

# Modellazione preliminare del flusso idrico sotterraneo e delle interazioni con le acque superficiali: piana di Aosta

## *Preliminary groundwater modelling by considering the interaction with superficial water: Aosta plain case (northern Italy)*

Tullia Bonomi, Letizia Fumagalli, Valeria Benastini, Marco Rotiroti, Pietro Capodaglio, Fulvio Simonetto.

**Riassunto:** Lo studio viene sviluppato attraverso una collaborazione scientifica tra l'Università di Milano-Bicocca e l'Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente (ARPA) della Regione Valle d'Aosta. Il suo scopo è quello di produrre uno strumento specifico in grado di aiutare le scelte delle Pubbliche Amministrazioni nella gestione delle acque sotterranee, in relazione in particolare all'aspetto quantitativo. L'area di studio è la piana di Aosta tra i comuni di Aymavilles e di Brissogne, settore in cui le acque sotterranee rappresentano la maggior risorsa idrica pubblica. L'area, come la valle, è orientata in direzione ovest-est lungo la Dora Baltea e presenta una lunghezza di 13,1 km ed una larghezza di 4,6 km. Le proprietà tessiturali e idrogeologiche dei depositi sono strettamente connesse all'erosione glaciale ed ai successivi processi sedimentari che hanno avuto luogo nei sistemi glaciali, lacustri e fluviali. La metodologia di studio inizia dalla raccolta delle

informazioni stratigrafiche disponibili nella pianura Aosta, relative complessivamente a 133 pozzi per acqua ed a 121 piezometri e dalla loro codifica ed organizzazione in un database denominato TANGRAM. La banca dati, con la codifica delle stratigrafie, consente sia una più facile interpretazione dei dati stratigrafici sia una definizione tridimensionale delle caratteristiche idrogeologiche del sistema sottosuolo, mediante interpolazione statistica. Obiettivi dello studio sono fornire alla pubblica amministrazione sia un database idrogeologico che semplifichi la gestione delle acque sotterranee, sia un modello idrogeologico che integri i deflussi di superficiali con quelli della falda acquifera locale, considerando le sollecitazioni naturali ed antropiche che agiscono sul sistema. Esso fornisce uno strumento per la verifica di ipotesi (quali l'impatto di nuovi pozzi) permettendo una migliore gestione della risorsa falda acquifera.

**Parole chiave:** piana di Aosta, modello flusso stazionario, Modflow, pacchetto SRF2, conducibilità idraulica, database per pozzi.

**Keywords:** Aosta valley, stationary flow model, Modflow, SFR2 package, Hydraulic Conductivity, well database.

**Tullia BONOMI** ✉

Università degli Studi di Milano-Bicocca,  
Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e del Territorio e di Scienze della Terra,  
Piazza della Scienza 1, 20126 Milano  
Tel. 02 64482862 - Fax. 02 64482895  
tullia.bonomi@unimib.it

**Letizia FUMAGALLI**

**Valeria BENASTINI**

**Marco ROTIROTI**

Università degli Studi di Milano-Bicocca,  
Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e del Territorio e di Scienze della Terra,  
Piazza della Scienza 1, 20126 Milano

**Pietro CAPODAGLIO**

**Fulvio SIMONETTO.**

Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Valle d'Aosta,  
Sezione ASSC  
Loc. Grande Charrière 44-11020 St. Christophe (AO)

Ricevuto: 20 dicembre 2012 / Accettato: 25 febbraio 2013

Publicato online: 31 marzo 2013

© Associazione Acque Sotterranee 2013

**Abstract:** *The study is developed through scientific cooperation between the University of Milano-Bicocca and the Regional Agency for Environmental Protection (ARPA) of the Valle d'Aosta Region. Its aim is to produce a decision-support tool to help the Public Administration manage groundwater and public water supply. The study area is the plain of Aosta, between the cities of Aymavilles and Brissogne; in this area groundwater represents the main source of public water supply. The valley is oriented east-west, along the Baltea for a length of 13.1 km and a width of 4.6 km. The textural and hydrogeological properties of the deposits are strictly connected to glacial deposition and to the subsequent sedimentary processes which took place in glacial, lacustrine and fluvial systems.*

*The study is based on available well information in the Aosta plain - including water wells (133) and piezometers (121) - which have been coded and stored in the well database TANGRAM. The database facilitates interpretation of the well data, and it allows three-dimensional mapping of subsurface hydrogeological characteristics through database codification and ordinary kriging interpolation.*

*The study is designed to achieve two objectives. The first is to provide the Aosta Public Authorities with a well database in order to simplify groundwater management. The second is to provide Public Authorities with a groundwater flow model of the local aquifer. The model integrates surface and subsurface flows in order to fully account for all important stresses, both natural and anthropogenic, on the groundwater system. It provides a tool for testing hypotheses (such as the impact of new wells) and thereby allows science-based management of the aquifer resource.*

## Introduzione

Il lavoro si inserisce in un rapporto di collaborazione scientifica tra il Dipartimento di Scienze dell'Ambiente e del Territorio dell'Università degli Studi di Milano-Bicocca, l'Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente della Valle d'Aosta e la Regione Autonoma Valle d'Aosta ed ha avuto l'obiettivo di implementare un modello numerico di flusso della falda per la zona della piana di Aosta compresa tra Aymavilles e Brissogne. Lo studio, ancora in corso, si propone di costruire uno strumento operativo di gestione quantitativa e qualitativa della risorsa idrica, utile per supportare delicate scelte gestionali potendo fornire indicazioni per valutare:

- le carenze conoscitive, indirizzando e supportando le future campagne di misura;
- l'ubicazione ottimale nella progettazione di nuove opere di captazione e la quantificazione del relativo impatto sulla risorsa idrica totale e dell'interferenza con opere di presa esistenti;
- la definizione delle fasce di rispetto dei pozzi;
- l'effetto esercitato da eventi di particolare siccità o abbondanza d'acqua sulla disponibilità idrica sotterranea;
- la reimmissione in falda in sistemi geotermici aperti (studio dell'impatto termico);
- le problematiche relative a fenomeni di contaminazione della falda, in quanto il modello consente una discesa di scala per l'inquadramento e l'analisi di dettagliate situazioni locali mediante modelli di trasporto.

## Materiali e Metodi

Lo studio ha integrato numerosi dati geologici, idrologici ed idrogeologici col fine di ottenere una ricostruzione della struttura dell'acquifero e di analizzare le voci di bilancio idrogeologico della falda e le relazioni tra acque sotterranee ed acque superficiali. L'attività si è svolta in più fasi, delle quali si riporta nel presente lavoro la parte che comprende il modello di flusso stazionario, mentre è in fase di elaborazione il modello in transitorio.

- Prima fase - Acquisizione ed organizzazione di dati idrogeologici mediante l'utilizzo di una banca dati per pozzi TANGRAM ([www.tangram.samit.unimib.it](http://www.tangram.samit.unimib.it)).
- Seconda fase - Elaborazione di un modello concettuale idrogeologico della struttura dell'acquifero e delle sue relazioni con le acque superficiali.
- Terza fase - Modellazione tridimensionale mediante il codice MODFLOW (Mc Donald e Harbaugh 1998, 2000, 2005), interfaccia Groundwater Vistas5. Nel caso specifico, per meglio simulare i rapporti tra acque superficiali e sotterranee, è stato sperimentato l'utilizzo del nuovo pacchetto STREAMFLOW ROUTING (SFR2, Niswonger e Prudic 2005). Attualmente sono state effettuate simulazioni in stazionario col fine di analizzare la risposta del modello ed effettuarne la taratura. Tali simulazioni sono relative a periodi di basso piezometrico (gennaio 2009) e di alto piezometrico (luglio 2009). E' in corso l'elaborazione di una simulazione in transitorio, a passo mensile, per il periodo 2009-2010 che, interpretando e riprodu-

cendo le dinamiche idrogeologiche in atto nell'area studiata, potrà costituire lo strumento operativo di gestione quantitativa e qualitativa della risorsa idrica obiettivo della collaborazione scientifica.

Si illustrano nel presente articolo la ricostruzione del modello concettuale e la costruzione del modello di simulazione, illustrando e commentando i risultati ottenuti dalla simulazione in stazionario relativa al gennaio 2009.

## Area di Studio

La porzione della Piana di Aosta oggetto del presente studio si estende per circa 13 km in direzione ovest-est, tra Aymavilles e Brissogne, e raggiunge un'ampiezza massima di circa 2,5 km nella porzione centrale presso la città di Aosta. Essa ricade nel bacino idrografico montano della Dora Baltea ed è centrata sul punto di confluenza in quest'ultima del Torrente Buthier, suo principale affluente nell'area. La Dora Baltea accoglie inoltre le acque di un cospicuo numero di affluenti secondari sia in sinistra che in destra orografica (Figura 1).

Studi precedenti (Pollicini, 1994; P.I.A.H.V.A., 1992; Novel, 1995) indicano, per la piana di Aosta, una genesi legata ad una successione di depositi fluvio-glaciali, lacustri, alluvionali e di conoide depositi in epoca quaternaria su un basamento cristallino modellato dall'azione del ghiacciaio Balteo. L'andamento del basamento cristallino lungo l'asse della valle è stato indagato mediante studi geofisici (Armando, 1971; Armando e Dal Piaz, 1970; P.I.A.H.V.A., 1992 e 1994; Bonetto e Gianotti, 1998; Dal Piaz et al., 2010) i quali ne hanno definito il profilo longitudinale che, caratterizzato da profondità di circa 100 m a monte di Gressan (500 m s.l.m.) si approfondisce verso est fino al raggiungere una profondità di circa 300-350 m nella zona presso Pollein (200 m s.l.m.). Più a valle il substrato risale a formare la soglia di St.Marcel (400 m s.l.m), per poi ridiscendere verso Nus (Figura 2). La successione dei sedimenti di riempimento presenta un deposito limoso-sabbioso a circa 50-80 m di profondità di almeno 40 m di spessore raggiunto, ma non attraversato, dalle perforazioni più profonde; la sua genesi è attribuita alla presenza di un paleo lago di notevole profondità (Grande Lago di Aosta) che, formatosi per una frana dal Mont Avic, era esteso da S.Vincent fino a monte di Aosta. Al di sopra di esso sono presenti depositi grossolani e fini eterogenamente distribuiti di origine prevalentemente alluvionale.

Dal punto di vista idrogeologico, la struttura descritta rappresenta un acquifero freatico indifferenziato dello spessore variabile da 80-85 m ad ovest a 50 m ad est che, a valle di Pollein, è suddiviso in una porzione freatica ed in una semi-confinata da un orizzonte limoso più superficiale di circa 2-9 m di spessore; la prima appare potente circa 20 m, la seconda ha spessori di circa 25 m presso Pollein e di 12 m circa presso Brissogne (Pollicini 1994). L'origine del livello limoso superficiale è riconducibile all'antica esistenza di un lago di formazione più recente (Piccolo Lago di Aosta) generatosi per il crollo di una frana a Fenis-Nus ed esteso fino Pollein.

