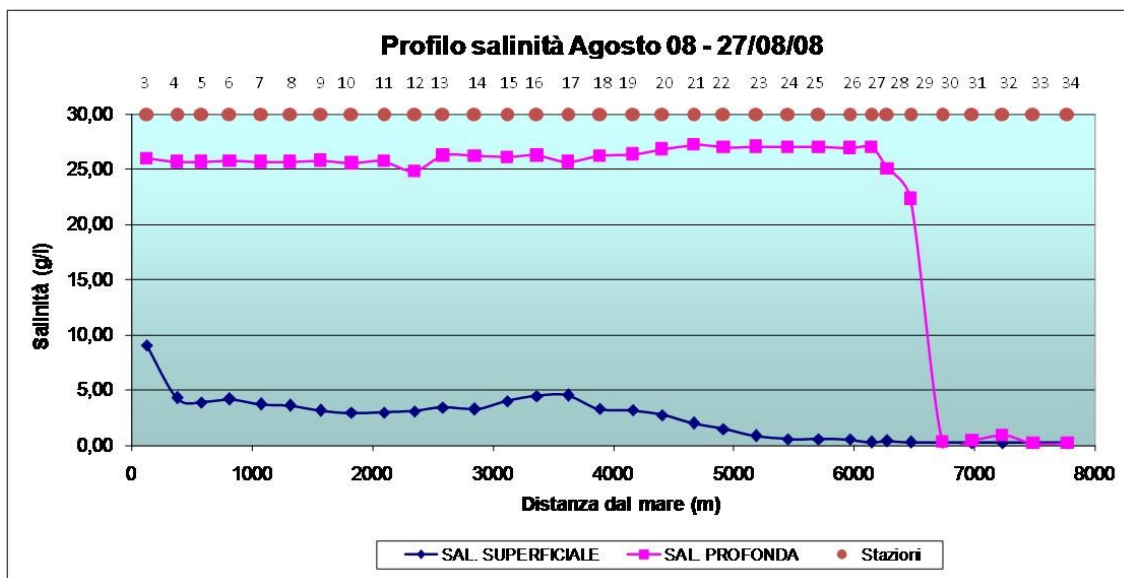
ALLEGATI

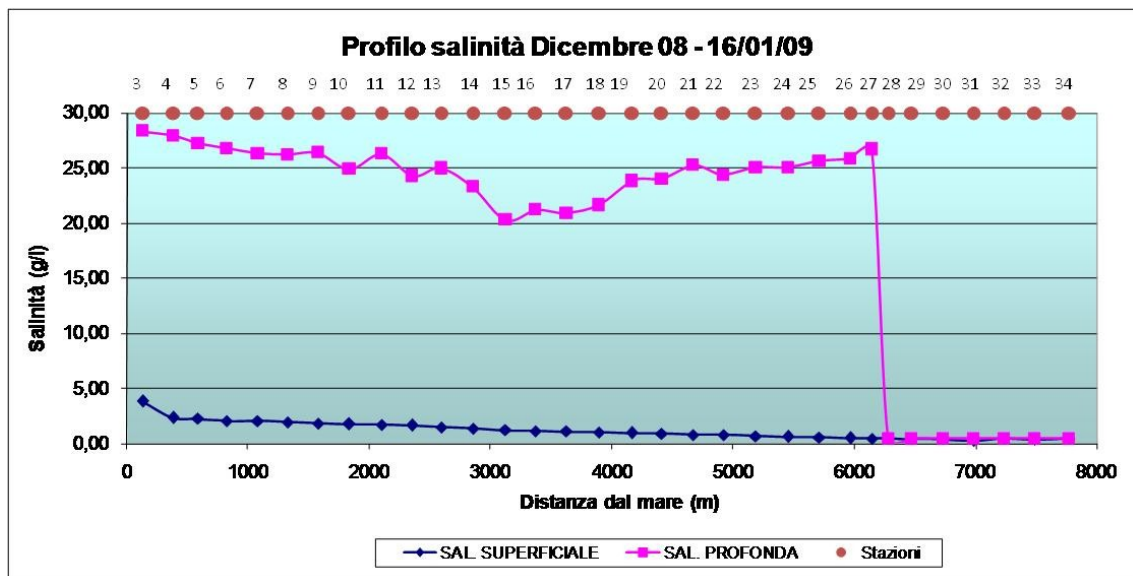
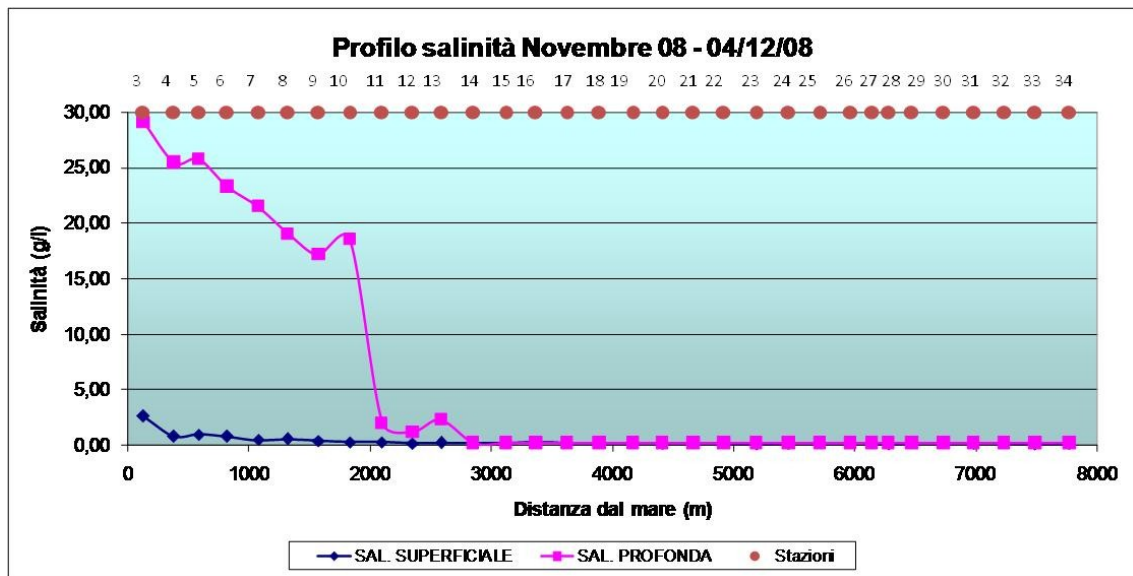
Misure di salinità superficiale e al fondo:

