



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO TERRITORIO E SISTEMI AGRO-FORESTALI

Corso di laurea Triennale in Tecnologie Forestali e Ambientali

Analisi dell'origine stagionale delle acque in un piccolo bacino prealpino

Relatrice:

Dott.ssa Giulia Zuecco

Correlatori:

Dott.ssa Chiara Marchina

Dott. Diego Todini Zicavo

Laureanda:

Chiara Carotta

Matricola n.:

1191658

ANNO ACCADEMICO 2022-2023

INDICE

| | |
|--|----|
| RIASSUNTO..... | 5 |
| ABSTRACT..... | 6 |
| RINGRAZIAMENTI..... | 7 |
| OBIETTIVI..... | 8 |
| 1. INTRODUZIONE..... | 9 |
| 1.1 Ciclo idrologico..... | 9 |
| 1.1.1 Definizione e processi di circolazione..... | 9 |
| 1.1.2 Processi idrologici in bacini montani..... | 10 |
| 1.2 Applicazione degli isotopi stabili dell'acqua in idrologia..... | 13 |
| 1.2.1 Definizioni e unità di misura..... | 13 |
| 1.2.2 Retta mondiale delle precipitazioni..... | 15 |
| 1.2.3 Frazionamento isotopico..... | 18 |
| 1.2.4 Processi determinanti la variabilità spatio-temporale della composizione isotopica delle precipitazioni..... | 21 |
| 1.3 Stato dell'arte..... | 22 |
| 2. AREA DI STUDIO..... | 26 |
| 2.1 Inquadramento geografico e cenni sul clima..... | 26 |
| 2.2 Caratteristiche topografiche..... | 30 |
| 2.3 Cenni sulla geologia e sulla pedologia..... | 32 |
| 2.4 Inquadramento vegetazionale..... | 36 |
| 3. MATERIALI E METODI..... | 38 |
| 3.1 Bacino sperimentale e strumentazione..... | 38 |
| 3.2 Cenni sul monitoraggio idrometeorologico..... | 39 |
| 3.2.1 La stazione meteorologica..... | 39 |
| 3.2.2 Lo stramazzo a sezione triangolare..... | 41 |
| 3.2.3 I pozzi piezometrici..... | 44 |
| 3.2.4 Il riflettometro..... | 45 |

| | |
|--|----|
| 3.3 Campionamento delle diverse acque per le analisi isotopiche..... | 46 |
| 3.3.1 Acqua di precipitazione..... | 46 |
| 3.3.2 Campionamento acque superficiali..... | 47 |
| 3.3.3 Campionamento acque di falda..... | 47 |
| 3.3.4 Campionamento acque del suolo..... | 48 |
| 3.3.5 Campionamento di suolo e vegetazione..... | 48 |
| 3.4 Metodologia per l'estrazione dell'acqua dai campioni di suolo e vegetazione... | 49 |
| 3.5 Metodologia di analisi isotopica..... | 51 |
| 3.6 Analisi dati..... | 56 |
| 4. RISULTATI E DISCUSSIONI..... | 58 |
| 4.1 Variabilità della composizione isotopica in differenti acque..... | 58 |
| 4.2 Origine stagionale delle diverse acque..... | 65 |
| CONCLUSIONI..... | 69 |
| BIBLIOGRAFIA..... | 71 |
| SITOGRAFIA..... | 78 |

RIASSUNTO

Questa tesi si prefigge di determinare l'origine stagionale delle acque presenti in un piccolo bacino sperimentale dell'Università degli Studi di Padova. In questo studio sono stati utilizzati gli isotopi stabili dell'acqua ($\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$), traccianti ambientali che permettono di monitorare il ciclo e i movimenti dell'acqua nel sistema suolo-pianta-atmosfera. Le firme isotopiche di acque di precipitazione, del suolo e dei tessuti xilematici di alcune piante sono state confrontate tra loro per identificare se l'acqua utilizzata dalla vegetazione per la traspirazione ha un'origine prevalentemente estiva oppure se deriva da acqua di precipitazione caduta nelle stagioni precedenti (inverno o primavera).

Le analisi isotopiche dei campioni prelevati sono state eseguite presso l'Università degli Studi di Padova mediante uno spettroscopio laser e la Libera Università di Bolzano mediante uno spettrometro di massa.

L'attività di campionamento è stata svolta presso il bacino di Ressi (Prealpi Vicentine) negli anni 2021 e 2022 con uscite bisettimanali nei mesi estivi e uscite mensili in primavera e autunno. I dati presi in considerazione coprono però un arco di tempo che va dal 2017 al 2021.

Dallo studio è emerso che l'acqua mobile del suolo è meno influenzata da fenomeni evaporativi rispetto all'acqua del suolo estratta criogenicamente, mentre l'acqua xilematica presenta una modesta correlazione tra i due isotopi ed una maggiore deviazione rispetto alla retta locale delle precipitazioni. Inoltre, l'acqua del suolo estratta criogenicamente presente in zona ripariale è meno arricchita in isotopi pesanti rispetto all'acqua del suolo di versante. Sia in zona ripariale che in quella di versante emerge un minor arricchimento in isotopi pesanti dell'acqua del suolo all'aumentare della profondità, evidenziando una riduzione dell'evaporazione con la profondità.

Infine, studiando l'indice di origine stagionale delle acque, si è potuto notare che la vegetazione assorbe principalmente acqua del suolo derivata da precipitazioni cadute prevalentemente nel periodo estivo.

ABSTRACT

This thesis aims to determine the seasonal origin of water sources in a small experimental catchment of the University of Padova. In this study, stable water isotopes ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$), environmental tracers that allow the monitoring of the water cycle and movements of water in the soil-plant-atmosphere system, were used. The isotopic signatures of precipitation water, soil, and xylem tissues of some plants were compared with each other to identify whether the water used by vegetation for transpiration has a predominantly summer origin or is derived from precipitation that fell during previous seasons (winter or spring).

Isotopic analyses of the samples were performed at the University of Padova using a laser spectroscope and at the Free University of Bolzano using a mass spectrometer.

Sampling activities were carried out at the Ressi catchment (pre-Alps in the Province of Vicenza) in the years 2021 and 2022 with biweekly surveys in the summer months and monthly campaigns in spring and fall. However, the data considered covered a time span from 2017 to 2021.

The study found that mobile soil water is less affected by evaporative phenomena than cryogenically extracted soil water, while xylem water has a modest correlation between the two isotopes and a greater deviation from the local meteoric water line. In addition, cryogenically extracted soil water present in the riparian zone is less enriched in heavy isotopes than hillslope soil water. In both the riparian zone and hillslope, a lower enrichment in heavy isotopes of soil water is observed as depth increases, showing a reduction in evaporation with depth.

Finally, by studying the index of seasonal origin of water, it has been found that vegetation mainly takes up soil water derived from precipitation that fell mainly in the summer period.

RINGRAZIAMENTI

Un ringraziamento speciale alla Prof.ssa Giulia Zuecco, alla Dott.ssa Chiara Marchina e al Dott. Diego Todini per avermi assistito durante i campionamenti e per avermi guidata lungo questo percorso di stesura della tesi. Grazie per la vostra costante disponibilità e per la vostra umanità.

Un ringraziamento anche all'Università degli Studi di Padova per tutti i materiali messi a disposizione nelle attività di campo e in laboratorio.

Vorrei ringraziare anche tutte le persone che mi hanno accompagnata in questi anni di università. In particolar modo ringrazio la mia coinquilina Asia che mi ha trasmesso la sua determinazione e resilienza nello studio, il mio tutor di tirocinio, il Dott. Matteo Tondello, per avermi aiutata a ritrovare la motivazione in un periodo difficile come quello della pandemia e la mia compagna di università Maria Giulia per esserci sostenute reciprocamente. Grazie a Luciano, Pezz, Andrea, Martin, Tommy, Mattia e Lisa per aver condiviso, anche se per poco tempo, questa bella esperienza. Grazie alle "Carotine", le mie amiche di sempre Silvia, Debora e Serena, per aver creduto in me e per averne trascorse delle belle. Ringrazio anche tutti gli altri amici come Nicole, Eleonora, Sara e Marco che hanno contribuito a rendere questo percorso vivo e ricco di emozioni.

Un grazie speciale a Mauro che mi ha sempre incoraggiata, sostenuta e per aver avuto fiducia in me.

Ringrazio tutti i parenti, zii e nonni, per essermi stati vicino e avermi rincuorata nei momenti difficili.

Infine, ringrazio di cuore la mia famiglia, le persone più importanti e fondamentali della mia vita, mamma Giovanna, papà Luca e mia sorella Silvia, per essermi sempre stati vicini, per avermi sempre sostenuta e appoggiata nelle decisioni prese, per aver confidato in me e per volermi bene.

OBIETTIVI

Lo scopo del seguente lavoro di tesi, svolto all'interno del bacino sperimentale del Rio Ressi (Prealpi Vicentine), è quello di determinare l'origine stagionale dell'acqua usata dalle piante per la traspirazione e studiare la variabilità temporale e spaziale della composizione isotopica delle acque del suolo e dei tessuti xilematici di alcuni faggi e castagni presenti nell'area di studio.

1. INTRODUZIONE

1.1 Ciclo idrologico

1.1.1 Definizione e processi di circolazione

Il ciclo idrologico è uno dei cicli fondamentali che permettono la vita sulla Terra. L'acqua è la componente dominante di tutti gli organismi e circa il 75-95% del peso di tutte le cellule viventi è costituito da essa (Smith e Smith, 2017). Inoltre, rappresenta l'elemento più diffuso sul pianeta in quanto ricopre circa il 75% della superficie mondiale. L'acqua attraversa una serie di processi dall'atmosfera alla superficie terrestre che ne permettono il continuo rigenerarsi. Questi fenomeni di flusso e circolazione sono: evaporazione, condensazione, precipitazione, infiltrazione, intercettazione, deflusso superficiale e flusso sotterraneo. Forza motrice del ciclo idrologico è la radiazione solare che, scaldando l'atmosfera terrestre, fornisce energia per far evaporare l'acqua presente negli oceani, nei mari, nei fiumi, nei laghi, sulle strade, sul suolo e sulla vegetazione.

Durante l'evaporazione l'acqua passa dallo stato liquido allo stato gassoso fino a quando il contenuto di vapore acqueo nell'aria oltrepassa il punto di saturazione e si verifica la condensazione causata da variazioni di pressione e temperatura. Appena le particelle di acqua e ghiaccio nell'aria diventano troppo pesanti per rimanere sospese scendono sotto forma di precipitazione. Gran parte dell'acqua che cade viene intercettata dalla vegetazione, dal suolo, dalle strutture urbane e dalle strade. La percentuale che precipita direttamente al suolo può infiltrarsi, nel caso esso sia insaturo, oppure può scorrere superficialmente nel caso sia saturo. Inoltre, l'acqua che penetra nel suolo può raggiungere degli strati più profondi e impermeabili arrivando alle falde acquifere seguendo dei percorsi preferenziali, alimentando poi sorgenti e ruscelli, laghi e fiumi. I fiumi sfociano nei mari e negli oceani. Si considera che più del 97% di acqua si trova negli oceani, il 2% nelle calotte polari e nei ghiacciai e lo 0,3% nelle acque sotterranee, si stima quindi un volume totale di 1,4 miliardi di km³ di acqua presente sulla Terra.

La vegetazione svolge un ruolo fondamentale nel ciclo idrologico, intercettando la precipitazione e, successivamente, assorbendo acqua tramite le radici per poi disperderla attraverso le foglie ed altri organi per mezzo della traspirazione. Il processo complessivo di evaporazione dell'acqua dalla superficie terrestre e di traspirazione della vegetazione si chiama evapotraspirazione.

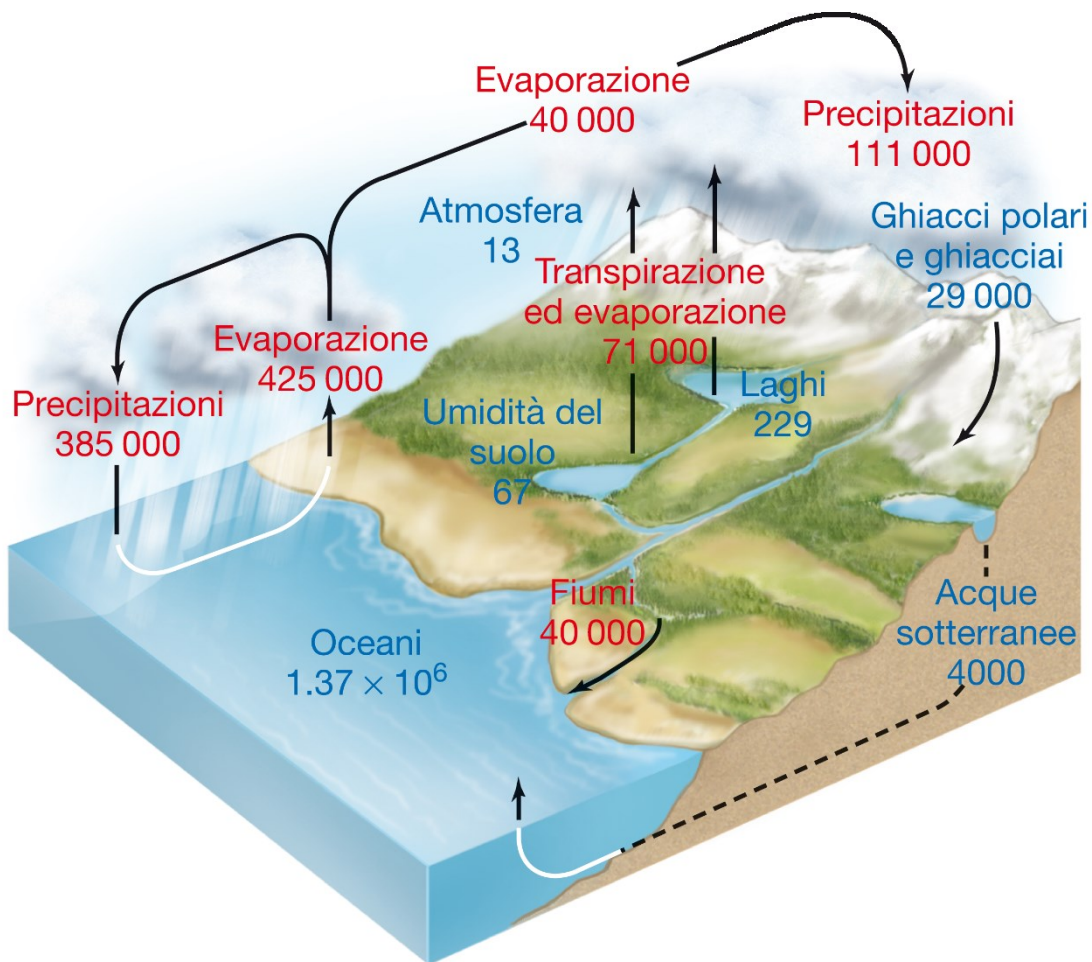


Figura 1.1.1: Il ciclo idrologico a scala globale (Smith, 2017). Valori relativi ai volumi dei comparti di riserva e quelli riferiti ai flussi espressi in km³ per anno.

1.1.2 Processi idrologici in bacini montani

Il ciclo idrologico comprende svariate dinamiche e può essere studiato in maniera dettagliata focalizzandosi in una specifica disciplina (processi fisici, chimici, idrologici, etc.). Nel caso di un bacino montano, l'afflusso, il deflusso e l'immagazzinamento vengono calcolati come se si verificassero in un sistema a livello

globale. In questo ambito i fattori che influenzano il ciclo sono: il clima, la geologia del terreno, l'uso del suolo e le precipitazioni. L'acqua che si infiltra nel terreno può essere assorbita dalle radici delle piante, ritornare a defluire nel torrente, alimentare la falda acquifera e defluire per vie sottosuperficiali nel corso d'acqua. Un importante ruolo nel bilancio idrico viene svolto dalla vegetazione che può trattenere fino a circa il 30% della precipitazione totale. Le specie vegetali fanno evaporare una parte di acqua dagli stomi in modo tale da mantenere un certo differenziale di pressione osmotica tra l'apparato radicale e la chioma per favorire e stimolare l'assorbimento radicale. Inoltre, l'acqua presente sulla superficie del terreno e nel torrente, ma anche sulle superfici della vegetazione, evapora per poi precipitare nuovamente come mostrato nella *Figura 1.1.2*.

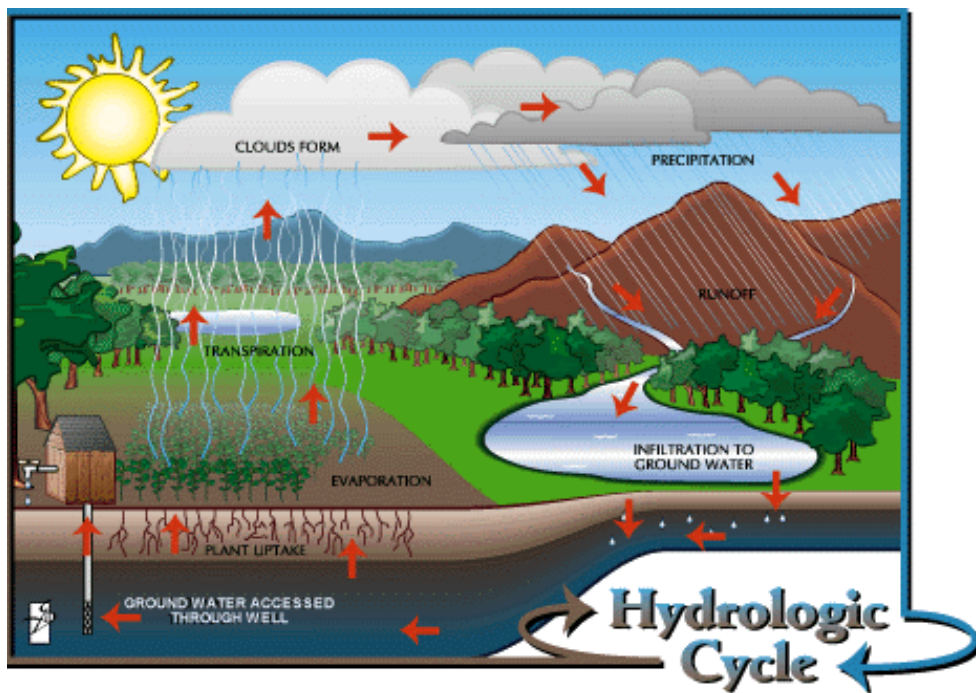


Figura 1.1.2: Ciclo idrologico a scala di bacino montano (meteorologia.it).

Esiste una sorta di equilibrio tra il volume di acqua immagazzinata nel sistema e i flussi in entrata e uscita. Questi comparti idrici possono essere analizzati utilizzando un'equazione di bilancio di massa nota come equazione di bilancio idrico. Tale formula

considera l'afflusso, il deflusso e le variazioni nei serbatoi di stoccaggio di acqua dolce e salata. Il bilancio idrico di un bacino idrografico può essere rappresentato dall'*equazione 1* seguente:

$$dS/dt = INP - OUT \quad (1)$$

dove dS/dt è la variazione del volume di acqua immagazzinata nel sistema, INP sono i flussi in entrata e OUT i flussi in uscita.

La precedente formula (1) può essere sostituita dall'*equazione 2*, nel caso di un sistema chiuso:

$$P = ET + R + D + \Delta S \quad (2)$$

Dove:

- P = precipitazione;
- ET = evapotraspirazione (processo complessivo fisico e biologico per cui l'acqua evapora del terreno e viene traspirata dalla vegetazione);
- R = deflusso superficiale;
- D = deflusso sotterraneo;
- ΔS = variazione del volume di acqua immagazzinata nel bacino.

La precipitazione è l'elemento più importante nell'*equazione* del bilancio idrico. Considerando che la variazione di acqua immagazzinata nel lungo periodo può essere trascurata a causa dell'alternarsi da periodi di accumulo a periodi di siccità, si reputano altrettanto fondamentali l'evapotraspirazione e i deflussi. In questo caso l'*equazione 2* verrebbe semplificata e risulterebbe come in *equazione 3*:

$$P = ET + R + D \quad (3)$$

Tramite queste formule si può comprendere quanto sia importante il ruolo della vegetazione all'interno del bilancio idrico. Un esempio tangibile è dato dalle conseguenze a seguito di deforestazioni: riducendo l'area di intercettazione fogliare

delle chiome si hanno aumenti dei deflussi e diminuzioni dei tassi di evapotraspirazione.

1.2 Applicazione degli isotopi stabili dell'acqua in idrologia

1.2.1 Definizioni e unità di misura

Uno dei metodi più usati per studiare i flussi di acqua all'interno del ciclo idrologico è quello basato sull'analisi degli isotopi stabili di idrogeno (H) e ossigeno (O) che compongono la molecola di acqua. Questi possono essere definiti come traccianti ambientali utili per studiare il sistema suolo-pianta-atmosfera.