Per quanto riguarda la relazione tra la Dora Baltea e la falda, diversi sono gli studi condotti con interpretazioni ta-

lora differenti. Tra Aymavilles e Aosta la falda non risulta in connessione idraulica col fiume e, tranne che per il tratto a monte di Gressan in cui l'alveo della Dora Baltea presenterebbe permeabilità molto basse (P.I.A.H.V.A., 1996), viene da esso alimentata, in particolare tra Gressan al limite ovest del conoide del Torrente de Comboué (Triganon et al., 2003). Più a valle, tra Aosta e Pollein, il fiume drena invece la falda, e in misura minore tra Pollein e St.Marcel dove funge da regola-

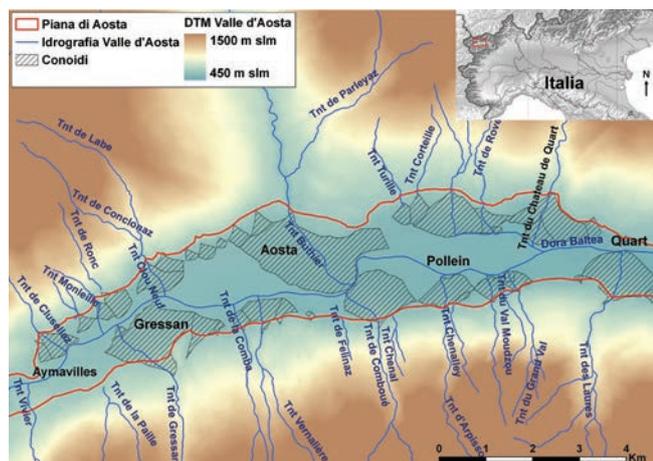


Fig. 1 - Inquadramento geografico della Piana di Aosta (Valle d'Aosta, Nord Italia).

Fig. 1 - Geographical setting of the Aosta Plain (North Italy).

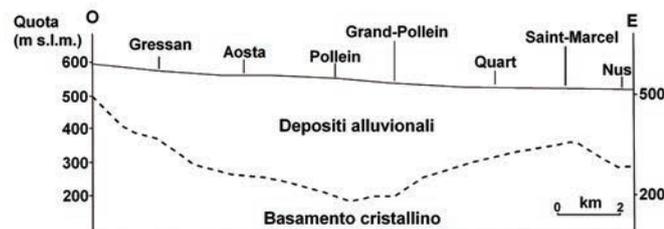


Fig. 2 - Ricostruzione del profilo longitudinale del basamento cristallino. (Bonetto & Gianotti, modificato 1998).

Fig. 2 - Reconstruction of the longitudinal profile of the crystalline basement (Bonetto & Gianotti, modified 1998).

tore delle escursioni piezometriche (P.I.A.H.V.A., 1996). Triganon (2003) sostiene invece un'azione alimentante del fiume per connessione diretta nel tratto tra Pollein a Quart, mentre l'assenza di chiari rapporti diretti tra acquifero e fiume è indicata in De Maio (2010), né tali rapporti vengono riconosciuti nella zona di Aosta da De Luca (2004).

### Costruzione Del Modello Concettuale

Il modello concettuale della valle sul quale è stato impostato il modello di flusso è stato elaborato sulla base dell'integrazione tra conoscenze geologiche generali sopra descritte e le caratteristiche litologiche puntuali desunte dalle stratigrafie dei pozzi dell'area. Su questa base sono state ricostruite le geometrie del sistema che hanno guidato le interpolazioni del dato stratigrafico.

Tale strada, come spesso accade, è resa indispensabile dal costo temporale ed effettivo richiesto dall'esecuzione di un adeguato numero di prove dirette e dai discutibili risultati che possono essere ottenuti mediante interpolazione di dati sparsi disponibili, considerando che la conducibilità può cambiare di ordini di grandezza anche all'interno di un singolo acquifero (J.Eggleston & S. Rojstaczer, 1998).

D'altra parte, la necessità di utilizzare modelli complessi per catturare la complessità della natura è sostenuta in letteratura, e l'utilizzo di modelli stocastici consente non solo di ricostruire le eterogeneità delle facies, ma anche le eterogeneità idrogeologiche, in termini di modelli probabilistici (Gomez-Hernandez, 2006).

Approcci di ricostruzione 3D delle eterogeneità sono numerosi, generalmente basati sull'interpolazione di dati litologici in corpi idrogeologici preventivamente definiti (Martin & Frind, 1998), con conseguente attribuzione di valori di conducibilità, nello studio citato derivati da letteratura.

In altri studi il problema viene risolto mediante analisi dei risultati modellistici derivanti da modelli caratterizzati da differenti configurazioni di eterogeneità, costruiti su base probabilistica, nei quali la distribuzione dei valori di permeabilità è derivata dai dati stratigrafici, dapprima nel dettaglio e poi definiti in relazione a spessori superiori (Fleckenstein et al., 2006).

Falivene et al. (2007) ottengono la caratterizzazione idrogeologica di una conoide alluvionale, dettagliatamente indagata dal punto di vista litologico, ricostruendo l'andamento delle superfici paleodeposizionali all'interno della griglia e adottando un processo stocastico Markoviano, l'uso dell'Indicator Kriging e dell'interpolatore Gocad per ricostruire ed interpretare le strutture delle idrofacies.

Una ricostruzione idrogeologica basata sui dati stratigrafici, finalizzata alla modellazione del flusso mediante MODFLOW in un acquifero quaternario egiziano, è illustrata da Ahmed (2009): egli si è avvalso di un processo di gridding tridimensionale tramite il software RockWorks, mentre i valori di conducibilità idraulica sono derivati da letteratura. Viene anche in questo caso sottolineata la potenzialità di modelli complessi rispetto a modelli semplificati in più strati omogenei.

Anche nel caso oggetto del presente studio è stata curata la definizione delle geometrie dei corpi idrogeologici, rivelatasi fondamentale per riprodurre le caratteristiche deposizionali del sistema e la distribuzione dei corpi idrogeologici. In tali corpi è stata utilizzato un approccio geostatistico e le funzioni interpolatrici del software Gocad per ottenere la ricostruzione della distribuzione delle tessiture e dei conseguenti parametri idrogeologici. Il dato di partenza sono le stratigrafie dei pozzi, di sufficiente densità, interpretate con un dettaglio metrico. L'attribuzione dei valori di conducibilità idraulica, pur derivando da dati di letteratura per le singole tessiture, si basa su medie geometriche pesate (Sanchez-Vila et al., 1995), e la relativa interpolazione nello spazio ha riprodotto un sistema di elevata eterogeneità. Il modello di flusso impostato su tale ricostruzione è mirato a valutare le risposte del sistema.

La simulazione in stazionario è mirata alla calibrazione di

tali parametri in quanto semplifica la descrizione del modello e consente di utilizzare la calibrazione, almeno parzialmente, nel modello in transitorio, con revisione dei parametri idrodinamici (Sonnenborg et alii, 2003).

### **Raccolta dati**

Per l'organizzazione dei dati è stata utilizzata una specifica banca dati idrogeologica per pozzi denominata TANGRAM ([www.tangram.samit.unimib.it](http://www.tangram.samit.unimib.it), Bonomi et al. 1995), strumento di ricerca nel DISAT a partire dal 1988, che permette di gestire informazioni di tipo amministrativo, tecnico-costruttive, stratigrafiche e piezometriche, sia a fini di studio, sia a scopi gestionali da parte di Enti Amministrativi competenti. Ad oggi contiene oltre 35.000 pozzi nelle regioni Lombardia, Piemonte e Valle d'Aosta. In questo lavoro sono stati inseriti in TANGRAM i dati relativi a 133 pozzi (suddivisi tra pubblici e privati) ed a 121 piezometri, che corrispondono a complessive 130 stratigrafie. Un sistema di codifica interno a TANGRAM ne consente la standardizzazione, la normalizzazione e l'elaborazione.

### **Geometrie del sistema**

Nel presente studio le geometrie sono state definite sulla base della ricostruzione dell'andamento del tetto dei limi lacustri profondi, che rappresenta la base dell'acquifero modellato, effettuata mediante analisi di dati stratigrafici, di sondaggi elettrici e studi da letteratura (Pollicini 1994; P.I.A.H.V.A. 1992; Novel 1995). Essa presenta un andamento suborizzontale nel settore occidentale (circa 490 m s.l.m.), si approfondisce di 10-15 m metri tra Aosta e Pollein per poi risalire verso oriente (circa 500 m s.l.m.). Anche l'andamento del DTM (maglia 5x5 m, derivato da rilievi Laser Scanner, Regione Valle d'Aosta) ed i processi sedimentari (alluvionali o di conoide) sono stati analizzati, il primo in quanto corrisponde al tetto dell'acquifero, i secondi ai fini di differenziare le diverse modalità deposizionali.

La Figura 2 rappresenta inoltre l'andamento del substrato cristallino, così come descritto in letteratura (Armando 1971; Armando e Dal Piaz 1970; P.I.A.H.V.A. 1992 e 1994; Bonetto e Gianotti 1998; Dal Piaz et al. 2010), qui considerato solo come inquadramento geologico generale non potendo escludere l'esistenza di depositi grossolani permeabili al di sotto dei limi lacustri, in appoggio sul substrato, che potrebbero costituire un acquifero oggetto di futuro sfruttamento. In tale ipotesi, che sembrerebbe peraltro suffragata dai primi risultati di indagini geofisiche TDEM (ARPA, Techgea 2011), il modello potrebbe essere esteso in profondità. Lo spessore totale dei depositi quaternari nell'area è infatti consistente (Figura 3) ed oggetto di indagini a scopo idropotabile.

La rappresentazione 3D in Figura 4 mette in evidenza la relazione dell'acquifero oggetto di studio con il tetto dei limi lacustri e la distribuzione di n.130 stratigrafie, utilizzate per le successive elaborazioni. Si osserva come l'acquifero si riduca da ovest verso est e come pochi pozzi, nel solo settore orientale, raggiungano i limi-sabbiosi profondi.

Lateralmente alla valle i depositi alluvionali si riducono di spessore presso i versanti rocciosi, interdigitandosi con depositi di conoide di detrito e/o alluvionali.

Ai fini del modello, la geometria è stata ricostruita mirando a riprodurre la storia deposizionale; è a tal fine stata costruita una griglia contenuta tra due superfici limite, il DTM ed il tetto dei limi profondi, che rappresentano superfici isocrone, e suddivisa in due sottogriglie da una terza superficie intermedia, di separazione tra modalità deposizionali tipiche dei depositi di conoide e quelle che hanno caratterizzato i depositi prevalentemente alluvionali.

Per ottenere una griglia di dettaglio idonea ad una ricostruzione dell'estensione degli orizzonti tessuturali, la sottogriglia inferiore, che rappresenta l'acquifero, è stata ulteriormente suddivisa in strati di spessore proporzionale alla distanza tra le superfici limite, come meglio illustrato successivamente.

Tali geometrie hanno guidato la ricostruzione modellistica 3D delle eterogeneità del sistema.

### **Tessitura dei depositi**

La metodica presentata mira ad ottenere una caratterizzazione dell'eterogeneità dei corpi acquiferi basata sul dettaglio del dato stratigrafico. Si basa in particolare (Bonomi, 2009; Bonomi et al., 2002) su una codifica attribuita ai singoli livelli stratigrafici che consente l'estrazione delle percentuali tessuturali (%) suddivise, nel presente caso, per ogni metro di profondità, tra: termini grossolani (trovanti, ciottoli, ghiaia, ghiaietto e conglomerato, quest'ultimo presente in un solo pozzo), termini medi (sabbia e sabbia fine), termini fini (limo, argilla e torba, con limo fortemente prevalente).