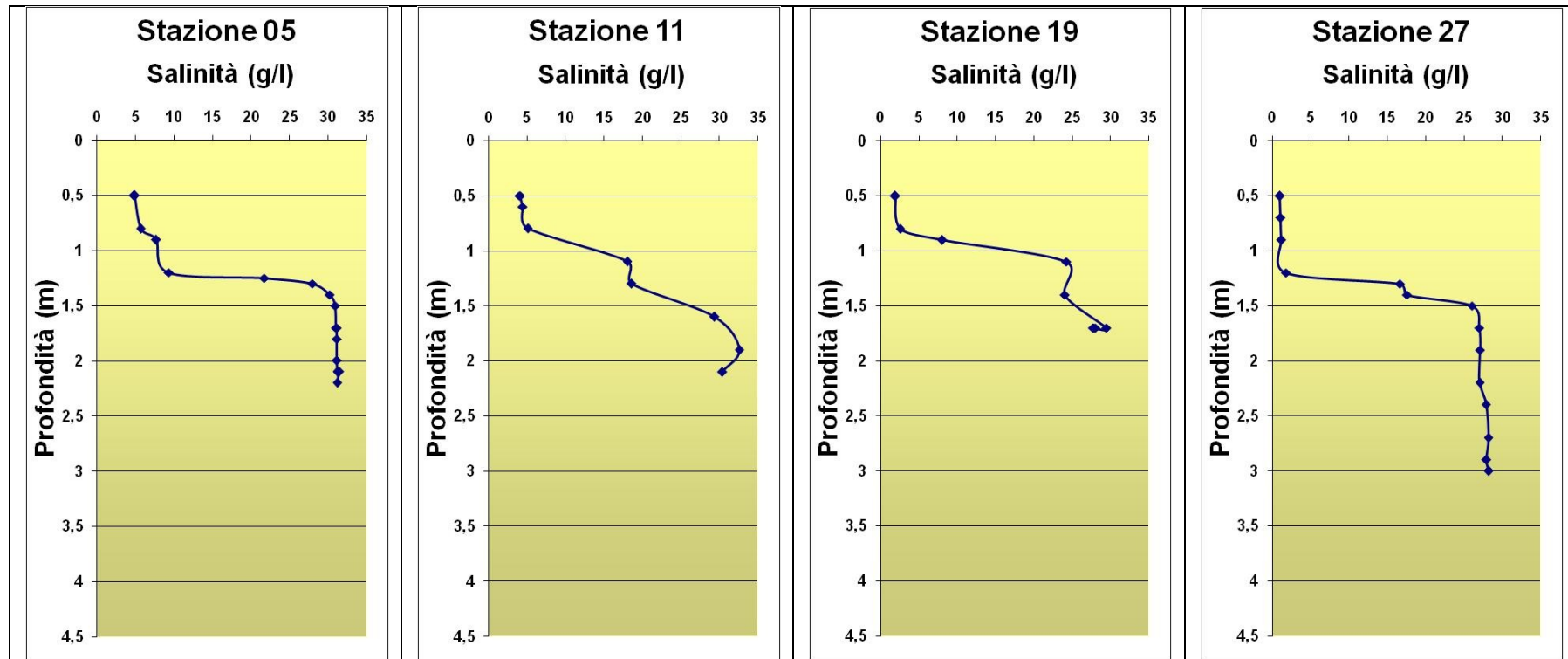




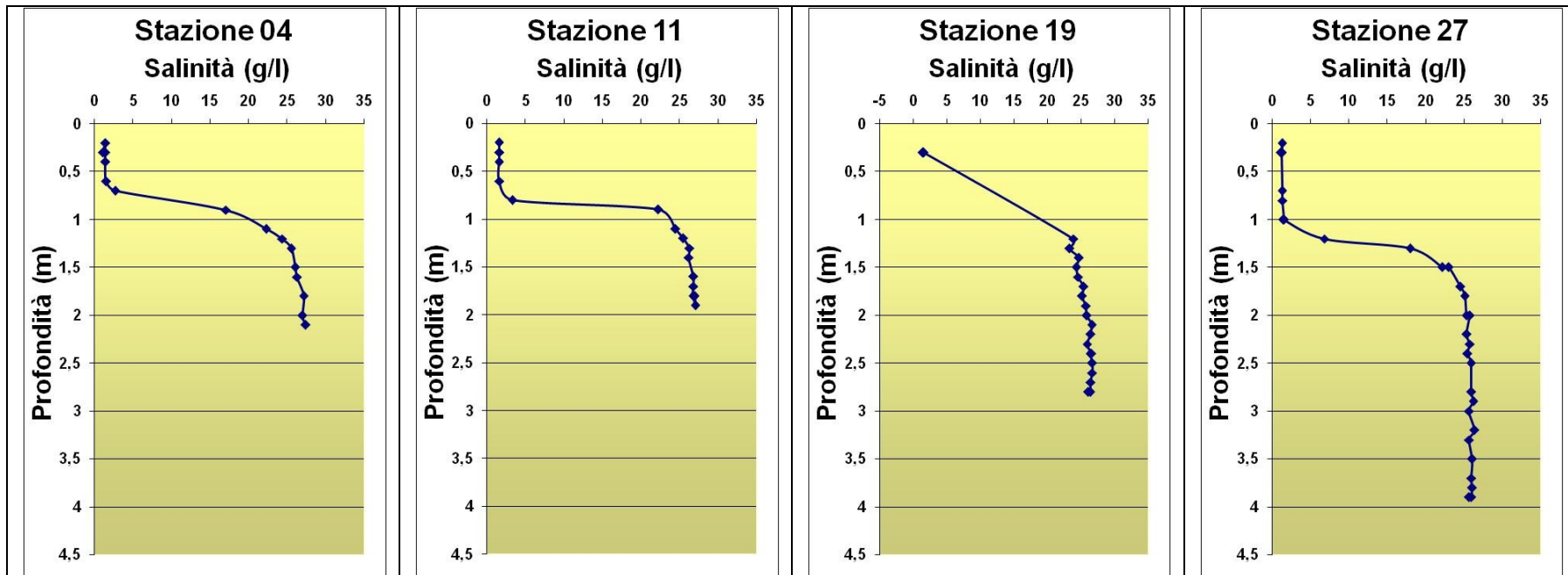