Il loro uso può risalire intorno al 1950 (Epstein e Mayeda, 1953) per comprendere i percorsi preferenziali dell'acqua all'interno di un bacino o l'origine delle acque superficiali o sotterranee. Gli isotopi stabili dell'acqua sono definiti traccianti naturali conservativi e vengono applicati in varie discipline, tra cui idrologia, idrogeologia, ecoidrologia, ecofisiologia e sistemi agrari (Mohammed et al., 2016; Penna et al., 2016). In ambito ecoidrologico ed ecofisiologico sono stati utilizzati fin dai primi anni '90 in alcuni lavori per capire l'origine dell'acqua traspirata dalla vegetazione (Dawson e Ehleringer, 1991; Ehleringer e Dawson, 1992), per determinare la profondità e i comparti del suolo da cui l'apparato radicale di diverse specie vegetali assorbe l'acqua (Rothfuss e Javaux, 2017), sulla sua compartimentazione e sulla dinamica all'interno della pianta (Flanagan e Ehleringer, 1991) e per distinguere la componente acquosa traspirata da quella evaporata (Williams et al., 2004).

Gli isotopi di un determinato elemento chimico sono atomi che hanno la stessa carica, ma un diverso numero di massa (A), ossia atomi che presentano un diverso numero di neutroni all'interno del loro nucleo. Il numero di massa (A) è espresso dalla somma del numero di neutroni (N, particelle elettricamente neutre) e di protoni (Z, particelle cariche positivamente). A causa delle diverse masse, gli isotopi hanno differenti forze di legame e diverse proprietà chimico-fisiche. Si definiscono stabili quando il numero

di neutroni e protoni non cambia nel tempo, instabili quando gli isotopi hanno un decadimento radioattivo nel tempo e formano ulteriori isotopi stabili o instabili.

La molecola d'acqua è composta da due atomi di idrogeno (H) e uno di ossigeno (O). L'idrogeno ha tre isotopi: protio (^1H), deuterio (^2H) e trizio (^3H), ma solo ^1H e ^2H sono isotopi stabili e contengono rispettivamente nel nucleo solo un protone o un protone e un neutrone. L'ossigeno invece ha 11 isotopi, ma solo tre sono stabili. Gli isotopi stabili dell'ossigeno possono essere formati da 8 protoni e possono avere 8 neutroni (^{16}O), 9 neutroni (^{17}O) o 10 neutroni (^{18}O).

L'analisi degli isotopi stabili dell'acqua si basa sull'uso degli atomi ^1H e ^2H per l'idrogeno e ^{16}O e ^{18}O (e talvolta ^{17}O) per l'ossigeno. Per misurare la loro composizione vengono calcolati i rapporti di abbondanza isotopici (R) riferiti ad uno standard di riferimento. L'isotopo con numero di massa (A) più elevato viene messo a numeratore e quello più leggero a denominatore. Il rapporto tra gli isotopi permette di osservare di quanto la firma isotopica della massa d'acqua presa in esame si discosta da un valore di riferimento noto. L'unità che esprime la composizione isotopica degli elementi viene chiamata δ (‰) ed è espressa nell'equazione 4:

$$\delta (\text{‰}) = \frac{(R_{\text{campione}} - R_{\text{standard}})}{R_{\text{standard}}} * 1000 \quad (4)$$

dove R indica il rapporto tra l'isotopo più pesante e quello più leggero ($^2\text{H}/^1\text{H}$ o $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$), R_{campione} definisce gli isotopi presenti nel campione e R_{standard} il rapporto isotopico dello standard di riferimento. Un valore di δ positivo indica che il rapporto isotopico del campione preso in considerazione è più alto di quello dello standard e che quindi il campione è arricchito nell'isotopo pesante rispetto allo standard. Viceversa, un valore di δ negativo significa che il campione è impoverito nell'isotopo pesante rispetto allo standard.

Lo standard di riferimento per gli isotopi stabili degli atomi che compongono la molecola di acqua (^2H e ^{18}O) è rappresentato dallo SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), definito da Craig nel 1961. Craig prese come riferimento l'acqua degli oceani

in quanto questi rappresentano i più grandi serbatoi con una composizione isotopica omogenea delle acque. Questo valore standard di riferimento è stato successivamente adottato dall'*International Atomic Energy Agency* (IAEA) con la sigla VSMOW (*Vien Standard Mean Ocean Water*) e poi sostituito nel 2006 dallo VSMOW2, posto, per definizione, come $\delta = 0\text{‰}$ (Scandellari e Penna, 2017).

1.2.2 Retta mondiale delle precipitazioni

Sempre nel 1961, dopo aver definito lo SMOW (*Standard Mean Ocean Water*), Craig pubblicò un articolo in cui dimostrò che, utilizzando i dati di 400 campioni di acque prelevate da precipitazioni, fiumi e laghi da diversi paesi del mondo e ponendo i valori della composizione isotopica di $\delta^{18}\text{O}$ sull'asse delle ascisse e quelli di $\delta^2\text{H}$ sull'asse delle ordinate, questi ultimi risultavano allineati lungo una nuvola di punti. La retta che definisce questo fenomeno è rappresentata dall'*equazione 5*:

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

Quella raffigurata in *figura 1.2.1* è la retta mondiale delle acque meteoriche (*Global Meteoric Water Line, GMWL*) e rappresenta la relazione tra la composizione isotopica dell'ossigeno e dell'idrogeno nelle precipitazioni del globo terrestre. I valori di δ più negativi si osservano in ambienti più freddi e nelle zone continentali, mentre valori di δ più positivi in ambienti più caldi e lungo le coste.

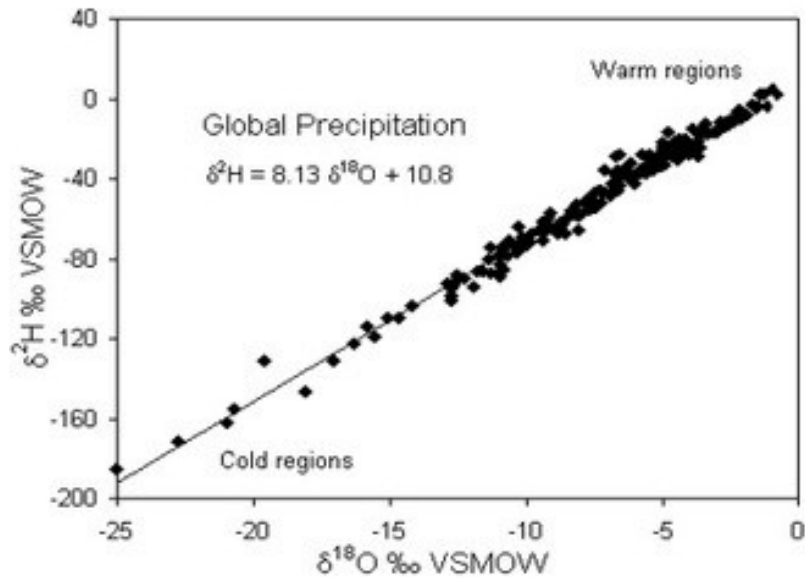


Figura 1.2.1: Retta mondiale delle precipitazioni (geologicambiente.com).

La pendenza di questa retta, pari a 8, varia in funzione della temperatura di condensazione a livello atmosferico. L'intercetta invece corrisponde al parametro ED, eccesso di deuterio, utile per inferire l'origine delle masse di vapore acqueo che formano le acque meteoriche in una determinata zona.

Con l'adozione del valore di riferimento VSMOW (*Vien Standard Mean Ocean Water*), quando la IAEA ha istituito il GNIP (*Global Network for Isotopes in Precipitation*) negli anni '70, è stata aggiornata l'equazione di regressione lineare con l'equazione 6:

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

Lo studio è stato svolto su 219 stazioni pluviometriche che compongono la rete di monitoraggio istituita dalla IAEA.

Le deviazioni della retta locale delle precipitazioni rispetto alla retta mondiale, causate da un differente andamento delle precipitazioni per particolarità geografiche e/o climatiche diverse, sono state definite come LMLW (*Local Meteoric Water Line*), rappresentative della composizione isotopica delle acque di precipitazione locali.

In Italia nel 2003 è stato fatto uno studio da Longinelli e Selmo, i quali analizzarono campioni di precipitazione provenienti da 70 stazioni differenti presenti sul territorio nazionale, permettendo di capire la composizione isotopica media delle precipitazioni del territorio italiano. Questo studio permise anche di stabilire una retta locale per le acque meteoriche dell'Italia settentrionale (*Figura 1.2.2*), una per l'Italia centrale ed una per l'Italia meridionale, oltre che una retta per le precipitazioni a scala italiana espressa dall'*equazione 7*:

$$\delta^2H(\text{‰}) = 7,61\delta^{18}O + 9,21 \quad (7)$$

Longinelli e Selmo definirono anche il valore della variazione della composizione isotopica all'aumentare della quota relativo all'ossigeno pari a $-0,02\text{‰}/100 \text{ m}$. Tali variazioni isotopiche sono fortemente influenzate dall'orografia o dalla presenza delle catene montuose. Questo effetto è la conseguenza di una massa d'aria che si sposta sopra una barriera topografica e dell'"effetto quota" isotopico: le masse d'aria relativamente secche sul lato sottovento delle catene montuose hanno acqua che si arricchisce di ^{16}O rispetto alle masse d'aria più umide sul lato sopravvento (Smith et al., 1979; Dray et al., 1997).

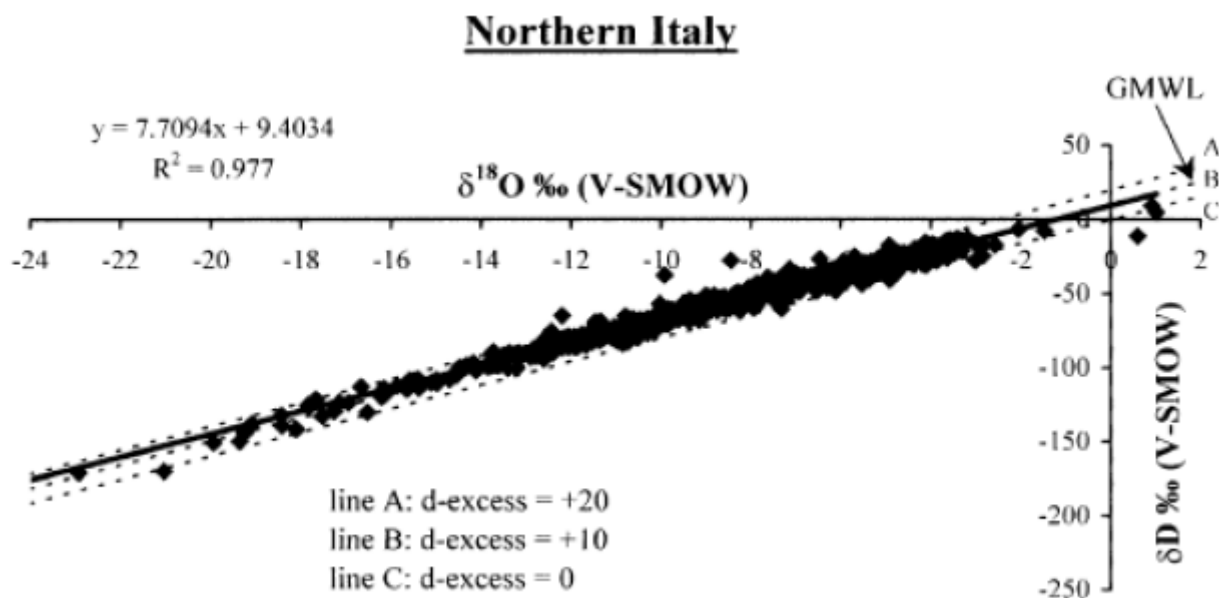


Figura 1.2.2: Retta locale delle precipitazioni (LMWL) dell'Italia settentrionale (Longinelli e Selmo).

1.2.3 Frazionamento isotopico

Lo studio delle rette locali ha portato a fare delle considerazioni riguardo alle alterazioni delle acque rispetto all'origine meteorica o alle variazioni della composizione isotopica in funzione di processi ambientali. Infatti, le reazioni che interessano i cambiamenti di fase dell'acqua quali evaporazione, condensazione e fusione, causano il frazionamento isotopico. Quest'ultimo comporta un cambiamento nelle proporzioni relative dei diversi isotopi, generando una composizione isotopica diversa rispetto a quella originale. Questo fenomeno è dovuto a differenze nella velocità di reazione degli isotopi leggeri e pesanti dello stesso elemento durante le reazioni termodinamiche (Scandellari e Penna, 2017). Nel caso dell'acqua, la velocità di diffusione varia in base alla forza dei legami chimici; infatti, i legami molecolari tra gli isotopi leggeri richiedono meno energia e vengono spezzati più facilmente, mentre i legami chimici che vanno ad interessare gli isotopi pesanti richiedono maggiore energia per la loro rottura e di conseguenza la reazione avviene più lentamente. Per questo motivo, le molecole di acqua che contengono ^{16}O e ^1H evaporano più facilmente di quelle con ^{18}O e ^2H che sono più pesanti. Inoltre, maggiore è la differenza di massa tra due isotopi, maggiore è il frazionamento isotopico. Quindi, nel caso dell'acqua, si ottiene un frazionamento maggiore nell'idrogeno in cui la massa di un isotopo è il doppio dell'altra ($^2\text{H}/^1\text{H}$), rispetto all'ossigeno in cui la massa di un isotopo è solo il 10% in più rispetto all'altra ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) (Scandellari e Penna, 2017). Per quanto riguarda la condensazione avviene il contrario: condensano più facilmente molecole contenenti isotopi pesanti e il frazionamento è maggiore per differenze minori di massa.

L'evaporazione influenza la presenza degli isotopi più pesanti (^2H e ^{18}O) rispetto agli isotopi più leggeri e determina un incremento del rapporto $^2\text{H}/^1\text{H}$ nella fase liquida. Il contrario accade durante la condensazione, la quale porta ad una diminuzione del rapporto nella fase liquida e ad un progressivo impoverimento in isotopi pesanti da parte del vapore acqueo. Durante l'evaporazione, l'arricchimento in isotopi pesanti della fase liquida segue una legge di distillazione secondo Raleigh, definita dall'*equazione 8*, valida solo se il processo avviene in un ambiente ad umidità costante:

$$R = R_0 f^{(\alpha-1)} \quad (8)$$

Dove:

- R = rapporto isotopico (quando rimane una frazione f nel bacino);
- R_0 = rapporto isotopico all'inizio dell'evaporazione;
- f = frazione di fase liquida rimasta nel bacino rispetto alla quantità presente all'inizio dell'evaporazione;
- α = fattore di frazionamento in condizioni di equilibrio.

Esistono principalmente due meccanismi che determinano il frazionamento isotopico: il frazionamento all'equilibrio ed il frazionamento cinetico (non all'equilibrio).

Nel caso del frazionamento all'equilibrio si nota una redistribuzione degli isotopi di un determinato elemento tra i vari composti, in modo tale che la velocità di reazione diretta e inversa di tale isotopo sia identica. Questo implica che il rapporto tra diversi isotopi in ogni composto o fase della reazione, ad una data temperatura, rimanga costante, ma non implica necessariamente che la loro concentrazione sia uguale. Durante le reazioni all'equilibrio, l'isotopo più pesante si accumula nel composto con il maggiore stato di ossidazione o nel composto più "denso" (Scandellari e Penna, 2017). Il frazionamento è fortemente dipendente dalla temperatura: più è bassa, maggiore è il frazionamento, più è alta minore è la differenza tra la composizione isotopica di due specie all'equilibrio (Majoube, 1971). Questo meccanismo è tipico delle reazioni reversibili in sistemi chiusi dove non vi è allontanamento del prodotto.

Per quanto riguarda il frazionamento cinetico, invece, non è possibile raggiungere l'equilibrio tra reagenti e prodotti. Questo è tipico dei sistemi aperti, dove il prodotto della reazione viene continuamente allontanato dal sistema, o nelle reazioni irreversibili (Scandellari e Penna, 2017). Anche in questo caso, come nel frazionamento all'equilibrio, i legami tra isotopi leggeri vengono spezzati più facilmente rispetto ai legami tra isotopi pesanti, comportando un accumulo di quest'ultimi nel reagente. Si ha quindi una distillazione della componente isotopica più

pesante. Nel frazionamento all'equilibrio i prodotti della reazione possono essere sia più leggeri che più pesanti. Il frazionamento cinetico viene descritto dall'equazione di Rayleigh, dove il prodotto di reazione viene continuamente allontanato sotto condizione di un fattore di frazionamento fisso (Gat, 1996). La velocità di reazione è dipendente dal rapporto delle masse isotopiche e dalle loro energie vibrazionali (Scandellari e Penna, 2017). Di questo genere di frazionamento isotopico ne è un esempio l'evaporazione dell'acqua dalla superficie degli oceani. In tale processo il vapore prodotto risulta impoverito in isotopi pesanti con una deviazione del rapporto di frazionamento rispetto a quello che si otterrebbe in una condizione di equilibrio. Questa deviazione può essere quantificata tramite un parametro definito eccesso di deuterio, ED (Dansgaard, 1964), descritto dall' *equazione 9*:

$$ED(\text{‰}) = \delta^2H - 8\delta^{18}O \quad (9)$$

Come accennato precedentemente, il grado di frazionamento cinetico durante il processo di evaporazione è influenzato dall'umidità relativa al di sopra della superficie che evapora, e dalla temperatura dell'acqua e dell'aria. Questo permette di avere informazioni sulla provenienza delle masse di vapore acqueo che compongono le acque di precipitazione. L'eccesso di deuterio può essere considerato un buon tracciante delle origini delle precipitazioni, ad esempio vapore originatosi dal Mar Mediterraneo orientale presenta valori molto alti di eccesso di deuterio, fino ad arrivare a valori intorno a 22‰ (Gat e Carmi, 1970), mentre valori tra 5‰ e 15‰, sono caratteristici di zone comprese tra basse e medie latitudini che ricevono le precipitazioni da aree oceaniche tropicali e subtropicali (Froehlich et al., 2002).

1.2.4 Processi determinanti la variabilità spazio-temporale della composizione isotopica delle precipitazioni

Le precipitazioni sono fondamentali per ricaricare i diversi comparti idrici del pianeta e per questo motivo è importante comprendere i principali meccanismi che determinano la variabilità spazio-temporale della composizione isotopica in tutte le fasi di tali processi. In Italia la composizione isotopica delle precipitazioni varia da -4.9 ‰ a -11.4 ‰ per $\delta^{18}\text{O}$ e da -24.9 ‰ a -78.2 ‰ per $\delta^2\text{H}$ (Longelli e Selmo, 2003). I fattori ambientali che controllano la variabilità spazio-temporale della composizione isotopica delle precipitazioni sono le variazioni di temperatura legate alla latitudine, alla variazione stagionale, alla posizione geografica (zone costiere o interne), alla precipitazione cumulata durante un evento e alla quota.

Alle basse latitudini, vicino ai tropici, è presente una maggior energia nel sistema perché la radiazione solare incide maggiormente sulla superficie dell'acqua e la temperatura è quindi più alta. In queste zone c'è una maggiore evaporazione e il vapore acqueo risulterà più arricchito in isotopi pesanti rispetto alle aree vicino ai Poli.

La variazione stagionale della temperatura porta a valori isotopici arricchiti in isotopi pesanti (valori meno negativi) durante l'estate, quando la temperatura dell'aria è maggiore, mentre d'inverno si verificheranno valori inferiori (più negativi) a causa della minore intensità della radiazione solare che comporta un livello energetico del sistema inferiore. Questo effetto è più marcato per le zone continentali perché caratterizzate da grandi variazioni della temperatura.

Rispetto alla posizione geografica, masse d'aria che si spostano sopra un continente e si allontanano dalla costa sono soggette ad un progressivo arricchimento degli isotopi pesanti. Quindi, nell'entroterra la precipitazione è più arricchita in isotopi pesanti rispetto al vapore acqueo rimanente sopra la costa, ma impoverita rispetto alle precipitazioni precedenti. Questo fenomeno viene chiamato "distillazione di Rayleigh".

In riferimento alla precipitazione cumulata si è osservato che piogge di bassa entità risultano più arricchite in isotopi pesanti, in quanto questi isotopi tendono a condensare prima di quelli più leggeri. Questo fa sì che la precipitazione finale di un evento di lunga durata risulti meno arricchita in isotopi pesanti rispetto alle prime piogge cadute. Infine, a quote basse la composizione isotopica della precipitazione sarà maggiormente arricchita in isotopi pesanti rispetto alle alte altitudini, poiché con l'aumentare della quota si registra un calo di temperatura.

