

UNIVERSITA` DEGLI STUDI DI PADOVA
FACOLTA` DI AGRARIA



Dipartimento Territorio e Sistemi Agro – Forestali

**TESI DI LAUREA TRIENNALE IN RIASSETTO DEL TERRITORIO
E TUTELA DEL PAESAGGIO**

**Analisi dei processi di generazione di deflusso in un
piccolo bacino boscato durante severi eventi di
precipitazione.**

Relatore:

Prof. Marco BORGA

Correlatore:

Dott. Daniele PENNA

Laureanda:

Stella Dall'Osto

Matricola: 597159

ANNO ACCADEMICO 2012- 2013

RIASSUNTO

I traccianti isotopici si sono dimostrati uno strumento efficace per comprendere la grande complessità dei processi idrologici che rendono un ambiente unico nel suo genere.

A partire dall'estate 2012 è stata organizzata una campagna di misura nel bacino idrografico del Ressi (1,9 ha), nelle Prealpi italiane. La strumentazione consiste in uno stramazzone triangolare in parete sottile equipaggiato con una sonda capacitiva per la misura del livello idrometrico, quattro pozzi piezometrici dotati ciascuno di sonda capacitiva per la misura del livello della falda, due raccoglitori di pioggia e un riflettometro CS625 con quattro sonde di umidità per misurare il contenuto idrico del suolo a 0-30 cm di profondità.

Il seguente studio ha verificato la risposta a 3 eventi per l'11/11/2012, 5/5/2013 e 16/5/2013. E' stato possibile formulare delle ipotesi sulla risposta degli strumenti, che hanno ben reagito agli eventi.

La continuazione dei rilevamenti consentirà l'approfondimento delle dinamiche temporali e spaziali della risposta idrologica e la descrizione dell'influenza della vegetazione nel ciclo idrologico.

ABSTRACT

Isotopic tracer proved to be a valuable tool for understanding the high degree of complexity of hydrological processes that characterize each ecological system.

Since summer 2012, field campaigns have been carried out in a small mountain catchment (Ressi catchment, 1,9 ha) in the Italian PreAlps. The instrumentations consists of a weir to measure streamflow, four piezometric wells equipped with capacitance probes to gauge groundwater level, two rain-gauges and a soil water reflectometer with soil moisture probes (0-30 cm).

The following study analysed the response to three rainfall events occurred on 11/11/2012, 5/5/2013 and 16/5/2013. It was possible to formulate hypotheses on the response of the catchment. The main hydrological processes was identified and the importance of event water was assessed, for each event

The continuation of surveys will allow the study of temporal and spatial dynamics and the description of the influence of vegetation in the hydrological cycle.

SOMMARIO

RIASSUNTO.....	3
ABSTRACT	4
OBIETTIVI	9
1. INTRODUZIONE	10
1.1 Il ciclo idrologico globale e processi di deflusso	10
1.2 I traccianti ambientali	17
1.2.1 Generalità sugli isotopi.....	17
1.2.2 Funzione tracciante degli isotopi.....	22
1.2.3 Conducibilità elettrica.....	27
2. AREA SI STUDIO.....	29
2.1 Bacino del Posina.....	29
2.1.1 Clima.....	31
2.1.2 Aspetti geomorfologici.....	32
2.1.3 Aspetti vegetazionali.....	34
2.2 Il torrente Ressi.....	35
3. MATERIALI E METODI.....	37
3.1 Fase di campo.....	37
3.1.1 Piezometro capacitivo.....	39
3.1.2 Piezometro a trasduzione di pressione.....	41
3.1.3 Stramazzo.....	42
3.1.4 Campionatore di precipitazione.....	45
3.1.5 Reflettometro CS625.....	46
3.1.6 Pluviometro a bascula.....	49
3.1.7 Campionatore automatico ISCO.....	52

3.1.7 Conduttivimetro.....	54
3.2 Fase di laboratorio.....	56
3.2.1 Descrizione dell'analizzazione di isotopi.....	56
3.2.2 Manutenzione periodica dell'analizzatore.....	60
3.2.3 Procedura di analisi e preparazione dei campioni.....	62
4. PRIMI RISULTATI E CONSIDERAZIONI.....	65
4.1 Organizzazione dei dati e descrizione degli eventi.....	65
4.2 Risposta idrometrica.....	74
4.3 Dinamiche di acqua di evento e origine dei deflussi.....	82
5. CONCLUSIONI.....	96
BIBLIOGRAFIA.....	99

Indice delle Tabelle

Tabella 1: Abbondanza in natura di alcuni isotopi di idrogeno e ossigeno.....	18
Tabella 2: Stazioni meteorologiche ARPAV vicine al bacino.....	51
Tabella 3: Caratteristiche idrometriche dei tre eventi di pioggia.....	67
Tabella 4: Caratteristiche antecedenti degli eventi.....	69
Tabella 5: Valori massimi per i tre eventi considerati.....	74
Tabella 6: Ritardi dei picchi rispetto alla portata.....	80
Tabella 7: Acqua di evento per i tre eventi considerati.....	82

Indice delle Figure

Figura 1: Illustrazione schematica del ciclo idrologico globale.....	12
Figura 2: Schemi di flussi da e al bacino.....	16

Figura 3: Retta mondiale delle precipitazioni GMWL.....	19
Figura 4: Range di valori di conduttività per le soluzioni acquose.....	28
Figura 5: Inquadramento geografico del bacino del Ressi.....	29
Figura 6: Mappa di inquinamento geografico del bacino.....	36
Figura 7: Rappresentazione schematica degli strumenti installati.....	38
Figura 8: Sonda capacitiva inserita nel pozzo piezometrico.....	39
Figura 9: Sonda capacitiva della Trutrack & Co. Limited.....	40
Figura 10: Trasmettitore di pressione.....	42
Figura 11: Stramazzo triangolare.....	43
Figura 12: Stramazzo triangolare installato nel torrente Ressi, con idrometro.....	44
Figura 13: Campionatore di precipitazione per analisi isotopiche.....	46
Figura 14: Sonda capacitiva CS625 e registratore.....	47
Figura 15: Versante monitorato dal riflettometro CS625 nel bacino del Ressi.....	49
Figura 16: Pluviometro a bascula.....	50
Figura 17: Campionatore automatico 6712 ISCO.....	52
Figura 18: Bottiglie in plastica con capacità 1L.....	53
Figura 19: Conduttivimetro WTW-cond 3310.....	55
Figura 20: Analizzatore LGR, modello DLT-100, peso TeSAF.....	57
Figura 21: Dispositivo di auto-iniezione dello CTC Analitics.....	58
Figura 22: Fialetta da 1,5 ml con rispettivi tappi in PTFE.....	59
Figura 23: Schema di disposizione delle fialette nel vassoio.....	64
Figura 24: Idrogramma annuale con livello di falda e umidità del suolo.....	66
Figura 25: Precipitazione cumulata con intensità massima.....	68
Figura 26: Idrogramma andamento temporale dei due traccianti nel torrente e nella pioggia evento uno.....	70

Figura 27: Idrogramma andamento temporale dei due traccianti nel torrente e nella pioggia evento due	71
Figura 28: Idrogramma andamento temporale dei due traccianti nel torrente e nella pioggia evento tre.....	72
Figura 29: Idrogramma e andamento temporale della falda e dell'umidità del suolo nell'evento uno.....	76
Figura 30: Idrogramma e andamento temporale della falda e dell'umidità del suolo nell'evento due.....	77
Figura 31: Idrogramma e andamento temporale della falda e dell'umidità del suolo nell'evento tre.....	78
Figura 32: Portata totale e acqua di evento tramite i due traccianti per l'evento uno.....	83
Figura 33: Portata totale e acqua di evento tramite i due traccianti per l'evento due	84
Figura 34: Portata totale e acqua di evento tramite i due traccianti per l'evento tre.....	85
Figura 35: Acqua di evento media per $\delta^2\text{H}$ e CE con intensità massima (5min)...	87
Figura 36: Acqua di evento massima per $\delta^2\text{H}$ e CE con intensità massima (5min).....	88
Figura 37: Acqua di evento media per $\delta^2\text{H}$ e CE con intensità massima (15min)...	89
Figura 38: Acqua di evento massima per $\delta^2\text{H}$ e CE con intensità massima (15min).....	90
Figura 39: Acqua di evento CE e $\delta^2\text{H}$ durante l'evento uno.....	91
Figura 40: Acqua di evento CE e $\delta^2\text{H}$ durante l'evento due.....	91
Figura 41: Acqua di evento CE e $\delta^2\text{H}$ durante l'evento tre.....	92
Figura 42: Relazione tra acqua di evento CE e $\delta^2\text{H}$ durante l'evento uno.....	93
Figura 43: Relazione tra acqua di evento CE e $\delta^2\text{H}$ durante l'evento due.....	93
Figura 44: Relazione tra acqua di evento CE e $\delta^2\text{H}$ durante l'evento tre.....	94

OBIETTIVI

Il presente studio ha lo scopo di analizzare i processi di generazione di deflusso durante tre severi eventi di pioggia in un piccolo bacino forestato delle Prealpi vicentine. Questo studio vuole analizzare la risposta idrologica del bacino a eventi meteorici importanti, quando sono più evidenti i processi di generazione di deflusso, tramite l'integrazione di dati idrometrici (precipitazione, portata, umidità del suolo e livello di falda) e di traccianti ambientali (isotopi stabili e conducibilità elettrica dell'acqua). In particolare questo studio si prefigge di verificare l'effetto delle condizioni antecedenti e delle caratteristiche dell'evento sulla risposta idrologica del bacino; individuare i principali controlli sulla frazione di acqua di evento; analizzare le dinamiche temporali dell'acqua di evento.

1. INTRODUZIONE

1.1 Il ciclo idrologico globale e i processi di deflusso

Il ciclo idrologico, o ciclo dell'acqua, rappresenta l'insieme di tutti i fenomeni legati all'acqua e al suo naturale movimento tra l'atmosfera, le terre emerse e gli oceani. Durante questo movimento l'acqua passa dallo stato gassoso, allo stato liquido o solido, e ancora allo stato gassoso grazie all'energia solare e la forza gravitazionale, forze che garantiscono il suo trasferimento all'interno del ciclo.

La Fig. 1 rappresenta i flussi all'interno del ciclo idrologico. L'acqua presente nel terreno, nelle piante e negli specchi d'acqua evapora per effetto della radiazione solare ed entra in circolo nell'atmosfera sotto forma di nubi di vapor d'acqua. Il vapore acqueo, sotto particolari condizioni di temperatura e di pressione, condensa in piccole gocce d'acqua o cristalli di neve che cadono nuovamente al suolo sotto il peso della forza gravitazionale. La precipitazione, quando è solida, si accumula sulla superficie fino a quando un innalzamento delle temperature ne consente la fusione. In ogni caso, una parte della precipitazione che cade è subito intercettata dalle chiome degli alberi e ritorna in atmosfera per effetto dell'evaporazione. La precipitazione che passa oltre le chiome degli alberi e rappresenta "l'acqua che prende posto fisicamente all'interno del profilo del suolo" (Kirkby e Chorley, 1967). Quindi la precipitazione rappresenta la quota di acqua che non viene intercettata dalla vegetazione e ricade sottochioma sulla superficie del suolo direttamente oppure per via indiretta scorrendo lungo i rami e il fusto. Il fenomeno del deflusso da tronco ha una forte valenza ecologica in quanto "l'acqua raggiunge il suolo con minore energia e più lentamente rispetto a quella del flusso sottochioma, riuscendo a rimanere a disposizione delle piante per effetto della ridotta evaporazione cui è soggetta" (Iovino, 2009).

La percentuale di acqua che oltrepassa le chiome dipende sia dalle caratteristiche strutturali dei popolamenti (composizione specifica, età, densità, profilo verticale,

grado di copertura) sia dall'intensità e dalla durata della pioggia. La precipitazione è maggiore all'aumentare dell'entità e della durata di pioggia, mentre, nel caso di eventi brevi e poco intensi il grado di intercettazione è molto elevato. Il motivo di questo fenomeno è dovuto, secondo Borghetti (1992) all'evaporazione, che in seguito a piogge intermittenti permette la rigenerazione del potere d'intercettazione delle chiome. Una volta che la precipitazione cade a terra si innescano meccanismi complessi di trattenuta parziale o totale dell'acqua da parte dei suoli in funzione del grado di permeabilità dei suoli stessi, della presenza di vegetazione, delle condizioni iniziali di umidità e delle condizioni meteorologiche. Qui l'acqua viene in parte assorbita dalle radici delle piante e rilasciata in atmosfera per traspirazione, in parte evapora dal suolo, mentre in parte è responsabile della generazione di deflusso ed è destinata alla rete idrografica. Quest'ultima parte può arrivare alla rete idrografica in tre modi. Nel caso in cui essa rimane in superficie, si può accumulare in depressioni del terreno, buche e avvallamenti, oppure defluire verso valle seguendo le linee di pendenza. In questo caso l'acqua scorre lungo piani inclinati e viene convogliata in rivoli, canali e fiumi sempre più grandi. La componente di acqua che si infiltra nel suolo è responsabile della formazione del deflusso ipodermico e, più in profondità, del deflusso di base. Nel primo caso l'acqua scorre lentamente a livello sottosuperficiale in suoli non saturi e riemerge in breve tempo in superficie. Nel caso di deflusso di base, si ha la percezione dell'acqua in profondità fino alla falda, riserva d'acqua al di sotto della quale il suolo è saturo mentre al di sopra è parzialmente saturo. L'acqua infiltrata nel terreno defluisce parallela al deflusso superficiale secondo il gradiente topografico e, in tempi più o meno lunghi che dipendono anche dalla permeabilità dei suoli incontrati (l'acqua in profondità si muove più lentamente rispetto a quella in superficie), è destinata a riemergere in superficie e ad unirsi alla rete idrografica che scorre verso valle fino a sfociare nei mari e negli oceani a chiusura del ciclo (Borgia, 2008).



Figura 1 - Illustrazione schematica del ciclo idrologico globale

In questo quadro l'acqua, attraverso la traspirazione, l'evaporazione e le precipitazioni, si muove e diventa il principale mezzo conduttore per trasferire l'energia solare tra gli ecosistemi. Il movimento dell'acqua in atmosfera condiziona la distribuzione delle precipitazioni e le risorse idriche così distribuite condizionano la vita e la sopravvivenza di tutti gli esseri viventi.

L'acqua è il bene primario che consente la vita nel nostro pianeta.

Un'importante risorsa di questo bene la troviamo negli oceani, che rappresentano il 97% di tutta l'acqua disponibile sulla superficie terrestre. Importanti sono anche i ghiacciai polari e i ghiacciai continentali che contengono il 2% del nostro patrimonio d'acqua. Seppur in misura minore, altre riserve d'acqua le troviamo nel suolo, nei laghi e nei fiumi, in atmosfera e nelle falde acquifere. Il tempo medio di permanenza delle molecole d'acqua in una certa riserva, detto tempo di residenza, varia anche di molto nelle diverse fasi del ciclo idrologico. Per esempio le acque sotterranee possono trascorrere oltre 10000 anni sotto la superficie (acqua fossile),

mentre le molecole di vapore acqueo presenti in atmosfera hanno un tempo di residenza medio di appena 12 giorni.

Il ciclo idrologico costituisce un sistema chiuso in termini di bilancio idrico.

Il bilancio idrico è regolato da più variabili quali la precipitazione, l'umidità atmosferica, la radiazione solare, il suolo, la vegetazione e si esprime attraverso la seguente formula:

$$\mathbf{P-E-D = \Delta I} \quad (1)$$

Nella quale P è l'acqua di precipitazione, D è il deflusso superficiale e profondo, ΔI comprende la variazione dell'acqua immagazzinata nel suolo, E è l'evaporazione, definita da Iovino et al. "il flusso di acqua che ritorna all'atmosfera dalla vegetazione sottoforma di vapore" (Iovino et al., 2009) e comprende la frazione di pioggia intercettata dalle piante ed evaporata, sia dalla superficie del terreno che assorbita e traspirata dalle piante.

La stima dell'evapotraspirazione rappresenta un assetto importante nella modellazione degli scambi di materia ed energia fra biosfera ed atmosfera (Brooks et al., 1997, Borghetti e Magnani, 2009). Anche l'intercettazione è una componente significativa nel bilancio idrologico. Come descritto da Horton (1919) e poi dimostrato da Grah e Wilson (1944), la maggior parte delle gocce d'acqua che cadono all'inizio di un evento di pioggia vengono intercettate dalla vegetazione e si accumulano fino a quando la forza di gravità non supera le forze di tensione superficiale dell'acqua. Al contrario, in passato era la traspirazione ad essere considerata la principale responsabile delle perdite di vapore d'acqua, sottovalutando l'evaporazione dell'acqua intercettata (Baumgartner, 1970; Miller, 1976).

Per quanto riguarda l'immagazzinamento dell'acqua nel suolo, esso non cambia nel lungo periodo o a scala geografica. Questo perché situazioni di accumulo di

riserve d'acqua si alternano a periodi di esaurimento e quindi la ΔI può essere trascurata. Si ha quindi che il deflusso è rappresentato dalla differenza tra gli apporti di acqua delle precipitazioni e le perdite per evapotraspirazione:

$$\mathbf{D = P - E} \quad (2)$$

Il ciclo idrologico è un concetto semplice, ma non è poi facile valutare il modo in cui viene ripartita tra le diverse componenti. La modalità di distribuzione e di trasferimento dell'acqua di precipitazione dipende da diversi fattori come ad esempio l'intensità e la durata della precipitazione stessa, il tipo di vegetazione e la sua distribuzione, le caratteristiche del suolo e del sottosuolo quali pendenza, umidità antecedente l'evento, permeabilità e porosità, alternanza di strati a diversa permeabilità. Il ciclo dell'acqua può essere descritto quantitativamente attraverso il principio di conservazione della massa, nel quale si afferma che la differenza fra i flussi in entrata e quelli in uscita è pari alla variazione nel tempo della massa d'acqua immagazzinata sia in superficie, quindi negli specchi d'acqua, nel manto nevoso o nei ghiacciai, sia in profondità nella regione insatura del suolo e nelle falde acquifere.

I meccanismi del ciclo idrologico a scala globale possono essere calati a scala di bacino idrografico per comprendere i processi di generazione del deflusso, di trasporto e di trasformazione dell'acqua.

Il bacino idrografico è la struttura territoriale di riferimento per l'indagine idrologica dove il ciclo dell'acqua si compie in modo completo dando luogo a deflussi che poi confluiscono alla sezione di chiusura. Ogni bacino idrografico è delimitato da una linea spartiacque che suddivide le precipitazioni che cadono su due bacini contermini e convoglia i deflussi che ne derivano ad un sistema idrografico o all'altro. La delimitazione del bacino è semplice quando si fa riferimento soltanto ai deflussi superficiali. In questo caso si guarda la morfologia della superficie e si individua un bacino di tipo topografico. Molto più difficile

risulta l'individuazione del bacino idrografico che comprende tutto il territorio che concorre alla formazione dei deflussi totali compresi i contributi sotterranei e profondi che derivano da processi di infiltrazione, percolazione, deflusso di base ecc. In genere i due spartiacque, quello topografico e quello idrografico, non coincidono e devono essere identificati tramite indagini di campo.

Il principio di conservazione di massa è espresso, a scala di bacino, attraverso l'equazione di bilancio idrologico. Il principio viene applicato in riferimento a un volume di controllo, ovvero un'unità territoriale attraverso la quale avvengono i flussi in ingresso e in uscita. L'equazione di bilancio lega i volumi d'acqua entranti, uscenti ed accumulati nel volume di controllo ad un intervallo di tempo prestabilito.

$$\mathbf{dM/dt = I-O} \quad (3)$$

dove M è il volume d'acqua immagazzinato nel volume di controllo, I il flusso d'acqua entrante nel sistema, O il flusso d'acqua uscente e t il tempo.

A scala di bacino, l'intervallo temporale di riferimento può variare da singolo evento fino a scala stagionale o annua.

Per impostare l'equazione di bilancio non è necessario conoscere gli scambi di fluidi all'interno del sistema ma basta definire il volume di controllo e gli input e output attraverso di esso. Tali variazioni d'acqua nel sistema equivalgono alla differenza che c'è tra input di precipitazione (P) e quello che defluisce come deflusso superficiale (Q) e deflusso sottosuperficiale (G) o che è perso per evapotraspirazione (ET, evaporazione del suolo e traspirazione delle piante). I termini Q e G si riferiscono solo ai trasporti (rispettivamente superficiali e sotterranei) dal bacino verso l'esterno, e localizzati presso la sezione di chiusura del bacino stesso (Fig. 2).

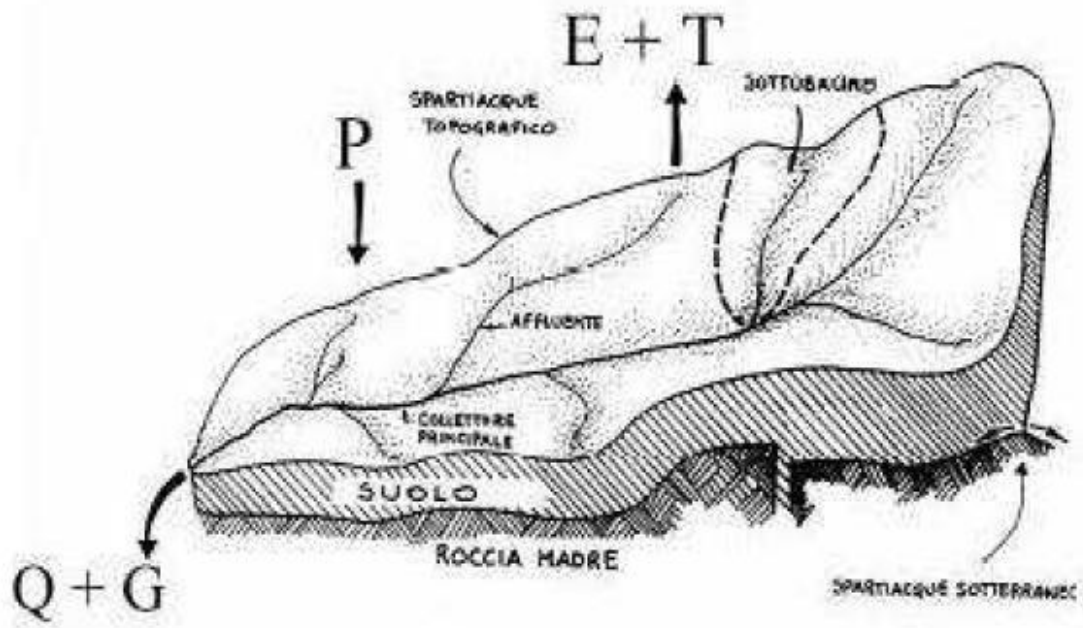


Figura 2 - Schema dei flussi da e al bacino

1.2 I traccianti ambientali

1.2.1 Generalità sugli isotopi

Gli isotopi sono atomi di uno stesso elemento (medesimo numero atomico) avente un differente numero di neutroni e perciò un diverso numero di massa (somma dei neutroni e dei protoni).

Gli isotopi possono essere suddivisi in stabili e instabili, a seconda che siano soggetti o meno a decadimento radioattivo. La stabilità di nuclidi dipende dal rapporto tra neutroni e protoni: con gli elementi aventi numero atomico inferiore a 20 si osserva la massima stabilità del nucleo quando il numero di neutroni è uguale a quello dei protoni, mentre nei nuclidi con numero atomico maggiore a 20 la stabilità è data da un rapporto tra neutroni e protoni oscillante tra 1 e 1,5. L'instabilità dei nuclei degli atomi determina il decadimento radioattivo, cioè l'emissione di particelle (decadimento α e β) e/o radiazioni elettromagnetiche (decadimento γ), che dà luogo alla formazione di atomi con nuclei più leggeri. Il fenomeno del decadimento radioattivo si prolunga nel tempo fino a quando i nuclidi non hanno raggiunto la stabilità.

L'acqua composta da ossigeno e idrogeno in realtà è una miscela di diversi isotopi. L'ossigeno presenta 11 isotopi, dal ^{12}O al ^{22}O , di questi, solo gli isotopi ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O sono stabili. L'idrogeno ha due isotopi stabili, ^1H (prozio) e ^2H (deuterio), e un isotopo radioattivo ^3H (trizio) con tempo dimezzamento di circa 12,3 anni. La Tabella 1 riporta i valori in percentuale di abbondanza di questi isotopi :

<i>isotopo</i>	<i>abbondanza in natura (%)</i>
¹ H	99.985
² H	0.015
³ H	tracce
¹⁶ O	99.76
¹⁷ O	0.04
¹⁸ O	0.20

Tabella 1 - Abbondanza in natura di alcuni isotopi di idrogeno e ossigeno

A livello mondiale l'abbondanza degli isotopi è indicata con il valore δ , il quale rappresenta in un dato sistema la quantità dell'isotopo più pesante rispetto allo standard di riferimento. Il valore δ si esprime in parti per mille ed un suo valore positivo indica che il campione considerato ha un contenuto in isotopi pesanti maggiore rispetto a quello dello standard di riferimento.

$$\delta\text{‰} = (\mathbf{R}_{\text{campione}} - \mathbf{R}_{\text{standard}}) / \mathbf{R}_{\text{standard}} * \mathbf{1000} \quad (4)$$

dove:

$\mathbf{R}_{\text{campione}}$ = rapporto isotopico tra l'isotopo più pesante e quello più leggero nel campione;

$\mathbf{R}_{\text{standard}}$ = rapporto isotopico dello standard di riferimento.

La relazione tra l'abbondanza degli isotopi dell'ossigeno e dell'idrogeno è stata definita da Craig come contenuto isotopico medio delle acque dell'oceano, SMOW (*Standard Mean Oceano Water*), che rappresenta l'unità di misura di riferimento rispetto alla quale sono stati introdotti i valori dei rapporti isotopici

delle acque superficiali, i quali vengono calcolati come deviazione rispetto al rapporto isotopico di riferimento.