L'interpolazione 3D dei valori delle singole frazioni tessuturali, distribuiti nello spazio, è stata effettuata nei singoli orizzonti della griglia mediante il codice Gocad (Geological Object Computer Aided Design, Paradigm 2008) utilizzando la tecnica geostatistica dell'Ordinary Kriging, essendo presenti condizioni di stazionarietà ad indicare una correlazione spaziale tra i dati. Il metodo utilizzato è l'Areal variogram con "XYW transformation using Top Horizon and Bottom Horizon", dove Top Horizon and Bottom Horizon sono rispettivamente la superficie topografica e la base del modello. Dal punto di vista tecnico una XYW transformation indica che le due superfici prese in considerazione definiscono l'intervallo di Z (quota) per ogni punto XY dato; questo intervallo viene definito come il range normalizzato W (0,1) e le coordinate Z per ciascun punto vengono sostituite da valori di W. Nel calcolo del variogramma areale i dati vengono suddivisi in strati paralleli alle due superfici considerate e tutte le distanze correlate vengono espresse in unità XY. La trasformazione XYW viene utilizzata per griglie rettangolari, in cui gli strati non siano orizzontali, ma seguano la morfologia topografica e deposizionale. Scegliendo tale tipologia, il calcolo del variogramma avviene in un ambiente bidimensionale apparentemente orizzontalizzato, per poi riportarlo nuovamente ad una rappresentazione coerente con il mondo reale (Cheng, 2002). Il variogramma 2D risulta, anche, più veloce e talvolta più preciso di quello 3D (Paradigm, 2008).

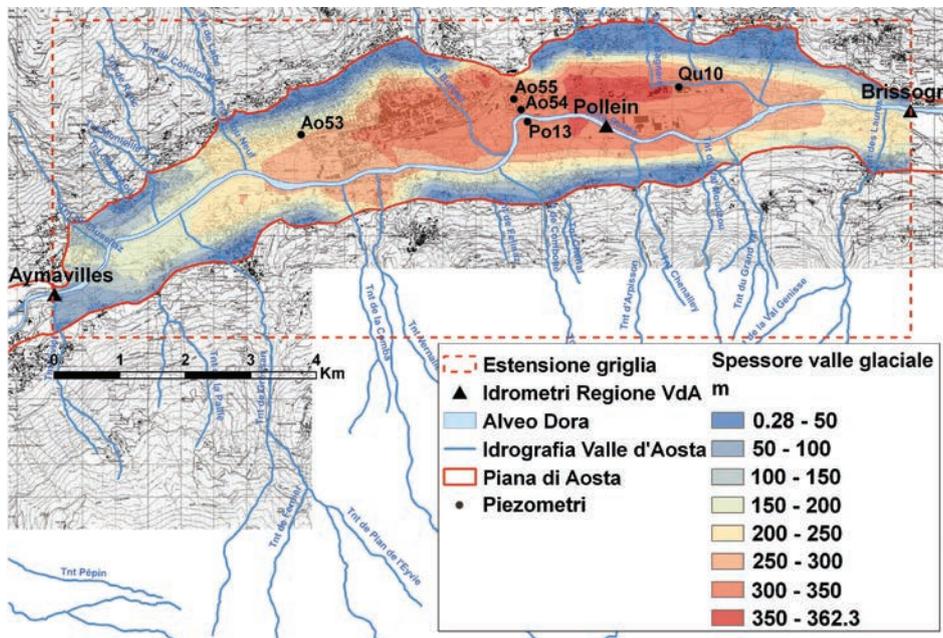


Fig. 3 - Spessore totale dei depositi quaternari e ubicazione delle stazioni idrometriche e di alcuni piezometri di riferimento.

Fig. 3 - Total thickness of the Quaternary deposits and location of river water-level stations and of reference piezometers.

I variogrammi sono stati ricostruiti per ogni tipologia tessiturale nelle diverse direzioni dello spazio, secondo un modello esponenziale che è quello che meglio interpola i set di dati senza trends (Armstrong, 1998). Come atteso, si è osservata una maggior continuità e un più elevato valore di *range* lungo la direzione della valle rispetto ad altre direzioni, dove quella trasversale mostra invece i valori minimi. Il confronto tra i variogrammi relativi alle diverse tessiture indica invece i massimi valori di *sill* (semivarianza della percentuale litologica) e di *range* (distanza, m) per i termini grossolani (680 e 1100), mentre i valori minori sono relativi alle tessiture fini (230 e 800). Tale comportamento è stato interpretato come conseguenza dell'estensione e continuità di corpi con elevata presenza di una frazione grossolana, in percentuali molto variabili in funzione delle zone, mentre i corpi a tessitura fine appaiono limitati nello spazio e con frazioni percentuali più uniformi. I corpi sabbiosi sono intermedi tra i due. Il *nugget effect* è di 10 per i termini grossolani, e di 20 per i medi ed i fini.

Un secondo valore di *range* nella direzione trasversale alla valle (da 700 a 500 passando dai termini grossolani a quelli fini) è stato utilizzato al fine di regionalizzare le variabili tenendo conto dell'anisotropia dei corpi sedimentari, verificata mediante sezioni geologiche, più allungati lungo la valle secondo la direzioni delle paleocorrenti deposizionali.

Sebbene sia noto che la tecnica di interpolazione kriging debba essere utilizzata con cautela al fine di non ottenere, nel caso di corpi con estensione inferiore alla distanza del dato stratigrafico, estensioni areali dei corpi indagati prive di significato geologico (Failene et alii, 2007), si è tuttavia ritenuto dall'analisi dei dati a disposizione che le dimensioni di tali corpi fossero superiori all'interdistanza dei pozzi, che è in media di 170 m e variabile tra 100 e 1500 m circa.

Le distribuzioni spaziali delle singole frazioni tessiturali ottenute appaiono conformi alla struttura del corpo acquifero studiato, traducendone le forti eterogeneità.

La rappresentazione delle distribuzioni percentuali 3D delle singole tessiture, grossolane, medie e fini, in Figura 5 mediante sezioni longitudinali e trasversali alla valle, indica il dettaglio della ricostruzione effettuata. Si osserva una elevata presenza percentuale delle tessiture grossolane, che predominano in particolare in corrispondenza delle conoidi. Localmente prevalgono o sono consistenti tessiture sabbiose e sabbioso-ghiaiose. Verso oriente i termini grossolani diminuiscono, lasciando spazio a quelli medi ed a quelli fini, la cui cospicua presenza ben rappresenta l'orizzonte limoso-sabbioso, più accentuato sul versante sinistro della valle, che separa l'acquifero superficiale ghiaioso-sabbioso da quello semiconfinato, caratterizzato da sabbie prevalenti.

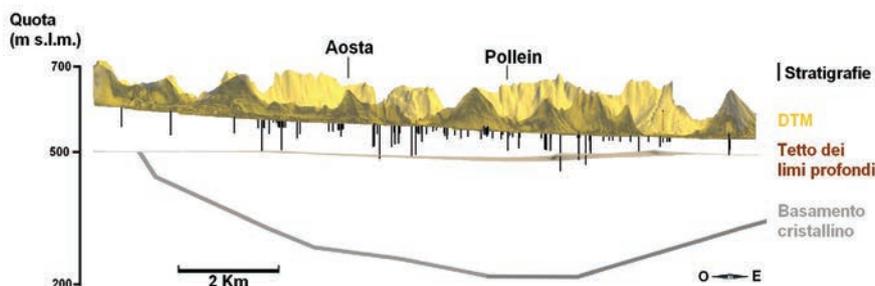


Fig. 4 - Rapporto 3D tra DTM, tetto dei limi profondi, basamento cristallino e pozzi con stratigrafia.

Fig. 4 - 3D Relationship among DTM, top of the silty layer, crystalline basement and stratigraphic wells.

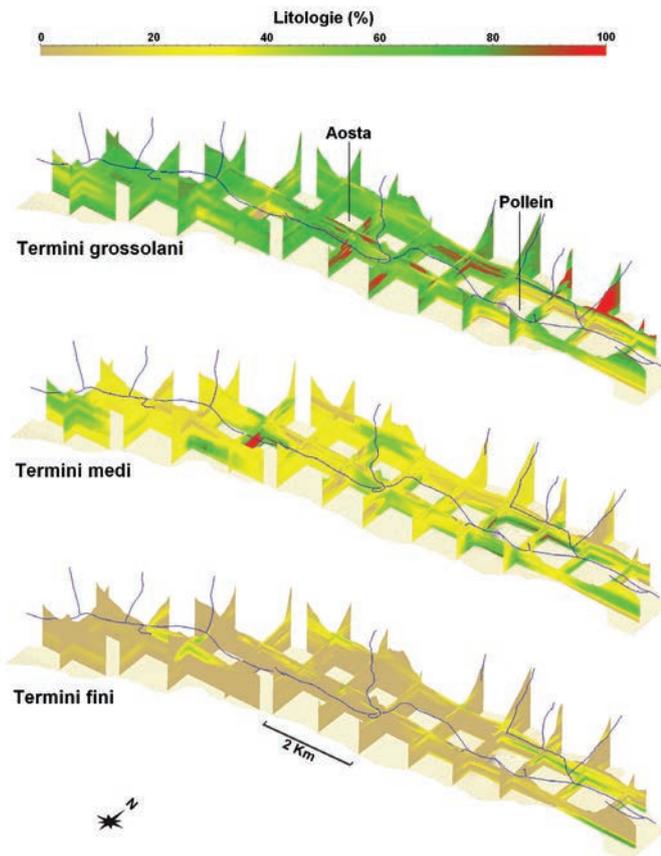


Fig. 5 - Distribuzione tridimensionale della presenza (%) di tessiture grossolane, medie e fini.

Fig. 5 - Three-dimensional distribution of the presence (%) of coarse, medium and fine textures

### Acque sotterranee e superficiali

La carta piezometrica relativa al gennaio 2009 (Figura 6) è stata costruita in base all'interpolazione mediante *kriging* di n. 42 misure piezometriche rilevate in gennaio dalla rete di monitoraggio ARPA Valle d'Aosta e del livello idrometrico medio mensile relativo alla stazione di Pollein, dove falda e fiume appaiono in contatto idraulico. Essa indica una direzione del flusso idrico conforme alla direzione della valle, da Sud-Ovest a Nord-Est nel settore occidentale e quindi verso Est a partire dalla conoide del Torrente Clou Neuf. Le quote piezometriche variano da circa 600 a 526 m s.l.m., con un gradiente più elevato a monte, prossimo all'1%, che già a Sarre si riduce a valori dello 0.5-0.6% mantenuti fin presso la conoide del T.Buthier, per poi raggiungere lo 0.4% a St. Christophe e lo 0.3% a Quart. Non appare evidente dalla carta una relazione diretta con le acque superficiali, fatta eccezione per il settore più orientale, in cui risalta l'effetto drenante da parte della Dora Baltea.

Le variazioni temporali di soggiacenza di alcuni pozzi/piezometri dell'area rete ARPA Valle d'Aosta, (ubicazione in Figura 3) sono illustrate in Figura 7 per il periodo 2008-2010. Si osserva una soggiacenza che decresce progressivamente da

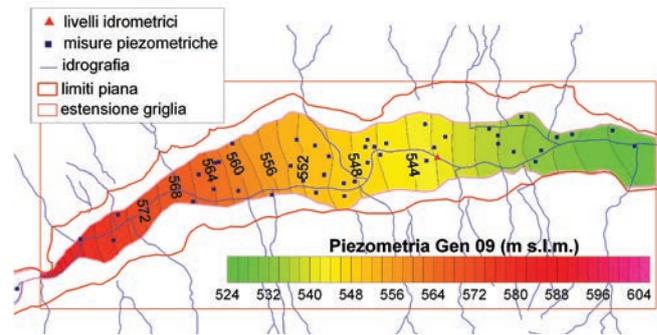


Fig. 6 - Carta piezometrica (gennaio 2009).