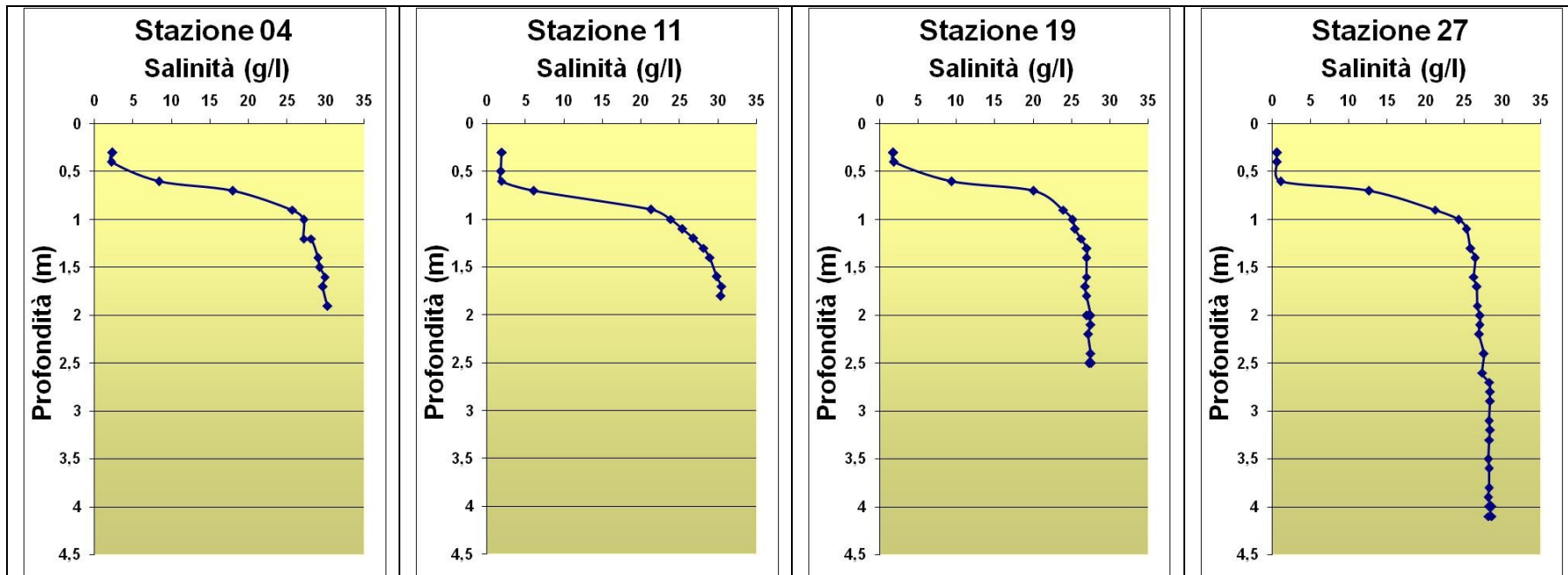


Profili verticali di salinità**Dicembre 2007**

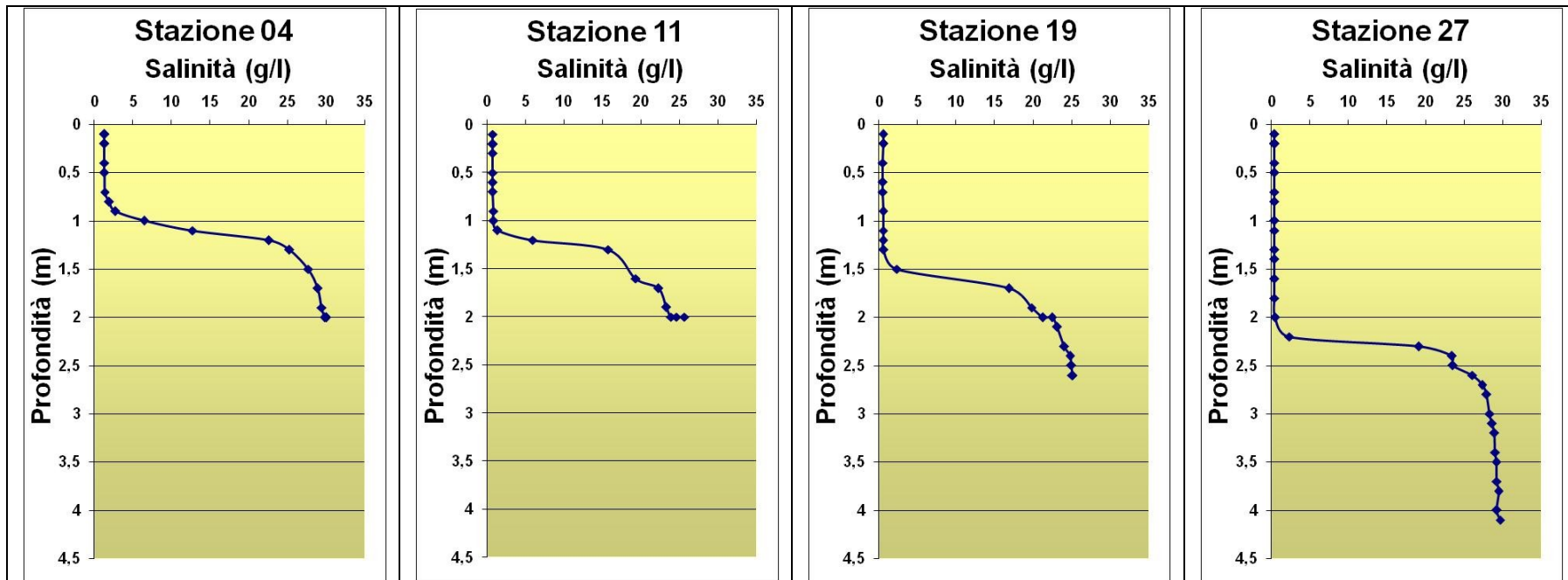