In seguito, dal valore $\delta^{18}\text{O}$ e da quello $\delta^2\text{H}$ è stato possibile definire la retta mondiale delle precipitazioni (Fig. 3), GMWL (*Global Meteoric Water Line*), la quale rappresenta la relazione tra la composizione isotopica dell'ossigeno e dell'idrogeno nelle precipitazioni del globo terrestre. La retta mondiale delle precipitazioni è definita dalla seguente equazione lineare:

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰} \quad (5)$$

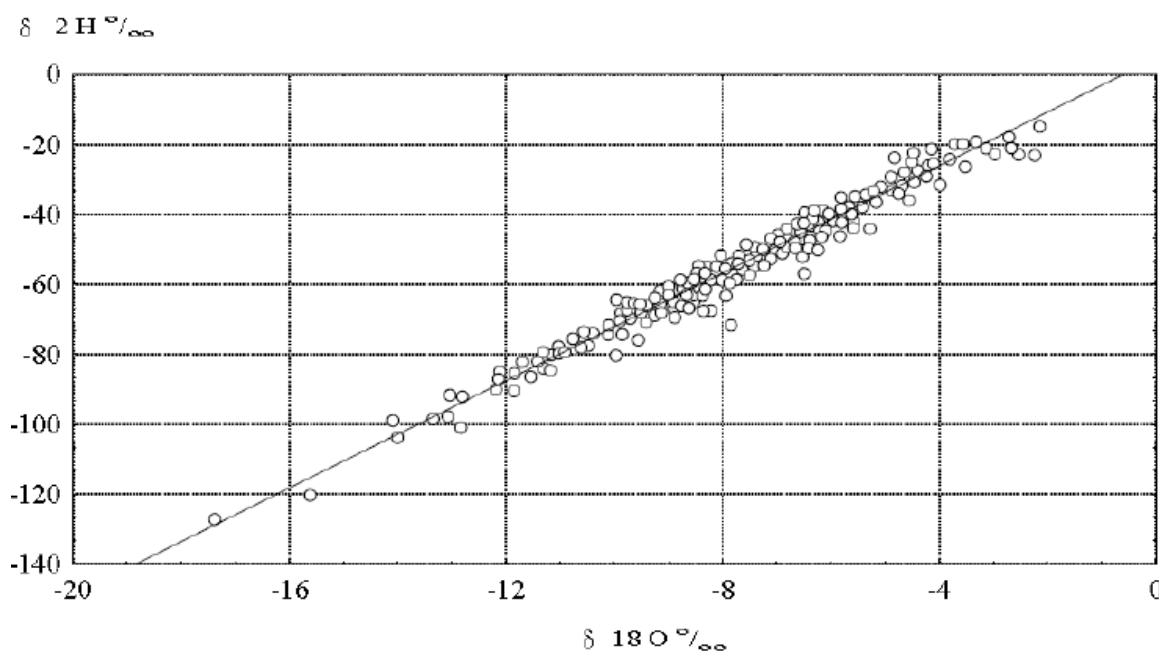


Figura 3 - Retta mondiale delle precipitazioni (GMWL)

Negli anni settanta, dopo che la IAEA (*International Atomic Energy Agency*) ha istituito il GNIP (*Global Network for Isotopes in Precipitation*), è stato definito come valore di riferimento il VSMOW (*Vien Standard Mean Ocean Water*). Le misurazioni effettuate presso le 219 stazioni pluviometriche che costituiscono la rete di monitoraggio istituiti dalla IAEA hanno portato all'aggiornamento dell'equazione di regressione lineare proposta da Craig. La retta mondiale delle precipitazioni si esprime, come definito dallo VSMOW, nel seguente modo:

$$\delta^2\text{H} = 8,17 (\pm 0,07) \delta^{18}\text{O} + 11,27 (\pm 0,65) \text{‰} \quad (6)$$

La presenza di valori dei rapporti isotopici delle acque superficiali differenti da quelli determinati dallo VSMOW e le deviazioni dalla retta mondiale delle precipitazioni ha reso necessaria la definizione delle rette locali, LMLW (*Local Meteoric Water Line*), il cui studio permette di fare delle considerazioni in merito alle alterazioni delle acque rispetto all'origine meteorica o alle modificazioni della composizione isotopica. Tra i diversi fenomeni osservabili vi è il frazionamento isotopico, il quale è legato all'evaporazione. Infatti, durante il processo di trasformazione a vapore da parte dell'acqua, la fase liquida da cui ha origine l'evaporazione tende a diventare progressivamente più ricca in isotopi pesanti. Il fenomeno del frazionamento isotopico avviene in quanto sussiste una differenza di massa atomica tra isotopi leggeri, che evaporano più facilmente, e isotopi più pesanti.

In natura si possono distinguere due tipi di frazionamento: all'equilibrio quando le velocità di reazione di uno specifico isotopo sono uguali, per cui ad una data temperatura i rapporti isotopici risultano costanti; cinetico quando le reazioni sono lontane dall'equilibrio oppure quando i prodotti vengono separati fisicamente dai reagenti (i legami chimici degli isotopi leggeri si rompono più facilmente rispetto a quelli degli isotopi più pesanti e mentre i primi per la maggiore velocità di reazione si concentrano nei prodotti, i secondi permangono più a lungo nei reagenti).

Il frazionamento isotopico che avviene durante l'evaporazione (si tratta di una reazione con separazione fisica nei prodotti dai reagenti) dipende in gran parte dall'umidità dell'aria e in secondo luogo dalla temperatura. Se l'umidità è pari a 100%, il processo di frazionamento si verifica in condizioni di equilibrio, mentre se i valori di umidità sono minori si ha una componente di frazionamento cinetico, che dipende dal grado di saturazione dell'aria e che determina una differenza nei rapporti isotopici delle acque evaporate, in quanto i flussi della superficie

dell'acqua e quelli dell'umidità dell'aria non sono equivalenti. Quindi, ne consegue che le acque prodotte da evaporazione in condizioni di umidità relativa inferiore al 100% sono caratterizzate da rapporti isotopici aventi una pendenza minore di quelli delle acque di precipitazione.

Mentre l'evaporazione è un fenomeno in buona parte governato dall'umidità, la condensazione è condizionata dalle variazioni di temperatura. Infatti, la costituzione delle masse nuvolose che generano le precipitazioni meteoriche, in condizioni di umidità pari al 100%, dipende dalla diminuzione della temperatura, la quale consente ai nuclei di condensazione di raggiungere dimensioni sufficientemente grandi da provocare le precipitazioni.

Nel corso di diversi studi è stato accertato che il contenuto isotopico dell'acqua varia con la latitudine, l'altitudine e l'esposizione del contenuto idrico alle condizioni atmosferiche. Durante lo spostamento delle masse di vapore formatesi alle basse latitudini verso latitudini maggiori, avviene il processo di distillazione della componente isotopica più pesante dell'acqua della fase aeriforme (*rainout*). Ne consegue che il vapore acqueo giunto a latitudini maggiori risulta più povero in isotopi pesanti e, quindi, più ricco in quelli leggeri rispetto al vapore formatosi alle basse latitudini. Inoltre, ne deriva che le precipitazioni meteoriche che avvengono nelle zone più calde del pianeta sono arricchite in isotopi pesanti rispetto a quelle delle aree più fredde. La relazione che sussiste, dunque, tra temperatura e $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ determina la posizione delle acque meteoriche sulla retta mondiale delle precipitazioni e gli effetti sulla composizione isotopica da parte della latitudine e dell'altitudine. Congiuntamente agli effetti della temperatura sulla composizione isotopica, si può osservare che quanto più a lungo dura l'esposizione dell'acqua alle condizioni atmosferiche, maggiore sarà il processo di evaporazione e più accentuato il fenomeno di arricchimento in isotopi pesanti della fase liquida.

Oltre agli effetti già citati, tra le conseguenze della dipendenza della composizione isotopica delle precipitazioni dalla temperatura si possono annoverare: le variazioni stagionali, in quanto le piogge invernali (condensazione del vapore a

temperature più basse) hanno un contenuto minore in isotopi pesanti rispetto alle precipitazioni estive; l'effetto continentalità, in quanto le masse di vapore, che transitano verso le zone interne dei continenti, a causa delle condensazioni parziali che si verificano, si impoveriscono in isotopi pesanti (le precipitazioni sulle zone interne del continente sono, dunque, isotopicamente più leggere di quelle che avvengono lungo le coste).

1.2.2 Funzione tracciante degli isotopi

I traccianti ambientali sono delle sostanze naturali e artificiali, tra i quali gli isotopi, la cui ampia distribuzione nell'ambiente terrestre è tale che le variazioni nella loro abbondanza possono essere utilizzate per determinare percorsi e scale temporali dei fenomeni naturali. Nel settore dell'idrogeologia, i traccianti sono intesi come sostanze che si possono misurare empiricamente e che, se diluite in acqua, possono essere rintracciate. Questi composti offrono, perciò, la possibilità di studiare i percorsi e i processi che avvengono in un determinato sistema, le cui proprietà non consentono la misurazione diretta (Flury e Way, 2003).

Tra i diversi tipi di traccianti vi sono: i coloranti (blu brillante e fluorescenza), le molecole organiche, la temperatura, i cationi e gli anioni inorganici, i clorofluorocarburi (CFCs), i microrganismi come batteri e lieviti, gli isotopi.

Si possono utilizzare due tipi di traccianti: conservativi, che non reagiscono con il sistema e restano costanti nel mezzo in cui sono dispersi; non conservativi, che possono aumentare o diminuire in quantità con il trascorrere del tempo, in quanto reagiscono con il sistema in cui si trovano.

Per quanto riguarda gli isotopi dell'acqua, la loro grande utilizzazione nel campo dell'idrologia è dovuta principalmente al fatto che questi atomi si comportano come dei traccianti conservativi e, dunque, non sono influenzati dal materiale organico o dal substrato geologico. Infatti la caratteristica di non dissolversi nell'ambiente rende l'impiego degli isotopi dell'acqua molto utile per

comprendere i meccanismi di deflusso sottosuperficiale e comprendere i percorsi preferenziali dell'acqua all'interno di un determinato bacino.

In particolare, gli isotopi stabili dell'idrogeno e dell'ossigeno possono essere utilizzati per determinare il contributo di acqua già presente nel bacino , rispettivamente nei versanti e nel suolo, e di quella delle precipitazioni, all'interno dei deflussi della rete idrografica o delle altre riserve d'acqua presenti nell'area di studio. Infatti la distinzione tra le acque derivate dall'evento di pioggia o dalla fusione nivale, acqua vecchia, e le acque che costituiscono il deflusso di base del sistema, acqua nuova, è possibile, in quanto sussistono delle differenze nei contenuti isotopici delle diverse acque. Questa distinzione in “acque vecchie” e in “acque nuove” è alla base del metodo della separazione dell'idrogramma di piena in due componenti. Pertanto i deflussi si possono esprimere con l'equazione dello “stato stabile” per i flussi d'acqua e traccianti in un bacino, come definita nel 1979 da Sklash e Farvolden:

$$Q_t = Q_o + Q_n \quad (7)$$

$$Q_t \delta_t = Q_o \delta_o + Q_n \delta_n \quad (8)$$

$$Q_o = Q_t (\delta_t - \delta_n) / (\delta_o - \delta_n) \quad (9)$$

Dove:

Q_t = deflusso totale;

Q_o = frazione del deflusso derivante da acque già presenti nel bacino;

Q_n = frazione del deflusso derivante dalle precipitazioni o dalla fusione nivale;

δ_t = concentrazione isotopica del corso d'acqua;

δ_o = concentrazione isotopica delle acque presenti nel bacino;

δ_n = concentrazione isotopica delle acque dovute alla precipitazione incidente.

La separazione dell'idrogramma in due componenti presuppone che le identità chimiche delle varie acque siano distinguibili e restino costanti fino a quando non

si abbia il mescolamento nei corsi d'acqua, le acque presenti nei versanti e quelle nel suolo siano chimicamente equivalenti o al più il contributo di quest'ultime siano considerate trascurabili, l'immagazzinamento di acqua sulla superficie del suolo sia ritenuto irrilevante. Inoltre, con la definizione di questo metodo si considera, prima della curva di accrescimento dell'idrogramma, trascurabile l'influenza dell'acqua di evento sulla concentrazione isotopica del deflusso totale, ragion per cui è possibile attribuire il contenuto isotopico dell'acqua pre-evento a quello del deflusso totale nel suddetto istante (Hooper e Shoemaker, 1986).

Nel corso degli anni diversi studiosi hanno cercato di comprendere i meccanismi di deflusso tramite la separazione dell'idrogramma di piena e, dunque, si possono citare alcune pubblicazioni relative a questi argomenti.

Durante l'inverno e la primavera del 1984, Hooper e Shoemaker hanno studiato tre eventi di fusione nivale e un evento di pioggia in uno spartiacque strumentato della Foresta Sperimentale di Hubbard Brook (New Hampshire). Si è potuto notare che durante l'ultima parte della fusione nivale avvenuta con eventi temporaleschi, il contenuto isotopico delle acque sotterranee e dell'acqua di pioggia non erano distinguibili, inoltre, il contenuto isotopico durante la fusione variava notevolmente nel tempo, rendendo così impreciso l'idrogramma di separazione. Un campionamento frequente dell'acqua di fusione nivale è dunque necessario per comprendere la variabilità della composizione isotopica del torrente. Conclusero infine dicendo che in condizioni favorevoli, gli isotopi ambientali possono fornire uno strumento obiettivo per la separazione dell'idrogramma nelle sue componenti di acqua nuova e acqua vecchia.

Nel 1999 Kobayashi et al. effettuarono uno studio in un sito sperimentale sull'isola di Hokkaido (Giappone) durante la fusione nivale, fornendo così, la prova diretta di importanti contributi di acqua sottosuperficiale nel deflusso. In contrasto, notarono che la temperatura del deflusso durante i temporali estiva diminuiva gradualmente, dopo aver raggiunto il picco di portata, raggiungendo

una temperatura quasi costante dalle ore 9 alle 11 di 8°C. Dopo il picco di portata, la temperatura del deflusso, durante il periodo estivo e fino allo scioglimento della neve, risultava simile alla temperatura 1,8 m sotto la superficie del terreno, suggerendo che, la quantità di acqua che influisce sull'acqua di superficie derivava proprio da questa profondità. Gli idrogrammi durante i due eventi temporaleschi, nell'agosto del 1987 e nel settembre del 1989, sono stati separati mediante l'uso della temperatura ed è stato stimato che l'acqua sottosuperficiale contribuisce per l'85-90% nel deflusso totale durante ogni evento temporalesco. E' stata valutata anche una separazione dell'idrogramma a due componenti utilizzando la conducibilità elettrica. I contributi provenienti dalle due fonti, per la temperatura e per la conducibilità, erano simili fornendo un quadro generale dei processi di deflusso nel bacino sperimentale.

Nel 2000, Ladouche et al. hanno determinato le acque che partecipano al deflusso in un piccolo bacino situato nell'est della Francia nel corso di un evento di 40 mm, usando traccianti chimici ed isotopici, con un particolare riguardo alle variazioni spaziali e temporali delle sorgenti del bacino. Sono state oggetto di analisi: la precipitazione, l'acqua del suolo, quella di sorgente e quella di torrente. Le analisi si sono basate sugli isotopi stabili dell'acqua (^{18}O e ^2H), sul carbonio organico (DOC) e su altri elementi traccianti (Al, Rb, Sr, Ba, Pb e U). ^{18}O , Si, DOC, Ba e U sono stati utilizzati per definire il diverso contributo delle sorgenti usando l'equazione del bilancio di massa e i diagrammi di mescolamento. Nella separazione dell'idrogramma basata sul differente contenuto isotopico, è stato notato che l'acqua di pre-evento contribuisce solo per il 2% all'inizio dell'evento di precipitazione e fino al 13% in corrispondenza del picco maggiore. Il carbonio organico disciolto, associato al silicio, all'uranio e al bario, ha permesso, invece, di identificare le diverse aree contribuenti (lo strato superiore delle zone sature, quello inferiore della zona in pendenza e l'acqua piovana). Il flusso originato dagli strati profondi della zona in pendenza è risultato pari al 70%, mentre il restante proviene dalle piccole aree sature. La combinazione dei traccianti chimici isotopici

ha permesso, dunque, di determinare l'origine dei percorsi dei flussi d'acqua, mediante la combinazione dei dati idrometrici e geochimici e dei risultati sortiti dall'impiego dei traccianti isotopici.

Burns et al. (2001), per far fronte alla limitazione nei metodi di campionamento di piccoli bacini forestati, hanno raccolto un ampio insieme di dati idrometrici presso Panola Mountain Research Watershed, vicino ad Atlanta. Sono stati raccolti campioni d'acqua superficiale, sottosuperficiale e di versante durante due tempeste di pioggia, nell'inverno del 1996. E' stato notato che il deflusso superficiale ha contribuito per il 50-55% durante l'evento del 2 febbraio e per l'80-85% durante l'evento del 6-7 Marzo. Ha inoltre contribuito per circa il 50% al deflusso totale durante le condizioni asciutte che hanno preceduto il secondo evento. Il deflusso sottosuperficiale è stato presente in maggioranza (80-100%), sia durante l'evento che durante la recessione, ed ha contribuito per il 50% nel deflusso totale dell'evento del 2 febbraio, il quale è stato preceduto da condizioni umide. Infine, l'acqua di versante ha contribuito per il 15-18% al totale del deflusso durante le due tempeste. Le stime di riempimento dalla superficie alla falda acquifera indicano che lo stoccaggio dell'area ripariale potrebbe essere la spiegazione al volume di pioggia caduta sull'affioramento che però non ha contribuito al deflusso. I risultati di questo studio indicano che, in generale, il miglioramento della capacità dei modelli di mescolamento per descrivere la risposta idrologica con precisione, nei bacini forestati, può dipendere da una migliore e più dettagliata identificazione e caratterizzazione spaziale e temporale delle acque del deflusso. Oltre alla separazione dell'idrogramma, i traccianti ambientali trovano ulteriori impieghi nel campo dell'idrologia contribuendo alla formazione di EMMA (*End Members Mixing Analysis*), cioè l'analisi della composizione chimica delle fonti idriche presenti nel bacino e che subiscono dei mescolamenti nel tempo impiegato per raggiungere il corso d'acqua. Questo metodo è finalizzato alla previsione delle proporzioni delle varie fonti idriche nell'idrogramma di piena (Hooper et al., 1990) e si basa sulle composizioni

chimiche molto differenti (estreme) di queste acque. Le concentrazioni di un tracciante vengono, quindi, plottate in un grafico contro quelle di un altro e se i campioni del torrente ricadono all'interno del triangolo formato dalle tre diverse fonti significa che queste sono rappresentative dei deflussi che avvengono all'interno del bacino.

1.2.3 Conducibilità elettrica

Oltre agli isotopi stabili dell'acqua può essere usato come tracciante naturale anche la conducibilità elettrica. Essa rappresenta la capacità dell'acqua di farsi attraversare dalla corrente elettrica. La conducibilità è determinata dalla presenza nell'acqua di sostanze organiche disciolte, questi elementi sono rilasciati dalle rocce con cui l'acqua nei suoi movimenti entra in contatto e possono essere anioni (cariche negative) di cloruro, nitrato, solfato e fosfato oppure cationi (cariche positive) di sodio, magnesio, calcio, ferro e alluminio. La geologia di una zona è quindi l'aspetto fondamentale che determina la conducibilità delle acque che vi circolano: rocce come il granito composte da materiali inerti che non rilasciano ioni al contatto con l'acqua e comportano bassi valori di conducibilità, terreni argillosi invece, che rilasciano ioni (ionizzano) al passaggio dell'acqua e portano a valori alti di conducibilità. Per queste caratteristiche la conducibilità può essere usata come tracciante, perché descrive i percorsi seguiti dall'acqua in profondità o comunque a contatto con le rocce.

L'unità di misura è il micromhos per cm ($\mu\text{mhos/cm}$) o il microsiemens per cm ($\mu\text{S/cm}$). La conducibilità dipende anche dalla temperatura, più alta è la temperatura più aumenta la conducibilità, per questo viene espressa in riferimento alla temperatura (di solito 20 o 25°C). Per capire il range di valori, l'acqua distillata assume valori tra 0,5 e 3 $\mu\text{S/cm}$, l'acqua di fiume tra 100 e 1500 $\mu\text{S/cm}$ (Fig. 4).

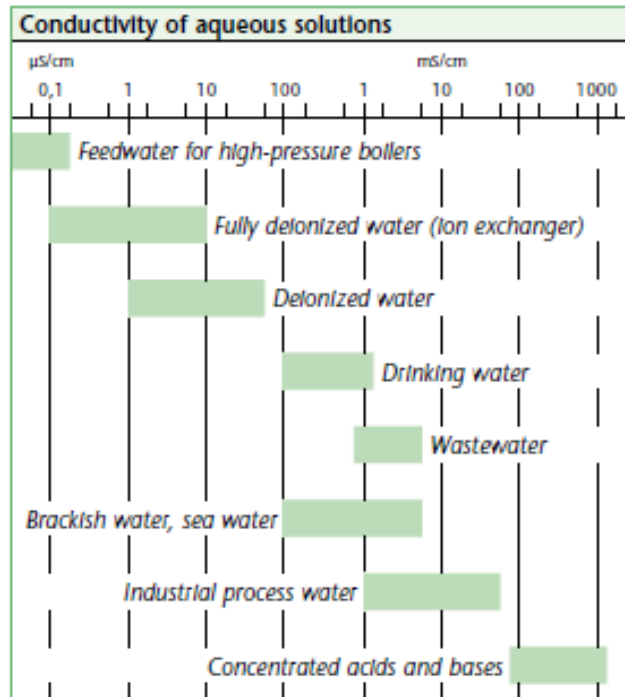


Figura 4- Range di valori di conduttività per le soluzioni acquose

2. AREA DI STUDIO

2.1 Bacino del Posina



Figura 5 - Inquadramento geografico del bacino del Posina

Il bacino del Posina si estende per 116 km^2 nella zona nord occidentale delle Prealpi vicentine, tra la Valle dell'Astico e il massiccio del Monte Pasubio. Lo spartiacque segue una forma vagamente circolare tracciata da una serie di catene montuose non molto elevate, che in pochi casi oltrepassano i 2000 m.

Il Posina, a monte della confluenza, ha scavato il suo letto profondamente nella formazione molle delle porfirite alterate e con questa erosione al piede ha determinato in epoca recente, una ripresa di movimenti nella grande frana di collo staccatasi dal Monte Priaforà. Tale scoscendimento, è dovuto in seguito alla mancanza d'appoggio che i ghiacciai stessi costituivano alle pareti rocciose ed in conseguenza anche a quei brividi sismici che interessarono l'arco alpino dopo l'ultima glaciazione.

La strada così detta degli Stancari che da Arsiero conduce a Rio Freddo ed in Val Posina, è tagliata da una parete dolomitica verticale; da un lato il torrente scorre tra i massi enormi della frana di Priaforà, dall'altra la roccia sale a picco per una quarantina di metri, talora anche a strapiombo, tutta più o meno fessurata. Sopra l'appiccio si ha un ampio ripiano costituito da alluvioni postglaciali che rivestono e fasciano la collina morenica di San Rocco, queste e costituiscono una prova sicura che il letto del Posina passava, dopo la fine del periodo glaciale, presso la chiesa di San Rocco e la ripida profonda incisione della stretta degli Stancari è dovuta alla facile erodibilità dell'imbasamento di rocce eruttive alterate.

Oltrepassata la stretta, la valle si allarga e dopo un breve tratto si incontra, la confluenza del Posina con Rio Freddo; il primo esce da una gola ancora più stretta, detta la Strenta, l'altro scorre per l'ampia valle. Infatti, salendo alla Sella di Peralto troviamo, nei conglomerati e nelle ghiaie alluvionali, sicura testimonianza di un antico passaggio del Posina, cioè un antico alveo abbandonato per sovralluvionamento che ha determinato la lenta incisione della gola della Strenta. Subito a monte di essa la valle si allarga e diviene assai ampia. Questo fatto dimostra che le alluvioni postglaciali subirono una così pronta e rapida cementazione che fu più agevole alla corrente incidere la viva roccia piuttosto che erodere le proprie alluvioni più o meno perfettamente cementate.

A Castana si ha la confluenza col Rio Zara che scende dalla conca di Laghi che prende questo nome dai due piccoli laghi creati dallo sbarramento della valle in

seguito ad una imponente frana di crollo staccatasi dalla falda orientale del monte Majo alla fine del periodo glaciale. Dopo Castana la valle piega bruscamente verso sud-ovest e la sua morfologia si mantiene uniforme fino oltre Fusine. Le dolomie del Priaforà in destra e quelle di Monte Gamonda in sinistra, scendono con falde più o meno ripide fino al fondo valle lasciando poco spazio ai prati ed ai campi tra i quali scorre lentamente il fiume.

Di seguito si approfondiscono alcuni aspetti che caratterizzano il bacino del Posina.

2.1.1 Clima

Il Monte Pasubio, Monte Coston dei Laghi e il Monte Maggio formano una barriera nella parte orientale del bacino per i venti sciroccali; questi venti provengono dall'Adriatico, sono ricchi di umidità e le Prealpi costituiscono il primo massiccio che ostacola il loro percorso. Di fronte a questo ostacolo i venti raggiungono quote più elevate e scaricano la loro umidità con precipitazioni abbondanti. Nel bacino del Posina queste precipitazioni sono molto intense per le caratteristiche morfologiche, infatti la barriera formata dalle catene montuose è unica e non graduale, pertanto, lo scarico di umidità avviene in una sola volta. Il regime pluviometrico è equinoziale con due massimi, quello principale a novembre e quello secondario a maggio. Grande importanza va data anche all'esposizione, infatti, la Val di Laghi, essendo più esposta ai venti, registra valori di precipitazioni più alti.

Nelle zone più elevate del bacino, nel periodo che va dal mese di dicembre a marzo, le precipitazioni sono quasi sempre di carattere nevoso. La neve rimane fino a primavera inoltrata negli altopiani settentrionali, mentre si scioglie prima

nella Val di Laghi, esposta a sud-est, e con un po' di ritardo nella Val Posina, in particolar modo nei versanti nord di Novegno e Pasubio.