Fig. 6 - Piezometric head (January 2009).

ovest verso est e dai lati della valle verso il fiume, passando da massimi di circa 20 m e 25 m, rispettivamente, nel settore occidentale e nella conoide del Buthier (pozzi Ao), a minimi di 10 m e 4 m, rispettivamente, a Pollein e a Quart, presso la Dora Baltea (pozzi Po e Qu).

Nella stessa figura è indicato, per confronto, il surplus idrico del suolo calcolato per alcune stazioni meteorologiche della valle mediante il modello di bilancio idrologico di Thornthwaite-Mather (Thornthwaite, 1948; Mather, 1978). Tale surplus indica la frazione di precipitazione che può trasformarsi in ricarica o in ruscellamento ed appare essere massimo nel periodo tra maggio e luglio, essendo anche funzione delle temperature medie mensili delle singole stazioni, per lo più situate ad alta quota, che controllano lo scioglimento o meno del manto nevoso. Ad Aosta, dove le temperature medie mensili sono sempre maggiori di 0°C, prevale l'effetto dell'evapotraspirazione ed il surplus idrico massimo risulta essere autunnale, con massimi relativi primaverili, in conformità con le precipitazioni. Tale surplus idrico è stato considerato come precipitazione efficace sia nella piana di Aosta, per la sua conformazione pianeggiante, sia nei bacini laterali, attribuendo la ricarica alle zone di conoide/falda di detrito che collegano i versanti alla piana, la cui tessitura e permeabilità è maggiore rispetto alla piana. Si presume che tali aree consentano, allo sbocco della piana, l'infiltrazione anche delle acque di scorrimento sub-superficiale del versante stesso.

Si osserva come nella piana tali precipitazioni efficaci siano strettamente connesse alle precipitazioni, così che nel 2010 le scarse precipitazioni hanno determinato infiltrazioni efficaci basse o nulle per tutto l'anno. Per contro le elevate precipitazioni che si verificano sul versante meridionale della valle, rivolto a nord, determinano una maggiore entità delle precipitazioni efficaci sulla relativa conoide/fascia di detrito.

Da quanto sopra esposto deriva come il maggior effetto di ricarica alla falda da parte di acque meteoriche sia da versante, subordinatamente da infiltrazione sulla piana.

Per quanto riguarda l'azione dei corsi idrici, in Figura 8 è illustrato l'andamento delle portate giornaliere registrate lungo la Dora Baltea in corrispondenza delle diverse stazioni idrometriche, Aymavilles (618 m s.l.m.), Pollein (545 m s.l.m.) e Nus (534 m s.l.m.). Sebbene tali valori siano influenzati da derivazioni, in particolare si verifica un rilascio a monte della

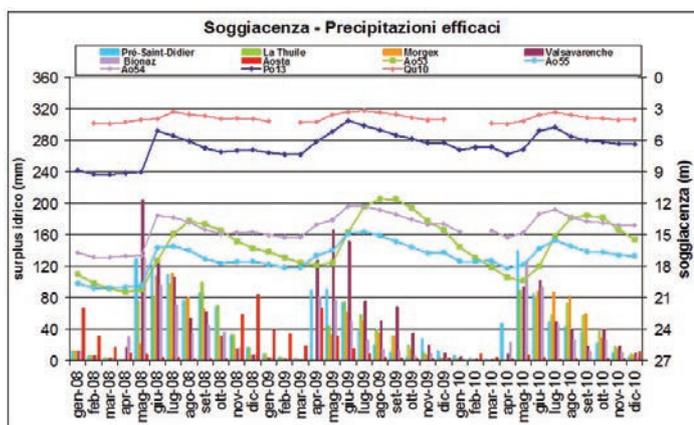


Fig. 7 - Confronto tra soggiacenza e surplus idrico del suolo.  
Fig. 7 - Comparison between soil hydric surplus and groundwater depth.

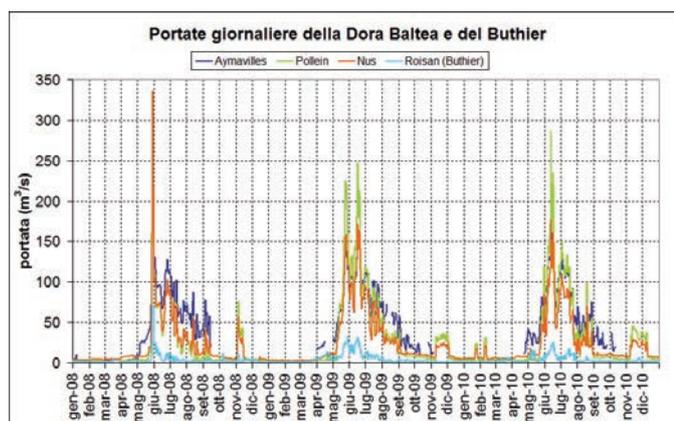


Fig. 8 - Portate giornaliere lungo il F. Dora Baltea.  
Fig. 8 - Daily flow rates along the Dora Baltea River.

stazione di Aymavilles ed una derivazione immediatamente a valle della stessa, si osserva una buona corrispondenza tra la soggiacenza minima della falda (Figura 7) e le portate di piena nelle zone prossime al fiume (Ao54-Po13), mentre allontanandosi dal corso idrico (Ao53) il ritardo crescente che si osserva tra l'aumento delle portate e l'innalzamento dei livelli di falda può essere indice sia di una propagazione in moto transitorio degli input idraulici del fiume sia di una diversa alimentazione da parte del versante.

Relativamente alle acque irrigue, partendo dai dati delle concessioni di derivazioni ad uso irriguo, si stima diano un contributo medio di 0.008 m<sup>3</sup>/g al m<sup>2</sup>, limitato ad una piccola porzione territoriale; nel modello attuale tale contributo non è stato considerato.

### Prelievi idrici sotterranei

La determinazione quantitativa dei prelievi da pozzo è un aspetto importante nella valutazione del bilancio idrogeologico; nella piana di Aosta sono conosciuti, con un dettaglio temporale mensile, solo i prelievi di entità maggiore, ovvero quelli relativi ai pozzi dell'acquedotto del Comune di Aosta (n.8 pozzi ad uso idropotabile), al pozzo del Comune di Gressan, ai pozzi utilizzati da CAS (Cogne Acciai Speciali), ai pozzi della Birreria Heineken ed ai pozzi in località autoporto,

per un totale di 26 pozzi attivi.

Il prelievo totale di tali pozzi corrisponde a 19'656'447 m<sup>3</sup> nel 2009 e a 22'024'241 m<sup>3</sup> nel 2010. I tratti filtranti dei pozzi sono posizionati tra 20 m a 80 m di profondità.

Relativamente al mese di gennaio 2009, la portata media complessiva prelevata dai pozzi è stata di 63.000 m<sup>3</sup>/g.

### Modello Numerico

La griglia di calcolo interessa un'area di 60.26 km<sup>2</sup>, estesa per 13.10 km in direzione ovest-est e 4.60 km in direzione nord-sud. La griglia è costituita da 243 righe e 655 colonne, con celle di 20 x 20 m di lato.

La modellazione ha interessato sia i depositi ghiaiosi e sabbiosi sede di acquiferi, con spessore massimo di 85 m, sia parte dei depositi fini sottostanti, per uno spessore di circa 90 m. Sebbene da un punto di vista modellistico sarebbe stato sufficiente considerare lo spessore acquifero, limitando il modello alla base dei depositi permeabili, sono tuttavia stati considerati anche i limi profondi. Tale scelta, che attualmente permette solo di considerare scambi idrici, seppur limitati, tra acquifero ed aquitardo, è legata alla possibilità che in futuro il modello possa dover simulare la presenza di ipotetici acquiferi profondi; in tal caso non sarebbe necessario apportare variazioni alla griglia del modello, ma solo variarne i parametri idraulici in relazione alle caratteristiche di tali acquiferi.

La discretizzazione verticale degli strati, come in precedenza illustrato, ha tenuto in considerazione la storia deposizionale della piana e la sua complessità geologica, mirando a riprodurre le forti eterogeneità mediante la creazione di due sottogriglie: una per i depositi di superficie e per le conoidi alluvionali ed una per i sottostanti depositi profondi alluvionali.

In questa seconda griglia un'ulteriore suddivisione è stata finalizzata, oltre che a migliorare in dettaglio dell'interpolazione, anche a posizionare correttamente i filtri dei pozzi alla reale profondità, in corrispondenza di uno strato specifico, giungendo a ridurre l'errore di posizionamento in verticale nell'ordine di pochi metri ed a migliorare la simulazione.

La discretizzazione verticale della griglia, per un totale di 20 strati, è qui riportata dalla superficie in profondità:

- n.1 strato che, parallelo al DTM e di 5 m di spessore nel settore centrale della valle, si ispessisce lateralmente fino a massimi di 8 m. Tale strato contiene gli alvei del fiume Dora Baltea e dei suoi affluenti, i cui valori di carico idraulico, e di quota e spessore del letto, sono inferiori a 5 m;
- n.16 strati, con spessore proporzionale alla distanza tra le superfici limite, per un valore medio di circa 5 m, che rappresentano la porzione sottostante di acquifero;
- n.3 strati di 30 metri ciascuno, che rappresentano il deposito limoso profondo.

### Caratteristiche idrogeologiche

Le caratteristiche idrogeologiche del sistema modellato, sono state ottenute dall'interpretazione e successiva interpolazione dei dati stratigrafici e confrontate con quelle riportate

in letteratura.

Per quanto concerne i dati di letteratura, sono disponibili nell'area pochi valori derivati da misure in campo utilizzati anche per tarare modelli in stazionario. In particolare due studi hanno affrontato la modellazione della piana (Triganon et al, 2003; De Maio, 2010), utilizzando una zonazione della valle, rispetto ai valori di conducibilità, assai simile, con lievi variazioni dei singoli valori.

Nello studio di Triganon et al. (2003), la zonazione della conducibilità idraulica presenta, da ovest verso est, valori da  $1 \cdot 10^{-4}$  m/s (Aymaville e Gressan) a  $9 \cdot 10^{-4}$  m/s (presso la conoide), di  $5 \cdot 10^{-3}$  m/s sul conoide del Torrente Buthier e di  $5 \cdot 10^{-4}$  m/s nella zona di Pollein.

La medesima zonazione riportata in De Maio (2010) presenta valori nella zona occidentale di  $2 \cdot 10^{-4}$  m/s (Aymavilles),  $5 \cdot 10^{-5}$  (Gressan) e  $1 \cdot 10^{-3}$  m/s (presso la conoide) e valori di  $1 \cdot 10^{-2}$  m/s sul conoide del Torrente Buthier e di  $1 \cdot 10^{-4}$  m/s verso Pollein.

Entrambi identificano un'ulteriore zona di elevata permeabilità tra la conoide del Torrente Buthier e Pollein, cui viene attribuita una conducibilità idraulica rispettivamente di  $5 \cdot 10^{-2}$  m/s e di  $4 \cdot 10^{-2}$  m/s.

