

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

DIPARTIMENTO DI GEOSCIENZE

Direttore: Prof. Fabrizio Nestola

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**STUDIO IDROGEOLOGICO A SUPPORTO DEL PROGETTO DI
FATTIBILITÀ DELLA GALLERIA STRADALE DEL
PASSO DELLA MAURIA**

Relatore: Prof. Leonardo Piccinini

Correlatori: Dott. Gianluca Marcato, Dott. Giovanni Monegato

Laureando: Mattia Gaiga

ANNO ACCADEMICO 2018 – 2019

Indice

1. Introduzione	pag. 1
1.1. Descrizione del progetto	pag. 2
2. Inquadramento	pag. 5
2.1. Inquadramento geografico	pag. 5
2.2. Inquadramento geologico	pag. 7
2.2.1. Stratigrafia dell'area di intervento	pag. 11
2.3. Inquadramento geomorfologico	pag. 14
3. Materiali e metodi	pag. 18
3.1. Analisi morfometrica	pag. 18
3.2. Dati meteorologici	pag. 23
3.3. Monitoraggio idrogeologico	pag. 29
3.3.1. Sorgenti	pag. 32
3.3.2. Corsi d'acqua	pag. 33
3.4. Metodi parametrici	pag. 36
3.4.1. Metodo DHI	pag. 37
3.4.2. Metodo Cesano	pag. 41
4. Risultati	pag. 44
4.1. Analisi morfometrica	pag. 44
4.2. Bilancio idrogeologico e valutazione degli afflussi	pag. 51
4.3. Dati di monitoraggio e modello idrogeologico concettuale	pag. 59
4.3.1. Sorgenti	pag. 60
4.3.2. Corsi d'acqua	pag. 66
4.4. Metodi parametrici	pag. 83
4.4.1. Stima della probabilità di inflow	pag. 83
4.4.1.1. Metodo DHI	pag. 83
4.4.1.2. Metodo Cesano	pag. 89
4.4.1.3. Confronto fra le metodologie	pag. 97
4.4.2. Valutazione del rischio di impatto sui punti di monitoraggio	pag. 99
5. Conclusioni	pag. 106
6. Bibliografia	pag. 111
Ringraziamenti	pag. 114

Allegati

1. Introduzione

In Italia, come in molti altri Paesi dell'Unione Europea, il sistema dei trasporti su gomma ha subito un continuo incremento a partire dal secondo dopoguerra fino ai giorni nostri, in virtù dell'aumento degli scambi commerciali tra i Paesi membri dell'Unione. Il volume delle merci trasportate è aumentato notevolmente dagli anni novanta, nonostante una riduzione relativa dopo la recessione economica del 2008, interessando in gran parte il trasporto su strada, che nel 2013 costituiva il 49 % del traffico merci dell'UE (<https://www.eea.europa.eu/>).

Per far fronte a queste nuove esigenze viabilistiche, si rende necessario aggiornare e ammodernare le infrastrutture già presenti nonché realizzarne di nuove.

In qualsiasi ambito montano, il potenziamento delle infrastrutture viarie può essere perseguito attraverso la costruzione di una strada in costa oppure attraverso la costruzione di una galleria stradale. Nonostante in prima battuta appaia molto più conveniente, sia in termini economici che in termini ingegneristici, la realizzazione di una strada in costa, in realtà essa diventa sconveniente qualora vi siano numerose barriere orografiche da superare. Per fare un esempio, se per realizzare una strada di valico sono necessarie curve a raggio ridottissimo (tornanti) o elevate pendenze (talvolta insuperabili dai mezzi pesanti), una strada in galleria consente lo sviluppo di un tracciato rettilineo, più breve e privo di curve, e permette di ridurre la pendenza del fondo stradale tra i due imbocchi. Considerando ulteriori fattori, una strada in costa in ambiente montano spesso richiede la realizzazione di costose opere a supporto (ad esempio reti paramassi, muri di consolidamento, opere di difesa dalle valanghe, ecc...) e una continua manutenzione del fondo asfaltato (agredito dalle rigide temperature e dalla neve), mentre una strada in galleria comporta alcuni benefici quali la protezione del tratto asfaltato dagli eventi atmosferici, la riduzione del consumo di suolo, la diminuzione delle pendenze che si traduce in una riduzione del consumo di carburante.

È tuttavia necessario considerare che la realizzazione di un cavo stradale modifica le condizioni di equilibrio presenti in natura, in quanto genera delle perturbazioni di natura statica ed idrogeologica. Una conoscenza preliminare degli aspetti geologici (quali ad esempio la presenza di lineamenti tettonici o la tipologia di rocce attraversate dal tunnel), geomeccanici e idrogeologici dell'area interessata dalla realizzazione di un tunnel è fondamentale per una progettazione corretta e consapevole, che possa andare incontro alle attuali esigenze viabilistiche avendo sempre un occhio di riguardo al costo dell'infrastruttura.

Questa tesi ha avuto l'obiettivo di riconoscere ed esaminare, utilizzando le modalità e lo stile previsti da uno studio preliminare, tutte le problematiche idrogeologiche che potrebbero interessare una eventuale variante in galleria dell'attuale Strada Statale 52 "Carnica"; un altro obiettivo secondario è stato quello di suggerire tutte le possibili indagini atte ad approfondire tali problematiche.

1.1 Descrizione del progetto

Questa tesi si affianca alle ricerche operate dall'Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica (IRPI), un Istituto del Consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR) nato nel 1968 con l'obiettivo principale di studiare i fattori geologici e strutturali di maggior rilievo che incidono sulla progettazione e costruzione delle vie di comunicazione e delle gallerie stradali e ferroviarie. Questo lavoro si affianca alla tesi del dott. Ballaera (2019), che ha avuto l'obiettivo di definire un modello geologico e geomeccanico preliminare nonché individuare le potenziali criticità legate allo scavo. Le due tesi nel complesso intendono fornire una visione globale delle possibili interferenze tra l'opera e l'ambiente circostante, focalizzandosi rispettivamente sull'aspetto idrogeologico e sull'aspetto geologico-tecnico, offrendo una serie di informazioni utili per un eventuale studio di fattibilità più approfondito o per una successiva progettazione preliminare.

La variante in galleria andrebbe a collocarsi nel tratto di strada compreso tra gli abitati di Lorenzago di Cadore (Belluno) e di Forni di Sopra (Udine), al cui interno si trova il valico stradale di Passo

Mauria. Questa strada, oggi così come in passato, costituisce uno dei principali collegamenti tra il Cadore e la Carnia.

Il tratto di strada in questione presenta una serie di criticità che ne riducono la funzionalità e ne aumentano i costi di manutenzione, tra le quali:

- la presenza di n.9 tornanti, di cui 5 in territorio bellunese e 4 in territorio friulano, con pendenze di circa 2-3%;
- una pendenza media del tratto stradale del 3.8%;
- aree di sosta in numero insufficiente e comunque non idonee per i mezzi pesanti;
- velocità massima di percorrenza di 50 km/h;
- fenomeni franosi superficiali (almeno uno all'anno) che costringono ad un restringimento della carreggiata, con conseguente installazione del senso unico alternato ed annesso ausilio semaforico;
- vulnerabilità agli agenti atmosferici invernali che erodono il fondo stradale, costringendo ad una frequente operazione di asfaltatura.

Il progetto, ancora in fase preliminare, prevede la realizzazione di una galleria singola a doppia circolazione costituita da due corsie, una per senso di marcia, con larghezza complessiva della sede stradale di 7-8 m: si tratta della tipologia di galleria più semplice ed economica da realizzare. La lunghezza della galleria si aggira intorno ai 3.8 km e prevede un imbocco presso l'area picnic del Rin della Pissa (circa al km 68+400) e l'altro presso il Torrente Stabie sul confine regionale (circa al km 60+650), con una pendenza sempre inferiore all'1%.

In vista dei Giochi Olimpici Invernali del 2026, per i quali è attualmente in corso l'individuazione dei possibili interventi viabilistici, l'opera troverebbe un ulteriore motivo di realizzazione nell'ottica di miglioramento della viabilità esistente. ANAS ha già messo in programma una serie di interventi per potenziare l'attuale rete viaria in vista dei Mondiali di sci alpino che avranno luogo a Cortina

d'Ampezzo nel 2021, tra i quali alcuni riguardano la S.S. 52 e consistono in una serie di interventi diffusi sull'intera direttrice (fig. 1.1.1). Dato che la manifestazione del 2026 potrebbe richiamare un volume di traffico pari o addirittura superiore a quello dei mondiali di sci del 2021, la realizzazione del tunnel di Passo Mauria garantirebbe un accesso più efficiente e più sicuro ai numerosi visitatori e alle merci o alle attrezzature provenienti dalla direttrice est del continente e dirette verso Cortina e l'area del Cadore, favorendo così l'interconnessione con la Autostrada A23.



Fig. 1.1.1 In blu le strade interessate dal Piano degli interventi di adeguamento della viabilità in provincia di Belluno per l'evento sportivo Cortina 2021. Il Piano prevede il potenziamento e la messa in sicurezza di tre strade statali, la SS51 "di Alemagna", la SS51 Bis e la SS52 "Carnica" (www.anaspercortina2021.it/).

2. Inquadramento

2.1 Inquadramento geografico

L'area di studio è interamente collocata nel comune di Lorenzago di Cadore (BL) e si trova circa 50 km a nord-est del capoluogo bellunese. Essa si colloca in sinistra idrografica del Fiume Piave e a circa 10 km dal Lago di Centro Cadore, e risulta confinante ad est con il Comune di Forni di Sopra, appartenente al Friuli-Venezia Giulia (fig. 2.1.1).

Dal punto di vista cartografico, l'area è compresa:

- nel Foglio 13 “Ampezzo” della Carta Topografica d'Italia alla scala 1:100000 dell'Istituto Geografico Militare (I.G.M.);
- nel Foglio 30 “Auronzo di Cadore” della Carta Topografica d'Italia alla scala 1:50000 dell'I.G.M.;
- nel Foglio “13 III NO – Lorenzago” della Carta Topografica d'Italia alla scala 1:25000 dell'I.G.M.;
- nelle Sezioni “030100 – Lorenzago di Cadore”, “030110 – Passo della Mauria”, “030140 – Monte Cridola”, “030150 – Monte Miaron” della Carta Tecnica Regionale alla scala 1:10000 della Regione Veneto.

Il territorio in esame è quindi costituito dalla zona più apicale della Valle della Mauria, la quale inizia dal valico omonimo (1298 m.s.l.m.) e sbocca nella Valle del Piave, degradando dolcemente in direzione ovest-nord-ovest. La Valle della Mauria è coronata a nord e sud da alcuni rilievi montuosi, tra i quali Monte Stizzinoi (1516 m.s.l.m.) e Monte Miaron (2132 m.s.l.m.). Dall'altra parte del valico si trova la porzione più orientale dell'area studio, dove si trovano le sorgenti del Tagliamento e il Torrente Stabie: quest'ultimo costituisce il confine orientale dell'area nonché parte del confine regionale tra Veneto e Friuli (fig. 2.1.2).

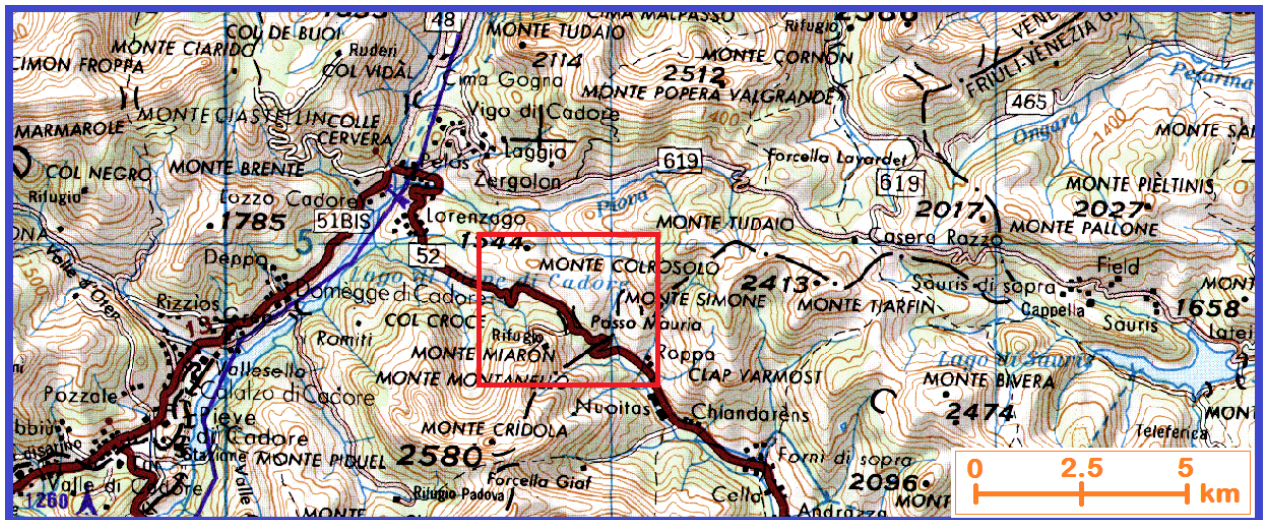


Fig. 2.1.1 Inquadramento geografico dell'area di studio, foglio I.G.M. 1:250000: l'area di studio si trova nella porzione centro-orientale del Cadore, a poca distanza dalla Valle del Piave, e confina ad est con la Carnia (Friuli).

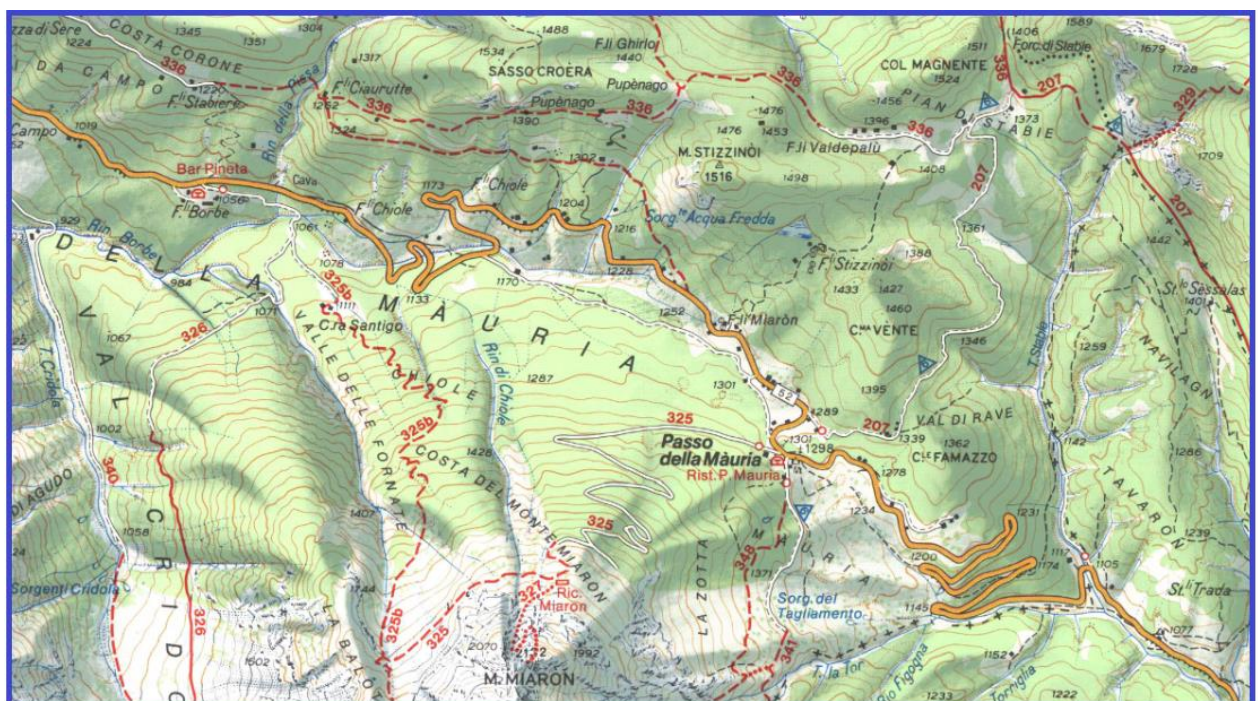


Fig. 2.1.2 Particolare dell'area di studio, carta Tabacco 1:25000. L'area di studio è completamente attraversata dalla Strada Statale 52 (in arancione).

2.2 Inquadramento geologico

L'area in esame è collocata nelle Alpi Meridionali, in una zona di confine tra le Dolomiti meridionali e le Alpi Carniche Occidentali.

Questa porzione della catena alpina si è formata a seguito di una evoluzione compressiva polifasica durante il Cenozoico (Castellarin et al., 2000). Tale evoluzione può essere ricondotta a due principali fasi tettoniche: quella dinarica, con compressione orientata NE-SO e quella alpina, con compressione orientata complessivamente N-S. Ciascuna fase tettonica ha ereditato le strutture preesistenti formatesi nelle fasi precedenti (Doglioni, 1987). Gli elementi strutturali alpini, allungati in direzione E-O, si sono sovrapposti riutilizzando in parte i dinarici, allungati in direzione NO-SE, formando fasce intensamente deformate e cataclasate (Rizzetto, 1995); gli originali contatti litologici sono molto spesso sostituiti da contatti tettonici.

L'area delle Alpi Meridionali, prima dell'orogenesi, costituiva il margine più settentrionale della microplacca Adria, un esteso promontorio a nord della placca africana (fig. 2.2.1). A partire dal Permiano, e fino al Triassico inferiore, si verificò una fase di rifting che frammentò la regione in una serie di horst e graben con direzione N-S, accompagnata da un intenso vulcanesimo (Bosellini et al., 2003). Tuttavia, nei settori più orientali (Carnia, Cadore) si verificarono intense deformazioni strutturali, e a conferma di ciò i corpi magmatici appaiono di ridotte dimensioni o del tutto assenti (Castellarin et al., 2000).

La paleogeografia dell'area cadorina all'inizio del Triassico medio era dunque formata da bassi ed alti strutturali: proprio su questi ultimi si impostarono una serie di piattaforme carbonatiche a basso rilievo, separate tra loro da bacini poco profondi. Tuttavia, già tra l'Anisico e il Ladinico una trasgressione marina e un incremento della subsidenza portò ad una "crisi" delle piattaforme (Gianolla et al., 2018): alcune cessarono di esistere, altre furono costrette a crescere rapidamente verso l'alto per aggradazione (Bosellini et al., 2003).

Al termine dell'evento magmatico ladinico si sviluppò una nuova generazione di piattaforme di età carnica, rappresentata nella nostra area di studio dalla Dolomia Cassiana. Il complicato assetto paleogeografico, che caratterizzò l'area cadorina tra Anisico e Carnico, terminò con l'appiattimento della topografia e il riempimento dei bacini intra-piattaforma con sedimenti misti terrigeno-carbonatici: sono queste le condizioni che permisero la successiva deposizione dei carbonati di piana tidale della Dolomia Principale, durante il Triassico superiore (Gianolla et al., 2018).

A partire dal Cretacico medio, si verificò un importante cambiamento nella geodinamica delle placche africana ed europea: la prima cominciò a separarsi dall'attuale Sudamerica ruotando in senso antiorario verso l'Europa, mentre il blocco iberico (attuali Portogallo e Spagna) iniziò ad allontanarsi dall'America settentrionale (fig. 2.2.2). Ciò provocò la formazione dell'Oceano Atlantico e portò la microplacca Adria ad avvicinarsi al margine meridionale della placca europea: la collisione tra Adria ed Europa è testimoniata dalla formazione delle Alpi e delle Dinaridi.

La tettonica dinarica si sviluppò durante il Paleogene con thrust e faglie orientati NO-SE e costituisce il primo momento di raccorciamento nell'area dolomitica (Doglioni, 2007). Più tardi, durante il Neogene, tutto il Sudalpino viene interessato da una deformazione compressiva con direzione NNO-SSE, conosciuto come "fase neoalpina" (Doglioni, 2007).

Nell'area tra l'alto corso del Piave e la Carnia (ovvero presso l'area di studio), le strutture dinariche sono intersecate da lineamenti "valsuganesi" più recenti, prodotti dall'evento neoalpino. L'intersezione tra queste due famiglie di lineamenti produce un tipico "incrocio" strutturale noto come Giunzione Cadorina (Castellarin et al., 2000), a cui è attribuibile il massimo avvicinamento degli assi tettonici della regione dolomitica orientale (Largaiolli e Semenza, 1966). La Giunzione Cadorina è visibile in fig. 2.2.3.

I principali eventi tettonici dell'area sono dunque ascrivibili al Cenozoico e se da un lato hanno generato nuovi elementi strutturali quali thrust o faglie, dall'altro hanno probabilmente favorito la riattivazione dei preesistenti lineamenti mesozoici, aumentando la complessità strutturale dell'area. Tale condizione, a cui si deve aggiungere la copertura quaternaria presente in tutto il territorio in esame, ha reso molto difficile studiare e cartografare gli elementi strutturali. Sono stati individuati perciò solo i lineamenti principali, che mostrano un allungamento prevalente E-O e talvolta deviato leggermente verso NO-SE (in linea quindi con la tettonica dinarica e nealpina); essi inoltre si presentano ad alto angolo e con un movimento complessivo di tipo transpressivo.

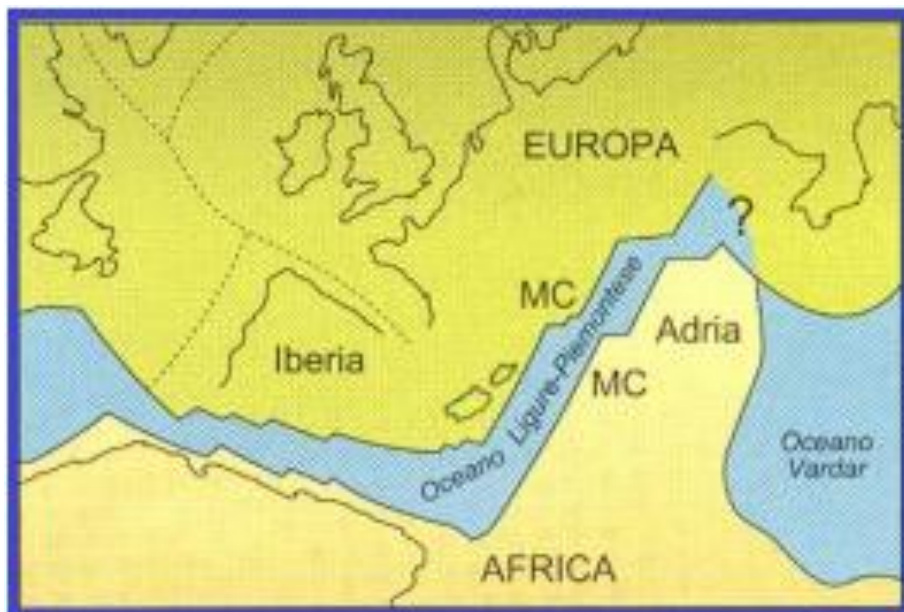


Fig. 2.2.1 La carta mostra la paleogeografia delle placche africana ed europea antecedente all'orogenesi alpina; in nero sono visibili gli attuali margini continentali (tratta da Ravagnan, 2011; originariamente tratta da Bosellini, 2005).

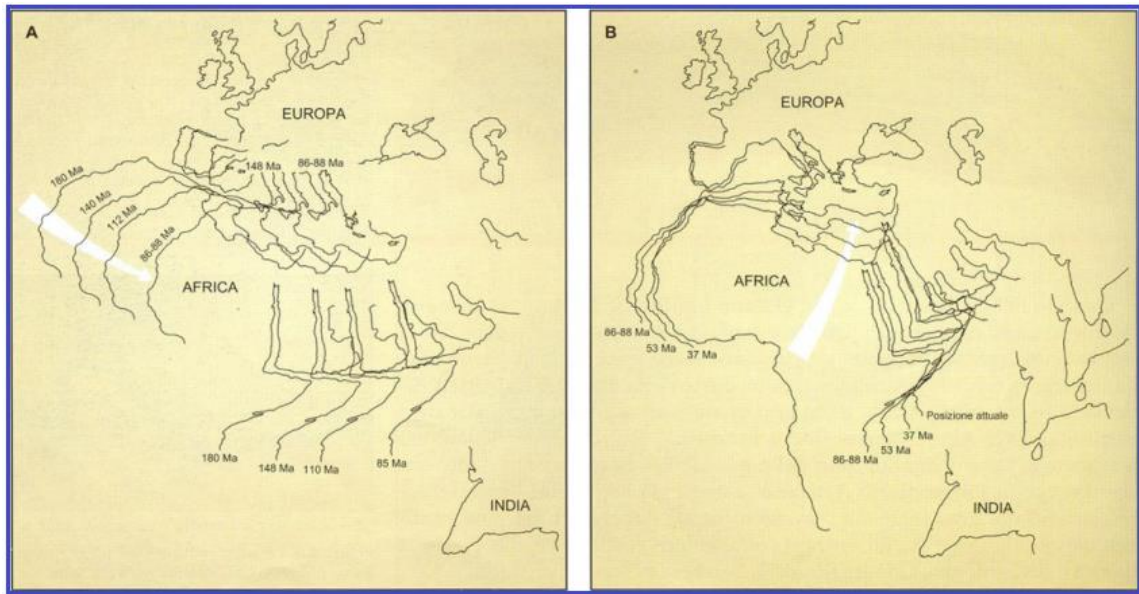


Fig. 2.2.2 La figura mostra il progressivo avvicinamento dell’Africa all’Europa con movimento antiorario: in A la situazione dal Giurassico inferiore al Cretacico superiore, in B quella dal Cretacico superiore ad oggi (tratta da Ravagnan, 2011; originariamente tratta da Bosellini, 2005).

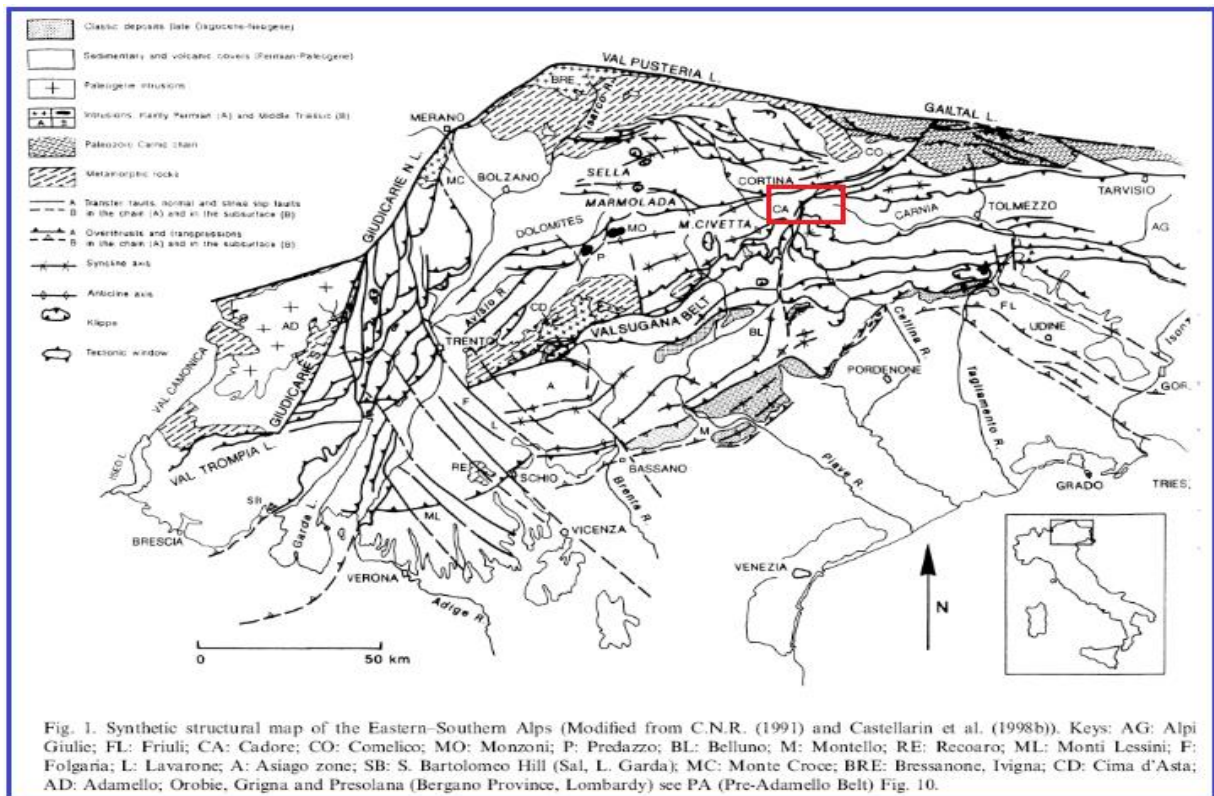


Fig. 2.2.3 Mappa strutturale delle Alpi Sudorientali (modificata, tratta da Castellarin et al., 2000). Il riquadro rosso mostra l’area di studio.

2.2.1 Stratigrafia dell'area di intervento

L'area ricade all'interno del Foglio 4C-13 "Monte Cavallino-Ampezzo" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000 (Braga et al., 1971), tuttavia essa risulta ad una scala troppo piccola per il dettaglio richiesto dall'intervento. Un altro rilevamento importante è stato fatto da Carloni e Ghiretti (1966) con la "Carta Geologica della Valle del Piova" alla scala 1:25000, la quale tuttavia dà informazioni solo su una parte dell'area di studio. Infine, l'area è stata studiata in una tesi di laurea da Rizzetto nel 1995 ("Rilevamento geologico dei dintorni di Lorenzago di Cadore").

Si è deciso di utilizzare queste tre fonti come riferimento per ricostruire l'assetto litostratigrafico dell'area di studio ed in particolare quella di Carloni e Ghiretti (1966) poiché risulta essere quella di maggior dettaglio.

Questa operazione si è concretizzata nella redazione di una carta geologica in collaborazione con il Dott. Angelo Ballaera. L'obiettivo è stato quello di "focalizzare" la nuova carta nei dintorni del possibile tracciato della galleria in modo tale da riconoscere nel dettaglio eventuali problematiche pertinenti con la realizzazione del tunnel. Tale carta è stata redatta basandosi sulle tre fonti citate in precedenza, a cui sono state affiancate alcune campagne di rilevamento che hanno avuto luogo nei giorni 22-23-24 giugno 2018, 23-24 luglio 2018, 24 ottobre 2018, 15-16 maggio 2019, 22-23 luglio 2019. La carta è contenuta e presentata in dettaglio nella tesi di laurea del dott. Ballaera (2019), e viene citata in questo lavoro come fonte principale su cui si è sviluppato lo studio idrogeologico. In fig. 2.2.1.2 viene mostrata un'immagine di sintesi della suddetta carta, mentre la tavola in scala originale è presente nell'Allegato A.

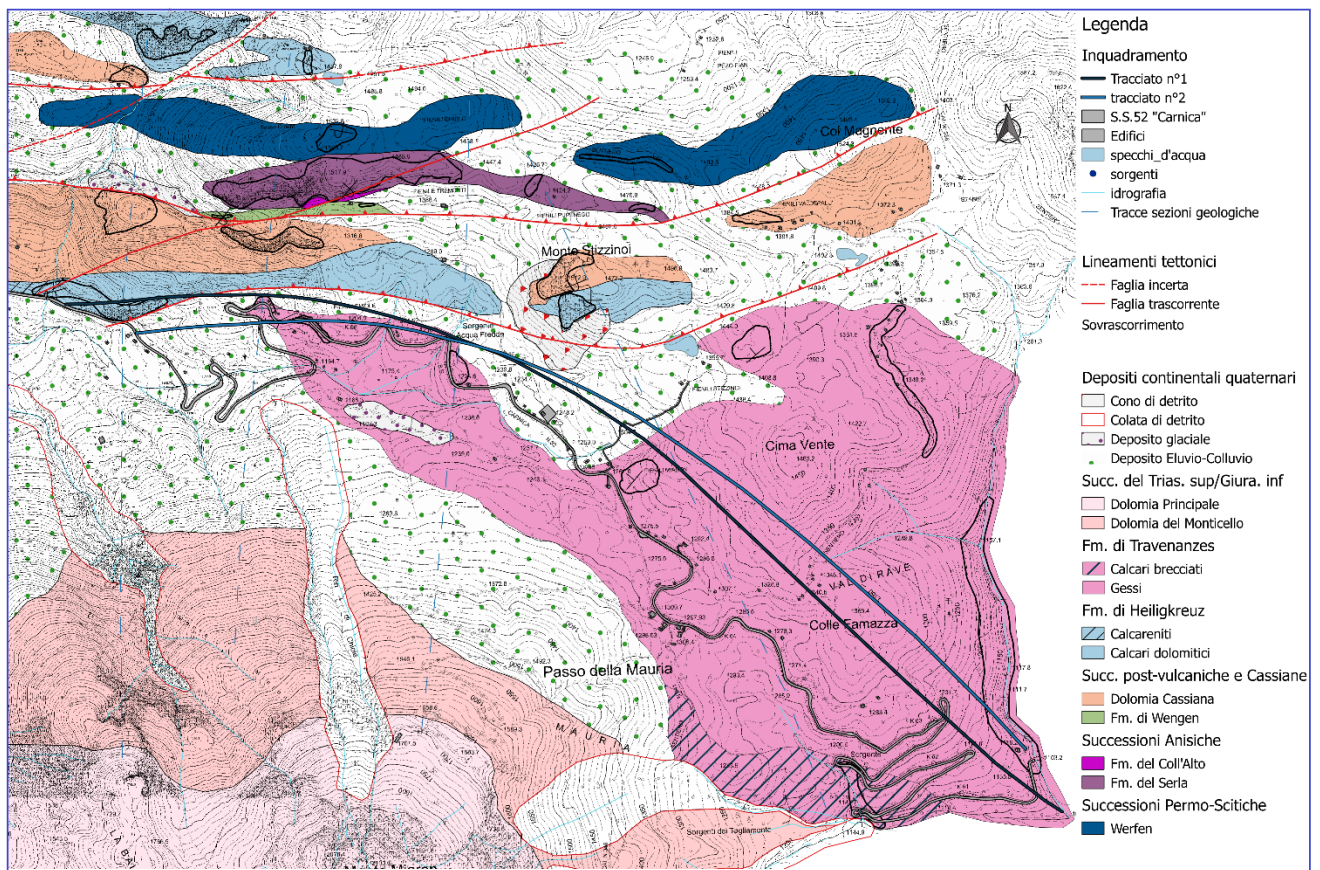


Fig. 2.2.1.2 Particolare della carta geologica realizzata durante lo sviluppo della tesi. Il tracciato n°1 è il tracciato a cui si fa riferimento durante i successivi capitoli e quello preso a riferimento durante la stesura della tesi.

Si è inoltre fatto riferimento alle note illustrative dei fogli CARG 1:50.000 “n.16-Dobbiaco” (Gianolla et al., 2018) e “n.31-Ampezzo” (Venturini et al., 2006), che seppur non comprendendo l’area di studio, descrivono in parte le stesse formazioni affioranti nella zona del Mauria.

Di esse si dà qui di seguito una descrizione in ordine cronologico, partendo dalle più antiche alle più recenti:

1. **Formazione di Werfen (Triassico inferiore):** siltiti micacee e marne di color marron-rossastro, ben stratificate (Venturini et al., 2006). A causa dei limitati affioramenti e dell’intensa tettonizzazione, non è stato possibile determinare quali membri siano presenti nella carta redatta durante la tesi.

2. “Dolomia del Serla” (Anisico): questa unità informale raggruppa la Formazione del Serla Superiore e i calcari scuri del Coll’Alto (Gianolla et al., 2018). Essa è costituita da dolomie cristalline di color grigio-nocciola, massive o mal stratificate, e da calcari dolomitici con le medesime caratteristiche. Talvolta alla base sono presenti dei livelli di calcari micritici scuri, fetidi alla percussione, ascrivibili al membro informale dei calcari scuri del Coll’Alto. Dolomie e calcari scuri delle due unità affiorano in contatto stratigrafico presso Sasso Croera, mentre in altre zone appaiono in affioramenti isolati tra i depositi quaternari.
3. Formazione di Wengen (Ladinico): areniti marnose di color marron-grigiastro, ben stratificate ma con spessori ridotti (Gianolla et al., 2018). Si trovano in un limitato affioramento a sud-ovest di Sasso Croera, sul sentiero 336 (vedi fig. 2.1.2).
4. Dolomia Cassiana (Ladinico sup.- Carnico inf.): dolomie massive e calcari dolomitici di color grigio-biancastro, con rari cenni di stratificazione (Venturini et al., 2006). Si trovano ad esempio presso Monte Stizzinoi.
5. Formazione di Heiligkreuz (Carnico sup.): la formazione presenta caratteristiche litologiche molto diverse rispetto a quelle comuni in area dolomitica, in quanto nel Cadore orientale alle consuete unità carbonatiche sono associate facies arenacee e marnose (Rizzetto, 1995). Per via di queste peculiarità, si è preferito suddividere la formazione in due membri informali. Il primo (“facies carbonatica”) è costituito da calcari e calcari dolomitici di colore grigio, con stratificazione poco distinguibile e caratteristica alterazione giallo-pallido sulla superficie esposta; in esso sono inoltre racchiuse tutte le intercalazioni terrigene che sporadicamente sono presenti (arenarie ibride, marne più raramente). Il secondo (“facies dolomitica”) è formato esclusivamente da dolomie saccaroidi e cariate, di color grigio chiaro, massive. L’affioramento più caratteristico è quello presso l’area picnic di Rin della Pissa (vedi fig. 2.1.2).

6. Formazione di Travenanzes (Carnico sup.): come nel Foglio 31- “Ampezzo”, sono stati riconosciuti tre membri informali. Il primo (“facies pelitica”) è costituito da siltiti e peliti di color rossastro, fittamente laminate, con intercalazioni di lenti arenacee e conglomeratiche; tuttavia l’unico affioramento presente nell’area di studio è di dimensioni non cartografabili. Il secondo (“facies evaporitica”) è costituito da gessi saccaroidi, friabili e porosi, di color biancastro, a cui sono intercalate impurità argillose di color scuro concentrate in livelletti centimetrici. Sono pervasivamente deformati, presentando analogie con la facies fiammazza della Formazione a Bellerophon. Il terzo (“facies a breccce”) è costituito da breccce di calcari marnosi o dolomie marnose, di color grigio-giallastro. Nonostante la formazione occupi buona parte dell’area di studio, gli affioramenti sono ridotti in quanto si tratta di tre litologie facilmente erodibili e con scarse proprietà meccaniche (Venturini et al., 2006): il primo membro affiora unicamente sul tornante ad ovest di Fienili Chirole in prossimità di uno sbancamento stradale, il secondo affiora lungo il Torrente Stabie e lungo la SS52, il terzo affiora sporadicamente ad est presso le sorgenti del Tagliamento (vedi fig. 2.2.1.2).
7. Dolomia del Monticello (Carnico sup.- Norico inf.): dolomie grigie non laminate e prive di strutture (Venturini et al., 2006). Affiorano dentro al bosco sul sentiero che sale al monte Miaron, con pochi affioramenti mal conservati.
8. Dolomia Principale (Carnico sup. - Norico): dolomie cristalline biancastre, diffusamente cariate, in strati decimetrici. Costituiscono le rocce affioranti sulla cima del Monte Miaron (Largaiolli e Semenza, 1966).

2.3 Inquadramento geomorfologico

La zona oggetto d’indagine può essere classificata come un “paesaggio di media montagna”, in quanto la gran parte dei rilievi presenta forme arrotondate e pendici mediamente acclivi, con una fitta

copertura boschiva. Solo alcune porzioni di territorio mostrano i caratteri di un paesaggio di alta montagna, ossia cime di roccia calcareo-dolomitica con pareti scoscese e assenza di vegetazione.