Un altro aspetto influenzato da altitudine ed esposizione è la temperatura. Si può parlare di clima quasi alpino sull'altopiano di Folgaria, sulle Alpi di Melegna, Monte Maggio e Monte Toraro dove gli inverni sono rigidi e le estati fresche, nei fondovalle, invece, le temperature si mitigano restando comunque basse d'inverno. Nel bacino del Posina non riscontriamo il clima temperato che caratterizza la Val d'Astico, ciò viene confermato dalla mancanza di alcune specie vegetali sub-mediterranee; all'interno del bacino però, la situazione non è uniforme: se la Valle del Posina è protetta dalle masse d'aria fredda del nord ma ha un'insolazione ridotta a sud dal massiccio Priaforà e Novegno, le valli di Rio Freddo e di Laghi sono ben assolate grazie alla loro esposizione a sud e sud-est. Un fenomeno che si verifica spesso d'inverno nei fondovalle è l'inversione termica che si manifesta con una coltre nebbiosa: consiste nell'accumulo di aria fredda e pesante nelle quote inferiori e nell'adagiarsi dell'aria calda al di sopra.

2.1.2 Aspetti geomorfologici

La regione attorno a Posina è come un'oasi verde, chiusa a monte e a valle dalla sterile formazione dolomitica. L'abbondante terriccio proveniente dalle alterazioni delle porfirite e dalla facile disgregazione delle arenarie molli è quanto mai adatto allo sviluppo di una rigogliosa vegetazione aiutata anche da irrigazione razionalmente predisposta.

Seguendo la strada Posina, Cervi, Griso, verso il passo della Borcola si notano le falde, e specialmente quella sinistra, rivestite fino ad una certa altezza da depositi morenici rimaneggiati. Ciò fa pensare che, dopo lo scioglimento dei ghiacci, un uniforme mantello alluvionale, derivante dal rimaneggiamento delle morene, abbia ricoperto tutto il fondo valle e che successivamente sia stato inciso e terrazzato dal

corso d'acqua perenne che dà il nome alla valle. Risalendo la valle oltre Cervi si hanno da un lato le imponenti conoidi detritiche scendenti dalla falda meridionale di Monte Majo, mentre dall'altro l'imbasamento del baluardo dolomitico di Monte Pasubio presenta tutta la serie regolare delle formazioni geologiche.

Dalla confluenza con la valle del Sorapache scendente dal Pasubio, fino al passo della Borcola, domina sovrana la formazione carnica delle dolomie bianche giallicce, grigiastre, saccaroidi, compatte o cariate. Poco prima di arrivare alla Borcola si vedono spiccare da lontano, nel candore della dolomia, tre imponenti, neri, filoni di basalto, di spessore oscillante fra due e tre metri. La roccia dolomitica vicina al contatto con la lava basaltica intrusa è tutta metamorfosata in un bellissimo marmo saccaroide a venature grigie e talora rosee. Si tratta di un vero marmo, già conosciuto da tempo, che in passato diede luogo alla estrazione di notevoli blocchi, vennero inoltre costruiti parecchi altari della Chiesa di Posina e di quella di Arsiero.

Il territorio di Posina è interessato da una faglia che è tra le più importanti di quelle conosciute nelle Alpi Orientali; si tratta di una frattura della crosta terrestre con spostamento di un lato rispetto all'altro. Studi recenti dimostrano che la faglia continua verso l'alto Posina, piega lungo le pendici del Monte Spin, attraversa la Val Posina tra Piombi e Maraschini, segue la grande parete occidentale di Monte Gamonda formando la depressione del Passo Sella, segue la Val Fioba, attraversa il Zara e va a perdersi nelle masse dolomitiche oltre Val di Tovo dopo aver determinato il passo della Lazza.

2.1.3 Aspetti vegetazionali

Le favorevoli condizioni climatiche, le abbondanti precipitazioni e le temperature non troppo rigide, consentono uno sviluppo rigoglioso della vegetazione.

Tra i 600-700 m di quota si estende il limite massimo dei boschi misti del fondovalle e delle zone collinari. In questi boschi si sviluppa principalmente il carpino nero accompagnato dal carpino bianco, l'orniello, il nocciolo, il corniolo, l'acero campestre, il tiglio e varie specie arbustive. Se la natura lo consente, cioè dove sono presenti suoli vulcanici, a quote inferiori ai 700 m si sviluppa anche il castagno. Esso predilige la conca di Posina da Fusine fino a Contrà Ganna e alle pendici del Monte Alba, la Val di Fucenesco, la Val dell'Est, la Val dei Covi e la Val dei Laghi attraverso l'altopiano di Cavallara.

Dai 700 m fino ai 1300 m di quota si estende la fascia del faggio che cerca terreni profondi, ricchi di humus e zone fresche, esposte a nord; se queste condizioni sono presenti può espandersi anche a quote più basse. Al contrario cede il posto al carpino nelle zone aride, esposte e rocciose. Si può riscontrare quindi un'inversione delle fasce vegetazionali con il carpino cresciuto in zone di testata medio-alte esposte al sole. Nella zona del faggio può comparire anche qualche esemplare di abete rosso, pino silvestre e larice, mentre il salicome colonizza gli alvei dei valloni e zone umide e ombrose già da altitudini più basse.

Sopra i 1300 m nell'altopiano di Tonezza, Val di Campoluzzo verso l'Alpe di Melegna e l'altopiano di Folgaria, si trovano alcuni popolamenti di abete rosso misti al larice e a qualche raro esemplare di abete bianco.

Oltre i 1700-1800 m fino al limite del bosco si espande il pino mugo assieme al larice.

2.2 Il torrente Ressi

L'attività sperimentale descritta in questo studio è stata sviluppata in un piccolo bacino forestato che rientra nel contesto più grande appena descritto del bacino del Posina. Il bacino appartiene ad un ramo tributario di un' affluente del Posina e si estende nella valle in destra idrografica del Posina circondata dal Monte Pusta (716 m), Monte Alba (1220 m), Colletto di Posina (1057 m), Monte Spin (1304 m) e Monte Perlona, che si sviluppano in una forma a "ferro di cavallo".

Il bacino del Ressi si trova a una quota media di 662 m (la sezione di chiusura si trova a circa 604 m e la quota massima a 725 m) a sud del centro di Posina, tra la contrà Ressi e la contrà Mazzolati, drenando un'area di circa 1,96 ha.

Il corso del torrente va dalla sorgente fino alla confluenza con l'affluente del Posina, seguendo un percorso irregolare. L'alveo è molto stretto, in alcuni tratti il corso d'acqua scorre sulla platea di roccia, in altri il flusso è comunque irregolare per la presenza di pietrame proveniente dalle sponde erodibili e dai versanti. L'area drenata è costituita soprattutto dai versanti caratterizzati da una pendenza media di 25,8° (minima 3°, massima 47,7°). Dal punto di vista geomorfologico la zona si sviluppa su materiale sub vulcanici di composizione riolitico-dacitica, indicati anche come porfiriti micacee talora quarzifere. Questo tipo di formazioni geologiche sono favorevoli alla genesi di terreni e coltri impermeabili che impediscono la dispersione delle acque e la loro penetrazione in profondità. Inoltre, a causa soprattutto dell'esposizione agli agenti esogeni, questi terreni si presentano fortemente fratturati e alterati dal tempo con argillificazione diffusa. In particolari terreni sono adatti alla sopravvivenza del castagno (*Castanea sativa*), che nella zona si estende sulle pendici del Monte Alba fino alle contrade di Collo e di Beltan, occupando anche una buona parte del bacino Ressi. Il castagno è una specie notoriamente calcifuga, amante dei terreni acidi, freschi e profondi, che qui trova un'area adatta alle sue particolari esigenze. La presenza del castagno è accompagnata da un bosco misto di carpino nero (*Ostrya carpinifolia*), orniello

(*Fraxinus ornus*), nocciolo (*Corylus avellana*) e acero campestre (*Acer campestre*). Inoltre, grazie all'esposizione a nord del versante e al terreno fresco e ricco di humus, è garantita la presenza del faggio (*Fagus sylvatica*).

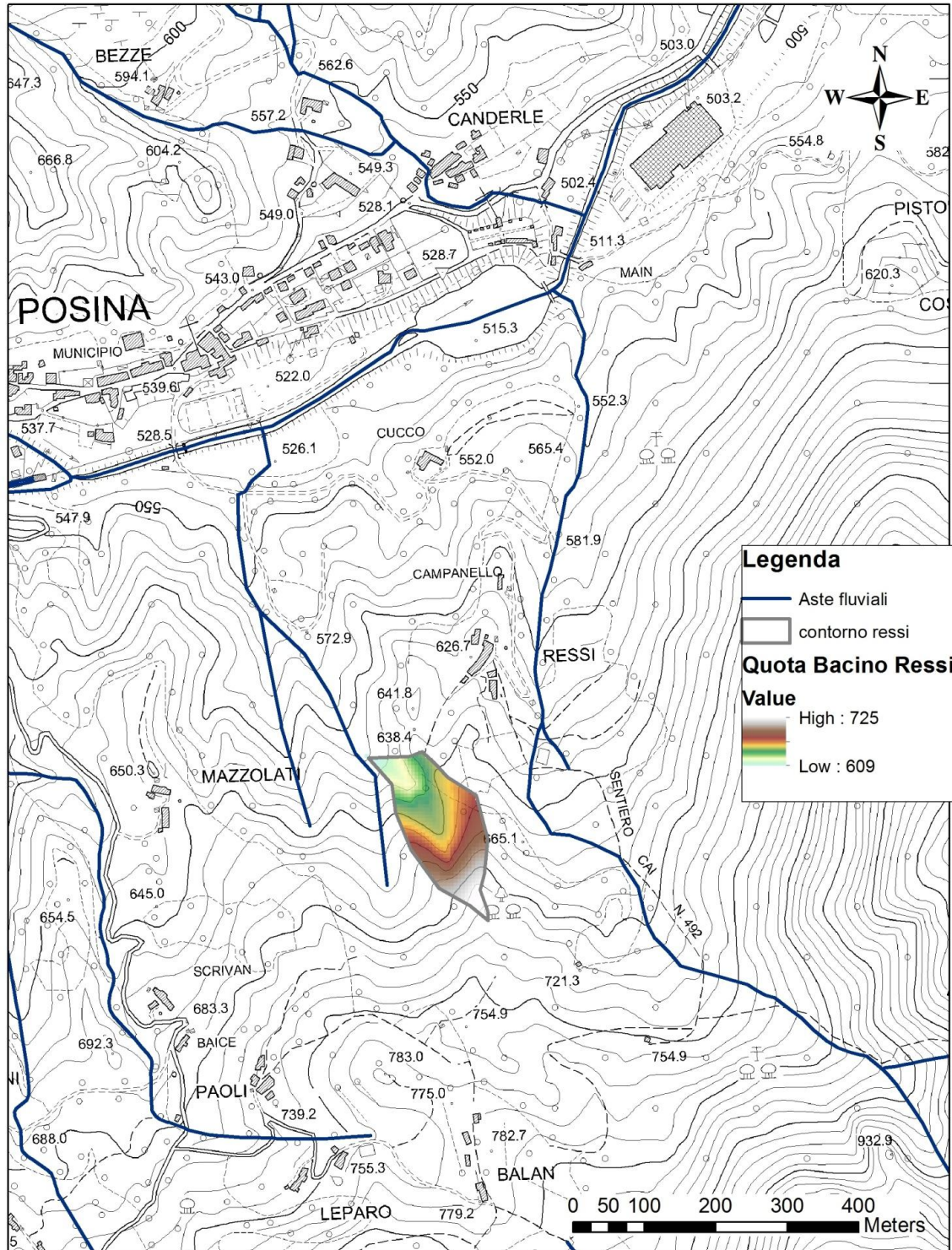


Figura 6 - Mappa di inquadramento geografico del bacino

3. MATERIALI E METODI

3.1 Fase di campo

A partire dal 2011, sono stati eseguiti rilievi isotopici e idrometrici nel bacino del Ressi. Sono stati installati alcuni strumenti nel bacino per poter monitorare la variabilità spazio-temporale dell'umidità del suolo e l'andamento idrometrico dei deflussi superficiali e di falda. Successivamente alcuni strumenti sono stati disinstallati per permettere il taglio boschivo e sono stati ripristinati alcuni mesi dopo, a luglio 2012.

Nella parte alta del bacino è stato installato un pozzo piezometrico (GW3) dotato di sonda capacitiva e un raccogliore di pioggia. Nella parte bassa invece sono stati installati uno stramazzo triangolare in parete sottile con un piezometro a trasduzione di pressione e un altro che è stato sostituito al piezometro capacitivo GW1 e altri due pozzi piezometrici, uno sul versante sinistro (GW4) e uno sul versante destro (GW2). Tutti questi strumenti sono stati dotati di sonda capacitiva per misurare il livello idrometrico e piezometrico. Il riflettometro CS625 con quattro sonde (SM1, SM2, SM3, SM4) per la misura dell'umidità del suolo è stato posizionato ad una quota intermedia del bacino, sul versante destro. A partire dallo stesso periodo, con cadenza settimanale, sono stati prelevati manualmente campioni d'acqua dalle acque superficiali e profonde.

Tutti i campioni raccolti sono stati portati in laboratorio e sottoposti ad analisi isotopica e di conducibilità.

In Fig. 7 si riporta un disegno schematico dove viene indicata la posizione nel bacino degli strumenti installati.

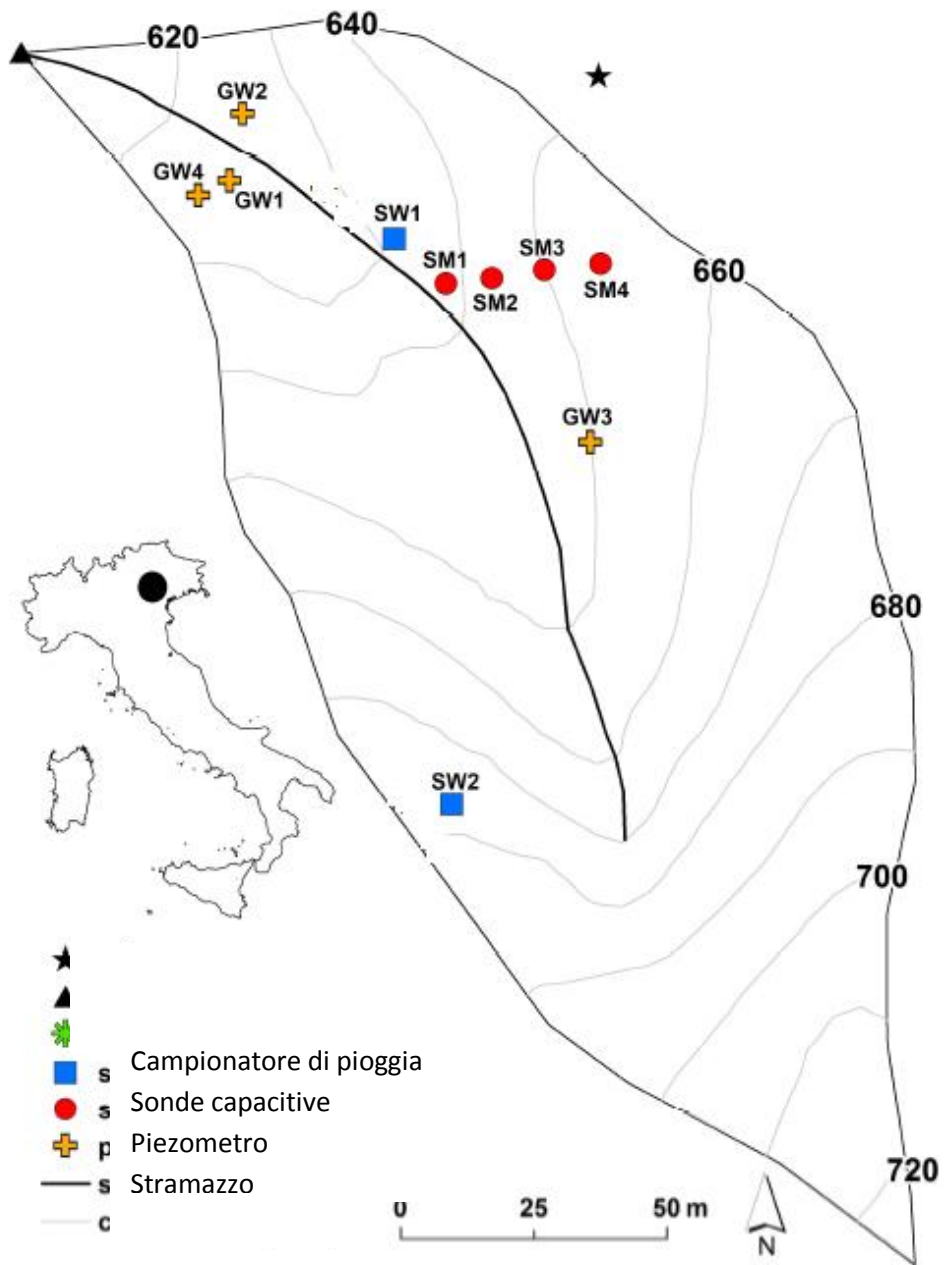


Figura 7 - Rappresentazione schematica della posizione degli strumenti installati nel bacino del Ressi

3.1.1 Piezometro capacitivo

Il piezometro idraulico consiste in un pozzo piezometrico e di un tubo in PVC dove viene inserita la sonda capacitiva. Il pozzo è stato allestito attraverso un foro, realizzato con una trivella manuale, di diametro utile per inserire il tubo in PVC e profondo fino quanto possibile. La colonna di tubo in PVC rigido è stata fessurata nella parte più bassa e rivestita con una sottile rete metallica e con del geo-tessuto per permettere il contatto della sonda con l'acqua ed evitare la contaminazione di terriccio ed altre impurità; la restante parte della colonna è stata lasciata cieca. Inserito il tubo nel foro si procede riempiendo l'intercapedine tubo-foro con dell'argilla espansa per creare un filtro poroso attorno al tratto fessurato, e con del materiale di risulta fino alla sommità. Per evitare che le acque meteoriche scivolino lungo il pozzo e penetrino rapidamente in profondità alterando le caratteristiche della soluzione campionata, il foro a livello del suolo è stato chiuso con uno stato di bentonite.

Creato il pozzo piezometrico è stato possibile riporre la sonda capacitiva, protetta ulteriormente in superficie da un tappo che sigilla il tubo in PVC (Fig. 8 e 9).



Figura 8 - Sonda capacitiva inserita nel pozzo piezometrico

Le sonde capacitve utilizzate nel sito sperimentale provengono dalla ditta neozelandese Trutrack & Co. Limited. Il loro funzionamento si basa sul principio che un circuito capacitivo può essere tra una sonda e la parete del recipiente oppure tra due aste di una sonda. Tutti i fluidi hanno una costante dielettrica (predisposizione a trasmettere un campo elettrico) più alta rispetto all'aria, pertanto, alla variazione del livello del fluido si ha un cambiamento della capacitanza del circuito, che è collegato ad un segnale analogico. Una sonda cilindrica conduttiva, ricoperta da idoneo materiale dielettrico, costituisce la prima piastra del condensatore e rivela il livello di capacitanza. Le pareti del contenitore e l'acqua presente in esso, invece, formano la seconda piastra: l'area della seconda piastra cambia con la variazione del livello dell'acqua, influenzando sulla capacitanza totale del sistema; la capacitanza cresce all'aumentare del livello d'immersione della sonda nel liquido.

Le sonde vengono calibrate prima di ogni installazione con un recipiente calibrato riempito d'acqua. La Trutrack fornisce le sonde con un software che consente la calibrazione del sensore impostando due livelli d'acqua noti. Il primo livello noto è la base della sonda, si immerge la sonda fino al livello e si imposta il valore zero nel software; si immerge poi la seconda fino al secondo valore, nella parte superiore della sonda, e si registra il valore nel software. Per interpolazione il programma determina automaticamente gli altri livelli che vengono poi controllati manualmente.



Figura 9 - Sonda capacitiva della Trutrack & Co. Limited

Nel bacino del torrente Ressi sono stati installati quattro piezometri capacitivi per il monitoraggio del livello della falda e i loro pozzi sono stati utilizzati per il

campionamento d'acqua ai fini delle analisi isotopiche. In destra orografica è stata installata una sonda (GW2) alla profondità di 104 cm, le altre due, in sinistra orografica sono state posizionate ad una profondità rispettivamente di 180 cm (GW4) e di 204 cm (GW1). Il piezometro capacitivo GW1 è stato sostituito nel 2012 con un piezometro a trasduzione di pressione. Il quarto piezometrico (GW3), installato nella porzione alta del bacino nella destra orografica è stato sistemato ad una profondità di 68 cm. Tutti e quattro gli strumenti sono stati impostati con un intervallo di registrazione di 5 min.

Un ulteriore sonda è stata installata nella vasca di calma a monte dello stramazzo per monitorare le variazioni del livello del torrente ogni 5 min .

3.1.2 Piezometro a trasduzione di pressione

Per registrare il livello d'acqua nel torrente Ressi sono stati installati due trasmettitori di pressione, uno è andato a sostituire il piezometro capacitivo GW1 e uno sullo stramazzo.

I piezometri di pressione determinano il livello del fluido mediante la misurazione dei valori di pressione in prossimità della superficie e del punto più profondo. Tramite il confronto di questi valori è possibile calcolare l'altezza del fluido: infatti, la differenza di pressione idrostatica tra la parte superiore e quella inferiore di una colonna di liquido è correlata dalla densità del fluido stesso e dalla sua altezza, come definito dalla legge di Stevino:

$$\mathbf{P = \varphi g h + P_0} \quad (10)$$

Dove:

φ = densità del fluido;

h = altezza della colonna del fluido;

P_0 = pressione atmosferica.

Lo strumento usato è costituito da due sensori di pressione assoluta: uno di profondità per la misura del livello dell'acqua ed uno di pressione atmosferica che valuta le eventuali variazioni della stessa.



Figura 10 - Trasmettitore di pressione

3.1.3 Stramazzo

Lo stramazzo è un facile strumento utilizzato per la misura delle portate, si basa sul passaggio obbligatorio della corrente attraverso una sezione, il cui comportamento idraulico è noto. Generalmente, come nella stazione sperimentale in studio, per la misura delle portate viene utilizzato uno stramazzo in parete sottile e libero. Lo stramazzo in parete sottile presenta una parete di piccolo spessore rispetto all'apertura della luce e bordi taglienti, in questo modo l'efflusso è caratterizzato da un fenomeno di contrazione della vena in cui le linee di

corrente sono rettilinee e si ha distribuzione idrostatica della corrente; si differenzia dallo stramazzo da parete grossa in cui la vena dopo la contrazione si adagia sulla parete e forma una dissipazione locale di energia, con conseguente modifica del campo di moto ed attenuazione del fenomeno di vena contratta. Lo stramazzo, invece, quando ha una vena ben delimitata, soggetta alla stessa pressione, quella atmosferica, su tutto il contorno. Questo richiede che il livello del liquido a valle sia inferiore alla soglia dello stramazzo, altrimenti sarebbe uno stramazzo rigurgitato. Per misurare piccole portate, come ad esempio per i piccoli bacini montani, viene impiegato lo stramazzo triangolare (Fig. 11) che ha la peculiarità di rispondere ad una piccola variazione di portata con un apprezzabile variazione del carico idraulico.

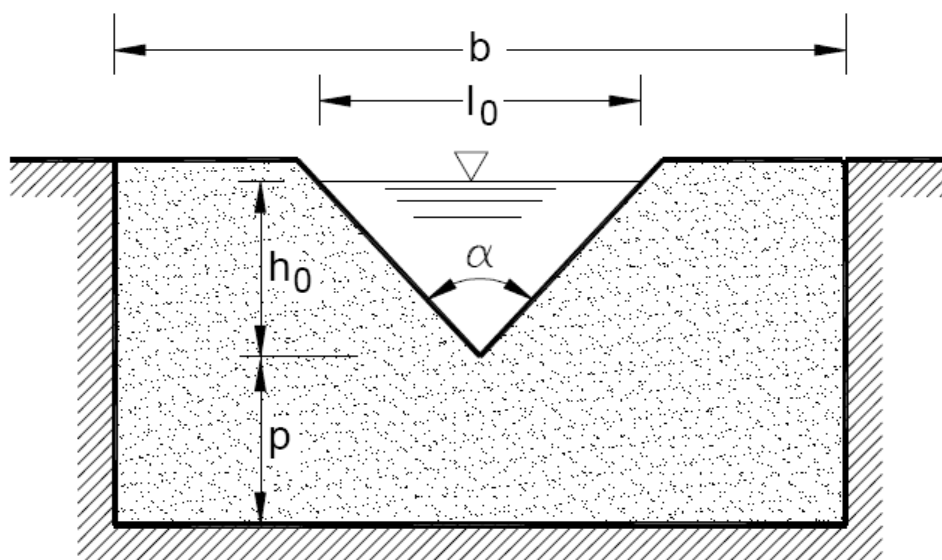


Figura 11 - Stramazzo triangolare

Per monitorare la portata nel bacino del torrente Ressi è stato installato uno stramazzo triangolare ed un idrometro. La scelta del punto di installazione è stata fatta valutando l'erosività delle sponde, cercando un punto del torrente abbastanza stabile. Scelta la collocazione, prese le misure, la costruzione dello stramazzo è stata commissionata ad un fabbro che ha realizzato lo strumento con una lamina di ferro di 0,5 cm così da ottenere una sezione dalle caratteristiche

idrauliche note. La posa dello strumento è stata realizzata creando una vasca di calma a monte dello stramazzo, ripulendo l'alveo da sassi e ciottoli per limitare così le variazioni di livello dovute al moto turbolento dell'acqua. Un piezometro capacitivo e due a trasduzione di pressione sono utilizzati per misurare le variazioni d'acqua ed installati nella vasca di calma ad una distanza dallo stramazzo tale da evitare errori dovuti alla perturbazione causata dallo stesso ed alla quota del letto del torrente.

Per valutare la portata calcolata attraverso la variazione del livello del torrente, misurato dal piezometro, in campo sono state effettuate anche delle misure di portata utilizzando una caraffa da 1L: la caraffa veniva posizionata a valle dello stramazzo, sotto la luce, per raccogliere tutto il deflusso e veniva cronometrato il tempo impiegato per riempire la caraffa, e registrata l'ora della misura. In questo modo avendo la portata e il livello misurato nello stesso istante dello strumento si può ottenere la scala delle portate.