Nel presente modello, per l'attribuzione dei valori dei parametri idrogeologici, è stato utilizzato un approccio stocastico basato sull'interpretazione del dato stratigrafico. In particolare la conducibilità idraulica delle singole celle è stata ottenuta a partire dai dati stratigrafici codificati in TANGRAM mediante tabelle di conversione basate su dati di conducibilità derivati da letteratura (Anderson & Woessner, 1992; Domenico & Schwartz, 1998; Freeze & Cherry, 1979; Smith & Wheatcraft, 1993). La conversione viene effettuata calcolando la media geometrica dei valori attribuiti alle singole litologie sia quali componenti percentuali di ogni livello stratigrafico, sia come media di diversi livelli compresi nel tratto stratigrafico analizzato, nel nostro caso di 1 m.

La scelta della media geometrica è finalizzata ad attribuire un peso uniforme ai valori estremamente variabili di conducibilità idraulica relativi alle diverse tessiture, in modo da ottenere un valore il più possibile simile al reale per l'orizzonte stratigrafico oggetto della codifica. Studi effettuati sull'*upscaling* di valori di conducibilità idraulica ad uso modellistico (Sheibe & Yabusaki, 1998) hanno dimostrato la miglior prestazione di modelli di flusso con valori di conducibilità idraulica ottenuti mediante una media di potenza (Desbarats, 1992) che determina valori compresi tra la media aritmetica e quella geometrica, ma una miglior prestazione di modelli di trasporto nel caso in cui invece il valore di conducibilità si approssimi alla media armonica. Considerate le finalità del presente modello, è stata mantenuta la scelta di utilizzare la media geometrica, riservandosi a tempi successivi la sperimentazione dei risultati derivanti dall'utilizzo di un valore di potenza differente.

La successiva interpolazione geostatistica mediante kriging e l'interpolazione con Gocad, ha consentito l'attribuzione dei valori risultanti alle singole celle del modello con un dettaglio tale da riprodurre idraulicamente, oltre che tessituralmente, le forti

eterogeneità laterali e verticali precedentemente commentate.

La distribuzione della conducibilità idraulica nel modello, che appare rappresentata in Figura 9, varia tra valori  $1 \cdot 10^{-5}$  m/s (0.864 m/g) e  $4 \cdot 10^{-3}$  m/s (345 m/g), con buona corrispondenza con i valori zonalari riportati in letteratura (Triganon (2003). Un valore di  $0.5 \cdot 10^{-5}$  m/s (0.432 m/g) è stato attribuito al limo profondo.

In fase di taratura i valori sono stati variati in alcune zone di conoide: in particolare in corrispondenza della conoide del Torrente Buthier è stato assegnato più elevato, dell'ordine di  $5 \cdot 10^{-3}$  m/s, partendo da dati di letteratura (Triganon et al., 2003), mentre per le conoidi minori, prive di stratigrafie, il valore deriva direttamente dalla fase di taratura.

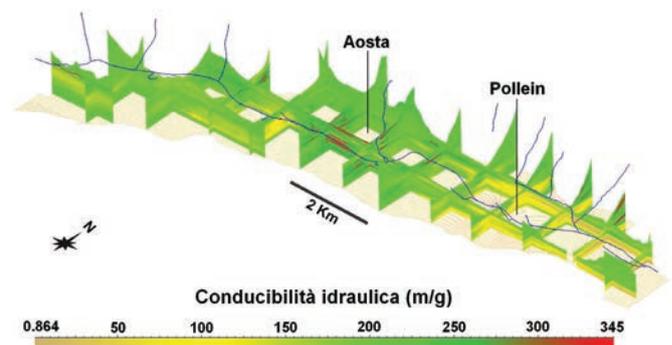


Fig. 9 - Distribuzione tridimensionale della conducibilità idraulica.

Fig. 9 - Three-dimensional distribution of hydraulic conductivity.

### Condizioni idrauliche iniziali e al contorno

Le condizioni idrauliche iniziali del modello corrispondono alla piezometria di gennaio 2009 (Figura 6).

Le condizioni al contorno sono state definite sulla base della configurazione idrogeologica della piana e in base all'andamento piezometrico storico, riferito al biennio 2009-2010. In particolare, si sono imposte le seguenti condizioni:

- Flusso Nullo (*No Flow*), carico del secondo tipo o di Neumann, in corrispondenza dei limiti settentrionale e meridionale della piana rispetto ai versanti della valle, al contatto tra i depositi di conoide ed il versante. In profondità, il limite a flusso nullo è stato utilizzato per definire la forma della valle, chiudendosi a V nella parte occidentale ed allargandosi progressivamente verso oriente assumendo una forma ad U, in conformità con la geologia dell'area.
- Carico Generale (*General head boundary*, GHB), limite del terzo tipo o di Cauchy, ai limiti occidentale (580 m s.l.m.) ed orientale del modello (527 m s.l.m.), col fine di simulare il flusso di acqua sotterranea in ingresso e in uscita nella/dalla valle.
- Flusso dipendente dal carico (SFR2), limite del terzo tipo o di Cauchy, in corrispondenza dei corsi d'acqua superficiali, per simulare le interazioni fiume-falda.

In Figura 10 sono riportate, in pianta, la localizzazione delle

condizioni al contorno di Flusso nullo (*No Flow*), di Carico Generale (GHB) e di Flusso dipendente dal carico (*Stream*); le caratteristiche di quest'ultimo limite, per la sua importanza nella relazione acque sotterranee/superficiali, sono trattate in dettaglio nel paragrafo successivo.

In figura sono indicate anche le tracce di n.6 sezioni S-N e di n.2 sezioni W-E rappresentate, con un'esagerazione verticale tripla, nelle Figure 11 e 12. In tali sezioni, i cui colori indicano la variazione della conducibilità idraulica all'interno dei singoli strati, è ben visibile la porzione superiore del modello, che indica l'acquifero, e la porzione inferiore che rappresenta i limi sabbiosi. La zona scura indica le porzioni a flusso nullo

### Simulazione del sistema idrografico

La rete idrica superficiale è stata simulata utilizzando il pacchetto STREAMFLOW ROUTING (SFR2) di MODFLOW2000 che considera le interazioni fiume-falda; si tratta di un'evoluzione del pacchetto STR (*Stream*), a sua volta evoluzione del pacchetto RIV (*River*).

Il pacchetto SFR, nella sua formulazione attuale (SRF2), permette di modellare la propagazione della portata del corso d'acqua lungo la rete idrografica e di calcolare i volumi di acqua scambiati tra fiume e falda.

Tali prestazioni sono utilizzabili anche nel caso di reticoli idrografici complessi, con presenza di corsi d'acqua tributari o di canali di derivazione, mediante una schematizzazione del reticolo idrografico in una serie di "reach" e "segment" ordinati in una sequenza rigorosa per ordine tributario. In particolare un reach corrisponde ad una singola cella della griglia del modello mentre un segment è costituito da uno o più reach che hanno caratteristiche tra loro simili.

In Figura 13 è riportata la schematizzazione del reticolo idrografico dell'area di studio come successione dei *segments*: sono stati individuati n.31 *segment*, ciascuno dei quali corrisponde o ad un affluente della Dora Baltea, oppure ad un tratto della Dora Baltea compreso tra due punti di confluenza. I n.31 *segments* interessano un totale di 1908 *reach*.

Per quanto riguarda la profondità dell'acqua in alveo, nel presente lavoro è stata impostata considerando una sezione rettangolare (ICALC=1, opzione n.2 di n.5 possibili) non avendo a disposizione informazioni dettagliate né sulle sezioni lungo gli alvei né sulle curve di portata. La sezione rettangolare può comunque essere considerata una buona approssimazione della situazione locale, in particolare per i tributari.

Le caratteristiche fisiche dell'alveo sono considerate in dettaglio sulla base dell'equazione di Manning:

$$Q = (C/n) * A * R^{2/3} * S^{1/2}$$

dove Q = portata in alveo (m<sup>3</sup>/g), n = scabrezza (-), A = sezione verticale dell'alveo (m<sup>2</sup>), R = raggio idraulico dell'alveo (m), S = pendenza del letto del fiume (-), C = costante legata alle unità di misura (86400 nel presente modello, in m/giorno).

In particolare la scabrezza, non avendo a disposizione misure specifiche, è stata impostata per tutto il sistema idrografico pari a 0.05 (-), valore in letteratura indicato valido per alvei con ciottoli ed alcuni massi (Harry, 1967). Per quanto riguarda la pendenza, questa è stata calcolata tra ogni coppia di celle, in funzione dell'inclinazione del letto del fiume (Figura 14) e presenta valori minimi di 0.001 (-), mentre i massimi sono di 0.015 (-) per la Dora e di 0.4 (-) in qualche tratto dei corsi idrici tributari. Mediamente la porzione terminale è quella con pendenza minore.

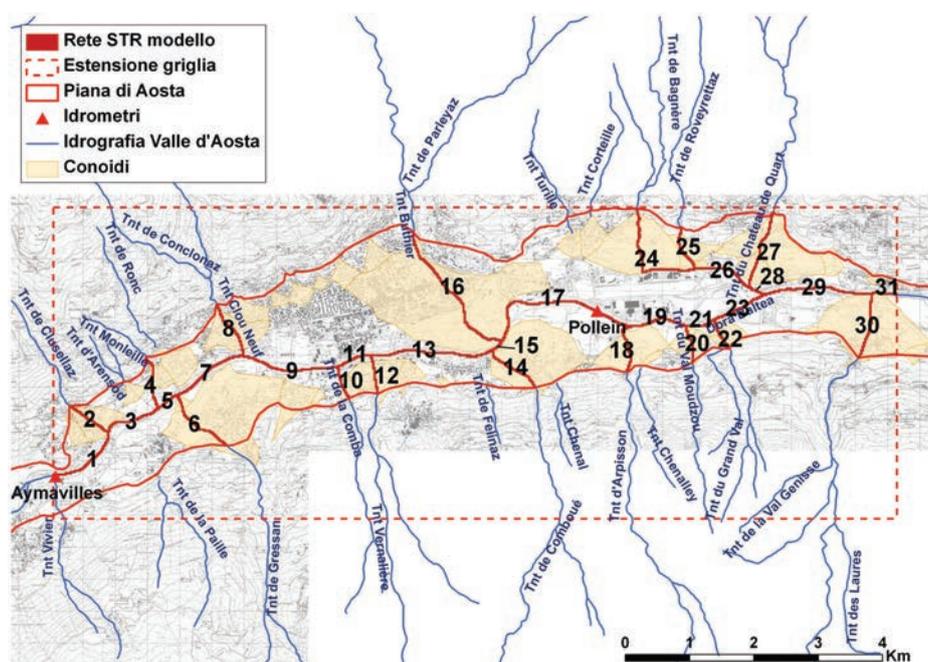


Fig. 13 - Schematizzazione del reticolo idrografico come successione di segmenti.

Fig. 13 - Schematization of the river network as a sequence of segments.



Fig. 11 - Sezioni W-E n. 80 e 140 (ubicazione in Figura 10). I colori indicano la variazione della conducibilità idraulica all'interno dei singoli strati.

Fig. 11 - Sections W-E n. 80 and 140 (location in Figure 10). The colours show the hydraulic conductivity values inside the layers.



Fig. 10 - Griglia di calcolo del modello (243 righe, 655 colonne, celle 20 m di lato), condizioni al contorno e ubicazione delle sezioni trasversali e longitudinali (in Figure 11 e 12).

Fig. 10 - Grid in plan view (243 rows, 655 columns, side cells 20 m) model boundary locations and location of transverse and longitudinal sections (in Figures 11 and 12).