1.3 Stato dell'arte

La vegetazione svolge un compito fondamentale assorbendo l'acqua tramite le radici, trasportandola all'interno della pianta per poi farla traspirare dalle foglie e altri organi. Negli ultimi anni si sono verificati cambiamenti delle condizioni climatiche in tutto il mondo con molteplici eventi siccitosi e aumenti di temperatura che causano maggior evapotraspirazione e conseguente maggior rilascio di acqua in atmosfera. È quindi molto importante comprendere le dinamiche del continuum suolo-pianta-atmosfera. Gli isotopi stabili dell'idrogeno e dell'ossigeno consentono di monitorare direttamente i flussi idrici all'interno del continuum suolo-pianta-atmosfera, anche quando essi non sono direttamente misurabili. Negli ultimi decenni lo sviluppo e l'evoluzione di nuove tecniche analitiche basate sugli isotopi stabili di idrogeno e ossigeno hanno permesso di migliorare la comprensione dei processi ecoidrologici.

In passato sono stati fatti diversi studi con l'obiettivo di identificare le principali acque che vengono sfruttate dalla vegetazione per svolgere i propri processi fisiologici. Per molti anni si è pensato che l'acqua nella matrice del suolo fosse completamente miscelata (Hewlett e Hibbert, 1966): ipotesi fondamentale per il concetto di "*piston flow*", il quale afferma che l'acqua immagazzinata nei terreni viene rapidamente spostata da "nuova acqua", cioè l'acqua piovana (Brooks et al., 2010; McDonnell, 2014).

Successivamente si è ipotizzato che le acque sono descritte principalmente dall'acqua presente nel suolo (Brunel et al., 1995; Bertrand et al., 2012; Penna et al., 2013), in quanto le acque di torrente e di falda presentano firme isotopiche differenti da quelle xilematiche.

Tuttavia, sembra che le piante possano assumere delle variazioni nella selezione delle acque includendo anche l'acqua di falda a seconda della posizione topografica, del contenuto idrico del suolo e dell'apparato radicale della vegetazione stessa (Rossatto et al., 2014).

Altri studi proposti inizialmente da Brooks et al. (2010) e successivamente esposti anche da McDonnell (2014) con la teoria “*dei due mondi d'acqua*” (*Two Water World Hypothesis – TWW*), hanno ipotizzato la presenza di due “pool” d'acqua che non si mescolano: uno costituito dall'acqua più fortemente legata alle particelle della matrice del suolo e che viene utilizzata dalle piante, e un altro genere di acqua più mobile che si infiltra negli strati profondi del suolo alimentando la falda e i torrenti. Tali studi hanno mostrato (attraverso la distillazione criogenica per l'estrazione dell'acqua del suolo e di quella xilematica) che le firme isotopiche dell'acqua xilematica sono simili a quelle dell'acqua maggiormente legata alle particelle del suolo, che l'acqua mobile prelevata dal suolo, l'acqua della falda e del torrente presentano una composizione isotopica che si sovrappone alla retta locale delle precipitazioni, mentre l'acqua xilematica presenta una composizione tale per cui si colloca al di sotto della retta.

Nonostante la conferma dell'ipotesi studiata da Brooks et al. (2010) e McDonnell (2014), Vargas et al. (2017) hanno messo in discussione la loro idea della teoria TWW e hanno studiato la firma isotopica dell'acqua xilematica di alcune piante tenendo quest'ultime controllate e innaffiandole con acqua a composizione isotopica nota. Simulando periodi di siccità, hanno notato che la firma isotopica dell'acqua contenuta nei tessuti xilematici non era simile né a quella dell'acqua di falda o di torrente né a quella dell'acqua legata al suolo. Questo confermò il verificarsi di scambi idrici tra le due tipologie di acque presenti nel suolo impedendone la distinzione.

Negli anni, altri studiosi come Eggemeyer et al. (2009), hanno utilizzato gli isotopi stabili dell'acqua per stimare la profondità di assorbimento idrico da parte della vegetazione evidenziando marcate differenze a seconda della stagione e della specie considerata.

Questo studio è stato poi approfondito da Allen et al. (2019) che hanno sviluppato un indice di origine stagionale (SOI) basato sulla firma isotopica dell'acqua del suolo e della pianta relativa al ciclo isotopico delle precipitazioni stagionali. Questo indice ha permesso di: comprendere se nello xilema delle piante c'era una sovrabbondanza di precipitazione invernale, estiva o una miscela di precipitazioni annuali; come l'origine stagionale dell'acqua dello xilema varia a seconda dei climi e delle caratteristiche del sito; se diverse specie di alberi assorbono acqua del suolo con differente origine stagionale. Gli studiosi hanno condotto la ricerca analizzando gli isotopi dell'acqua dello xilema di un campione di 918 alberi di tre dominanti specie (*Fagus sylvatica* L., *Picea abies* L., *Quercus robur* L.) in 182 siti forestali in Svizzera per indagare quali sono le origini stagionali delle acque che approvvigionano la crescita dell'albero a metà estate. Con questo studio hanno dimostrato che gli alberi utilizzano principalmente precipitazioni invernali in piena estate in tutte le regioni della Svizzera tranne che nelle più umide. Inoltre, le firme degli isotopi delle precipitazioni estive sono risultate rare nei suoli poco profondi, nei suoli profondi e nello xilema degli alberi, suggerendo che le precipitazioni infiltranti non spostano semplicemente le acque del suolo immagazzinate. Consistente è anche la ripartizione delle fonti idriche utilizzate dalle diverse specie: il faggio e la quercia usano quasi interamente le precipitazioni invernali, mentre l'abete sfrutta fonti più miste e isotopicamente simili all'acqua estratta dai lisimetri ad aspirazione (Allen et al., 2019). Gli stessi risultati sono stati ottenuti da Goldsmith et al. (2022).

Anche Amin et al. (2020) mostrano differenze nella profondità di assorbimento in base al clima. In zone fredde e temperate si è verificato che la composizione isotopica dell'acqua xilematica riflette principalmente la firma dell'acqua del suolo poco

profondo (<30 cm), mentre in zone aride e tropicali le piante sembrano sfruttare l'acqua presente in strati del suolo più profondi.

Risulta quindi evidente che la vegetazione di un'area va a sviluppare differenti comportamenti a seconda delle condizioni climatiche, topografiche e pedologiche che va ad incontrare, e che sono necessari ulteriori studi per comprendere le dinamiche e il ruolo della vegetazione all'interno del continuum suolo-pianta-atmosfera.

2. AREA DI STUDIO

2.1 Inquadramento geografico e cenni sul clima

L'area di studio è il bacino del Rio Ressi, un piccolo bacino sperimentale gestito dal Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali dell'Università di Padova che si trova nella zona più meridionale del bacino del torrente Posina, nel contesto delle Prealpi Vicentine.

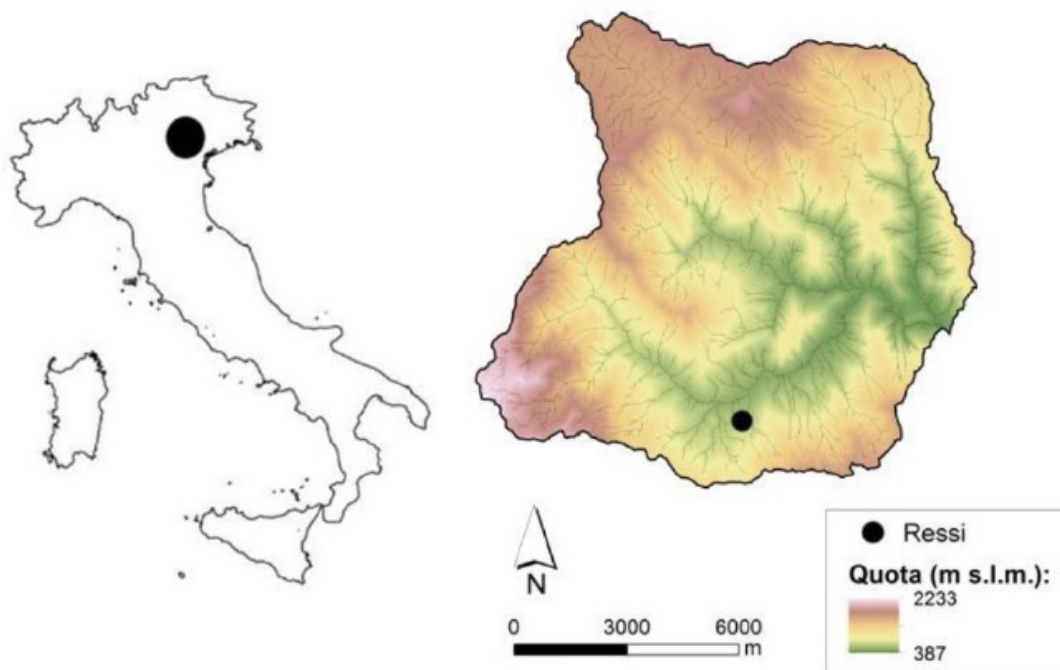


Figura 2.1.1: Inquadramento geografico del bacino del Rio Ressi.

Il bacino del torrente Posina si estende per una superficie di 116 km² e si trova tra la valle dell'Astico ed il massiccio del Monte Pasubio (2232 m s.l.m.), interessando le Province di Vicenza e Trento. Il torrente Posina si origina in prossimità del Passo della Borcola (1200 m s.l.m.), scorre in direzione sud-est, attraversa il paese di Posina, vira in direzione nord-est e sfocia nel torrente Astico nei pressi della località Stancari a 387 m s.l.m.

Procedendo in senso antiorario il bacino è delimitato:

- A sud dal Monte Priaforà (1659 m s.l.m.), dal Monte Novegno (1691 m s.l.m.) e dal crinale Colletto di Posina (1057 m s.l.m.) – Monte Alba (1230 m s.l.m.) – Passo Xomo (1058 m s.l.m.).
- Ad ovest, invece, lo spartiacque corre lungo il massiccio del Monte Pasubio (2232 m s.l.m.), scende al Passo della Borcola e risale fino al Monte Maggio (1853 m s.l.m.) per giungere poi a Passo Coe (1616 m s.l.m.). Da Passo Coe il bacino devia a est spingendosi a Costa d’Agra (1820 m s.l.m.) fino al Monte Campomolon (1853 m s.l.m.) e lo Spitz di Tonezza (1694 m s.l.m.).
- Infine, ad est il bacino termina nell’altopiano di Tonezza che culmina a sud del Monte Cimone (1226 m s.l.m.). Tra Monte Cimone e Monte Priaforà troviamo la sezione di chiusura in località Stancari.

I Comuni interessati dalla superficie del bacino del torrente Posina sono Posina, Laghi, Arsiero, Tonezza del Cimone e Velo d’Astico in Provincia di Vicenza, Folgaria e Trambileno in Provincia di Trento. I principali affluenti tributari del Posina sono il torrente Zara e il Rio Freddo.

La regione geografica del bacino del Posina è caratterizzata da un clima temperato umido tipico delle Prealpi orientali poste in una zona di transizione tra l’area continentale dell’Europa centrale e l’area mediterranea. I territori con queste caratteristiche sono soggetti a scontri tra masse d’aria fredda di origine polare e masse tropicali più calde che generano frequenti sistemi frontali. Inoltre, la presenza dei rilievi montuosi causa convezione in quanto fungono da sbarramento per le masse d’aria conseguendone profonde modifiche del loro contenuto relativo d’acqua.

L’area prealpina è caratterizzata da abbondanti precipitazioni che presentano valori medi che si aggirano intorno a 1200-1500 mm annui, con picchi che possono raggiungere i 2000-2200 mm. Il regime pluviometrico è quello equinoziale con valori massimi presenti in primavera e autunno, mentre il periodo più secco risulta essere l’inverno (ARPAV, 2013). Nel caso specifico del bacino del torrente Posina si stimano

precipitazioni medie annue, uniformemente distribuite all'interno del bacino, di 1708 mm con picchi nei mesi di maggio e novembre (Norbiato et al., 2009).

I dati meteorologici sono stati ricavati dalle registrazioni dati della stazione meteo introdotta nel 2011 in contrà Ressi dal Dipartimento di Territorio e Sistemi Agro-Forestali. Tali dati descrivono la precipitazione caduta nell'arco temporale da 2012 a 2022 e la temperatura registrata dal 2017 al 2021. La stazione è posta a coordinate 45°78'58.41" N e 11°26'56.41" E (Gauss-Boaga fuso Ovest). Le precipitazioni medie annue registrate a contrà Ressi sono di 2108 mm e le stagioni più piovose risultano essere la primavera e l'autunno. Il mese più piovoso in primavera è maggio; nel periodo estivo si verifica un calo della piovosità con valori minimi a luglio. In autunno aumentano nuovamente le precipitazioni che raggiungono il valore massimo a novembre. Durante il periodo invernale vi è un brusco calo delle precipitazioni con valori minimi nei mesi di gennaio e febbraio che scendono sotto i 100 mm.

| Anno | Precipitazioni [mm] |
|-------------|--------------------------------|
| 2012/2013 | 2617.8 |
| 2013/2014 | 3052.5 |
| 2014/2015 | 2163.7 |
| 2015/2016 | 1465.4 |
| 2016/2017 | 1312.4 |
| 2017/2018 | 1969.8 |
| 2018/2019 | 2501.8 |
| 2019/2020 | 2659.4 |
| 2020/2021 | 1945.6 |
| 2021/2022 | 1390.2 |

Tabella 2.1.2: Estratto delle precipitazioni cumulate annue registrate dalla stazione meteorologica di contrà Ressi nell'arco temporale da ottobre 2012 a settembre 2022.

Le temperature medie annue dell'area oscillano tra i 6.5 °C ed i 11.2 °C. I valori massimi di temperatura si verificano a luglio e agosto con una media di 20 °C e i valori minimi a gennaio con 1.4 °C di media. Il mese più freddo risulta essere gennaio e quelli più caldi luglio e agosto.

| | 2017 | 2018 | 2019 | 2020 | 2021 | MEDIA MENSILE |
|------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|------------------------------|--------------------------|
| | T. media [°C] | T. media [°C] | T. media [°C] | T. media [°C] | T. media [°C] | T. media [°C] |
| Gennaio | -1.1 | 3.2 | 1.2 | 3.7 | 0 | 1.4 |
| Febbraio | 3.7 | 0 | 5.7 | 5.2 | 4.3 | 3.8 |
| Marzo | 8.9 | 3.9 | 7.6 | 5.9 | 6.1 | 6.5 |
| Aprile | 10.4 | 12.9 | 9.8 | 11.6 | 8.2 | 10.6 |
| Maggio | 14.4 | 15.5 | 11.2 | 14.1 | 12.3 | 13.5 |
| Giugno | 19.6 | 18.5 | 20.7 | 17.2 | 19.7 | 19.2 |
| Luglio | 20.3 | 20.3 | 20.3 | 19.4 | 19.8 | 20.0 |
| Agosto | 20.9 | 20.2 | 20.2 | 19.8 | 18.7 | 20.0 |
| Settembre | 13.5 | 16.6 | 15.4 | 15.9 | 16.2 | 15.5 |
| Ottobre | 11.8 | 12.5 | 12.2 | 9.7 | 9.9 | 11.2 |
| Novembre | 5.4 | 7.4 | 6.7 | 7.1 | 6.7 | 6.7 |
| Dicembre | 1.3 | 3.0 | 4.3 | 2.5 | 3.2 | 2.8 |

Tabella 2.1.3: Temperature medie mensili dell'aria registrate dalla stazione meteorologica di contrà Ressi nell'arco temporale dal 2017 al 2021.

Per attribuire un gruppo climatico all'area di studio, in base alle condizioni di temperatura e precipitazione, è possibile utilizzare due tipi di classificazioni: la classificazione di Pinna (1978), il quale adattò al territorio italiano la classificazione di

Koppen, e la “*Worldwide Bioclimatic Classification*” ideata da Rivas-Martinez (1996-2020). Secondo la classificazione di Pinna questa zona delle Prealpi orientali, con temperature medie tra i 6 °C e 9.9 °C ed escursioni di 18-20 °C, è caratterizzata da clima temperato fresco (Cfb) con un certo grado di continentalità nelle aree più a valle. Invece, secondo la “*Worldwide Bioclimatic Classification*” l’area di studio è caratterizzata da un clima continentale temperato sottotipo subcontinentale con ombrotipo umido. Tale classificazione bioclimatica è ottenuta mediante la combinazione di tre indici: indice di continentalità semplice (cioè differenza di temperatura media del mese più caldo e di quello più freddo), indice di termicità (dato da 10 volte la somma della temperatura media annuale, della media delle massime e delle minime del mese più freddo) e indice ombrotermico (cioè il quoziente della somma delle precipitazioni medie dei mesi in cui la temperatura media mensile è superiore a zero e la somma delle temperature medie mensili dei mesi con temperatura media superiore allo zero) (<https://www.globalbioclimatics.org>).

2.2 Caratteristiche topografiche

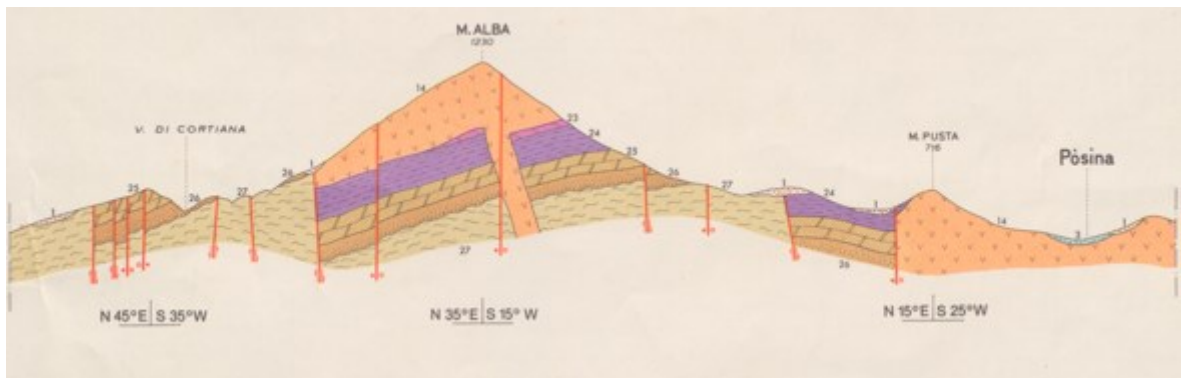
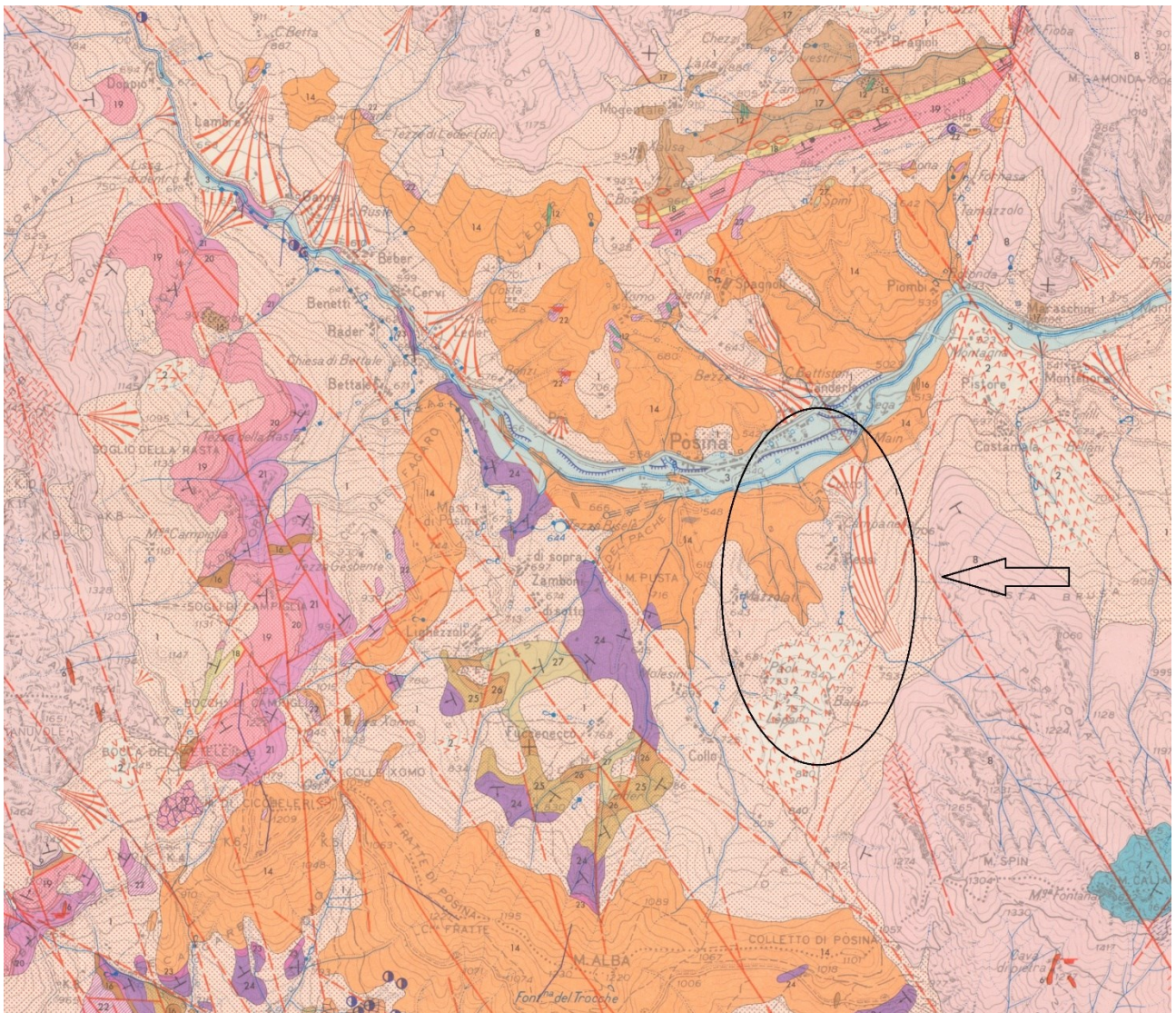
Il bacino d’interesse del Rio Ressi (*Figura 2.1.1* e *Figura 2.2.1*) è una piccola area sperimentale di 2.4 ha ed è collocata all’interno del bacino del Posina (VI). Esso si trova a sud del centro abitato principale del Comune di Posina, tra contrà Ressi e contrà Mazzolati, ed appartiene ad un ramo tributario di un affluente del torrente Posina. Il Rio Ressi presenta esposizione nord-nordovest ed è circondato con una tipica forma a “ferro di cavallo” dal Monte Pusta (716 m), dal Monte Alba (1230 m), dal Colletto di Posina (1057 m), dal Monte Spin (716 m) e da Costa Perlona (1224 m). Nella parte alta del bacino le pendenze arrivano ad un massimo di 47.7°, per poi calare in zona ripariale fino ad un minimo di 3° e la pendenza media è di 31°. La superficie del bacino del Rio Ressi è prevalentemente esposta ad ovest. Il punto più alto del bacino si trova a 721 m s.l.m., mentre la sezione di chiusura è a quota 598 m s.l.m. (Zuecco et al, 2021). Il torrente si estende per circa 150 m e scorre lungo un percorso irregolare caratterizzato

da un alveo molto stretto articolato su una platea di roccia alternata a zone pietrose soprattutto nella zona ad altitudine più elevata.

| | |
|------------------------------|------|
| Superficie (ha) | 2.4 |
| Quota max. (m s.l.m.) | 721 |
| Quota min. (m s.l.m.) | 598 |
| Pendenza max. (°) | 47.7 |
| Pendenza min. (°) | 3 |
| Pendenza media (°) | 31 |

Tabella 2.2.1: Caratteristiche topografiche del bacino idrografico del Rio Ressi.