Figura 12 - Stramazzo triangolare installato nel torrente Ressi, con idrometro

3.1.4 Campionatore di precipitazione

La raccolta di acqua di precipitazione (meteorica) è stata realizzata con un semplice recipiente cilindrico nella cui bocca è stato inserito un imbuto. Per cercare di raccogliere dell'acqua più pulita possibile, l'apertura dell'imbuto è stata ricoperta da una sottile rete plastica. Il problema più importante da evitare nella raccolta di campioni da sottoporre ad analisi isotopiche è per questo è stato versato dell'olio di vaselina nel campionatore. L'olio di vasellina, dato il suo basso peso specifico, andrà a formare uno strato che galleggerà sull'acqua impedendone l'evaporazione.

Nel bacino del torrente Ressi sono stati disposti due campionatori di precipitazione, nel 2011 erano situati entrambi nel sottobosco, poi, nel 2012 , uno è stato collocato fuori dal bacino, a valle dello stramazzo, l'altro invece a monte, nel prato.(Fig. 13).

I campionatori sono di solito sostituiti ogni 15 giorni od una volta al mese in base alla quantità d'acqua raccolta (almeno metà del volume, cioè 2,5 L). In laboratorio veniva effettuata l'estrazione dell'acqua facendo attenzione a non prelevare l'olio. L'operazione veniva realizzata con una siringa (50 ml) collegata ad un tubicino di silicone, si inseriva il tubo nel campionatore soffiando aria attraverso la siringa, per non fare entrare l'olio, quindi si procedeva con il prelievo dell'acqua.



Figura 13- Campionatore di precipitazione per analisi isotopiche

3.1.5 Riflettometro CS625

L'umidità del suolo è un'importante variabile idrologica che influenza diversi processi quali piene, fenomeni erosivi e mobilitazione di sedimenti. In particolare l'umidità è uno degli elementi principali nei moti di infiltrazione dell'acqua e nella generazione di deflusso superficiale e sottosuperficiale.

Per questo motivo per il monitoraggio idrologico del bacino del torrente Ressi è stato installato un riflettometro del contenuto d'acqua nel suolo CS265. Lo strumento fornito dall'azienda americana Campbell Scientific Inc. registra di continuo, secondo l'intervallo stabilito, il contenuto volumetrico dell'acqua nei primi 30 cm di profondità del suolo, attraverso metodi di misurazione che sono sensibili alla costante dielettrica.

Il CS265 è costituito da un massimo di quattro sonde, da un registratore (CR200(x) datalogger) con batteria alloggiata in una scatola ermetica e da una sonda di temperatura. Noto che la temperatura influenza l'umidità del suolo, la

conoscenza di questo dato permetterà di correggere eventuali errori della misurazione. Ogni sonda è formata da due elettrodi lunghi 30 cm in acciaio inossidabile collegati ad un circuito stampato, questo è incapsulato in una resina epossidica e collegato attraverso un cavo al circuito di alimentazione.



Figura 14 - Sonda capacitiva CS265 (in basso) e registratore (in alto)

Il principio su cui si basa il funzionamento del riflettometro è che un impulso elettromagnetico si propaga lungo gli elettrodi della sonda ad una velocità che dipende dalla costante dielettrica del materiale circostante le sonde. L'acqua ha una costante dielettrica molto alta rispetto gli altri elementi del suolo ed è la sola componente, oltre all'aria, che cambia concentrazione, per questo la frequenza di oscillazione risultante che viene registrata dipende dal contenuto d'acqua medio. All'aumentare del contenuto idrico, la velocità di propagazione diminuisce in quanto la polarizzazione delle molecole d'acqua richiede del tempo.

Il segnale che si propaga lungo gli elettrodi del CS625 è attenuato dagli ioni liberi presenti nella soluzione del suolo e dai componenti conduttivi della frazione minerale del terreno. Nella maggior parte delle applicazioni, l'attenuazione non è

sufficiente per influenzare la risposta del CS265 cambiando il contenuto d'acqua, e la risposta è ben descritta dalla taratura standard (precisione del $\pm 2\%$ nella misura volumetrica dell'umidità del suolo). Tuttavia, nei suoli con alti livelli di conduttività elettrica, con terreni compatti e con elevato contenuto d'argilla, la taratura deve essere regolata per il caso specifico, infatti l'alto contenuto d'argilla causa una sottostima del contenuto d'acqua nel suolo per bassi valori di umidità e una sovrastima del contenuto d'acqua per alti valori di umidità.

Nell'area di studio le quattro sonde del riflettometro sono state disposte lungo il versante in destra idrografica in posizione centrale del bacino (Fig. 15). Le sonde sono state inserite verticalmente nel terreno. La prima sonda (SM1) è stata posizionata nella zona ripariale a poca distanza dall'alveo, la sonda SM2 qualche metro più a monte, ai piedi del versante, dove inizia ad aumentare la pendenza, la sonda SM3 nella parte centrale del versante e infine la SM4 quasi alla sommità del pendio. I cavi che collegano le sonde al datalogger sono stati ricoperti da un tubo corrugato per renderli più visibili e proteggerli dai roditori. Il registratore è dotato di una batteria e per consentirne la ricarica è stato collegato un pannello solare posizionato al di fuori del limite del bosco.



Figura 15 - Versante monitorato dal refllettometro CS625 nel bacino dei Ressi

3.1.6 Pluviometro a bascula

Il pluviometro a bascula è un misuratore puntuale della quantità di pioggia caduta, tramite il numero di basculate effettuate.

La strumentazione è costituita da un recipiente cilindrico nella cui bocca, disposta orizzontalmente, è posto un imbuto raccoglitore con foro terminale molto piccolo per ridurre le perdite per evaporazione. L'acqua raccolta dall'imbuto si scarica, all'interno del recipiente, alternativamente in una delle vaschette unite in un sistema basculante: il riempimento della prima vaschetta porta allo spostamento del sistema fino al ribaltamento del recipiente pieno e al posizionamento dell'altro in posizione di raccolta.

L'operazione di ribaltamento nei pluviografi moderni è collegata ad un magnete che ad ogni basculata attiva un interruttore di tipo reed che genera un contatto di chiusura conteggiato poi da un contatore esterno.



Figura 16 - Pluviometro a bascula

La quantità di precipitazione raccolta da uno strumento dipende dalle sue caratteristiche e dall'ambiente che lo circonda, per questo è importante fare attenzione alla scelta dello strumento, alla sua installazione e utilizzo.

L'installazione è consigliata ad un'altezza di 1,5 m e in luoghi aperti, distanti almeno quattro volte l'altezza di oggetti (edifici, alberi) che, in caso di pioggia molto inclinata, intercetterebbero la precipitazione.

Per ottenere misure affidabili sono necessarie operazioni di calibrazione e manutenzione. La calibrazione è necessaria perché il pluviografo a bascula durante il movimento del ribaltamento perde parte del volume d'acqua e questo comporta delle sottostime dell'intensità di pioggia proporzionali al numero di ribaltamenti.

Con la taratura si raggiunge, nel limite del 2-3%, l'equilibrio tra il volume di alimentazione e quello ottenuto moltiplicando il numero di ribaltamenti per la capacità dei recipienti. La manutenzione invece, deve verificare che la bocca dello strumento sia orizzontale, che l'imbuto e la bascula non siano intasati e che la vegetazione circostante non disturbi lo strumento.

Nella zona della Val Posina sono presenti anche alcune stazioni meteorologiche della rete di monitoraggio ARPAV, le quali registrano i dati di precipitazione ogni 5 min. Le stazioni che fanno da cornice alla zona di Ressi sono le stazioni meteorologiche di Castana (Arsiero), Contrà Doppio (Posina) e Passo Xomo (Posina), di cui si riportano le principali caratteristiche in Tabella 2, ma per il nostro studio abbiamo utilizzato i dati del nostro pluviometro, analizzandoli e riordinandoli, poi, in laboratorio.

Stazioni Meteorologiche	Coordinate Gauss-Boaga fuso Ovest		Quota m s.l.m.	Anno attivazione
	X	Y		
Castana Arsiero	1679369	5076164	430	1986
Contra' Doppio Posina	1672938	5075022	725	1986
Passo Xomo Posina	1674012	5071777	1056	1991

Tabella 2 - Stazioni meteorologiche ARPAV vicine al bacino

3.1.7 Campionatore automatico ISCO

Ad agosto 2012 è stato installato, vicino allo stramazzo, un campionatore automatico 6712 ISCO della ditta Teledyne ISCO (Fig. 17).



Figura 67 - Campionatore automatico 6712 ISCO

Il campionatore portatile è dotato di un rivestimento in plastica per sostenere l'esposizione e l'abuso, inoltre, il materiale che lo circonda lo protegge dall'acqua e dalla polvere. Al suo interno sono posizionate 24 bottiglie in plastica (Fig. 18) con capacità di 1L ciascuna. E' dotato di una pompa peristaltica estremamente potente che attraverso un tubo, pompa l'acqua campionata all'interno del campionatore ISCO distribuendosi sulle varie bottiglie grazie ad un tubo di scarico. Attraverso un display viene quindi impostata la tempistica e la modalità di raccolta del campione.



Figura 18 - Bottiglie in plastica con capacità di 1L

E' importante posizionare le bottiglie una accanto all'altra e fissarle con le tre corde di tiraggio poste all'interno, per evitare che l'acqua venga sparsa in giro.

Quando il campionatore prende un campione viene aspirato il liquido dal tubo della pompa. Il liquido scorre lungo il tubo passando per un rilevatore di liquido per poi giungere al campionatore. Quest'ultimo muove il braccio distributore sopra la bottiglia che deve ricevere il campione e la pompa inverte la propria direzione, da linea di aspirazione a linea di riempimento. Quando il rilevatore capta il liquido inizia la misurazione. Dopo aver depositato il liquido la pompa inverte nuovamente la propria direzione per l'epurazione post-campione.

3.1.8 Conduttivimetro

La conduttività dell'acqua è stata misurata attraverso il conduttivimetro di tipo WTW- Cond 3310 (Fig. 19). In generale il conduttivimetro è uno strumento in grado di valutare la resistenza elettrica dell'acqua attraverso la stima della sua concentrazione ionica. Lo strumento è composto da una sonda che contiene due elettrodi. Una corrente alternata, applicata ad uno dei due elettrodi, fa sì che gli ioni della soluzione migrino verso di essi. Maggiore è la concentrazione ionica della soluzione, maggiore è la corrente che fluisce agli elettrodi. Lo strumento misura la corrente elettrica ed utilizza la legge di Ohm per calcolare prima la conduttanza della soluzione e successivamente il valore di conduttività. Secondo la legge di Ohm, l'intensità della corrente in un circuito è direttamente proporzionale alla tensione ad esso applicata ed inversamente proporzionale alla resistenza del circuito stesso. Si esprime come $I = V/R$ (dove I è l'intensità della corrente, V è la differenza di potenziale applicata al circuito ed R è la resistenza elettrica).

Il conduttivimetro WTW – Cond 3310 è un misuratore portatile, impermeabile all'acqua con autonomia massima a batterie di 1500 ore. Lo strumento è fornito da un display che indica la temperatura simultaneamente ad ogni misurazione di conduttività effettuata. Dispone di un datalogger integrato e di funzioni sia automatiche che manuali di compensazione della temperatura per acque ultrapure e acque naturali. Come temperature di riferimento sono selezionabili 68°F o 77°F (20°C 25°C). La sonda del WTW – Cond 3310, contenente elettrodi in grafite, ha un alto grado di precisione e linearità grazie all'ottimizzazione della sua forma geometrica. La sua struttura è robusta e resistente agli urti. Consente un ampio grado di misurazioni anche con minime profondità di immersione e non dà errori nel caso in cui gli elettrodi si sporchino, perché la resistenza di contatto sulla loro superficie viene automaticamente compensata. L'unica manutenzione richiesta

dallo strumento è la sostituzione delle batterie, quando la spia di controllo sul display indica che non sono più utilizzabili.



Figura 19 - Conduttivimetro WTW - cond 3310

3.2 Fase di laboratorio

3.2.1 Descrizione dell'analisi di isotopi

L'analisi isotopica può essere attuata in due modi, attraverso lo spettrometro di massa (IRMS, *Isotope Ratio Mass Spectrometry*) o tramite l'analizzatore di isotopi dell'acqua (LWIA, *Liquid Water Isotope Analyzer*) di tipo OA-ICOS (*Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy*). Lo spettrometro di massa è stato il primo strumento disponibile per l'analisi isotopica a partire dal 1940. Lo strumento è molto preciso nell'analisi ma è anche molto costoso e richiede buone capacità operative ed elevati costi di manutenzione. Con il sistema IRMS, tra l'altro, non è possibile misurare contemporaneamente più elementi chimici, sebbene sia possibile analizzare qualsiasi molecola. In anni più recenti è stato promosso dalla casa costruttrice LGR-Los Gatos Reserch Inc. l'analizzatore di isotopi stabili dell'acqua di tipo OA-ICOS. Lo strumento ha costi più contenuti ed è più facile da usare rispetto all'IRMS. Inoltre è in grado di misurare contemporaneamente gli isotopi di più elementi chimici costituenti una certa molecola, anche se lo limita il fatto di essere uno strumento specifico.

Nel presente lavoro l'analisi isotopica è stata eseguita tramite l'utilizzo dell'analizzatore di isotopi dell'acqua LWIA (*Liquid Water Isotope Analyzer*) di tipo OA-ICOS, disponibile presso il Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali dell'Università di Padova (Fig. 20). Il modello di riferimento è il DLT-100 collegato ad un auto iniettore LC PAL della CTC Analytics AG, Zwingen, Switzerland.



Figura 20 - Analizzatore LGR, modello DLT-100, presso il dip. TeSAF

L'analizzatore della LGR è formato da una base con quadro comandi avente una scocca resistente, che possiede al suo interno il sistema di analisi ed un computer dotato di software per la programmazione delle operazioni e un hard disk per la memorizzazione dei dati. Il trasferimento del file di testo contenente i risultati delle analisi avviene attraverso una porta USB posta sul retro dello strumento. L'analizzatore è connesso all'auto-iniettore e viene programmato dall'operatore tramite il quadro comandi. Nel dispositivo di auto-iniezione è presente un piano di appoggio sul quale viene posizionato un vassoio numerato contenente le fiale di acqua da analizzare (Fig. 21). Le fiale hanno dimensione 32 x 11,6 mm e capacità di 1,5 ml. Esse vengono riempite con una quantità di campione pari a 0,5 ml che deve prima essere filtrata nel caso in cui siano presenti impurità e sedimenti. Le fiale vengono poi chiuse con tappi specifici composti dalla parte esterna in plastica che consente l'avvitamento e internamente da un septum in PTFE e silicone. Il dispositivo di auto-iniezione è provvisto di una siringa in vetro

della Hamilton con capacità di 1,2 μl con la quale il septum viene perforato e viene prelevato 1 μl d'acqua dalle fiale. Per eliminare l'effetto memoria, ogni campione, all'interno di una singola iniezione, è prelevato 8 volte di cui i risultati delle prime 3 sottoiniezioni sono scartati. L'acqua prelevata viene vaporizzata ad opera di un dispositivo che riscalda a 70° e poi trasferita all'analizzatore tramite un tubicino. Alla fine di ogni iniezione, il circuito viene ripulito con dell'aria secca ottenuta prelevando aria dall'ambiente di laboratorio e facendola passare attraverso una colonna di drierite che ne toglie l'umidità.

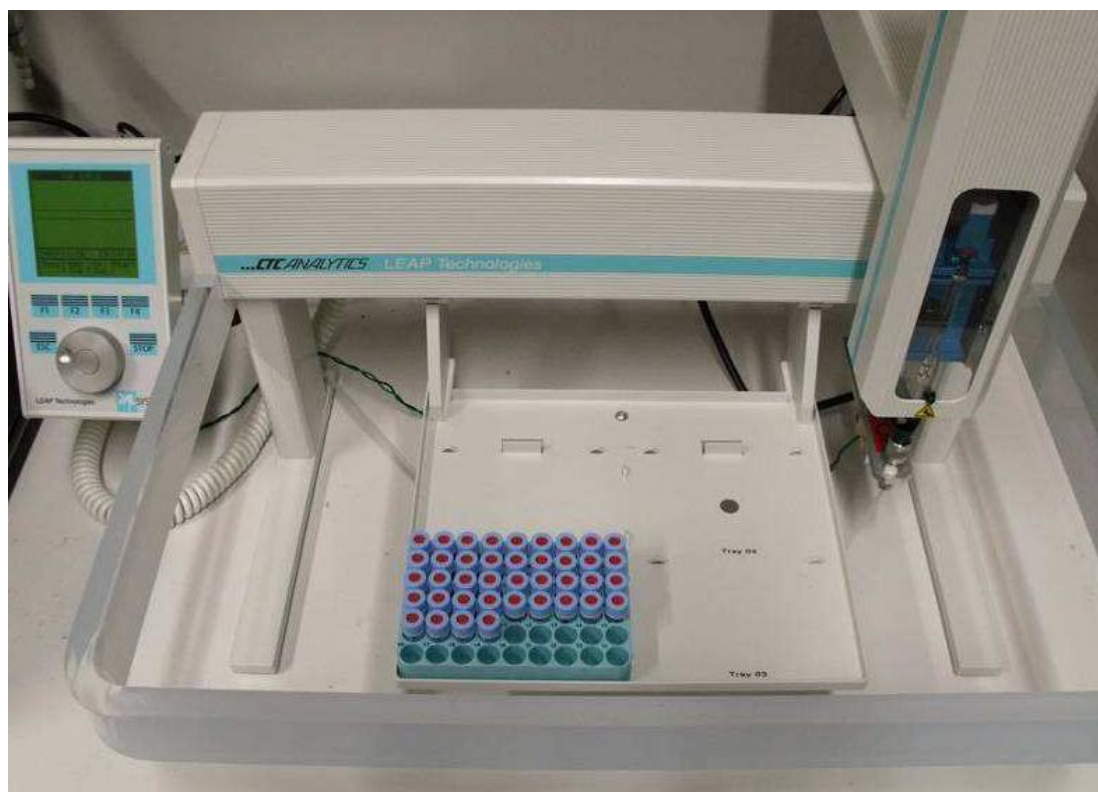


Figura 27 - Dispositivo di auto-iniezione della CTC Analitics

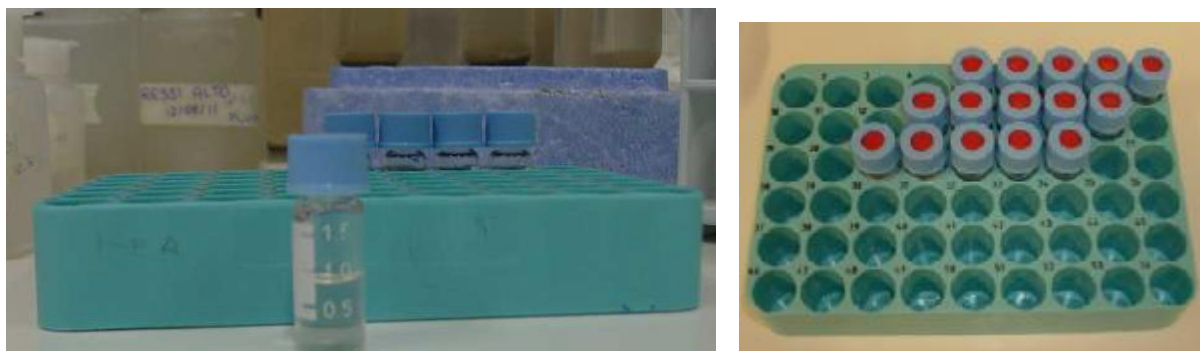


Figura 22 - Fialetta da 1,5 ml con rispettivi tappi in PTFE

L'analizzatore della LGR consiste in uno spettroscopio in grado di determinare la composizione isotopica di un campione di gas sintonizzando uno stretto fascio laser sulla caratteristica banda di assorbimento dell'isotopo stabile (H e O) all'interno di una cavità ottica. Nella cavità sono presenti due specchi ad alta riflettività distanti fra loro 25 cm. Gli specchi permettono ai fotoni del laser di percorrere molte volte il campione vaporizzato. In tal modo la lunghezza effettiva che percorre il laser aumenta fino a 2500-3000 m e di conseguenza aumenta la precisione del metodo.

La misura degli isotopi si basa sull'assorbimento della luce laser che viene proiettata attraverso il campione vaporizzato. La frazione molare del gas è calcolata mediante la legge di Beer:

$$I_v = I_0 e^{-k_\lambda l} \quad (11)$$

Dove :

I_v = intensità residua del fascio di luce che ha attraversato il gas con frequenza ν

I_0 = intensità iniziale del fascio di luce

k_λ = coefficiente di estinzione tipico del gas attraversato per una certa lunghezza d'onda

l = spessore del mezzo attraversato

Attraverso la formula di Beer si ottiene uno spettro di assorbimento che viene messo in relazione con la temperatura del gas e la pressione della cavità per determinare i rapporti D/H e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. In generale, la legge di Beer relaziona l'assorbanza della luce alla proprietà del materiale attraversato dalla luce stessa. Nel nostro caso la fonte della luce è il laser, il materiale sarà il campione vaporizzato di acqua e la proprietà di interesse è la composizione isotopica. Dai rapporti D/H e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, tramite apposite procedure di calcolo, vengono derivati i valori δ di D/H e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Lo strumento possiede una precisione del 0,25 ‰ per l'analisi di $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e di 1 ‰ per $^2\text{H}/^1\text{H}$.

3.2.2 Manutenzione periodica dell'analizzatore e del dispositivo di auto-iniezione

Sia l'analizzatore DLT-100 che il dispositivo di auto-iniezione necessitano periodicamente di cure di manutenzione. È importante provvedere a:

- Cambiare il septum nel blocco di iniezione ogni 200-400 iniezioni. Dopo questa operazione bisogna muovere su e giù l'ago rigido 5-6 volte attraverso il buco del septum appena cambiato;
- Pulire manualmente la siringa ad ogni nuova analisi usando acqua deionizzata e metilpirrolidone in modo da rimuovere i sali e i residui solidi che si accumulano con il tempo;
- Ripulire ogni 2000-4000 iniezioni il tubicino che collega il dispositivo di auto-iniezione all'analizzatore e il suo filtro da residui solidi che si accumulano con il tempo;
- Verificare lo spostamento del raggio laser, controllabile sulla schermata dell'analizzatore (il cambiamento di posizione del picco del laser deve

essere inferiore ai 0,25 GHz, in caso contrario si deve procedere alla correzione manuale dello scostamento, tramite il quadro comandi);

- Rigenerare la dietrite granulare quando il colore rosa tende a prevalere rispetto al celeste. Metterla in stufa a 210°C per 1-2 ore, disponendola in strati sottili.

Inoltre, per aumentare la precisione dei risultati, le operazioni da fare sono:

- Filtrare l'acqua del campione nel caso siano presenti delle impurità;
- Agitare i campioni e gli standard prima di metterli nelle fialette per mescolare la fase di vapore e la fase liquida e ripristinare l'originale composizione isotopica;
- Riempire bene la pipetta con il campione d'acqua per evitare di aprire continuamente la boccetta aumentando le perdite di evaporazione;
- Usare una nuova pipetta asciutta ad ogni analisi e prestare attenzione a non contaminare acque di provenienze diverse;
- Inserire almeno 0,7 ml di acqua nella fialetta per permettere l'estrazione con la siringa;
- Pulire e asciugare in stufa a 40-50°C per un paio d'ore sia le pipette che le fialette già utilizzate in modo da poterle poi riutilizzare. I septum non possono essere riciclati;
- Conservare i campioni e gli standard in un luogo fresco, senza fonti di luce e senza sbalzi termici;
- Operare in un ambiente di laboratorio che non subisca variazioni di temperatura maggiori a 2-3°C/ora in modo che la temperatura del vapore all'interno dello strumento non cambi con un velocità maggiore di 0,3°C/ora.

3.2.3 Procedura di analisi e preparazione dei campioni

La procedura di analisi adottata prevede che le fialette siano sistemate nel vassoio con un ordine ben preciso che consente di ottenere i migliori risultati (Figura 23). Il vassoio è numerato da 1 a 54 e permette di analizzare 30 campioni. Nella prima posizione viene sempre inserita una fialetta contenente acqua deionizzata, che pulisce la siringa e permette allo strumento di stabilizzarsi prima di percorrere gli altri campioni. Seguono tre campioni standard a contenuto isotopico noto: due di calibrazione e uno di controllo. Lo standard di controllo deve avere una composizione isotopica intermedia a quella dei due standard di calibrazione, e questi a loro volta devono comprendere il range dei presunti valori dei campioni sotto analisi. Gli standard utilizzati sono forniti dalla ditta produttrice dello spettroscopio laser (LGR) oppure sono creati direttamente in laboratorio (in questo caso la composizione isotopica è stata determinata dall'IRMS del dipartimento Matematica e Geoscienze dell'Università degli Studi di Trieste). Nella procedura di analisi degli standard vengono inseriti in quanto il valore isotopico di ogni campione d'acqua viene determinato tramite l'interpolazione dei valori di $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e di $^2\text{H}/^1\text{H}$ degli standard più vicini nel tempo al campione considerato (tale metodo ha lo scopo di evitare l'influenza delle variazioni di temperatura ed il fenomeno del frazionamento isotopico). Nelle posizioni del vassoio successive a quelle dei tre standard vengono collocati cinque campioni contenenti l'acqua da esaminare. La serie è terminata con altri tre campioni standard. Questa sequenza viene ripetuta nel vassoio fino ad un massimo di sei volte e permette di analizzare 30 campioni per volta, impiegando circa 22-23 ore. Vengono fatte otto iniezioni per fialetta, di cui le prime due sono scartate automaticamente per eliminare l'effetto memoria del campione precedente. Con i risultati delle restanti 6 iniezioni si procede al calcolo della media e della deviazione standard.

L'elaborazione dei dati forniti dal ciclo di analisi avviene su un foglio excel, in cui vengono impostate tutte le formule per il calcolo della media troncata degli ultimi cinque valori di rapporti isotopici ottenuti per ciascuna analisi.