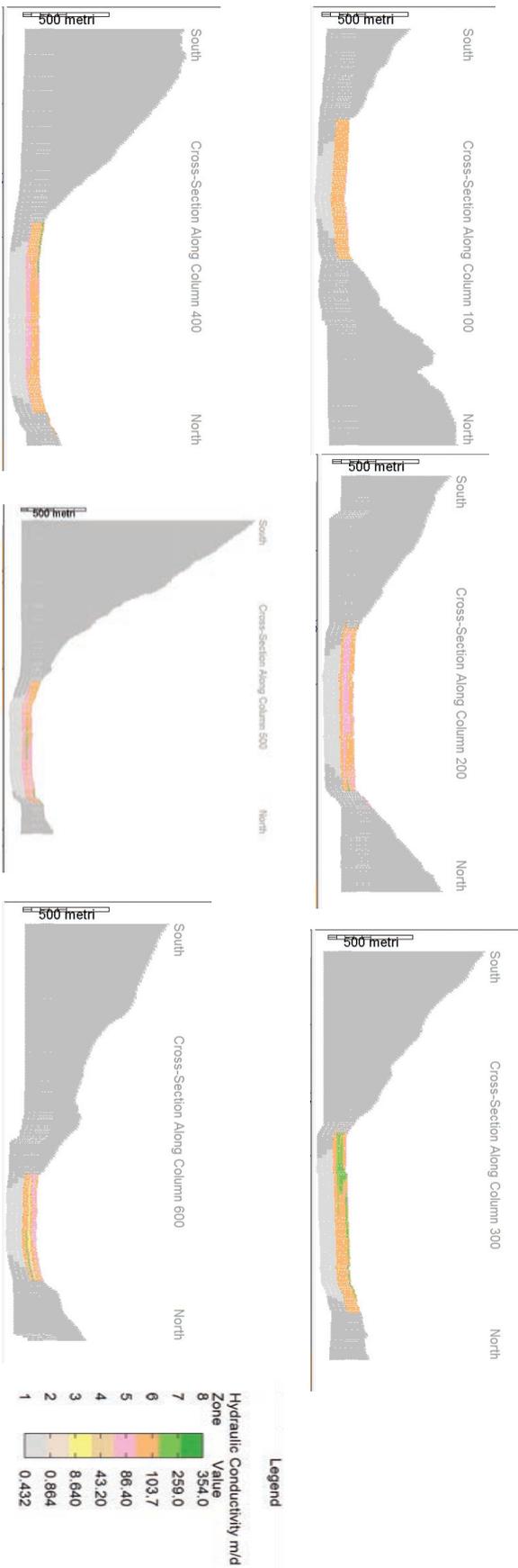


Fig. 12 - Sezioni S-N, n. 100, 200, 300, 400, 500 e 600 della griglia di calcolo (ubicazione in Figura 10). I colori indicano la variazione della conducibilità idraulica all'interno dei singoli strati.

Fig. 12 - Sections S-N, n. 100, 200, 300, 400, 500 and 600 of the grid (location in Figure 10). The colours show the hydraulic conductivity values inside the layers.

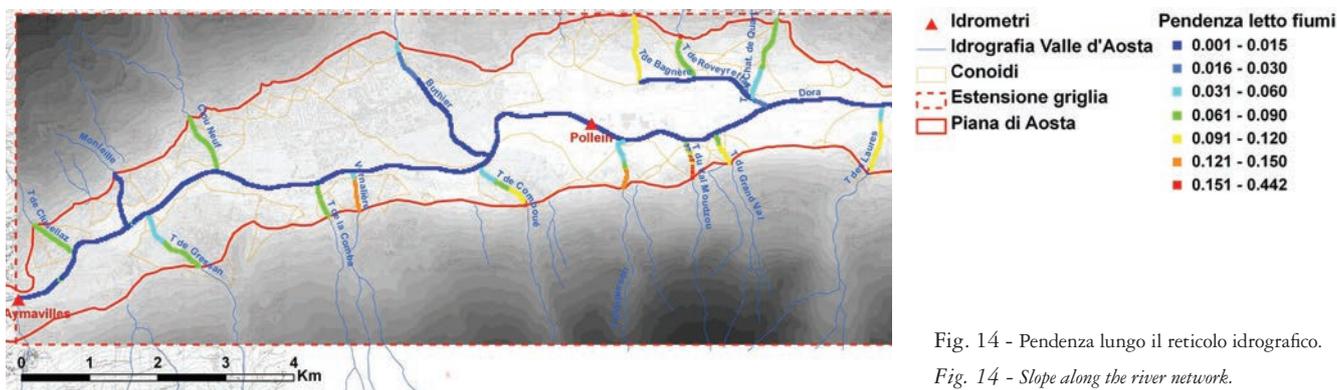


Fig. 14 - Pendenza lungo il reticolo idrografico.

Fig. 14 - Slope along the river network.

Per ciascuna cella di corso d'acqua simulato (*reach*) sono state specificate le seguenti informazioni: quota del pelo libero dell'acqua (*Stage of stream*), quota dell'alveo (*Streambed elevation*), larghezza del corso d'acqua (*Width of Stream*), lunghezza del corso d'acqua (*Length of Stream*), spessore del letto del corso d'acqua (*Thickness of stream bed*), conducibilità idraulica del letto del corso d'acqua (*Hydraulic Conductivity*), pendenza e scabrezza del letto del fiume (*Slope e Roughness*), portata d'ingresso del fiume (*Flow entering segment*).

Si descrivono di seguito i parametri di maggior interesse.

**Conduttanza** – Si tratta di un parametro che controlla i rapporti falda-fiume non direttamente richiesto dal modello, ma che viene da questo calcolato come prodotto tra conducibilità, spessore e larghezza del letto del fiume rispetto allo spessore. I torrenti con alveo impermeabilizzato, come i torrenti Clusellaz, Gressan, Clou Neuf, de Comboué e parte del Roveyretaz, sono caratterizzati da un valore di conduttanza nullo, in quanto nullo è il valore di conducibilità idraulica del letto loro attribuita, a differenza dei torrenti con alveo naturale.

**Portata d'ingresso del fiume** – Rappresenta un parametro fondamentale per la simulazione della propagazione della portata in alveo nei diversi corsi idrici e viene impostata in corrispondenza della prima cella di ogni *segment*. Il valore inserito nel modello è basato sulla portata media mensile del gennaio 2009, portata nota per la Dora Baltea nella stazioni di Aymaville (depurata dalle derivazioni), oltre che per il Torrente Buthier nella stazione di Roisan, mentre è stimato in base a informazioni raccolte ed a misure saltuarie effettuate da ARPA per i rimanenti corsi idrici.

### Simulazione della ricarica del sistema

La ricarica nel presente lavoro considera l'effetto complessivo dei diversi contributi costituiti da precipitazioni efficaci e scioglimento nivale che presentano variazioni stagionali e pluriannuali molto ampie e anche una forte differenziazione territoriale.

L'andamento piezometrico risente della ricarica diversamente lungo la valle. Nella zona tra Pollein e St.Marcel, più occidentale, appare essere prevalente l'influsso dello scioglimento nivale, con lente oscillazioni anche fino a 8 metri; nella zona centrale sembra sovrapporsi l'effetto delle precipitazioni dirette, con contributi prevalentemente da versante che, con l'am-

pliamento della valle e la minor soggiacenza della falda, determina una riduzione delle oscillazioni e innalzamenti anche autunnali, seppur limitati. Infine nella zona orientale l'oscillazione del livello della falda è ridotto a pochi metri, essendo regimato dalla Dora Baltea; anche in questo caso tuttavia si osservano innalzamenti legati a precipitazioni.

La ricarica è stata stimata sulla base della voce di surplus idrico (Figura 7), attribuendo il surplus calcolato per il bacino idrico laterale alle relative conoidi/fasce di detrito, considerate come sbocco naturale nella piana e quindi veicolo di trasmissione d'acqua dai versanti. Sulla base delle simulazioni eseguite, tali valori sono stati incrementati del 20% nella sola zona meridionale e diminuiti del 20% in quella nord orientale. I valori attribuiti al modello (Figura 15) variano da un minimo di  $6.02 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3/\text{m}^2 \cdot \text{d}$  nella zona nord orientale a un massimo di  $1.69 \cdot 10^{-3} \text{ m}^3/\text{m}^2 \cdot \text{d}$  per le conoidi del versante meridionale.

La presenza di numerose derivazioni, oltre che di apporti dalle aste fluviali laterali non noti, non ha consentito l'utilizzo di modelli idraulici, nè il confronto dell'effetto della ricarica calcolata, a livello di bacino, con le portate registrate in alveo.

Nelle successive fasi del modello, sulla base di un maggior approfondimento delle conoscenze del rapporto falda – fiume, si mira a stimare la ricarica complessiva dall'analisi dei livelli piezometrici (Healy & Cook, 2002) separando quindi i diversi contributi dei corpi idrici superficiali e meteorici e verificando la bontà della presente stima.

### Target di calibrazione di carico

I target di calibrazione del carico sono punti di controllo, solitamente appartenenti ad una rete di monitoraggio, nei quali è noto il livello dalla falda. Lo scarto relativo tra tali valori reali e quelli simulati, ossia il residuo, è indice della bontà della risposta modellistica. I punti scelti come target, rappresentati in Figura 15 e 16, possiedono dati piezometrici mensili o trimestrali. Le variazioni della rete di monitoraggio e l'assenza per certi periodi di alcune misurazioni rendono più difficile il confronto con i dati simulati.

Nel confronto, non si è ritenuto opportuno fissare un errore ammissibile nei valori del target (Sonnenborg et al., 2003) in quanto le misure sono relative alla singola misura mensile, non frutto di una media su periodi più lunghi e si ritiene che siano affidabili, derivando da una solida rete di monitoraggio.

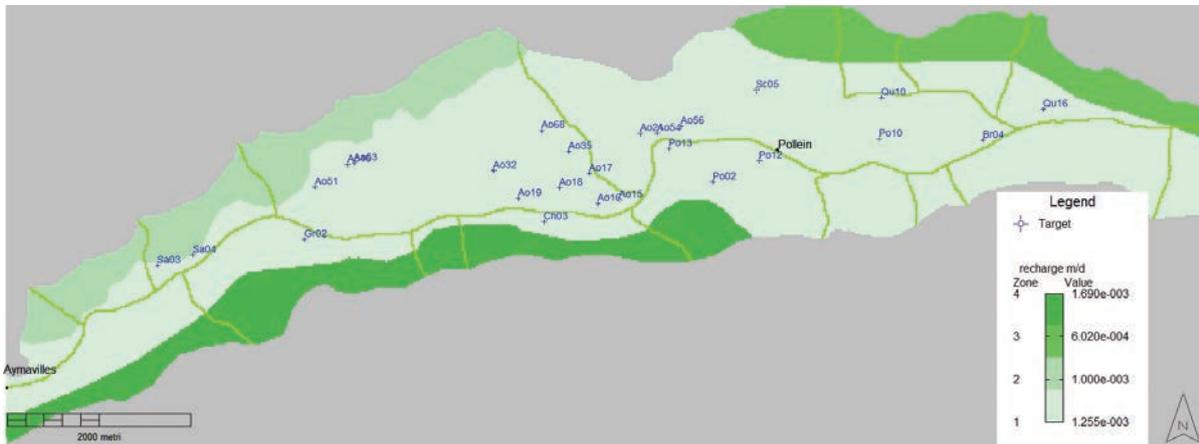


Fig. 15 - Distribuzione della ricarica.

*Fig. 15 - Distribution of the recharge.*

Lievi errori potrebbero essere legati a misure piezometriche non totalmente statiche.