2.3 Cenni sulla geologia e sulla pedologia



Legenda:


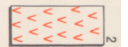
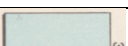









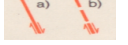
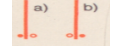
| | | |
|---|----|---|
|  | 1 | Coltri eluviali, depositi colluviali e falde detritiche. |
|  | 2 | Coperture detritiche di frana, spesso a grossi massi. |
|  | 3 | Depositi alluvionali di fondovalle, recenti e antichi, talora ben cementati, spesso terrazzati. |
|  | 14 | Rioliti, riolaciti e daciti compatte degli ammassi subvulcanici (Ladinico superiore). |
|  | 23 | Dolomia del Serla inferiore (Anisico inferiore - Scitico superiore). |
|  | 24 | Formazione di Werfel (Scitico). |
|  | 25 | Formazione a Bellerophon (Permico superiore). |
|  | 26 | Arenarie di Val Gardena (Permico superiore). |
|  | 27 | Basamento cristallino sudalpino (Pre-permico). |
|  | | Faglia accertata o presunta. |
|  | | Cono detritico o cono colluviale. |
|  | | Orlo di terrazzo in alluvioni o in depositi fluvioglaciali. |
|  | | Faglie molto inclinate, in prevalenza diretta a) reali b) ipotetiche. |
|  | | Faglie a movimento orizzontale prevalente a) sinistrorse b) destrorse. |

Figura 2.3.1: Ingrandimento delle caratteristiche geologiche del bacino del Rio Ressi della Carta Geologica dell'area di Valli del Pasubio-Posina-Laghi (<https://phaidra.cab.unipd.it/imageserver/o:454149>).

Il bacino del Posina interessa un'area delle Prealpi Venete, a sud della piattaforma carbonatica di Trento, con una grande varietà di ambienti geomorfologici. Queste elevate differenze sono dovute all'esistenza di vari substrati geologici e a fenomeni di alterazione su litologie con diverso grado di resistenza. La base della sequenza stratigrafica è rappresentata dal così detto basamento cristallino, formato da rocce antiche di origine metamorfica. Sopra si sono successivamente formate coperture di origine vulcanica e sedimentaria la cui natura e geometria è stata in continua

evoluzione a causa delle dislocazioni tettoniche cui sono state sottoposte e delle modificazioni climatiche avvenute durante il Quaternario. L'alternanza dei cicli glaciali ed i conseguenti movimenti di espansione e ritiro dei ghiacciai hanno influito notevolmente sulla morfologia del territorio (isprambiente.gov.it).

Le rocce più antiche rinvenute all'interno del bacino del Posina sono le filladi quarzifere, rocce metamorfiche micacee con struttura scistosa, risalenti all'era Paleozoica. Queste rocce, affioranti in aree limitate ad ovest dal bacino del Rio Ressi, fungono da basamento su cui poggia l'intera sequenza di rocce sedimentarie e magmatiche che caratterizzano la zona. Le filladi manifestano un alto grado di degradabilità superficiale e generano coltri eluviali e colluviali composti da scaglie di rocce ad abbondante matrice argillosa.

Durante l'inabissamento del margine continentale meridionale che dette origine al Tetide oceanico, si formarono le arenarie di Val Gardena, rocce feldspatico-quarzose originatesi nel Permiano (Bertotti et al., 1993; Castellarin e Cantelli, 2009).

Tra i 250 e 220 milioni di anni fa, all'inizio del Mesozoico, precisamente durante il Triassico inferiore e medio, si formarono rocce di genesi marina di natura carbonatica quali calcari e dolomie.

I corpi litologici citati sopra affiorano solo localmente e in aree ristrette tra il Monte Alba ed il Monte Pusta e a nord-est dell'abitato di Posina, presentando queste formazioni: formazione a Bellerophon, formazione di Werfen, dolomia del Serla inferiore, calcari di Recoaro e formazione a trinodosus (PTCP Vicenza, 2010).

Durante il Triassico superiore l'area prealpina è stata interessata da una significativa attività magmatica costituendo la così detta "Provincia vulcanica veneta" (Bellieni et al., 2010), oltre che diffuse colate laviche nella regione delle Prealpi Vicentine (Lustrino et al., 2019; Lucchini et al., 1982). I corpi litologici così originatisi, quali riolite, riolacite e dacite, si possono notare lungo il torrente Posina e sui pendii del Monte Alba.

Questi diversi strati di rocce alternate e compatte comportano una certa impermeabilità del suolo, impedendo all'acqua di infiltrarsi in profondità e dando origine a sorgenti e falde disponibili per la vegetazione e l'agricoltura.

Alla fine del Triassico superiore si è depositata la dolomia principale, un altro strato di roccia carbonatica originatasi da processi di sedimentazione in ambiente marino di alghe calcaree e dell'accumulo dei loro scarti organici.

Nelle vette più alte della regione, sopra la dolomia principale, si possono osservare i calcari grigi ricchi di fossili erosi dagli eventi atmosferici.

Come si può notare nella *Figura 2.3.1*, l'area di studio più a valle del bacino del Rio Ressi è situata su un substrato a rioliti, riolaciti e daciti formatesi durante il Ladinico superiore. Invece, gli strati superficiali dell'area a monte sono composti da materiali sciolti quali coltri eluviali, depositi colluviali e falde detritiche, originatesi durante il Quaternario a causa dell'attività erosiva dei fenomeni atmosferici sui calcari e dolomie degli strati litologici superiori.

I processi di alterazione e disgregazione delle rocce presenti nel bacino d'interesse hanno permesso la creazione di terriccio ricco di sostanza organica molto favorevole alla vegetazione. Questo suolo viene classificato come Cambisol (ARPAV, 2019). La tessitura a profondità maggiori si può definire argilloso sabbioso (Penna et al., 2015).

La valle del torrente Posina è interessata da una faglia di dimensioni imponenti che ha deviato il corso d'acqua (Atlante geomorfologico del Veneto, 2009).



Figura 2.3.2: Foto aerea del versante interessato da una faglia lungo il Torrente Posina.

2.4 Inquadramento vegetazionale

Il bacino del Rio Ressi è quasi completamente ricoperto da una vegetazione arborea grazie alle favorevoli condizioni climatiche e al suolo fertile. Anche la minor antropizzazione e l'abbandono dei pascoli avvenuti negli ultimi 50 anni hanno permesso il passaggio dei prati a zone boscate. Solo l'11% della superficie del bacino è ricoperta da prati e campi usati dall'uomo (Zuecco et al., 2021).

Osservando la Carta Forestale Regionale della Provincia di Vicenza è possibile notare che il bacino di Ressi è posto sul limite tra le zone fitoclimatiche del *Castanetum* freddo e del *Fagetum*. La fascia di quota che delimita questi due popolamenti è tra i 600 e i 700 m s.l.m.

Il *Castanetum* freddo è tipico dell'orizzonte sub-montano e presenta boschi misti di latifoglie quali rovere (*Quercus petraea*), roverella (*Quercus pubescens*), carpino nero (*Ostrya carpinifolia*), acero campestre (*Acer campestre*), orniello (*Fraxinus ornus*), tiglio selvatico (*Tilia cordata*) e castagno (*Castanea sativa*). Tra questi gli alberi più popolari nella zona ripariale sono frassini, carpini e castagni.

L'area a *Fagetum* invece è tipica dell'orizzonte montano e presenta una dominanza di faggio (*Fagus sylvatica*) soprattutto in zone con suolo profondo, fresco, ricco di humus ed esposto a nord. Altre specie che popolano il *Fagetum* caldo sono il frassino maggiore (*Fraxinus excelsior*), l'acero di monte (*Acer pseudoplatanus*) e l'acero riccio (*Acer platanoides*).

3. MATERIALI E METODI

3.1 Bacino sperimentale e strumentazione

Il Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali (TESAF) dell'Università degli Studi di Padova nell'estate del 2011 ha realizzato un bacino sperimentale situato nel Comune di Posina, precisamente a contrà Ressi, per studiare i processi idrologici ed ecoidrologici che avvengono all'interno di piccoli bacini montani.

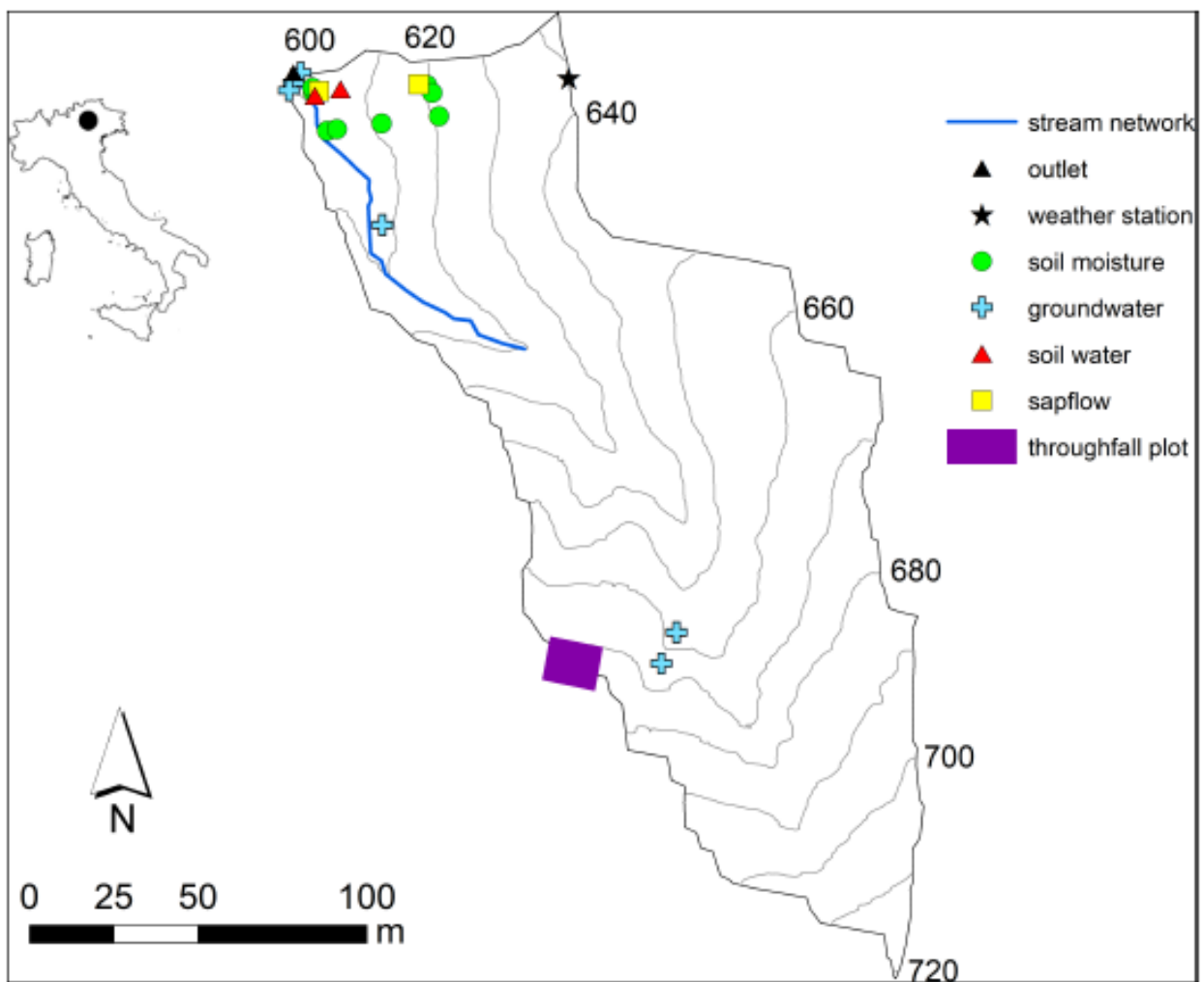


Figura 3.1.1: Rappresentazione del bacino sperimentale del Rio Ressi con localizzazione della strumentazione al suo interno (fonte: Zuecco et al. (2021)).

In questa zona (Figura 3.1.1) sono stati installati strumenti per monitorare i flussi idrici nel continuum suolo-vegetazione-atmosfera.

Gli strumenti installati nell'area di studio sono: una stazione meteorologica posizionata ai margini del bosco dotata di pluviometro per misurare la quantità di precipitazione, sensori di temperatura, sensore di umidità relativa, piranometro per la radiazione solare e anemometro per la misura di velocità o pressione del vento. Alla sezione di chiusura del torrente sono installati uno stramazzo dotato di piezometro a trasduzione di pressione e sei pozzi piezometrici per il monitoraggio del livello della falda distribuiti in tutto il bacino, un riflettometro dotato di quattro sonde disposte lungo un transetto per il rilevamento dell'umidità nel suolo, quattro lisimetri a suzione per il campionamento dell'acqua di falda.

Per quanto riguarda i contenitori dei campioni di acqua di deflusso e di falda vengono usate boccette in plastica, mentre per l'acqua di precipitazione viene usato un boccione da 5 litri posto a fianco della stazione meteorologica. I mezzi sfruttati per prelevare i campioni di acqua dai pozzi piezometrici e dai lisimetri sono delle siringhe dotate di lungo tubo forato e a forma di cannuccia. Invece, i campioni di suolo e vegetazione vengono asportati a mano e inseriti in provette di vetro con tappo.

Inoltre, sono comprese attività di rilevamento di conducibilità elettrica e temperatura dell'acqua durante il campionamento.

3.2 Cenni sul monitoraggio idrometeorologico

3.2.1 La stazione meteorologica

La stazione meteorologica (*Figura 3.2.1*) citata sopra è stata installata durante l'anno 2018 e si trova lungo lo spartiacque del bacino in destra idrografica, appena fuori l'area forestale. Per rilevare la precipitazione, essa dispone di un pluviometro a bascula ECRN-100 con una risoluzione di 0.2 mm. Il pluviometro a bascula è composto da un recipiente di cattura cilindrico sulla cui sommità è installato un imbuto di raccolta che convoglia l'acqua ad un foro molto piccolo di area nota per ridurre al minimo perdite legate all'evaporazione. Questo foro è inoltre protetto da una sottile rete metallica per impedire l'accesso ad eventuali corpi estranei che potrebbero alterare la misurazione

del campione. L'acqua di precipitazione, dopo aver percorso il primo tratto dell'imbuto e dopo essere stata filtrata, raggiunge un sistema basculante fornito di due vaschette che si riempiono di acqua in modo alterno. Il principio di funzionamento si basa sullo spostamento del baricentro del sistema basculante causando il ribaltamento della bilancia quando una delle due vaschette si riempie. Questo processo fa attivare un interruttore mediante un magnete e permette l'invio di un segnale che viene elaborato e registrato da una memoria interna alimentata da batterie. In questo modo, conoscendo il contenuto di 0.2 mm di ogni vaschetta e il numero di segnali/ribaltamenti inviati in un determinato intervallo di tempo, il pluviometro a bilancia determina la consistenza della precipitazione. Se avvengono fenomeni intensi o precipitazioni nevose questo strumento può sottostimare la precipitazione.



Figura 3.2.1: Stazione meteorologica (a sinistra) e sistema basculante del pluviometro (a destra) presenti nell'area sperimentale di Rio Ressi.

La stazione meteorologica è dotata anche di un piranometro *PYR Solar Radiation Sensor* prodotto dalla Apogee Instruments per rilevare la radiazione solare. Quest'ultimo è composto da una grande quantità di termopile poste in serie e funziona secondo un principio denominato "effetto *Seebeck*". L' "effetto *Seebeck*" afferma che è possibile determinare l'intensità della radiazione che colpisce il sensore andando a collegare tra loro due materiali semiconduttori, creando una differenza di potenziale tra di essi e misurando la tensione che si genera.

Per stimare la temperatura dell'aria e la sua umidità relativa, la stazione ha un sensore termo-igrometrico ATMOS 14, con una risoluzione di 0.1 °C per la temperatura e di 0.1% per l'umidità dell'aria.

Infine, per rilevare la velocità del vento e la sua direzione, è presente un anemometro a coppette con banderuola. Questo strumento ha una risoluzione di 1 km/h per la velocità della massa d'aria e di 1° per la direzione.

Tutti gli strumenti appena descritti sono automatici e archiviano i dati rilevati in un *datalogger*.

3.2.2 Lo stramazzo a sezione triangolare

Nel bacino sperimentale di Rio Ressi è stato installato uno stramazzo a sezione triangolare lungo l'alveo, all'altezza della sezione di chiusura. Tale strumento serve per determinare la portata, cioè la quantità di un fluido che attraversa una sezione di area nota in un determinato intervallo di tempo, rilevando il corrispondente livello idrometrico.

In particolar modo, nello stramazzo di Rio Ressi, un trasduttore di pressione DCX-22 VG CTD prodotto dall'azienda Keller rileva ogni 5 minuti il livello idrometrico oltre che la conducibilità elettrica. Il trasduttore di pressione è inserito verticalmente in un tubo in PVC forato ed è posto nella vasca di calma formatasi a monte dello stramazzo.

Il piezometro a trasduzione usato per le misurazioni funziona in modo tale da correlare pressione ad altezza della colonna d'acqua: il liquido esercita una pressione sul sensore proporzionalmente all'altezza dell'acqua sul sensore stesso. Inoltre, il cavo di collegamento del sensore è dotato di un compensatore della pressione atmosferica. Questo strumento, che rileva la differenza tra pressione atmosferica e pressione idrostatica esercitata dal liquido, permette di determinare l'altezza del livello idrometrico.

Durante le periodiche uscite di monitoraggio è possibile visualizzare e registrare i valori di pressione calcolati su di un calcolatore e visualizzarne l'andamento attraverso grafici utilizzando il software Read30 ed il cavo Keller K-107.

Dopo aver rilevato il livello idrometrico della vasca di calma, è possibile calcolare i valori della portata che fluisce attraverso lo stramazzo del Rio Ressi. In quest'area di studio lo stramazzo ha una parete sottile di 0.5 cm a sezione triangolare, ideale per la stima di piccole portate. Lo stramazzo con queste caratteristiche viene anche chiamato di Thomson (*Figura 3.2.2*) e grazie alla sua geometria definita dall'angolo α che fa convogliare il flusso in una piccola area, ne permette una stima precisa. Qui di seguito l'*equazione 10* che definisce la portata dello stramazzo di Thomson:

$$Q = \frac{4}{15} * C_c * \frac{l_0}{h_0} * \sqrt{2g} * h_0^{\frac{5}{2}} \quad (10)$$

Dove:

l_0 è la larghezza della sezione di chiusura dello stramazzo, h_0 il carico idraulico e C_c il coefficiente di contrazione idraulica, ossia il rapporto fra la sezione contratta del flusso e la sezione alla bocca dell'uscita.