Gennaio 2008



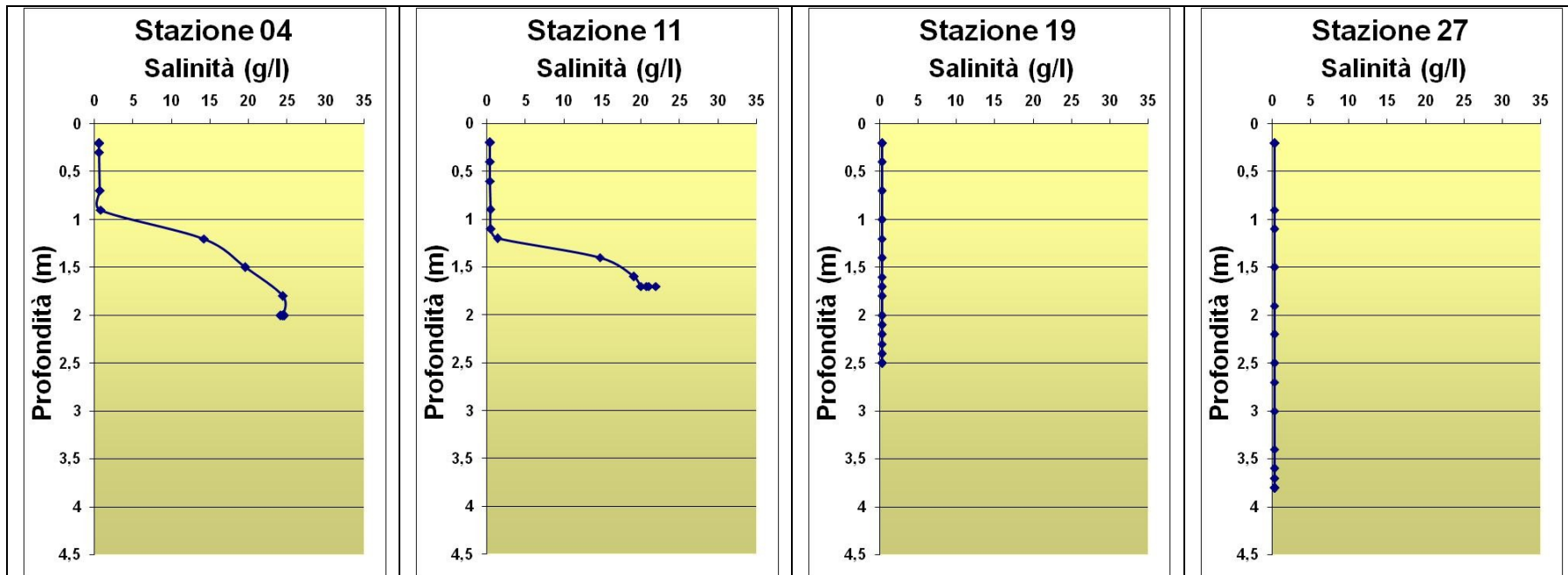
Febbraio 2008