### **Simulazione in regime stazionario**

Le simulazioni sino ad ora effettuate sono in regime stazionario riferite a mesi di massimo e minimo livello della falda. Si presenta di seguito la simulazione ottenuta per lo scenario di basso piezometrico riferito al mese di gennaio 2009. Sulla base dei dati attualmente disponibili, è in costruzione il modello in transitorio sul biennio 2009-2010, con passo di tempo mensile.

La taratura del modello stazionario è stata effettuata analizzando le risposte indotte da variazioni dei valori di conducibilità idraulica del letto del fiume, di conducibilità idraulica dell'acquifero e di distribuzione ed entità della ricarica. Si ricorda che il problema trattato è non lineare, in quanto la risposta è legata ad una combinazione di parametri che si influenzano vicendevolmente; nel caso specifico sono interconnessi anche l'innalzamento della falda in acquifero libero e la conseguente variazione di drenaggio da parte del fiume. Non è stato quindi utilizzato per la taratura del modello un procedimento di sensitività automatico, in quanto sarebbe stato

possibile ottenere una combinazione di parametri statisticamente valida, ma geologicamente irreali.

La carta della piezometria relativa alla simulazione in stazionario (gennaio 2009), con la simulazione dei pozzi in pompaggio, prodotta al termine del processo di taratura è riportata in Figura 16. Essa rappresenta, con interlinea di 1 m, la variazione del carico idraulico da 580 m s.l.m. a ovest a 526 m s.l.m. ad est ed una direzione di flusso prevalente ovest - est, in conformità con l'orientazione della valle. Essa ben riproduce le variazioni di gradiente, che aumenta dalla zona ovest verso la piana di Aosta, si riduce in corrispondenza delle zone ad elevata permeabilità intorno al Torrente Buthier, per aumentare nuovamente verso Pollein. La scala utilizzata, relativa all'intera piana, non consente la visualizzazione dei coni di pompaggio dei singoli pozzi, che risultano invece apprezzabili a scala di dettaglio.

Nella medesima Figura 16 sono riportati i valori residui dei target che indicano la differenza tra la piezometria effettiva (gennaio 2009) e quella simulata. Valori blu positivi indicano una piezometria simulata più bassa di quella reale, viceversa valori rossi negativi indicano una piezometria simulata più elevata di quella reale. Essi variano da un minimo di -1.07 m

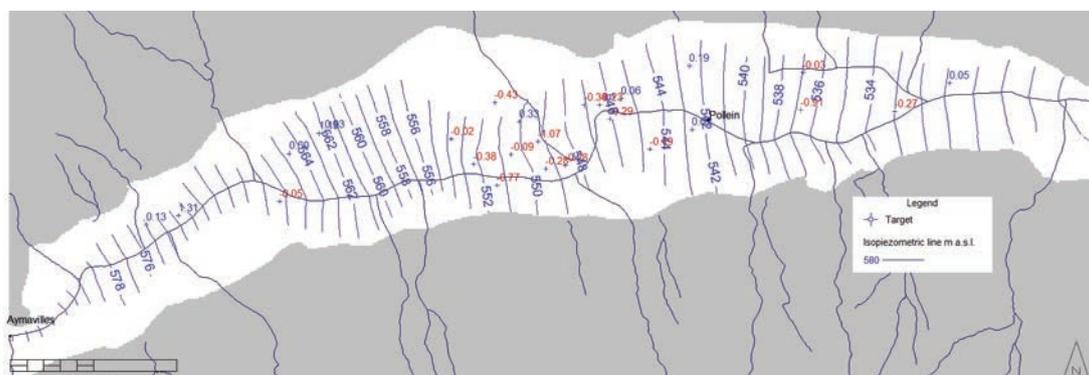


Fig. 16 - Piezometria simulata in condizioni stazionarie (gennaio 2009). Sono indicati i target di controllo con il relativo valore residuo (piezometria reale-simulata).

*Fig. 16 - Simulated steady-state head (January 2009). The figure shows the control target with its residual value (real-simulated water table).*

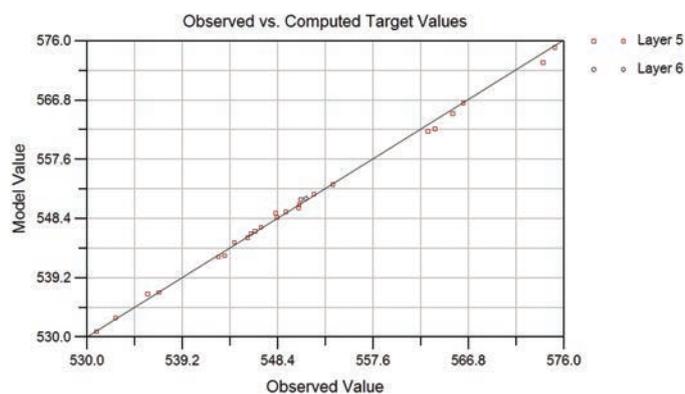


Fig. 17 - Relazioni tra valori osservati e simulati e relativa analisi statistica dei residui.

Fig. 17 - Relations between observed and model values with statistical analysis of residues.

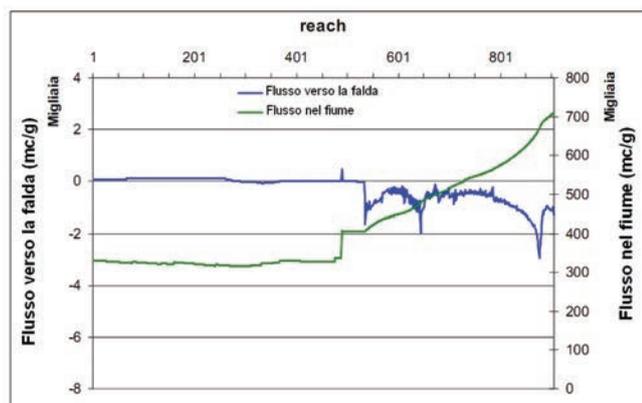
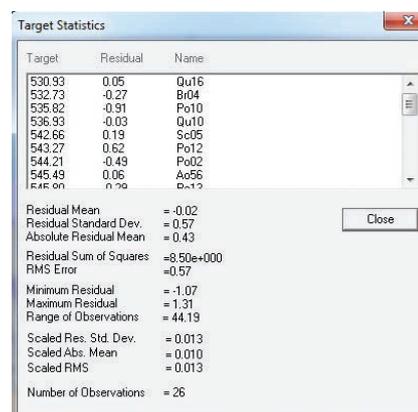


Fig. 18 - Flusso verso la falda e flusso nel fiume Dora Baltea.

Fig. 18 - Flux to groundwater and stream flow in the Dora Baltea river.

ad un massimo di 1.31 m, con una media di -0.02 m ed una somma dei residui quadratici di 8.5, come indicato nell'analisi statistica riportata in Figura 17. Si coglie come la zona centrale della piana, intorno alla conoide del Buthier, sia sovrastimata dal modello, mentre le zone a monte ed a valle siano sotto-stimate. Tali anomalie all'altezza della conoide del Buthier indicano la necessità di un approfondimento delle conoscenze in tale area al fine di verificare la reale distribuzione delle eteropie presenti che, a scala locale, controllano la circolazione idrica sotterranea.

Si osserva tuttavia come il residuo massimo (-1.07 m) sia in corrispondenza di un target (Ao17) prossimo al cono di pompaggio di un pozzo industriale; ciò può far pensare che, localmente, una aliquota della differenza nei residui possa essere legata a discrepanze tra le portate medie mensili dei pozzi nel modello e quelle orarie realmente emunte nel momento della misura del livello di falda.

Per quanto riguarda il bilancio di massa, nella condizione di falda bassa, qual è quella di gennaio 2009, nel modello convergono circa 29.300 m<sup>3</sup>/g per il contributo della ricarica e ne escono circa 63.000 m<sup>3</sup>/g dal prelievo dei pozzi. Circa 13.000 m<sup>3</sup>/g entrano dal GHB a monte, ubicato in un punto molto stretto della valle, e ne escono 36.000 m<sup>3</sup>/g dal GHB

a valle. Nella configurazione attuale, il sistema idrico superficiale è alimentante nel tratto tra Aymavilles e Pollein per 120.000 m<sup>3</sup>/g (su un tratto di circa 8 km) e drenante per circa 60.000 m<sup>3</sup>/g dopo Pollein (per circa 5 km). L'errore di bilancio è di 0.2%. I quantitativi relativi agli scambi tra fiume e falda sono tuttora in fase di calibrazione nel modello in transitorio.

Si riporta, a titolo di esempio, il bilancio relativo allo scambio tra il sistema idrografico superficiale, limitatamente alla Dora Baltea, e la falda (Figura 18). In ascissa sono indicati la successione di *reach* secondo l'ordine gerarchico degli stream modellati, da ovest ad est, come da Figura 13; in ordinate sono rappresentati, sulla scala principale, i quantitativi d'acqua, in m<sup>3</sup>/g per metro lineare, che entrano (positivi) o escono (negativi) dalla falda (linea blu), mentre, sulla scala secondaria, i quantitativi che fluiscono nel fiume (linea verde).

Si osserva una lieve azione alimentante da parte della Dora Baltea per un ampio tratto compreso tra Aymavilles e l'innesto del Torrente Combuè (reach 460 nel segment 15 in Figura 13); più a valle la falda inizia a ceder acqua al fiume, con entità crescente nel tratto successivo. In modo speculare, la Dora Baltea, che presenta una portata di circa 300'000 m<sup>3</sup>/g da Aymavilles fino alla confluenza del Torrente Combuè, incrementa nell'ultimo tratto la propria portata drenando la falda.

In particolare, all'altezza della stazione idrometrica di Pollein la portata simulata del fiume è di 400'000 m<sup>3</sup>/g, mentre nella realtà la portata registrata relativa al gennaio 2009 è stata di 221'000 m<sup>3</sup>/g. Questo forte drenaggio simulato da parte del fiume è frutto di quanto già osservato nell'analisi dei residui, ossia che i livelli piezometrici simulati in tutta la zona del Buthier e Pollein sono superiori a quelli reali di circa 0,5-1 metro.

Questi elementi sono tuttora in fase di analisi, ma confermano la bontà della simulazione delle portate dei corsi d'acqua ottenuta mediante SFR2 che, oltre a poter simulare azioni di alimentazione adeguate della falda, consentono anche una migliore valutazione dei fenomeni grazie alla possibilità di avere, insieme ai tradizionali target di livello di falda, anche target di portata.

## Conclusioni e Sviluppi Futuri

Il presente studio ha sviluppato un modello concettuale della idrogeologia della piana di Aosta mirando alla simulazione delle relazioni tra acque superficiali e sotterranee, di notevole importanza in aree vallive.

La ricostruzione delle caratteristiche idrogeologiche dell'acquifero ha seguito un approccio di ricostruzione geostatistica, basato su una originale codifica delle stratigrafie e sull'interpolazione spaziale dei codici nell'ambito di corpi idrogeologici, la cui forma è stata definita nel rispetto della reale estensione delle unità idrogeologiche e della storia deposizionale dell'area.

Si sono tal modo ottenute le distribuzioni, in una griglia 3D, delle diverse classi tessiturali e dei parametri idrogeologici che caratterizzano il sistema. In particolare la valutazione del parametro conducibilità idraulica è stato stimato, sulla base dei valori di riferimento riportati in letteratura, sulla composizione dei singoli orizzonti stratigrafici, considerandone una distribuzione lognormale.