Gli elementi morfologici più caratteristici sono la Valle della Mauria e la porzione apicale della Valle del Tagliamento, che sono separate tra loro dalla sella del Passo Mauria. Le due valli si allungano in direzione prevalente NO-SE, suggerendo un possibile controllo strutturale sullo sviluppo degli assi vallivi. Inoltre, le fasi di avanzata dei ghiacciai nel bacino del Tagliamento e nel bacino del Piave hanno contribuito sicuramente all'allargamento e all'approfondimento del fondovalle nonché all'erosione dei versanti, con meccanismi analoghi a quelli di altre vallate alpine. L'azione modellatrice dei ghiacciai non è solamente imputabile a fenomeni di esarazione glaciale, visto che molte delle forme attuali sono riconducibili a depositi glaciali che ammantano diffusamente sia il fondovalle, sia i versanti. Tali depositi hanno un'origine complessa, testimoniata dalla ricchezza litologica dei clasti presenti nella matrice e riconducibile all'interazione tra i ghiacciai: è ragionevole pensare che l'antico ghiacciaio del Piave transfluisse entro la valle del Tagliamento attraverso il Passo Mauria, dato che nei depositi glaciali presenti nella suddetta valle si ritrovano clasti di rocce affioranti solo nell'alta valle del Piave (Rizzetto, 1995).

Altre forme caratteristiche dell'area sono campi di doline, impostati sui gessi della Formazione di Travenanzes. Benché si rinvengano in gran numero, le doline sono quasi sempre di piccole dimensioni (generalmente diametro di 2-3 metri e profondità analoghe o inferiori). La descrizione morfometrica e l'origine delle doline sarà discussa nel paragrafo 4.1.

Nella carta geologica prodotta nell'ambito della presente indagine (Allegato A) i depositi continentali quaternari sono stati classificati come di seguito:

- Deposito eluvio-colluviale: consiste di copertura detritica sciolta di materiale detritico proveniente dalle formazioni del substrato, specie lungo i pendii, misto a volte con detrito di

origine glaciale. Corrisponde in larga parte al tipo di sedimento su cui si impostano le numerose aree boschive dell'area di studio.

- Deposito glaciale: deposito caratterizzato da clasti di varie litologie e di varia pezzatura (ghiaia, ciottoli, talvolta blocchi) immersi in una matrice sabbioso-limosa di color grigio-marrone. In certi casi tale deposito assume la forma di morene ben distinguibili dalla morfologia circostante.
- Detrito di versante, colata detritica: si tratta di un deposito facilmente rinvenibile in tutta l'area dolomitica, specie quando assume la forma di una fascia detritica ai piedi delle pareti rocciose. Nell'area di studio si presenta come accumulo di ghiaie e blocchi, con elementi angolosi di provenienza locale e matrice in quantità variabile. Un cono di detrito di versante è presente sul versante sud del Monte Stizzinoi: come avviene frequentemente in area dolomitica, si è probabilmente formato per crollo degli strati subverticali per via dell'allentamento meccanico subito dalle fratture in seguito a processi di gelivazione (Gianolla et al., 2018). I canali sul Monte Miaron assumono la forma di colate e sono costituiti da blocchi variamente dimensionati, ghiaia e matrice fine.
- Depositi palustri: si tratta di piccole aree umide con ristagno d'acqua, caratterizzate dalla presenza di vegetazione idrofila. Si collocano entro modeste depressioni a scarso drenaggio.

Per quanto riguarda i fenomeni franosi, sono stati utilizzati alcuni dati del catalogo IFFI. È stato possibile cartografare una frana di crollo, con relativo deposito di frana, presso Monte Stizzinoi e un debris flow confinato entro un canale sul versante del Monte Miaron. Frane minori, non cartografabili ma presenti tra i dati IFFI, risultano presenti sulle coperture moreniche in vicinanza della SS 52 (una di colamento rapido, due scivolamenti rotazionali).

È da menzionare la presenza di fenomeni carsici sulle litologie gessose della Formazione di Travenanzes, che però verranno analizzati successivamente nel capitolo dedicato.

Infine, è bene sottolineare la presenza di numerosi corsi d'acqua: Rin della Pissa, Rin Borbe, Rin Acqua Fredda, Torrente La Tor, Torrente Stabie. Si tratta di corsi a carattere stagionale con portata assai variabile durante il corso dell'anno, ma che non vanno mai del tutto in secca anche nelle stagioni meno piovose.

3. Materiali e metodi

3.1. Analisi morfometrica

Nella porzione sud-orientale dell'area di studio, come già accennato nel capitolo precedente, affiorano in maniera cospicua i gessi della formazione di Travenanzes. Queste litologie sono soggette a sviluppare le forme tipiche del paesaggio carsico, a causa della loro elevata solubilità, tanto che nell'area di studio è molto facile imbattersi in una dolina, la forma superficiale più caratteristica degli ambienti carsici (fig.3.1.1, fig.3.1.2).

Le doline hanno un ruolo importante dal punto di vista idrogeologico, poiché sono le unità idrografiche che danno inizio alla circolazione idrica sotterranea negli ambienti carsici (Bondesan et al., 1992). Esse sono la principale “connessione” tra le acque superficiali e le acque sotterranee, in quanto raccolgono l'acqua piovana e ne favoriscono l'infiltrazione nel sottosuolo (Zhu et al., 2014).

Si è ritenuto opportuno realizzare uno studio più approfondito delle doline sfruttando in particolare il sistema GIS e le sue potenzialità, con l'obiettivo di raccogliere alcuni parametri morfometrici di queste forme carsiche per poi confrontarli tra loro, suggerendo infine ipotesi sulla loro genesi ed evoluzione. La scelta di utilizzare i sistemi GIS per lo studio delle doline ha una duplice motivazione: innanzitutto permette di ridurre le tempistiche eccessive dovute allo studio di campagna o allo studio delle carte topografiche, inoltre i dati LiDAR (processati dal GIS) forniscono un alto livello di accuratezza nel riconoscere doline anche di piccole dimensioni (Bauer, 2015). Il LiDAR è appunto una tecnica di telerilevamento aereo che sfrutta un impulso laser per creare un modello digitale del terreno, e ha la capacità di penetrare attraverso le chiome degli alberi fornendo informazioni precise sulla topografia del terreno anche in aree densamente vegetate: questa caratteristica è stata di grande aiuto visto che gran parte dell'area di studio è coperta da una fitta coltre boschiva.

Il dato di partenza è stato il DEM con celle di 1 metro ed errore altimetrico inferiore ai 15 cm, realizzato con la nuvola di punti LiDAR forniti dal Ministero dell’Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare (MATTM).

Il primo step ha previsto l’ estrazione delle doline dal DEM, utilizzando una serie di funzionalità (“tools”) del programma ArcGIS (ESRI). Con il tool “Fill” sono state rintracciate le depressioni presenti nel DEM e sono state riempite fino ad un massimo di 10 metri, questo perché si è ritenuto che una profondità massima di 10 metri sia sufficiente a rappresentare tutte le doline nell’area dei gessi: questo tool in pratica ha generato un nuovo DEM “riempito”. Sottraendo quest’ultimo dal DEM originario è possibile ricavare un nuovo raster che include tutte le depressioni (Zhu et al., 2014). Successivamente, tutte le depressioni individuate sono state convertite dall’originario formato raster in uno shapefile poligonale con il tool “Raster to Polygon”. A questo punto, tutti i poligoni non pertinenti all’area dei gessi e tutti poligoni di origine antropica sono stati eliminati, e quelli rimanenti sono stati smussati con il tool “Smooth” per rendere il perimetro del poligono meno spigoloso e più adatto a rappresentare le forme reali di una dolina.

Il secondo step ha previsto un controllo casuale in campagna per verificare se le doline individuate in GIS fossero forme realmente esistenti. Tale controllo è stato operato nella zona di Cima Vente e sul sentiero che da Passo Mauria scende verso Lorenzago, zone più accessibili di altre per la presenza di diversi sentieri facilmente percorribili. Il controllo è stato eseguito in maniera diversa da quella suggerita da Zhu et al. (2014), ovvero cercando semplicemente di localizzare le doline in campagna usando la mappa GIS e vedendo se le loro dimensioni calcolate in GIS corrispondevano con quelle reali. Questo controllo ha permesso di valutare, in modo speditivo, l’accuratezza della mappa GIS in termini di posizione e ricostruzione delle forme reali.

Nel terzo step si è sfruttato il tool “Minimum Bounding Geometry” per estrarre in maniera automatica alcuni dati morfometrici sulle doline. Questo tool permette di disegnare, per ogni feature class poligonale, un nuovo poligono di forma predefinita che racchiuda al suo interno il poligono originario. Utilizzando la formula “Convex Hull” (come nel caso di studio) è possibile determinare il nuovo poligono in modo che esso sia il poligono convesso più piccolo contenente la feature class originaria, ovvero tale poligono sarà il più verosimile a quello originale tra tutti quelli calcolabili con le altre formule offerte dal tool (fig. 3.1.3). L’algoritmo, inoltre, calcola automaticamente alcuni parametri dei nuovi poligoni “Convex Hull”, tra i quali:

- *MBG_Width*: lunghezza del segmento più corto che unisce due vertici posizionati sul perimetro (considerata come lunghezza del diametro minimo della dolina);
- *MBG_Length*: lunghezza del segmento più lungo che unisce due vertici posizionati sul perimetro (considerata come lunghezza del diametro massimo della dolina, quindi i due vertici sono considerati punti antipodali);
- *MBG_APodX1*, *MBG_APodY1*, *MBG_APodX2*, *MBG_APodY2*: sono le coordinate (latitudine, longitudine) dei due punti antipodali,
- *MBG_Orientation*: è l’azimut che il diametro massimo forma rispetto al nord.

Le coordinate dei punti antipodali sono state utilizzate per disegnare il diametro massimo di ciascuna dolina, inserendole nel tool “XY to Line”. Grazie all’ausilio della piattaforma GIS è stato possibile determinare i seguenti parametri morfometrici, facendo riferimento alle definizioni contenute nel lavoro di Bondesan et al. (1992):

- *diametro massimo*: coincide con la definizione proposta dagli autori;
- *diametro minimo*: rispetto alla definizione degli autori, differisce per il fatto che in alcuni poligoni esso non è perfettamente perpendicolare al diametro massimo;

- *direzione del diametro massimo*: è l'angolo azimutale formato dal diametro massimo rispetto al nord, assume valori da 0° a 180°;
- *perimetro*: è la lunghezza, in metri, della curva che circostrive la depressione;
- *area*: è la misura della superficie planimetrica delimitata dal perimetro;
- *profondità*: è la differenza tra la minima quota del perimetro e la quota del punto più depresso della dolina, ma sul GIS è stata calcolata semplicemente valutando nel DEM la quota più bassa di ciascuna dolina.



Fig. 3.1.1 Vista di un prato nell'area di Passo Mauria: si notano le numerose cunette, formatesi nel deposito glaciale, per via dei fenomeni carsici in atto sul substrato gessoso (tratta da Google Earth).



Fig. 3.1.2 Al centro è visibile una dolina. Il temporaneo ristagno d'acqua sul fondo provoca un rapido scioglimento della neve, mentre sulle pareti della dolina la neve è più asciutta.

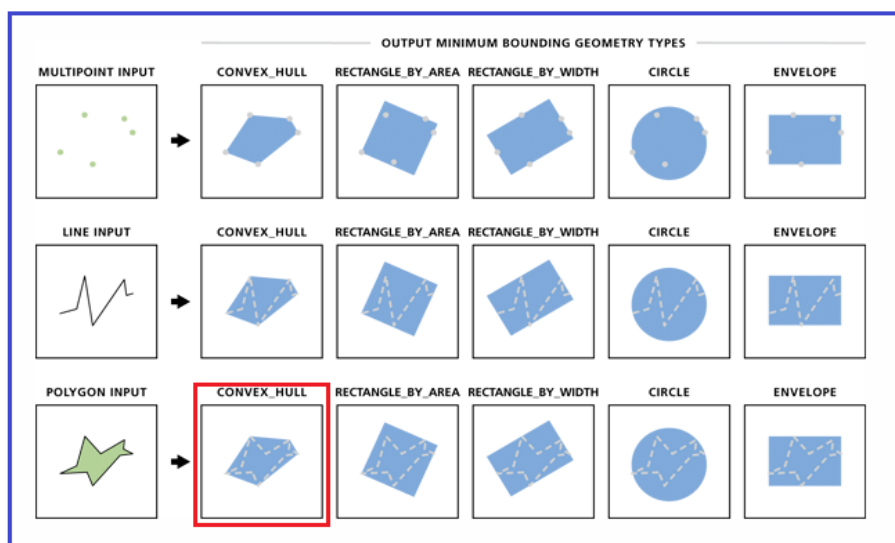


Fig. 3.1.3 Diverse combinazioni dell'output ottenibile con il "Minimum Bounding Geometry", a seconda della feature class iniziale (tratto dal sito di ArcGIS-ESRI).

3.2. Dati meteorologici

Uno degli obiettivi dello studio è stato quello di determinare il bilancio idrologico dell'area di intervento, riuscendo così a stimare l'infiltrazione che potenzialmente alimenta la circolazione idrica sotterranea entro l'ammasso roccioso oggetto dello scavo. L'equazione del bilancio idrologico è la seguente:

$$P - ET = R + I$$

dove P è la precipitazione piovosa e nevosa, ET è l'evapotraspirazione, R è il deflusso superficiale (o ruscellamento) ed I è un termine che racchiude deflusso sotterraneo e infiltrazione.

Determinare la pioggia efficace significa stimare le precipitazioni che insistono su una particolare area, grazie ai dati misurati dalle stazioni meteorologiche, e sottrarvi le perdite dovute all'evapotraspirazione, grazie ad opportune equazioni (come si vedrà in seguito, in questo caso è l'equazione di Thornthwaite). Infatti, una parte della pioggia che cade non riesce a raggiungere il suolo, poiché durante il tragitto in aria può evaporare o essere intercettata dalle foglie degli alberi: la pioggia efficace invece (ovvero quella che arriva al terreno) è la frazione di pioggia più significativa in termini idrologici ed idrogeologici, perché si infiltra nel terreno e ruscella nei corsi d'acqua.

Per determinare gli afflussi meteorici nell'area di studio, si sono utilizzati i dati misurati da tre stazioni meteorologiche ubicate nei dintorni del tracciato: quelle di Sappada e di Domegge di Cadore (distanti rispettivamente 20 km e 5 km, gestite da ARPA Veneto) e quella di Forni di Sopra (distante 10 km, gestita da ARPA Friuli – Venezia Giulia).

La stazione di Domegge di Cadore (BL) è la più vicina, in linea d'aria, al possibile tracciato ma è situata nel fondovalle, a quota 822 m.s.l.m., e dunque presenta una certa diversità altimetrica e ambientale con l'area di studio. Le sue coordinate geografiche, nel sistema WGS84, sono: latitudine 46.461005 e longitudine 12.410298.

La stazione di Sappada (UD) è la più lontana in linea d'aria ma è anche la più rappresentativa in termini altimetrici, in quanto localizzata ad una quota di 1265 m.s.l.m., rappresentativa dell'area di studio (per fare un confronto, il Passo Mauria è situato a 1298 m.s.l.m.). Le sue coordinate geografiche nel sistema WGS84 sono: latitudine 46.570711 e longitudine 12.708096.

La stazione di Forni di Sopra (UD) è la stazione localizzata ad una distanza intermedia rispetto alle altre due e si è scelta per rappresentare la porzione di territorio che afferisce al bacino del Tagliamento. È situata in località Andrazza, a quota 922 m.s.l.m., e le sue coordinate geografiche nel sistema WGS84 sono: latitudine 46.409798 e longitudine 12.593680.

La localizzazione geografica delle stazioni meteorologiche è mostrata in fig. 3.2.1. Tutte le informazioni e i dati meteorologici relativi alle due stazioni sono reperibili sui siti delle rispettive ARPA regionali: www.arpa.veneto.it, www.meteo.fvg.it.

Per ciascuna stazione sono state considerate due variabili meteorologiche:

- precipitazione mensile cumulata (mm/mese)
- temperatura media mensile ottenuta dalle temperature medie giornaliere, intesa come temperatura dell'aria a 2 metri dal suolo (°C)

Si sono utilizzati dati acquisiti nel periodo compreso da gennaio 2004 a dicembre 2019 per le due stazioni ARPAV, mentre per la stazione di Forni di Sopra quelli acquisiti da gennaio 2005 a maggio 2019 (vedi Allegato B).

I dati sono stati elaborati ottenendo per ciascuna stazione i valori di precipitazione media, annua e mensile, e di temperatura media, annua e mensile (fig. 3.2.2, 3.2.3, 3.2.4, 3.2.5, 3.2.6, 3.2.7).

Per determinare il termine ET nell'equazione del bilancio idrologico, si è utilizzata l'equazione di Thornthwaite (1948):

$$ETP = 16 \left(\frac{L}{12}\right) \left(\frac{D}{30}\right) \left(\frac{10T}{I}\right)^\alpha$$

dove L è il numero massimo di ore di insolazione nel mese di riferimento, D è il numero di giorni del mese di riferimento, T è la temperatura media mensile (°C), I è l'indice di calore mensile e si esprime come:

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T}{5}\right)^{1.514}$$

mentre α è un parametro relativo al luogo e si esprime come:

$$\alpha = 0.49239 + (1.792 * 10^{-2})I - (7.71 * 10^{-5})I^2 + (6.75 * 10^{-7})I^3$$

Sono stati utilizzati i valori di temperatura media mensile ottenuti dalle tre stazioni precedenti. Tale equazione permette di determinare l'evapotraspirazione potenziale (ETP), ossia quella che si verifica quando il contenuto d'acqua nel terreno è alla capacità di campo (cioè nel suolo è presente la massima quantità di acqua che esso può trattenere, una volta che sia stata eliminata l'acqua di percolazione). Raramente il terreno è alla capacità di campo, se non in un limitato lasso di tempo successivo ad una precipitazione, mentre è molto più comune che l'acqua nel suolo "scarseggi" e sia presente solo come acqua igroscopica e capillare: in questo caso il fronte bagnato scende negli strati più in profondità e l'evaporazione avviene ad un ritmo molto ridotto. Poiché ETP è l'evapotraspirazione che avviene nella condizione di capacità di campo, ETR (ovvero l'evapotraspirazione che ha realmente luogo in un terreno) è sempre inferiore o al più uguale a ETP. Nel calcolo del bilancio idrologico, è necessario quindi tenere conto solo dell'evapotraspirazione che avviene realmente (ETR).

Una volta ottenuto il valore di pioggia efficace (P_{eff} , dove $P_{\text{eff}} = P - ET$), è necessario valutare come essa si ripartisca tra acqua di ruscellamento e acqua di infiltrazione. Per valutare ciascuna di queste aliquote, è stato utilizzato il coefficiente di infiltrazione potenziale (c.i.p.) secondo la definizione di

Celico (1988): il c.i.p. esprime la percentuale di I sul totale della pioggia efficace basandosi sulla litologia affiorante all'interno dell'area considerata. Per differenza, si può ricavare il valore di R nella medesima area. In tab. 3.2.1 sono riportati alcuni valori del coefficiente di infiltrazione potenziale.

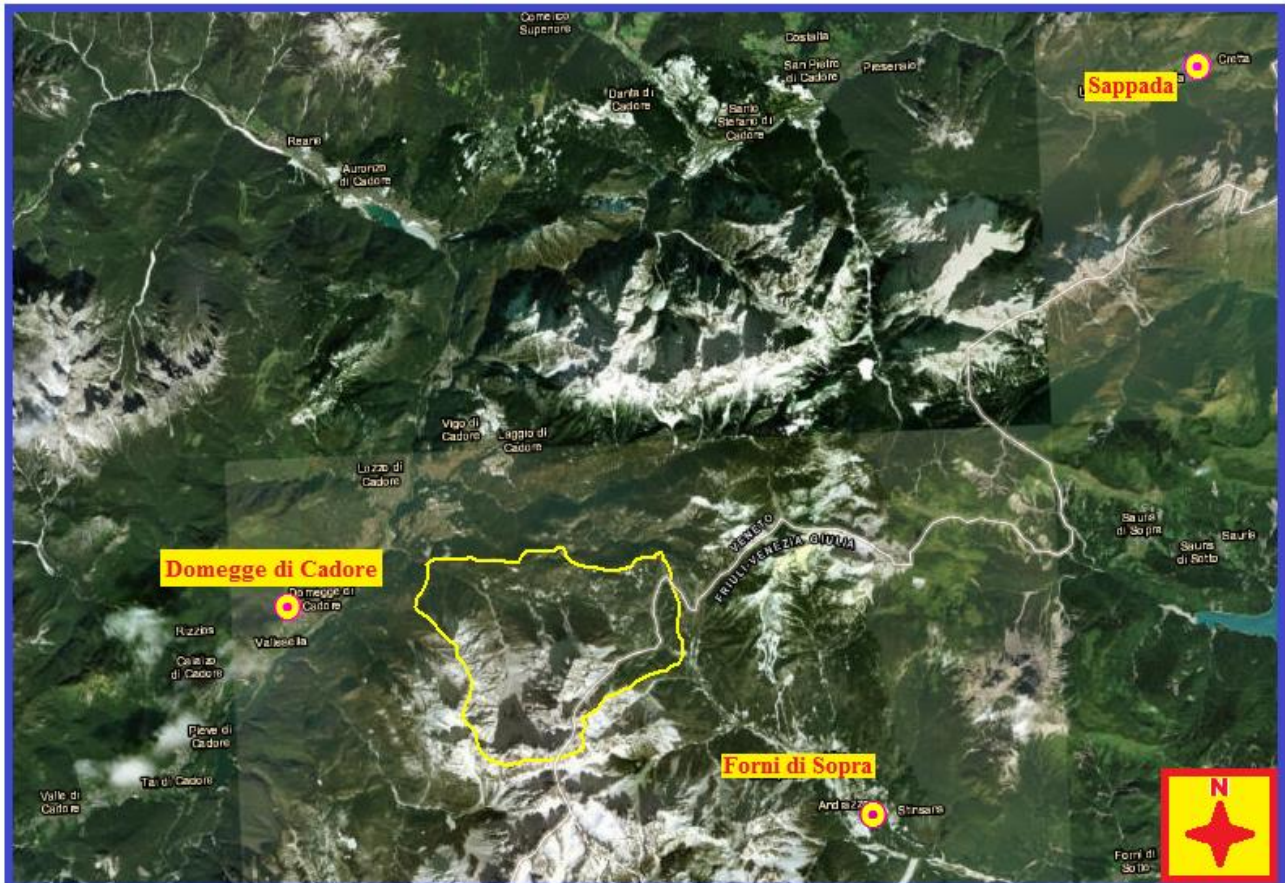


Fig. 3.2.1 Ubicazione delle stazioni meteorologiche rispetto all'area di studio, scala 1:150000.

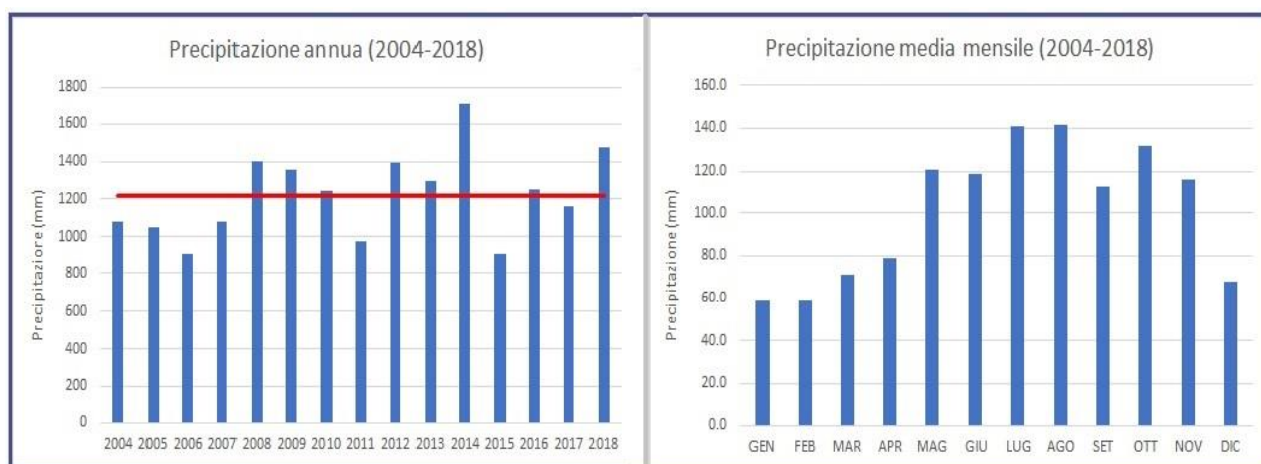


Fig. 3.2.2 Andamento della precipitazione totale annua e della precipitazione media mensile nella stazione di Domegge di Cadore. La linea rossa indica il valore medio della precipitazione annua durante il periodo 2004-2018, pari a 1218.4 mm.

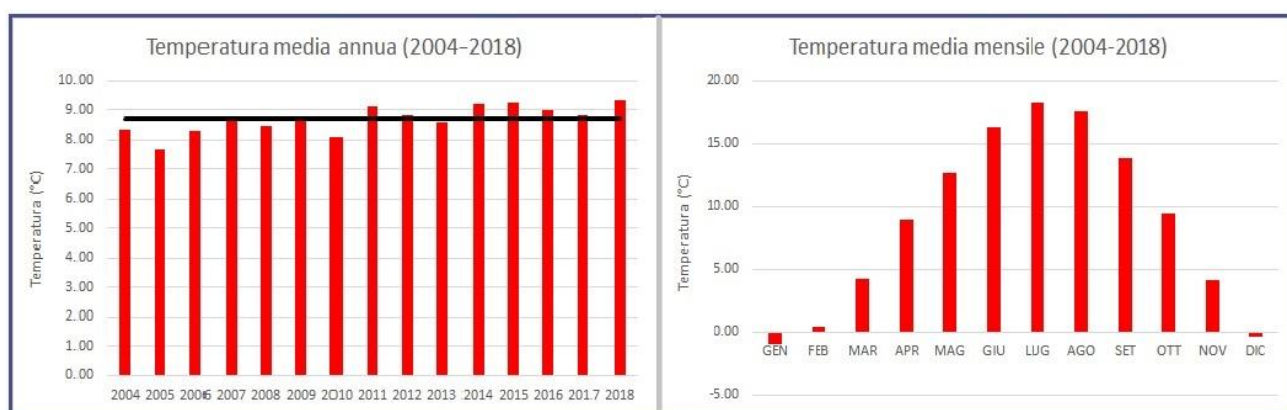


Fig. 3.2.3 Andamento della temperatura media annua e della temperatura media mensile nella stazione di Domegge di Cadore. La linea nera indica il valore medio della temperatura media annua durante il periodo 2004-2018, pari a 8.69 °C.

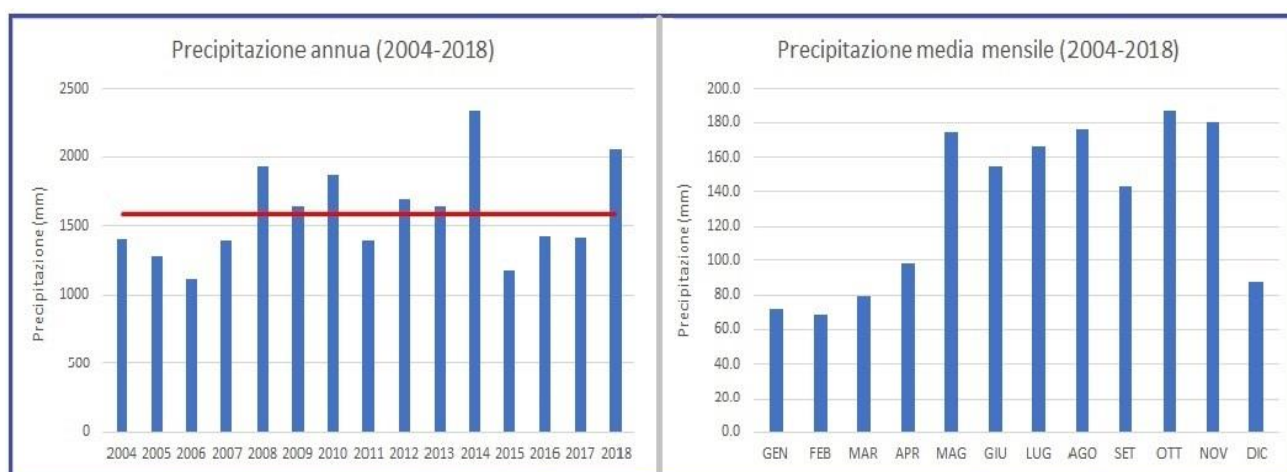


Fig. 3.2.4 Andamento della precipitazione totale annua e della precipitazione media mensile nella stazione di Sappada. La linea rossa indica il valore medio della precipitazione annua durante il periodo 2004-2018, pari a 1586.4 mm.

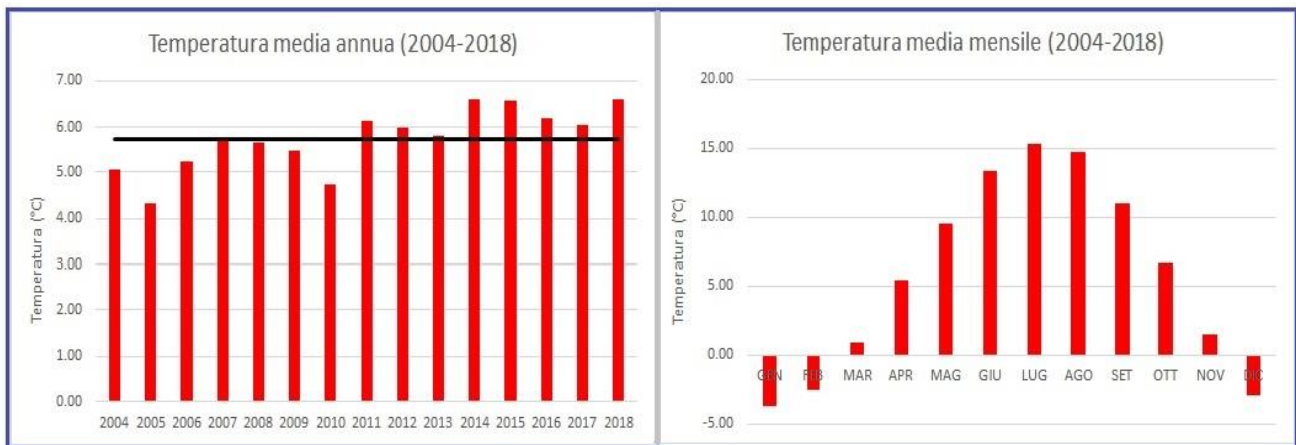


Fig. 3.2.5 Andamento della temperatura media annua e della temperatura media mensile nella stazione di Sappada. La linea nera indica il valore medio della temperatura media annua durante il periodo 2004-2018, pari a 5.74 °C.

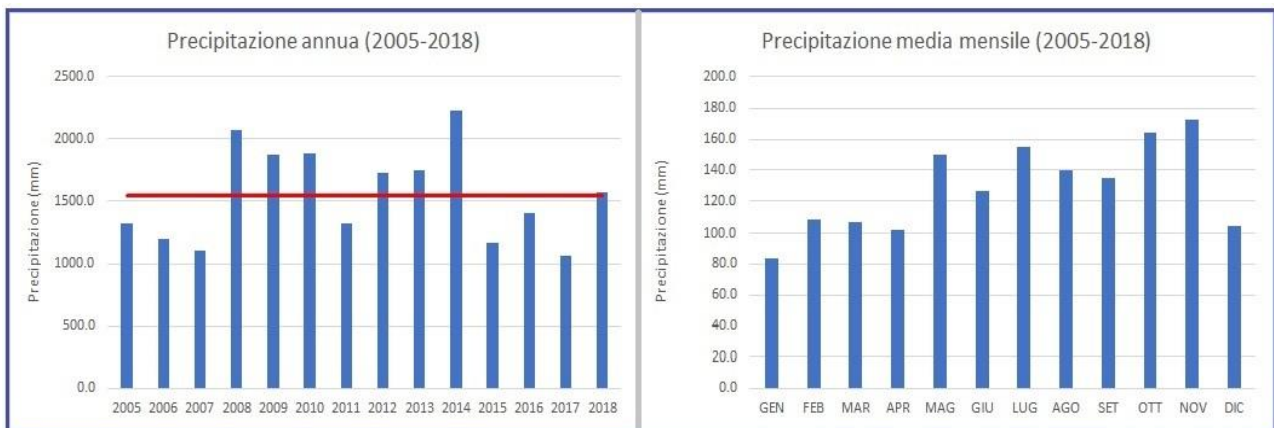


Fig. 3.2.6 Andamento della precipitazione totale annua e della precipitazione media mensile nella stazione di Forni di Sopra. La linea rossa indica il valore medio della precipitazione annua durante il periodo 2004-2018, pari a 1548.2 mm.

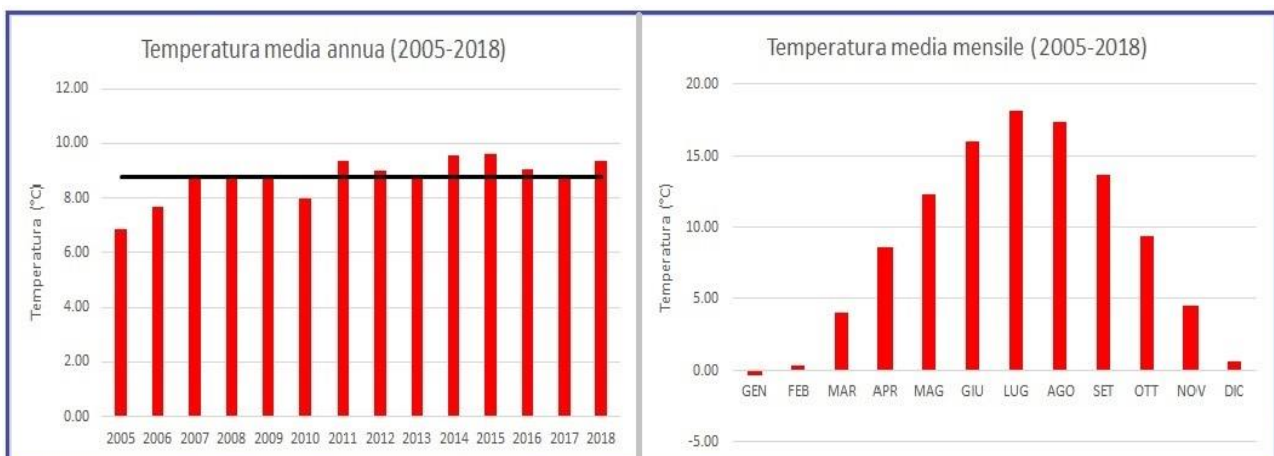


Fig. 3.2.7 Andamento della temperatura media annua e della temperatura media mensile nella stazione di Forni di Sopra. La linea nera indica il valore medio della temperatura media annua durante il periodo 2004-2018, pari a 8.74 °C.

complessi idrogeologici	c.i.p. % D	complessi idrogeologici	c.i.p. % D
calcari	90-100	lave	90-100
calcari dolomitici	70-90	depositi piroclastici	50-70
dolomie	50-70	piroclastiti e lave	70-90
calcari marnosi	30-50	rocce intrusive	15-35
detriti grossolani	80-90	rocce metamorfiche	5-20
depositi alluvionali	80-100	sabbie	80-90
depositi argilloso-marnoso-aren.	5-25	sabbie argillose	30-50

Tab. 3.2.1 Range di valori del coefficiente di infiltrazione potenziale per alcune litologie (modificata da Celico, 1988).

3.3. Monitoraggio idrogeologico

È stato effettuato un monitoraggio della portata dei principali corsi d'acqua e delle sorgenti potenzialmente interessate dallo scavo del tunnel. La distribuzione dei punti di campionamento attorno al possibile tracciato è mostrata in fig. 3.3.1. I punti sono stati individuati a seguito della raccolta delle informazioni idrogeologiche disponibili sull'area e di un successivo censimento sul campo.

La campagna di monitoraggio ha avuto luogo durante il 2019, nei giorni 15-16 maggio, 22-23 luglio e 3-4 ottobre. Nelle campagne di luglio e ottobre, sono stati raccolti anche dati relativi alla temperatura (T) e alla conducibilità elettrica specifica (SpCE) delle acque superficiali e sotterranee.

Le misure di portata sono state eseguite secondo due modalità in relazione alla portata del punto di monitoraggio: con il metodo volumetrico per i punti con portata minore ed attraverso misure a guado con il mulinello idrometrico per i punti con portata maggiore.

L'utilizzo del mulinello idrometrico nelle misure a guado permette la misura della velocità della corrente in un corso d'acqua. Si individua una sezione trasversale al flusso, e in varie posizioni (dette "verticali"), lungo tale sezione, si esegue la misura della velocità della corrente immergendo il

mulinello perpendicolarmente al fondo. Qualora il tirante idrico sia sufficientemente grande, lungo ciascuna verticale per stimare la velocità media si eseguono una misura sul fondo e una a pelo libero; altrimenti è comunque possibile stimare la velocità media della corrente eseguendo una misura posizionata tra la superficie e il fondo. Ciascuna verticale divide la sezione bagnata del corso d'acqua in porzioni (o conci), e ogni misura di velocità è rappresentativa di una porzione. Eseguendo il prodotto tra la velocità di una porzione (v_i) e la sua area (A_i), si ottiene la portata di ogni singola porzione; sommando il contributo di ciascuna porzione si ottiene la portata dell'intera sezione bagnata (Q_{tot}) secondo la formula:

$$Q_{tot} = \sum_{i=1}^n (v_i * A_i)$$

L'utilizzo del secchio nel metodo volumetrico prevede la raccolta di un volume d'acqua e la misura, attraverso un cronometro, del tempo relativo alla raccolta. Il rapporto tra il volume d'acqua contenuto nel secchio e l'intervallo di tempo necessario per il riempimento fornisce il valore di portata. Per avere una stima migliore, è necessario ripetere l'operazione 5-6 volte.

La misura della temperatura avviene attraverso l'utilizzo di un apposito termometro digitale, e prevede il posizionamento completo della sonda termometrica all'interno dell'acqua fino a che il valore misurato non si stabilizza (tale operazione richiede qualche secondo).

La misura della conducibilità elettrica è stata eseguita attraverso un conducimetro, uno strumento abbastanza simile al termometro dotato di un display dove si può visualizzare il valore di conducibilità e di una sonda che va inserita in posizione orizzontale all'interno dell'acqua nel verso della corrente. Anche in questo caso, è necessario attendere qualche minuto affinché il valore misurato si stabilizzi e l'operazione possa essere considerata valida.