Dai valori isotopici noti degli standard si passa alla determinazione "reale" del rapporto isotopico, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e $^2\text{H}/^1\text{H}$, attraverso le seguenti formule:

$$^2\text{H}/^1\text{H} = (\delta^2\text{H} / 1000 + 1) * 155,76 * 10^{-6} \quad (12)$$

$$^{18}\text{O}/^{16}\text{O} = (\delta^{18}\text{O} / 1000 + 1) * 2005,2 * 10^{-6} \quad (13)$$

Una volta calcolato il rapporto isotopico, si ottiene il valore isotopico "determinato" $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ applicando le due formule sottostanti:

$$\delta^2\text{H} = [(^2\text{H}/^1\text{H}) / (155,76 * 10^{-6}) - 1] * 1000 \quad (14)$$

$$\delta^{18}\text{O} = [(^{18}\text{O}/^{16}\text{O}) / (2005,2 * 10^{-6}) - 1] * 1000 \quad (15)$$

Ora è possibile il confronto tra il valore determinato dello standard e quello noto. Le differenze tollerate al massimo tra i due valori sono dell'ordine dello 0,25‰ per $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ e dell'1‰ per $^2\text{H}/^1\text{H}$.

In seguito si procede a tracciare un grafico per l'ossigeno e uno per l'idrogeno, inserendo nelle ascisse i valori misurati dall'analizzatore e nelle ordinate quelli reali. Attraverso l'equazione di queste rette è possibile ottenere per ogni iniezione il rapporto isotopico "determinato", dal quale è possibile ricavare, infine, i valori di δ .

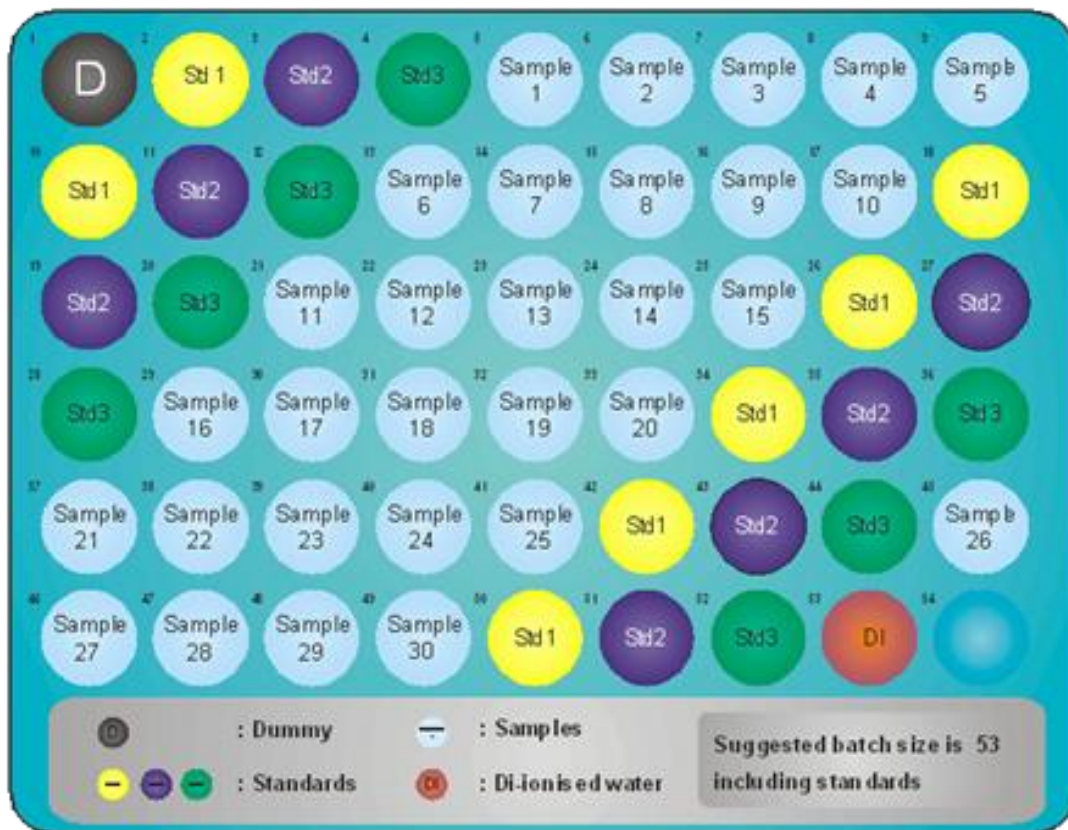


Figura 23 - Schema di disposizione delle fialette nel vassoio

. PRIMI RISULTATI E CONSIDERAZIONI

4.1 Organizzazione dei dati e descrizione degli eventi

E' stato predisposto un foglio Excel in cui sono stati riuniti tutti i dati dei tre eventi sottoposti al nostro studio, rispettivamente l'11 novembre 2012, il 5 maggio 2013 e il 16 maggio 2013 che per comodità verranno chiamati evento uno, due e tre, quali nome di catalogazione, data e ora del prelievo, valore di $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ e rispettive deviazioni standard. Una volta organizzati i dati in questo modo, si è iniziato a fare i primi grafici per notare le possibili relazioni fra i tre eventi.

Da agosto 2012 a giugno 2013 sono stati individuati 47 eventi di afflussi-deflussi. Di questi, ne sono stati campionati 16 ma il nostro studio si è concentrato su tre eventi. La scelta di questi eventi è stata influenzata dalla particolarità e dall'intensità di ognuno, rivelando così, una risposta idrologica molto evidente (Fig. 24).

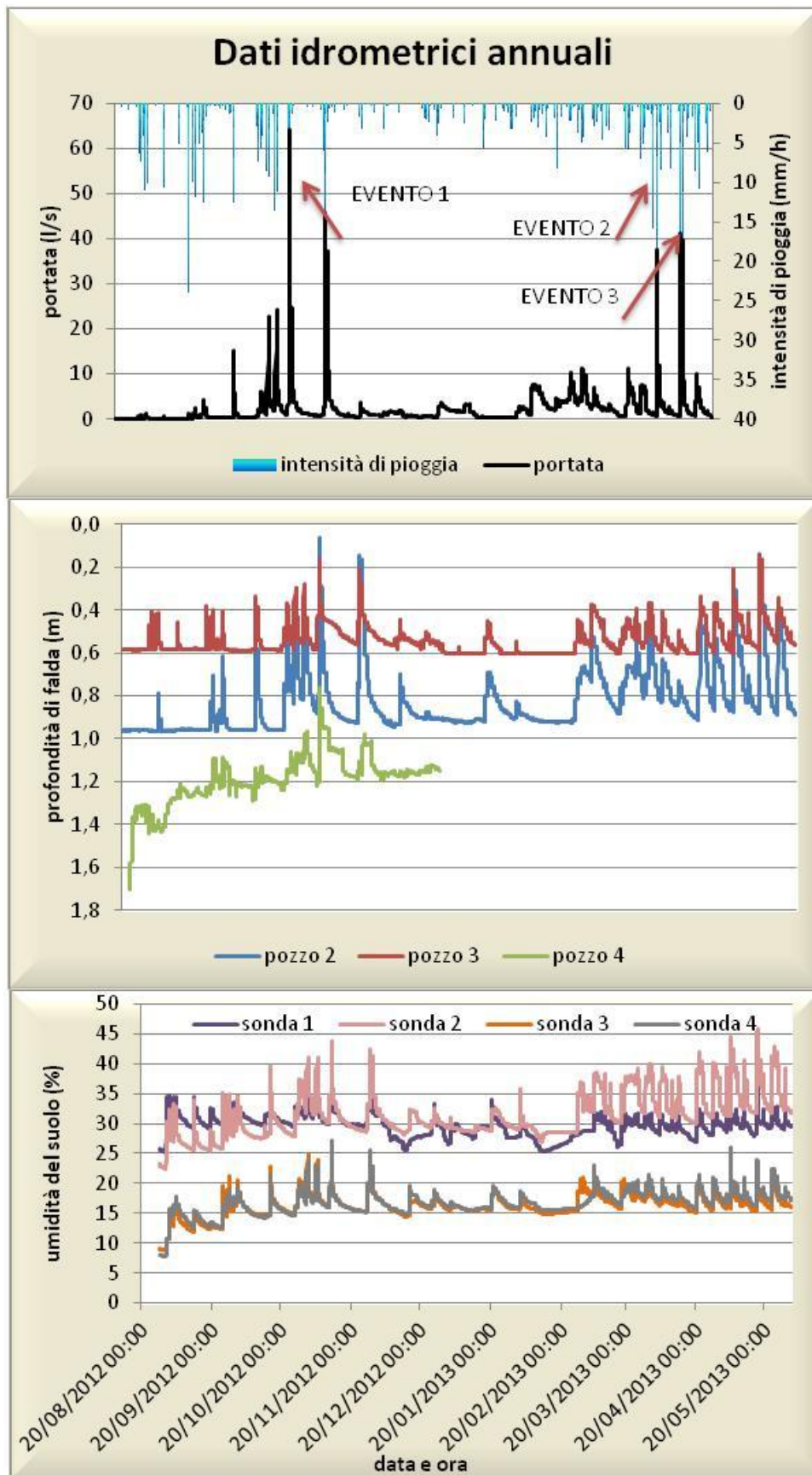


Figura 84 - Idrogramma annuale con livello di falda e umidità del suolo

Ogni evento è stato caratterizzato da durata totale, precipitazione cumulata, dal valore di intensità massima calcolata ogni cinque minuti e ogni quindici minuti, dal valore di intensità media e dal coefficiente di deflusso. Con il termine intensità massima di precipitazione si intende il valore massimo di intensità registrato in un determinato istante durante l'evento stesso, invece con il termine intensità media si intende il rapporto tra la cumulata di precipitazione e la durata dell'evento. Per coefficiente di deflusso si fa riferimento al rapporto tra il deflusso attraverso la sezione di chiusura di un bacino, in un dato intervallo di tempo, e l'afflusso meteorico allo stesso bacino durante il medesimo intervallo. Il coefficiente di deflusso tiene conto globalmente di tutti i fenomeni responsabili della perdita di volumi d'acqua ai fini della formazione di deflusso.

CARATTERISTICHE DEGLI EVENTI DI PIOGGIA

N° evento	DATA EVENTO	Inizio evento	Durata totale	Precipitazione cumulata	Intensità massima	Intensità massima	Intensità media
		Data e ora	min	mm	mm/5min	mm/15 min	mm/h
1.	11/11/2012	10/11/2012 15:10	1760	182,0	3,0	6,0	9,2
2.	05/05/2013	05/05/2013 13:45	580	61,2	5,6	10,6	10,6
3.	16/05/2013	15/05/2013 23:00	2340	282,0	3,4	7,0	10,5

Tabella 3 - Caratteristiche idrometriche dei tre eventi di pioggia

Com'è possibile notare dalla Tabella 3, l'evento numero due è il minore per quanto riguarda la durata e la precipitazione cumulata, ma spicca sugli altri per l'intensità di pioggia. Infatti, soprattutto nell'intensità massima (mm/15min), raggiunge il valore di 10,6 (mm/15min) superando con più di 3-4mm gli altri due eventi.

Nella Figura 25 sono stati inseriti i valori di precipitazione cumulata per i tre eventi, pari a 182 mm per il primo evento, 61,2 mm per il secondo evento e 282 mm per il terzo evento, e relazionati con l'intensità massima (mm/5min).

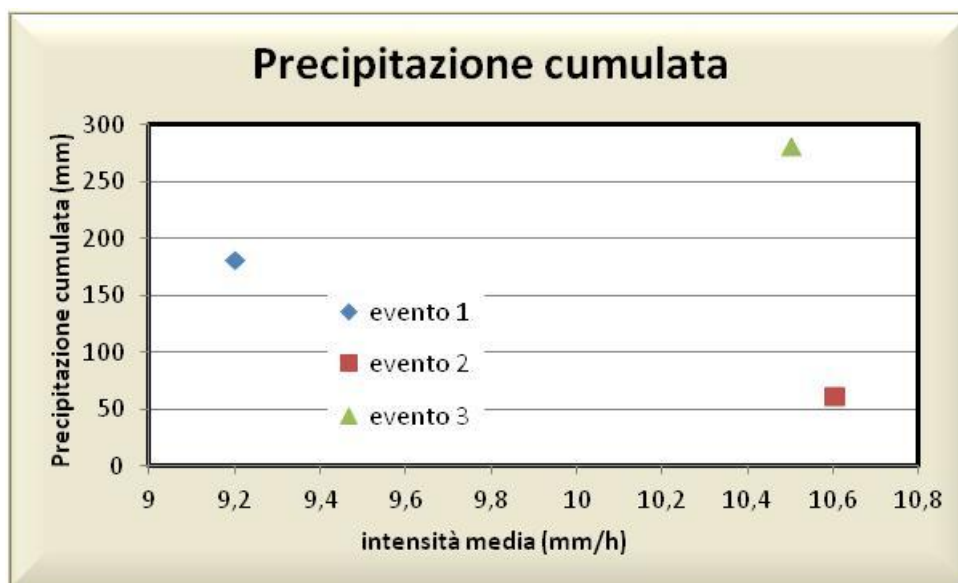


Figura 25 - Precipitazione cumulata con intensità massima

E' facile notare come i tre eventi creino un andamento curvilineo riportando nei valori più alti di precipitazione cumulata gli eventi tre e uno, mentre in quelli più bassi è posizionato l'evento due che risalta sugli altri per il maggiore valori di intensità massima.

Successivamente sono state fatte delle considerazioni con uno sguardo più ampio alle condizioni che precedevano gli eventi, per comprendere meglio la risposta idrologica (Tabella 4).

CONDIZIONI ANTECEDENTI

N° evento	DATA EVENTO	Portata	Umidità media	Livello falda 2 *	Livello falda 3 *	CE	$\delta^2\text{H}$
		l/s	%	m	m	$\mu\text{S/cm}$	‰
1.	11/11/2012	1,0	23,1	0,88	0,58	207	-51,9
2.	05/05/2013	1,5	23,1	0,88	0,60	192	-61,4
3.	16/05/2013	1,0	22,8	0,89	0,58	188	-60,36

Tabella 4 - Caratteristiche antecedenti degli eventi (* dalla superficie del suolo)

Nella Tabella 4 vengono illustrati i valori di portata, la percentuale media di umidità, le misure dei livelli di falda e, infine, i valori di conducibilità elettrica e deuterio, anch'essi riferiti alle caratteristiche antecedenti l'evento. I valori restano pressoché simili tra di loro senza alcuna grande differenza, compresi i livelli del pozzo due e tre i quali hanno una profondità rispettivamente di 1,04 m e 0,68 m dalla superficie del suolo, e non riportano grande differenze fra i tre eventi.

Le Figure 26, 27 e 28 riportano i grafici con l'andamento della portata, della precipitazione e dei valori di conducibilità, sia di pioggia che di torrente, con l'aggiunta dei valori di $\delta^2\text{H}$, di pioggia e torrente anch'essi.

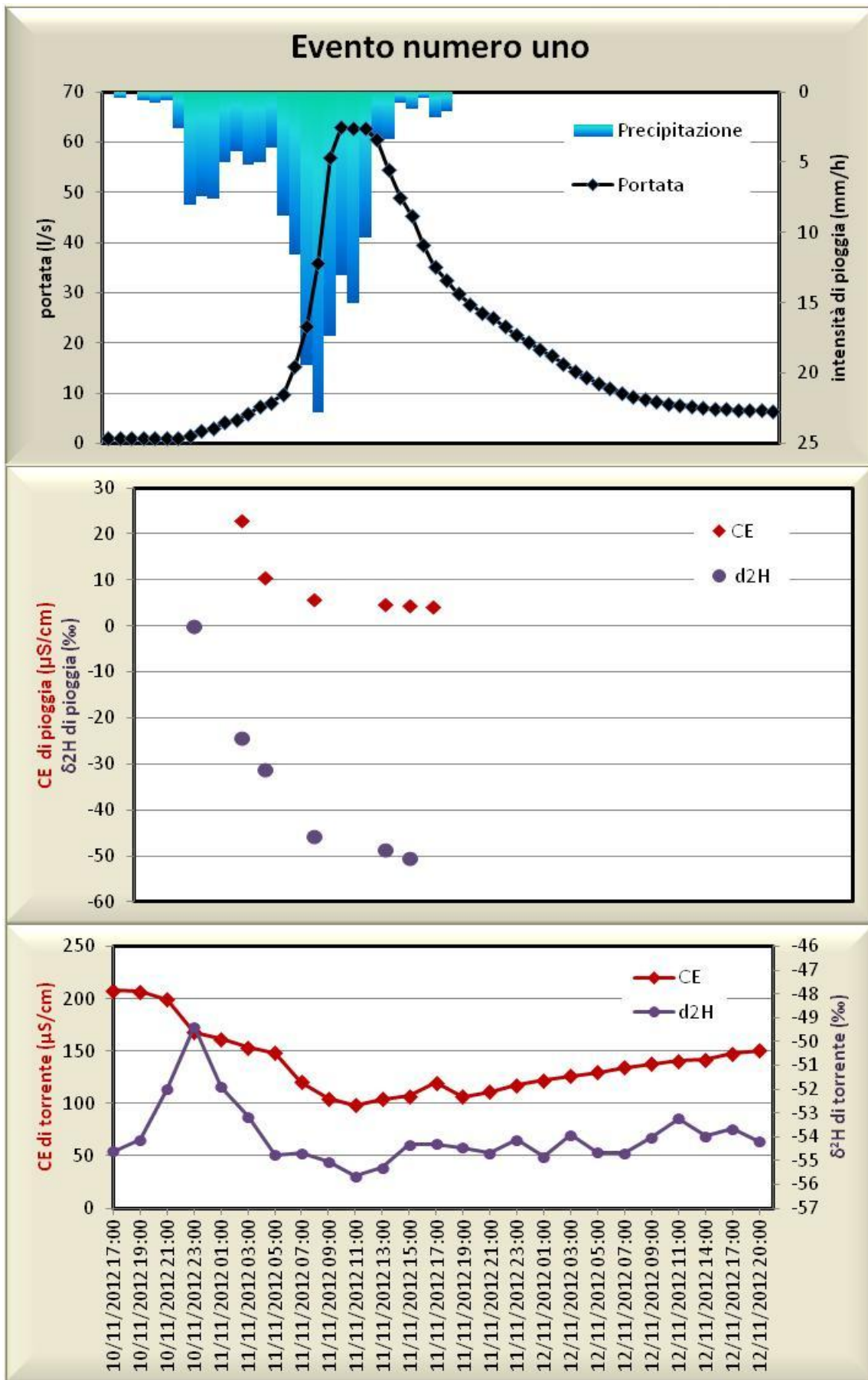


Figura 26 – Idrogramma andamento temporale dei due traccianti nel torrente e nella pioggia evento uno

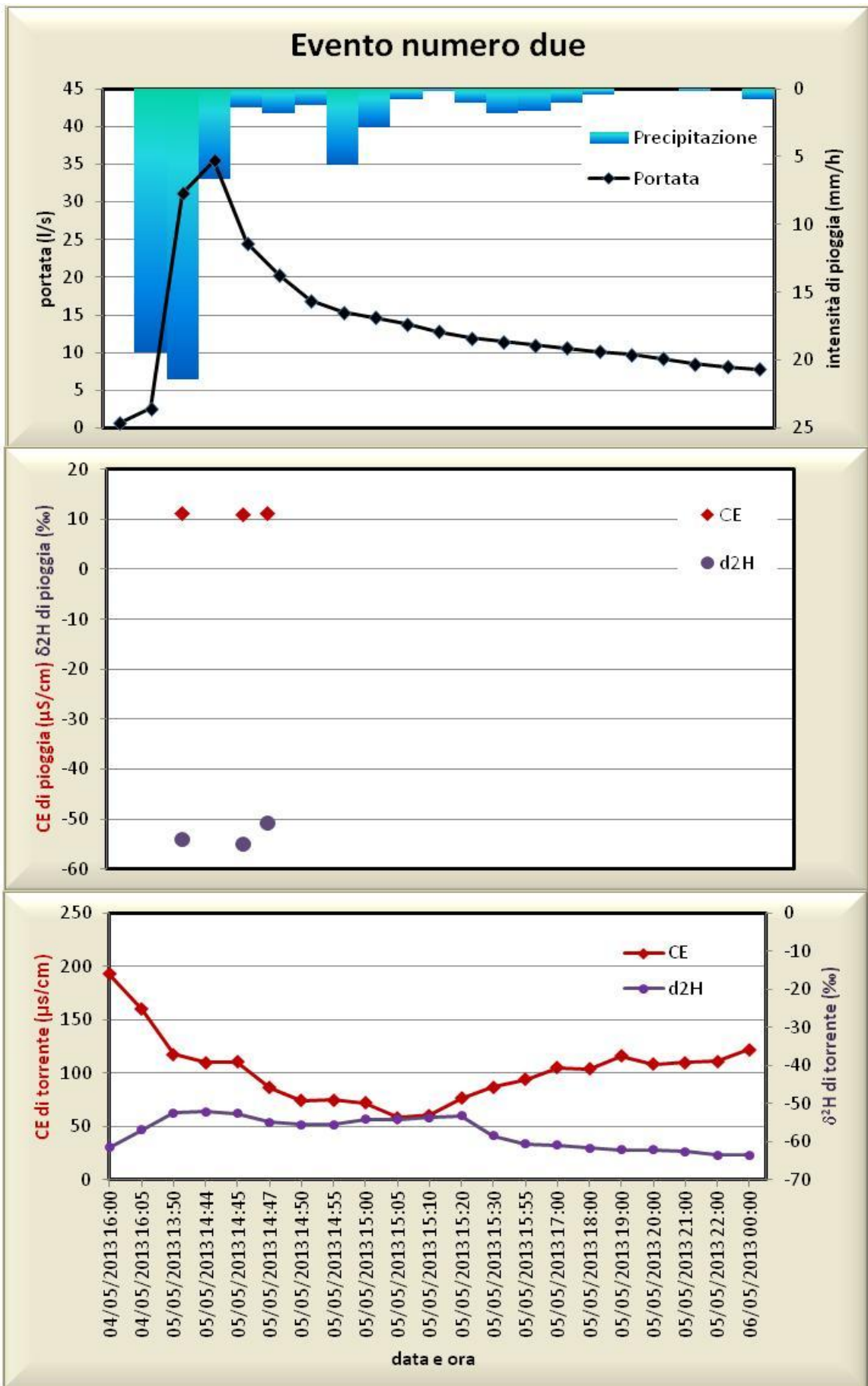


Figura 27 – Idrogramma andamento temporale dei due traccianti nel torrente e nella pioggia evento due

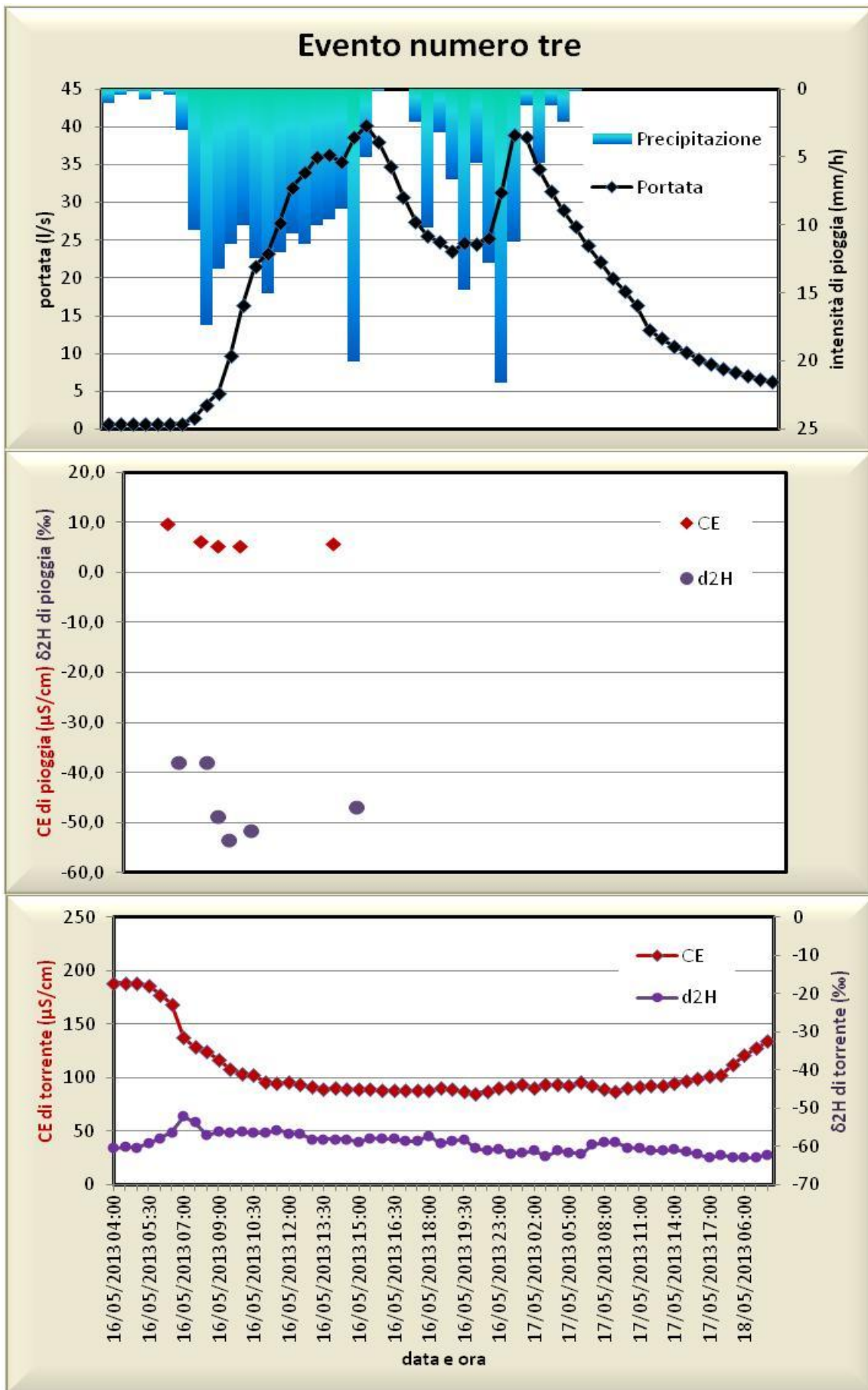


Figura 28 – Idogramma andamento temporale dei due traccianti nel torrente e nella pioggia evento tre

Dall'osservazione della Figura 27 è possibile notare quanto velocemente ha raggiunto il picco di portata l'evento numero due. Infatti alle ore 14:00 la portata misurava soltanto 2,6 l/s, già dalle ore 15:00 vi è una crescita fino a 31,1 l/s terminando, con il picco di portata, alle 16:00 con 35,4 l/s. In due ore sono scesi più di 20 mm di pioggia e questo sta a dimostrare la grande differenza di intensità rispetto agli altri due eventi, nonostante sia stato minore in durata totale. I valori di delta isotopico rispondono in modo abbastanza simile per i tre eventi. I valori dei campioni del torrente Ressi sembrano rispondere all'input di precipitazione. Infatti i valori prima del picco di portata risultano essere più positivi (più isotopi pesanti) per poi diminuire in valori più negativi durante la fine dell'evento, allo stesso modo, la conducibilità elettrica diminuisce. Questo fa supporre che durante gli eventi, ci sia un apporto significativo di acqua meteorica al torrente, acqua, isotopicamente più pesante e meno conduttiva di quella del torrente. Nel corso dell'evento del 5 maggio, si nota un anticipo del picco isotopico rispetto al picco di portata, dovuto molto probabilmente all'intensità di precipitazione nonché al ruolo svolto dall'area riparia che costituisce la principale generatrice di deflusso trasferendo velocemente l'acqua di evento al torrente (Gobbi, 2009). Quest'ultima infatti può arrivare alla rete idrografica in tre modi. Nel caso in cui essa rimane in superficie può defluire verso valle seguendo le linee di pendenza, in questo caso l'acqua scorre lungo piani inclinati e viene convogliata in rivoli e canali. Nel caso di deflusso ipodermico l'acqua scorre lentamente a livello sottosuperficiale in suoli non saturi e riemerge in poco tempo in superficie. Nel caso di deflusso di base, invece, l'acqua infiltrata nel terreno defluisce parallela al deflusso superficiale ed è destinata a riemergere e ad unirsi alla rete idrografica. Nel nostro caso possiamo ipotizzare una spiegazione dovuta al fenomeno di acqua di superficie o di deflusso ipodermico, essendo le più veloci a defluire sulla rete idrografica.