Come nel nostro caso di studio, se lo stramazzo ha sezione triangolare con α pari a 90° , il valore del coefficiente di contrazione idraulico C_c può essere ricavato dalla *Figura 3.2.2a* riportato di seguito.

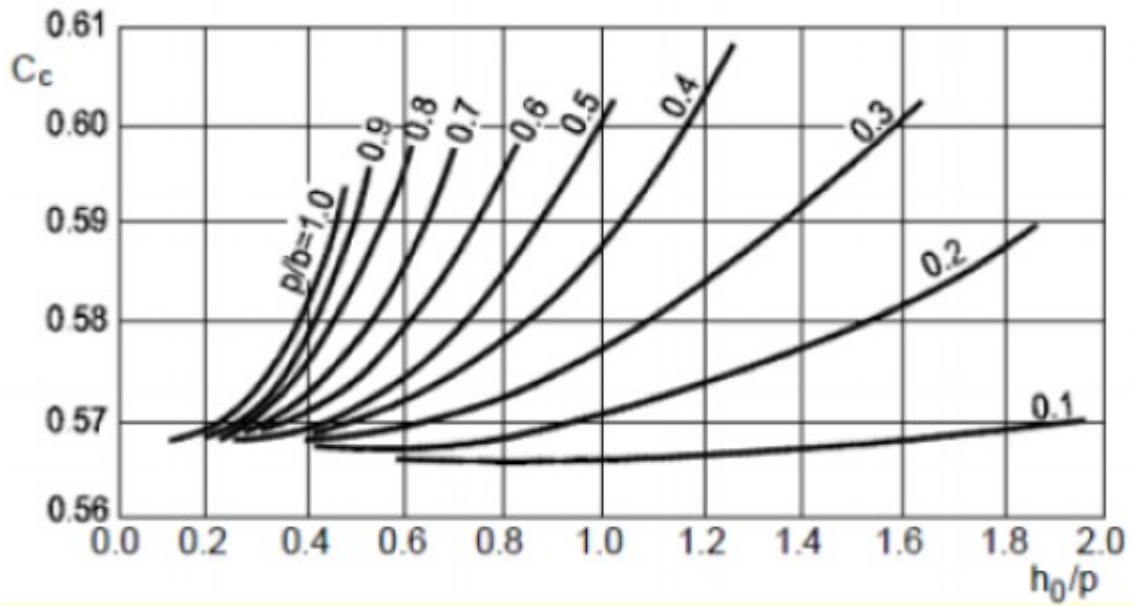


Figura 3.2.2: Grafico per la determinazione del coefficiente di contrazione C_c dello stramazzo.

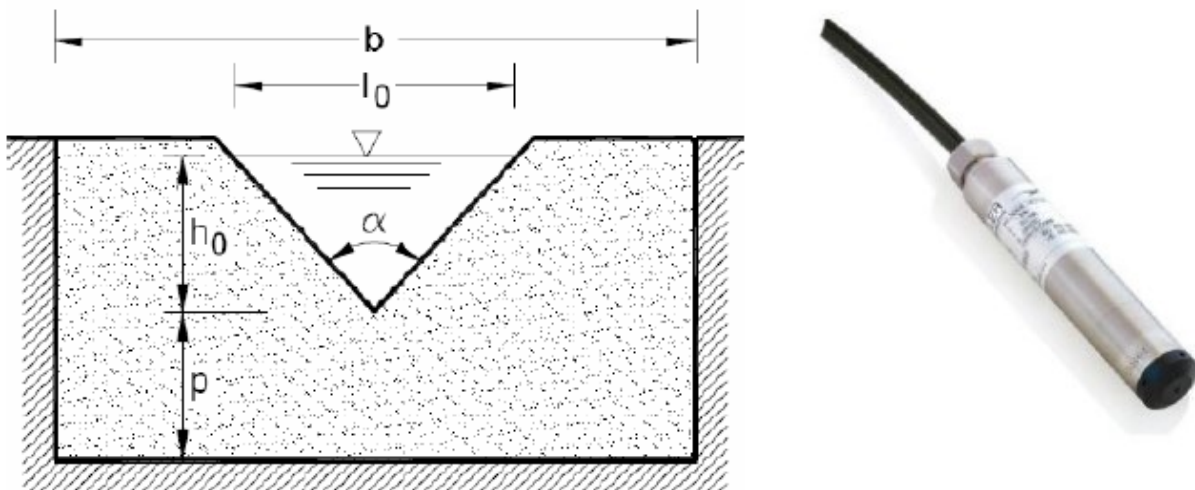


Figura 3.2.2a: Schema dello stramazzo di Rio Ressi (a sinistra) e sensore Keller (a destra).

3.2.3 I pozzi piezometrici

Nel 2012 sono stati installati sei pozzi piezometrici: tre sono situati in area ripariale nei pressi dello stramazzo, due in sinistra idraulica (GW1 e GW4) e uno in destra idraulica (GW2), un altro piezometro (GW3) è collocato nella zona mediana del bacino sempre nella parte ripariale e altri due (GW5 e GW6) sono localizzati lungo il versante dell'area di studio della precipitazione sottochioma. I piezometri sono stati denominati GW per fare riferimento all'acqua di falda, *groundwater* in inglese. Questi strumenti sono dotati al loro interno di trasduttori di pressione DCX-22 AA, i quali operano in maniera simile al trasduttore utilizzato per stimare il deflusso superficiale a livello dello stramazzo.

Tali piezometri sono stati costruiti mediante trivellazioni di profondità variabili tra i 0.8 e i 2.0 m sotto il piano campagna. Per salvaguardare il sensore posto all'interno sono stati inseriti dei tubi in PVC, forati nelle parti superiore ed inferiore, in ogni trivellazione. Nella parte inferiore del tubo c'è libero accesso all'acqua di falda e nella parte superiore è presente un rivestimento in geo-tessuto ed una rete a maglia fine per evitare l'intrusione di corpi estranei.



Figura 3.2.3: Pozzi piezometrici installati nel bacino sperimentale di Rio Ressi.

3.2.4 Il riflettometro

Sempre nel 2012 è stato installato in campo un riflettometro che misura il contenuto d'acqua nel suolo (modello CS625 della Campbell Scientific Inc.) lungo un transetto, in quattro siti che vanno dal versante alla zona ripariale del bacino. Il riflettometro serve per monitorare l'umidità del suolo, la quale è molto importante perché capace di influenzare la risposta idrologica del bacino agli eventi di precipitazione.

Il riflettometro è completo di sonde lunghe 30 cm costituite da due elettrodi in acciaio inossidabile, dal relativo circuito elettrico e dal cavo che collega il tutto. La misurazione del contenuto volumetrico d'acqua presente nei pori avviene ogni 10 minuti attraverso l'uso di quattro sonde disposte lungo il transetto e i dati raccolti vengono inviati ai *datalogger* serie CR300 e CRX200 presenti nell'area di studio.

Il principio di funzionamento del riflettometro CS625 si basa sulla tecnica della Riflettometria del Dominio del Tempo (TDR): questo metodo mette in relazione la permittività elettrica del terreno in cui sono inserite le sonde con il contenuto idrico del suolo. Lo strumento invia un impulso elettrico lungo i due elettrodi, il quale viene in parte riflesso e rimandato al sensore. Il tempo trascorso tra l'invio e la ricezione del segnale risulta essere proporzionale al contenuto volumetrico idrico del suolo.



Figura 3.2.4: Sonda capacitiva CS625 e datalogger CR200.

3.3 Campionamento delle diverse acque per le analisi isotopiche

In quest'area di studio vengono campionate diverse acque per le analisi isotopiche: acque meteoriche, di deflusso superficiale, di falda, degli strati superficiali del suolo e dello xilema. I campionamenti vengono fatti due volte al mese nel periodo vegetativo e una volta al mese durante l'inverno.

Dell'acqua che verrà poi campionata viene precedentemente misurata la temperatura e la conducibilità elettrica mediante un conduttimetro portatile modello Cond 3310, prodotto dalla WTW, con risoluzione pari a 1 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e accuratezza 0.5%. Questo strumento viene ricalibrato due volte l'anno.

Prima di prelevare un campione liquido è necessario sciacquare con acqua di campionamento la boccetta da 50 ml che conterrà l'effettivo campione per eliminare ogni contaminazione di sostanze estranee. Successivamente si estrae un campione vero e proprio di acqua fino al completo riempimento della boccetta e la si chiude con un doppio tappo per prevenire possibili alterazioni a causa del frazionamento isotopico. Su ogni contenitore viene indicato nome del campione prelevato, luogo, data e ora del campionamento. Tutte le boccette contrassegnate e con il rispettivo campione all'interno devono essere conservate al buio in un frigo a temperatura di 4 °C fino all'analisi di laboratorio.

3.3.1 Acqua di precipitazione

Vicino alla stazione meteorologica, dove non c'è copertura delle chiome degli alberi, è stato posizionato a terra un recipiente cilindrico da 5 litri per il campionamento dell'acqua piovana. Il contenitore è dotato di imbuto per far convogliare all'interno una certa quantità di precipitazione e possiede una rete in plastica nel punto più stretto per impedire l'accesso ad impurità e sostanza organica. Inoltre, per evitare il frazionamento del campione e l'evaporazione, all'interno del contenitore viene inserito uno strato di circa un cm di olio di paraffina.

Questo campione viene portato in laboratorio ogni mese, solo se la quantità d'acqua accumulata risulta essere almeno metà del volume totale, e il contenitore viene sostituito con uno nuovo pulito.

In laboratorio l'acqua viene estratta tramite una siringa da 50 ml collegata ad un tubo di silicone che viene inserito al di sotto dello strato di paraffina. Per evitare il prelievo della paraffina è importante svolgere l'insufflazione d'aria attraverso la siringa prima di aspirare il campione d'acqua.

3.3.2 Campionamento acque superficiali

L'acqua di deflusso superficiale viene campionata sia manualmente (come descritto in paragrafo 3.3) che per mezzo di un campionatore automatico.

Per il campionamento automatico viene utilizzato un campionatore portatile 6712 ISCO prodotto dalla Teledyne ISCO. Questo strumento viene alimentato grazie all'energia fornita da un pannello fotovoltaico ed è posto vicino allo stramazzone all'interno di una struttura in legno che lo protegge. Il principio di funzionamento del campionatore si basa sul pompaggio dell'acqua presente nella vasca di calma, permettendo il raccoglimento di 24 contenitori da un litro ciascuno, i quali verranno prelevati da un operatore.

3.3.3 Campionamento acque di falda

L'acqua di falda viene prelevata manualmente attraverso i piezometri usando una siringa collegata ad un tubo in plastica. La siringa viene inserita nel pozzo piezometrico fino al livello della falda dove si trova l'acqua che viene aspirata e introdotta nelle boccette da 50 ml sopra descritte. Anche in questo caso è importante sciacquare il contenitore con l'acqua di falda e assicurarsi di ripulire il tubo da residui d'acqua.

Questo metodo di campionamento risulta semplice ed economico per i nostri studi, mentre potrebbe non risultare idoneo qualora fosse necessario prelevare grandi quantità d'acqua o che presentano un elevato quantitativo di solidi sospesi.

3.3.4 Campionamento acque del suolo

L'acqua mobile del suolo viene campionata con l'utilizzo di cinque lisimetri a suzione localizzabili in diversi punti del versante poco distanti dal torrente. I lisimetri a suzione sono composti da un tubo in PVC inserito nel suolo, alla cui estremità inferiore è presente una punta in ceramica porosa mentre all'estremità superiore presenta un tappo in silicone dotato di un tubo in gomma che può essere chiuso mediante un anello di fissaggio.

L'acqua mobile presente negli strati superficiali del suolo può essere estratta alterando il potenziale idrico.

Con l'uso di una pompa manuale si genera un potenziale di pressione maggiore rispetto a quello che lega le particelle di acqua al suolo in modo tale da "succhiare" le molecole d'acqua nel lisimetro attraverso la punta di ceramica porosa. Tramite l'utilizzo di una siringa dotata di tubo è possibile prelevare un campione di acqua immagazzinata sul fondo del lisimetro. Dopo aver raccolto due boccette di campione è fondamentale chiudere l'entrata superiore del lisimetro per impedire l'accesso di acqua piovana o corpi estranei che potrebbero alterare campionamenti futuri.

3.3.5 Campionamento di suolo e vegetazione

Nell'area sperimentale sono state scavate due profili di suolo utili per prelevare diversi campioni su varie profondità per identificare possibili variabilità spaziali. Il primo profilo si trova sul versante e in esso vengono prelevati campioni di suolo a 10, 30, 60 cm di profondità, mentre nel profilo presente in zona ripariale i campionamenti

vengono effettuati a 10, 30, 40 cm di profondità. Ad ogni profondità, è prevista l'estrazione di tre campioni del suolo.

Ogni campione del suolo viene conservato in provette di vetro con tappo fino all'estrazione criogenica dell'acqua contenuta.

I tessuti vegetazionali vengono raccolti da cinque piante campione: due si trovano in zona ripariale e tre sul versante. Le due piante in zona ripariale sono un faggio ed un castagno, mentre sul versante ci sono due faggi ed un carpino. Per ognuna di queste piante viene prelevato un rametto giovane lignificato e poi scortecciato in modo da estrarre solamente l'acqua xilematica e non floematica.

Anche questi campioni vengono conservati in provette di vetro munite di tappo fino all'estrazione dell'acqua.

3.4 Metodologia per l'estrazione dell'acqua dai campioni di suolo e vegetazione

Il metodo più appropriato e adottato in questo studio per l'estrazione dell'acqua dei campioni di suolo e vegetazione è quello dell'estrazione criogenica sottovuoto o distillazione criogenica.

Con questo metodo si inserisce il campione in un contenitore sottovuoto, lo si porta ad una temperatura di 100 °C o maggiore, comportando l'evaporazione di tutta l'acqua presente. Il vapore così formatosi, mediante un sistema di aspirazione, viene indirizzato verso una trappola criogenica ad azoto liquido che ne intrappola le molecole e ne consente la raccolta, rendendo il campione utilizzabile per l'analisi isotopica (Ingraham e Shadel, 1992).

Molti studi confermano che l'estrazione criogenica sottovuoto fornisce risultati coerenti e di alta precisione, ma per terreni molto asciutti con un'alta percentuale di acqua fortemente legata e terreni contenenti sali idrati come il gesso non fa ottenere le stesse accurate analisi (Ingraham e Shadel, 1992).

I campioni di suolo e di tessuto vegetale raccolti nel bacino sperimentale di Ressi vengono inviati ai laboratori della Libera Università di Bolzano, dove viene effettuata l'estrazione criogenica mediante la metodologia illustrata da Koeniger et al. (2011). Questa metodologia (*Figura 3.4*) permette la riduzione dei tempi in quanto consente l'estrazione di un elevato numero di campioni in simultanea. Nel caso di suoli argillosi e/o limosi è necessario però allungare i tempi di estrazione perché potrebbe esserci il rischio di una minor efficienza di estrazione. Con questo metodo la fiala contenente il campione viene collegata ad un'altra fiala messa sottovuoto mediante un tubo capillare in acciaio inossidabile con diametro interno pari a 0.95 mm. Le fiale con i campioni vengono ghiacciate tramite azoto liquido per non perdere parte del campione durante l'evacuazione. A questo punto, mediante l'uso di una siringa, le fiale vengono connesse al sistema di evacuazione costituito da una pompa per vuoto, una valvola ed un sensore per vuoto in modo tale da non attivarsi se ci fossero perdite nel sistema. Successivamente, le fiale provviste di campione vengono poste in un contenitore di alluminio e riscaldate gradualmente per evitare la rottura, prima introducendole in un becher contenente acqua distillata a 90 °C, poi attraverso una piastra con temperatura di 200 °C. Per permettere l'evaporazione di tutta l'acqua presente nel campione quest'ultimo passaggio viene mantenuto per 15 minuti. Al termine il vapore viene incanalato nella fialetta di raccolta tramite il sistema di evacuazione, che genera una pressione di 0.95 Pa. La fialetta di raccolta funge da trappola criogenica perché messa a contatto con l'azoto liquido viene mantenuta in costante raffreddamento impedendo al vapore acqueo di esser aspirato dalla pompa ed essere disperso.

Orlowski et al. (2018) hanno messo in discussione la funzionalità e l'utilità dell'estrazione criogenica; altre prove recenti sostengono che l'acqua estratta potrebbe essere incline al frazionamento durante il processo di campionamento (Ellsworth e Williams, 2007).

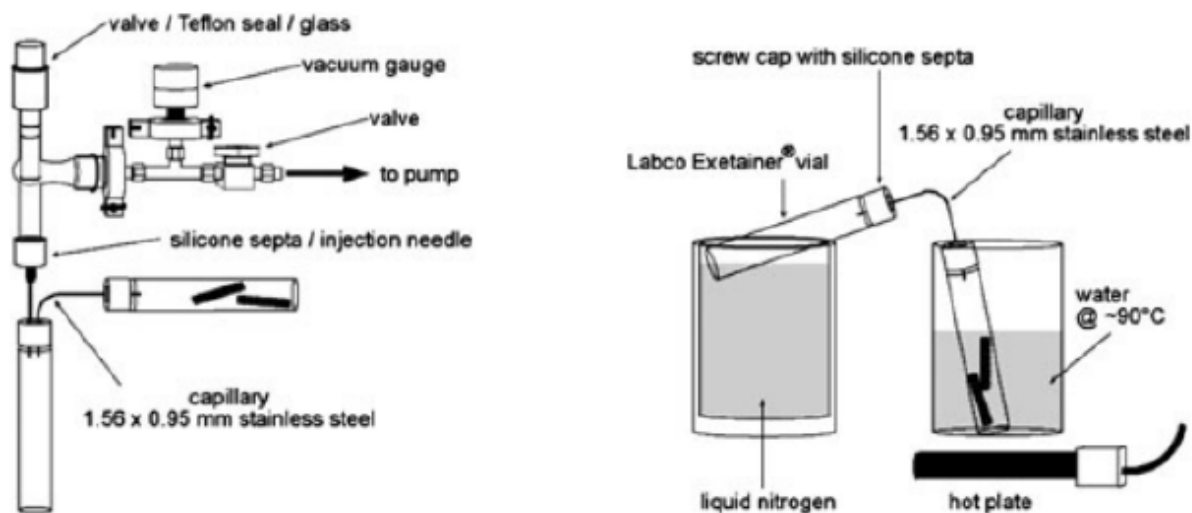


Figura 3.4: Rappresentazione schematica del sistema di estrazione criogenica modificato da Koeniger et al. A sinistra il sistema di evacuazione e a destra la trappola criogenica. Fonte: Koeniger et al. (2011).

3.5 Metodologie di analisi isotopica

Le analisi isotopiche delle acque campionate sono eseguite mediante spettroscopio laser (*Liquid Water Isotope Analyzer – LWIA*) presso il laboratorio di Idrologia Forestale del Dipartimento TESAF dell’Università degli Studi di Padova e spettrometro di massa presso la Libera Università di Bolzano.

Le analisi isotopiche sono comunemente eseguite mediante due tecniche: la spettrometria di massa isotopica e la spettroscopia laser. Lo spettrometro di massa isotopica (*IRMS*) è stato sviluppato negli anni '40 del secolo scorso e da sempre si è rivelato estremamente preciso con la possibilità di misurare quantità di campione molto piccole. Limiti di un IRMS sono l’obbligo di avere un pirolizzatore in grado di convertire campioni solidi o liquidi in gassosi e l’impossibilità della misurazione contemporanea di più elementi chimici.

Con un IRMS il campione viene prima ionizzato e poi fatto passare attraverso un campo magnetico molto potente che determina la separazione degli isotopi in base al loro rapporto massa/carica, m/z . infine gli ioni separati raggiungono un rilevatore costituito da una o più coppe di Faraday. Tutto questo avviene in un flusso di elio puro

sottovuoto spinto (Scandellari e Penna, 2017). Uno spettrometro di massa isotopica è quindi sempre dotato di iniettore la cui funzione è di iniettare il gas nella camera di ionizzazione, regolare il flusso per mantenere la condizione di vuoto della camera ed iniettare il gas del campione senza comprometterlo. Ci possono essere due metodi di iniezione: il *dual inlet*, in cui il campione viene preparato separatamente e iniettato nell'IRMS attraverso un sistema di valvole e mantici, o il flusso continuo, in cui una periferica per la preparazione del campione viene collegata direttamente all'IRMS. Il più comune metodo utilizzato è quello del flusso continuo.

Nel nostro caso di studio, l'analisi isotopica tramite spettrometro di massa (IRMS) viene svolta per l'analisi dei campioni di vegetazione presso la Libera Università di Bolzano.