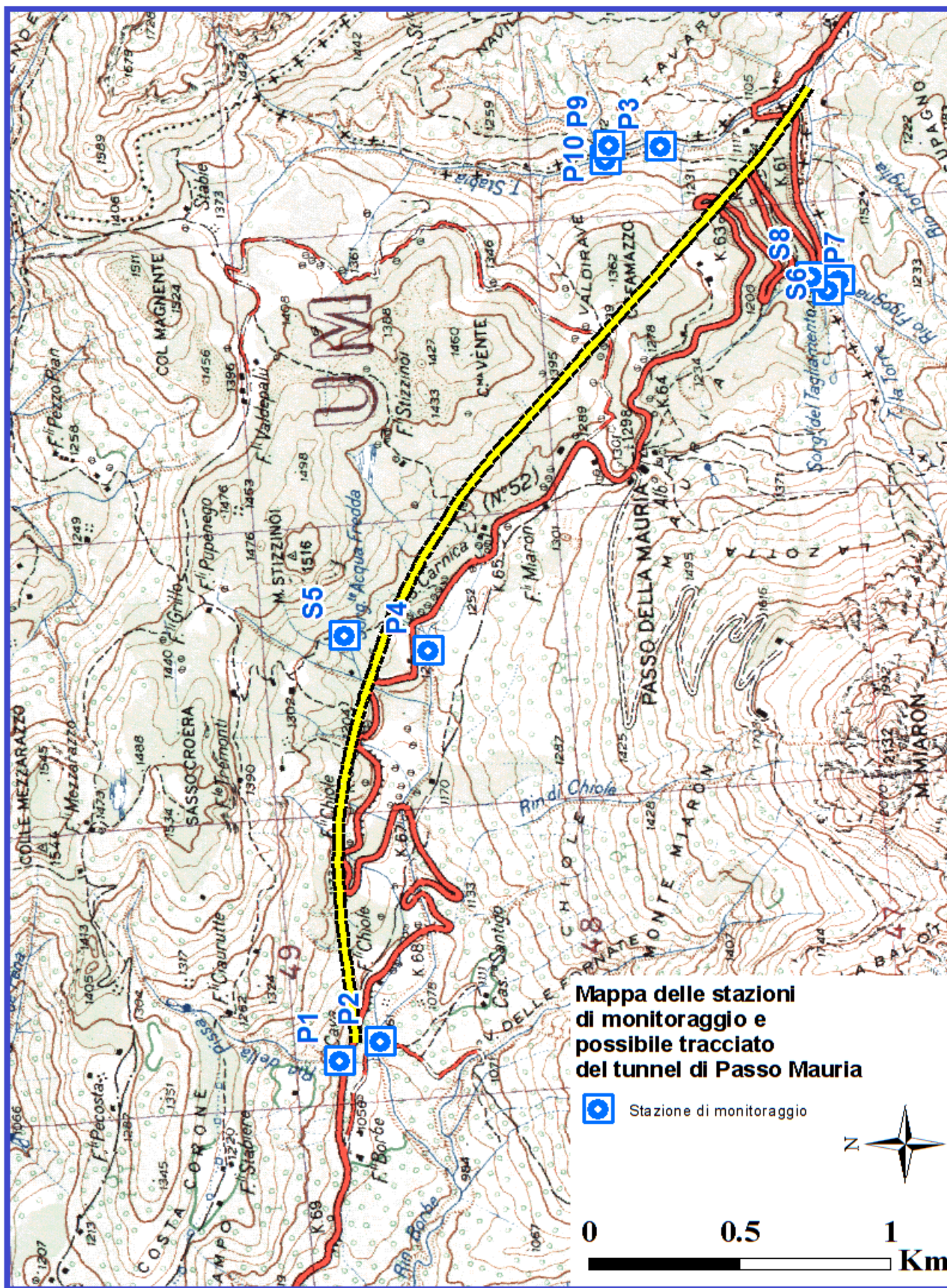


Fig. 3.3.1 Distribuzione dei punti di monitoraggio (individuati dal simbolo blu e dalla sigla identificativa) nei dintorni del possibile tracciato (linea gialla con bordo tratteggiato nero).

3.3.1. Sorgenti

Il monitoraggio delle sorgenti ha avuto come obiettivi quello di quantificare la portata delle principali sorgenti e di studiare le variazioni nel tempo di portata, conducibilità elettrica specifica e temperatura. Questo fornisce informazioni sul regime idrogeologico delle sorgenti e sulle caratteristiche del circuito e del bacino che le alimenta. Inoltre, la caratterizzazione delle sorgenti è un fattore richiesto nell'applicazione dei metodi parametrici (vedi paragrafo 3.4.).

Di seguito vengono descritti i punti di monitoraggio delle sorgenti e la loro ubicazione (tali punti sono identificati dalla lettera "S" seguita da un numero progressivo", vedi fig. 3.3.1):

- a) S5: è chiamata "Sorgente Acqua Fredda" e si trova alle pendici meridionali del Monte Stizzinoi. È captata solo parzialmente per uso domestico, mentre il volume d'acqua rimanente dà origine a un corso d'acqua che si immette nel Rin Borbe. Nei dintorni della sorgente, in direzione ovest, sono presenti emergenze d'acqua effimere, con posizione variabile durante l'anno e portata molto scarsa, non misurabile con il secchio. La sorgente non è censita nell'Atlante delle Sorgenti del Veneto ed è mostrata in fig. 3.3.1.1.



Fig. 3.3.1.1 Dietro al masso è visibile la captazione della sorgente Acqua Fredda, mentre al di sotto di esso si può scorgere il piccolo corso d'acqua che scende lungo il pendio.

- b) S6: questo punto è rappresentativo delle due sorgenti del Tagliamento sul versante orientale del Miaron. Tali sorgenti sono di scarsa accessibilità e dunque viene misurata la loro portata sul corso d'acqua a cui danno origine, nella zona vicino alla SS52. Nell'Atlante delle Sorgenti del Veneto è censita un'unica sorgente "Tagliamento" (codice 2503206).
- c) S8: questo punto, posto a qualche decina di metri da S6, è rappresentativo della sorgente del Tagliamento che affiora più a nord, ben indicata dalla cartellonistica stradale lungo la SS52. Nel punto indicato dalla segnaletica stradale di solito l'acqua è assente, dunque si è scelto di misurarne la portata un po' più in basso, in prossimità dell'ultimo tornante della SS52 che si incontra scendendo da Passo Mauria.

3.3.2. Corsi d'acqua

Il monitoraggio dei corsi d'acqua ha permesso di determinare la portata e di studiarne le variazioni nel tempo (regime idrologico); come per le sorgenti sono stati misurati i valori di conducibilità elettrica specifica e temperatura. Questa operazione ha l'obiettivo di stimare il deflusso di base per ciascun corso d'acqua: esso è in gran parte dovuto allo scorrimento sotterraneo e pertanto si manifesta anche molto tempo dopo il termine delle precipitazioni che lo hanno originato, in quanto l'acqua può accumularsi nelle falde sotterranee in grandi quantità. L'entità del deflusso di base è legata alle dimensioni degli acquiferi, mentre le caratteristiche fisiche dell'acqua sono legate alla natura delle formazioni geologiche: si tratta di due informazioni utili per avere un'idea sulla conformazione del bacino idrogeologico che alimenta il corso d'acqua.

Di seguito vengono i descritti i punti di monitoraggio dei corsi d'acqua e la loro ubicazione (tali punti sono identificati dalla lettera "P" seguita da un numero progressivo", vedi fig. 3.3.1):

- a) P1: è situato sul Rin della Pissa, a qualche metro di distanza dalla cascata e in prossimità dell'area picnic sulla SS52 (fig. 3.3.2.1).



Fig. 3.3.2.1 La parete rocciosa su cui scorre il Rin della Pissa, nei pressi di P1.

- b) P2: si trova circa 100 metri in direzione sud rispetto a P1, e monitora le acque del Rin Borbe a monte della confluenza tra quest'ultimo e il Rin della Pissa.
- c) P3: monitora le acque del Torrente Stabie a monte della confluenza con il Torrente la Torre, è facilmente accessibile tramite il sentiero in prossimità della SS52 (fig.3.3.2.2).



Fig. 3.3.2.2 Sulla sinistra il Torrente Stabie, sulla destra il sentiero adiacente.

- d) P4: è localizzato appena al di sotto della SS52, nella vallecola sottostante. Sul fondo della vallecola scorre un ruscello effimero, raggiungibile a piedi solamente con il sentiero che da Passo Mauria scende a Lorenzago (fig. 3.3.2.3).



Fig. 3.3.2.3 Il ruscello effimero presso cui è localizzato il punto di monitoraggio P4.

- e) P7: è il punto di monitoraggio del Torrente la Torre ed è situato all'interno dell'incisione formata dal torrente stesso, nella zona prospiciente alla SS52.
- f) P9, P10: sono localizzati qualche centinaio di metri a monte del P3, in prossimità della confluenza tra il Torrente Stabie e il ruscello che scende dal Navilagn. P9 è il punto che monitora l'affluente dello Stabie che scende dal Navilagn, mentre P10 è sullo Stabie prima della confluenza.
- g) P11: è un punto monitorato solo nella campagna di ottobre, a causa della scarsa accessibilità nei mesi dove la vegetazione è rigogliosa. È posto a valle della confluenza tra le acque del Torrente la Torre e del Torrente Stabie, quindi nel punto dove inizia a scorrere il Tagliamento vero e proprio.

3.4. Metodi parametrici

La costruzione di un tunnel stradale in un'area montuosa può avere impatti significativi sul sistema idrogeologico locale, se non addirittura a scala regionale: questo perché il tunnel può drenare una quantità significativa di acque sotterranee, causando una caduta del carico idraulico e un impoverimento della portata delle sorgenti e dei corsi d'acqua (Dematteis et al., 2001). Questi due fenomeni possono indurre effetti negativi su flora, fauna e sulle attività umane: siccità, peggioramento della qualità delle acque potabili e riduzione del livello idrico di laghi e corsi d'acqua.

Dal punto di vista ingegneristico, è fondamentale prevedere la possibile presenza di infiltrazioni d'acqua in galleria (inflow) già nella fase di progettazione: l'installazione di opere di drenaggio (es. piezometri, wellpoint) o la realizzazione di interventi di pre-consolidamento vanno pensati con largo anticipo permettendo così l'avanzamento dello scavo senza ritardi e senza costituire un'ulteriore voce di spesa da aggiungere al budget iniziale.

Negli ammassi rocciosi fratturati è estremamente complicato prevedere sia come possano svilupparsi le venute d'acqua dentro la galleria sia come possano manifestarsi gli impatti descritti in precedenza sul sistema idrogeologico locale, perché la distribuzione della conducibilità idraulica è estremamente eterogenea (Vincenzi et al., 2010).

In questo lavoro vengono utilizzati due metodi probabilistici per valutare i tratti di galleria soggetti a fenomeni di inflow, i possibili effetti sulla circolazione idrica sotterranea e per prevedere l'impatto sulle sorgenti, in seguito alla costruzione di un tunnel: il metodo del Drawdown Hazard Index (DHI; Dematteis et al., 2001; Torri et al., 2007) e il metodo Cesano (Cesano et al., 2000).

3.4.1. Metodo DHI

Il metodo DHI (Drawdown Hazard Index), noto anche come metodo Dematteis, è un metodo parametrico e come tale identifica alcune variabili fisiche, rilevanti alla definizione del problema, e le classifica assegnando a ciascuna un punteggio (Vincenzi et al., 2010). Inoltre, tiene conto del fatto che tali variabili sono legate tra loro da una relazione di causa-effetto e quindi al variare di una di esse, anche le altre ne risentono. In pratica, il punteggio di ciascuna variabile non è assoluto, bensì è “pesato” a seconda di come una variabile interagisce con le altre. Il DHI considera due gruppi di parametri (Torri et al., 2007):

- *variabili fondamentali*, che caratterizzano l'ammasso roccioso laddove possa essere intercettato dal tunnel;
- *fattori-chiave*, che definiscono alcune caratteristiche dei punti potenzialmente soggetti ad impatto (sorgenti o pozzi) alimentati o in connessione idraulica con l'ammasso roccioso (questi ultimi non hanno una relazione di causa-effetto tra loro).

Del primo gruppo fanno parte le seguenti variabili:

- frequenza delle fratture nell'ammasso roccioso (FF): la presenza di discontinuità influenza notevolmente la circolazione idrica nelle rocce; si può stimare utilizzando l'indice Rock Quality Designation (RQD) oppure il volumetric joint count (Jv);
- permeabilità dell'ammasso roccioso (RMP): va intesa come l'effettiva conducibilità idraulica dell'ammasso roccioso, si può stimare empiricamente oppure utilizzando dati di letteratura;
- spessore della Plastic Zone (PZ): descrive il disturbo prodotto dallo scavo del tunnel sull'ammasso roccioso, ossia la creazione di una zona altamente fratturata nell'intorno della galleria; è stimabile in funzione delle tecniche costruttive dell'opera;

- copertura (OV): individua lo spessore della copertura rocciosa sopra il tunnel, compresi i depositi quaternari; si può misurare tramite la realizzazione di sezioni geologiche.

Del secondo gruppo fanno parte i seguenti fattori:

- presenza di connessioni idrogeologiche tra il tunnel e la sorgente (IF): tale parametro permette di quantificare il ruolo svolto da alcune vie preferenziali di scorrimento delle acque sotterranee, quali faglie oppure orizzonti ad elevata solubilità (ad es. condotti carsici nei gessi);
- tipologia di sorgente (ST): a seconda della natura del circuito di alimentazione associabile alla sorgente (o al pozzo), essa verrà classificata in “superficiale”, “profonda” o “intermedia” (Dematteis et al., 2001);
- effetto topografico (ET): è un parametro influenzato da alcune caratteristiche geomorfologiche all’interno del bacino, in particolare la collocazione della sorgente rispetto al tunnel (ovvero se è sullo stesso versante o sul versante opposto) e la posizione altimetrica rispetto al tunnel stesso (ovvero se è più in basso o più in alto rispetto al cavo). La modalità di attribuzione dei punteggi di questo parametro è mostrata in fig. 3.4.1.1;
- distanza tra la sorgente e un tratto di tunnel (DT): si considera la minima distanza geometrica tra il punto medio del tratto di tunnel considerato e la sorgente.

Quest’ultimo punto ci permette di precisare come sia necessario, prima di affrontare il calcolo del DHI, suddividere il tunnel in segmenti rappresentativi del contesto geologico e geomeccanico locale (Dematteis et al., 2001); tali segmenti possono essere di lunghezza uguale o variabile mentre è fondamentale la loro rappresentatività: nel nostro caso il tracciato è stato suddiviso in 38 tratti discreti di 100.2 metri. Il calcolo del DHI si applica in riferimento a ciascuna sorgente (o pozzo, o piezometro) e per ogni tratto omologo, valutando in questo modo l’impatto dell’opera sulla sorgente.

In tabella 3.4.1.1 è mostrata la formulazione dei punteggi delle variabili e dei fattori-chiave presentata nel lavoro di Torri et al. (2007).

Il primo step di calcolo prevede di moltiplicare tra loro le variabili fondamentali, considerando anche i pesi ottenuti dalla relazione di causa-effetto, per ottenere il potenziale di venute d'acqua (PI, *potential inflow*) nel segmento di tunnel considerato, secondo la formula:

$$PI_{segmento} = \frac{(41 * FF) + (22 * RMP) + (20 * PZ) + (17 * OV)}{100}$$

Il secondo step di calcolo prevede di calcolare la media aritmetica del PI dei vari tratti di tunnel e moltiplicare tale valore medio con i fattori-chiave, ottenendo in conclusione il valore del DHI della sorgente o del pozzo sotto esame:

$$DHI = \frac{PI(medio)_{tunnel} * IF * ST * ET * DT * 100}{DHI_{max}}$$

dove DHI_{max} è il valore massimo teorico calcolabile applicando il valore massimo di tutti i parametri (pari a circa 1460.65). Sempre in questo step di calcolo è opportuno calcolare un ulteriore valore del DHI utilizzando il PI del tratto di tunnel più vicino alla sorgente (o piezometro) in esame, potendo così dare maggior enfasi alle condizioni geologiche circostanti. La formula si modifica nel seguente modo:

$$DHI = \frac{PI_{tratto\ più\ vicino} * IF * ST * ET * DT * 100}{DHI_{max}}$$

Il DHI viene suddiviso in tre classi di rischio, come mostrato in tabella 3.4.1.2.

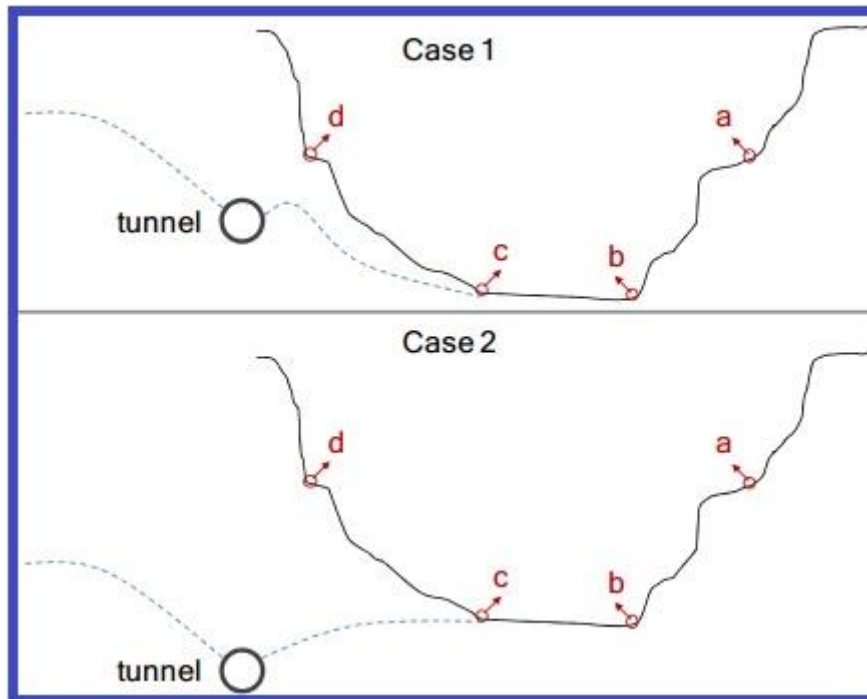


Fig. 3.4.1.1 Differenti condizioni geomorfologiche considerate da Torri et al. (2007) nella definizione del parametro ET.

	PARAMETER	Condition	value	Condition	value	Condition	value	Condition	value	Condition	value				
Basic variables	DT Distance from the tunnel	DT < 200m	1,9	200m < DT < 500m	1,5	500m < DT < 1000 m	1,2	1000m < DT < 5000 m	1,1	DT > 5000m	0				
	IF Intersection with major faults	YES	2	NOT	1										
	ST Spring type (From deep or shallow fluid system)	Deep	2	Deep and shallow	1,5	Shallow	1								
	ET Topographic effect	see table below													
Key factors	FF Frequency of fracturation	High	1	Low	0,6	Not	0,1								
	MK (RMP) Degree of Permeability	Very high	0,9	High	0,8	From high to medium	0,7	Medium	0,5	From medium to low	0,4	Low	0,2	Very low	0,1
	OV Overburden	OV < 50m	0,9	50m < OV < 100m	0,5	100m < OV < 500m	0,2	OV > 500m	0,1						
	PZ Amplitude of the plastic zone	> tunnel diameter	1	< tunnel diameter	0										

Tab. 3.4.1.1 Range di valori e corrispondenti punteggi per ciascun parametro del DHI (modificata da Torri et al., 2007).

DHIndex	Class	Probability
$0 < DHI \leq 0,16$	1	NEGLIGIBLE
$0,16 < DHI \leq 0,24$	2	LOW
$DHI > 0,24$	3	HIGH

Tab. 3.4.1.2 Classi di rischio del DHI, con relativi valori di soglia (modificata da Torri et al., 2007).

3.4.2. Metodo Cesano

Questo metodo (Cesano et al., 2000) fa riferimento ad un caso di studio reale, ovvero la realizzazione di un tunnel di 80 km nella Svezia meridionale, ed è basato su una analisi statistica di correlazione di fattori topografici, idrogeologici e tecnici che potrebbero influenzare le venute d'acqua in galleria. Nel lavoro originario questo metodo non è stato codificato dagli autori, pertanto non è stato attribuito nessun punteggio o peso ai fattori e non è stata proposta una formula che li relazioni tra loro. Una proposta di codifica è stata eseguita in un lavoro successivo (Vincenzi et al, 2010), e pertanto si è preferito scegliere quest'ultima versione così da poter confrontare i risultati di questo metodo con quelli del metodo DHI.

La principale differenza tra il metodo DHI e il metodo Cesano sta nel fatto che quest'ultimo prevede solo la stima del PI (*potential inflow*). Tale calcolo viene fatto sia per le venute d'acqua principali sia per gli stillicidi, utilizzando due diverse equazioni.

I fattori che possono influenzare le venute maggiori sono:

- vicinanza del cavo ad un corpo di acqua superficiale (TSW): è la distanza geometrica tra il punto medio di un segmento di tunnel e il corso d'acqua (o lago) più vicino;
- morfologia del bedrock (BM): se il segmento di tunnel considerato si trova presso un basso topografico del bedrock, si trova in una zona di potenziale ricarica (condizione che

favorisce le venute d'acqua), se si trova in un picco o su un'area pianeggiante del bedrock allora sarà meno soggetto ad infiltrazione;

- morfologia della superficie topografica (T): presenta lo stesso significato idrogeologico del parametro BM;
- frequenza di fratturazione (BFF): va intesa come numero di strutture tettoniche a scala megascopica che intersecano, in un intorno prestabilito, l'asse della galleria.

L'equazione che permette di calcolare il PI per le venute d'acqua maggiori è:

$$PI = 0.32 * TSW + 0.29 * BM + 0.28 * T + 0.11 * BFF$$

I fattori che possono influenzare gli stillicidi (o venute d'acqua minori) sono in parte uguali e in parte diversi da quelli visti in precedenza:

- morfologia del bedrock (BM): è lo stesso parametro visto per le venute d'acqua maggiori;
- copertura della galleria (QC): va inteso come lo spessore in metri della copertura sedimentaria quaternaria al di sopra dell'asse del tunnel; tale copertura è potenzialmente porosa e permeabile e pertanto può essere un elemento favorevole all'infiltrazione;
- area della copertura quaternaria (QA): considera l'estensione areale (in m²) dell'affioramento quaternario compreso in un'area di buffer attorno al tunnel di circa 1000 m;
- alti e bassi topografici del bedrock (PV): considera la presenza, per un segmento di tunnel, di un picco o di una depressione del bedrock, poiché sono sedi rispettivamente di divergenza e di convergenza del flusso sotterraneo.

L'equazione che permette di calcolare il PI per gli stillicidi è

$$PI = 0.30 * BM + 0.29 * QC + 0.26 * QA + 0.11 * PV$$

Anche in questo per effettuare il calcolo del potential inflow è necessario, come per il metodo DHI, suddividere il tunnel in segmenti rappresentativi del contesto geologico e geomeccanico di lavoro. Come in precedenza il tracciato è stato suddiviso in 38 tratti discreti di 100.2 metri, così da poter meglio confrontare i risultati dei due metodi in ciascun tratto.

4. Risultati

4.1. Analisi morfometrica

La procedura di delineazione delle doline in ambiente GIS ha portato all'individuazione di 122 forme. In fig. 4.1.1 è mostrata un'immagine della mappa ottenuta (la mappa completa è presente nell'Allegato C).

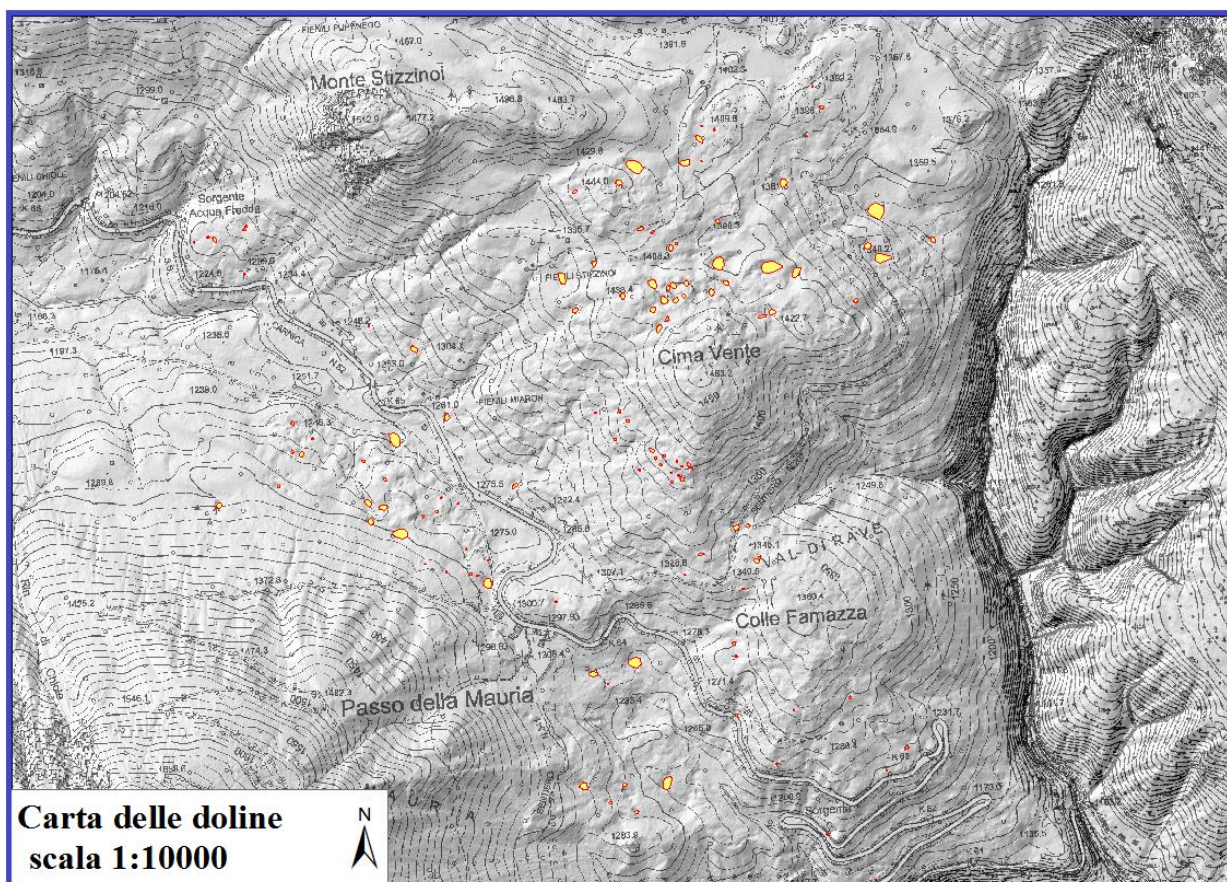


Fig. 4.1.1 Visione d'insieme della carta delle doline. Le doline sono rappresentate dai poligoni gialli, mentre il loro bordo superiore è delineato dalle curve rosse. La base topografica e il DEM aiutano a comprendere la complessa topografia dell'area di studio.

Come accennato nel paragrafo 3.1., è stato operato un controllo casuale per valutare il grado di accuratezza della metodologia utilizzata. È stato possibile osservare come le doline cartografate in GIS abbiano una ubicazione quasi sovrapponibile a quelle reali; tuttavia le doline di dimensioni

ridotte (con diametro di circa 1 metro) visibili in campagna non sono state individuate dalla procedura informatica, dato che il modello digitale del terreno è formato da pixel quadrati con lato di 1 metro. In pratica, qualsiasi forma che abbia dimensione inferiore o prossima ad 1 metro risulta al di fuori della sensibilità del DEM e pertanto non viene rilevata.

In modo simile a quanto indicato nel lavoro di Bauer (2015), l'analisi morfometrica ha avuto l'obiettivo di descrivere alcune grandezze morfometriche e di riconoscere eventuali relazioni tra di loro.

L'istogramma di frequenza delle superfici di ciascuna dolina mostra una grande variabilità (fig. 4.1.2). Prevalgono nettamente forme di piccole dimensioni (con superficie planimetrica inferiore ai 25 m²), che risultano essere il 38.5% sul totale delle doline. L'abbondanza di forme piccole rispetto alle forme grandi è un fatto comune degli ambienti carsici in climi temperati (Bauer, 2015). Seppure in numero molto basso, sono presenti anche delle macroforme (con superficie >500 m²), segno che il carsismo nei gessi del Travenanzes procede con tempistiche e modalità molto diverse tra loro in un'area relativamente piccola.

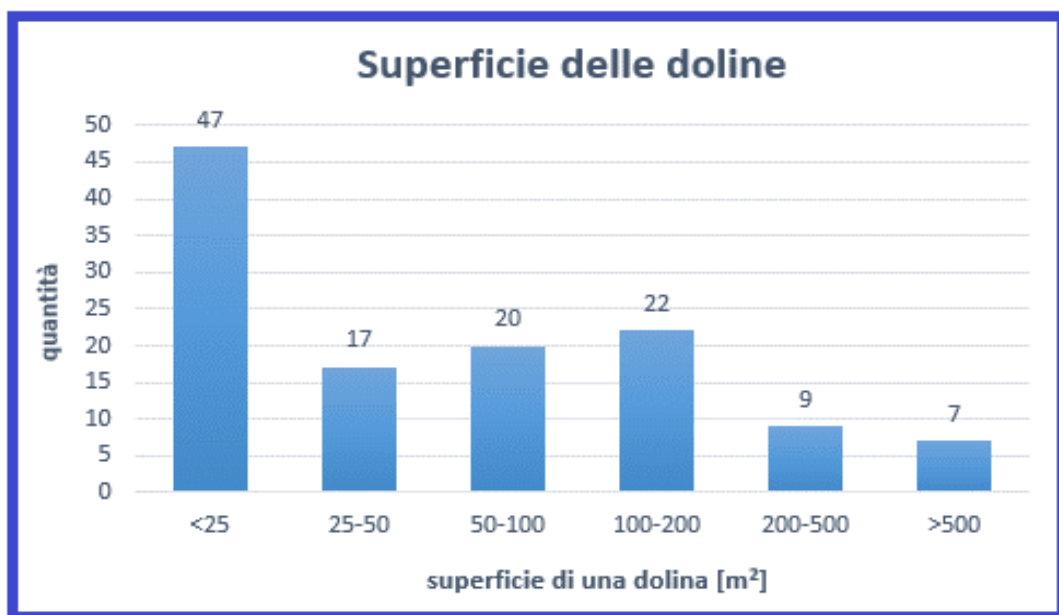


Fig. 4.1.2 Istogramma di frequenza della superficie di ciascuna dolina.

Una delle caratteristiche del DEM ottenuto da LiDAR è l'elevata precisione nella stima delle misure verticali, grazie a cui è possibile determinare con accuratezza la profondità di una dolina anche se di piccole dimensioni (>1 m). La profondità media di una dolina ($z_{medio,dolina}$) nell'area dei gessi è ottenibile usando la formula

$$z_{medio,dolina} = \frac{\sum(z_{max,dolina} - z_{min,dolina})}{numero\ tot.\ doline}$$

e risulta essere di 2.74 metri.

È stata valutata anche la distribuzione della frequenza cumulata relativamente alla profondità di ciascuna dolina (fig. 4.1.3). Si può osservare come il 78% delle doline abbia una profondità minore o uguale di 4 metri, e più precisamente il 50% delle doline totali ha una profondità non più grande di 3 metri, a dimostrazione di come le morfologie poco profonde siano il trend più comune.

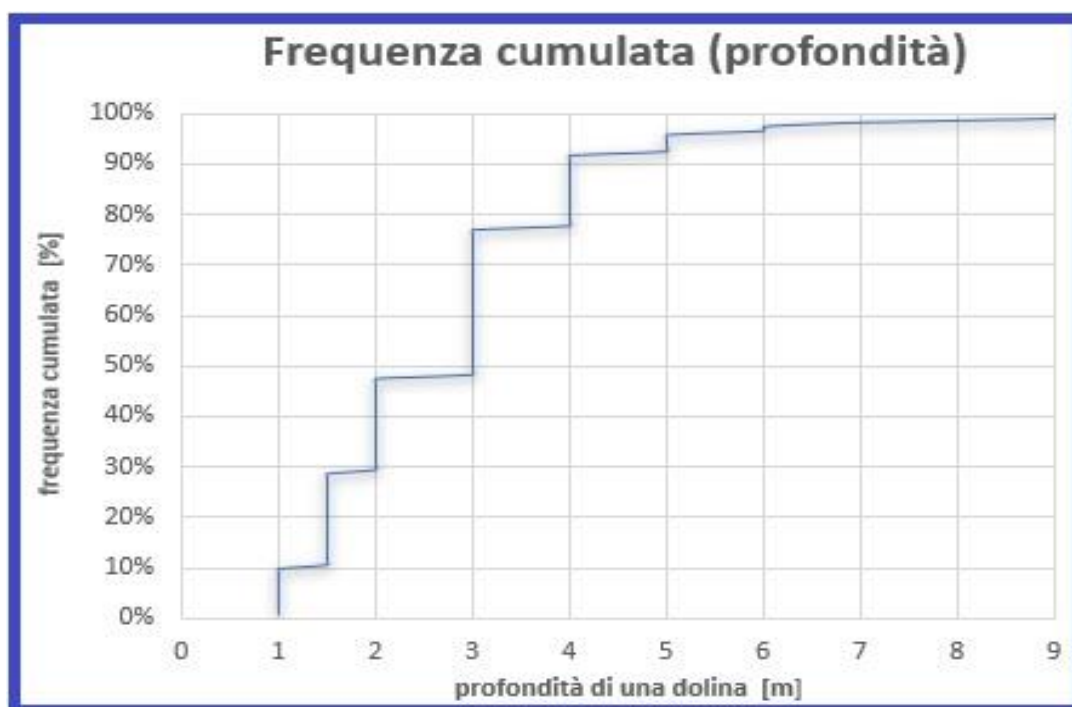


Fig. 4.1.3 Frequenza cumulata (espressa in percentuale) della profondità di una dolina. La curva è segmentata poiché per la profondità sono stati considerati solo valori interi e discreti (es. 1 m, 2 m, etc.).

Il rapporto area-profondità è una relazione molto utile da valutare, in quanto può fornire un'indicazione sulla genesi delle doline. Qualora sussista una relazione tra queste due grandezze, ovvero che ad un approfondimento della dolina corrisponda un allargamento del bordo, è ragionevole pensare che la dolina si sia formata per soluzione (Bauer, 2015). Qualora le due grandezze non siano accoppiate, è probabile che la dolina si sia formata per un crollo: nel momento in cui si verifica il cedimento della volta, la profondità della dolina cresce esponenzialmente in un istante mentre il bordo rimane pressoché invariato. Alcuni autori affermano che, dal punto di vista morfometrico, le doline da crollo siano rappresentabili da una forma cilindrica con pareti quasi verticali (Caramanna et al., 2008). Nel caso studiato si può osservare una discreta relazione tra le due grandezze (fig. 4.1.4), in particolare la profondità risulta essere una funzione logaritmica dell'area. Il pattern dei dati risulta solo moderatamente disperso, questo può essere dovuto al fatto che alcune doline possono avere un'origine non strettamente dovuta alla soluzione.

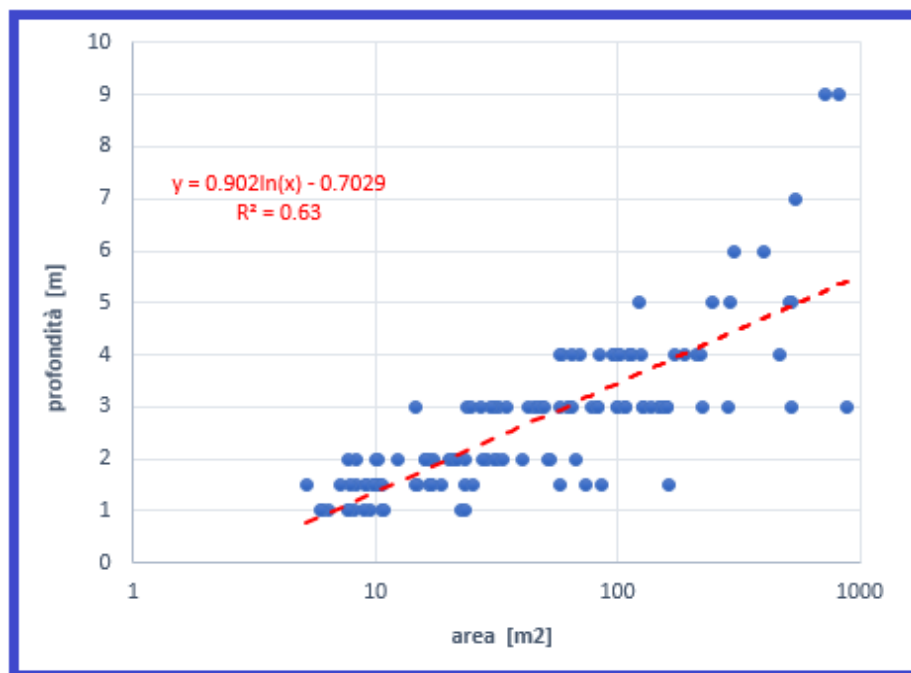


Fig. 4.1.4 Distribuzione della profondità delle doline come funzione dell'area. L'asse orizzontale è in formato logaritmico, così come la linea di tendenza (linea tratteggiata rossa).

Un'altra informazione sulla possibile origine delle doline si può ricavare dalla direzione (azimut) del diametro massimo (Bondesan et al., 1992). È ragionevole pensare che tale asse possa svilupparsi seguendo un controllo strutturale o tettonico (Bauer, 2015). Come visto nel capitolo 3, questo parametro angolare si può facilmente ottenere dal tool ArcGIS “Minimum Bounding Geometry”. Esso assume valori compresi tra 0° e 180°.

Per visualizzare questo parametro si è creato un diagramma a rosa utilizzando il software Stereonet 9.5 (Allmendinger et al., 2012; Cardozo et al., 2013).

In fig. 4.1.5 è possibile vedere la distribuzione relativa alle 122 doline. Nonostante si intraveda un trend NO-SE, nessun orientamento particolare spicca sugli altri e dunque non è possibile trarre informazioni su eventuali controlli tettonici nello sviluppo delle forme carsiche.

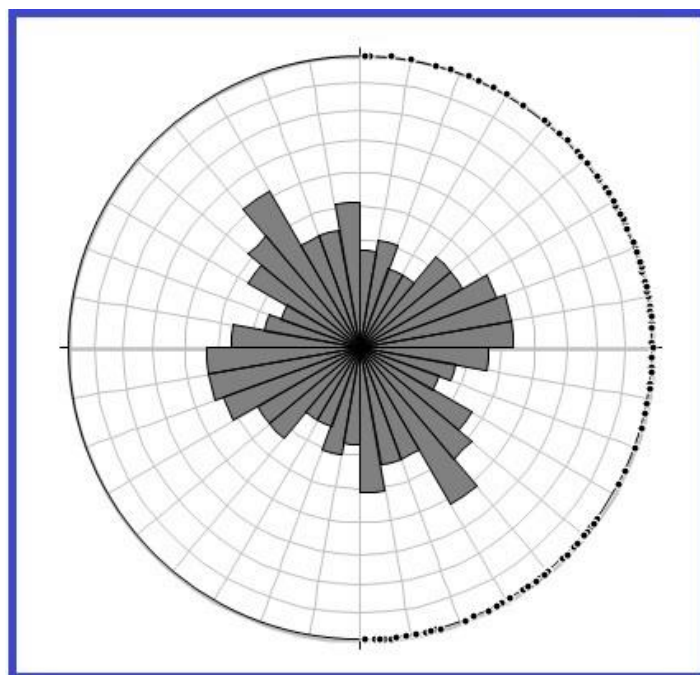


Fig. 4.1.5 Diagramma a rosa del diametro massimo (122 doline).

Per visualizzare meglio eventuali trend sono state successivamente escluse tutte le forme troppo circolari, considerando maggiormente significative solo quelle che mostrano un allungamento più

marcato. Considerando che il rapporto tra diametro massimo e diametro minimo di una dolina circolare è 1, sono state analizzate solamente le doline con rapporto tra i diametri > 1.3 .

In fig. 4.1.6 è facile osservare due raggruppamenti distinti nel grafico, in particolare uno con direzione NO-SE (ovvero con azimuth tra 130°N e 150°N) e uno con direzione prossima a E-O (ovvero con azimuth tra 70°N e 90°N). Questi orientamenti sono praticamente sovrapponibili alle direzioni dei lineamenti di origine dinarica e neoalpina (Doglioni, 2007). Nonostante nell'area di studio non siano mai stati effettuati studi di dettaglio sulle strutture tettoniche, è ragionevole pensare che nei gessi del Travenanzes siano presenti fratture o lineazioni prodotte durante gli eventi tettonici dinarici e neoalpini e che tali elementi possano aver agito come vie preferenziali per il drenaggio delle acque verso il sottosuolo, accelerando l'erosione della roccia solfatica e favorendo l'insorgere di forme carsiche.