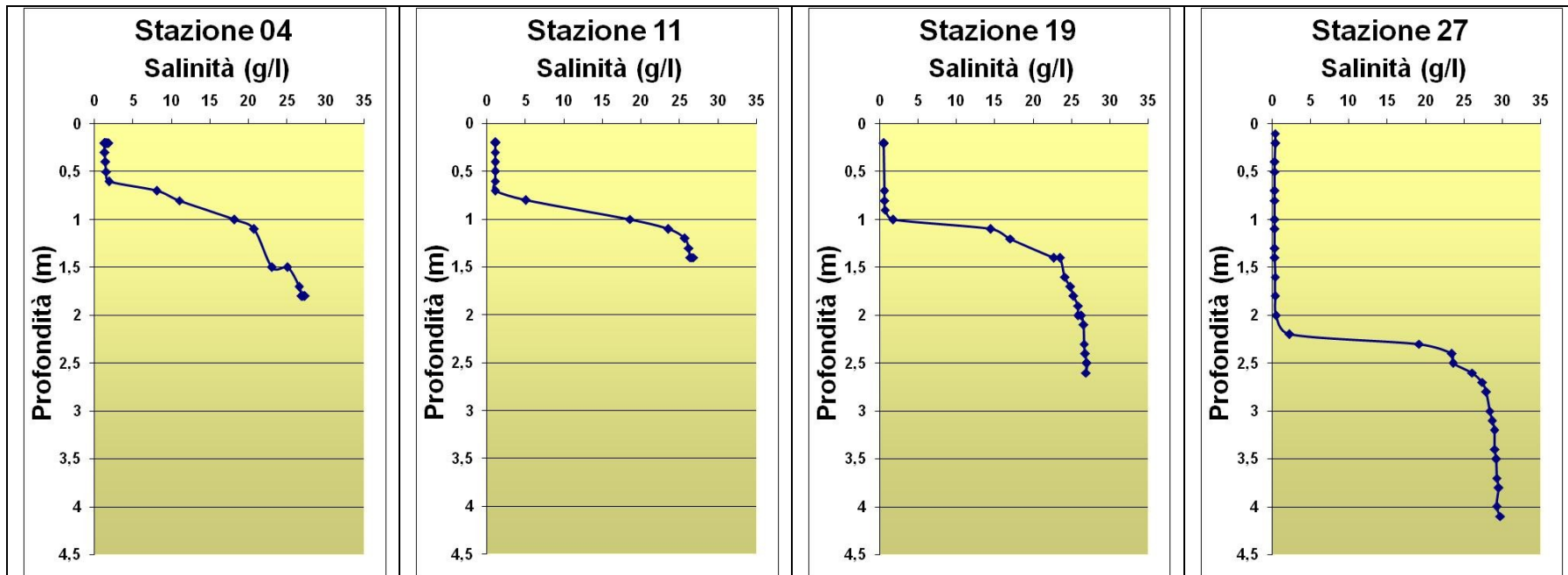
Marzo 2008



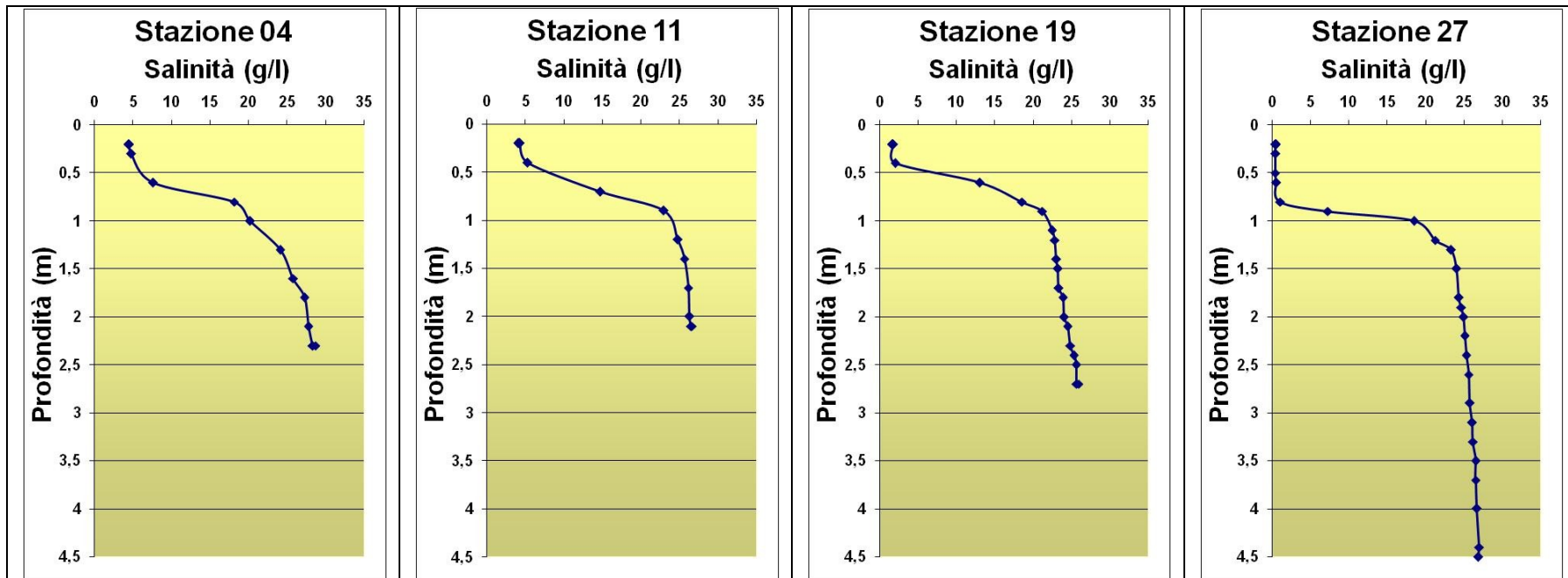
Aprile 2008