Metodo sviluppato più recentemente per la misura degli isotopi nell'acqua in forma liquida o gassosa è quello della spettrometria all'infrarosso mediante lo spettroscopio laser LWIA. Questa tecnica sfrutta l'assorbimento nel vicino infrarosso (IR) da parte delle diverse particelle per definire il tipo e la quantità. Inoltre, risulta capace di misurare simultaneamente i rapporti degli isotopi stabili di più elementi. La presenza delle molecole di campione diminuisce l'intensità della luce laser che viene misurata da un rilevatore posto alla fine del cammino ottico. Questa diminuzione è proporzionale alla concentrazione dei vari isotopi presenti nel campione (Scandellari e Penna, 2017). Con il metodo a spettrometria all'infrarosso vengono misurati tutti i campioni per le nostre analisi dell'acqua di deflusso superficiale e di falda, tranne che quelli della vegetazione.

Lo spettroscopio laser è più economico rispetto ad uno spettrometro di massa ed è più comodo perché trasportabile.

L'analisi isotopica dei campioni di acqua del torrente, di precipitazione, di falda e acqua del suolo estratta con lisimetri a suzione nel bacino di Ressi viene svolta al Dipartimento Territorio e Sistemi Agro-Forestali dell'Università di Padova con l'utilizzo di un analizzatore isotopico OA-ICOS modello DLT-100 prodotto

dall'azienda americana Los Gatos Research, collegato al sistema di auto-iniezione LC-PAL della ditta CTC Analytics AG. Questo strumento è basato sul modello LWIA, citato precedentemente, e consente la misurazione in modo simultaneo dei rapporti isotopici $^2\text{H}/^1\text{H}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dei campioni d'acqua. Il principio di funzionamento dell'analizzatore isotopico si basa sull'iniezione dei campioni in fiale da 1.5 ml con collo a vite ND8 di dimensione 32*11.6 mm. Le fiale, filtrate per eliminare impurità o sedimenti, vengono riempite con 1 ml d'acqua e poste in vassoi da 54 posizioni. Tali vassoi vengono inseriti su dei supporti dell'auto iniettore. Le fiale vengono chiuse con tappi muniti di setti in PTFE e silicone. L'auto-iniettore è compreso di siringa in vetro della Hamilton con capacità di 1.2 μl d'acqua. L'acqua prelevata viene riscaldata a 70 °C per favorirne l'evaporazione e trasferita all'analizzatore attraverso una condotta. Tutti i campioni vengono iniettati 8 volte e le prime due vengono ogni volta scartate dal calcolo della composizione isotopica al fine di ridurre l'effetto memoria (Zuecco et al., 2021; Penna et al., 2012). Ad ogni analisi i campioni vengono calibrati con lo standard relativo a *Vienna Standard Mean Ocean Water – VSMOW*.

A questo punto il campione vaporizzato iniettato all'interno dell'analizzatore isotopico entra in contatto con il fascio laser e vi interagisce. Il fascio laser possiede due specchi ad alta riflettanza posti a 25 cm l'uno dall'altro lungo il cammino ottico, i quali ne amplificano il percorso per 2-3 km. A causa dell'effetto legato all'assorbimento da parte del gas, il fascio laser subisce delle alterazioni per determinate lunghezze d'onda. La precisione dello strumento è amplificata dalla lunghezza del percorso del laser in quanto aumenta l'assorbimento da parte del campione. Lo spettro di assorbimento generato dal sensore riflette la composizione isotopica, seguendo la legge di Lambert-Beer, e viene determinato venti volte per ogni campione vaporizzato iniettato nell'analizzatore.

Per prevenire alterazioni e contaminazioni dei campioni, l'*International Atomic Energy Agency – IAEA* ha creato una procedura che si basa sulla predisposizione dei campioni sul vassoio del sistema di auto-iniezione nel minor tempo possibile e sull'utilizzo di pipette differenti per ognuno di essi. Il vassoio contiene 54 posizioni

che devono essere preparate in ordine preciso per consentire l'analisi di 25 fialette di campione. Nella prima posizione va messa una fialetta con all'interno acqua deionizzata per la pulizia della siringa dello strumento, per la programmazione dei prelievi e per la loro stabilizzazione. Seguono 3 fiale di standard a contenuto isotopico noto posizionate ad intervalli di 5 campioni per calibrare lo strumento. Anche nell'ultima posizione viene inserita una fiala con acqua deionizzata. A questo punto, prima di avviare la procedura d'analisi, l'operatore deve denominare ogni fiala ed impostare il numero di iniezioni per fiala attraverso il quadro comandi dell'analizzatore isotopico. Nel nostro caso vengono svolte 8 iniezioni per fiala campione scartando sempre le prime due.

Durante la rappresentazione del grafico da parte dell'analizzatore isotopico è importante controllare che il picco di assorbanza non si discosti da una definita area o che differisca da un valore centrale per più di 0.25 GHz.

I dati grezzi vengono elaborati in file Excel mettendo in relazione i rapporti isotopici dei campioni e degli standard con le composizioni isotopiche note degli standard. Utilizzando le pendenze ed i valori di intercetta ottenuti da tali relazioni lineari è possibile ricavare i valori di δ .

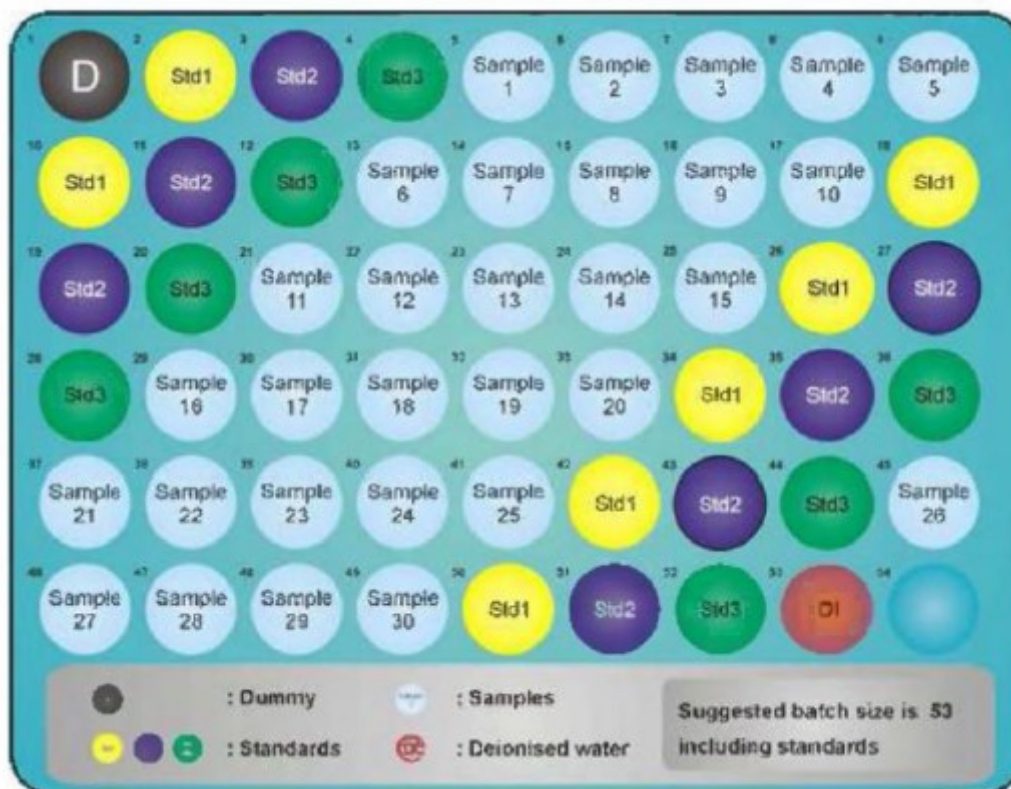


Figura 3.5: Rappresentazione grafica della disposizione dei campioni all'interno del vassoio dell'auto-iniettore dell'analizzatore isotopico OA-ICOS. Fonte: <https://www.iaea.org/>

3.6 Analisi dati

I dati ottenuti dall'analisi isotopica, la composizione di $\delta^2\text{H}$ (deuterio), $\delta^{18}\text{O}$ (ossigeno-18) ed eccesso di deuterio (ED), sono stati raccolti in un database mediante l'utilizzo del software Microsoft Excel e per ogni campione sono stati indicati data, ora, codice identificativo, tipologia del campione e luogo di raccolta. In totale si sono ottenuti 555 valori di composizioni isotopiche suddivisi in tre fogli elettronici ognuno con diversa tipologia di campione: acqua mobile del suolo, acqua estratta criogenicamente dal suolo (a diverse profondità), acqua estratta criogenicamente dalle piante. Per l'analisi statistica, di queste tre tipologie di campioni, sono stati calcolati: valore minimo, valore massimo, media, mediana, deviazione standard, coefficiente di variazione e *range*. I dati usati in questa tesi sono relativi agli anni dal 2017 al 2021.

Tutti i dati sono stati elaborati per l'analisi grafica tramite grafici a dispersione e grafici *boxplot*.

I grafici a dispersione permettono di verificare la presenza di un'eventuale correlazione tra due variabili. In questo caso, i grafici a dispersione presentano sull'asse delle ascisse i valori di $\delta^{18}\text{O}$ e sull'asse delle ordinate i valori di $\delta^2\text{H}$.

I grafici *boxplot*, invece, sono rappresentazioni grafiche utilizzate per descrivere la distribuzione di un campione tramite indici di dispersione e posizione. Tali grafici sono composti da una scatola, che definisce il primo e terzo quartile, e dei baffi, i quali indicano il valore minimo e massimo del set di dati. All'interno della scatola a forma di rettangolo può essere inclusa la linea orizzontale di mediana. In questo studio sono stati creati otto grafici *boxplot*: due grafici rappresentano i valori di $\delta^2\text{H}$ delle diverse tipologie di campioni, altri due i valori di $\delta^{18}\text{O}$, due grafici raffiguranti i valori dell'indice di origine stagionale (SOI) ottenuti usando il $\delta^2\text{H}$ e due con i valori di SOI derivanti da $\delta^{18}\text{O}$. Per determinare il SOI per i campioni di acqua del suolo e di vegetazione, si è calcolata la composizione isotopica media annuale, estiva ed invernale della precipitazione utilizzando la formula della media pesata (il peso

dipendeva dalla quantità di precipitazione). Successivamente, è stato calcolato l'indice SOI per ciascun campione mediante l'equazione 11:

$$SOI = \begin{cases} \frac{\delta_x - \delta_{annP}}{\delta_{summerP} - \delta_{annP}}, & \text{se } \delta_x > \delta_{annP} \\ \frac{\delta_x - \delta_{annP}}{\delta_{annP} - \delta_{winterP}}, & \text{se } \delta_x < \delta_{annP} \end{cases} \quad (11)$$

Dove:

δ_x è il valore in $\delta^2\text{H}$ o $\delta^{18}\text{O}$ del campione, δ_{annP} la composizione isotopica ($\delta^2\text{H}$ o $\delta^{18}\text{O}$) media annuale della precipitazione, $\delta_{summerP}$ la composizione isotopica ($\delta^2\text{H}$ o $\delta^{18}\text{O}$) media della precipitazione estiva e $\delta_{winterP}$ la composizione isotopica ($\delta^2\text{H}$ o $\delta^{18}\text{O}$) media della precipitazione invernale.

Campioni di acqua del suolo e di vegetazione con valori di SOI negativi indicano un'origine prevalentemente invernale (cioè l'acqua del suolo è alimentata principalmente da precipitazioni invernali), mentre campioni con valori di SOI positivi suggeriscono un'origine di queste acque prevalentemente estiva. Valori di SOI che si avvicinano allo zero, invece, evidenziano un'origine delle acque autunnale o primaverile oppure una miscela di acque con diversa origine temporale.

4. RISULTATI E DISCUSSIONI

4.1 Variabilità della composizione isotopica in differenti acque

In *Tabella 4.1.1* e *Tabella 4.1.2* vengono esposti i principali indici di statistica descrittiva per la composizione isotopica di diverse tipologie di acqua: acqua mobile del suolo, acqua del suolo estratta criogenicamente in zona ripariale e di versante (a diverse profondità), acqua xilematica della vegetazione. Per ogni tipo di campione sono stati calcolati: numero di campioni, valore minimo, valore massimo, media, mediana, deviazione standard, coefficiente di variazione (CV) e *range*. Nella *Tabella 4.1.1* tutti i calcoli sono stati fatti utilizzando i valori di $\delta^2\text{H}$, mentre nella *Tabella 4.1.2* i valori di $\delta^{18}\text{O}$.

Da queste tabelle si nota che l'acqua del suolo estratta criogenicamente e l'acqua xilematica hanno una maggior dispersione ed una maggior variabilità dei dati rispetto all'acqua mobile del suolo.

| $\delta^2\text{H}$ [‰] | N. campioni | Min. | Max. | Media | Mediana | Dev. Std. | CV | Range |
|---|-------------|--------|--------|--------|---------|-----------|-------|-------|
| Acqua mobile del suolo | 40 | -65.99 | -29.30 | -47.22 | -47.85 | 7.03 | -0.15 | 36.69 |
| Acqua del suolo estratta criogenicamente: | | | | | | | | |
| Ripariale 10 cm | 54 | -64.65 | -15.41 | -37.48 | -37.37 | 11.59 | -0.31 | 49.23 |
| Ripariale 30 cm | 53 | -66.56 | -23.04 | -40.34 | -40.21 | 9.90 | -0.25 | 43.52 |
| Ripariale 40 cm | 54 | -68.22 | -24.49 | -43.11 | -43.42 | 10.58 | -0.25 | 43.73 |
| Versante 10 cm | 56 | -76.17 | -15.83 | -34.90 | -31.86 | 12.01 | -0.34 | 60.34 |
| Versante 30 cm | 58 | -62.47 | -15.77 | -35.92 | -33.85 | 12.05 | -0.34 | 46.70 |
| Versante 60 cm | 58 | -68.79 | -16.31 | -39.76 | -38.08 | 11.65 | -0.29 | 52.48 |
| Acqua xilematica | 178 | -71.82 | -8.06 | -37.03 | -36.56 | 9.85 | -0.27 | 63.76 |

Tabella 4.1.1: Analisi statistica descrittiva del $\delta^2\text{H}$ (‰) delle diverse tipologie di acque.

| $\delta^{18}\text{O}$ [‰] | N. campioni | Min. | Max. | Media | Mediana | Dev. Std. | CV | Range |
|---|-------------|--------|-------|-------|---------|-----------|-------|-------|
| Acqua mobile del suolo | 40 | -10.97 | -5.33 | -7.53 | -7.56 | 1.14 | -0.15 | 5.64 |
| Acqua del suolo estratta criogenicamente: | | | | | | | | |
| Ripariale 10 cm | 54 | -9.50 | -1.37 | -5.53 | -5.75 | 1.80 | -0.32 | 8.13 |
| Ripariale 30 cm | 53 | -10.53 | -3.31 | -6.16 | -6.36 | 1.42 | -0.23 | 7.22 |
| Ripariale 40 cm | 54 | -10.18 | -3.28 | -6.53 | -6.53 | 1.37 | -0.21 | 6.90 |
| Versante 10 cm | 56 | -11.54 | -0.72 | -4.83 | -4.80 | 1.84 | -0.38 | 10.82 |
| Versante 30 cm | 58 | -8.66 | -1.89 | -5.03 | -5.20 | 1.70 | -0.34 | 6.77 |
| Versante 60 cm | 58 | -9.05 | -2.71 | -5.64 | -5.71 | 1.55 | -0.27 | 6.33 |
| Acqua xilematica | 182 | -10.12 | -3.47 | -6.38 | -6.34 | 1.13 | -0.18 | 6.66 |

Tabella 4.1.2: Analisi statistica descrittiva dell' $\delta^{18}\text{O}$ (‰) delle diverse tipologie di acque.

Per un più facile confronto delle diverse tipologie di acqua è stato creato un grafico a dispersione (*Figura 4.1*) che descrive la composizione isotopica dei campioni d'acqua raccolti nel bacino sperimentale di Ressi tra il 2012 e il 2022.

I campioni sono suddivisi in diverse tipologie di acqua: acqua di precipitazione, acqua mobile nel suolo, acqua del suolo estratta criogenicamente e acqua xilematica della vegetazione.

Questi campioni vengono messi a confronto con la retta locale delle precipitazioni (LMWL) che caratterizza la zona del Rio Ressi, descritta dall'*equazione 12*:

$$\delta^2\text{H} = 7.70 \delta^{18}\text{O} + 11.03 \quad (12)$$

Osservando il grafico si nota che è presente una forte variabilità dell'acqua di precipitazione che si estende tra -110‰ e -6‰ per $\delta^2\text{H}$ e -16‰ e -1‰ per $\delta^{18}\text{O}$, mentre c'è una minor variabilità per gli altri tipi di acque che risultano più arricchiti in isotopi pesanti.

Per quanto riguarda l'acqua mobile nel suolo è possibile notare l'allineamento con la retta locale delle precipitazioni e una maggiore concentrazione dei campioni tra -70‰ e -29‰ per $\delta^2\text{H}$ e -11‰ e -5‰ per $\delta^{18}\text{O}$.

Alcuni campioni dell'acqua del suolo estratta criogenicamente, invece, risultano avere una maggiore deviazione dalla LMWL ed essere spostati verso destra. Questo sta ad indicare un possibile frazionamento isotopico di questi campioni, probabilmente a causa dei processi evaporativi che interessano maggiormente gli strati più superficiali del suolo.

Infine, i campioni d'acqua xilematica presentano una deviazione più marcata su entrambi i lati rispetto alla LMWL. Il posizionamento a destra della LMWL potrebbe essere dovuto al frazionamento isotopico e ad incertezze legate al metodo di estrazione (Barbeta et al., 2021). Per quanto riguarda il posizionamento a sinistra della LMWL, questo, invece, potrebbe essere causato dall'incertezza del metodo di estrazione e dall'incertezza dell'analisi isotopica. Queste ipotesi sono sostenute dagli studi di Barbeta et al. (2021), i quali hanno dimostrato che l'estrazione criogenica va ad estrarre anche l'acqua contenuta nei tessuti parenchimatici, tra le fibre vegetali e all'interno delle pareti cellulari, oltre che l'acqua presente nei vasi xilematici. Ciò determina che la composizione isotopica ottenuta possa non essere rappresentativa di quella dello xilema.

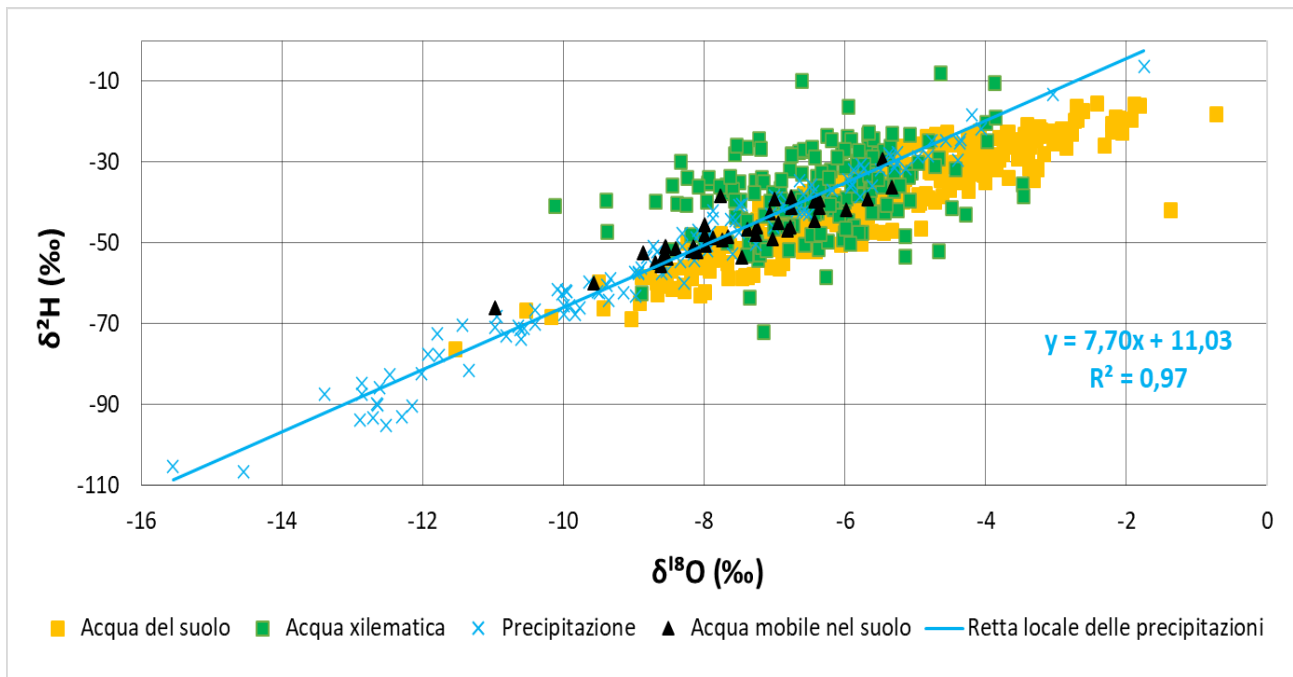


Figura 4.1: Grafico a dispersione che raffigura la composizione isotopica delle differenti tipologie di acqua.