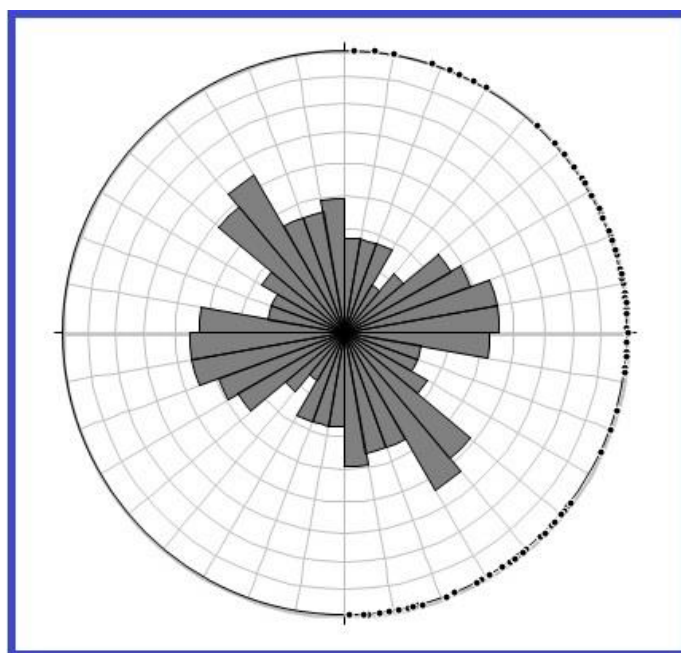


Fig. 4.1.6 Diagramma a rosa del diametro massimo (91 doline).

Una grandezza che si può calcolare usando i parametri misurati in GIS è l'indice di circolarità, definito nella formula di Seale (2005) come

$$C_i = \frac{A_d}{\pi * \left(2 \frac{A_d}{P_d}\right)^2}$$

dove A_d è l'area di una dolina e P_d è il bordo (perimetro) di una dolina. Questo parametro quantifica la deviazione planimetrica di una forma rispetto ad un cerchio perfetto: tanto più C_i si avvicina ad 1, tanto più la dolina assomiglia ad un cerchio perfetto. In fig. 4.1.7 è mostrata la frequenza cumulata dell'indice di circolarità. Rispetto al lavoro di Bauer (2015), il range di valori di C_i nel caso di studio è più stretto, tanto che circa l'80% di tutte le doline ha un indice di circolarità < 1.25 . Ciò può essere dovuto al fatto che, nel calcolo dell'indice, non si sono utilizzati i valori di area e perimetro della dolina, ma quelli dei poligoni "Convex Hull" che tendono a replicare le forme naturali smussandole.

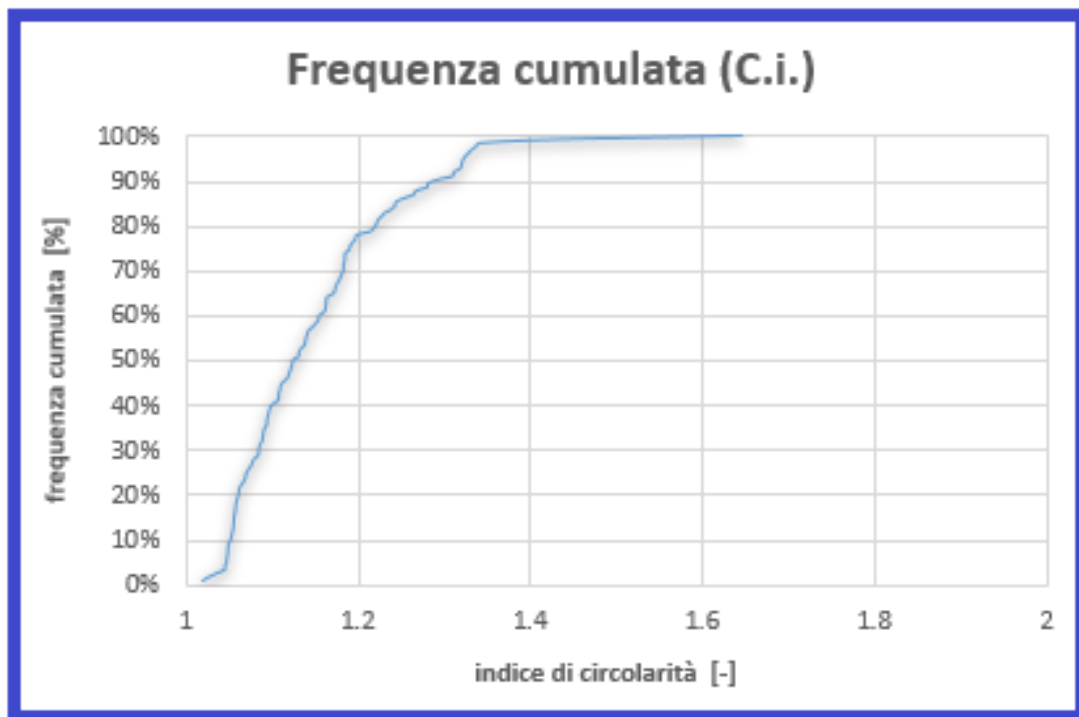


Fig. 4.1.7 Frequenza cumulata (espressa in percentuale) dell'indice di circolarità.

Come accennato nel capitolo 3, le doline sono elementi idrogeologici importanti in quanto fungono da vie preferenziali per l'infiltrazione dell'acqua nel sottosuolo. Considerata quindi la loro capacità di convogliare efficacemente volumi d'acqua verso il substrato, si è fatta una statistica sul volume

delle doline. Non esistono misurazioni dirette adeguate a rappresentare il volume (come invece avviene per la profondità, ad esempio), dunque esso viene calcolato partendo da altri dati utilizzando la formula suggerita da Bauer (2015) che approssima la dolina ad un cono rovesciato: la base del cono viene fatta coincidere con la superficie della dolina, mentre l'altezza del cono coincide con la sua profondità. Nel caso di studio, il volume totale delle doline è di 27837 m³. Come si vede in fig. 4.1.8 la classe più rappresentata è quella con volume tra i 10 e i 100 m³, e all'interno di questa classe il valore medio è di 38 m³. Nella prima classe (volume < 10 m³) il valore medio è di 6 m³, mentre nella terza (volume tra 100 e 1000 m³) si attesta sui 290 m³. È interessante notare come le poche doline appartenenti alla quarta classe abbiamo un volume complessivo di circa 14000 m³, valore che è circa la metà del volume totale di tutte le doline.

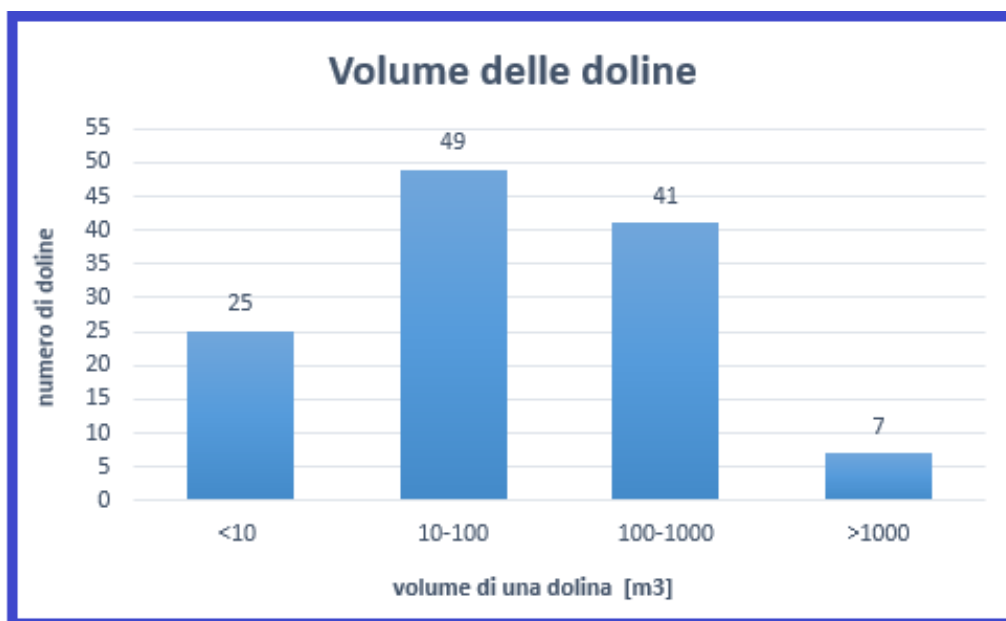


Fig. 4.1.8 Distribuzione statistica del volume di ciascuna dolina.

4.2. Bilancio idrogeologico e valutazione degli afflussi

L'elaborazione dei dati termo-pluviometrici delle stazioni di Domegge di Cadore, Sappada e Forni di Sopra ha permesso di calcolare il bilancio idrologico dell'area di studio e ha evidenziato alcune caratteristiche meteorologiche ed idrogeologiche dell'area.

È stata redatta la seguente tabella di sintesi (tab. 4.2.1) per visualizzare alcuni aspetti climatici:

	Precipitazione media annua	Temperatura media annua	Mese più piovoso	Mese meno piovoso	Mese più caldo	Mese più freddo
<i>Domegge di Cadore</i>	1218.4 mm	8.7 °C	Agosto (141.9 mm)	Febbraio (58.5 mm)	Luglio (18.3 °C)	Gennaio (-1.0 °C)
<i>Sappada</i>	1586.4 mm	5.7 °C	Ottobre (186.9 mm)	Febbraio (68.3 mm)	Luglio (15.3 °C)	Gennaio (-3.8 °C)
<i>Forni di Sopra</i>	1548.2 mm	8.7 °C	Novembre (172.6 mm)	Gennaio (83.5 mm)	Luglio (18.2 °C)	Gennaio (-0.3 °C)

Tab. 4.2.1 Caratteristiche meteorologiche ottenute dall'elaborazione dei dati delle stazioni di *Domegge, Sappada e Forni*.

Le tre stazioni mostrano un trend termometrico molto simile, poiché esibiscono il picco della temperatura media mensile durante il mese di luglio e il minimo durante il mese di gennaio, in quest'ultimo caso con valori sempre inferiori allo zero. Dai grafici mostrati nel capitolo 3 (fig. 3.2.3, 3.2.5, 3.2.7) si evince come negli ultimi anni, e in particolare a partire dal 2011, i valori di temperatura media annua siano quasi sempre al di sopra del valore medio calcolato sul periodo 2004-2018, in linea con le attuali conoscenze relative al riscaldamento globale.

Dal punto di vista pluviometrico invece, le stazioni hanno un andamento più diversificato. Le stazioni di Forni di Sopra e Sappada esibiscono il picco di piovosità durante la stagione autunnale, mentre quella di Domegge durante l'estate; per quanto riguarda il periodo meno piovoso, in tutti e tre i casi risulta essere la stagione invernale (ricordando che nei mesi di gennaio e febbraio le precipitazioni sono in parte nevose e in parte piovose).

È interessante osservare come la stazione di Forni, nonostante si collochi ad una quota poco più alta di quella di Domegge, abbia un trend pluviometrico diverso dato che i valori di massimo e di minimo di pioggia sono in entrambi i casi sensibilmente più grandi e che il range tra questi ultimi risulta essere più limitato.

L'applicazione della formula di Thornthwaite ha permesso di quantificare il fenomeno dell'evapotraspirazione, utilizzando i dati termo-pluviometrici precedentemente elaborati. In fig. 4.2.1, 4.2.2, 4.2.3 sono mostrati il trend dell'evapotraspirazione (reale e potenziale), i valori di precipitazione media mensile e il trend del surplus pluviometrico per ciascuna stazione. Si può osservare come in tutti e tre i casi si abbia surplus pluviometrico durante tutti i mesi dell'anno: le precipitazioni abbondanti e le temperature miti (le tre stazioni sono localizzate in area montana) non consentono mai la completa evaporazione dell'acqua nel terreno. Nonostante l'evaporazione si verifichi sempre al suo limite massimo (infatti evaporazione reale e potenziale coincidono sempre) rimane sempre una certa quantità di acqua nel terreno che non passa in atmosfera come vapore acqueo. Di conseguenza si può affermare che ci sia una buona disponibilità di acqua al suolo, la quale può successivamente infiltrarsi alimentando gli il deflusso sotterraneo (specialmente in aree pianeggianti o in ammassi rocciosi molto fratturati o incarsiti) oppure ruscellare (soprattutto lungo i versanti particolarmente acclivi).

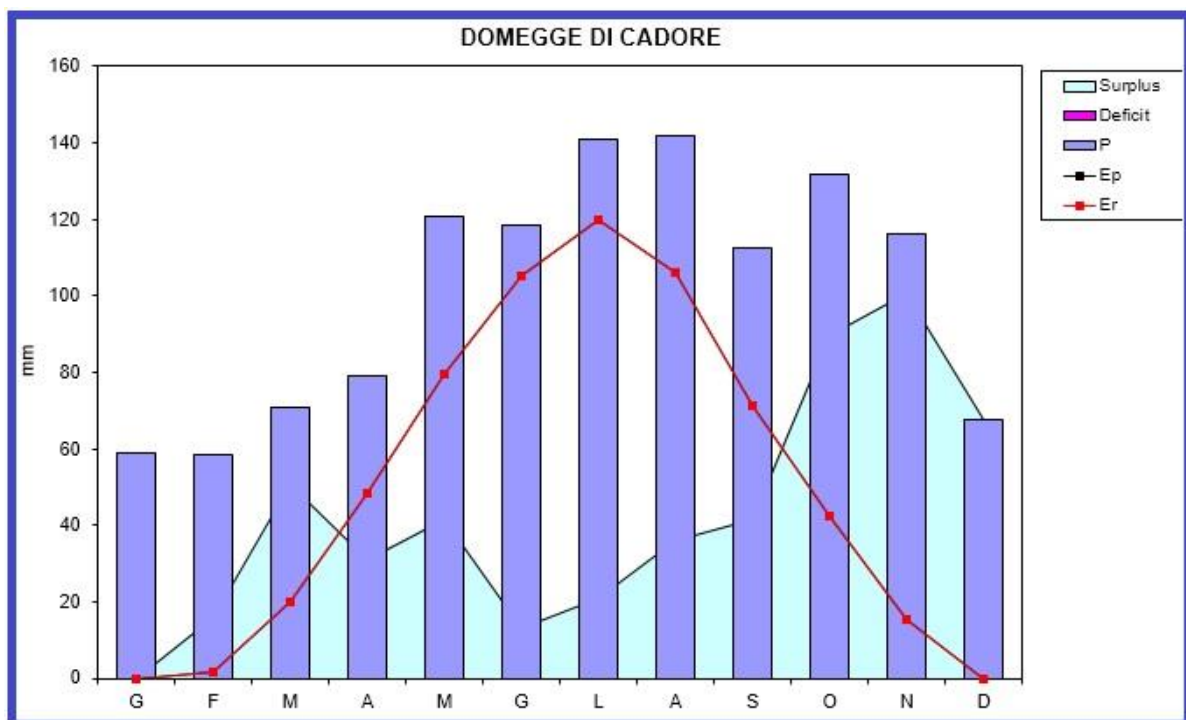


Fig. 4.2.1 Andamento dell'evapotraspirazione potenziale (Ep) e reale (Er) in relazione alle piogge mensili e relativo surplus pluviometrico per la stazione di Domegge di Cadore.

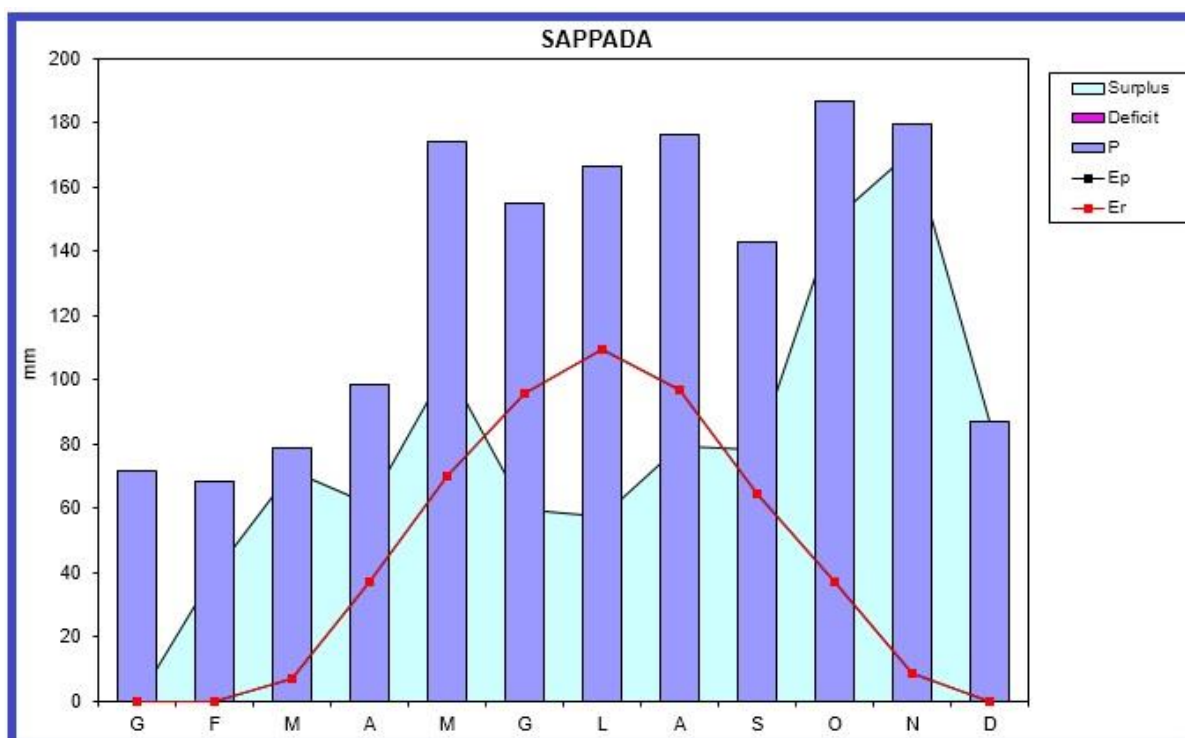


Fig. 4.2.2 Andamento dell'evapotraspirazione potenziale (E_p) e reale (E_r) in relazione alle piogge mensili e relativo surplus pluviometrico per la stazione di Sappada.

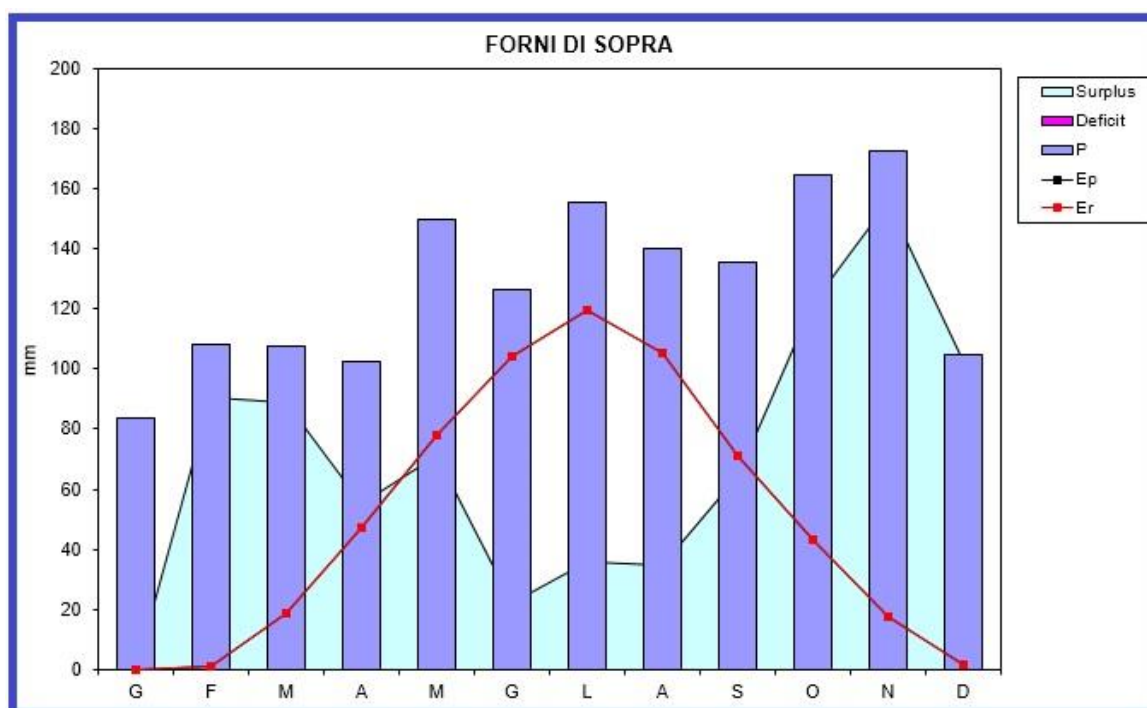


Fig. 4.2.3 Andamento dell'evapotraspirazione potenziale (E_p) e reale (E_r) in relazione alle piogge mensili e relativo surplus pluviometrico per la stazione di Forni di Sopra.

Successivamente si è cercata una relazione tra il surplus pluviometrico e l'altitudine, poiché generalmente la distribuzione delle piogge (e quindi del surplus) è controllata dall'orografia di una particolare zona, specialmente in zone montuose. Tale relazione permette di spazializzare i valori di surplus su tutta l'area di studio. In fig. 4.2.4 si osserva la distribuzione dei dati di surplus pluviometrico in relazione all'altitudine della stazione di riferimento. È stata calcolata una retta di regressione lineare che mostra un R^2 pari a 0.71 ed equazione

$$\text{Surplus} = (0.845 * \text{Altitudine}) - 77.3$$

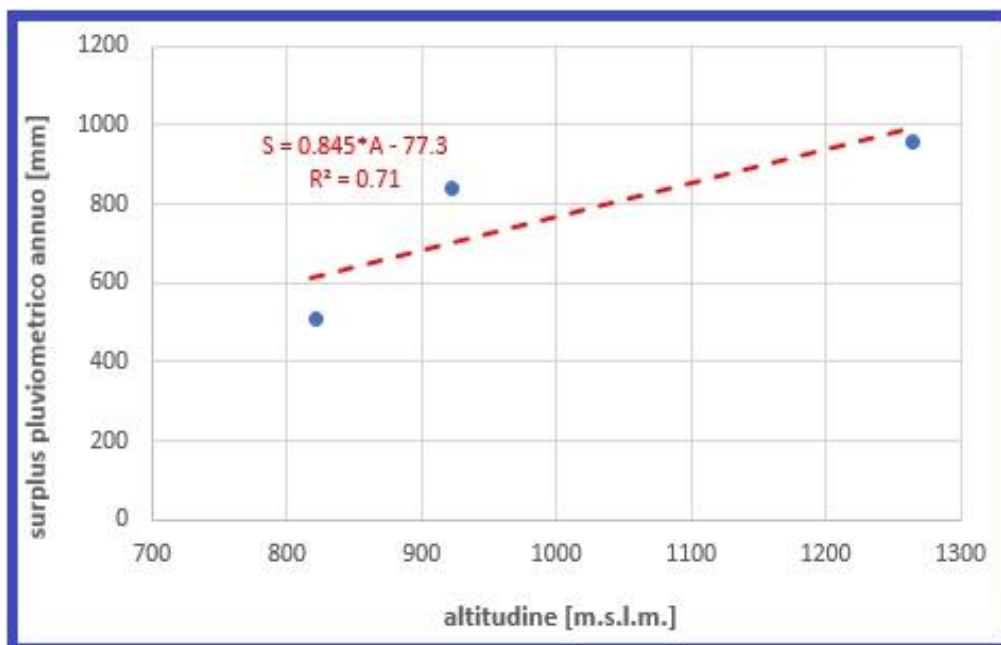


Fig. 4.2.4 Distribuzione della pioggia efficace annua in relazione alla quota altimetrica.

Grazie a questa relazione è possibile stimare il quantitativo di pioggia efficace media in qualsiasi punto dell'area studio. In ambiente GIS, utilizzando come dato di partenza il DEM con celle di 5 metri di lato della Regione Veneto (fogli 030100, 030110, 030140, 030150), è stato calcolato un nuovo raster con il tool "Rescale by Function". Nel nuovo raster è stata inserita l'equazione precedente e si ottenuto per ogni pixel il relativo valore di pioggia efficace annua. Con opportune trasformazioni, per ogni pixel è stato successivamente determinato il relativo valore di pioggia

efficace in m/anno, e tale valore lo si è moltiplicato per 25 m² (ovvero l'area di ciascun pixel) dato che i valori di pioggia delle stazioni pluviometriche sono sempre riferiti ad una superficie di 1 m². In fig. 4.2.5 è mostrata la distribuzione spaziale della pioggia efficace (in m³/anno) nell'area di studio.

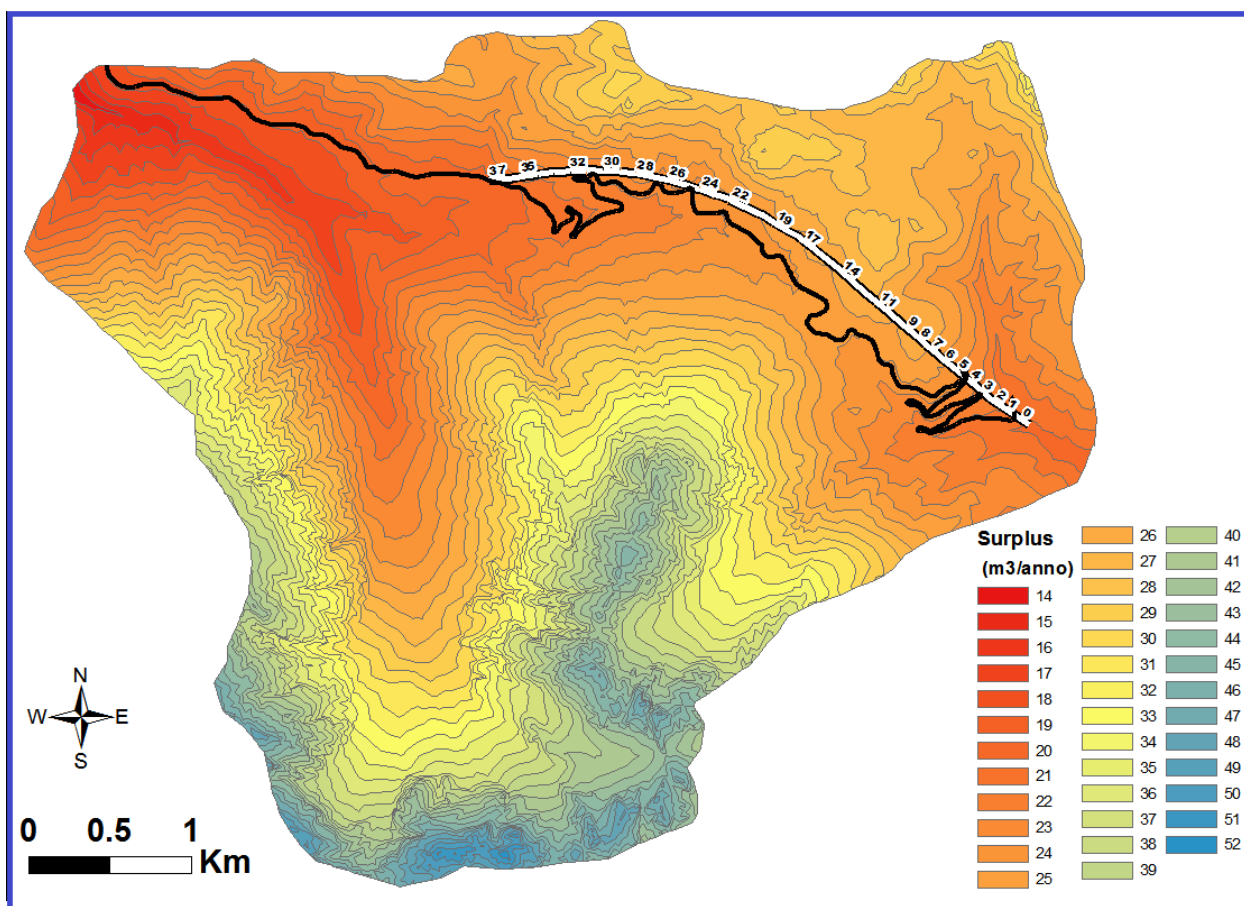


Fig. 4.2.5 Mappa della pioggia efficace dell'area studio (è visibile la SS52, in viola, nonché il possibile tracciato, in bianco).

In fig. 4.2.5 è possibile osservare come le aree dove si verifica il maggior surplus siano le vette poste a sud (Monte Miaron e la relativa dorsale, Monte Cridola) poiché sono le aree più elevate, ragionevolmente più fredde e più piovose: qui si tocca il valore massimo di pioggia efficace, pari a 52 m³/anno. La zona meno elevata altimetricamente, ovvero la porzione più a ovest in direzione del Fiume Piave, è invece quella dove si registra il valore minimo di pioggia efficace, pari a 14 m³/anno.

La determinazione delle aliquote di ruscellamento e infiltrazione, in riferimento alla pioggia efficace che precipita sull'area di studio, è stata realizzata sempre con in ambiente GIS. Il raster precedente è stato trasformato in uno shapefile poligonale (con il tool “Raster to Polygon”) e quindi è stato ritagliato in nuovi sottopoligoni a seconda della litologia affiorante (con il tool “Clip”). Tutte le formazioni affioranti nell'area studio sono state raggruppate in unità informali, che sono significative per lo studio del bilancio idrologico, facendo riferimento alle suddivisioni proposte da Celico (fig. 4.2.6).

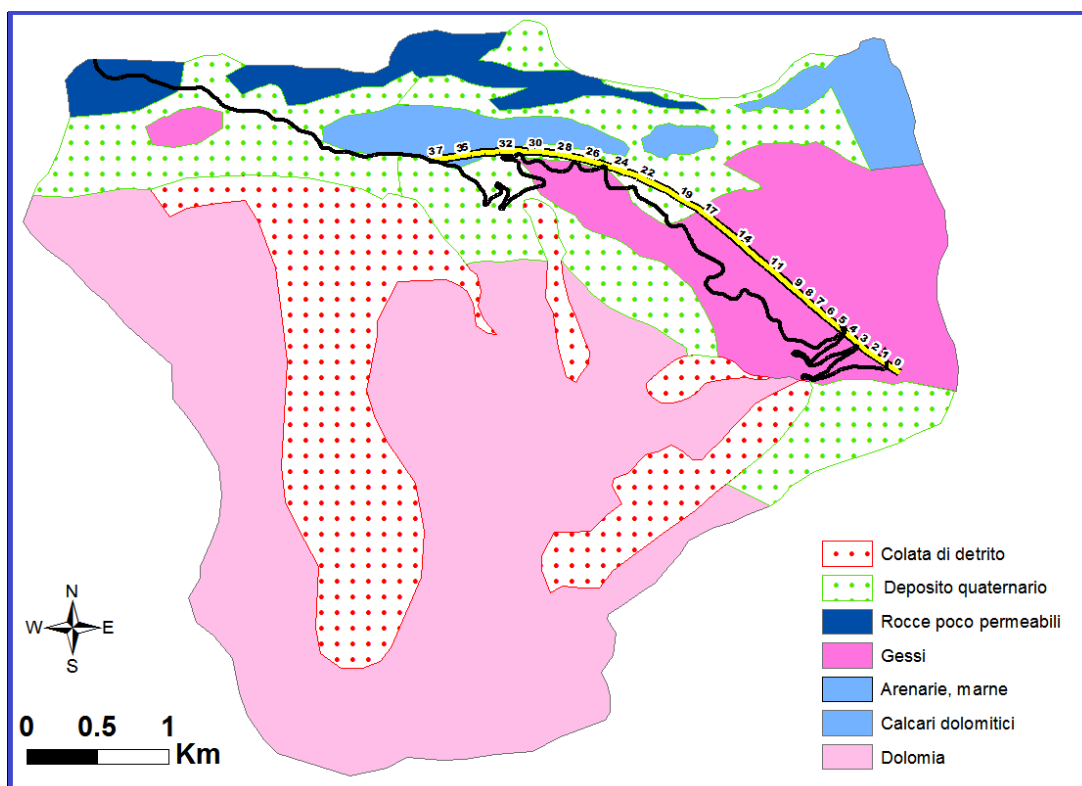


Fig. 4.2.6 Mappa litologica utilizzata per il calcolo delle aliquote di ruscellamento e infiltrazione nell'equazione del bilancio idrologico

I coefficienti di infiltrazione potenziale utilizzati (C_{ipe}), in riferimento a Celico (1988), sono i seguenti:

- 0.9 per i detriti grossolani e i depositi quaternari;
- 0.8 per i calcari dolomitici;

- 0.6 per le dolomie;
- 0.95 per i gessi (non essendo esplicitamente codificato dall'autore, si è scelto un valore molto alto per tenere conto della presenza di forme carsiche rilevata);
- 0.2 per le rocce marnoso-arenacee, peliti e rocce metamorfiche.

Per esempio, un coefficiente di 0.2 significa che il 20% della pioggia efficace alimenta l'infiltrazione mentre il rimanente 80% defluisce per ruscellamento.

Nella seguente tabella di sintesi (tab. 4.2.2) viene riportato, per ciascuna litologia, la superficie complessiva dell'affioramento, il valore di pioggia efficace media (è stato calcolato con la media aritmetica dei valori di ciascun poligono), il valore di pioggia efficace annua sul poligono totale, i valori di infiltrazione e ruscellamento.

	Superficie (km ²)	P. efficace media annua (m/anno)	P. efficace totale annua (m ³ /anno)	Infiltrazione (m ³ /anno)	Ruscellamento (m ³ /anno)
<i>Detriti grossolani, depositi quaternari</i>	8.36	1.09	7.47E+06	6.73E+06	0.74E+06
<i>Calcari dolomitici</i>	1.13	1.0	1.09E+06	0.87E+06	0.22E+06
<i>Dolomie</i>	9.26	1.64	12.1E+06	7.3E+06	4.8E+06
<i>Gessi</i>	3.1	0.88	2.87E+06	2.73E+06	0.14E+06
<i>Rocce marnoso- arenacee, peliti, rocce metamorfiche</i>	0.9	0.88	0.79E+06	0.16E+06	0.63E+06

Tab. 4.2.2 Valori dell'estensione areale degli affioramenti e di alcune grandezze del bilancio idrologico (surplus, infiltrazione, ruscellamento) per ciascuna classe litologica.

Si può osservare come nell'area di studio affiorino in gran parte rocce che favoriscono l'infiltrazione piuttosto che il ruscellamento, permettendo alla pioggia efficace di alimentare prevalentemente la circolazione idrica sotterranea e solo secondariamente di disperdersi attraverso il reticolo idrografico.

Utilizzando i dati mostrati in tabella 4.2.2, il surplus idrico medio annuo (valutato sul periodo 2004-2018) nell'area di studio risulta di $24.14E+06$ m/anno e normalizzandolo per la superficie dell'area di studio (pari a 22.8 km^2) otteniamo un valore di circa 1060 mm/anno. Tale valore risulta più alto dei surplus ottenuti per le tre stazioni meteo utilizzando la formula di Thornthwaite (da 508 mm/anno di Domegge a 960 mm/anno di Sappada). Questo è probabilmente dovuto alla maggiore altitudine dell'area di intervento rispetto alla quota delle stazioni oltre che all'equazione usata per spazializzare il surplus utilizzando l'altitudine come riferimento, dato che essa deriva da una retta di regressione di qualità discreta ma non ottima; si può considerare tuttavia un dato attendibile considerando che l'altitudine media dell'area di studio si attesta intorno ai 1520 m.s.l.m. e il surplus medio dell'area ha di conseguenza un valore paragonabile a quello misurato nelle stazioni meteorologiche di riferimento.

Il dato di infiltrazione relativo alla zona dei gessi potrebbe essere utile nel caso di realizzazione del tunnel, in modo da poter stimare il volume di acqua che percola attraverso le litologie gessose e quindi stimare l'entità delle possibili venute d'acqua in galleria. Tale valore corrisponde a 870 mm/anno (ogni m^2 di superficie).

4.3. Dati di monitoraggio e modello idrogeologico concettuale

L'obiettivo del monitoraggio di sorgenti e corsi d'acqua è stato quello di definire il modello idrogeologico concettuale dell'area di studio. Si tratta di un modello preliminare in quanto non sono disponibili stratigrafie o serie storiche di dati idrogeologici, che verranno acquisiti durante le successive fasi progettuali.

Le informazioni raccolte costituiscono una prima valutazione delle caratteristiche idrogeologiche dell'area e potranno servire come supporto durante un successivo studio di fattibilità o eventualmente nella realizzazione del progetto preliminare.

Inoltre, il fatto di aver avuto precipitazioni piovose a ridosso di ogni campagna è stato svantaggioso in quanto non ha consentito il monitoraggio nelle condizioni più favorevoli dal punto di vista idrogeologico: ad esempio misurare la portata di un fiume durante un periodo di siccità permette di quantificare il suo deflusso di base, ovvero la quantità di deflusso sotterraneo che viene drenata dalla rete idrica superficiale. Le precipitazioni piovose avute nei giorni antecedenti le campagne di monitoraggio sono le seguenti (dati ottenuti da ARPA Veneto e ARPA Friuli – Venezia Giulia; tabella 4.3.1):

	Campagna 15/5-16/5	Campagna 22/7-23/7	Campagna 3/10-4/10
<i>Domegge di Cadore</i>	16.8 mm il 12/5	1.6 mm il 21/07	33.0 mm il 2/10
	31.2 mm il 11/5	19.2 mm il 17/7	8.2 mm il 25/9
<i>Sappada</i>	19.0 mm il 12/5	18.2 mm il 21/07	22.6 mm il 2/10
	33.6 mm il 11/5	15.8 mm il 17/7	24.6 mm il 25/9
<i>Forni di Sopra</i>	11.4 mm il 12/5	1.4 mm il 21/07	23.0 mm il 2/10
	40.2 mm il 11/5	4.2 mm il 17/07	8.7 mm il 25/9

Tab. 4.3.1 Valori delle precipitazioni piovose verificatesi nei giorni precedenti alle campagne di monitoraggio. Sono state considerate solamente le stazioni meteorologiche limitrofe

Tutte le tabelle con i dati di monitoraggio sono presenti nell'Allegato D.

4.3.1. Sorgenti

In tabella 4.3.1.1 sono riportati i valori ottenuti durante il monitoraggio delle sorgenti S5, S6, S8. La portata (Q) è espressa in litri/secondo (L/s), la conducibilità elettrica specifica riferita ad una

temperatura di 25 °C (SpCE) è espressa in microsiemens/centimetro ($\mu\text{S}/\text{cm}$), la temperatura è misurata in gradi Celsius ($^{\circ}\text{C}$).

S5 (Sorgente Acqua Fredda)			
Data	Q (L/S)	SpCE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)
16-May	2.4		
22-Jul	0.72	277	4.6
04-Oct	0.66	172	4.4
<i>media</i>	1.26	224.5	4.5

S6 (Sorgente Tagliamento presso Torrente Torre)			
Data	Q (L/S)	SpCE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)
22-Jul	1.45	210	13.7
03-Oct	8.59	186	7.5
<i>media</i>	5.02	198	10.6

S8 (Sorgente Tagliamento storica)			
Data	Q (L/S)	SpCE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)
22-Jul	0.11	1115	12.1
03-Oct	0.45	875	9.6
<i>media</i>	0.28	995	10.85

Tab. 4.3.1.1 Sintesi dei dati di monitoraggio per le tre sorgenti nell'area di studio.