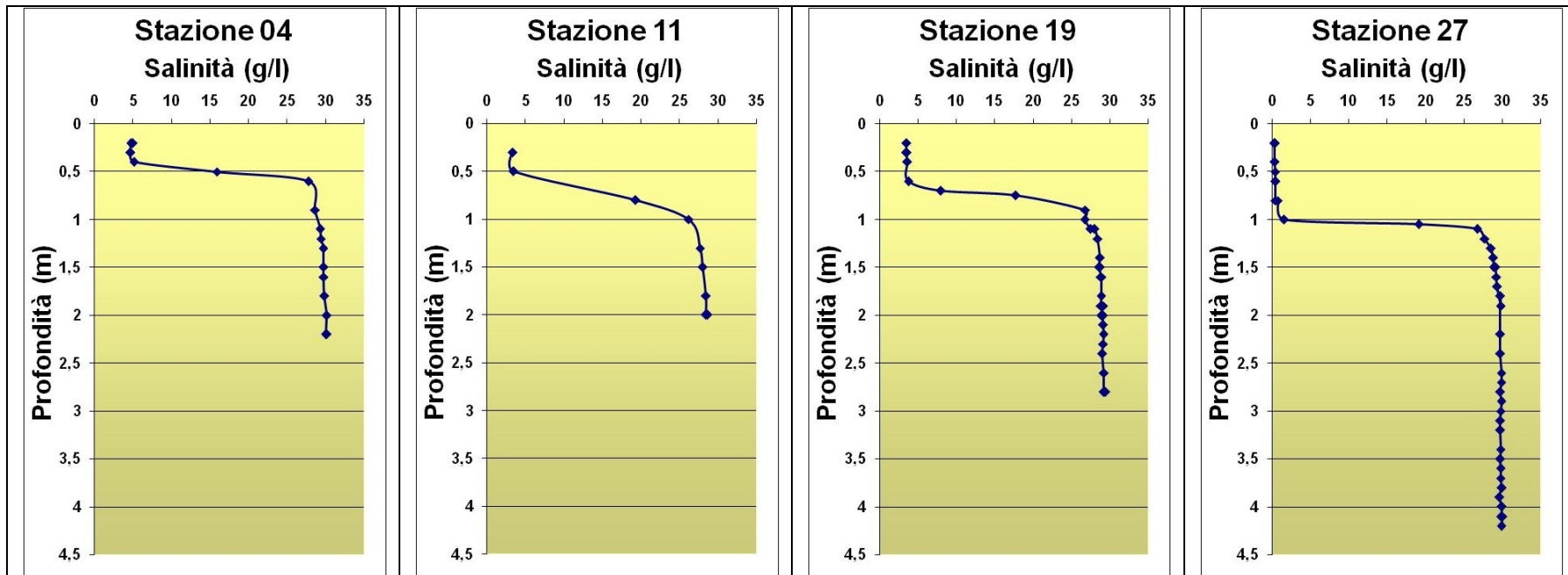
Maggio 2008



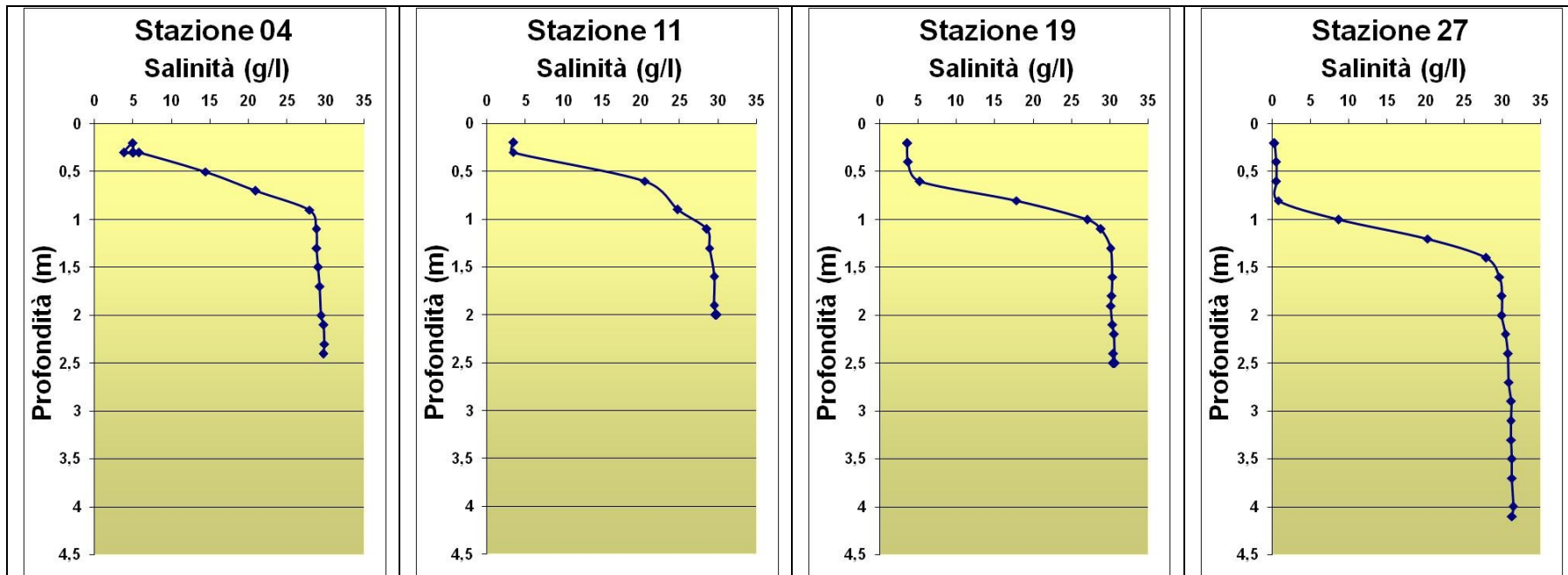
Giugno 2008