4.2 Risposta idrometrica

Nella Tabella 5 vengono descritti i valori per portata, per umidità media, per i due livelli di falda e per la conducibilità e il delta isotopico.

VALORI MASSIMI								
N° evento	DATA EVENTO	Portata	Umidità media	Livello falda 2 *	Livello falda 3 *	CE	$\delta^2\text{H}$	Coeff. deflusso
		l/s	%	m	m	$\mu\text{S/cm}$	‰	
1.	11/11/2012	64,1	34,4	0,90	0,58	54	-55,5	0,92
2.	05/05/2013	71,4	33,7	0,88	0,60	58	-62,1	0,51
3.	16/05/2013	84,3	34,4	0,89	0,59	88	-62,8	0,64

Tabella 5 - Valori massimi per i tre eventi considerati (* dalla superficie del suolo)

I coefficienti di deflusso risultano molto variabili durante i tre eventi considerati e piuttosto elevati. Si ricorda che la variabilità, riferita ad intervalli brevi, dell'entità delle perdite, fa sì che il coefficiente di deflusso non sia costante per un assegnato bacino. Infatti gli eventi del nostro studio hanno valori compresi tra 0,51 per l'evento numero due e 0,92 per l'evento numero uno. Tale distribuzione riflette la variabilità delle piogge analizzate, soprattutto in termini di precipitazione cumulata, durata e intensità. Nell'evento numero tre si può notare un valore basso di coefficiente di deflusso con un valore più alto di precipitazione cumulata. Questo può essere causato dall'intercettazione da parte della vegetazione, la quale risulta essere in piena attività in quel periodo, al contrario del primo evento, che rivela valori alti di coefficiente di deflusso e altrettanto alti di precipitazione cumulata, essendo privo di vegetazione a causa della stagione autunnale a cui appartiene.

Dai valori della tabella è possibile, inoltre, notare come il valore massimo della portata per il secondo evento sia superiore alla portata dell'evento uno, nonostante

quest'ultimo abbia una durata e una precipitazione cumulata di molto superiore. Inoltre risultano crescenti sia la portata sia il CE con valori minimi nell'evento uno e valori massimi per l'evento tre, nonostante i valori di CE siano diminuiti di molto rispetto ai valori di pre-evento. Questo fatto potrebbe suggerire che l'acqua di torrente non proviene da una saturazione dal basso (falda) ma piuttosto dall'alto (pioggia), infatti, la roccia, quando viene a contatto con l'acqua, rilascia una certa quantità di ioni che aumentano il grado di conduttività del liquido.

Nelle Figure 29, 30 e 31 vengono riportati i valori di precipitazione e portata per i tre eventi, uniti ai valori di umidità media rilevati dalle quattro sonde e ai valori di profondità di falda rilevati con il piezometro due e il piezometro tre.

Verranno quindi comparati in modo da trarre alcune considerazioni.

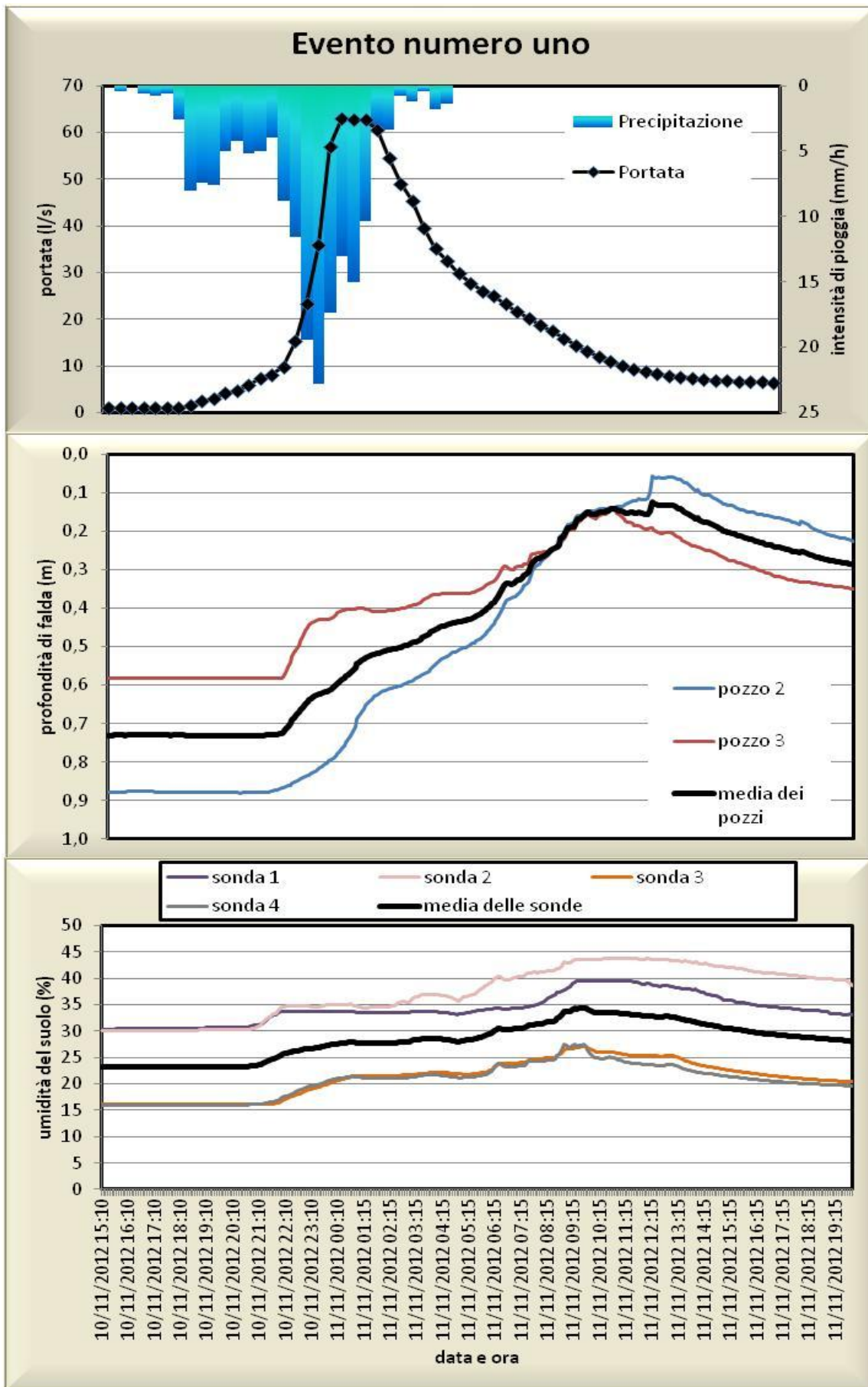


Figura 29 – Idrogramma e andamento temporale della falda e dell'umidità del suolo nell'evento uno

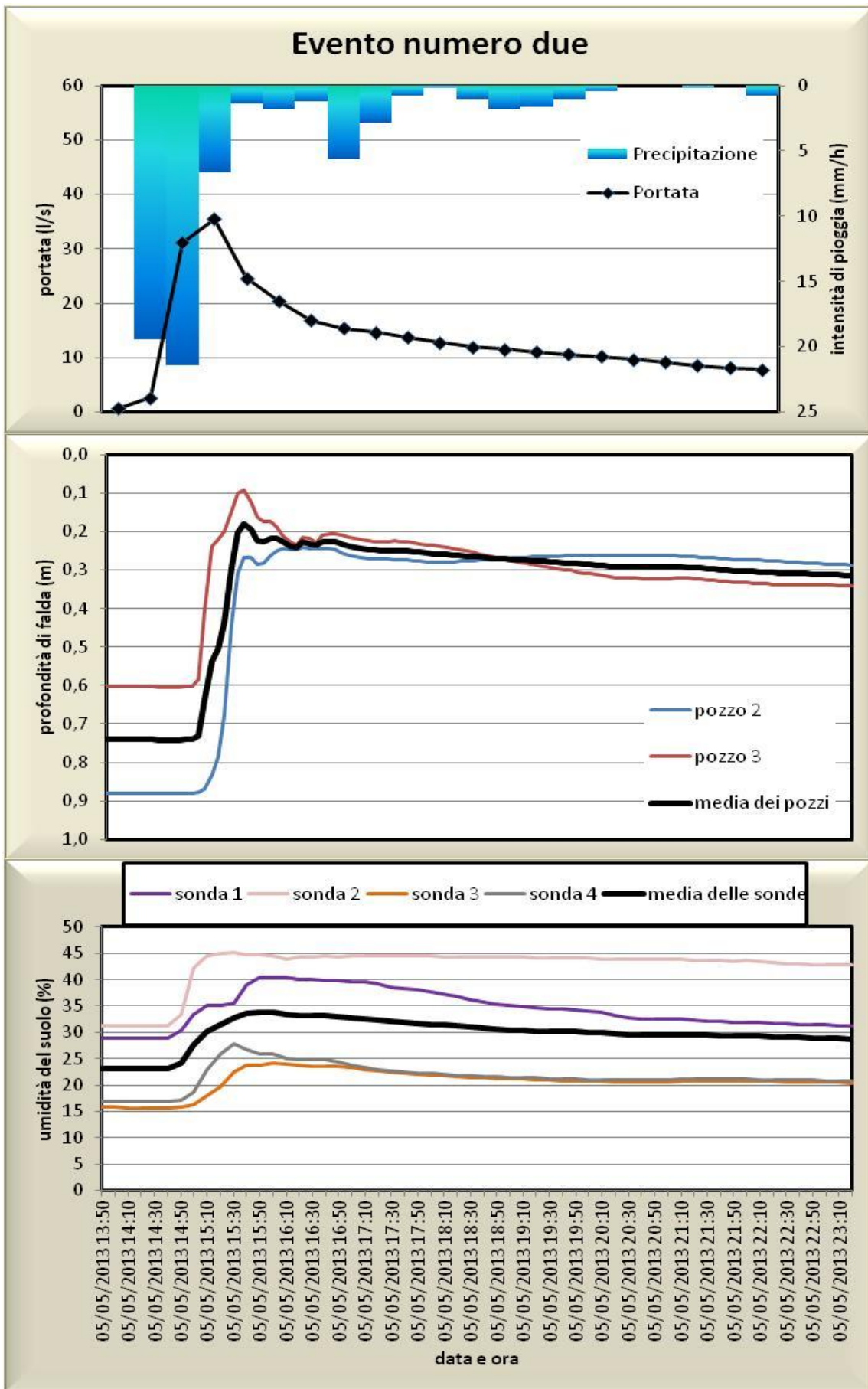


Figura 30 – Idrogramma e andamento temporale della falda e dell'umidità del suolo nell'evento due

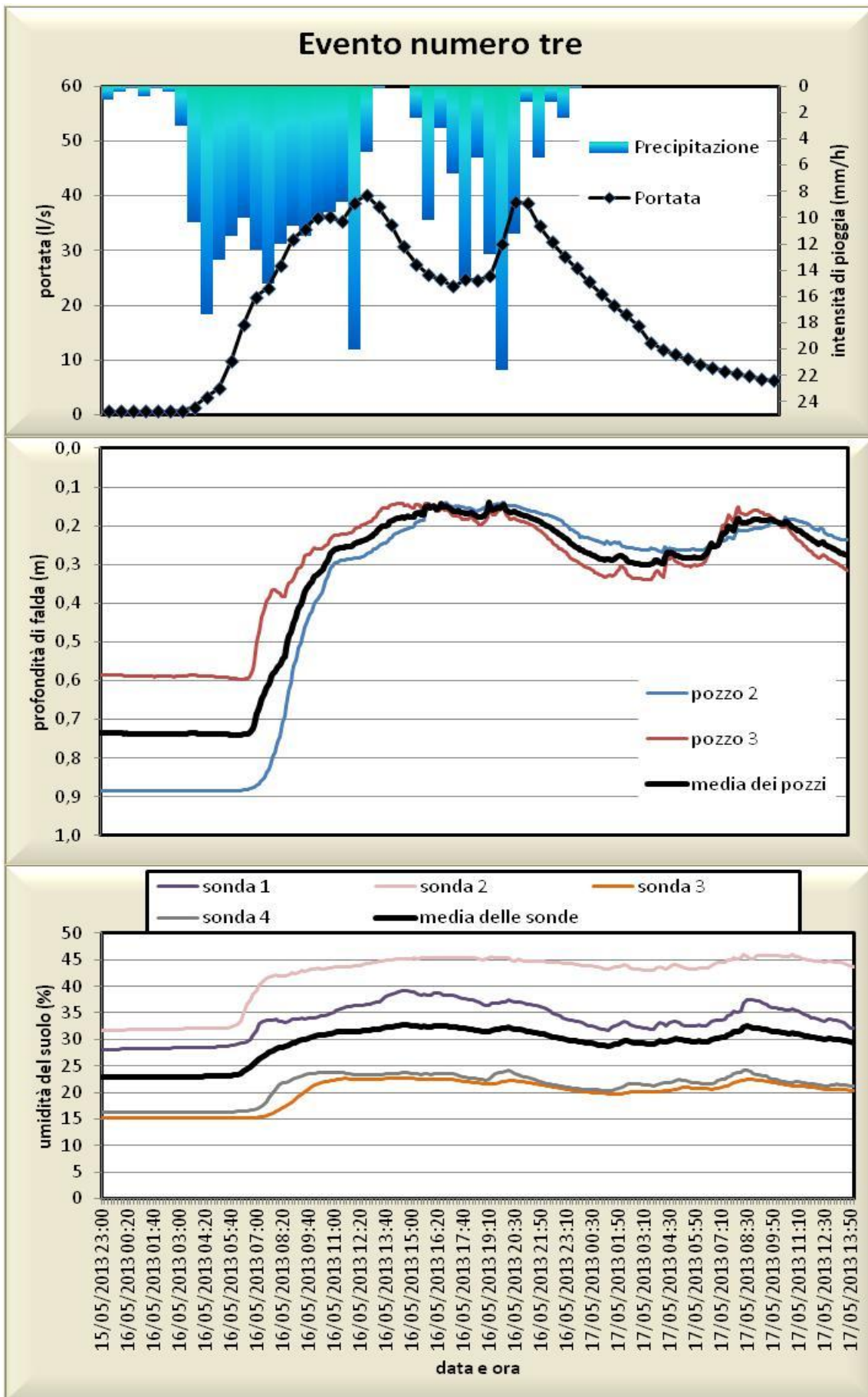


Figura 31 – Idrogramma e andamento temporale della falda e dell'umidità del suolo nell'evento tre

Tralasciando i piezometri che non hanno registrato (pozzi 1 e 4), il livello di falda è stato misurato in due punti distinti del bacino nella zona ripariale destra, un piezometro è installato nella parte medio alta (pozzo 3), l'altro in quella medio-bassa (pozzo 2). Per quanto riguarda i campioni di falda, si osservano tempi di risposta rapidi in prossimità del piezometro due posto ad una profondità di 1,04 m. Altrettanto rapida risulta la risposta del piezometro tre ma presenta valori più bassi, in gran parte dovuti al fatto che è posto ad una profondità molto inferiore (0,68 m) rispetto al piezometro due e quindi rileva un'altezza d'acqua minore. Relativamente al piezometro uno e quattro si sono verificati alcuni problemi con le sonde che hanno smesso di funzionare per un lungo periodo di tempo. Inoltre, i dati che si sono registrati sono poco coerenti con le verifiche fatte in campo, quindi si è deciso di non riportarli in questa sede. In futuro sarà necessario verificare l'affidabilità degli strumenti ed eventualmente sostituirli.

L'umidità del suolo nel bacino del torrente Ressi è stata misurata tramite quattro sonde. La sonda 1 è stata posizionata nella zona ripariale a poca distanza dall'alveo, la sonda 2 qualche metro più a monte, ai piedi del versante, dove inizia ad aumentare la pendenza, la 3 in posizione centrale del versante e, infine, la sonda 4 quasi alla sommità del pendio. La strumentazione ha ben risposto agli eventi e in modo diversificato tra le sonde. Grazie ai dati si è visto che la precipitazione ha una forte influenza sul contenuto di umidità del suolo nel bacino di Ressi. Infatti, durante e in seguito ad eventi piovosi tali valori aumentano relativamente. Anche la topografia gioca un ruolo di primaria importanza (Svetlitchnyi et al., 2003). Le sonde 1 e 2, poste rispettivamente alla base del versante e qualche metro più a monte, presentano valori di umidità più alti rispetto alle altre sonde. Man mano che si sale verso le quote più elevate, con le sonde 3 e 4, l'umidità del suolo diminuisce. Questo conferma il fatto che la morfologia dei versanti controlla lo stoccaggio di acqua nelle zone concave e ai piedi dei versanti e determina i valori più bassi sulle creste (Penna, 2008, Penna et al., 2009). Durante gli eventi due e tre, è interessante notare che i valori di umidità della

sonda 4 aumentano più rapidamente e raggiungono un picco maggiore rispetto a quello della sonda 3, ritornando poi ad avere valori più bassi. Questo può essere dovuto a una certa eterogeneità delle proprietà del suolo nel versante (diverso contenuto di materia organica, porosità, granulometria, matrice ecc.) che risponde in modo diverso all'input di precipitazione.

Sono state anche valutate le dinamiche temporali della risposta del bacino alle precipitazioni, per meglio comprendere i processi dominanti che controllano il comportamento idrologico. Per tutti gli eventi sono stati quindi calcolati i ritardi tra picco di portata, picco di umidità del suolo e del livello di falda (Tabella 6).

RITARDI dei PICCHI

N° eventi	EVENTI	PICCO DI PORTATA	PICCO PROFONTITA' DI FALDA	PICCO UMIDITA' DEL SUOLO
1.	11/11/2012	11/11/2012 ore 11:00	11/11/2012 ore 12:10 (70 min dopo)	11/11/2012 ore 09:45 (75 min prima)
2.	05/05/2013	05/05/2013 ore 16:00	05/05/2013 ore 15:30 (30 min prima)	05/05/2013 ore 15:40 (20 min prima)
3.	16/05/2013	16/05/2013 ore 20:00 17/05/2013 ore 08:00	16/05/2013 15:30 (270 min prima) 17/05/2013 ore 08:20 (20 min dopo)	16/05/2013 ore 14:30 (330 min prima) 17/05/2013 ore 08:40 (40 min dopo)

Tabella 6 - Ritardi dei picchi rispetto alla portata

Nel complesso, le elevate variazioni dei tempi di ritardo indicano una forte variabilità degli stessi per i tre eventi. Durante gli eventi, in media l'umidità del suolo e la portata iniziano a salire più o meno nello stesso momento ma l'umidità del suolo raggiunge il picco prima della portata. Per quanto riguarda la falda media, questa mostra una partenza e un picco ritardati. La rapida saturazione del

suolo potrebbe portare ad una veloce risposta in termini di deflusso (McGlynn and McDonnell, 2003) mentre la percolazione più profonda e la graduale estinzione del deficit idrico nel suolo portano ad un ritardo nella risposta della falda, inoltre è da ricordare che, durante la preparazione del foro per il pozzo piezometrico, era stata raggiunta per entrambi gli strumenti piezometrici una platea di roccia (Lorenzato, 2011). La platea di roccia raggiunta con il pozzo non sarebbe completamente impermeabile e compatta ma fratturata e il comportamento del piezometro fa ipotizzare un strato impermeabile, più in profondità: l'acqua di evento deve, quindi, avere a disposizione del tempo per raggiungere lo strato più profondo e poi tempo e quantità per riempire il serbatoio più profondo, risalire lo strato fratturato e comportare una variazione di livello rilevata dallo strumento.

4.3 Dinamiche di acqua di evento e origine dei deflussi

Utilizzando l'analizzatore per isotopi dell'acqua della ditta LGR con tecnologia OA-ICOS e il conduttivi metro WTW-Cond 330i, sono stati ricavati i valori rispettivamente di delta isotopici (‰), del deuterio ($\delta^2\text{H}$) e di conducibilità elettrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) dei campioni prelevati dal torrente Ressi per studiare i contenuti differenti delle diverse acque.

Nella Tabella 7 vengono riportate le percentuali di acqua di evento con l'utilizzo dei due traccianti $\delta^2\text{H}$ e CE massimi e medi compresi quelli riguardanti il ramo ascendente suddivisi per ogni evento.

ACQUA DI EVENTO							
N° evento	DATA EVENTO	Media ($\delta^2\text{H}$)	Media (CE)	Media (ramo ascendente $\delta^2\text{H}$)	Media (ramo ascendente CE)	Max ($\delta^2\text{H}$)	Max (CE)
		%	%	%	%	%	%
1.	11/11/2012	23	43	12	45	37	56
2.	05/05/2013	58	67	94	72	100	78
3.	16/05/2013	21	61	35	61	64	64

Tabella 7 - Acqua di evento per i tre eventi considerati

Osservando i dati riportati in Tabella 7 è possibile identificare l'alta percentuale di acqua di evento presente nell'evento due. Infatti, riporta valori pari al 58% per la percentuale media di acqua di evento con $\delta^2\text{H}$ e un' alta percentuale di acqua di evento con CE rispetto agli altri due eventi, 67%, raggiunge il 94% nella media del ramo ascendente con conducibilità pari al 72% e raggiunge livelli massimi di acqua di evento $\delta^2\text{H}$ con il 100% e con una conducibilità di 78%. Seguono con valori inferiori l'evento uno e l'evento tre.

A conferma dei dati riportati in tabella, sono stati elaborati dei grafici inserendovi e rapportando tra loro precipitazione, portata, acqua di evento per delta e per conducibilità elettrica (Figure 32, 33 e 34).

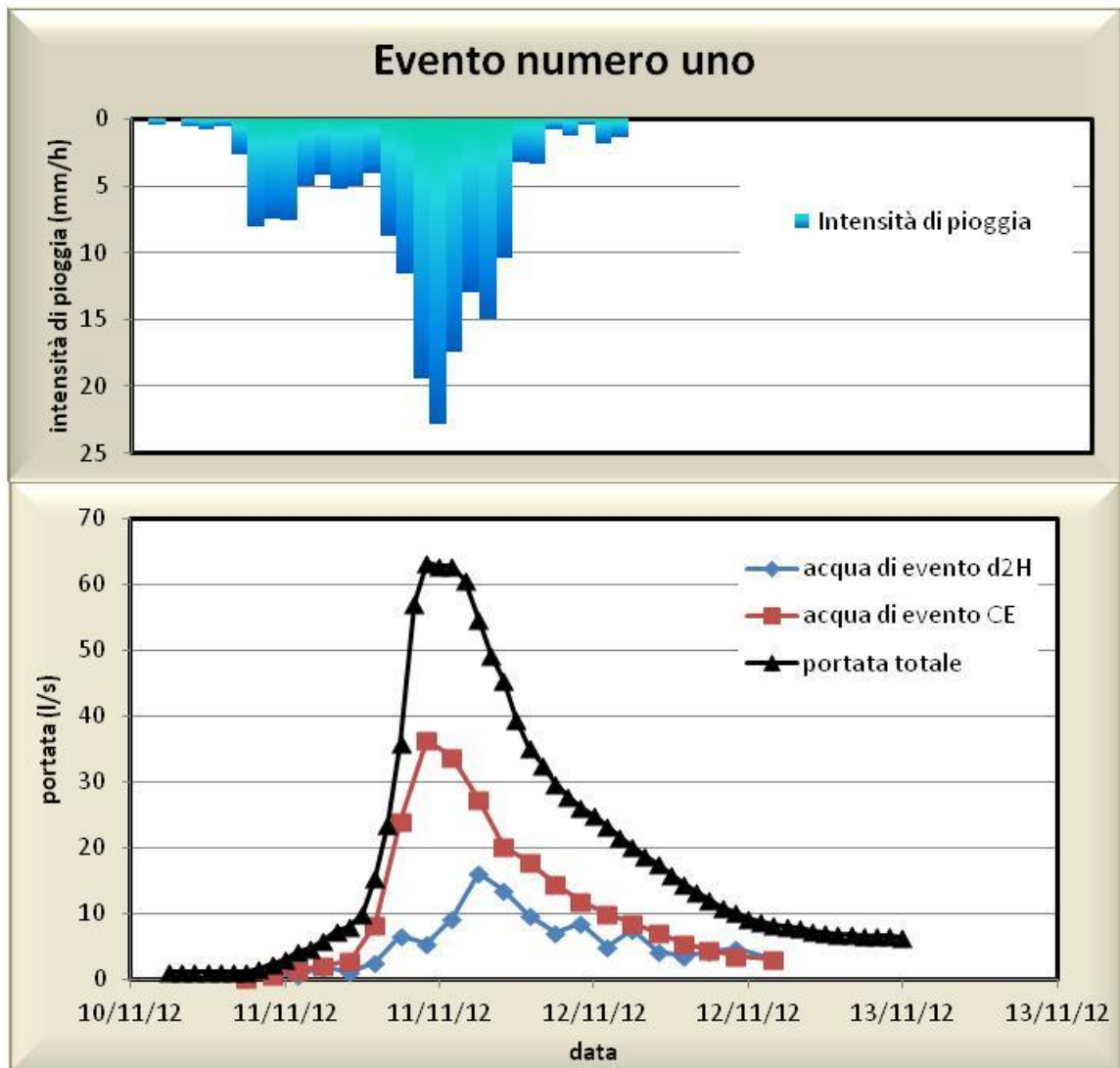


Figura 32 – Portata totale e acqua di evento tramite i due traccianti per l'evento uno

Nell'evento numero uno si nota come l'acqua di evento $\delta^2\text{H}$ e l'acqua di evento CE, rimangono su valori relativamente bassi, con picchi che corrispondono al picco di portata raggiungendo valori massimi di percentuale quali 37% per il delta e 56% per la conducibilità elettrica.