La sorgente S5 ha mostrato una costante diminuzione di portata dalla stagione primaverile verso la stagione autunnale, anche se le ultime due misurazioni si discostano di poco. È giusto sottolineare come in tutta l'area dolomitica la primavera 2019 sia stata fredda e molto piovosa, e in particolare il totale pluviometrico del bimestre aprile-maggio risulta essere il più abbondante degli ultimi 30 anni (fonte <https://www.arpa.veneto.it/temi-ambientali/climatologia/dati/primavera-2019>). In fig. 4.3.1.1 è rappresentato l'andamento delle portate nel tempo in relazione alle precipitazioni (sono stati usati i dati della stazione di Domegge di Cadore). Si può osservare come da luglio ad ottobre la portata sia diminuita, nonostante la stagione estiva mostri una serie di precipitazioni significative. La curva di esaurimento (fig. 4.3.1.2) assume la caratteristica forma esponenziale descritta da Maillet (1906) e risulta essere $Q = 1.9523 * e^{-0.009t}$, da cui risulta che il coefficiente α è pari a 0.009. Tale valore del

coefficiente di esaurimento è abbastanza piccolo, e questo suggerisce come la risposta della sorgente alla ricarica sia lenta e come il suo periodo di esaurimento sia abbastanza lungo. Altre caratteristiche salienti della sorgente si possono dedurre dai trend di conducibilità elettrica e di temperatura (fig. 4.3.1.3, 4.3.1.4). Tra le due campagne di luglio e ottobre la temperatura dell'acqua rimane pressoché costante (condizione riscontrata solo in questo punto di monitoraggio), mentre la conducibilità elettrica risulta in diminuzione. La conducibilità elettrica mette in risalto la stretta analogia fra la roccia che ospita l'acquifero e la composizione chimica dell'acqua, e dai valori ottenuti per la sorgente S5 si può ipotizzare come il relativo acquifero sia ospitato prevalentemente in rocce carbonatiche.

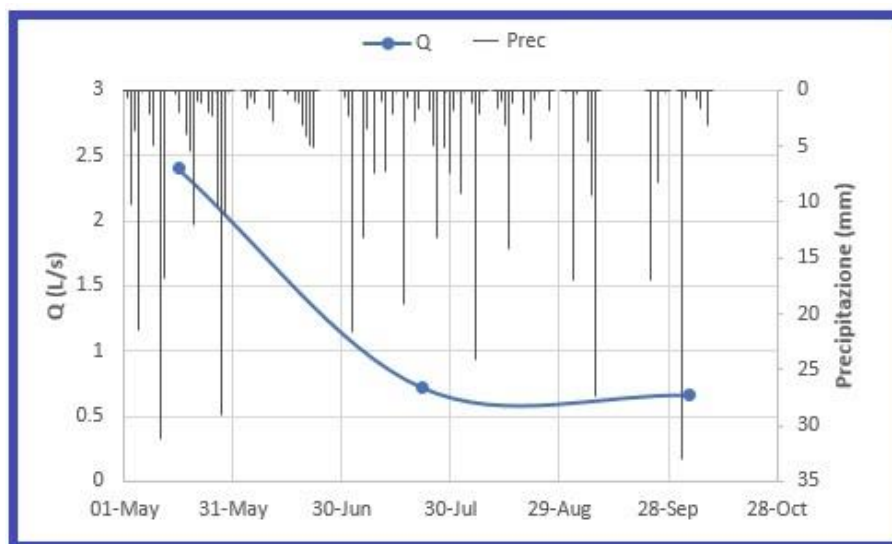


Fig. 4.3.1.1 Valori di portata di S5 e confronto con le piogge verificatesi durante il monitoraggio.

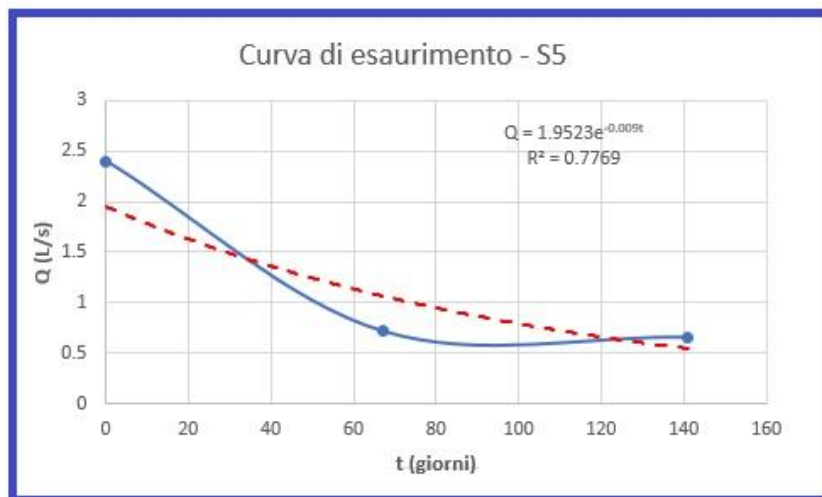


Fig. 4.3.1.2 Curva di esaurimento di S5 e relativa equazione.

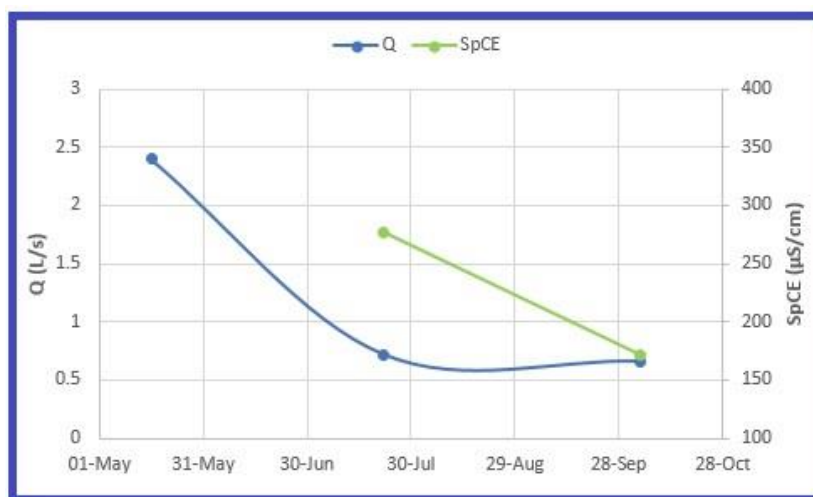


Fig. 4.3.1.3 Relazione tra valori di portata e valori di conducibilità elettrica (S5).



Fig. 4.3.1.4 Relazione tra valori di temperatura e valori di conducibilità elettrica (S5).

La sorgente S6 non è stata monitorata nel punto preciso dove affiora l'acqua, bensì qualche decina di metri più a valle per via della scarsa accessibilità. Diversamente da S5, la sorgente S6 ha mostrato un marcato aumento della portata nel passaggio dalla stagione estiva a quella autunnale (fig. 4.3.1.5). Le piogge utilizzate nel grafico precedente, che sono quelle della stazione di Forni di Sopra poiché S6 è collocata nel bacino del Tagliamento, non mostrano valori così diversi da quelli della stazione di Domegge tali da giustificare questa diversa risposta tra le sorgenti. Tale comportamento può essere dovuto al fatto che questa sorgente possiede un circuito più superficiale dell'altra, per cui risente delle precipitazioni che si sono registrate pochi giorni prima della misura. A causa del trend positivo della portata, non è stato possibile determinare la curva di esaurimento. L'andamento della temperatura e quello della conducibilità elettrica risultano abbastanza correlati, e da luglio a ottobre entrambe sono in netta diminuzione (fig. 4.3.1.6). I valori di conducibilità misurati sono pari a 210 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e 186 $\mu\text{S}/\text{cm}$, tipici di un acquifero ospitato in rocce carbonatiche.

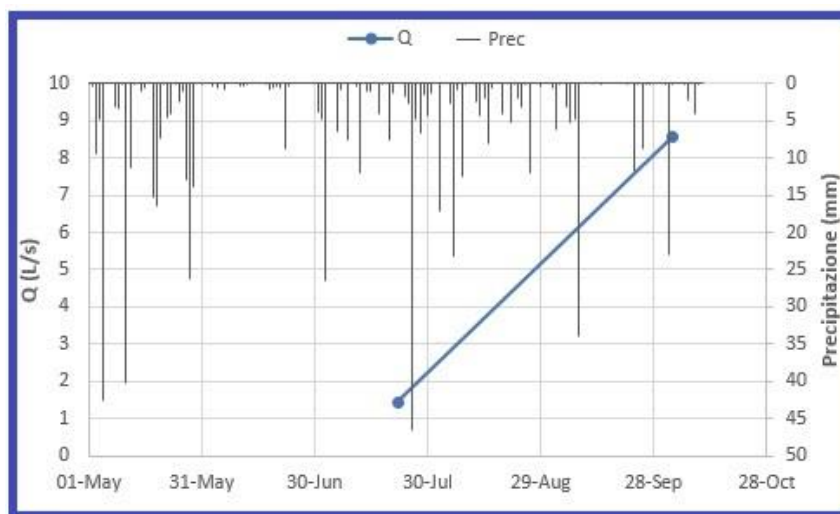


Fig. 4.3.1.5 Valori di portata di S6 e confronto con le piogge verificatesi durante il monitoraggio.

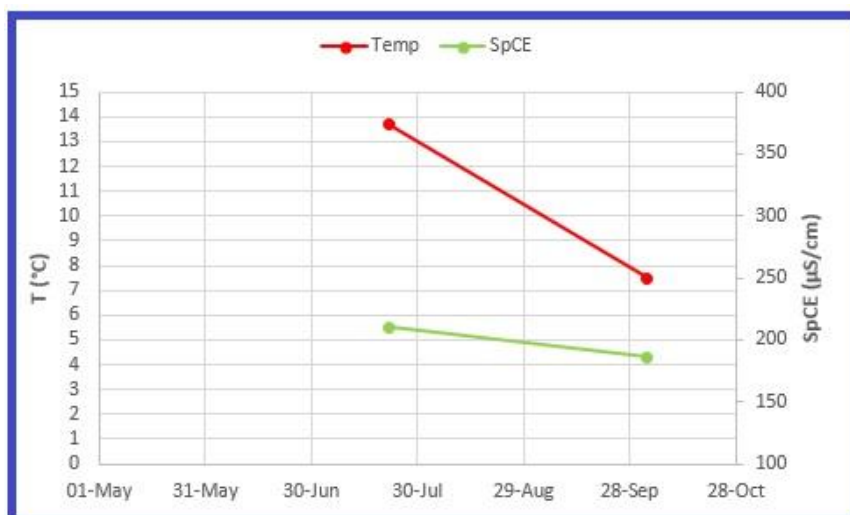


Fig. 4.3.1.6 Relazione tra valori di temperatura e valori di conducibilità elettrica (S6).

La sorgente S8 è la sorgente “storica” del Tagliamento. Durante le campagne essa risultava secca nella sua ubicazione originale, poiché l’acqua veniva a giorno qualche decina di metri più in basso lungo il pendio; essa dunque è stata monitorata lungo la SS52 a poca distanza da S6. S8 ha mostrato una portata sempre molto contenuta, inferiore a 1 L/s, ma tuttavia anche per essa è possibile osservare lo stesso trend positivo registrato per S6 (fig. 4.3.1.7). Un'altra somiglianza con la sorgente adiacente riguarda gli andamenti della temperatura e della conducibilità elettrica, che risultano entrambi in diminuzione dalla stagione estiva a quella autunnale (fig. 4.3.1.8). La differenza sostanziale tra due queste sorgenti risiede nei valori di conducibilità elettrica: per quanto riguarda S8 tali valori risultano pari a 1115 µS/cm (luglio) e a 875 µS/cm (ottobre), ad indicare come l’acquifero che la alimenta potrebbe essere composto da rocce diverse, con una certa frazione di rocce evaporitiche.

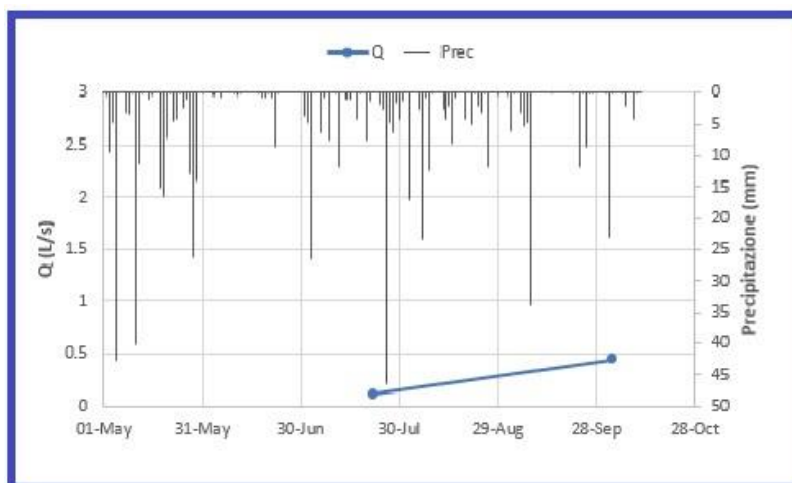


Fig. 4.3.1.7 Valori di portata di S8 e confronto con le piogge verificatesi durante il monitoraggio.

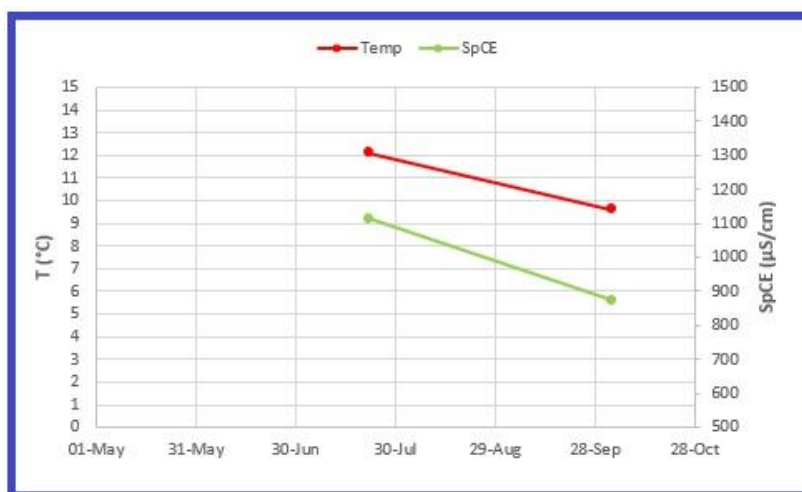


Fig. 4.3.1.8 Relazione tra valori di temperatura e valori di conducibilità elettrica (S8).

Le sorgenti S6 e S8 si originano probabilmente al contatto tra unità permeabili (come i gessi della Formazione di Travenanzes) ed unità meno permeabili (come il membro a calcari brecciati della Formazione di Travenanzes o le dolomie della Formazione del Monticello). Anche se tale contatto non è visibile a causa della copertura detritica, questa ipotesi è verosimile in base ai dati del monitoraggio delle acque e alla carta geologica prodotta nella presente indagine.

4.3.2 Corsi d'acqua

In tabella 4.3.2.1 sono riportati i valori ottenuti durante il monitoraggio dei corsi d'acqua.

P1 ha permesso di monitorare le acque del Rin della Pissa a monte della confluenza con il Rin Borbe. La portata risulta essere in netta diminuzione dalla stagione primaverile verso quella autunnale, nonostante le piogge verificatesi nel periodo di monitoraggio (fig. 4.3.2.1). Nei grafici successivi (fig. 4.3.2.2, fig. 4.3.2.3, fig. 4.3.2.4) vengono mostrati i dati acquisiti durante la misura di portata a guado, vale a dire: la geometria della sezione bagnata (linea blu; il pelo libero non è mostrato ma si può immaginare come il segmento orizzontale che unisce i due punti alle estremità) e l'andamento della velocità media (linea tratteggiata rossa). Si osserva come, in relazione alla diminuzione di portata, la sezione bagnata si sia prima ristretta verticalmente, passando da una profondità massima di 13 cm (maggio) ad un massimo di 5 cm (luglio), e solo successivamente si sia ristretta orizzontalmente, passando da una larghezza di 70 cm (maggio, luglio) ad una larghezza di 40 cm (ottobre). Il trend della temperatura e quello della conducibilità elettrica sono concordi e risultano anche in questo caso in diminuzione (fig. 4.3.2.5).

P1 (Rin della Pissa)				P4 (area bosco SS52)			
Data	Q (L/S)	SpCE ($\mu\text{S/cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)	Data	Q (L/S)	SpCE ($\mu\text{S/cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)
15-May	10.65			16-May	2.85		
23-Jul	6.08	618	14.7	22-Jul	0.03	2040	16.3
03-Oct	1.65	535	8.9	04-Oct	0.04	990	3.5
<i>media</i>	6.13	577	11.8	<i>media</i>	0.97	1515	9.9

P2 (Rin Borbe)				P7 (Torrente la Torre)			
Data	Q (L/S)	SpCE ($\mu\text{S/cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)	Data	Q (L/S)	SpCE ($\mu\text{S/cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)
15-May	28.24			22-Jul	38.18	183	15.7
23-Jul	2.59	543	10.5	03-Oct	43.18	155	7.8
03-Oct	1.95	510	9.3	<i>media</i>	40.68	169	11.8
<i>media</i>	10.93	527	9.9				

P3 (Torrente Stabie)				P9 (Torrente Navilagn)			
Data	Q (L/S)	SpCE ($\mu\text{S/cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)	Data	Q (L/S)	SpCE ($\mu\text{S/cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)
16-May	136.91			22-Jul	10.50	2050	11.3
22-Jul	30.05	1850	12.4	03-Oct	4.22	1915	7.4
03-Oct	23.75	1660	9.2	<i>media</i>	7.36	1983	9.4
<i>media</i>	63.57	1755	10.8				

P10 (T. Stabie, a monte della confluenza)			
Data	Q (L/S)	SpCE ($\mu\text{S/cm}$)	T ($^{\circ}\text{C}$)
22-Jul	19.2	1715	12.1
03-Oct	13.05	1465	7.3
<i>media</i>	16.13	1590	9.7

Tab. 4.3.2.1 Sintesi dei dati di monitoraggio per i corsi d'acqua nell'area di studio.

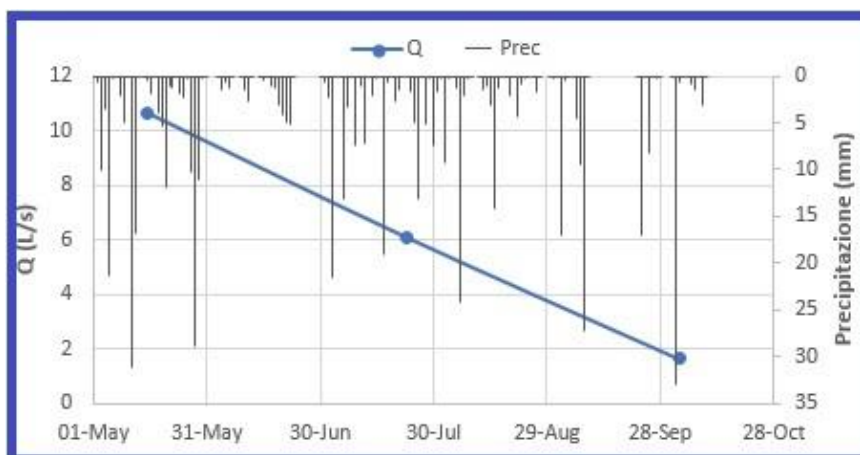


Fig. 4.3.2.1 Valori di portata di P1 e confronto con le piogge verificatesi durante il monitoraggio.

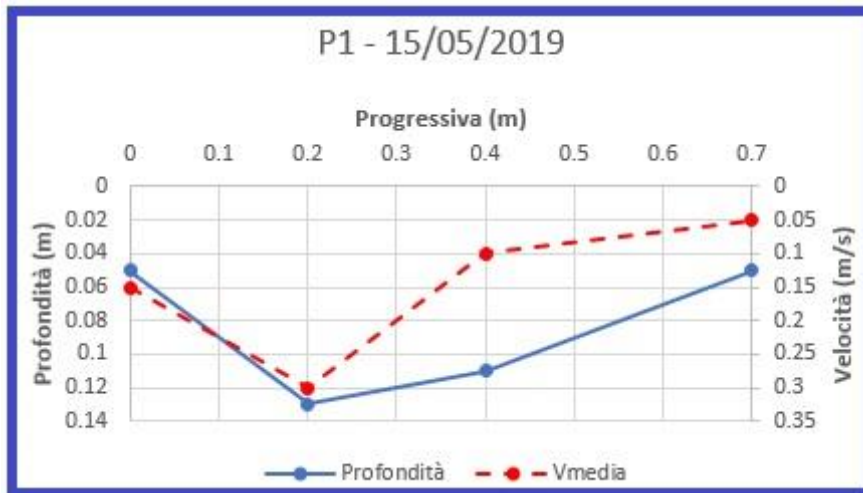


Fig. 4.3.2.2 Andamento della velocità media e geometria della sezione bagnata (P1, maggio).

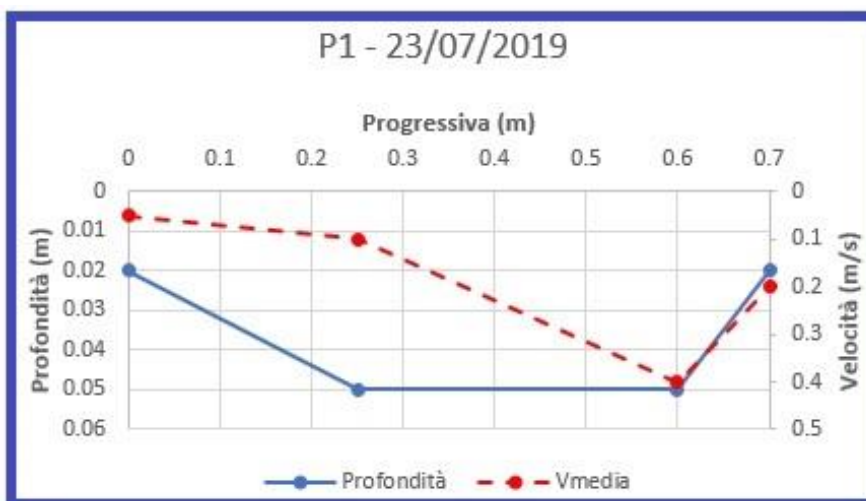


Fig. 4.3.2.3 Andamento della velocità media e geometria della sezione bagnata (P1, luglio).

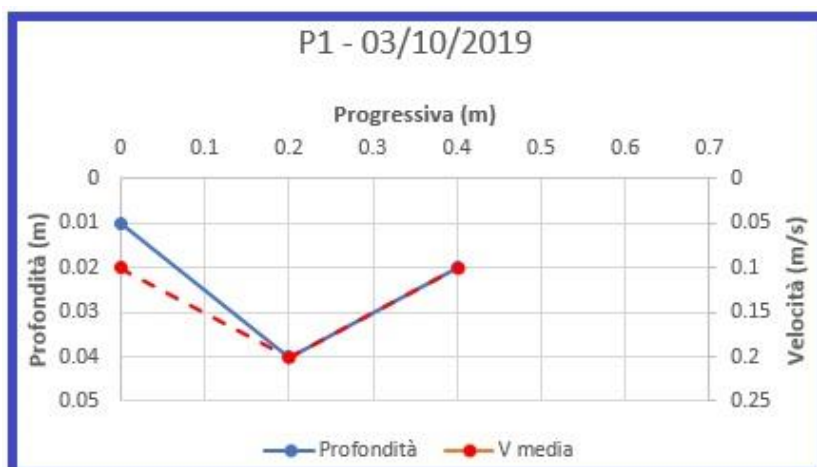


Fig. 4.3.2.4 Andamento della velocità media e geometria della sezione bagnata (P1, ottobre).



Fig. 4.3.2.5 Relazione tra valori di temperatura e valori di conducibilità elettrica (P1).

P2 ha consentito di monitorare le acque del Rin Borbe a monte della confluenza con il Rin della Pissa. Anche in questo caso la portata risulta in forte diminuzione dalla primavera verso l'estate, diminuzione che risulta essere di un ordine di grandezza, passando da 28.24 L/s a 2.59 L/s.; tale riduzione risulta meno marcata nel passaggio dalla stagione estiva a quella autunnale (fig. 4.3.2.6).

La geometria della sezione bagnata risulta ben sviluppata durante il mese di maggio, tanto che è stato possibile misurare la velocità con il mulinello lungo tre verticali, sia sul fondo sia sul pelo libero. In questo caso la velocità massima è stata registrata al centro del canale in prossimità del pelo libero (0.6 m/s) mentre le velocità minime si sono registrate sul fondo lungo tutte e tre le verticali (0.2 m/s): questo andamento è giustificato dalla presenza di un maggiore attrito sul fondo, dovuto alle irregolarità del letto roccioso, rispetto a quello che si verifica all'interno della massa liquida in movimento o all'interfaccia aria-acqua (fig. 4.3.2.7). Durante la campagna di luglio la sezione ha raggiunto la sua larghezza minima (pari a 30 cm) mantenendo però una portata debolmente maggiore di quella misurata a ottobre, quando P2 ha mostrato una velocità pari al limite di sensibilità del mulinello (0.1 m/s) nella sua porzione centrale (fig. 4.3.2.8, fig. 4.3.2.9). Gli andamenti della temperatura e conducibilità elettrica sono concordi e in diminuzione (fig. 4.3.2.10). I valori di conducibilità elettrica assumono valori intermedi, testimoniando come le acque del Rin Borbe

derivino dal miscelamento di acque scarsamente conduttive ovvero provenienti da un substrato carbonatico (quelle della sorgente S5) e di acque altamente conduttive ovvero provenienti da un substrato gessoso (quelle di P4).

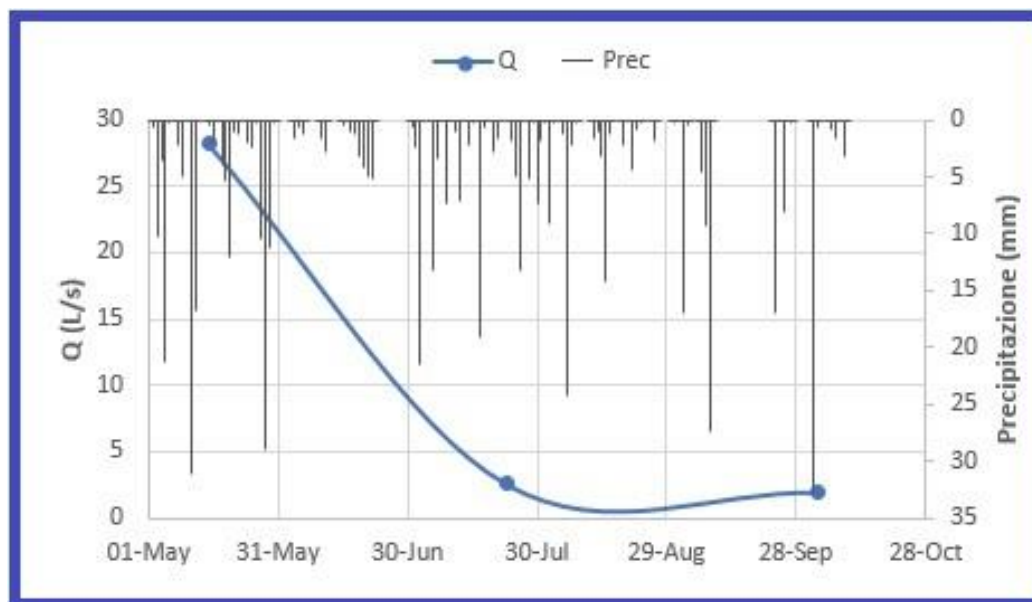


Fig. 4.3.2.6 Valori di portata di P2 e confronto con le piogge verificatesi durante il monitoraggio.

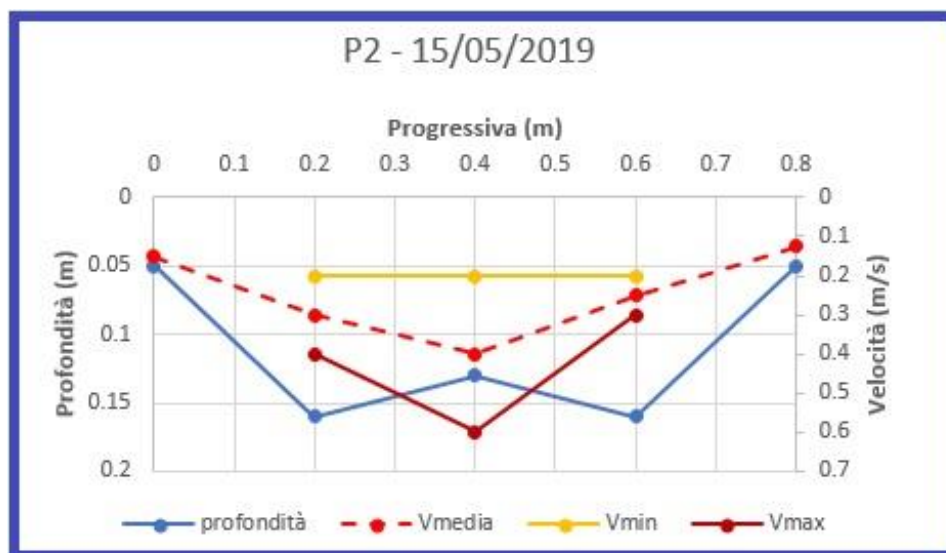


Fig. 4.3.2.7 Andamento della velocità media e geometria della sezione bagnata (P2, maggio).

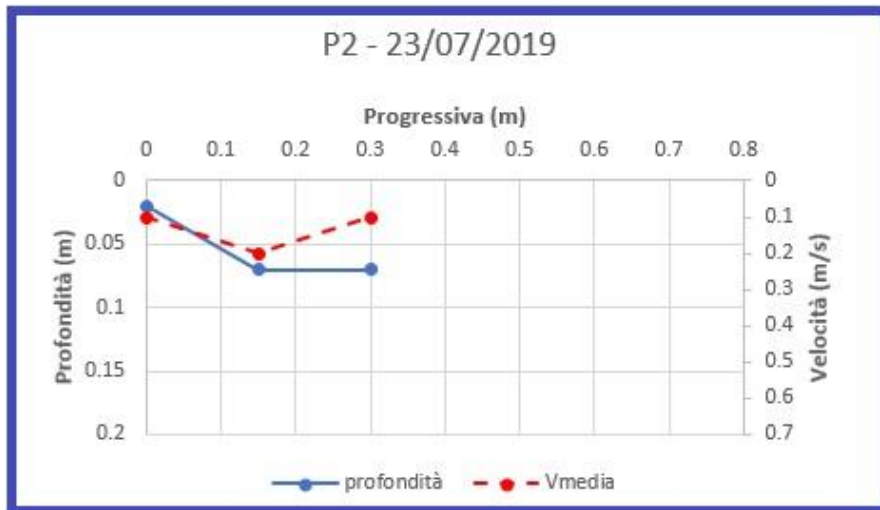


Fig. 4.3.2.8 Andamento della velocità media e geometria della sezione bagnata (P2, luglio).

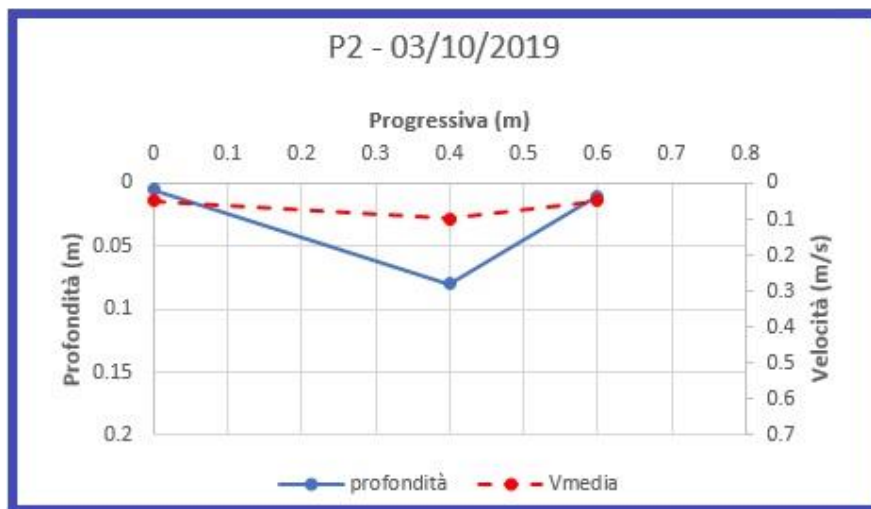


Fig. 4.3.2.9 Andamento della velocità media e geometria della sezione bagnata (P2, ottobre).

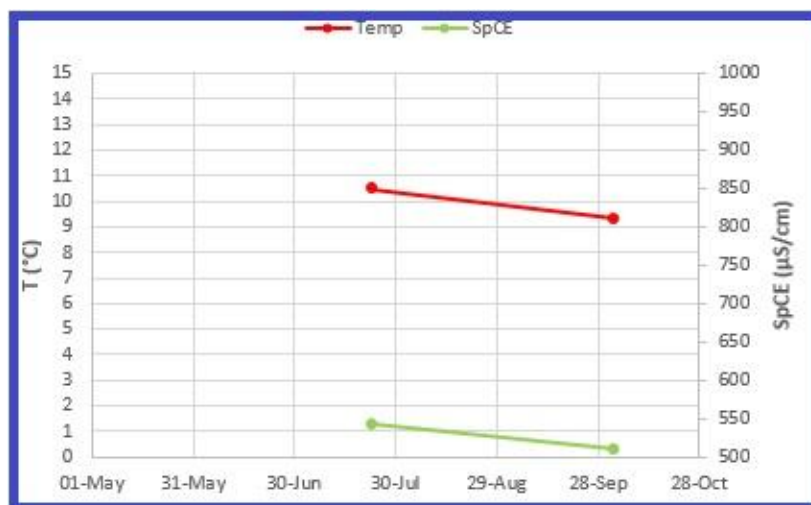


Fig. 4.3.2.10 Relazione tra valori di temperatura e valori di conducibilità elettrica (P2).

P3 è collocato in modo da monitorare le acque del Torrente Stabie prima della confluenza con il Torrente Torre. Durante il mese di maggio P3 ha fatto registrare il massimo valore di portata misurato durante lo studio, pari a circa 136 L/s, mentre durante le successive campagne i valori sono stati in progressiva diminuzione (fig. 4.3.2.11). Nella prima campagna la sezione bagnata risultava larga 1.5 metri e profonda fino a 23 cm, con un profilo abbastanza simmetrico e una distribuzione di velocità che vedeva il suo valore massimo al centro in corrispondenza del pelo libero (fig. 4.3.2.12). Nelle successive campagne di luglio e ottobre la sezione del canale si è progressivamente ristretta in larghezza, e in particolare durante l'ultima campagna risultava asimmetrica e con il valore massimo di velocità spostato verso la parete più profonda (fig. 4.3.2.13, fig. 4.3.2.14). Osservando nello stesso grafico l'andamento della temperatura dell'acqua e l'andamento della sua conducibilità elettrica, essi risultano concordi e in flessione (fig. 4.3.2.15). I due valori di conducibilità misurati sono di 1850 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e di 1660 $\mu\text{S}/\text{cm}$, valori molto alti che suggeriscono come il substrato sia prevalentemente costituito da rocce evaporitiche. In base a quanto osservato, è ragionevole pensare che i gessi del Travenanzes abbiano la capacità di fornire volumi d'acqua rilevanti e abbondanti nel tempo, configurandosi come un acquifero con una discreta capacità di alimentazione. A conferma di ciò è possibile determinare un'ipotetica curva di esaurimento, paragonando il comportamento di P3 a quello di una sorgente, e ricavare il relativo coefficiente che risulta pari a 0.012 (fig. 4.3.2.16), suggerendo come l'acquifero nei gessi abbia una discreta capacità di immagazzinamento e un drenaggio moderatamente lento. Tale operazione è accettabile considerando che l'interpolazione dei dati con una retta di regressione esponenziale decrescente fornisce un valore di R^2 pari a 0.83.

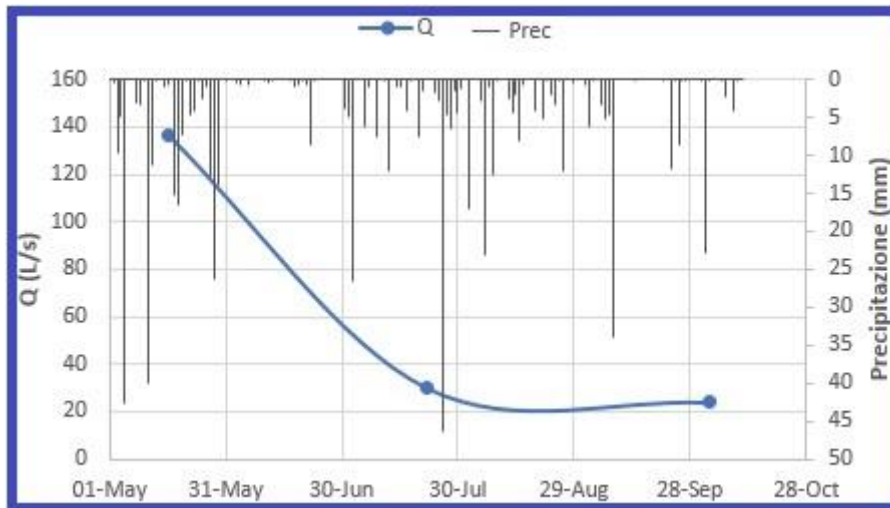


Fig. 4.3.2.11 Valori di portata di P3 e confronto con le piogge verificatesi durante il monitoraggio.

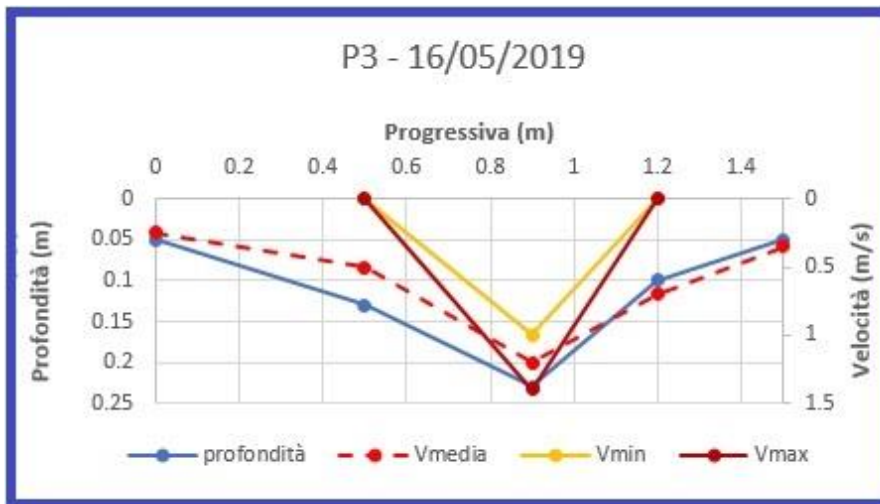


Fig. 4.3.2.12 Andamento della velocità media e geometria della sezione bagnata (P3, maggio).