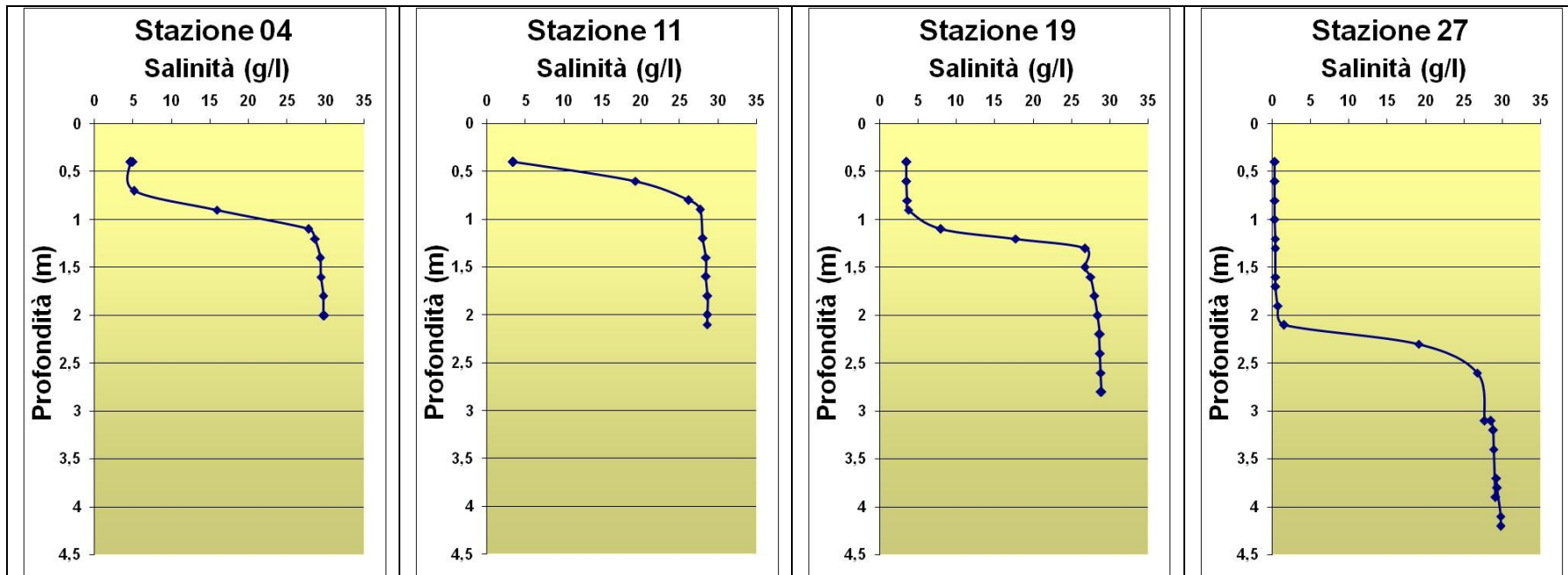
Luglio 2008



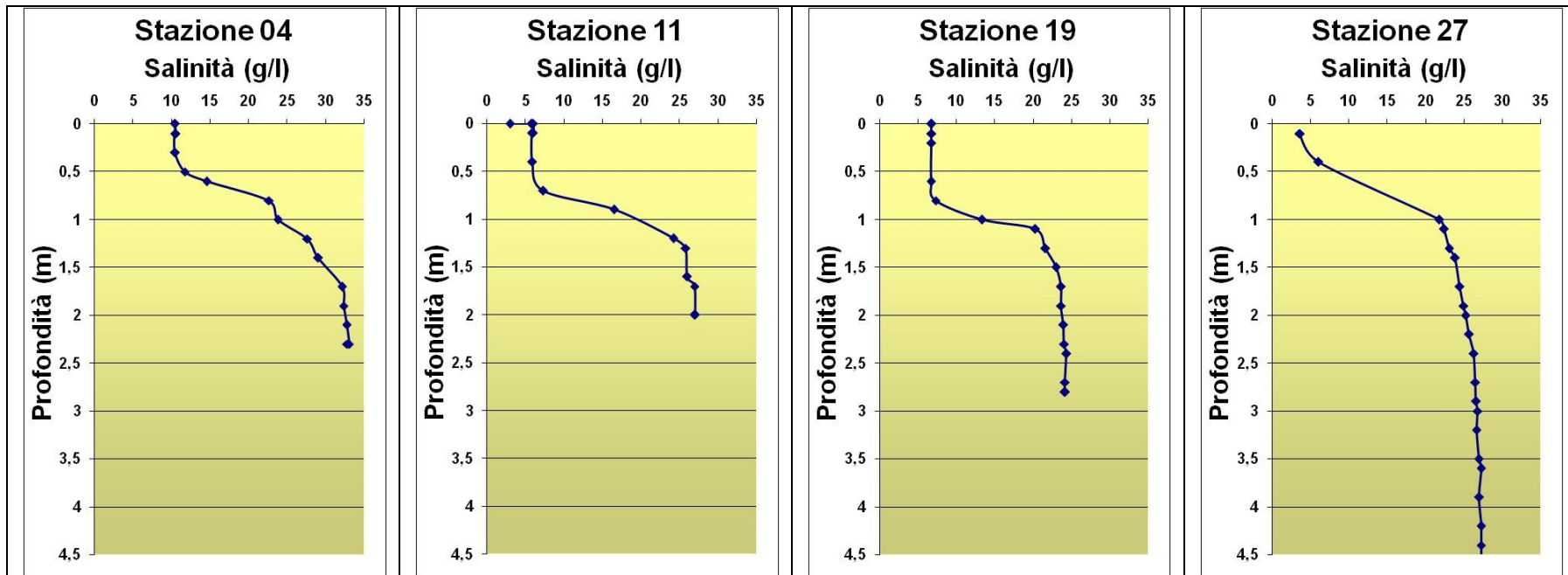
Agosto 2008