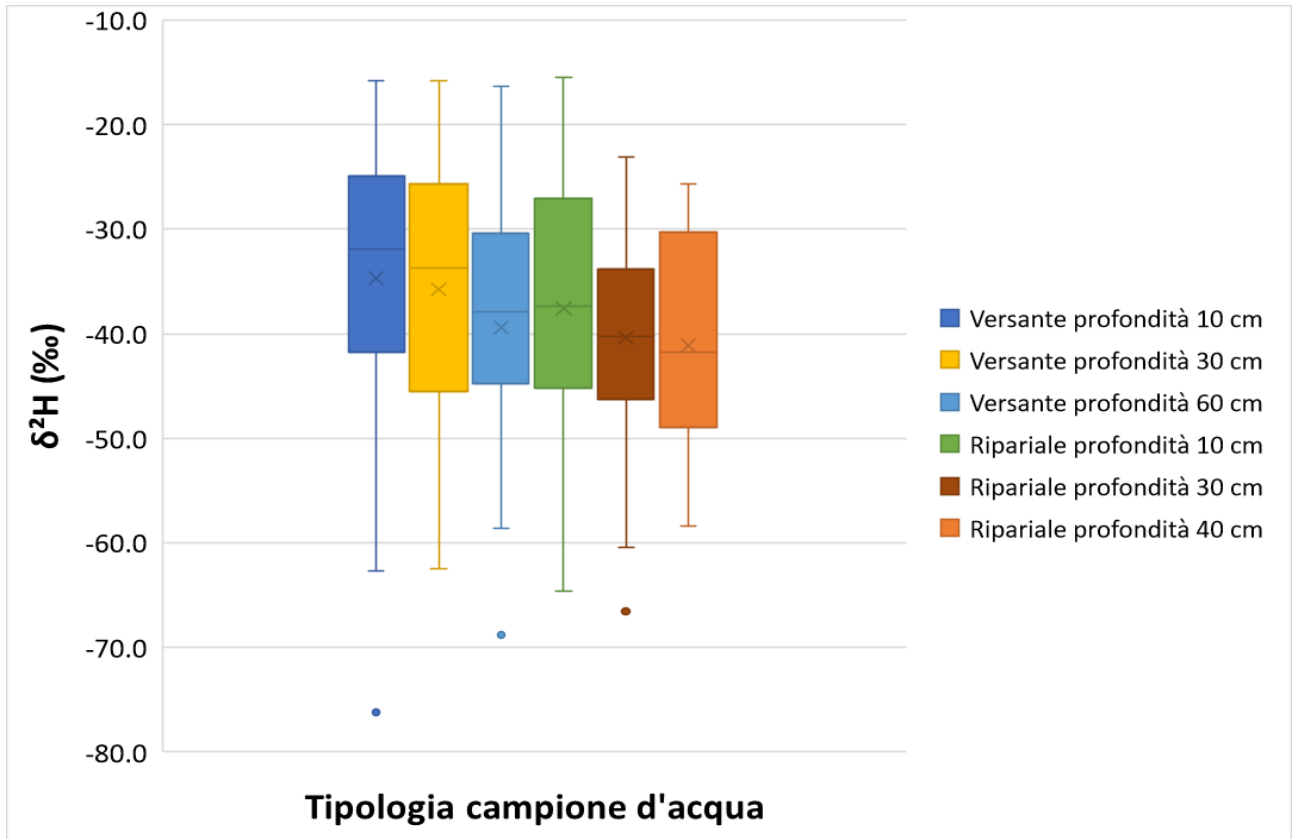
I valori di $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dei campioni d'acqua nel suolo estratta criogenicamente a diverse profondità vengono riportati mediante due *boxplot* in *Figure 4.2.1*.

Da una prima osservazione si nota che, sia per i valori di $\delta^2\text{H}$ che per $\delta^{18}\text{O}$, risultano più positivi i campioni di acqua del suolo raccolti in zona di versante rispetto a quelli raccolti in zona ripariale e che, con l'aumentare della profondità, si ha un minor arricchimento in isotopi pesanti, confermando una graduale riduzione dei fenomeni evaporativi sui campioni con la profondità.

Nello specifico, i valori delle mediane di $\delta^2\text{H}$ per i campioni di versante sono compresi tra -31.9‰ e -37.9‰ , mentre i campioni in zona ripariale hanno valori compresi tra -37.4‰ e -41.8‰ , evidenziando una somiglianza tra i valori dei campioni di versante a profondità 60 cm e i valori dei campioni in zona ripariale a profondità 10 cm. Per quanto riguarda le mediane di $\delta^{18}\text{O}$, nei campioni di versante i valori sono compresi tra -4.85‰ e -5.72‰ , mentre per i campioni in zona ripariale si estendono tra -5.75‰ e -6.54‰ .

Infine, la variabilità dei valori di $\delta^2\text{H}$ e di $\delta^{18}\text{O}$ sembra essere in entrambi i casi maggiore per i campioni raccolti sul versante a profondità 10 cm. Questo si può verificare

osservando la deviazione standard e il coefficiente di variazione in *Tabella 4.1.1* e *Tabella 4.1.2*.



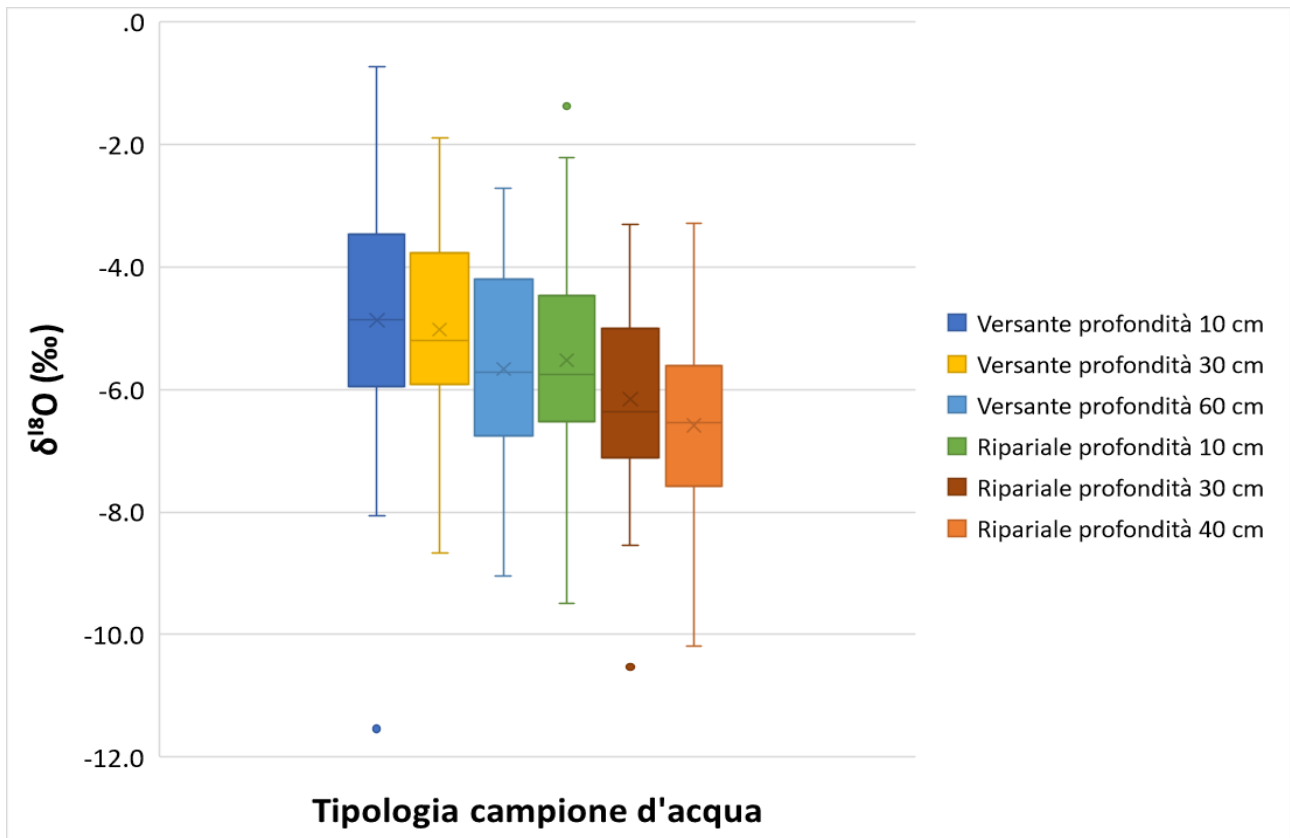


Figure 4.2.1: Boxplot con i valori di $\delta^2\text{H}$ (sopra) e $\delta^{18}\text{O}$ (sotto) dei campionamenti effettuati dal 2017 al 2021. Le tipologie di campioni raffigurate sono: acqua nel suolo estratta criogenicamente da versante a profondità 10, 30 e 60 cm e acqua nel suolo estratta criogenicamente in zona ripariale a profondità 10, 30 e 40 cm.

Nelle Figure 4.2.2 vengono confrontati i valori di $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ per differenti tipologie di acque campionate: acqua xilematica della vegetazione, acqua mobile nel suolo e acqua nel suolo estratta criogenicamente.

In entrambe le figure si nota una maggior negatività dei valori di $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ per l'acqua mobile nel suolo, le quali mediane risultano rispettivamente -47.85‰ e -7.56‰.

L'acqua xilematica della vegetazione e l'acqua nel suolo estratta criogenicamente hanno i valori di $\delta^2\text{H}$ delle mediane più simili: -36.6‰ per l'acqua xilematica e -37.4 per l'acqua nel suolo. Anche le mediane dei valori di $\delta^{18}\text{O}$ si discostano di poco: -6.34‰ per l'acqua xilematica e -5.66‰ per l'acqua nel suolo.

I campioni con una maggiore variabilità sono quelli dell'acqua nel suolo estratta criogenicamente.

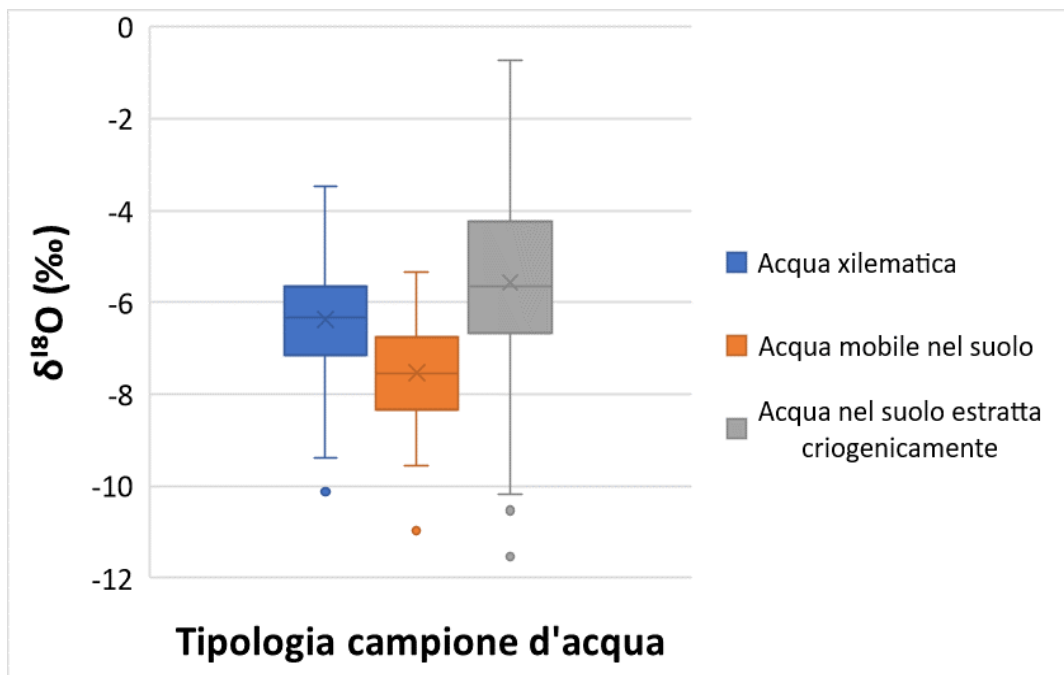
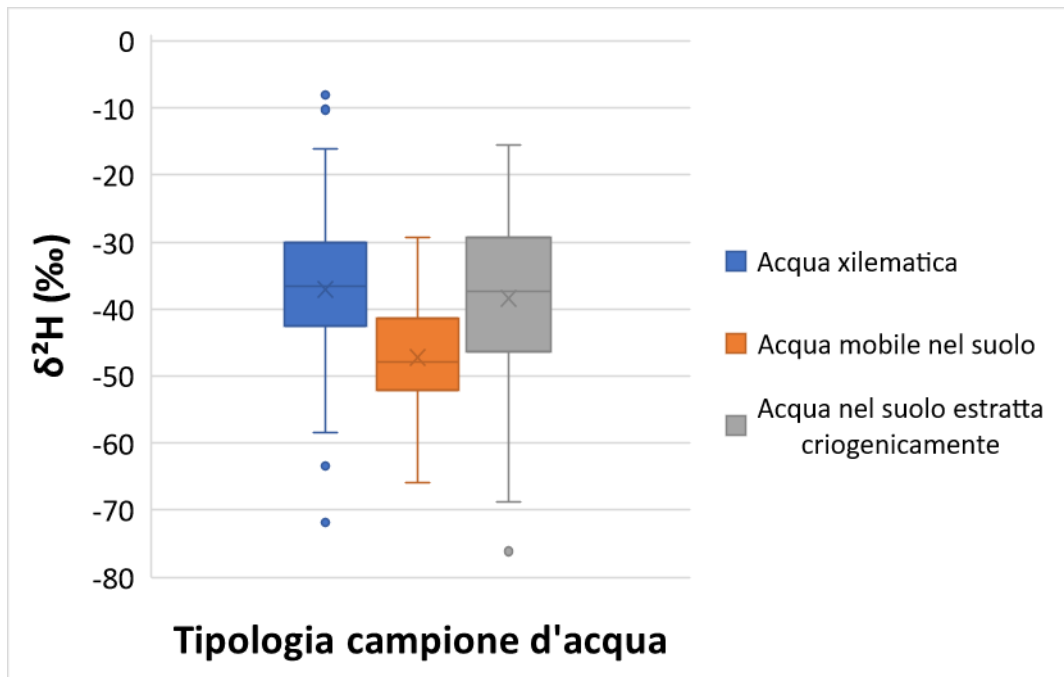


Figure 4.2.2: Boxplot con i valori di $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ per diverse tipologie di campione: acqua xilematica della vegetazione, acqua mobile nel suolo e acqua nel suolo estratta criogenicamente.

4.2 Origine stagionale delle diverse acque

I valori dell'indice di origine stagionale (SOI) ottenuti da $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ vengono riportati nei *Figure 4.2.3* per i campioni di acqua xilematica, acqua mobile nel suolo e acqua nel suolo estratta criogenicamente.

Si osservano campioni molto positivi per l'acqua xilematica della vegetazione e l'acqua nel suolo estratta criogenicamente, con mediane del SOI ($\delta^2\text{H}$) comprese tra 0.6 e 1.4 e mediane del SOI ($\delta^{18}\text{O}$) tra 0.7 e 1.7. Tali risultati suggeriscono che il verificarsi della ricarica di queste acque avviene nel periodo primaverile estivo.

I valori dell'indice di origine stagionale ottenuti per l'acqua xilematica, analizzando il grafico con i dati ricavati da $\delta^{18}\text{O}$, risultano intermedi tra i valori di SOI per l'acqua mobile nel suolo e l'acqua legata al suolo. Ciò mostra che la vegetazione assorbe principalmente l'acqua caduta in primavera ed estate. Questi risultati ottenuti per il bacino di Ressi non coincidono con i risultati ottenuti in siti svizzeri da Allen et al. (2019), i quali affermano che le piante utilizzano acqua del suolo con prevalente origine invernale anche durante il periodo estivo.

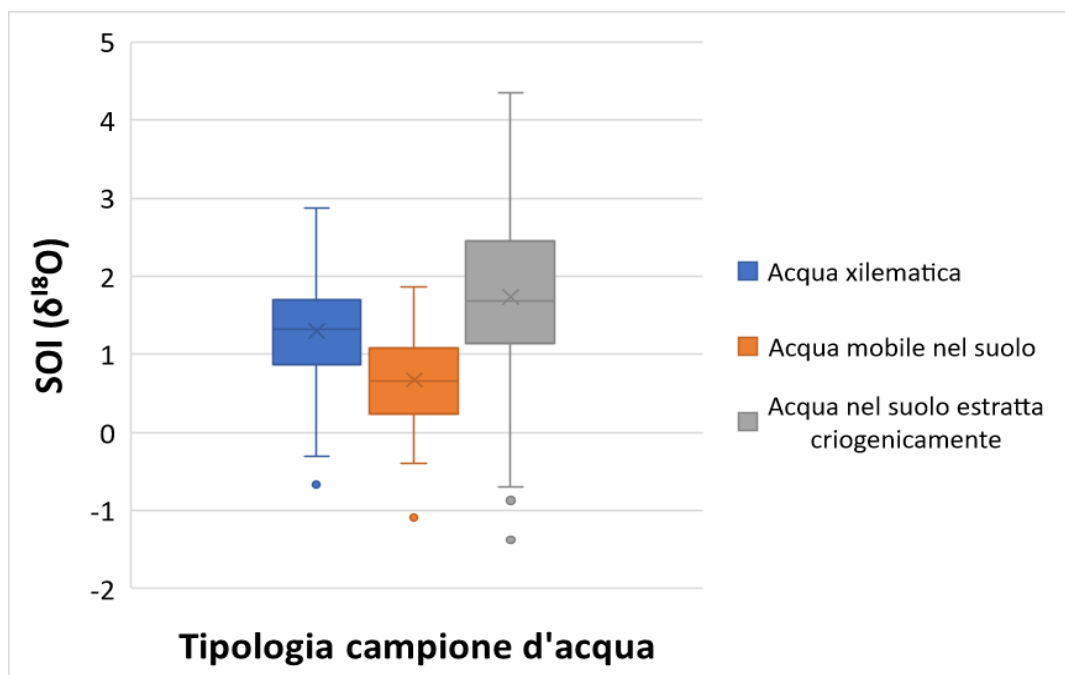
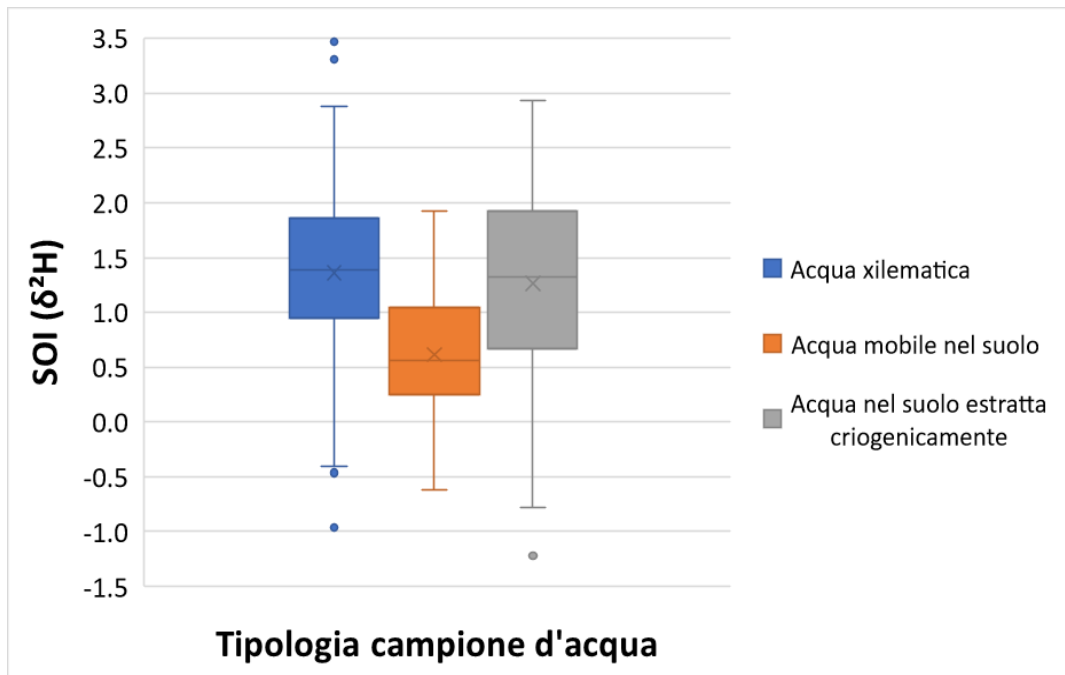
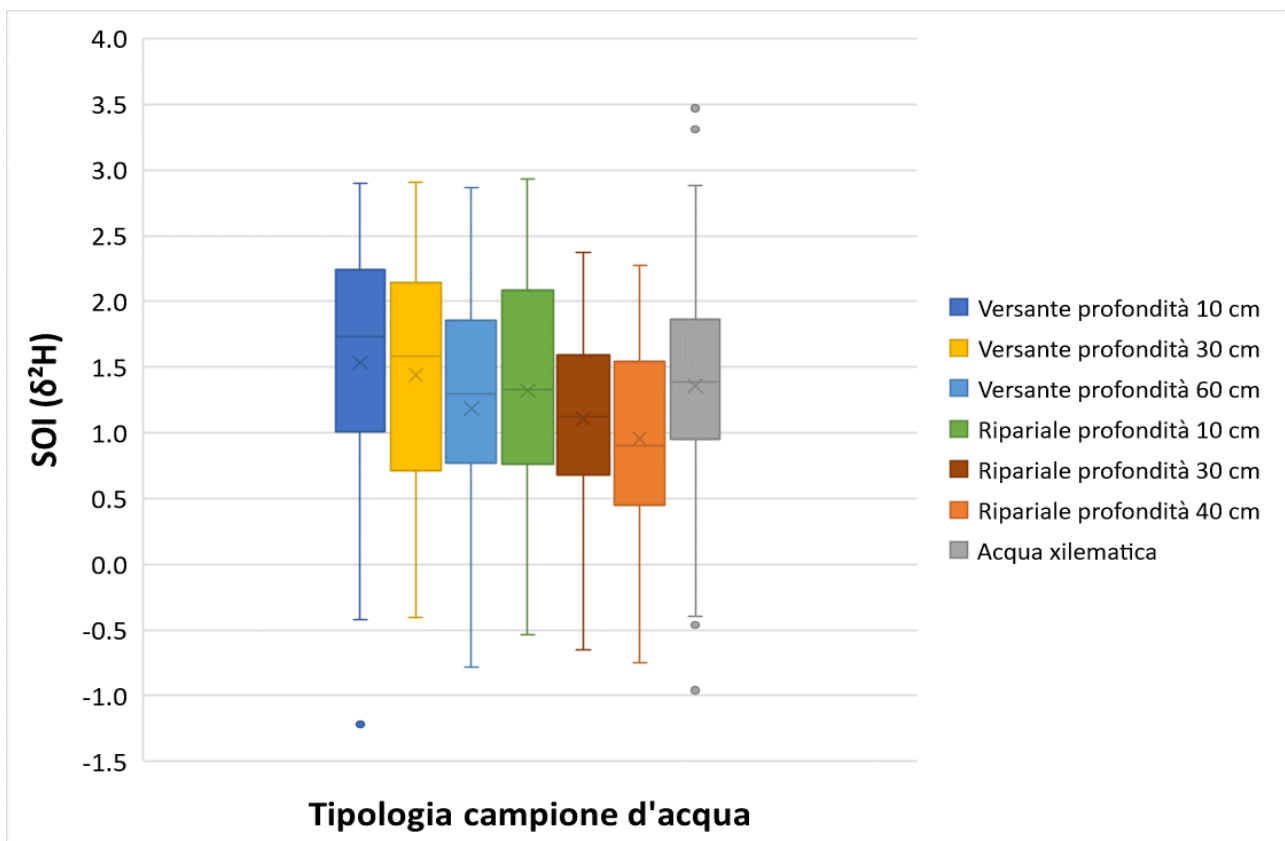