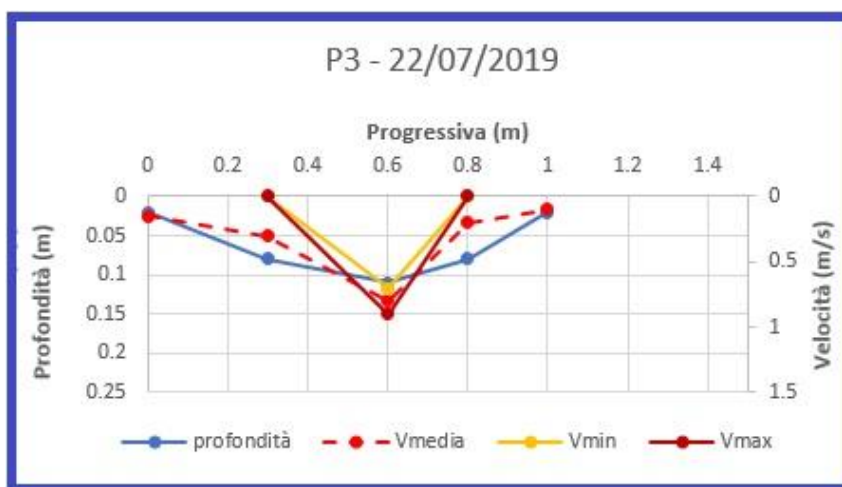


Fig. 4.3.2.13 Andamento della velocità media e geometria della sezione bagnata (P3, luglio).

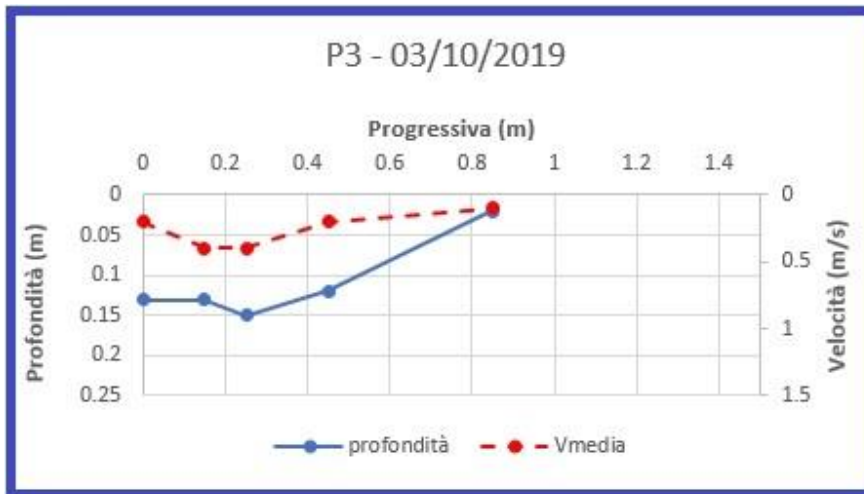


Fig. 4.3.2.14 Andamento della velocità media e geometria della sezione bagnata (P3, ottobre).



Fig. 4.3.2.15 Relazione tra valori di temperatura e valori di conducibilità elettrica (P3).

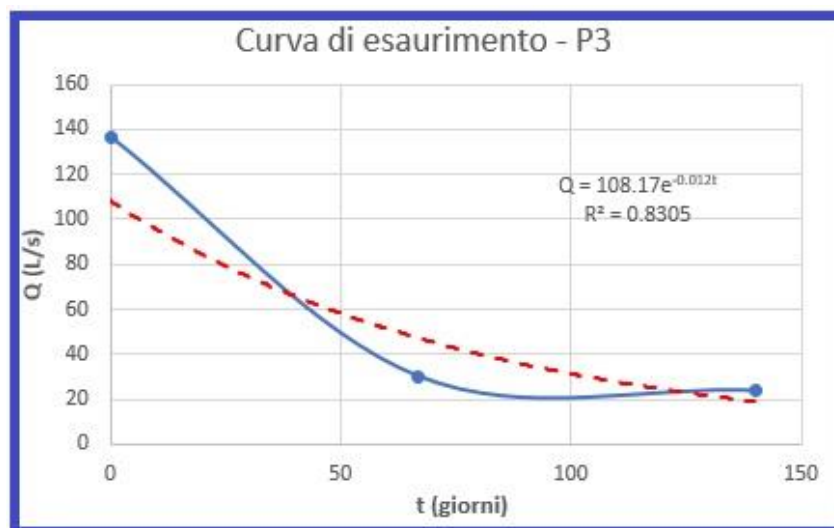


Fig. 4.3.2.16 Curva di esaurimento di P3 e relativa equazione.

Il punto P4 è stato scelto in modo da monitorare tutte le acque a monte della confluenza con quelle provenienti da S5, ovvero quelle che provengono verosimilmente dal substrato prevalentemente gessoso posto a ovest dello spartiacque costituito dal passo stesso. P4 è sempre stato un ruscello con portate molto scarse, al punto tale da dover eseguire tutte e tre le misure di portata con il secchio. L'andamento delle portate è risultato essere in diminuzione durante lo svolgimento della campagna, in linea con il comportamento generale degli altri punti di monitoraggio: in particolare, a maggio è stata registrata una portata di 2.85 L/s mentre a luglio e a ottobre il corso d'acqua risultava quasi privo di deflusso rendendo difficile persino l'utilizzo del secchio, facendo registrare una portata rimasta pressoché invariata e che si attesta in entrambi i casi tra i 0.03 L/s e 0.04 L/s (fig. 4.3.2.17). Gli andamenti della temperatura e della conducibilità sono anche in questo caso concordi e risultano in diminuzione (fig. 4.3.2.18). Il valore di conducibilità misurato a luglio (2040 $\mu\text{S}/\text{cm}$) è l'unico valore riferibile ad un acquifero gessoso che è stato misurato ad ovest del Passo Mauria; tale valore inoltre risulta profondamente diverso da quello misurato a ottobre (990 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Una possibile spiegazione a questo comportamento la si ottiene calcolando anche in questo caso un'ipotetica curva di esaurimento, paragonando il punto P4 ad una sorgente. In questo caso dall'equazione di tale curva si ottiene un coefficiente di esaurimento molto alto ($\alpha=0.030$), a suggerire un rapido drenaggio e uno scarso immagazzinamento dell'acquifero: è probabile dunque che il valore registrato ad ottobre sia stato influenzato dalla precipitazione avvenuta solo due giorni prima della misurazione, con un effetto di "diluizione" da parte delle acque meteoriche (fig. 4.3.2.19).

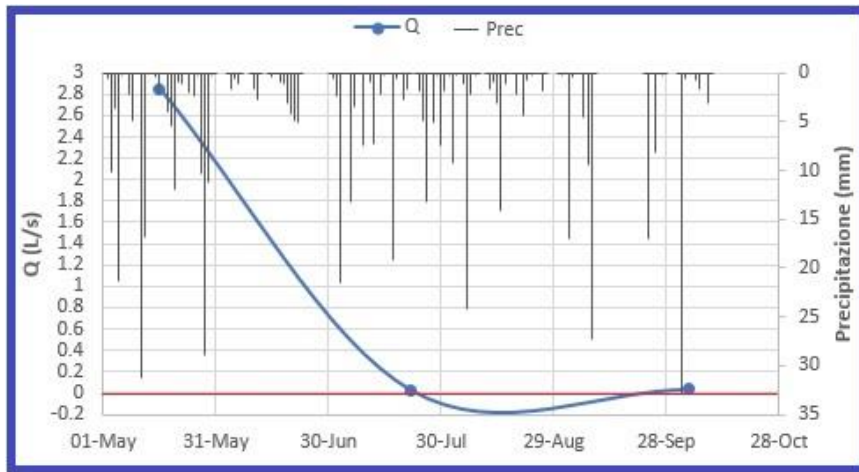


Fig. 4.3.2.17 Valori di portata di P4 e confronto con le piogge verificatesi durante il monitoraggio.

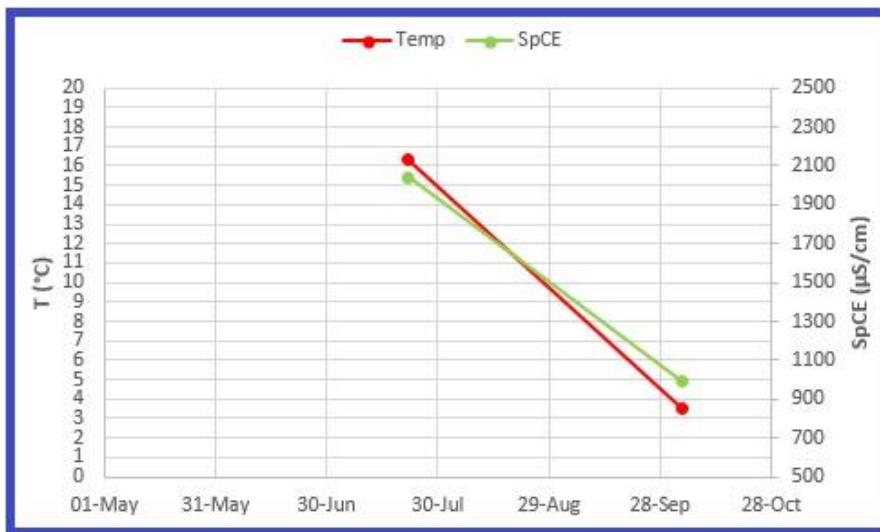


Fig. 4.3.2.18 Relazione tra valori di temperatura e valori di conducibilità elettrica (P4).

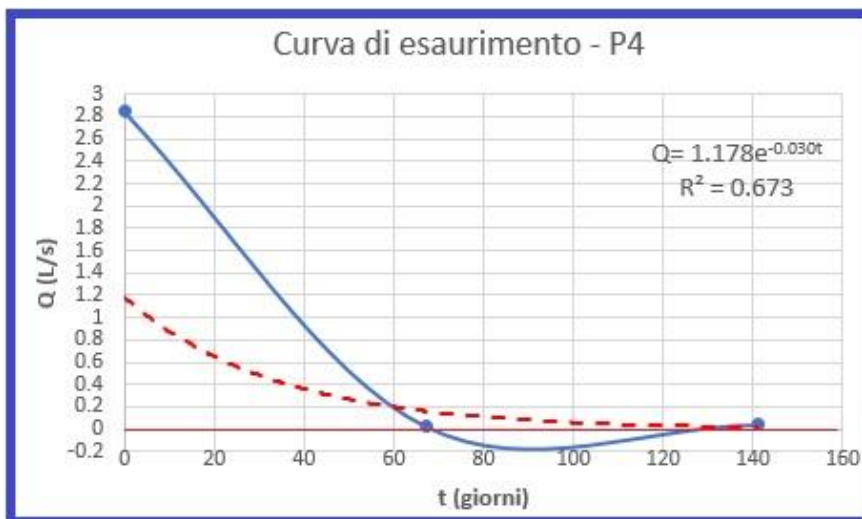


Fig. 4.3.2.19 Curva di esaurimento di P4 e relativa equazione

P7, così come le sorgenti limitrofe, ha mostrato un comportamento in controtendenza rispetto a quello comunemente osservato nell'area di studio. La portata risulta in aumento passando dalla stagione estiva a quella autunnale (fig. 4.3.2.20). Di conseguenza anche la geometria della sezione bagnata si modifica durante la campagna: in estate più stretta (1.1 m) e profonda (valore massimo di 13 cm), mentre a ottobre più larga (1.25 m) e con profondità più piccole (valore massimo di 10 cm; fig. 4.3.2.21, 4.3.2.22). Facendo un calcolo della superficie occupata dalla sezione bagnata, si vede che risulta maggiore in estate che in autunno (0.108 m^2 contro 0.093 m^2), in controtendenza rispetto all'andamento della portata: ciò significa che i valori di portata più grandi misurati a ottobre sono dovuti non ad un ingrandimento della sezione, bensì ad un aumento delle velocità di flusso. In linea invece con quanto osservato nell'area di studio, i valori di temperatura e conducibilità risultano concordi e in diminuzione da luglio a ottobre (fig. 4.3.2.23). I valori di conducibilità misurati per P7 sono rimasti abbastanza simili tra le due campagne e risultano abbastanza bassi ($183 \text{ }\mu\text{S/cm}$, $155 \text{ }\mu\text{S/cm}$) da ipotizzare che il substrato alimentante il Torrente Torre sia costituito da rocce dolomitiche e calcari.

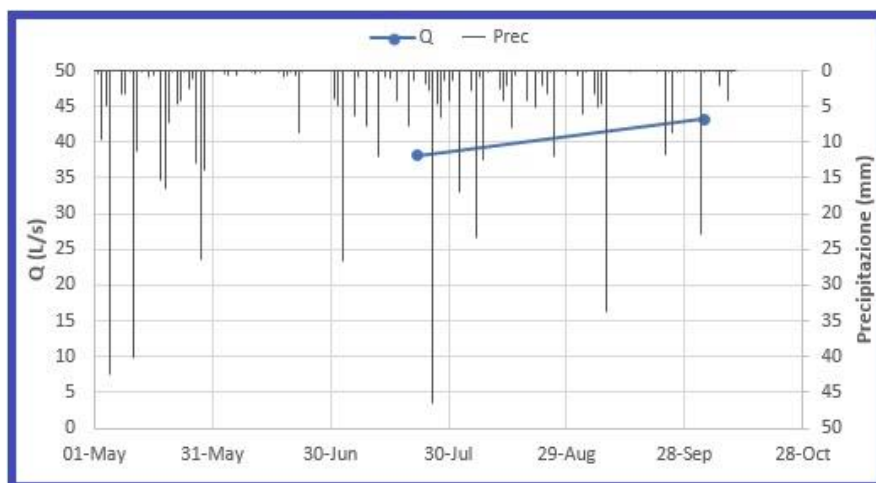


Fig. 4.3.2.20 Valori di portata di P7 e confronto con le piogge verificatesi durante il monitoraggio.

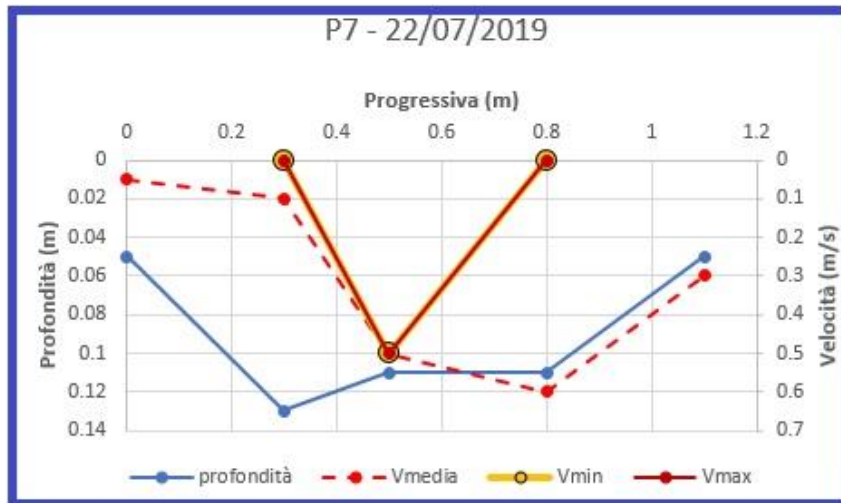


Fig. 4.3.2.21 Andamento della velocità media e geometria della sezione bagnata (P7, luglio).

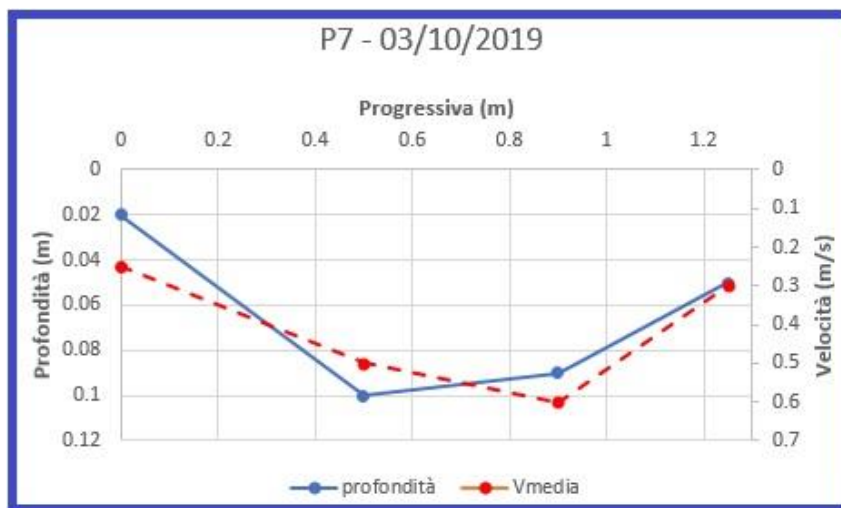


Fig. 4.3.2.22 Andamento della velocità media e geometria della sezione bagnata (P7, ott.).

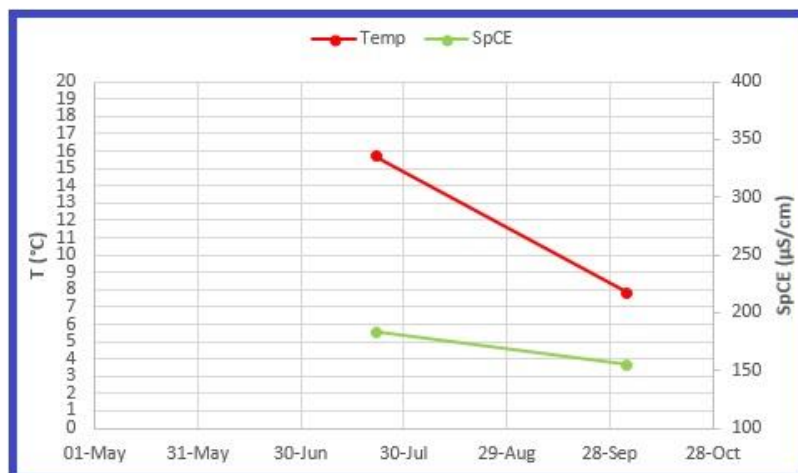


Fig. 4.3.2.23 Relazione tra valori di temperatura e valori di conducibilità elettrica (P7).

Qualche centinaio di metri più a nord di P3, risalendo il Torrente Stabie, si trova la confluenza tra il corso principale e il ruscello che scende dal versante del Navilagn (vedi fig. 3.3.1). I punti P9 e P10 hanno permesso di monitorare separatamente i due corsi d'acqua per vedere come essi influenzino in termini di portata e conducibilità elettrica le acque del corso principale dello Stabie.

P9 ha permesso di monitorare le acque del ruscello proveniente dal Navilagn. Da luglio a ottobre la portata è risultata in diminuzione piuttosto marcata (-60%) nonostante le piogge verificatesi (fig. 4.3.2.24). Lo stesso trend negativo lo si osserva per i valori di temperatura e di conducibilità elettrica (fig. 4.3.2.25): questi ultimi risultano piuttosto alti (rispettivamente di 2050 $\mu\text{S}/\text{cm}$ e di 1915 $\mu\text{S}/\text{cm}$) e suggeriscono l'origine esclusivamente gessosa di queste acque.

P10 ha permesso di monitorare le acque del corso principale dello Stabie a monte della confluenza. Come per la sezione precedente, le misure di portata diminuiscono da luglio a ottobre ma in maniera più contenuta (-32%) e in ogni caso il volume in transito è sempre risultato sufficientemente abbondante da permettere le misurazioni con il mulinello (fig. 4.3.2.26). La sezione bagnata è rimasta pressoché invariata durante la campagna: a ottobre leggermente più larga (0.9 m contro 0.8 m) mentre a luglio leggermente più profonda (valore massimo in estate di 13 cm contro quello di ottobre pari a 12 cm; fig. 4.3.2.27, fig. 4.3.2.28). In maniera esattamente opposta a quanto osservato per P7, in questo caso la superficie della sezione bagnata è aumentata dall'estate all'autunno (0.0675 m^2 contro 0.0745 m^2) in controtendenza all'andamento della portata: in questo caso il motivo è da attribuire ad una sensibile diminuzione delle velocità di flusso. I trend di temperatura e conducibilità elettrica risultano in flessione, e anche in questo caso i valori di conducibilità sono alti (1715 $\mu\text{S}/\text{cm}$, 1465 $\mu\text{S}/\text{cm}$) ma risultano più piccoli rispetto a quelli osservati per P9 (fig. 4.3.2.29).

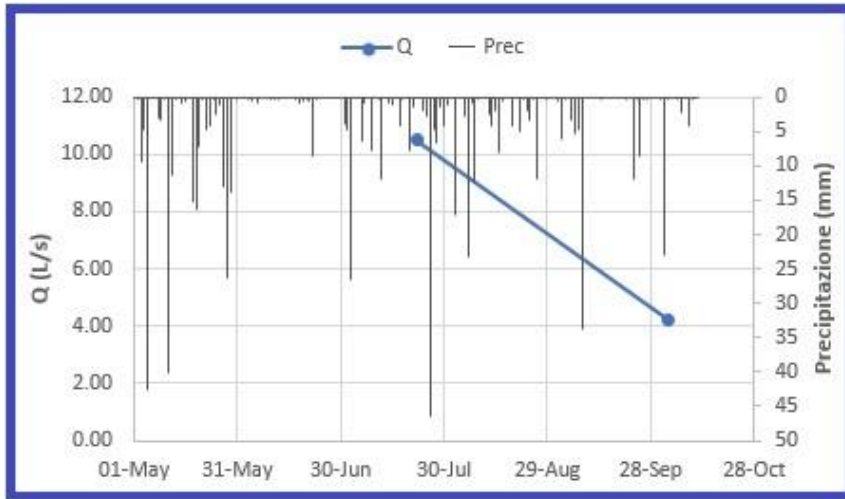


Fig. 4.3.2.24 Valori di portata di P9 e confronto con le piogge verificatesi durante il monitoraggio.

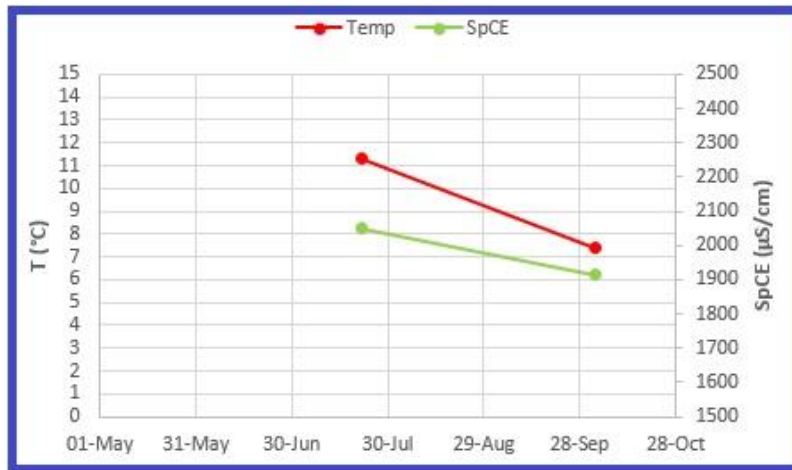


Fig. 4.3.2.25 Relazione tra valori di temperatura e valori di conducibilità elettrica (P9).

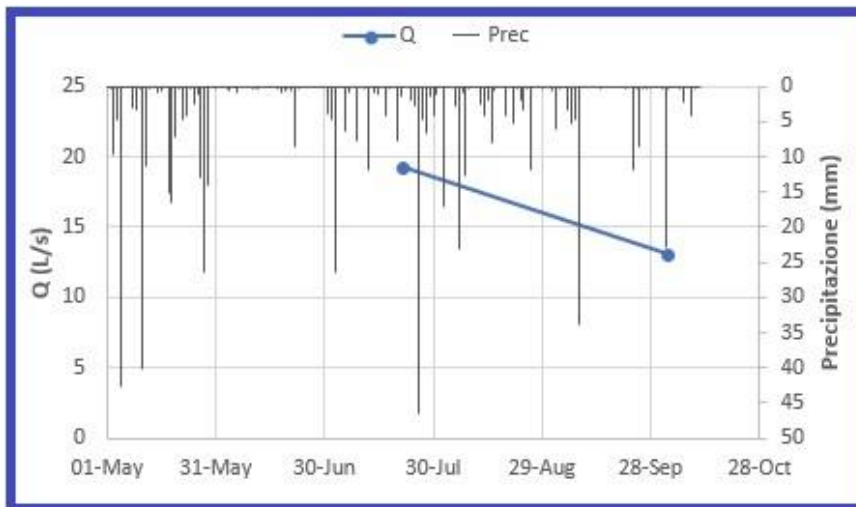


Fig. 4.3.2.26 Valori di portata di P10 e confronto con le piogge verificatesi durante il monitoraggio.

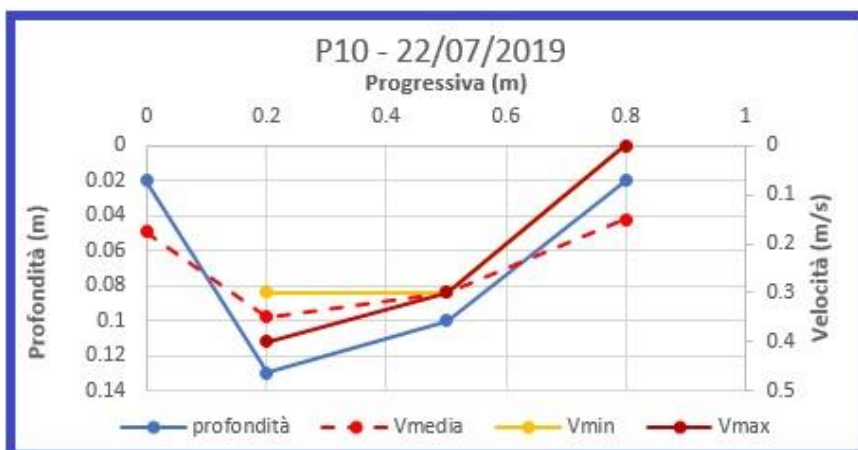


Fig. 4.3.2.27 Andamento della velocità media e geometria della sezione bagnata (P10, luglio).

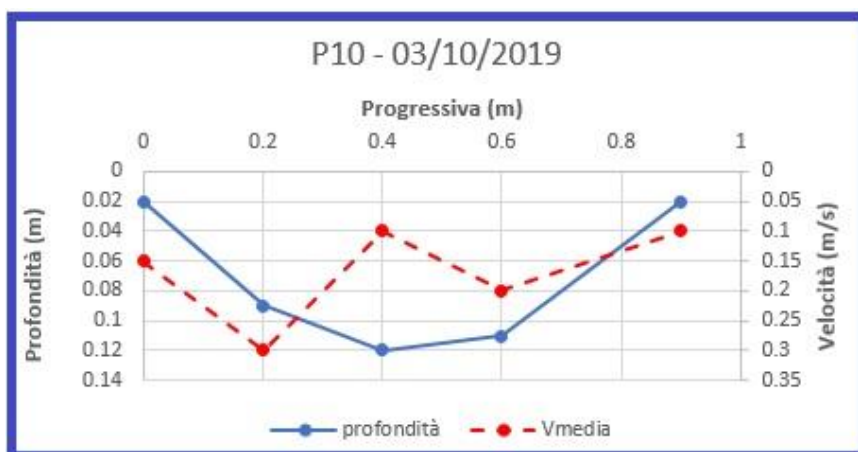


Fig. 4.3.2.28 Andamento della velocità media e geometria della sezione bagnata (P10, ott.).

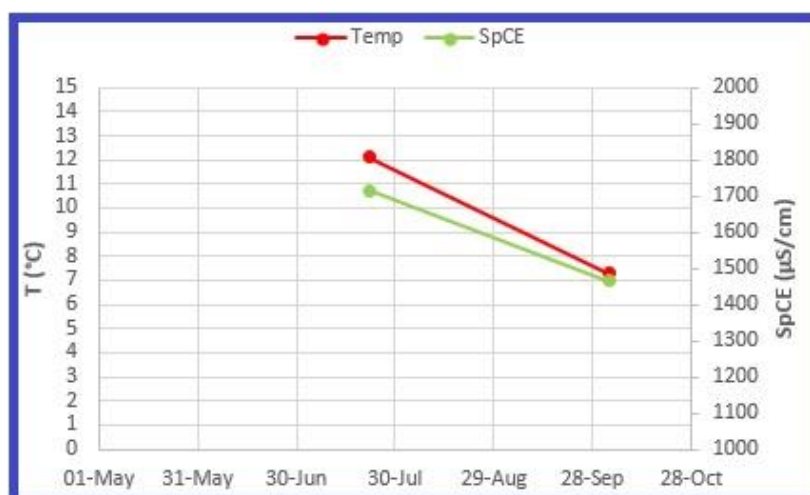


Fig. 4.3.2.29 Relazione tra valori di temperatura e valori di conducibilità elettrica (P10).

Il punto P11 è stato monitorato solamente durante la campagna di ottobre a causa della scarsa accessibilità per via della vegetazione fitta. Questo punto ha permesso di valutare il Fiume Tagliamento, che si forma definitivamente proprio dalla confluenza tra il Torrente Stabie e il Torrente la Torre.

La sezione bagnata è larga 1.1 m e raggiunge una profondità massima di 16 cm, e risulta asimmetrica in quanto una delle due estremità risulta molto più acclive dell'altra: la portata misurata è di 64.43 L/s (fig. 4.3.2.30). La temperatura è risultata essere di 8.5 °C mentre la conducibilità elettrica è di 870 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Il punto P11 permette di verificare se le misure di portata effettuate nelle altre sezioni sono ragionevoli: infatti sommando le portate misurate in P7 e in P3 si dovrebbe ottenere un valore prossimo a quello ottenuto in P11, proprio perché quest'ultimo è posto a valle della confluenza tra lo Stabie e il Torrente la Torre. Sommando le portate di P7 e di P3 (rilevate il 3/10) si ottiene un valore di 66.93 L/s, mentre il valore misurato in P11 è di 64.43 L/s: il grado di accuratezza è dunque molto buono.

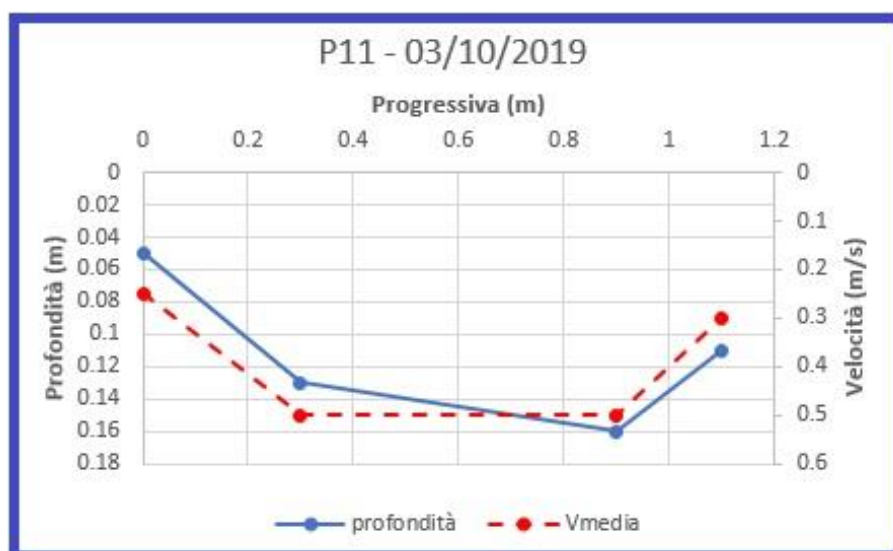


Fig. 4.3.2.30 Andamento della velocità media e geometria della sezione bagnata (P10, ottobre).

4.4. Metodi parametrici

4.4.1. Stima della probabilità di inflow

La stima della probabilità che durante lo scavo si verificano delle venute d'acqua in galleria (inflow) è stata realizzata con entrambi i metodi parametrici descritti al paragrafo 3.4 (metodo DHI e metodo Cesano) ed è stata effettuata dopo aver suddiviso il tracciato della galleria (lungo complessivamente 3809 m) in 38 tratti discreti di 100.2 m. Il tratto numero 0 è quello in prossimità del viadotto sul Torrente Stabie (ingresso est), il tratto 37 è quello nei pressi del Rin della Pissa (ingresso ovest). Oltre alla probabilità di inflow, con il DHI, è stata valutata la probabilità di interferenza dei punti di monitoraggio dovuto al drenaggio della galleria.

Qui di seguito viene presentato il percorso logico di applicazione dei due metodi parametrici e i risultati ottenuti in riferimento al tunnel di Passo Mauria.

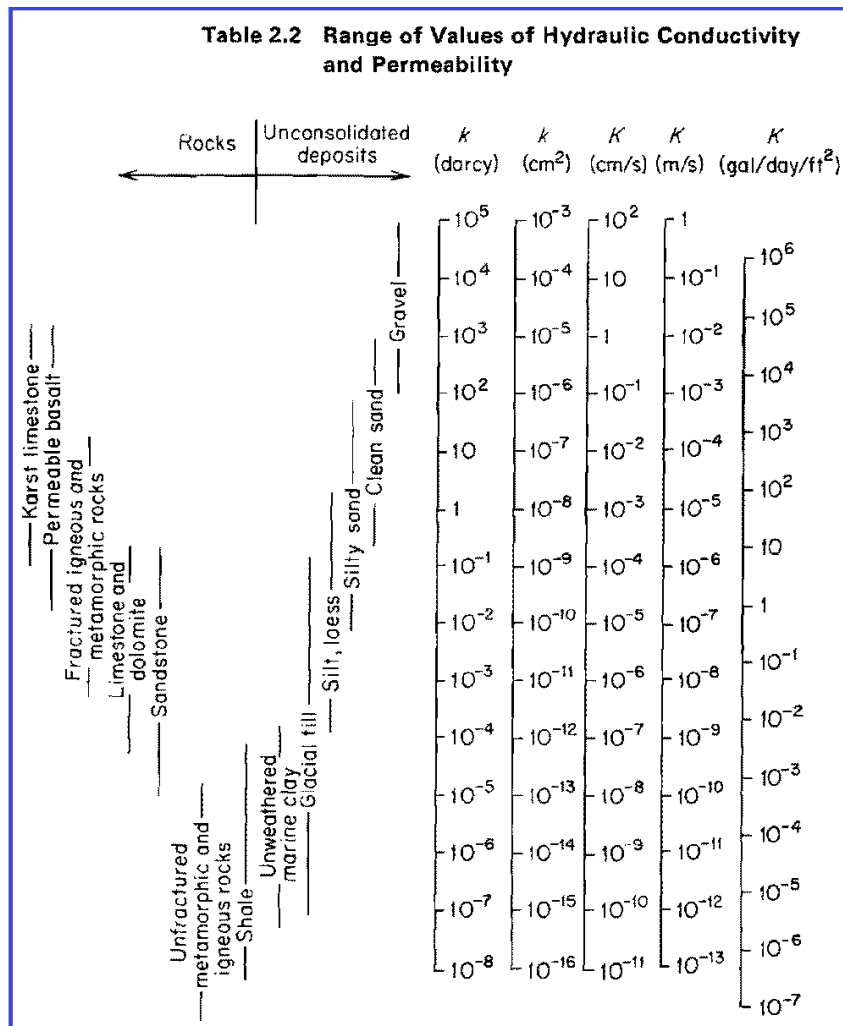
4.4.1.1. Metodo DHI

Vengono presentate di seguito le considerazioni fatte per parametrizzare le varie grandezze nel caso di studio, utilizzando i punteggi descritti nel lavoro di Torri et al. (2007):

- Frequenza delle fratture nell'ammasso roccioso (FF): come suggerito in Vincenzi et al. (2010) e Marzocchi (2012), si sono valutati l'indice J_v e l'indice RQD delle litologie interessate dal tunnel per attribuire i relativi punteggi a questo parametro. Dai rilievi geomeccanici eseguiti nell'ambito di una tesi di Laurea (Ballaera, 2019), risulta che le litologie carbonatiche della Formazione di Heiligkreuz (su cui si intesta l'ingresso ovest) mostrano un J_v di circa 6 fratture/m mentre i gessi della Formazione di Travenanzes (su cui si sviluppa la porzione orientale del tunnel) mostrano un J_v sempre maggiore di 25 fratture/m. Utilizzando la relazione suggerita da Palmstrom (2005), a tali valori di J_v corrispondono rispettivamente un RQD di 95% per le rocce carbonatiche e un RQD inferiore al 30% per i

gessi, a cui corrispondono valori di rispettivamente pari a 0.6 (“low”) per i carbonati e 1 (“high”) per i gessi.

- Permeabilità dell’ammasso roccioso (RMP): non essendo mai stata effettuata nessuna prova di permeabilità nell’area di studio, sono stati utilizzati preliminarmente dati di letteratura (Tab. 4.4.1.1.1). Si è scelto un valore di 10^{-7} m/s per i calcari dolomitici, che risulta essere un valore medio tra quelli presentati per la categoria dei calcari e delle dolomie, e un valore di 10^{-4} m/s per i gessi, che risulta essere valore medio tra quelli presentati per la categoria delle rocce carsiche. Utilizzando come riferimento le cinque classi proposte da AFTES (2003), il primo valore fa parte della categoria K2 (“permeabilità moderata”) mentre il secondo valore fa parte della categoria K3 (“permeabilità alta”; Tab. 4.4.1.1.2). Pertanto, si è applicato un RMP=0.2 (“low”) per la prima categoria di rocce e un RMP=0.8 (“high”) per la seconda categoria. Nei tratti di tunnel n.32-33-34, ubicati nell’area dei calcari dolomitici ma interessati da un lineamento tettonico, si è utilizzato un valore più alto pari a 0.4 (“from medium to low”).



Tab. 4.4.1.1.1 Range dei valori di permeabilità per rocce e terreni (da Freeze e Cherry, 1979).

A.F.T.E.S. class	Rock mass permeability K_M (m/s)	Description
K1	$<10^{-8}$	Low permeability
K2	10^{-8} to 10^{-6}	Moderate permeability
K3	10^{-6} to 10^{-4}	High permeability
K4	$>10^{-4}$	Very high permeability
K5	Practically infinite	Karst conduits and caves

Tab. 4.4.1.1.2 Classi di permeabilità secondo la classificazione AFTES (da Marzocchi, 2012).

- Spessore della Plastic Zone (PZ): in accordo con l'approccio cautelativo suggerito da Vincenzi et al. (2010), l'estensione della zona plastica attorno al tunnel è stata considerata

come tre volte il valore del raggio del tunnel (compreso tra 7 e 8 metri). Di conseguenza, essendo la zona plastica più ampia del diametro del tunnel, il valore applicato è $PZ=1$.

- Copertura (OV): questo fattore è stato derivato considerando, per ogni tratto da 100.2 metri, la differenza tra la quota del DEM (intesa come altitudine in m.s.l.m.) in prossimità della mezzeria di ciascun tratto e la quota della volta del tunnel (che si attesta secondo il progetto preliminare a 1080 m.s.l.m.). I valori di copertura oscillano da un valore minimo di 7 metri agli imbocchi ad un valore massimo di 291 metri nella mezzeria del tratto 13. È stato attribuito un $OV=0.9$ per i tratti con copertura inferiore ai 50 metri, un $OV=0.5$ per i tratti con copertura compresa tra 50 e 100 metri, un $OV=0.2$ metri per i tratti con copertura tra i 100 e i 291 metri.

Utilizzando la formula suggerita da Torri et al. (2007), riportata nel paragrafo 3.4, è stato calcolato il potential inflow (PI) per ogni tratto di tunnel: i risultati sono riassunti in tabella 4.4.1.1.3.