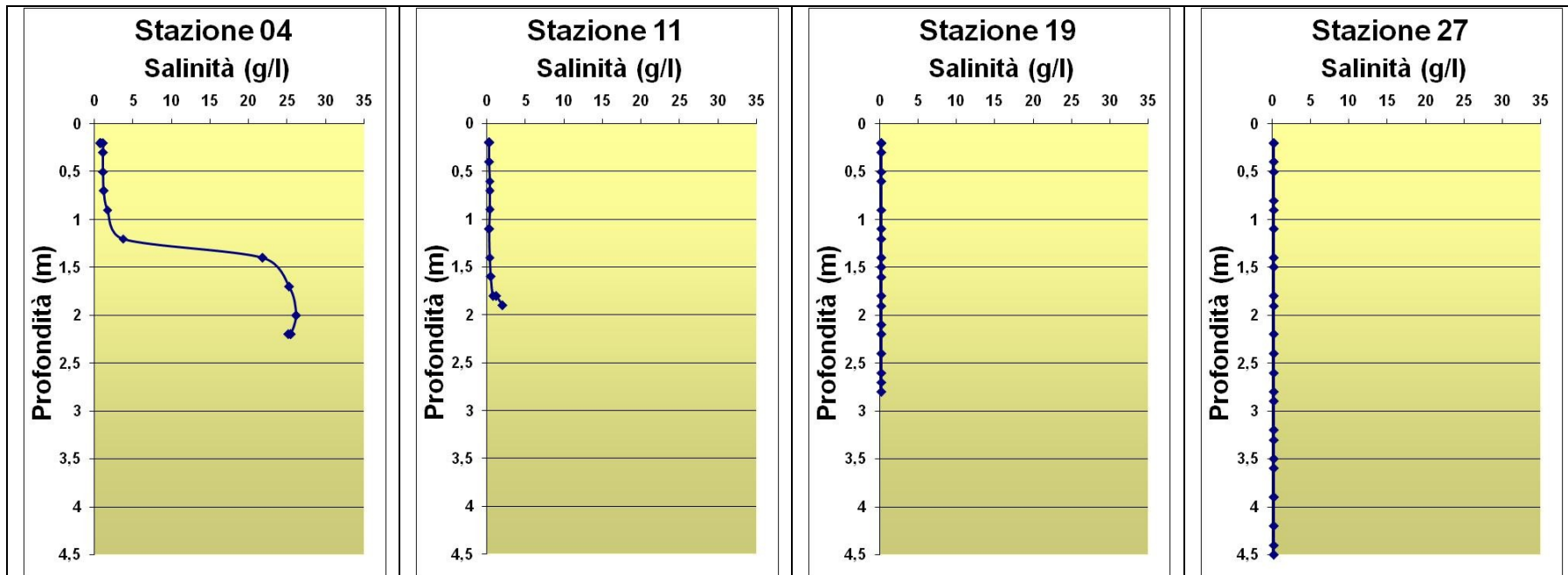
Settembre 2008



Ottobre 2008



Novembre 2008



Dicembre 2008