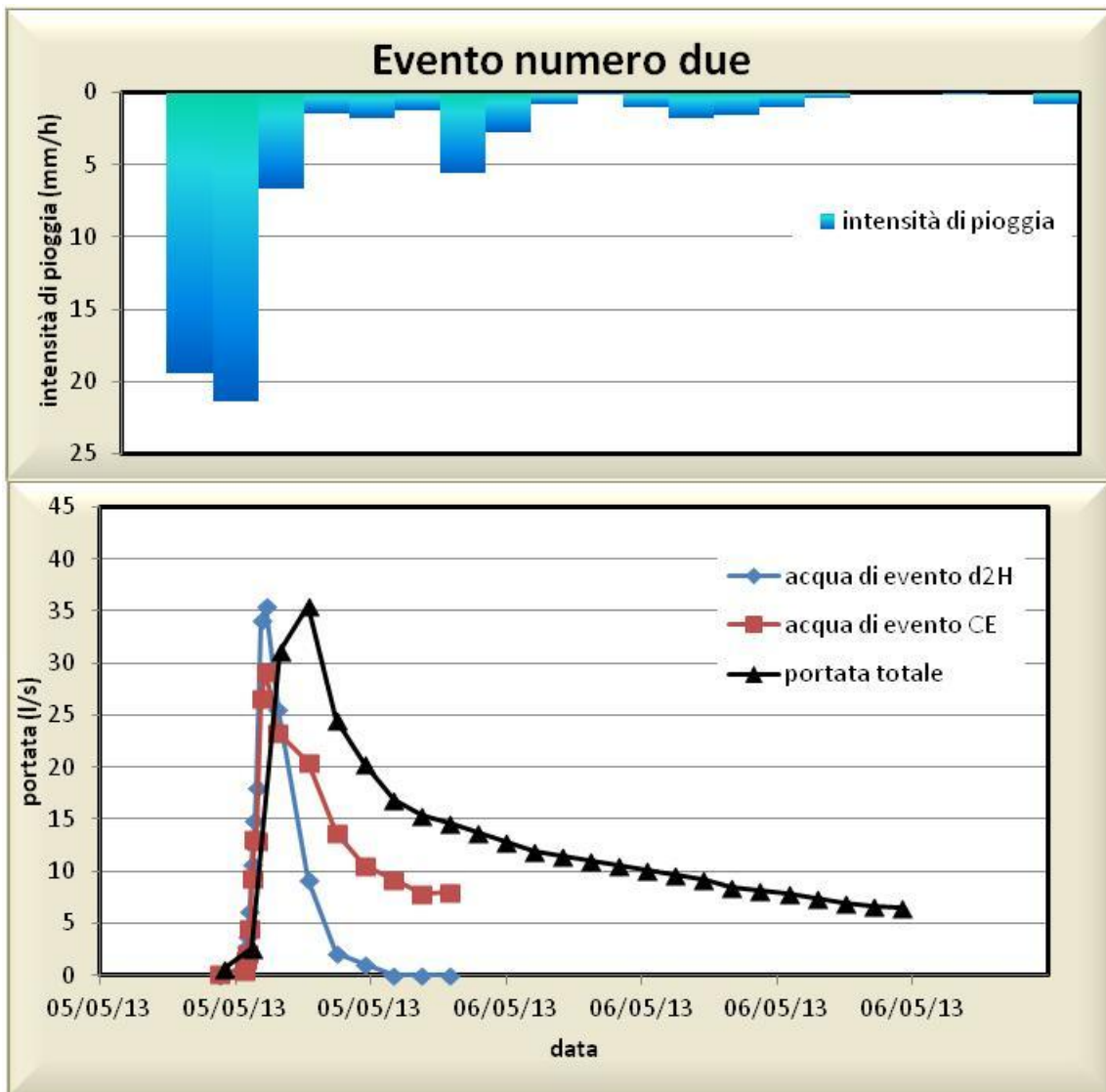


Figura 33 - Portata totale e acqua di evento tramite i due traccianti per l'evento due

L'evento numero due mostra chiaramente l'elevata quantità di acqua nuova nel deflusso totale dell'evento. Le percentuali massime in tabella hanno un riscontro sulla conformazione dell'idrogramma che presenta un picco molto alto, sia del delta che della conducibilità. Questo picco viene raggiunto molto rapidamente da entrambi, altrettanto rapidamente discende l'acqua di evento con il delta ritornando a valori pari a zero, al contrario della conducibilità che discende gradualmente.

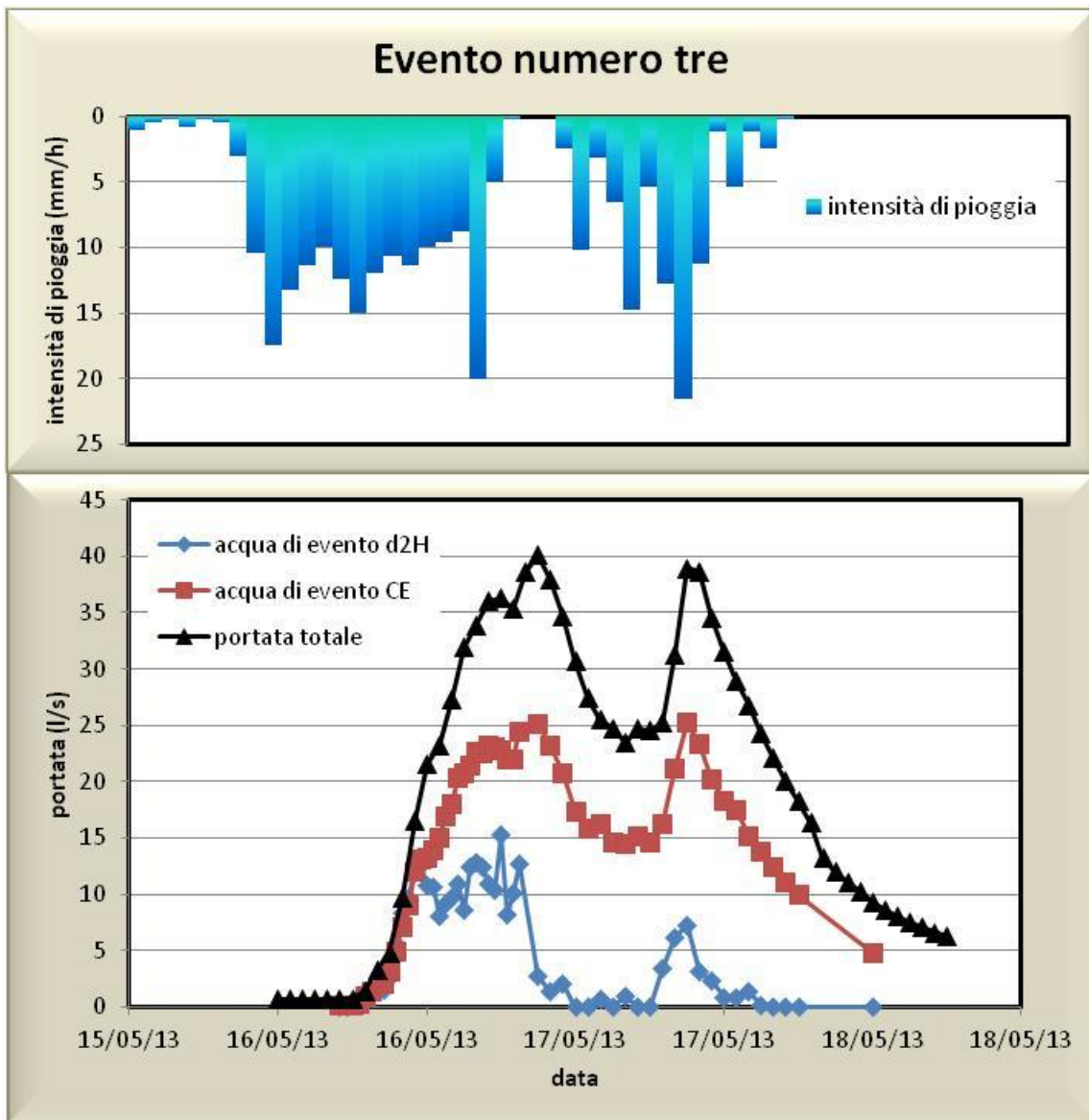


Figura 34 - Portata totale e acqua di evento tramite i due traccianti per l'evento tre

Nell'evento numero tre, le due curve di acqua d'evento seguono quella della portata. Nella curva dell'acqua di evento $\delta^2\text{H}$ si può notare un andamento altalenante in corrispondenza del primo picco di portata con valori che variano da più positivi a meno positivi, continuamente. Si stabilizza con una curva meno variabile all'altezza del secondo picco, rimanendo comunque con valori piuttosto bassi.

Osservando le tre figure, risalta il fatto che, con tracciante $\delta^2\text{H}$, tante sono le intensità di pioggia, maggiore sarà il contributo di acqua nuova nel torrente,

verosimilmente per il minor tasso di infiltrazione che produce deflusso superficiale diretto, sia da aree riparie tendenzialmente sature. L'estensione delle aree sature porterà quindi all'instaurarsi di vie preferenziali di deflusso rapido sottosuperficiale poco profondo. Inoltre è interessante notare come entrambe le curve dei traccianti siano coerenti con l'andamento della curva di portata soprattutto per l'evento tre, nel quale è visibile che i picchi di acqua di evento CE e acqua di evento $\delta^2\text{H}$ corrispondono ai picchi di portata.

Nella Figura 35 sono rappresentati i valori medi di acqua di evento con delta e conducibilità relazionati con l'intensità massima in mm/5 min.

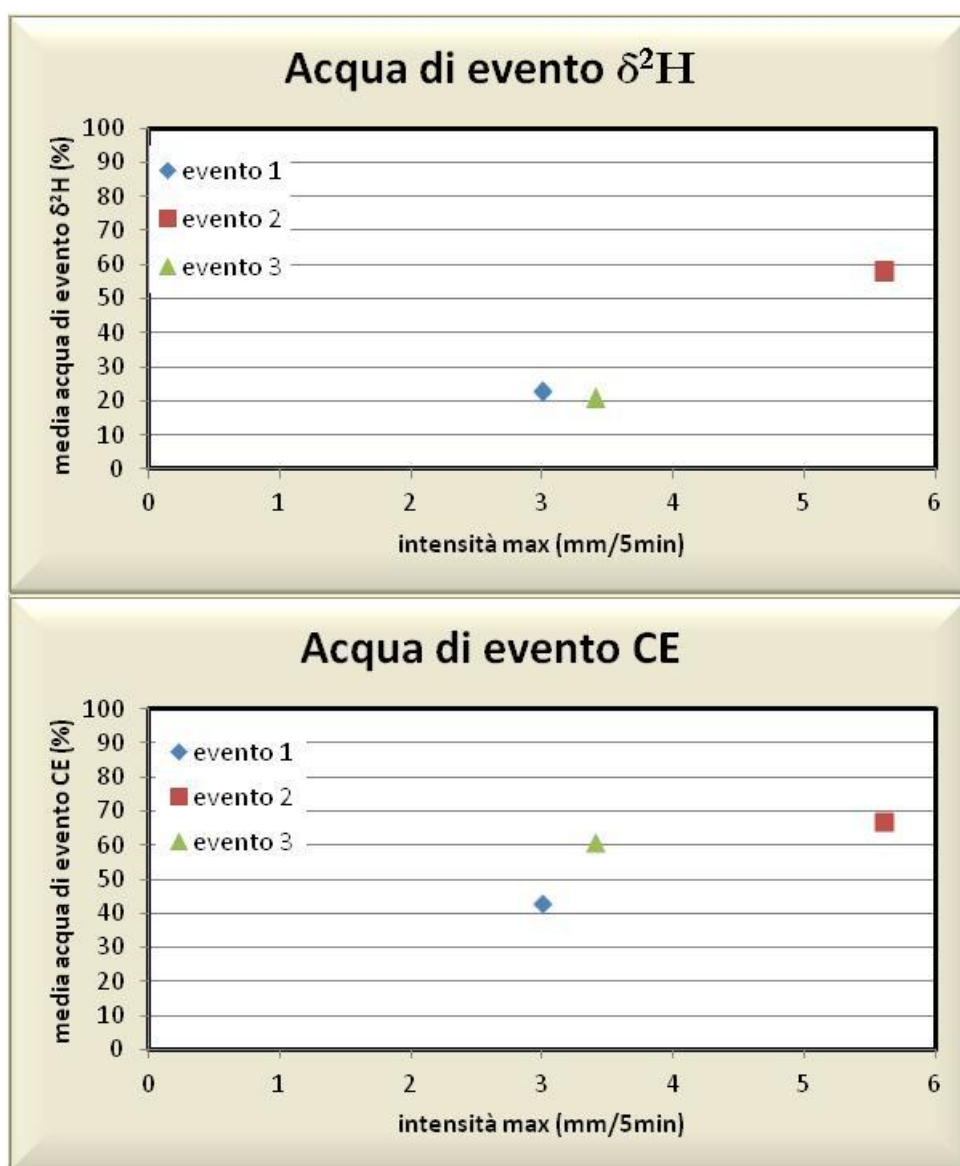


Figura 35 - Acqua di evento media per $\delta^2\text{H}$ e CE con intensità massima (mm/5min)

Nei primo grafico a dispersione sono riportate le percentuali medie di acqua di evento con il delta ($\delta^2\text{H}$), rispettivamente 23% nell'evento uno, 58% nell'evento due e 21% nell'evento tre rapportati ai valori di intensità massima misurata ogni 5 minuti: 3,0 mm/5min per l'evento uno, 5,6 mm/5min per l'evento due e 3,4 mm/5min per l'evento tre. Nel secondo grafico invece, sono riportati i valori di acqua di evento con conducibilità: 43% nel primo evento, 67% nel secondo evento

e 61% nel terzo. In entrambi i grafici si può notare come l'evento numero due sia superiore, sia nella quantità media di delta sia nella conducibilità. Gli altri due eventi, invece, risultano avere valori simili, solo nella conducibilità l'evento tre si differenzia dall'evento due avendo valore superiore.

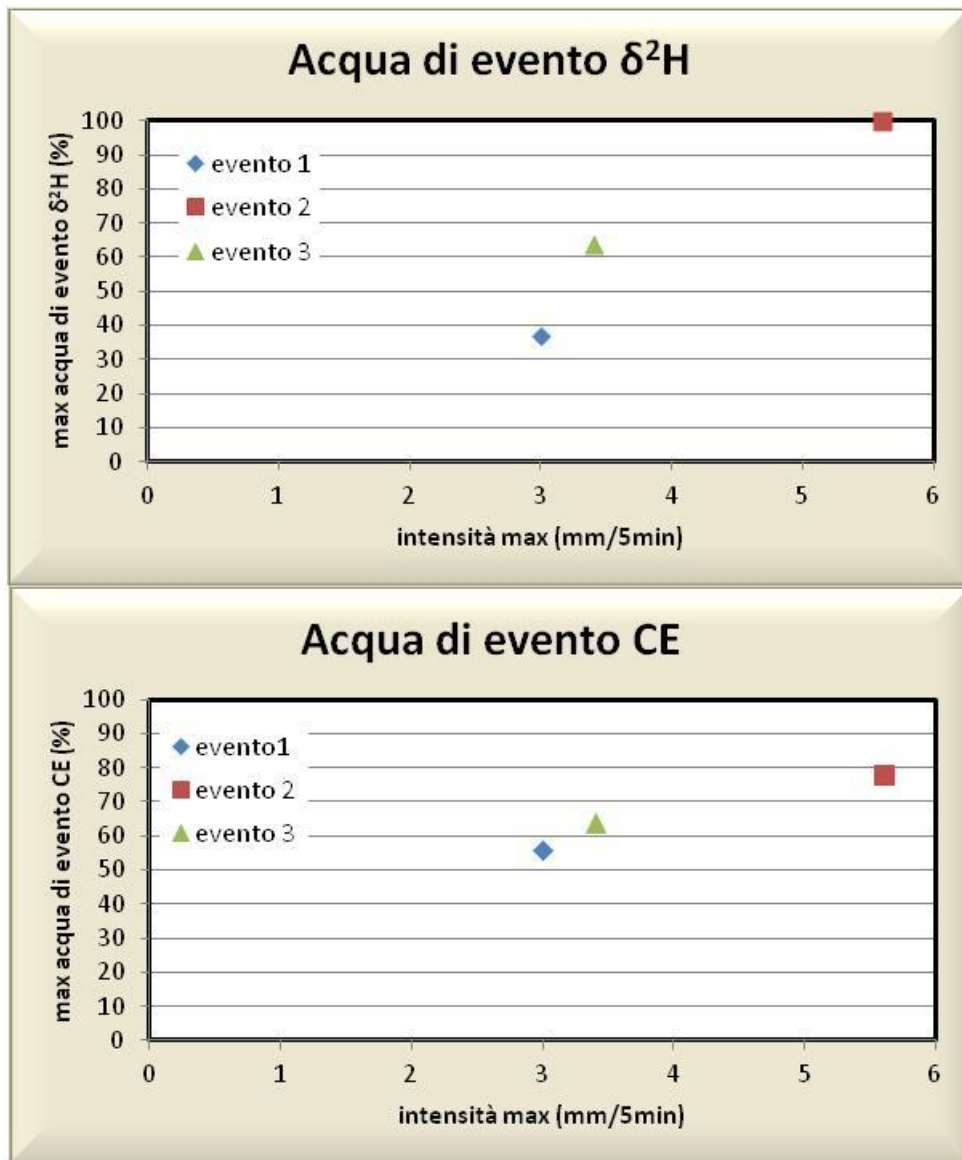


Figura 36 - Acqua di evento massima per $\delta^2\text{H}$ e CE con intensità massima (mm/5min)

Nella Figura 36 sono rappresentati due grafici a dispersione, il primo con i valori massimi di delta: 37% per il primo evento, 100% per il secondo evento e 64% per l'evento tre. Nel secondo sono stati inseriti i valori massimi di conducibilità: 56% per l'evento uno, 78% per l'evento due e 64% per l'evento tre. Entrambi sono stati rapportati con l'intensità massima. I due grafici mostrano l'elevata quantità di

acqua di evento sia $\delta^2\text{H}$ sia CE per l'evento due, mentre l'evento uno e tre risultano molto simili, con valori che non variano di molto tra loro.

Lo stesso andamento si può notare anche nelle Figure 37 e 38 nelle quali i valori medi e massimi di acqua nuova con delta e conducibilità vengono rapportati all'intensità massima misurata ogni 15 minuti: 6,0 mm/15min per l'evento uno, 10,6 mm/15min per l'evento due e 7,0 mm/15min per l'evento tre.

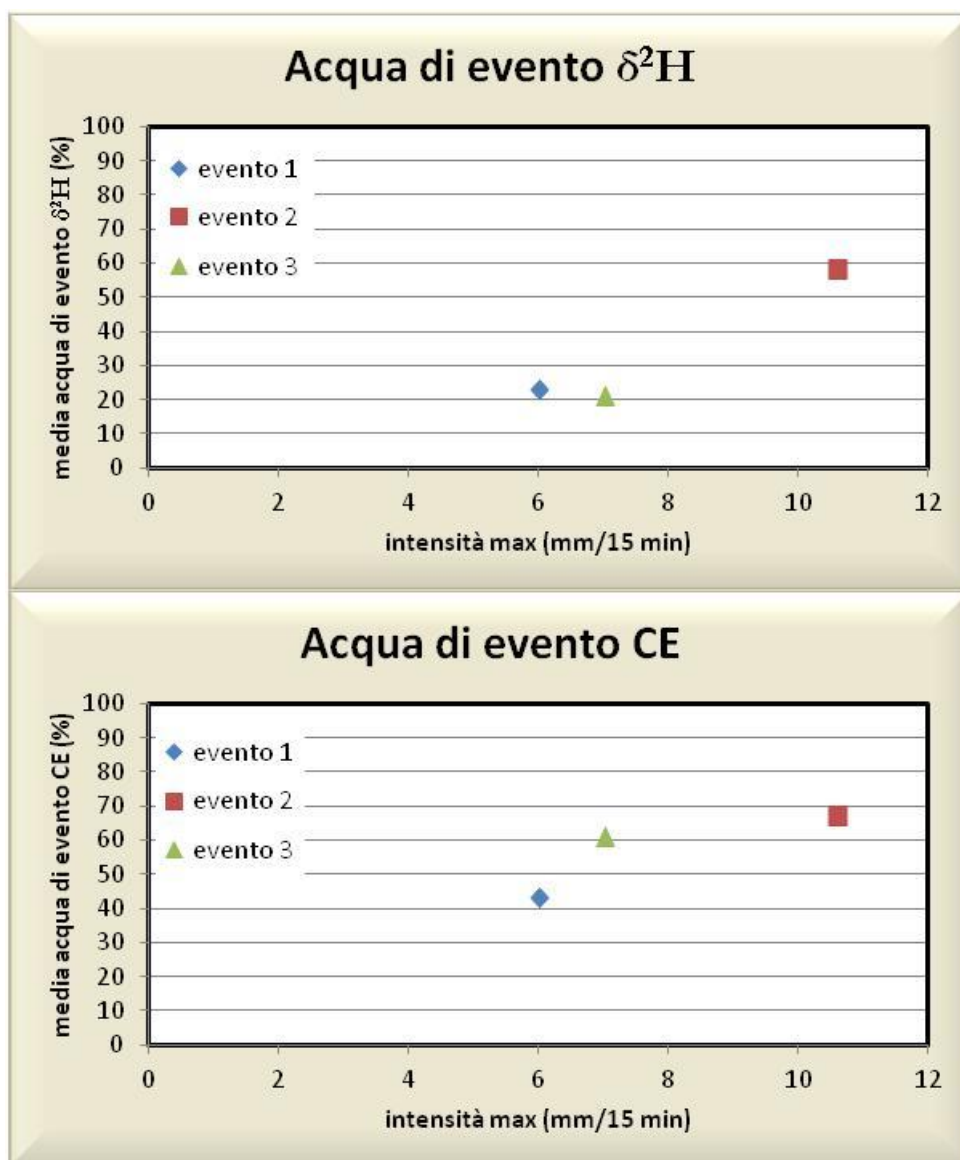


Figura 37 - Acqua di evento media per $\delta^2\text{H}$ e CE con intensità massima (mm/15min)

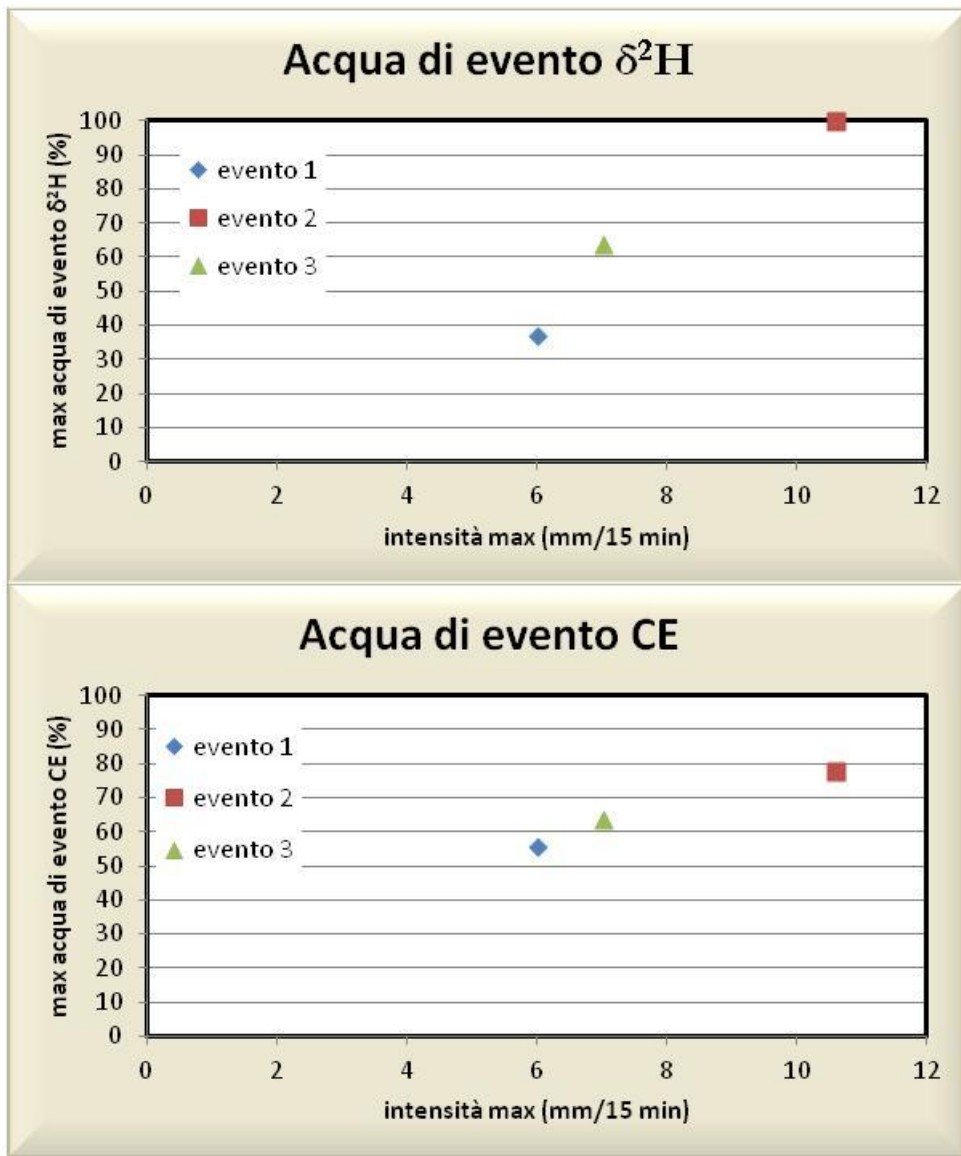


Figura 38 - Acqua di evento massima per $\delta^2\text{H}$ e CE con intensità massima (mm/15min)