I valori sono elevati per tutta la galleria, spaziando da un minimo del 52% (per i tratti n.30 e n.31) ad un massimo del 94% (per i tratti n.0 e n.1, in prossimità dell'imbocco nell'area dei gessi), attestandosi su un valore medio del 78% su tutto il tunnel. I settori più vulnerabili sono ovviamente quelli scavati nelle litologie gessose, dove la percentuale di PI non scende mai sotto al 82%. Tale valore risulta molto alto per via della scarsa qualità meccanica di queste rocce e per via del carsismo di cui sono affetti, che ne aumenta sensibilmente la conducibilità idraulica. In fig. 4.4.1.1.1 è mostrato un elaborato finale di sintesi relativo al PI stimato con il metodo DHI.

tratto_n.	FF	RMP (k)	PZ	OV	PI (Torri_2007)
0	1	0.8	1	0.9	0.94
1	1	0.8	1	0.9	0.94
2	1	0.8	1	0.5	0.87
3	1	0.8	1	0.5	0.87
4	1	0.8	1	0.2	0.82
5	1	0.8	1	0.2	0.82
6	1	0.8	1	0.2	0.82
7	1	0.8	1	0.2	0.82
8	1	0.8	1	0.2	0.82
9	1	0.8	1	0.2	0.82
10	1	0.8	1	0.2	0.82
11	1	0.8	1	0.2	0.82
12	1	0.8	1	0.2	0.82
13	1	0.8	1	0.2	0.82
14	1	0.8	1	0.2	0.82
15	1	0.8	1	0.2	0.82
16	1	0.8	1	0.2	0.82
17	1	0.8	1	0.2	0.82
18	1	0.8	1	0.2	0.82
19	1	0.8	1	0.2	0.82
20	1	0.8	1	0.2	0.82
21	1	0.8	1	0.2	0.82
22	1	0.8	1	0.2	0.82
23	1	0.8	1	0.2	0.82
24	1	0.8	1	0.2	0.82
25	1	0.8	1	0.2	0.82
26	1	0.8	1	0.2	0.82
27	1	0.8	1	0.2	0.82
28	1	0.8	1	0.2	0.82
29	1	0.8	1	0.2	0.82
30	0.6	0.2	1	0.2	0.52
31	0.6	0.2	1	0.2	0.52
32	0.6	0.4	1	0.2	0.57
33	0.6	0.4	1	0.5	0.62
34	0.6	0.4	1	0.5	0.62
35	0.6	0.2	1	0.5	0.58
36	0.6	0.2	1	0.9	0.64
37	0.6	0.2	1	0.9	0.64

Tab. 4.4.1.1.3 Valori della probabilità di avere inflow (PI) per ogni tratto considerato (metodo DHI).

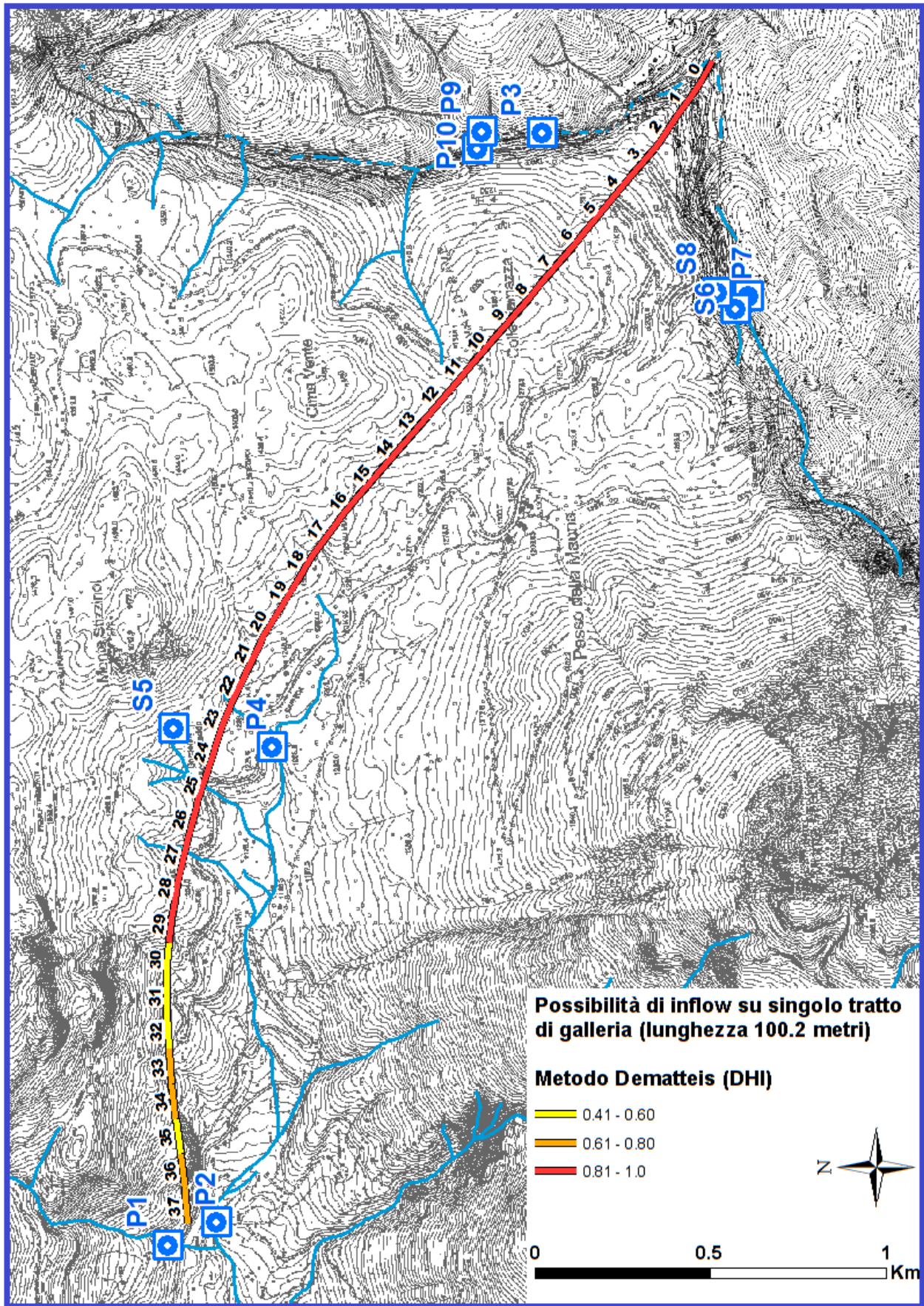


Fig. 4.4.1.1.1 Mappa del tracciato con il valore di PI (metodo DHI) per ciascun tratto.

4.4.1.2. Metodo Cesano

Vengono presentate di seguito le considerazioni fatte per parametrizzare le varie grandezze nel caso di studio, utilizzando le linee guida proposte nel lavoro di Vincenzi et al. (2010):

- Vicinanza del cavo ad un corpo di acqua superficiale (TSW): è stato valutato utilizzando il tool “Near” di ArcGIS calcolando la minima distanza tra ciascun tratto (feature class lineare) e i punti di monitoraggio (feature class puntuale), dato che questi ultimi sono punti certi di scorrimento dell’acqua (difatti lo shapefile offerto dalla Regione Veneto sul reticolo idrografico risulta talvolta carente di informazioni o talvolta impreciso). Ad ogni tratto è stato attribuito il punteggio massimo pari a 1, dato che la minima distanza misurata è compresa tra 81 e 848 metri. Nonostante nel lavoro di Vincenzi et al. (2010) venga suggerito di suddividere il range in 5 classi di uguale ampiezza, nel nostro caso il range è così piccolo da rientrare nella prima classe di vicinanza elaborata dagli autori (ovvero quella con distanza minore di 2000 metri) e pertanto si è deciso di attribuire il punteggio più cautelativo a ciascun segmento di tunnel.
- Morfologia della superficie topografica (T): a partire dal DEM, per ogni tratto di tunnel da 100.2 metri è stato osservato se esso mostra una morfologia rilevata, depressa o pianeggiante. Nel primo caso è stato attribuito un punteggio $T=0$ (aree di scarsa ricarica), nel secondo un punteggio $T=1$ (aree con potenziale ricarica concentrata nella depressione), nel terzo un punteggio di $T=0.5$.
- Morfologia del bedrock (BM): è stata la grandezza più difficile da stimare, in quanto non si ha la possibilità di osservare direttamente tale morfologia e tantomeno al momento non sono disponibili sezioni longitudinali precise da descrivere la morfologia del sottosuolo ad una scala di 100 metri. Si è deciso quindi di attribuire, a ciascun tratto, il medesimo punteggio attribuito a T, considerando che l’andamento della topografia descrive abbastanza bene anche la geometria del bedrock (ad esempio, le depressioni che si osservano nella copertura glaciale

all'interno degli affioramenti del Travenanzes è dovuta ai fenomeni carsici in atto sul substrato gessoso sottostante).

- Frequenza di fratturazione (BFF): sono stati considerati i lineamenti tracciati nella carta geologica del dott. Ballaera (2019). Tutti i tratti dal n.22 al n.37 sono posti ad una distanza compresa tra 0 e 110 metri dal lineamento posto a sud del M. Stizzinoi, e pertanto si è deciso cautelativamente di assegnare un punteggio pari a 0.35 a tutti questi tratti, in quanto potrebbero risentire del disturbo tettonico.

Utilizzando la formula suggerita da Vincenzi et al. (2010), riportata nel paragrafo 3.4, è stata calcolata la probabilità di avere venute d'acqua maggiori per ogni tratto di tunnel: i risultati sono riassunti in tabella 4.4.1.2.1.

I valori ottenuti sono alti solo per alcuni tratti di galleria, ovvero quelli che presentano morfologia depressa e che sono in vicinanza del lineamento presso M. Stizzinoi: per questi tratti (n. 24-26-28-29-30) il valore di potenziale venuta d'acqua è del 92.9%, dato che vengono individuati come zone di possibile ricarica concentrata degli acquiferi in virtù della loro morfologia predisposta al richiamo di acqua. Per tutti gli altri tratti il valore si aggira tra il 60% e il 65% nel caso siano settori a morfologia pianeggiante, oppure tra il 32% e il 36% nel caso tali settori mostrino una conformazione rilevata.

In fig. 4.4.1.2.1 è mostrato un elaborato finale di sintesi relativo al PI stimato con il metodo Cesano riguardo al fenomeno delle venute d'acqua maggiori.

tratto_n.	TSW	BM	T	BFF	PI (%)
0	1	0	0	0	32.0
1	1	0	0	0	32.0
2	1	0.5	0.5	0	60.5
3	1	0.5	0.5	0	60.5
4	1	0	0	0	32.0
5	1	0	0	0	32.0
6	1	0	0	0	32.0
7	1	0.5	0.5	0	60.5
8	1	0.5	0.5	0	60.5
9	1	1	1	0	89.0
10	1	0	0	0	32.0
11	1	0.5	0.5	0	60.5
12	1	0.5	0.5	0	60.5
13	1	0.5	0.5	0	60.5
14	1	0.5	0.5	0	60.5
15	1	0.5	0.5	0	60.5
16	1	1	1	0	89.0
17	1	0.5	0.5	0	60.5
18	1	1	1	0	89.0
19	1	0.5	0.5	0	60.5
20	1	0.5	0.5	0	60.5
21	1	0.5	0.5	0	60.5
22	1	0.5	0.5	0.35	64.4
23	1	0.5	0.5	0.35	64.4
24	1	1	1	0.35	92.9
25	1	0	0	0.35	35.9
26	1	1	1	0.35	92.9
27	1	0	0	0.35	35.9
28	1	1	1	0.35	92.9
29	1	1	1	0.35	92.9
30	1	1	1	0.35	92.9
31	1	0.5	0.5	0.35	64.4
32	1	0.5	0.5	0.35	64.4
33	1	0	0	0.35	35.9
34	1	0	0	0.35	35.9
35	1	0	0	0.35	35.9
36	1	0	0	0.35	35.9
37	1	0	0	0.35	35.9

Tab. 4.4.1.2.1 Valori percentuali della probabilità di avere inflow (PI) per ogni tratto considerato (metodo Cesano relativo alle venute d'acqua maggiori).

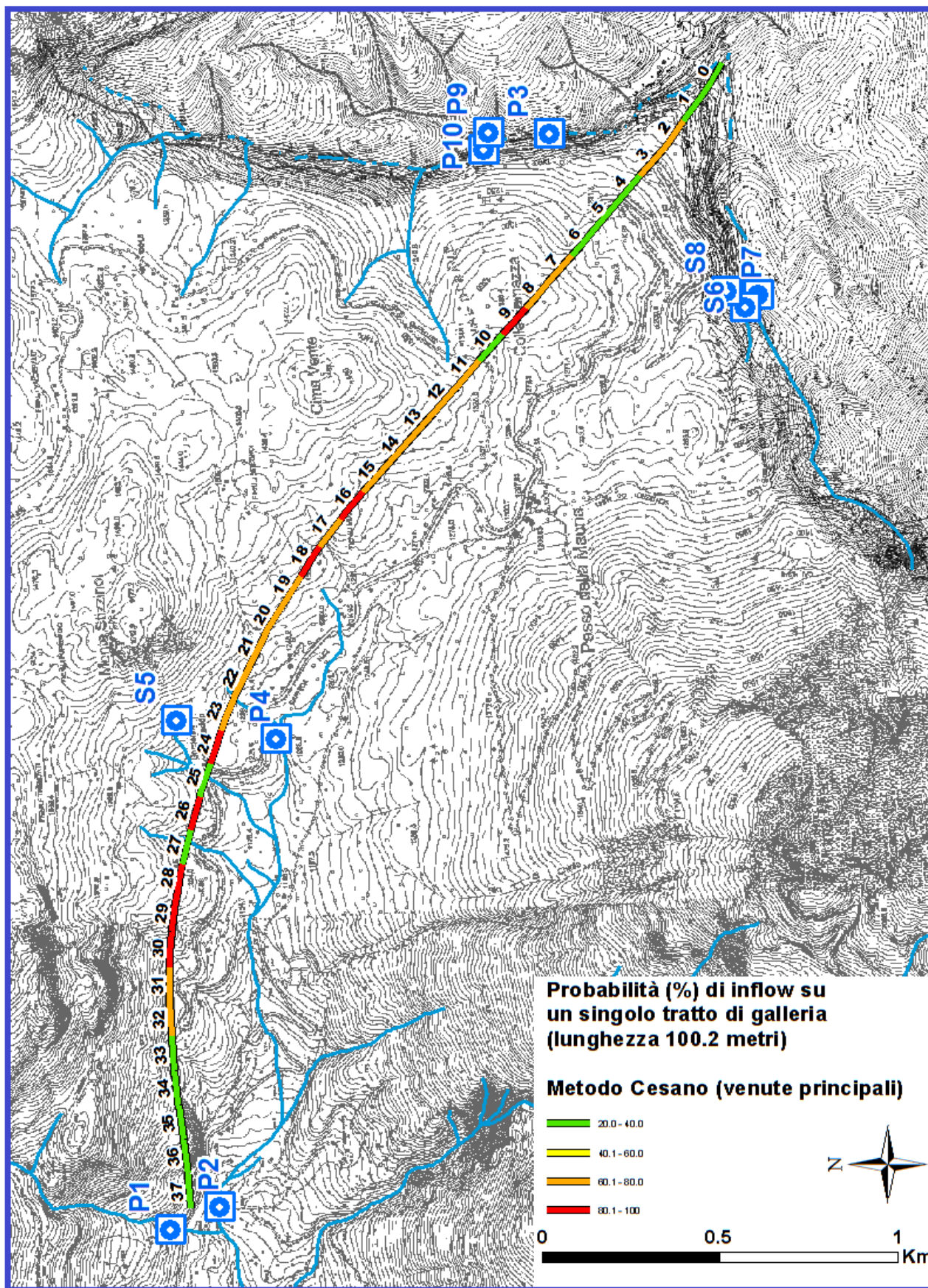


Fig. 4.4.1.2.1 Mappa del tracciato con il valore di PI (metodo Cesano, venute d'acqua maggiori) per ciascun tratto.

Di seguito invece vengono descritti i passaggi logici che hanno portato ad attribuire i punteggi alle grandezze relative al potential inflow degli stillicidi:

- Morfologia del bedrock (BM): sono stati utilizzati gli stessi valori previsti nel calcolo relativo alle venute maggiori.
- Copertura della galleria (QC): è stata ottenuta nello stesso modo descritto per il parametro OV del metodo DHI, solo che in questo caso i punteggi attribuiti sono differenti poiché nel metodo Cesano la copertura della galleria ha un significato opposto: maggiore è il suo spessore, maggiore è la possibilità che al suo interno vengano ospitate “sacche” d’acqua di dimensioni considerevoli (mentre in DHI spessori maggiori venivano considerati meno favorevoli all’infiltrazione). Se lo spessore della copertura è inferiore ai 50 metri il punteggio assegnato a QC è 0, se è compreso tra 50 e 100 metri è pari a 0.25, se è compreso tra 100 e 150 metri QC=0.50, se è compreso tra 150 e 200 metri QC=0.75, se infine tale spessore supera i 200 metri QC=1.
- Area della copertura quaternaria (QA): a partire dalla carta geologica del dott. Ballaera (2019), inserita in ambiente GIS, ed utilizzando il tool “Buffer” è stata calcolata l’estensione planimetrica della copertura in un intorno di 1000 metri a cavallo della mezzeria di ogni tratto di 100.2 m, creando dei poligoni rettangolari di 100200 m² per ciascun segmento. La superficie massima occupata dal deposito quaternario in un singolo poligono è di 69800 m² e a questo valore è stato attribuito un valore pari a 0.7, mentre gli altri valori sono stati ripartiti in percentuali decrescenti fino al valore di 0.
- Alti e bassi topografici del bedrock (PV): ricavando il profilo topografico lungo l’asse della galleria in ambiente GIS, sono stati individuati in maniera soggettiva gli alti e bassi topografici, facendo sempre l’ipotesi che la topografia rispecchi la morfologia del sottosuolo come per il parametro BM. In fig. 4.4.1.2.2 sono mostrati in rosso le zone considerate come

“alti” e in verde le zone considerate come “bassi”. Ai primi è stato assegnato un punteggio pari a 0, ai secondi un punteggio di 1, a tutti gli altri tratti un punteggio intermedio di 0.5.



Fig. 4.4.1.2.2 Indicazione di “alti” e “bassi” nel parametro PV del metodo Cesano.

Utilizzando la formula suggerita da Vincenzi et al. (2010), riportata nel paragrafo 3.4, è stata calcolata la probabilità di stillicidi per ogni tratto di tunnel: i risultati sono riassunti in tabella 4.4.1.2.2.

I valori ottenuti per gli stillicidi sono generalmente più bassi rispetto a quelli ottenuti per le venute d’acqua maggiori, dato che i valori appartenenti alla classe più pericolosa vengono superati una sola volta (per il tratto n.18, $PI_{\text{stillicidi}}=83\%$). Il valore medio di PI è di 46.6% per gli stillicidi contro un valore medio di 58.4% per le venute maggiori, mentre gran parte della galleria ha valori di PI per gli stillicidi compresi tra il 20% e il 55%.

In fig. 4.4.1.2.3 è mostrato un elaborato finale di sintesi relativo al PI stimato con il metodo Cesano riguardo al fenomeno degli stillicidi.

tratto_n.	BM	QC	QA	PV	PI(%)
0	0	0	0.5	0.5	18.5
1	0	0	0.4	0.5	15.9
2	0.5	0.25	0.4	0.5	38.2
3	0.5	0.25	0.2	0.5	33.0
4	0	0.5	0.1	0.5	22.6
5	0	0.75	0.1	0.5	29.9
6	0	1	0	0.5	34.5
7	0.5	1	0	0.5	49.5
8	0.5	1	0	0.5	49.5
9	1	1	0	0	59.0
10	0	1	0	1	40.0
11	0.5	1	0	0.5	49.5
12	0.5	1	0	0.5	49.5
13	0.5	1	0	0	44.0
14	0.5	1	0.1	0.5	52.1
15	0.5	1	0.1	0.5	52.1
16	1	1	0.2	0	64.2
17	0.5	1	0.3	0.5	57.3
18	1	1	0.5	1	83.0
19	0.5	1	0.7	0.5	67.7
20	0.5	1	0.5	0.5	62.5
21	0.5	0.75	0.5	1	60.8
22	0.5	0.75	0.4	0.5	52.7
23	0.5	0.75	0.7	0.5	60.5
24	1	0.75	0.5	0.5	70.3
25	0	0.5	0.5	1	38.5
26	1	0.75	0.5	0	64.8
27	0	0.5	0.5	1	38.5
28	1	0.75	0.4	0.5	67.7
29	1	0.5	0.3	0	52.3
30	1	0.5	0.3	0.5	57.8
31	0.5	0.5	0.4	0.5	45.4
32	0.5	0.5	0.6	0.5	50.6
33	0	0.25	0.7	1	36.5
34	0	0.25	0.7	0	25.5
35	0	0.25	0.7	0.5	31.0
36	0	0	0.6	0.5	21.1
37	0	0	0.7	0.5	23.7

Tab. 4.4.1.2.2 Valori percentuali della probabilità di avere inflow (PI) per ogni tratto considerato (metodo Cesano relativo agli stillicidi).

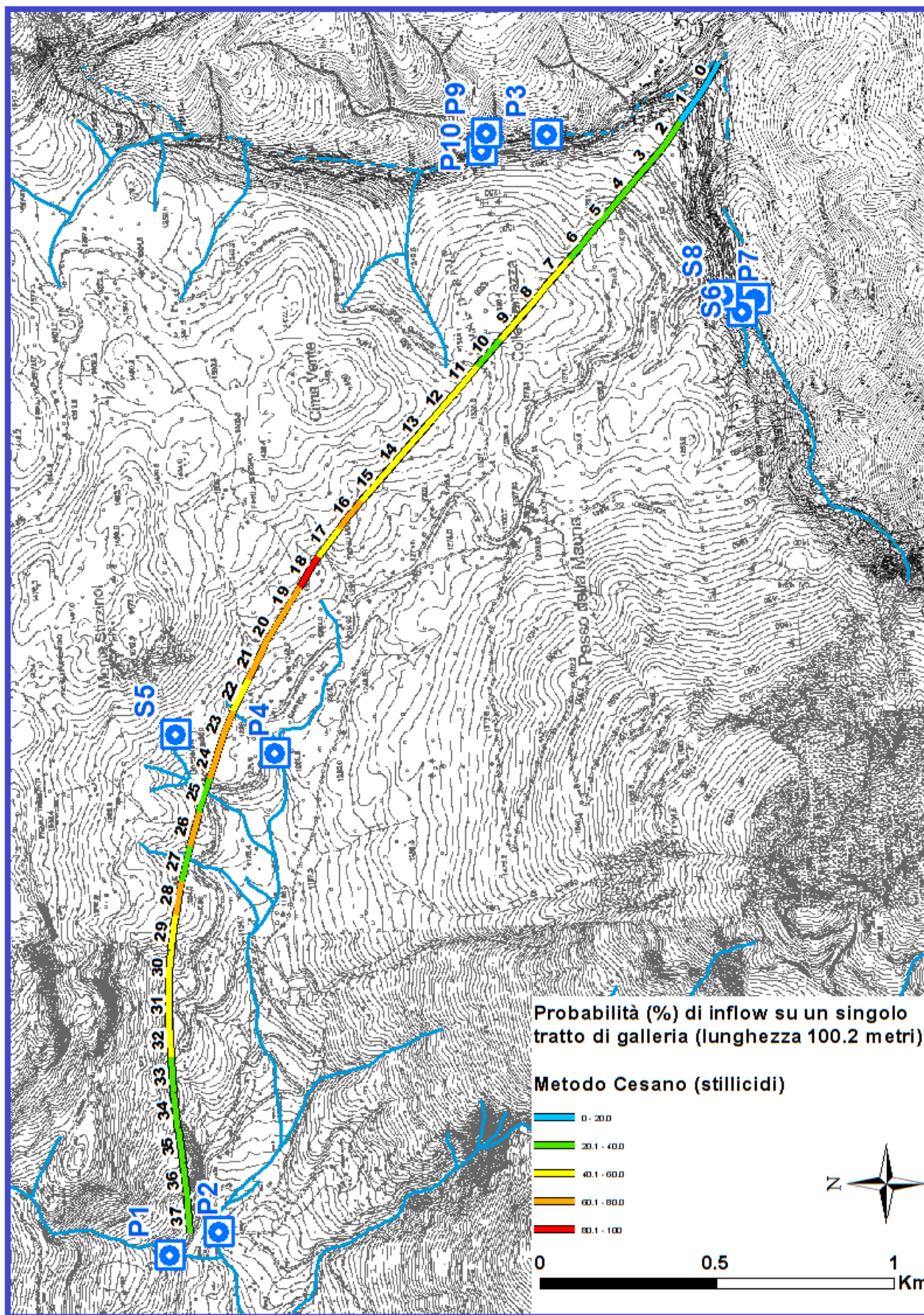


Fig. 4.4.1.2.3 Mappa del tracciato con il valore di PI (Cesano, stillicidi) per ciascun tratto.

4.4.1.3. Confronto fra le metodologie

I due metodi applicati offrono dei risultati significativamente diversi, in ragione anche dei diversi fattori di cui tengono in considerazione.

I valori più alti di inflow sono stati ottenuti con il metodo DHI, in particolare sono molto elevati nell'area dei gessi (sempre superiori al 82%) per via della loro permeabilità e della loro fratturazione. Con il metodo Cesano relativo alle venute d'acqua principali si hanno valori più bassi su tutto il tunnel, in particolar modo ai due imbocchi dato che sono le zone a minor copertura. I massimi valori ottenuti con questo metodo non sono localizzati nell'area dei gessi, ma nei tratti in prossimità della sorgente S5 e del lineamento tettonico (con una probabilità di avere inflow del 93%). La stima dei probabili stillicidi, sempre con il metodo Cesano, mostra valori ancora più bassi ma risulta essere la più affetta da errore data la scarsa conoscenza relativa allo spessore del quaternario e all'interfaccia tra copertura e bedrock.

Il metodo DHI per la stima della probabilità di inflow è quello più affidabile perché codificato dagli stessi autori e perché ha disposizione una maggiore *case history* (Torri et al., 2007; Vincenzi et al., 2010). Tuttavia, è stato utilizzato per la stima del PI in tunnel scavati prevalentemente in rocce metamorfiche (ad esempio gneiss, micascisti, anfiboliti), litologie non presenti nell'area del Passo Mauria. Si tratta di un fatto rilevante, dato che tali litologie non possono sviluppare forme carsiche ed inoltre mostrano un comportamento meccanico molto diverso da quello, ad esempio, dei gessi. In primo luogo, si vuole sottolineare come le tre categorie possibili all'interno del parametro FF ("high", "low", "not") siano forse troppo poche per descrivere la variabilità della fratturazione e della qualità dell'ammasso roccioso nel contesto di studio. In secondo luogo è necessario, nell'eventuale proseguimento di questo progetto, prevedere delle prove che determinino con accuratezza la permeabilità dei gessi, dato che il valore attribuito deriva dalla letteratura che però non è contestualizzato nella complessità geologica dell'area di studio. Infine, l'applicazione di una PZ

superiore al diametro del tunnel deriva un approccio cautelativo come suggerito nel lavoro di Vincenzi et al. (2010), ma è da verificare se la zona plastica sia così estesa anche in litologie tenere e poco tenaci come i gessi. Poiché dall'indagine del potenziale di inflow sono stati ottenuti valori sensibilmente alti, sarebbe opportuno aumentare le conoscenze relative alle tre grandezze citate precedentemente (FF, RMP, PZ) in modo da poter aggiornare i valori ottenuti in questo lavoro e calcolare quindi un valore di PI più aderente alla realtà geologica dell'area di studio.

Come suggerito da Vincenzi et al. (2010), il metodo Cesano assegna grande importanza alle variazioni morfologiche, sia della topografia che del bedrock, e allo spessore della copertura rocciosa. Si ritiene pertanto che, per applicare in maniera maggiormente corretta questo metodo, sarebbe necessario, nelle fasi progettuali successive, oltre alla esecuzione di sondaggi geognostici, eseguire alcune prove geofisiche di tipo sismico così da poter visualizzare correttamente la superficie di interfaccia tra bedrock e copertura quaternaria, nonché stimare correttamente lo spessore di quest'ultima.

In conclusione, nonostante il metodo DHI sia il più codificato ed attendibile, si ritiene sarebbe utile tararlo anche in ambienti affetti da carsismo, così da aumentarne l'applicabilità in contesti geologici diversi.

Il metodo Cesano tiene maggiormente conto di fattori morfologici e geomorfologici: se da un lato c'è il rischio di sottovalutare le caratteristiche meccaniche della roccia, dall'altro pone l'accento sul ruolo idrogeologico della copertura quaternaria (che affiora copiosamente nell'area di studio) e sulla presenza di dossi e depressioni, e queste ultime in un ambiente carsico giocano un ruolo importante nel convogliare l'acqua nel sottosuolo.

4.4.2. Valutazione del rischio di impatto sui punti di monitoraggio

La probabilità di impattare sorgenti e pozzi o piezometri è stata determinata solamente con il metodo DHI, dato che il metodo Cesano non offre questa possibilità.

Considerato che il numero di sorgenti nell'area di studio è molto limitato (solamente la sorgente Acqua Fredda e le due sorgenti del Tagliamento) e che nel complesso il numero di punti di monitoraggio è abbastanza contenuto, si è tentato di applicare tale metodologia anche ai corsi d'acqua, considerando che le stazioni di monitoraggio sulla rete idrografica possano essere interpretati come dei "punti di controllo" per descrivere il tratto a monte e l'interferenza tra il drenaggio della galleria ed il deflusso di base del reticolo idrografico. Questa operazione, seppur non codificata dagli autori del DHI, è stata fatta per avere un'idea sul possibile danno arrecato ai corsi d'acqua e risulta tanto più verosimile, quanto più sono i "punti di controllo" sullo stesso corso d'acqua (poiché un maggior numero di punti permette di avere una maggior quantità di informazioni per descrivere un elemento idrico lineare come i torrenti).

Di seguito vengono presentate le considerazioni fatte per applicare i vari punteggi ai fattori-chiave delle sorgenti e dei corsi d'acqua:

- presenza di connessioni idrogeologiche tra il tunnel e la sorgente (IF): è stato attribuito il punteggio più basso a tutte le sorgenti fatta eccezione per S5, la quale risulta interessata da un lineamento tettonico (per essa il punteggio attribuito è IF=2);
- tipologia di sorgente (ST): questo punteggio è stato attribuito utilizzando le informazioni derivanti dal monitoraggio e in particolare dal coefficiente di esaurimento, considerato un buon indice per capire il tipo di alimentazione che sostiene la sorgente. Per i punti P2 e P4, quelli che hanno mostrato le portate più esigue e più variabili, è stato attribuito un punteggio pari a 1 in quanto si ritiene che il loro deflusso di base sia alimentato da circuiti superficiali e poco estesi. Per il punto P10, ovvero quello più a monte sul Torrente Stabie, è stato attribuito

il coefficiente più alto (pari a 2) in quanto ha mostrato il coefficiente di esaurimento più basso (pari a 0.005). Per tutti gli altri punti di monitoraggio è stato attribuito il punteggio intermedio pari a 1.5 tipico di una alimentazione mista, in quanto le portate minime sono sempre state abbastanza consistenti nonostante il trend negativo mostrato dalla stagione primaverile verso quella autunnale;

- distanza tra la sorgente e un tratto di tunnel (DT): è stata calcolata con il tool “Near” in ArcGIS (ESRI) la minima distanza tra le sorgenti e il tracciato del tunnel. I punti P1, P2, P4, S5 sono ubicati a meno di 200 metri dal tracciato, pertanto il punteggio assegnato è pari a 1.9. Tutti gli altri punti risultano collocati ad una distanza compresa tra 200 e 500 metri dal tunnel e pertanto è stato assegnato loro il punteggio DT=1.5;
- effetto topografico (ET): la configurazione più vulnerabile è quella della sorgente S5 in quanto essa è collocata sullo stesso versante del tunnel e al di sopra dello stesso, quindi il punteggio assegnato è pari a 2. I punti P1, P2, P4, P10 si trovano sullo stesso versante del tunnel ma risultano posizionati alla stessa quota oppure più in basso della galleria, pertanto il punteggio assegnato è 1.2. Tutti gli altri punti sono collocati su un versante diverso da quello della galleria pertanto rientrano nella configurazione “1a” o “1b” con un punteggio assegnato di 0.4.

Utilizzando la formula suggerita da Torri et al. (2007), riportata nel paragrafo 3.4, è stato calcolato l'indice DHI. In particolare, per ogni punto è stato calcolato un “doppio” indice: prima utilizzando nella formula il PI medio relativo all'intero tunnel (pari a 0.78), poi utilizzando il PI del tratto di tunnel più vicino alla sorgente o al corso d'acqua, o in alternativa del tratto connesso idraulicamente attraverso un elemento tettonico. Ciascun DHI è stato classificato facendo riferimento solamente al nuovo schema riformulato nel lavoro di Torri et al (2007), poiché esso suggerisce, a seconda della categoria di rischio, alcune azioni atte a mitigare la probabilità di impattare già in fase preliminare. In tabella 4.4.2.1 sono riportati i risultati che sintetizzano quanto esposto finora.

Stazione	IF	SP	DT	ET	DHI_PImedio	DHI_Pivicino	Classific. DHImedio	Classific. DHIvicino
P1	1	1.5	1.9	1.2	0.18	0.15	2_LOW	1_NEGLIGIBLE
P2	1	1	1.9	1.2	0.12	0.10	1_NEGLIGIBLE	1_NEGLIGIBLE
P3	1	1.5	1.5	0.4	0.05	0.05	1_NEGLIGIBLE	1_NEGLIGIBLE
P4	1	1	1.9	1.2	0.12	0.13	1_NEGLIGIBLE	1_NEGLIGIBLE
S5	2	1.5	1.9	2.0	0.61	0.64	3_HIGH	4_HIGH
S6	1	1.5	1.5	0.4	0.05	0.05	1_NEGLIGIBLE	1_NEGLIGIBLE
P7	1	1.5	1.5	0.4	0.05	0.05	1_NEGLIGIBLE	1_NEGLIGIBLE
S8	1	1.5	1.5	0.4	0.05	0.05	1_NEGLIGIBLE	1_NEGLIGIBLE
P9	1	1.5	1.5	0.4	0.05	0.05	1_NEGLIGIBLE	1_NEGLIGIBLE
P10	1	2	1.5	1.2	0.19	0.20	2_LOW	2_LOW

Tab. 4.4.2.1 Valori del Drawdown Hazard Index per ogni punto di monitoraggio. Il primo valore di DHI fa riferimento all'utilizzo del PI medio valutato sull'intero tunnel, il secondo invece è stato calcolato utilizzando il PI del tratto di tunnel più vicino alla sorgente/corso d'acqua.

Si può facilmente osservare come l'unico punto che presenta un rischio elevato di essere impattato è quella relativo alla sorgente S5. Questo è ragionevole in virtù della posizione sfavorevole rispetto alla galleria e della presenza di un lineamento tettonico che può facilitarne il drenaggio. Il valore percentuale di possibile impatto sulla sorgente oscilla tra il 61% (utilizzando il PI medio) e il 64% (utilizzando il PI relativo al tratto n.23), che è un valore abbastanza alto e suggerisce una condizione di possibile criticità per questa sorgente.

Altri punti a criticità non nulla sono i punti P1 e P10, rispettivamente il punto di monitoraggio sul Rin della Pissa e il punto sul Torrente Stabie a monte della confluenza con il ruscello Navilagn. Nel primo caso, il DHI varia tra il 15% e il 18% e il principale fattore di pericolo è costituito proprio dalla vicinanza del Rin della Pissa con l'imbocco della galleria.

Nel secondo caso il DHI si attesta intorno al 20% e il principale pericolo sta nel tipo di alimentazione del corso d'acqua, che ne garantisce una portata quasi sempre consistente e che quindi potenzialmente diventa un fattore di rischio nel caso in cui dovesse essere drenata dalla galleria. È bene sottolineare come per quest'ultima stazione siano stati considerati valori molto cautelativi a

causa del contesto geologico in cui è inserita (infatti i gessi hanno un comportamento idrogeologico abbastanza imprevedibile, per via del carsismo in atto e delle conoscenze che si hanno finora) e a causa del volume d'acqua che transita nell'area, che risulta essere consistente anche in periodi di magra.

In riferimento al nuovo schema di classificazione, riformulato successivamente a quello presentato da Dematteis et al. (2001), gli autori hanno deciso di attuare alcune modifiche per rendere la valutazione del rischio di impatto il più rappresentativa possibile da un punto di vista progettuale ed ambientale (Torri et al., 2007). Lo schema, usato per classificare i valori di DHI ottenuti, suggerisce le seguenti azioni da mettere in atto per mitigare il possibile effetto del tunnel sulla sorgente (Tab. 4.4.2.2):

<i>Classe n.</i>	<i>Probabilità di impatto</i>	<i>Priorità</i>	<i>Azione</i>
1	Negligible (Nulla)	Nessuna	Nessuna azione di mitigazione.
2	Low (Bassa)	Alta	Progettare misure di mitigazione (se già presenti, modificarle).
3	High (Elevata)	Assoluta	Progettare e realizzare ante-operam le misure di mitigazione (se già presenti, modificarle).

Tab. 4.4.2.2 Schema di classificazione del DHI secondo Torri et al. (2007) e relative azioni di mitigazione del rischio di impatto su sorgenti e pozzi o piezometri.

Questo schema suggerisce come sia necessario eseguire ulteriori azioni di monitoraggio per migliorare la progettazione, implementando le indagini sui punti S5, P1 e P10 in quanto sono i più “sensibili” ad un eventuale realizzazione della galleria, e successivamente di definire l’assetto del tunnel tenendo conto di questi elementi di criticità.

In fig. 4.4.2.1 e 4.4.2.2 sono mostrati due elaborati di sintesi relativi al DHI medio e al DHI calcolato con il PI del tratto di tunnel più vicino.

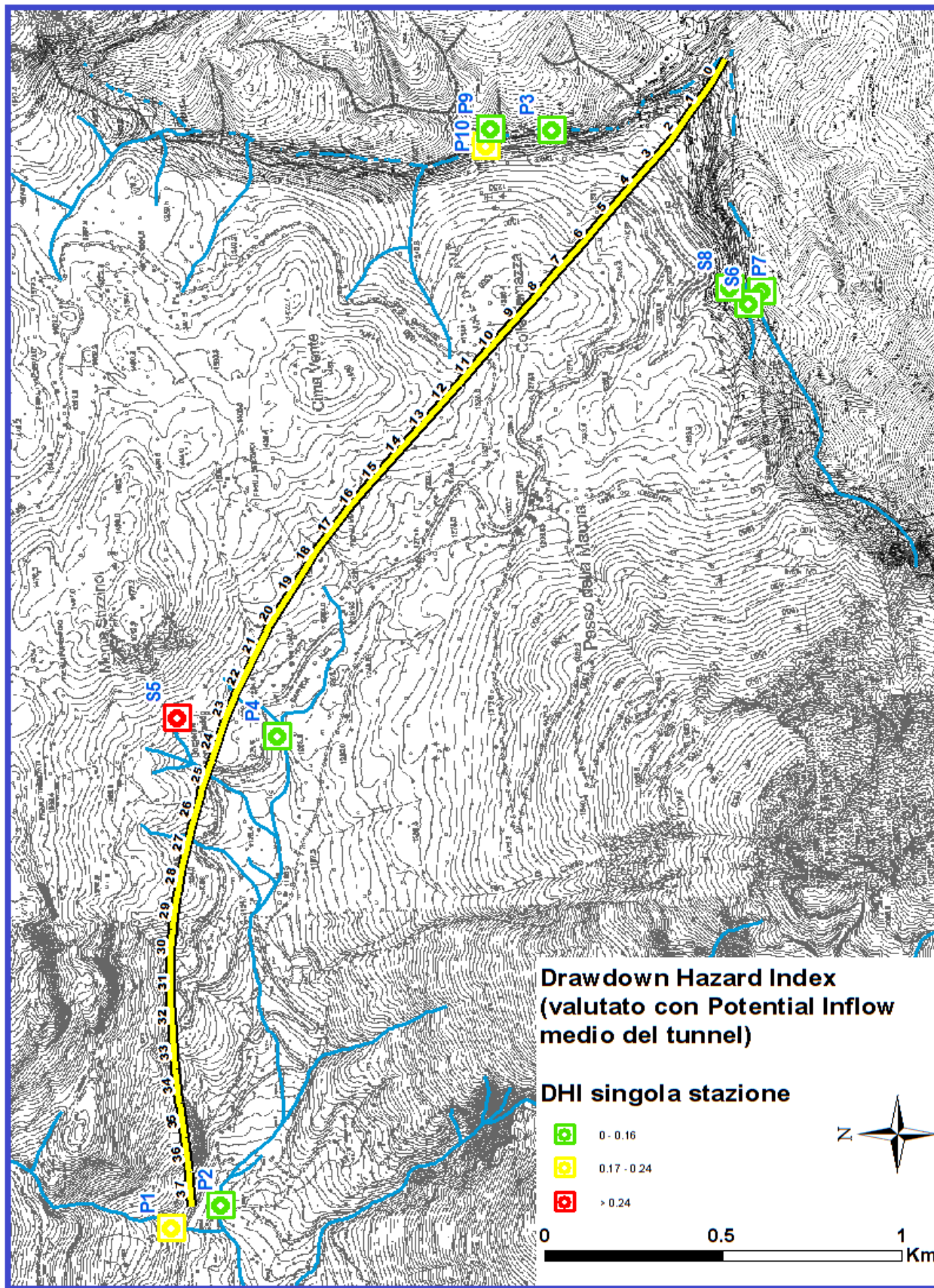


Fig. 4.4.2.1 Mappa del tracciato con il valore di DHI (valutato con il PI medio) per ciascuna sorgente o corso d'acqua.