La metodica proposta ha permesso la ricostruzione 3D delle elevate eterogeneità dei depositi alluvionali locali e la conseguente traduzione in variabilità dei parametri idraulici all'interno di un modello di flusso, in MODFLOW. Tale modello ha consentito di valutare l'interazione tra acque superficiali e falda, attraverso l'utilizzo del pacchetto SFR2, valutandone gli scambi, che sono risultati, sia per alimentazione che per drenaggio, di estrema importanza nel bilancio idrogeologico della falda.

Il codice ha presentato elevate potenzialità sia nella simulazione dell'alimentazione/drenaggio della falda, anche in caso di assenza di contatto idraulico, sia nella possibilità che offre, nel processo di taratura, di utilizzare le portate dei corsi d'acqua, oltre che i tradizionali livelli piezometrici, consentendo in tal modo di conseguire un più elevata conoscenza dei fenomeni.

Nel corso della fase di taratura è emersa l'importanza che riveste, sulle risposte di un modello, la riproduzione tridimensionale delle eterogeneità del sistema, sebbene anche la determinazione delle conduttanze dei corsi idrici superficiali e della ricarica siano apparse molto influenti.

Attualmente il modello stazionario, che è stato analizzato in un mese di basso piezometrico e di alto piezometrico, caso del gennaio 2009 qui presentato, richiede ulteriori valutazioni in particolare per quanto concerne la complessità conoide del T. Buthier, relativamente alla quale i livelli piezometrici simulati appaiono sovrastimati.

Tali approfondimenti saranno supportati dal modello transitorio attualmente in corso di predisposizione, relativo al biennio 2009-2010.

L'obiettivo finale del lavoro, in itinere, è quello di sviluppare un modello gestionale delle risorse idropotabili da parte degli Enti competenti, che possa essere utilizzato per simulare diversi scenari, quali variazioni nell'emungimento/alimentazione dalla falda (pozzi), nell'entità della ricarica, in termini spazio-temporali, o anche presenza di contaminati in falda, in questo caso mediante lo sviluppo modelli di trasporto locali.

**Ringraziamenti:** La Regione Autonoma Valle d'Aosta, Assessorato Territorio e Ambiente è il committente e proprietario dei dati oggetto di diffusione.

Questo lavoro ha ricevuto il supporto di Regione Lombardia e Consorzio CILEA attraverso un grant 2010 dell'iniziativa LISA (Laboratorio Interdisciplinare per la Simulazione Avanzata) [link:<http://lisa.cilea.it>] “

## Bibliografia

- Armstrong M. (1998). "Basic Linear Geostatistics". Springer Verlag, Berlin, 153 pp.
- Anderson, M.P., Woessner, W.W. (1992). "Applied Groundwater Modeling". Academic Press Inc., San Diego, CA, 381 pp.
- Ahmed A.A. (2009). "Using lithologic modeling techniques for aquifer characterization and groundwater flow modeling of the Sohag area, Egypt". *Hydrogeology Journal* (2009) 17: 1189–1201.
- Armando E. (1971). "Sondaggi elettrici nella piana di Aosta "Electric sounding in the Aosta plain". *Geofisica e meteorologia*, n. 20, 155-157.
- Armando E., Dal Piaz G.V. (1970). "Studio geologico e geofisico della coltre quaternaria nei dintorni di Aosta (osservazioni preliminari)". "Geological and geophysical study of the quaternary layer near Aosta (preliminary observations)". *Quaderno dell'Istituto di Ricerca sulle Acque*, 1970: Ricerche sulle falde acquifere profonde delle valli alpine e appenniniche, 1-12.
- Bonetto F., Gianotti F. (1998). *Giardino delle rocce "Rock Garden"*. Piavevole Comune di Pollein.
- Bonomi T. (2009). "Database development and 3D modeling of textural variations in heterogeneous, unconsolidated aquifer media: application to the Milan plain". *Computer & Geosciences*, 35, 134-145, doi: 10.1016/j.cageo.2007.09.006.
- Bonomi, T., Cavallin, A., De Amicis, M., (1995). "Un database per pozzi: TANGRAM". "A well database: TANGRAM". *Quaderni Geologia Applicata*, suppl. n. 3 1/95: 89-97.
- Bonomi, T., Cavallin, A., Stelluti, G., & Guerra, G. (2002). "3-d subsoil parameterisation in a plan region of north italy". *Memorie della Società Geologica Italiana*, 57, 543-550.
- Cheng A. (2002). "Gocad - Basics In Geostatistics And Reservoir-Property Modeling. An Introductory Course to Reservoir Characterization in Gocad". T-Surfer Corporation.
- Dal Piaz G.V., Baggio P., Bertolo D., Bistacchi A., Carraio F., Fontan D., Gianotti F., Martin S., Monopoli B., Pennacchioni G., Polino R., Schiavo A., Tartarotti P., Venturini G. (2010). "Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, Foglio 91, Châtillon". "Geological Survey of Italy at a scale of 1:50,000, Sheet 91, Chatillon". ISPRA - Servizio Geologico d'Italia.
- De Luca D., Masciocco L., Motta E.V., Tonussi M. (2004). "Studio geologico finalizzato alla definizione delle aree di salvaguardia dei pozzi di acquedotto del comune di Aosta". "Geological study for the definition of well protected areas in Aosta town". *Convenzione tra Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino e Comune di Aosta*.
- De Maio M. (2010). "Indagine idrogeologica sul bacino della Dora Baltea da Villeneuve a Nus: studio sui potenziali rischi di inquinamento delle acque sotterranee nonché identificazione dei siti potenzialmente pericolosi e valutazione della vulnerabilità degli acquiferi". "Hydrogeological survey in the basin of Baltea from Villeneuve in Nus: a study on the potential risks of groundwater pollution and identification of potentially dangerous sites and assessment of aquifer vulnerability". *Report finale relazione DITAG Politecnico di Torino*.

- Desbarats A.J. (1992). "Spatial averaging og hydraulic conductivity in three-dimensional heterogeneous porous media". *Mathematical Geology*, 24(3), 249-267.
- Domenico, P.A. & Schwartz, W. (1998). "Physical and Chemical Hydrogeology". Second Edition, Wiley.
- Eggleston J., Rojstaczer S. (1998). "Inferring spatial correlation of hydraulic conductivity from sediment cores and outcrops". *Geophysical Research Letters*, Vol. 25, No.13, Pages 2321-2324, July 1, 1998.
- Falivene O., L. Cabrera L., Sáez A. (2007). "Large to intermediate-scale aquifer heterogeneity in fine-grain dominated alluvial fans (Cenozoic As Pontes Basin, northwestern Spain): insight based on three-dimensional geostatistical reconstruction". *Hydrogeology Journal* (2007) 15: 861–876.
- Fleckenstein J.H., Niswonger R.G., Fogg G.E., 2006. "River-Aquifer Interaction, Geologic Heterogeneity, and Low-Flow Management". *Ground Water*, vol. 44 (6), 837-852.
- Freeze, R.A. & Cherry, J.A. (1979). "Groundwater". Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, 604 pp.
- Gomez-Hernandez J.J. (2006). "Complexity". *Ground Water*, vol 44, n.6, 782-785.
- Harry Barnes Jr. (1967). "Roughness Characteristics of Natural Channels". U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1849.
- Healy R.W., Cook P.G. (2002). "Using groundwater levels to estimate recharge". *Hydrogeology Journal* (2002) 10:91–109.
- Mather, J.R. (1978). "The climatic water balance in environmental analysis". Lexington, Mass., D.C. Heath and Company.
- Mc Donald M.G., Harbaugh A.W. (1998, 2000, 2005). A modular three dimensional finite difference groundwater flow model. Techniques of a water resources investigation of the U.S. Geological Survey.
- Martin P.J. e Frind E.O., 1998. "Modeling a Complex Multi Aquifer System: The Waterloo Moraine". *Ground Water*, vol. 36 (4), 679-690.
- Niswonger, R.G., and Prudic, D.E. (2005). "Documentation of the Streamflow-Routing (SFR2) Package to include unsaturated flow beneath streams—A modification to SFR1". U.S. Geological Survey Techniques and Methods 6-A13, 50 p.
- Novel J.P. (1995). "Contribution de la géochimie a l'étude d'un aquifere alluvial de montagne- Cas de la vellee d'Aoste-Italie ". These de Doctorat de l'Universite Paris 6.
- P.I.A.H.V.A. Programme International d'Action Hydrogeologique en Val d'Aoste (1994). "Etude hydrogéologique de la nappe alluviale de la vallè d'Aoste". Rapport finale deuxième phase. Universités d'Avignon, Chambéry, Turin, Centre de Recherches Géodynamiques de Tholon – Univ. Paris 6 – Ecole Polytechnique de Lausanne (GEOLEP).
- P.I.A.H.V.A.- Programme International d'Action Hydrogeologique en Val d'Aoste (1992). "La nappe alluviale de la Doire – Vallée d'Aoste" . Rapport finale première phase. Universités d'Avignon, Chambéry, Turin, Centre de Recherches Géodynamiques de Tholon – Univ. Paris 6 – Ecole Polytechnique de Lausanne (GEOLEP).
- P.I.A.H.V.A.- Programme International d'Action Hydrogeologique en Val d'Aoste (1996). "Modelisation de l'écoulement souterrain del l'aquifere alluvial de la Doire Baltée- Val d'Aoste, Italie". Rapport final troisième phase. Universités d'Avignon, Chambéry, Turin, Centre de Recherches Géodynamiques de Tholon – Univ. Paris 6 – Ecole Polytechnique de Lausanne (GEOLEP).
- Paradigm (2008). « Paradigm GOCAD 2008. User Guide“. Paradigm Geophysical Corp.
- Pollicini F. (1994). "Geologia ed idrogeologia della piana di Aosta". "Geology and hydrogeology of the Aosta plain". Tesi di Laurea. Dipartimento di Scienze Geologiche, Università degli Studi di Torino.
- Sonnenborg T.O., Christensen B.S.B. Nyegaard P., Henriksen H.J., Refsgaard J.C. (2003). "Transient modeling of regional groundwater flow using parameter estimates from steady-state automatic calibration". *Journal of Hydrology*, 273 (1): 188-204.
- Techgea (2011). "Test di valutazione di metodi geofisici per l'esplorazione profonda del sottosuolo Area Aeroporto Corrado GEX, Aosta". "Test evaluation of geophysical methods for the exploration of the deep subsurface Area Airport Corrado GEX, Aosta". Relazione n. 1872/2011.
- Thorntwaite, C.W. (1948). "An approach toward a rational classification of climate". *Geographical Review*, 38: 55–94.
- Triganon A., Dzikowski M., Novel J.P., Dray M., Zuppi G.M. et Parriaux A. (2003). " Échanges nappe–rivière en vallée alpine: quantification et modélisation (Vallée d'Aoste, Italie)". *Can. J. Earth Sci.* 40: doi: 10.1139/E03-017.
- Sanchez-Vila X., Girardi J.P., Carrera J. (1995). "A synthesis of approaches to upscaling of hydraulic conductivities". *Water Resources Research*, Vol. 31, No. 4, Pages 867-882, April 1995.
- Scheibe T., Yabusaki S. (1998). "Scaling of flow and transport behavior in heterogeneous groundwater system". *Advances in Water Resources*, Vol 22, No.3, pp 223-238, 1998.
- Smith L., Wheatcraft S.J. (1993). "Groundwater flow". In *Handbook of Hydrology*. 6.1-6.58. Ed. D.R.Maidment. New York: McGraw-Hill.