I grafici in Figura 39, 40 e 41 esprimono la correlazione del contenuto isotopico tra i valori di delta ($\delta^2\text{H}$) e i valori di conducibilità

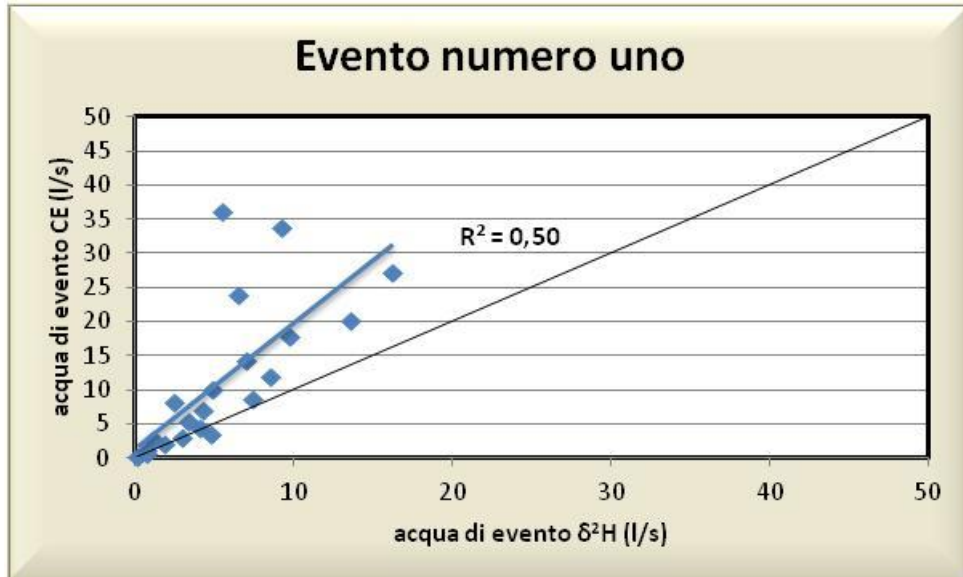


Figura 39 - Acqua di evento CE e $\delta^2\text{H}$ durante l'evento uno

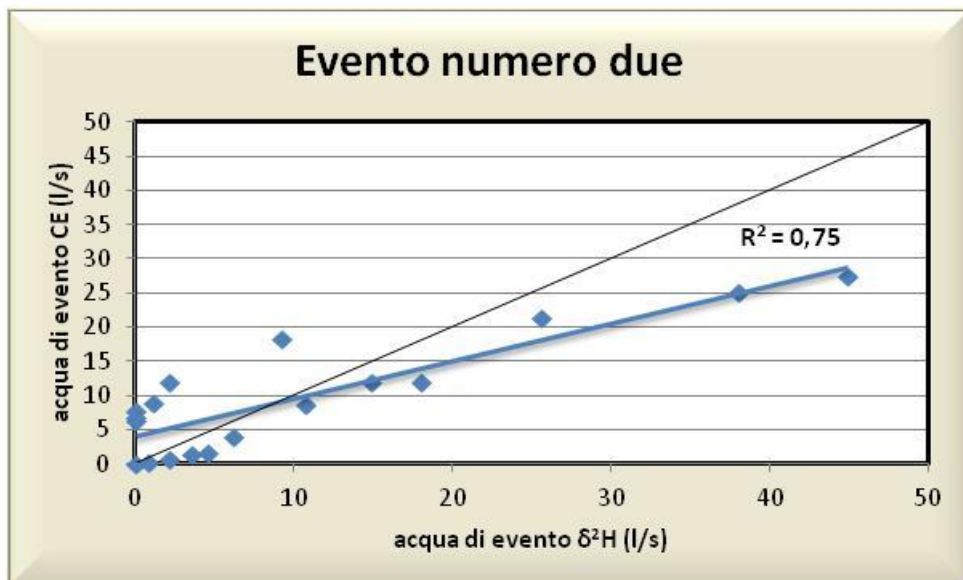


Figura 40 - Acqua di evento CE e $\delta^2\text{H}$ durante l'evento due

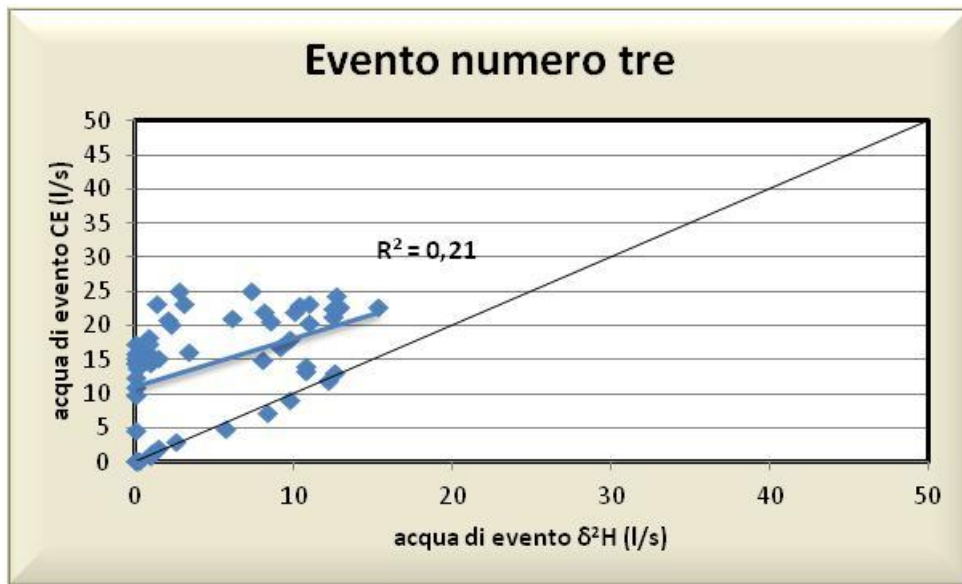


Figura 41 - Acqua di evento CE e $\delta^2\text{H}$ durante l'evento tre

I grafici mostrano che i valori di acqua nuova sono diversi negli eventi, le correlazioni sono tutte di tipo lineare e presentano, per i casi uno e tre, una sovrastima degli isotopi rispetto alla retta di acqua di evento. L'evento numero due, invece, sottostima ma non totalmente infatti la correlazione tra acqua di evento CE e $\delta^2\text{H}$ risulta essere abbastanza buona, con un valore di R^2 pari a 0,75. Nell'evento numero tre si possono notare alcuni valori che si avvicinano moltissimo alla retta, allontanandosi dagli altri, infatti la correlazione risulta essere minore con un valore di R^2 pari a 0,21. Dall'analisi dell'evento non ci è però possibile dare una spiegazione all'andamento dei campioni, si è capito che sono valori nella porzione iniziale dell'evento ma non sono valori vicini tra di loro e risultano essere disordinati nell'evento.

Di seguito (Figure 42, 43 e 44) vengono riportati tre grafici EMMA (*End Members Mixing Analysis*), uno per evento, i quali hanno il compito di indicare l'analisi della composizione chimica delle fonti idriche presenti nel bacino e che subiscono dei mescolamenti nel tempo impiegato a raggiungere il corso d'acqua.

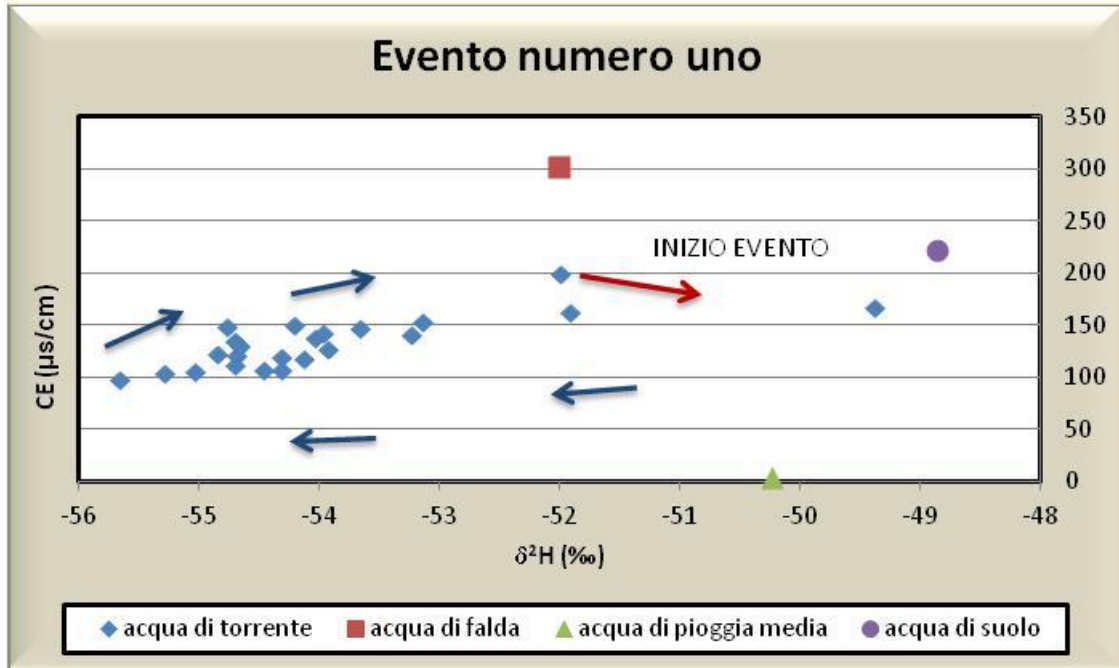


Figura 42 - Relazione tra acqua di evento con i due traccianti CE e $\delta^2\text{H}$ durante l'evento uno

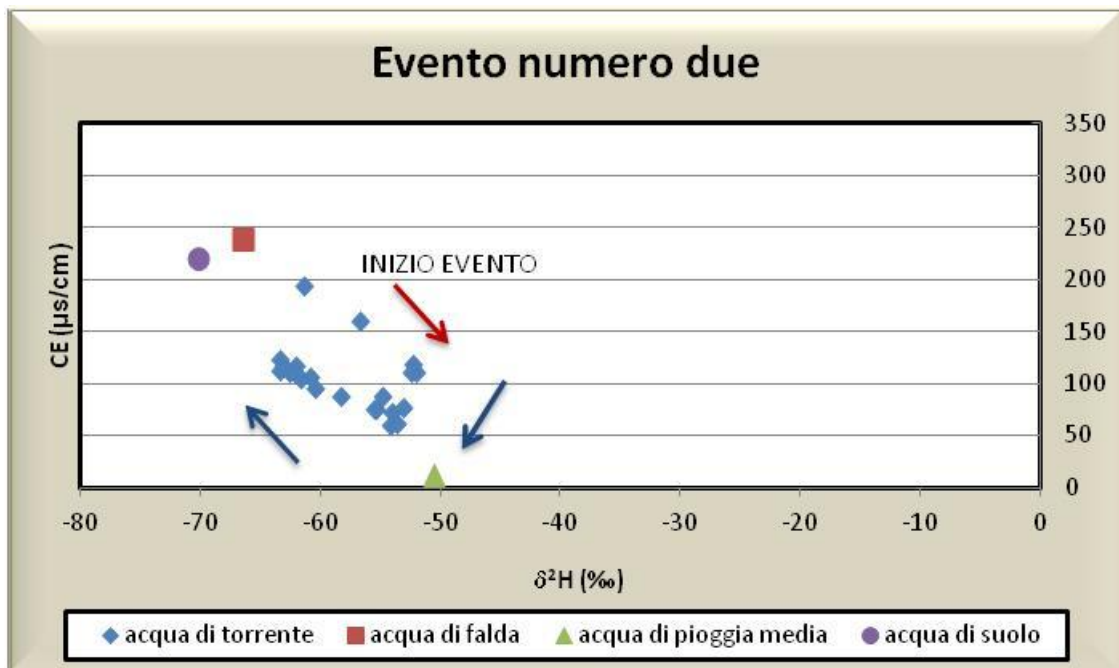


Figura 43 - Relazione tra acqua di evento con i due traccianti CE e $\delta^2\text{H}$ durante l'evento due

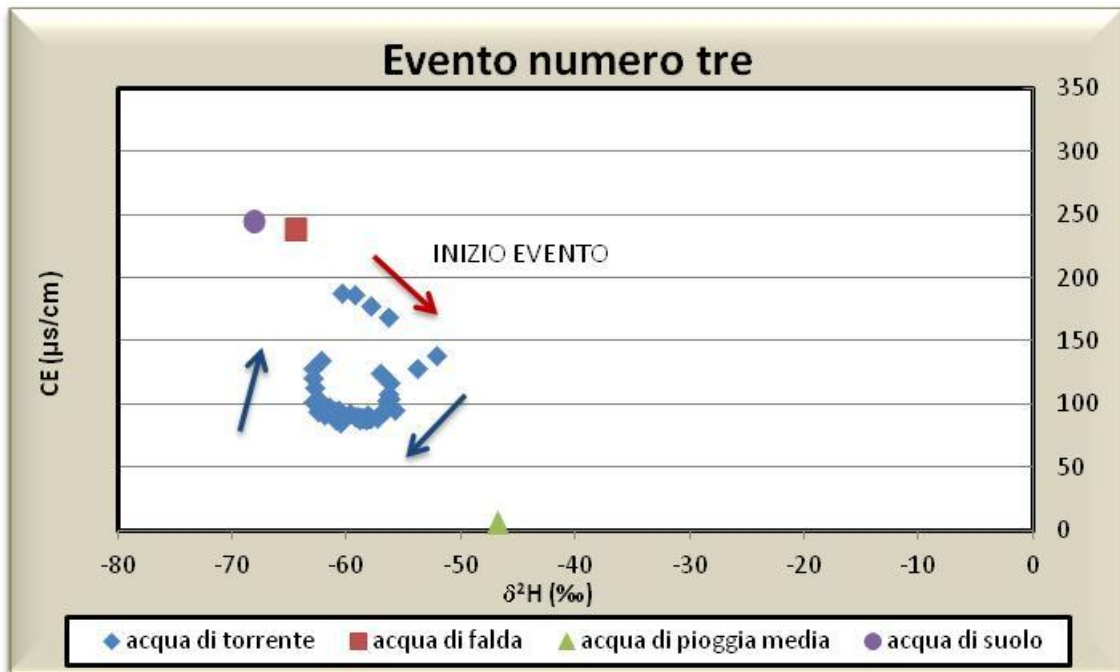


Figura 44 - Relazione tra acqua di evento con i due traccianti CE e $\delta^2\text{H}$ durante l'evento tre

Le concentrazioni di un tracciante sono state plottate in un grafico contro quelle di un altro, inserendovi tre fonti: l'acqua proveniente dalla falda, l'acqua di pioggia calcolata con media ponderata e l'acqua di suolo. Nella media ponderata (dal latino *pondus*, che significa peso) occorre tener conto del numero di volte in cui i dati stessi figurano nei dati raccolti. Si tiene conto quindi del peso che ha ciascun valore, di quanto esso singolarmente incide sui globali. Per calcolare la media ponderata dei dati di pioggia è stato moltiplicato ciascun valore per il relativo peso e infine divisi per la somma delle frequenze.

$$\mathbf{X} = \frac{\sum_{i=1}^{m_i} \mathbf{X}_i / \sigma_i^2}{\sum_{i=1}^n \mathbf{1} / \sigma_i^2} \quad (16)$$

Se, quindi, i campioni del torrente ricadono all'interno dell'area formata dalle tre fonti significa che queste sono rappresentative dei deflussi che avvengono all'interno del bacino.

Nell'evento numero uno si può osservare come la disposizione dei campioni di torrente risulti essere sparsa, creando un andamento di tipo circolare con verso

orario. Inizialmente, i primi campioni di torrente sembrano tendere verso la fonte di acqua del suolo per poi scostarsi in direzione dell'acqua di pioggia nel pieno dell'evento piovoso. Verso il termine della precipitazione i campioni di pioggia tornano verso l'origine avvicinandosi così all'acqua di falda. La fonte di pioggia è meno influenzante nell'evento uno, infatti, dalla tabella dell'acqua di evento si può vedere come quest'ultima risulti avere percentuali piuttosto basse per l'evento in questione, soprattutto per quanto riguarda l'acqua di evento media con CE (43%). Negli eventi due e tre, invece, la disposizione dei campioni di torrente risulta più compatta con una chiara tendenza ad avvicinarsi alla fonte di acqua di pioggia, a conferma dei valori di percentuale di acqua di evento con CE che salgono in entrambi i casi, 67% per l'evento due e 61% per l'evento due .

5. CONCLUSIONI

Questo lavoro si prefigge di analizzare i processi di generazione di deflusso nel piccolo bacino del Torrente Ressi (Val Posina) durante tre severi eventi di afflusso-deflusso. Il monitoraggio idrologico è iniziato nel mese di Luglio 2012 e sono stati individuati tre eventi di pioggia importanti, l'11/11/2012, il 5/5/2013 e il 16/5/2013. La strumentazione, i campionamenti e le analisi in laboratorio hanno, così, permesso di raccogliere i dati idrometrici, la composizione isotopica e i valori di conducibilità elettrica.

Grazie ai dati idrometrici raccolti è stato possibile ricavare alcune principali differenze fra i tre eventi di pioggia. La principale è dovuta alla durata totale e alla precipitazione cumulata. Sono stati individuati l'evento uno e l'evento tre come i maggiori, aventi una durata totale e una precipitazione cumulata superiori rispetto all'evento due, ma, quest'ultimo, risulta avere un'intensità di pioggia di molto superiore agli altri eventi. Infatti ha raggiunto il picco di portata ad appena due ore dall'inizio dell'evento, molto prima degli altri. Inoltre i coefficienti di deflusso dei tre eventi, rivelano valori molto alti e variabili. Tale distribuzione riflette la variabilità delle piogge analizzate, soprattutto in termini di precipitazione cumulata, durata e intensità.

Il primo risultato ottenuto dall'analisi dei contenuti isotopici e della conducibilità è che i valori dei campioni del torrente Ressi rispondono in modo abbastanza regolare per i tre eventi. Infatti le analisi isotopiche prima del picco di portata risultano essere più positive per poi raggiungere valori più negativi durante la fine dell'evento di pioggia. Questo ci fa supporre che durante gli eventi, ci sia un apporto significativo di acqua meteorica al torrente, acqua isotopicamente più pesante e meno conduttiva. È stato notato, inoltre, nel corso dell'evento due, un anticipo del picco isotopico rispetto al picco di portata dovuto, forse, all'intensità di precipitazione e alla cumulata nonché al ruolo svolto dall'area riparia che

costituisce la principale generatrice di deflusso trasferendo velocemente l'acqua di evento al torrente.

L'umidità del suolo, misurata dalle 4 sonde, ha ben risposto agli eventi di pioggia ma in modo diversificato. E' stato notato che le sonde 1 e 2, poste in area riparia e alla base del versante, rispettivamente, presentano valori di umidità più alti rispetto alle altre due sonde. Man mano che si sale verso monte, l'umidità del suolo diminuisce. Questo dimostra che la morfologia dei versanti controlla lo stoccaggio di acque nelle zone concave e ai piedi dei versanti e determina i valori più bassi sulle creste.

Analizzando i tempi di risposta, si individua una reazione maggiore della portata e dell'umidità del suolo, mentre la falda aumenta in ritardo, questo fa pensare che la rapida saturazione del suolo potrebbe portare ad una veloce risposta in termini di deflusso, mentre la percolazione più profonda e la graduale estinzione del deficit idrico nel suolo portano ad un ritardo nella risposta della falda. Sembra inoltre incidere la platea di roccia raggiunta durante la preparazione del pozzo piezometrico. Quest'ultima, infatti, non sarebbe completamente impermeabile e compatta, ma essendo fratturata e con un ipotetico strato impermeabile più in profondità, spiegherebbe la reazione ritardata della falda.

Per quanto riguarda la risposta idrologica del bacino di Ressi, analizzata mediante traccianti $\delta^2\text{H}$ e CE, si evince come l'acqua nuova rappresenti il principale contributo al deflusso totale durante gli eventi di pioggia. In particolare durante l'evento due, il più breve in termini di durata e di minor precipitazione cumulata ma con intensità superiore agli altri. Le relazioni tra acqua di evento determinate per mezzo della conducibilità elettrica e degli isotopi dimostrano una buona correlazione, stando a provare che, all'aumentare dell'acqua di evento con conducibilità aumenta anche l'acqua di evento con $\delta^2\text{H}$, in modo lineare.

Infine, grazie ai grafici EMMA abbiamo potuto osservare l'influenza dei diversi corpi idrici sul deflusso e le dinamiche della risposta idrologica. E' risultato un

andamento circolare con direzione oraria per ognuno dei tre eventi. Nell'evento numero uno i campioni di torrente sono più sparsi mentre negli altri più compatti. Nell'evento uno i campioni di acqua di torrente tendono dapprima verso l'acqua di suolo per poi avvicinarsi all'acqua di pioggia media anche se non totalmente, a fine evento tornano verso l'acqua di falda. Negli eventi due e tre invece, a inizio evento sono molto vicini all'acqua di falda per poi tendere in modo evidente verso l'acqua di pioggia, dando un'ulteriore conferma alle nostre ipotesi. Questo è spiegato dal fatto che nei due ultimi eventi, essendosi verificati nel pieno del periodo primaverile, vi è stata un'importante intercettazione da parte della vegetazione dimostrato anche dai valori alti di precipitazione cumulata (soprattutto nell'evento tre) e da valori bassi di coefficiente di deflusso.

BIBLIOGRAFIA

Baumgartner A. (1970), *Vaporisation in forest* In “Proceeding Joint FAO/USSR International Symposium on forest influences and watershed management”.

Borga M. (2008), *Dispense del corso di Idraulica e Idrologia*. A.A. 2008-2009. Università degli Studi di Padova, Facoltà di Agraria.

Borghetti M., Magnani F. (2009), *Controllo dell'uso dell'acqua nei sistemi forestali*. Atti del III Congresso Nazionale di Selvicoltura, Taormina.

Buttle J.M. (2011), *Streamflow response to headwater reforestation in the Generaska River basin, southern Ontario, Canada*. DOI: 10.1002/hyp.8061

Ciesa M. (2010), *Influenza della variazione di copertura forestale sulla struttura dei deflussi per il bacino del Posina: analisi degli aspetti idrologici*. Tesi di laurea magistrale in Scienze Forestali e Ambientali. Università degli Studi di Padova, Dipartimento Tesaf.

Dingman S. L. (2002), *Physical Hydrology*. Seconda Edizione.

Gobbi A. (2009-2010), *Caratterizzazione della risposta idrologica di un piccolo bacino alpino mediante dati idrometrici ed isotopici*. Università degli Studi di Padova, Facoltà di Agraria.

Grah R.F. e Wilson C.C. (1994), *Some components of rainfall interception*. Journal of Forestry 42: 890-989.

Hooper et al. (1990), *Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members- an application to the Panola Mountain catchment*. Georgia, USA. Journal of Hydrology 116: 321-343.

Hooper R.P., Shoemaker C. A. (1986), *A comparison of chemical and isotopic hydrograph separation*. Water Resources Research 22 (10): 1444-1454

Horton R. E. (1919), *Rainfall interception*. Us Monthly Weather Revue 47: 603-623

Iovino F. et al. (2009), *Foreste e ciclo dell'acqua*. Forest@6 : 256-273

Kirkby M. J. e Chorley R. J. (1967), *Overland flow, throughflow and erosion*. Int. Ass. Sci. Hydrol. Bull.

Kobayashi D. et al. (1999), *Stream temperature, specific conductance and runoff process in mountain watersheds*. Hokkaido University, Japan.

Ladouche B. et al. (2000), *Hydrograph separation using isotopic, chemical and hydrological approaches*, France.

Lorenzato A. (2011-2012), *Installazione di un sistema di monitoraggio idrologico in un piccolo bacino forestato: impianto strumentale e analisi dei primi risultati*. Università degli Studi di Padova, Facoltà di Agraria.

Miller D.H. (1976), *Energy at the surface of the Earth*. Academic Press, New York, USA pp.516.

McGlynn B.L., McDonnell J.J., 2003. *Quantifying the relative contributions of riparian and hillslope zones to catchment runoff*.

Miller D.H. (1976), *Energy at the surface of the Earth*. Academic Press, New York, USA.

Penna D. (2008), *Soil moisture distribution and runoff response at the hillslope scale: experimental analysis in an Alpin environment*. Università degli Studi di Padova, Facoltà di Agraria.

Penna D. et al. (2009), *Hillslope scale soil moisture variability in a step alpine terrain*. Journal of Hydrology 346, 311-327.

Penna D. et al. (2010), *On the reproducibility and repeatability of laser absorption spectroscopy measurements for δ^2H and $\delta^{18}O$ isotopic analysis*. Università degli Studi di Padova, Facoltà di Agraria.

Svetlitchnyi A.A., Plotnitskiy S.V., Steporaya O.Y. (2003), *Spatial distribution of soil moisture content within catchments and its modeling on the basis of topographic data*. Journal of Hydrology.

Teledyne ISCO (2011), *6712 Portable Samplers*, Manuale delle istruzioni.

Zuecco G. (2009), *Caratterizzazione isotopica delle acque superficiali e sottosuperficiali di un piccolo bacino dolomitico*. Università degli Studi di Padova, Facoltà di Agraria.