Figure 4.2.3: Boxplot con i valori di SOI per $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dell'acqua xilematica, acqua mobile nel suolo e acqua legata al suolo.

I due *boxplot* raffigurati nei Figure 4.2.4 rappresentano i valori dell'indice di origine stagionale, per $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$, dell'acqua xilematica della vegetazione e dell'acqua legata al suolo in zona di versante e in zona ripariale, a diverse profondità.

Da una prima analisi si osserva che i valori di SOI dell'acqua xilematica riflettono principalmente i valori di SOI dell'acqua del suolo prelevato sul versante a profondità

60 cm e i campioni dell'acqua nel suolo raccolti in zona ripariale a profondità intermedia 10-30 cm. Queste osservazioni suggeriscono che la vegetazione assorbe l'acqua ad una maggiore profondità sul versante, mentre in zona ripariale assorbe l'acqua più superficiale. Tale ipotesi coincide con gli studi fatti da Amin et al. (2020), che ha osservato che in zone temperate le piante assorbono acqua del suolo presente negli strati più superficiali. In questo caso, il risultato ottenuto potrebbe essere legato alla pedologia e topografia del suolo su cui si sono prelevati i campioni: il suolo su versante è più secco, mentre la zona ripariale, essendo adiacente al torrente, risulta più umida. Inoltre, in zona ripariale l'assorbimento delle radici potrebbe essere vincolato dalla presenza di strati rocciosi in profondità.



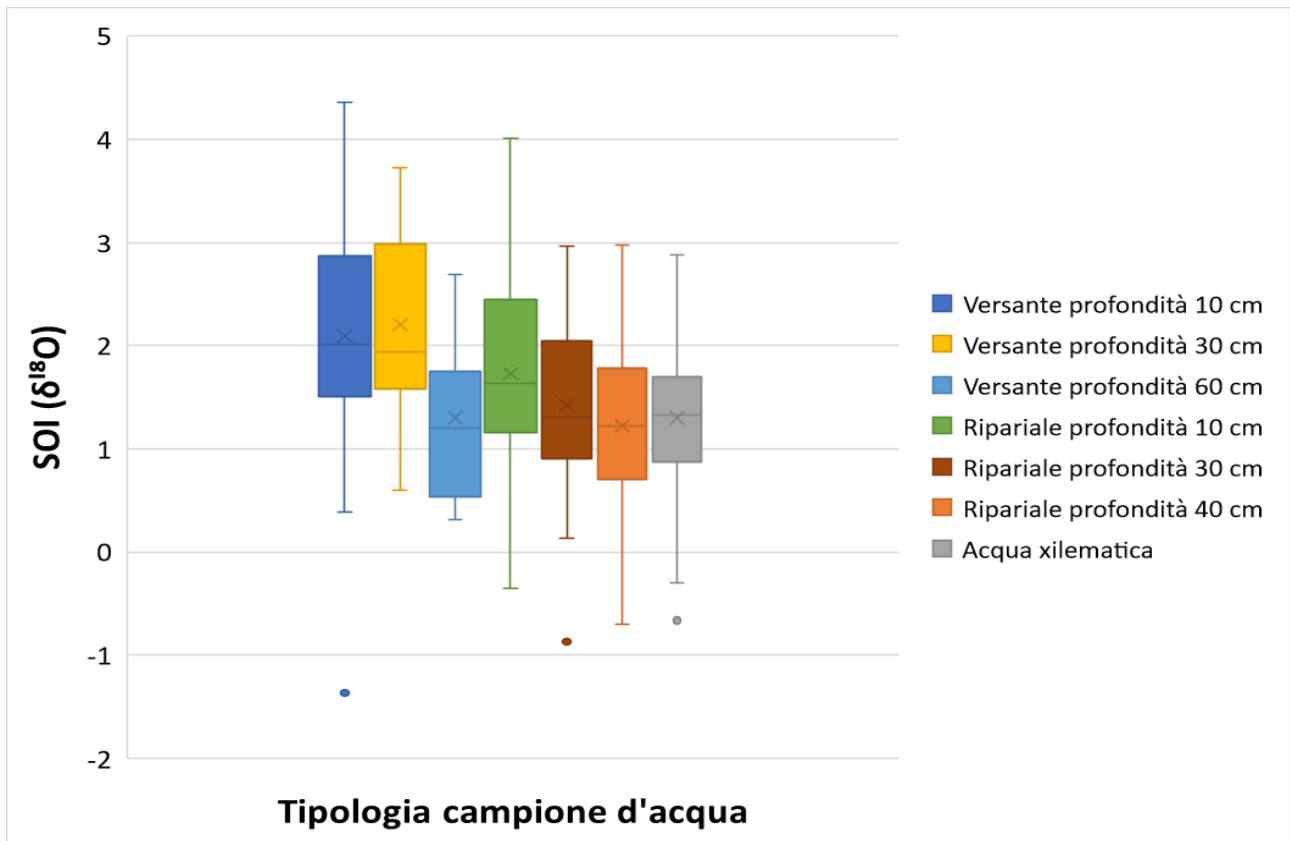


Figure 4.2.4: Boxplot con i valori di SOI per $\delta^2\text{H}$ e $\delta^{18}\text{O}$ delle differenti tipologie di acqua: acqua nel suolo estratta criogenicamente da versante a profondità 10, 30 e 60 cm, acqua nel suolo estratta criogenicamente in zona ripariale a profondità 10, 30 e 40 cm e acqua xilematica della vegetazione.

CONCLUSIONI

Con questo lavoro di tesi si è studiata l'origine stagionale dell'acqua usata dalle piante per la traspirazione e la variabilità temporale e spaziale della composizione isotopica delle acque del suolo e dei tessuti xilematici di alcuni faggi e castagni presenti nel bacino sperimentale di Rio Ressi.

Il bacino di Rio Ressi si trova a Posina, nelle Prealpi Vicentine, e in questo sito l'Università degli Studi di Padova ha realizzato un'area sperimentale per studiare i processi idrologici del sistema suolo-pianta-atmosfera.

L'attività di campionamento svolta negli anni 2021 e 2022 è stata seguita dall'attività di analisi isotopica mediante spettroscopia laser per i campioni di acqua del suolo e acqua di precipitazione, mentre per i campioni di acqua xilematica è stato utilizzato uno spettrometro di massa.

I risultati ottenuti dall'elaborazione dei dati raccolti dal 2017 al 2022 hanno mostrato una forte variabilità dell'acqua di precipitazione rispetto all'acqua presente nel suolo e nei tessuti vegetali. Inoltre, l'acqua mobile nel suolo risulta più allineata alla retta locale delle precipitazioni e, quindi, meno influenzata da fenomeni evaporativi che causano il frazionamento isotopico.

È interessante confrontare anche l'ampia variabilità dell'acqua nel suolo estratta criogenicamente, sia in zona di versante che in quella ripariale. L'acqua raccolta nel profilo di versante risulta più arricchita in isotopi pesanti rispetto all'acqua nel suolo prelevato in zona ripariale. Tuttavia, si osserva un minor arricchimento in isotopi pesanti con l'aumentare della profondità di campionamento in entrambi i profili.

Soffermandosi sullo studio dell'indice di origine stagionale (SOI) emerge che, sia l'acqua mobile nel suolo che l'acqua del suolo estratta criogenicamente, vengono ricaricate entrambe da precipitazioni avvenute principalmente in primavera ed estate. L'acqua dei tessuti xilematici presenta valori intermedi di SOI tra le due tipologie di acqua del suolo (mobile ed estratta criogenicamente), suggerendo che gli apparati

radicali della vegetazione assorbono entrambi i tipi di acqua del suolo e con origine prevalentemente primaverile-estiva.

Confrontando i valori del SOI dei campioni di acqua xilematica e di acqua del suolo estratta criogenicamente e riferita a diverse profondità, è emerso che la vegetazione di versante accede maggiormente all'acqua del suolo presente in strati più profondi (60 cm), mentre la vegetazione in zona ripariale assorbe l'acqua degli strati più superficiali. Questo probabilmente avviene a causa dei processi evaporativi incidenti sugli strati superficiali del suolo di versante, i quali risultano meno umidi rispetto alla zona ripariale. Inoltre, in zona ripariale è possibile che lo sviluppo in profondità degli apparati radicali sia limitato dalla presenza di un substrato roccioso più superficiale.

Bibliografia:

Allen S. T., Kirchner J. W., Braun S., Siegwolf R. T. W., Goldsmith G. R., 2019. “Seasonal origins of soil water used by trees”. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23: 1199–1210.

Allen S. T., von Freyberg J., Weiler M., Goldsmith G. R., Kirchner J. W., 2019. “The Seasonal Origins of Streamwater in Switzerland”. *Geophysical Research Letters*, 46: 10425-10434.

Amin A., Zuecco G., Geris J., Schwendenmann L., McDonnell J.J., Borga M., Penna D., 2020. “Depth distribution of soil water sourced by plants at the global scale: A new direct inference approach”. *Ecohydrology*, 13: 1-15.

ARPAV, 2013. “Atlante climatico del Veneto”.

Bellieni G., Fioretti A. M., Marzoli A., Visona D., 2010. “Permo–Paleogene magmatism in the eastern Alps”. *Rendiconti Lincei Scienze Fisiche e Naturali*, 21: 51-71.

Bertotti G., Picotti V., Bernoulli D., Castellarin A., 1993. “From rifting to drifting: tectonic evolution of the S. Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous”. *Sedimentazioni Geologiche*, 86: 53–76.

Bertrand G., Masini J., Goldsheider N., Meeks J., Lavastre V., Celle-Jeanton H., Gobat J.M., Hunkeler D., 2012. “Determination of spatiotemporal variability of tree water uptake using stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) in an alluvial system supplied by a high-altitude watershed, Pfyn Forest, Switzerland”. *Ecohydrology*, 7: 319-333.

Brooks J.R., Barnard H.R., Coulombe R., McDonnell J.J., 2010. “Ecohydrologic separation of water between trees and streams in a Mediterranean climate”. *Nature Geoscience*, 3: 101–104.

Brunel J.P., Walker G.R., Kennett-Smith A.K., 1995. “Field validation of isotopic procedures for determining sources of water used by plants in a semi-arid environment”. *Journal of Hydrology*, 167: 351-368.

Castellarin A., Cantelli L., 2009. “Geology and evolution of the Northern Adriatic structural triangle between Alps and Apennine”. *Rendiconti Lincei. Scienze Fisiche e Naturali*, 21: 3-14.

Dansgaard W., 1964. “Stable isotopes in precipitation”. *Tellus*, 16: 436-468.

De Vecchi G., Di Lallo E., Sedea R., 1986. “Memorie di scienze geologiche. Note illustrative della carta geologica dell’area di Valli del Pasubio-Posina-Laghi alla scala 1:20000”. *Volume 38, fascicolo 8*.

Eggemeyer K.D., Awada T., Harvey F.E., Wedin D.A., Zhou X., Zanner C.W., 2009. “Seasonal changes in depth of water uptake for encroaching trees *Juniperus virginiana*

and *Pinus ponderosa* and two dominant C4 grasses in a semiarid grassland”. *Tree Physiology*, 29: 157-169.

Ellsworth P., Williams D., 2007. “Hydrogen isotope fractionation during water uptake by wood xerophytes”. *Plant and Soil*, 291: 93-107.

Epstein S., Mayeda T., 1953. “Variation of O18 content of waters from natural sources”. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 4: 213-224.

Froehlich K., Gibson J.J., Aggarwal P., 2002. “Deuterium excess in precipitation and its climatological significance”. *Study of environmental change using isotope techniques, C&S Papers Series 13/P, pp. 54-65, International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria.*

Gat J.R., 1996. “Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle”. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 24: 225-262.

Gat J.R., Carmi I., 1970. “Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area”. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 75: 3039-3048.

Goldsmith G. R., Allen S. T., Braun S., Siegwolf R. T. W., Kirchner J. W., 2022. “Climatic influences on summer use of winter precipitation by trees”. *Geophysical Research Letters*, 49, e2022GL098323.

Hewlett J.D., Hibbert A.R., 1966. “Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas”. *Journal Article. 1965 August 29 - September 10. University Park, PA; Oxford. Pergamon Press, New York.*

Ingraham N.L., Shadel C., 1992. “A comparison of the toluene distillation and vacuum/heat methods for extracting soil water for stable isotopic analysis”. *Journal of Hydrology 140: 371-387.*

Koeniger P., Marshall J.D., Link T., Mulch A., 2011. “An inexpensive, fast, and reliable method for vacuum extraction of soil and plant water for stable isotope analyses by mass spectrometry”. *Rapid Communications in Mass Spectrometry, 25: 3041-3048.*

Lenarduzzi D. 2022. “Origine delle acque usate dalla vegetazione forestale in un piccolo bacino prealpino”. Tesi di laurea Magistrale in Scienze e Gestione delle Risorse Faunistico-Ambientali. Università degli Studi di Firenze, Dipartimento di Scienze zootecniche e tecnologie animali.

Longinelli A., Selmo E., 2003. “Isotopic composition of precipitation in Italy: a first overall map”. *Journal of Hydrology 270: 75-88.*

Lucchini F., Rossi P.L., Simboli G., 1982. “Il magmatismo triassico dell’area di Predazzo (Alpi Meridionali, Italia)”. *Castellarin, A., Vai, G.B. (Eds.), Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale, Guide Geologiche Regionali, Società Geologica Italiana: 221-230.*

Lustrino M., Abbas H., Agostini S., Caggiati M., Carminati E., Gianolla P., 2019. “Origin of Triassic magmatism of the Southern Alps (Italy): Constraints from geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic ratios”. *Gondwana Research*, 75: 219-238.

Marchesini F. 2019. “Variabilità spaziale e temporale della composizione isotopica delle acque in un piccolo bacino prealpino”. Tesi di laurea triennale in Tecnologie Forestali e Ambientali. Università degli Studi di Padova, Dipartimento TESAF.

McDonnell J.J., 2014. “The two water worlds hypothesis: Ecohydrological separation of water between streams and trees”. *WIREs Water*, 1: 323-329.

Norbiato D., Borga M., Merz R., Blöschl G., Carton A., 2009. “Controls on event runoff coefficients in the eastern Italian Alps”. *Journal of Hydrology*, 375: 312-325.

Orlowski N., Breuer L., Angeli N., Boeckx P., Brumbt C., Cook C.S., Dubbert M., Dyckmans J., Gallagher B., Gralher B., Herbstritt B., Hervé-Fernández P., Hissler C., Koeniger P., Legout A., Macdonald C.J., Oyarzún C., Redelstein R., Seidler C., Siegwolf R., Stumpp C., Thomsen S., Weiler M., Werner C., McDonnell J. J., 2018. “Inter-laboratory comparison of cryogenic water extraction systems for stable isotope analysis of soil water”. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22: 3619-3637.

Penna D., Hopp L., Scandellari F., Allen S. T., Benettin P., Beyer M., Geris J., Klaus J., Marshall J. D., Schwendenmann L., Volkmann T. H. M., von Freyberg J., Amin A., Ceperley N., Engel M., Frentress J., Giambastiani Y., McDonnell J. J., Zuecco G., Llorens P., Siegwolf R. T. W., Dawson T. E., Kirchner J. W., 2018. “Ideas and

perspectives: Tracing terrestrial ecosystem water fluxes using hydrogen and oxygen stable isotopes – challenges and opportunities from an interdisciplinary perspective”. *Biogeosciences*, 15: 6399-6415.

PTCP Vicenza, 2010. “Piano territoriale di coordinamento provinciale; Aspetti geologici”.

Regione del Veneto e ARPAV, 2009. “Le forme del terreno viste dal cielo: il Veneto. Atlante geomorfologico”.

Rossatto D.R., Silva L.C.R., Sternberg L.S. L., Franco A.C., 2014. “Do woody and herbaceous species compete for soil water across topographic gradients? Evidence for niche partitioning in a Neotropical savanna”. *South African Journal of Botany*, 91: 14-18.

Scandellari F., Penna D., 2017. “Gli isotopi stabili nell’acqua fra suolo, pianta e atmosfera”. *Italus Hortus*, 24: 51-67.

Smith T. M., Smith R. L., 2017. “Elementi di Ecologia”. Nona edizione. Pearson.

Vargas A.I., Schaffer B., Yuhong L., Sternberg L. da S.L., 2017. “Testing plant use of mobile vs immobile soil water sources using stable isotope experiments”. *New Phytologist*, 215: 582-594.

Zhang Y., Xu J., Jiang Y., Mandra T., Rademacher T. T., Xue F., Dong M., Pederson N., 2021. “Higher plasticity of water uptake in spruce than larch in an alpine habitat of North-Central China”. *Agricultural and Forest Meteorology*, 301: 108696.

Zuecco G., Marchina C., Gelmini Y., Amin A., van Meerveld H.J., Penna D., Borga M., 2021. “Ressi experimental catchment: Ecohydrological research in the Italian pre-Alps”. *Hydrological Processes*, 35: e14095.

Sitografia:

ARPAV, in: <https://www.arpa.veneto.it/temi-ambientali/climatologia/approfondimenti/il-clima-in-veneto>

Carta Geologica dell'area di Valli del Pasubio-Posina-Laghi, in: <https://phaidra.cab.unipd.it/imageserver/o:454149>

GeologicAmbiente, in: <http://www.geologicambiente.com/retta-acque-meteoriche.html>

IAEA, in: <https://www.iaea.org/>

ISPRA, in: https://www.isprambiente.gov.it/files/pubblicazioni/rapporti/cartanatura_rapporto_20_10_106_veneto.pdf

Meteorologia, in: <http://www.meteorologia.it/didattica/basico/ciclo%20acqua.htm>

UNIMONT, in: https://www.unimontagna.it/web/uploads/2019/04/Calvetti-Michele_PROTETTO.pdf

Wordwall, in: <https://wordwall.net/it-it/community/le-fasi-del-ciclo-dellacqua>