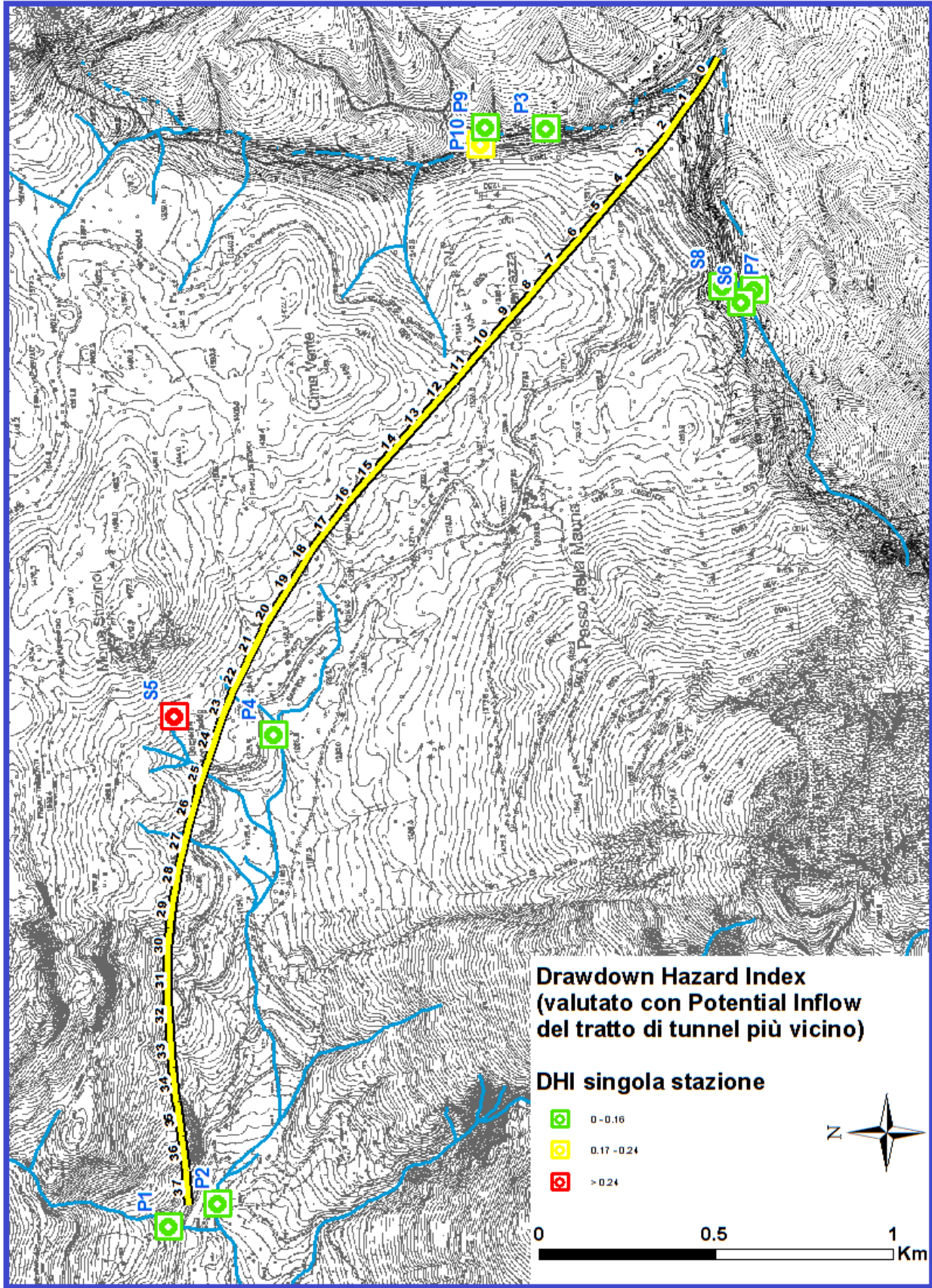


Fig. 4.4.2.2 Mappa del tracciato con il valore di DHI (valutato con il PI del tratto di tunnel più vicino) per ciascuna sorgente o corso d'acqua.

5. Conclusioni

La ricerca di dati di letteratura ha permesso l'inquadramento geologico a piccola scala, mentre le campagne di rilevamento hanno permesso di affinare le conoscenze dell'area di studio ad una scala maggiore, sia da un punto di vista litologico che da un punto di vista geologico-tecnico. Alla fine, è stata redatta una carta geologica ad un dettaglio maggiore rispetto alle precedenti, che potrà risultare utile in un eventuale proseguimento dello studio di fattibilità.

I sopralluoghi effettuati hanno permesso di censire e monitorare alcuni elementi idrogeologici, potenzialmente interessati dalla realizzazione dell'opera (sorgenti, corsi d'acqua), investigando alcune proprietà chimico-fisiche e misurandone la portata.

L'analisi dei dati provenienti da alcune stazioni meteorologiche limitrofe al Passo Mauria ha permesso una prima ricostruzione del regime pluviometrico che caratterizza l'area di studio, riconoscendo inoltre in maniera quantitativa tutte le principali componenti del bilancio idrologico (precipitazioni, evapotraspirazione, ruscellamento, infiltrazione).

Tutte le problematiche di natura idrogeologica rilevate nella prima parte della tesi, sono state successivamente analizzate cercando di ottenere informazioni utili per una eventuale progettazione del tunnel e per suggerire ulteriori indagini conoscitive.

L'analisi morfometrica delle doline ha evidenziato un possibile controllo strutturale di natura tettonica sulla genesi di queste forme. Buona parte delle doline ha dimensioni non trascurabili da un punto di vista geomorfologico e anche idrogeologico. In futuro si potrebbero studiare in maniera più approfondita queste forme, con l'obiettivo di cartografarle in maniera più precisa e di capire con maggior precisione il loro ruolo all'interno dell'acquifero carsico.

Il calcolo del bilancio idrologico ha messo in evidenza la grande quantità di pioggia efficace che cade all'interno dell'area di studio. Questo surplus sostiene un consistente deflusso sotterraneo, oltre

ad alimentare i corsi d'acqua e le sorgenti anche nelle stagioni meno piovose, e per cercare di quantificarlo è necessario monitorare tutti gli elementi idrici in periodi di magra (non è stato possibile farlo durante la tesi per via delle condizioni meteorologiche non adatte). In tali condizioni il deflusso di base non è sostenuto né dalle piogge che cadono direttamente nell'alveo né dallo scorrimento superficiale, bensì dalle acque circolanti nei circuiti sotterranei e profondi. Quantificare il deflusso di base permette di avere un'idea sul volume d'acqua che potrebbe essere sottratto al reticolo idrografico a causa della realizzazione del tunnel.

L'applicazione dei metodi parametrici ha permesso di stimare sia le potenziali venute d'acqua in galleria, sia il rischio di depauperare le sorgenti e i corsi d'acqua. È bene sottolineare come questi metodi vengano solitamente applicati durante lo studio di fattibilità precedente la progettazione, in quanto sono necessarie una serie di informazioni ottenibili solamente a seguito di indagini geognostiche e idrogeologiche di un certo grado di accuratezza. Pertanto, l'applicazione dei metodi parametrici in questo lavoro fornisce unicamente un'idea su quali siano i punti più vulnerabili nell'area di studio. Si osserva come i tratti di tunnel scavati nei gessi potrebbero risentire delle venute d'acqua in maniera non trascurabile, ma è necessario predisporre un'ulteriore serie di indagini (elencate di seguito) per avere delle indicazioni più precise. È emerso come la sorgente Acqua Fredda abbia un'elevata probabilità di essere impattata, altri punti a rischio si collocano nell'alto corso del Torrente Stabie. Le sorgenti del Tagliamento invece appaiono debolmente interessate dalla realizzazione del tunnel.

I risultati ottenuti nel capitolo 4 hanno evidenziato alcuni aspetti idrogeologici ancora poco chiari e pertanto vengono elencate di seguito una serie di indagini che potrebbero essere utili per approfondire le tematiche trattate durante questa tesi:

- prove geofisiche di tipo sismico con grandi stendimenti, per stimare lo spessore dei gessi del Travenanzes, e con stendimenti più piccoli, per stimare lo spessore dei depositi quaternari e per visualizzare l'interfaccia di discontinuità tra questi ultimi e il bedrock;
- rilievo idrogeologico di dettaglio con l'utilizzo eventuale di traccianti per verificare le possibili interazioni tra l'opera e il circuito idrico nonché visualizzare il recapito finale dell'acquifero gessoso; nonostante in quest'area il surplus pluviometrico sia particolarmente consistente, le portate misurate sono abbastanza ridotte e si ipotizza che un'aliquota del deflusso sotterraneo nei gessi possa alimentare o direttamente il reticolo idrografico dell'area di studio, o in alternativa una o più sorgenti significative non individuate durante la fase di censimento nell'intorno del tracciato;
- monitoraggio volumetrico delle portate più approfondito in tutti i punti di monitoraggio già individuati nonché analisi su campioni d'acqua per identificarne la facies idrochimica; questo permetterebbe di valutare l'entità e la natura del deflusso sotterraneo o di base in tutta l'area di studio;
- installazione di n. 4 piezometri lungo l'asse del tracciato, da realizzarsi attraverso altrettanti sondaggi a carotaggio continuo fino alla quota della piano della galleria, uno collocato in vicinanza di ciascun imbocco e i rimanenti posizionati rispettivamente nei pressi del lineamento tettonico del M. Stizzinoi e nei dintorni di Cima Vente; queste indagini, oltre alla ricostruzione dell'assetto litostratigrafico, avrebbero il duplice scopo di installare degli strumenti di misura del carico idraulico e di eseguire delle prove di permeabilità in foro di tipo Lugeon;
- indagini geomeccaniche sui fronti rocciosi in affioramento o in alternativa sui campioni di roccia prelevati durante la realizzazione dei piezometri, in particolare per migliorare la stima della fratturazione (indice J_v) e per definire più accuratamente le proprietà meccaniche delle rocce interessate dallo scavo (resistenza al taglio, resistenza alla compressione).

6. Bibliografia

- AFTES (2003) *Characterisation of rock masses useful for the design and the construction of underground structures*, Tunnels et ouvrages souterrains, 177
- Allmendinger R. W., Cardozo N., Fisher D. (2012) *Structural geology algorithms: Vectors and tensors in structural geology*, Cambridge University Press, Cambridge
- Ballaera A. (2019) *Studio geologico-tecnico di fattibilità per la realizzazione di una variante in sotterraneo della S.S. 52 "Carnica" in località Passo Mauria (Alpi nord-orientali)*, tesi di laurea, Università di Padova
- Bauer C. (2015) *Analysis of dolines using multiple methods applied to airborne laser scanning data*, Geomorphology, 250: 78-88
- Bondesan A., Meneghel M., Sauro U. (1992) *Morphometric analysis of dolines*, International Journal of Speleology, 21 (1-4)
- Bosellini A. (2005) *Storia geologica d'Italia*, Zanichelli, Bologna
- Bosellini A., Gianolla P., Stefani M. (2003) *Geology of the Dolomites*, Episodes, 26 (3): 181–185
- Braga G. P., Carloni G. C., Colantoni P., Corsi M., Cremonini G., Frascari F., Locatelli D., Monesi A., Pisa G., Sassi F. P., Selli R., Vai G. B., Zirpoli G. (1971) *Note Illustrative – Fogli 4c-13 – Monte Cavallino-Ampezzo*, Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Servizio Geologico d'Italia
- Caramanna G., Ciotoli G., Nisio S. (2008) *A review of natural sinkhole phenomena in Italian plain areas*, Natural Hazards, 45 (2): 145-172
- Cardozo N., Allmendinger R.W. (2013) *Spherical projections with OSXStereonet*, Computers & Geosciences, 51: 193 – 205
- Carloni G. C., Ghiretti N. (1965) *Geologia della Valle del Piova (Cadore)*, Giornale di Geologia, 33 (2): 569-598
- Castellarin A., Cantelli L. (2000) *Neo-Alpine evolution of the Southern Eastern Alps*, Journal of Geodynamics, 30: 251-274
- Celico P. (1988) *Prospezioni idrogeologiche*, vol.2, Liguori Editore, Napoli

- Cesano D., Olofsson B., Bagtzoglou A.C. (2000) *Parameters regulating groundwater inflows into hard rock tunnels - a statistical study of the Bolmen tunnel in southern Sweden*, *Tunneling and Underground Space Technology*, 15 (2): 153-165
- Dematteis A., Kalamaras G., Eusebio A. (2001) *A system approach for evaluating springs drawdown due to tunneling*, AITES-ITA 2001 World Tunnel Congress: Progress in tunneling after 2000, Milano, 10-13 giugno 2001: 257-264
- Doglioni C. (1987) *Tectonics of the Dolomites (Southern Alps, Northern Italy)*, *Journal of Structural Geology*, 9 (2): 181-193
- Doglioni C. (2007) *Tectonics of the Dolomites*, *Bulletin für Angewandte Geologie*, 12 (2): 11-15
- Freeze R. A., Cherry J. A. (1979) *Groundwater*, Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs
- Gianolla P., Morelli C., Cucato M., Siorpaes C. (2018) *Note Illustrative - Foglio 016 Dobbiaco*, Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000, ISPRA
- Largaiolli T., Semenza E. (1966) *Studi geologici sulla zona della Giunzione Cadorina (Cadore orientale)*, *Studi Trentini di Scienze Naturali, sez. A*, 43 (1): 157-199
- Maillet E. (1906) *La vidange des systèmes de réservoirs*, *Annales des ponts et chaussées. Mem. et Doc.*, 21 (8)
- Marzocchi R. (2012) *Integrated application of geochemical and geophysical methods for hydrogeological impact assessment for tunneling in fractured rock*, tesi di dottorato, Université de Lausanne
- Palmstrom A. (2005) *Measurements of and correlations between Block Size and Rock Quality Designation (RQD)*, *Tunnels and Underground Space Technology*, 20: 362-377
- Ravagnan R. (2011) *Evidenze di tettonica dinarica nell'area del Vajont e conseguenze sull'assetto geologico strutturale e idrogeologico locale*, tesi di laurea
- Rizzetto F. (1995) *Rilevamento geologico dei dintorni di Lorenzago di Cadore*, tesi di laurea, Università di Padova
- Seale L.D. (2005) *Creation, analysis, and evaluation of remote sensing sinkhole databases for Pinellas County, Florida*, tesi di laurea, University of South Florida
- Thornthwaite C. W. (1948) *An approach towards a rational classification of climate*, *Geographical Review*, 38 (1): 55-94

Torri R., Dematteis A., Delle Piane L. (2007) *Drawdown hazard of springs and wells in tunneling: predictive model and verification*, XXXV IAH Congress: Groundwater and Ecosystems, Lisbona, 17-21 settembre 2007

Venturini C., Spalletta C., Vai G. B., Pondrelli M., Fontana D., Delzotto S., Longo Salvador G., Carulli G. B. (2006) *Note Illustrative – Foglio 031 Ampezzo*, Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, ISPRA

Vincenzi V., Piccinini L., Gargini A., Sapieni M. (2010) *Parametric and numerical modelling tools to forecast hydrogeological impacts of a tunnel*, *Aquamundi*, 1 (2): 135-153

Zhu J., Taylor T.P., Currens J.C., Crawford M.M. (2014) *Improved karst sinkhole mapping in Kentucky using LiDAR techniques: a pilot study in Floyds Fork Watershed*, *Journal of Cave and Karst Studies*, 76 (3): 207-216

Ringraziamenti

Vorrei ringraziare il prof. Leonardo Piccinini per gli insegnamenti che mi ha trasmesso ma soprattutto per la disponibilità e la solerzia con cui ha risposto alle mie numerose domande, il dott. Gianluca Marcato e il dott. Giovanni Monegato per avermi permesso di lavorare a questa tesi e avermi fornito buoni consigli più di una volta, e infine un doveroso ringraziamento alla dott. Anna Breda e al dott. Marcello Caggiati per il fondamentale supporto nella realizzazione della carta geologica.

Un ringraziamento importante va ad Angelo, compagno fidato durante tutto lo svolgimento di questa tesi (e non solo durante le campagne di rilevamento!) nonché fonte di preziosi “scambi intellettuali” durante la scrittura di questo elaborato.

Ringrazio poi tutte le persone che hanno condiviso con me questa irripetibile esperienza universitaria e di vita, in particolare gli amici dello “Chalet n°5” (Alberto, Andrea, Federico) e soprattutto Gianluca, che mi ha convinto ad iscrivermi a Geologia grazie alla sua “testimonianza”.

Un ringraziamento speciale a Beatrice, che mi ha sempre spronato a fare del mio meglio e mi ha sostenuto nei momenti meno facili con impagabile affetto, condividendo gioie e fatiche.

Infine, last but not least, un grazie a tutta la mia famiglia (sia a chi c'è, sia a chi non c'è più) e in particolare ai miei genitori Gianni e Daniela e a mio fratello Giacomo, per avermi sopportato nonostante la mia testardaggine e per avere sempre creduto in me.

Un pensiero (questo è davvero l'ultimo) a tutte le popolazioni che hanno subito delle perdite a causa della Tempesta Vaja (ottobre 2018) e dell'eccezionale marea di Venezia (novembre 2019), con l'auspicio che in futuro la scienza possa aiutare a gestire queste calamità sempre più frequenti.

Allegati

L'allegato A viene collocato a parte (in fondo al testo) in virtù della sua impaginazione non compatibile con il formato di questa tesi. Gli Allegati B, C, D sono riportati di seguito.

Allegato B

Precipitazione mensile cumulata (DOMEgge)	GEN	FEB	MAR	APR	MAG	GIU	LUG	AGO	SET	OTT	NOV	DIC
2004	3.2	48.8	31	74.8	148.8	147.6	145.4	105.2	70.4	177	64.2	62.8
2005	5.2	4.2	23.2	100.8	128.4	77.6	138.8	119.6	140.6	228.2	41.4	43.8
2006	7	44.6	58	104	69.4	82.2	95.8	217.6	68.8	55.8	5.8	91.8
2007	72	30.4	84.4	17.2	123.6	110.4	162.8	228	105.4	47	95.6	4.2
2008	110.8	22.2	41.2	87.2	135.4	144.8	163.8	122.6	68.8	165.2	158.6	177.4
2009	107.4	82	129.6	120.4	42	151.6	192	103.6	122.2	48.2	131	128.8
2010	37.8	50	44.8	29	156.4	105.6	61.4	161.6	155.6	149.8	192.8	99.8
2011	20.4	22.6	62.6	36.4	160.8	156.2	123.8	61.8	132.4	130	47	21.8
2012	19.8	3.8	24.6	118.6	86	127.8	193.4	157	224.2	157	256.8	24.4
2013	57.8	61.8	123.4	94.8	202.8	70.6	70.2	113.2	60.6	119.4	185.2	139.8
2014	300.2	223.2	113.6	70.6	59.6	161.4	163.4	150	54.4	66.4	262.8	77.8
2015	48.8	23	87.8	27.8	137.6	103.8	90	138.6	128.4	116.2	3.6	0
2016	28.6	164	92.6	88.8	94.2	141.2	168.4	184.4	84	106.4	96.6	0
2017	2.6	68.6	29.8	117.4	74	146	156	90	209.4	17.2	115.8	136.4
2018	61.6	28.6	118	100.6	194.6	50.8	187.2	175.4	65	396.4	85.4	8.4
2019	8.4	129.4	28	261	172.6							

Media mensile delle temperature medie giornaliere (DOMEgge)	GEN	FEB	MAR	APR	MAG	GIU	LUG	AGO	SET	OTT	NOV	DIC
2004	-2.8	0.1	3.5	8.4	10.7	16	17.4	18.2	14	11	3.7	-0.2
2005	-2.1	-1.8	2.8	7.4	13.1	16.5	17.7	15.9	13.8	8.7	2.9	-2.8
2006	-2.4	-0.7	2.3	7.6	12.1	16.2	19.8	14.1	15.1	10.7	4.2	0.7
2007	0.9	2.5	4.8	11.5	13.4	16.2	17.6	15.9	11.8	8.2	2.5	-0.4
2008	0.4	1.6	3.4	7.4	13.1	16.3	17.1	17.7	12.3	9.6	3.3	-0.4
2009	-1.4	-0.5	3.5	8.6	14.7	15.6	18.1	19.1	14.7	9	4	-1.6
2010	-2.5	-0.3	3.6	9	11.7	16.8	19.6	17.3	12.7	7.6	4.1	-2.3
2011	-0.5	1.8	4.8	10.6	13.3	15.6	16.6	18.5	16.1	8.2	3.9	0.2
2012	-1.6	-1.1	7.7	7.7	13	17.1	18.4	18.8	13.9	9.4	4.2	-1.8
2013	0	-1.4	2.6	8.8	10.6	15.5	19.2	18.4	14.1	10.1	4.3	1.1
2014	0.5	1.7	5.7	9.3	11.9	15.7	16.4	15.6	13.8	11	7	1.7
2015	0.1	1	4.6	8.7	13	16.4	20.7	18.6	13	8.8	4.9	1.3
2016	-0.7	1.9	4.4	9.2	12.1	15.9	18.5	17.3	15.6	8.4	4.2	0.9
2017	-2.8	2.6	7.3	8.6	13.3	17.8	18.2	18.7	11.7	9.5	2.7	-1.9
2018	0.4	-0.9	3.1	10.9	13.2	16.9	18.4	18.6	15.3	10.5	5.5	0.2
2019	-1.1	2.2	5.6	8.1	9.8							

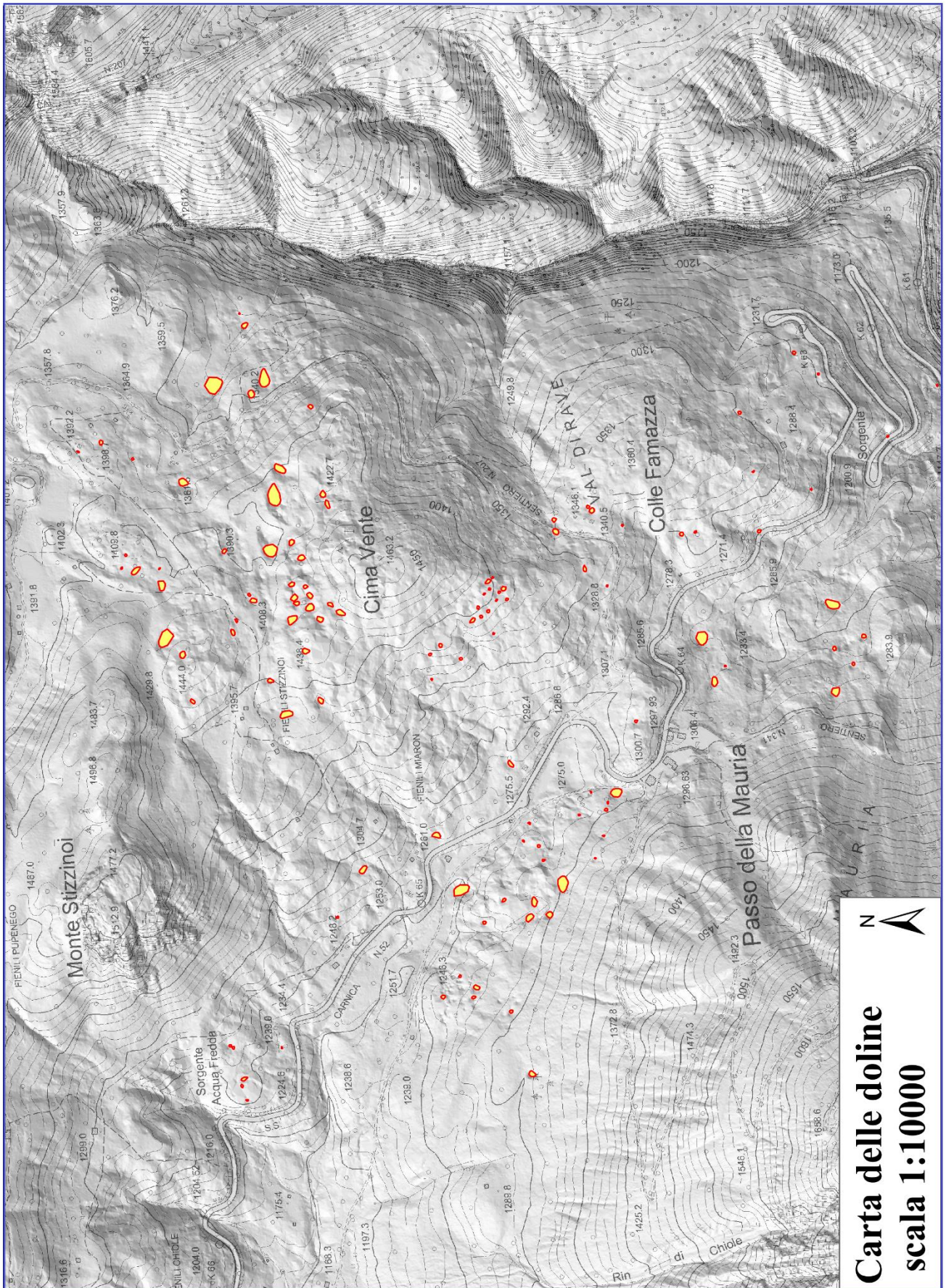
Precipitazione mensile cumulata (SAPPADA)	GEN	FEB	MAR	APR	MAG	GIU	LUG	AGO	SET	OTT	NOV	DIC
2004	6.4	58.4	28.4	112.2	195.4	153	191	180.6	87	212.4	88.8	94
2005	4.4	15.4	30.2	89.4	125.6	106.4	214.4	172.4	157.8	269.8	47.4	50.6
2006	15.6	45.4	52.8	134.4	108.8	69	115	269.8	140.8	51.4	13.8	98.2
2007	111.8	33.8	115.2	26	206.2	152	160	248.4	130.4	45.6	157.6	7.2
2008	116.6	26.8	51.6	101	223.8	151.8	208.8	128	122.6	287.8	237.8	274.6
2009	119.6	105.4	154	160.2	64.6	162.6	153.6	99	181.4	97.2	190	156.8
2010	40.2	52	55	27.2	265.4	114.6	130	259.4	189.4	245.4	313.2	172
2011	19.2	43.4	104	43.8	155.8	245.2	180.8	113	191.6	199.2	78.8	23.2
2012	27.4	8.8	19.4	161	126.4	178.8	259	93	218.4	197.2	380.2	21.4
2013	56	65.6	120.4	95.4	312.6	134.6	65	198.8	83.8	183.2	193.8	135.8
2014	323.4	275.8	88.4	53	74.2	189.8	217	219.4	104	92.2	617.6	90
2015	71	12.6	84.8	49.8	195.8	173.4	125.6	136.6	164.2	161.4	4	0
2016	38	173.6	118.8	90.2	168.2	212	125.8	205.4	90	109	95.2	0.6
2017	6.2	73.8	38	166	106.2	183.2	178	95.8	219.4	24.6	150.8	172.6
2018	118.4	33.8	123	166.8	283.6	100	175	224.2	62.6	627.8	129.4	11.4
2019	29.2	159.4	44.2	280.2	215.4							

Media mensile delle temperature medie giornaliere (SAPPADA)	GEN	FEB	MAR	APR	MAG	GIU	LUG	AGO	SET	OTT	NOV	DIC
2004	-6.3	-2.1	0	4.7	7.3	12.5	14.1	14.6	10.8	7.9	0.6	-3.4
2005	-5.5	-6	-0.6	3.9	9.7	13.1	14.3	12.8	10.8	5.9	-0.2	-6.2
2006	-5.7	-3.8	-1.8	4.1	8.8	13	16.9	11.3	12.2	8	1.7	-1.9
2007	-1.7	-0.6	1.3	7.9	10.3	13.3	14.9	13.5	9	5.5	-0.5	-3.5
2008	-1.8	-1.2	-0.1	3.9	10.1	13.7	14.4	14.9	9.3	6.8	0.7	-2.9
2009	-4.4	-3.7	0.4	4.9	11	12.4	15	16.1	11.5	5.9	1.2	-4.5
2010	-6.1	-3.5	-0.4	5.2	8.5	13.3	16.1	14	9.5	4.3	1.1	-5.3
2011	-4.1	-1.2	1	6.9	10.3	12.8	13.7	15.8	13.5	5.7	1.8	-2.5
2012	-4.6	-4.3	4.7	4.5	10.2	14.2	15.4	16.2	11.3	6.6	2.2	-4.6
2013	-2.5	-4.5	-0.2	5.4	7.7	12.7	16.6	15.3	11.2	7.5	1.6	-1.3
2014	-1.4	-0.2	2.6	5.7	8.7	13.1	14.1	13.1	11.2	8.3	4.6	-0.8
2015	-2.5	-1.7	1.7	5.4	10.2	13.8	17.7	16	10.1	6.1	2.6	-0.8
2016	-3.2	-0.5	1.2	5.6	8.7	13.1	15.4	14.8	13	5.7	1.5	-1.2
2017	-5.7	-0.1	4.1	5.2	10.5	15.2	15.6	16.1	9	7.1	-0.2	-4.2
2018	-1.9	-4.7	0.2	7.6	10.7	14.2	15.8	15.9	12.7	8	2.7	-2.1
2019	-3.9	0.2	2.4	5.3	6.7							

Precipitazione mensile cumulata (FORNI)	GEN	FEB	MAR	APR	MAG	GIU	LUG	AGO	SET	OTT	NOV	DIC
2004							132	168	69	218	136	115
2005	4	19	14	116	117	99	159	176	179	316	61	65
2006	19	64	58	148	117	52	150	216	171	57	16	126
2007	94	32	160	16	142	109	113	174	123	36	104	4
2008	158	42	76	128	228	161	204	140	70	238	266	361
2009	156	157	234	231	81	159	138	93	197	64	198	164
2010	78	111	79	36	181	139	104	222	176	218	317	225
2011	32	81	135	35	138	211	182	75	138	165	97	35
2012	23	36	24	160	110	122	281	114	248	215	359	37
2013	115	102	186	99	284	125	87	140	60	144	232	180
2014	293	408	126	94	72	136	268	179	61	78	424	89
2015	46	41	112	53	197	149	112	124	160	162	10	0
2016	49	273	149	91	138	132	136	135	74	110	115	0
2017	4	95	30	121	64	103	110	51	172	23	127	168
2018	98	50	121	106	226	74	131	118	65	480	91	10
2019	21	115	32	331	223							

Media mensile delle temperature medie giornaliere (FORNI)	GEN	FEB	MAR	APR	MAG	GIU	LUG	AGO	SET	OTT	NOV	DIC
2004							16.4	16.8	13.1	9.9	3.5	0.8
2005	-2	-3	2.4	6	12	15.3	16.5	14.6	12.7	8.1	2.6	-2.8
2006	-2.3	-1.2	0.8	6.7	10.8	15.4	19.1	13.3	14.3	10.1	3.8	1.1
2007	0.8	2.3	3.9	10.8	12.3	15.1	17.5	16.1	12.1	8.8	3.1	1.1
2008	1.6	2.3	2.9	7.4	13.1	16.2	17.4	17.6	12.1	10.1	3.8	0.1
2009	-0.7	-0.5	3.2	8.3	14.8	15.4	18.2	19.1	14.8	9.1	4.1	-0.6
2010	-2.5	-0.2	3.1	8.8	11.5	16.4	19.4	16.8	12.7	7.5	4.1	-1.9
2011	-0.4	2.6	4.3	10.9	13.4	15.5	16.2	18.6	16.4	8.7	5.3	1.3
2012	-0.8	-1.7	8.2	7.1	13.1	17.1	18.1	18.8	14.1	9.4	5.3	-0.5
2013	0.4	-1.2	2.5	8.6	10.2	15.5	19.4	18.4	14.1	10.2	4.5	2.7
2014	1.5	1.9	6.1	9.4	11.8	16.1	16.8	15.8	13.9	11.5	7.5	2.1
2015	0.9	1.2	4.5	8.7	12.8	16.7	20.3	18.8	12.8	9.1	6.1	3.4
2016	0.3	1.8	3.7	8.8	11.5	15.7	18.8	17.4	15.7	8.5	4.3	2.3
2017	-2.8	2.1	7.2	8.4	12.9	17.8	18.2	18.9	11.5	10.3	2.8	-0.9
2018	1.1	-1.8	2.4	11.1	13.1	16.8	18.4	18.7	15.3	10.7	5.6	1.2
2019	-1.2	3.9	5.6	7.9	9.2							

Allegato C



**Carta delle doline
scala 1:10000**

Allegato D

Nome P1_Rin della Pissa									
Data_ora 15/05/2019_17.00									
Settore	Progressiva_m	Distanza_m	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m/s	Vmedia_m/s	Vsettore_m/s	Qsettore_m3/s
	0	0	0.05				0.15		
1	0.2	0.2	0.13	0.018			0.3	0.225	0.00405
2	0.4	0.2	0.11	0.024			0.1	0.2	0.0048
3	0.7	0.3	0.05	0.024			0.05	0.075	0.0018
									0.01065
									Qtot_L/s 10.65
Nome P1_Rin della Pissa									
Data_ora 23/07/2019_9.30									
Settore	Progressiva_m	Distanza_m	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m/s	Vmedia_m/s	Vsettore_m/s	Qsettore_m3/s
	0	0	0.02				0.05		
1	0.25	0.25	0.05	0.0088			0.1	0.075	0.00065625
2	0.6	0.35	0.05	0.0175			0.4	0.25	0.004375
3	0.7	0.1	0.02	0.0035			0.2	0.3	0.00105
									0.00608125
T(°C) aria	19.6								
T(°C) acqu	14.7								
Conducib.	618 µS								
									Qtot_L/s 6.08
Nome P1_Rin della Pissa									
Data_ora 03/10/2019_17.00									
Settore	Progressiva_m	Distanza_m	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m/s	Vmedia_m/s	Vsettore_m/s	Qsettore_m3/s
	0	0	0.01				0.1		
1	0.2	0.2	0.04	0.005			0.2	0.15	0.00075
2	0.4	0.2	0.02	0.006			0.1	0.15	0.0009
									0.00165
T(°C) aria	11								
T(°C) acqu	8.9								
Conducib.	535 µS								
									Qtot_L/s 1.65
Nome P2_Rio Borbe (campo scout)									
Data_ora 15/05/2019_17.30									
Settore	Progressiva_m	Distanza_m	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m/s	Vmedia_m/s	Vsettore_m/s	Qsettore_m3/s
	0	0	0.05				0.15		
1	0.2	0.2	0.16	0.021	0.2	0.4	0.3	0.225	0.00
2	0.4	0.2	0.13	0.029	0.2	0.6	0.4	0.35	0.01
3	0.6	0.2	0.16	0.029	0.2	0.3	0.25	0.325	0.01
4	0.8	0.2	0.05	0.021			0.125	0.1875	0.00
									0.03
									Qtot_L/s 28.24
Nome P2_Rio Borbe (campo scout)									
Data_ora 23/07/2019_10.00									
Settore	Progressiva_m	Distanza_m	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m/s	Vmedia_m/s	Vsettore_m/s	Qsettore_m3/s
	0	0	0.02				0.1		
1	0.15	0.15	0.07	0.0068	0	0	0.2	0.15	0.00
2	0.3	0.15	0.07	0.0105	0	0	0.1	0.15	0.00
T(°C) aria	19.7								0.00
T(°C) acq	10.5								
Conducit	543 µS								
									Qtot_L/s 2.59
Nome P2_Rio Borbe (campo scout)									
Data_ora 03/10/2019_18.00									
Settore	Progressiva_m	Distanza_m	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m/s	Vmedia_m/s	Vsettore_m/s	Qsettore_m3/s
	0	0	0.005				0.05		
1	0.4	0.4	0.08	0.017	0	0	0.1	0.075	0.00
2	0.6	0.2	0.01	0.009	0	0	0.05	0.075	0.00
T(°C) aria	10.2								0.00
T(°C) acq	9.3								
Conducit	510 µS								
									Qtot_L/s 1.95

Nome	P3_Torrente Stabie								
Data_ora	16/05/2019_10.30								
Settore	Progressiva_m	Distanza_m	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m/s	Vmedia_m/s	Vsettore_m/s	Qsettore_m3/s
	0	0	0.05				0.25		
1	0.5	0.5	0.13	0.045	0	0	0.5	0.375	0.02
2	0.9	0.4	0.23	0.072	1	1.4	1.2	0.85	0.06
3	1.2	0.3	0.1	0.0495	0	0	0.7	0.95	0.05
4	1.5	0.3	0.05	0.0225			0.35	0.525	0.01
									0.14
								Qtot_L/s	136.91
Data_ora	22/07/2019_12.00								
Settore	Progressiva_m	Distanza_m	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m/s	Vmedia_m/s	Vsettore_m/s	Qsettore_m3/s
	0	0	0.02				0.15		
1	0.3	0.3	0.08	0.015	0	0	0.3	0.225	0.00
2	0.6	0.3	0.11	0.0285	0.7	0.9	0.8	0.55	0.02
3	0.8	0.2	0.08	0.019	0	0	0.2	0.5	0.01
4	1	0.2	0.02	0.01			0.1	0.15	0.00
T(C) aria	29.6								0.03
T(C) acqua	12.4							Qtot_L/s	30.05
Conducib.	1850 µS								
Data_ora	03/10/2019_12.30								
Settore	Progressiva_m	Distanza_m	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m/s	Vmedia_m/s	Vsettore_m/s	Qsettore_m3/s
	0	0	0.13				0.2		
1	0.15	0.15	0.13	0.0195			0.4	0.3	0.01
2	0.25	0.1	0.15	0.014	0.3	0.5	0.4	0.4	0.01
3	0.45	0.2	0.12	0.027	0	0	0.2	0.3	0.01
4	0.85	0.4	0.02	0.028			0.1	0.15	0.00
T(C) aria	14.8								0.02
T(C) acqua	9.2							Qtot_L/s	23.75
Conducib.	1660 µS								

Nome	P4_Bosco SS52			
Data_ora	16/05/2019_11.00			
V_L	T_s	Q_L/s		
6	2.6	2.31		
9	2.8	3.21		
8	3.7	2.16		
8	2.7	2.96		
8.5	2.5	3.40		
8	2.6	3.08		
			2.85 Qtot_L/s	
Data_ora	22/07/2019_16.00		T(C) aria	23.4
corso quasi effimero, rigagnolo molto debole			T(C) acqu	16.3
si raggiunge 1lt in circa 30 secondi			Conducib	2040 µS
V_L	T_s	Q_L/s		
1	30	0.03		
			0.03 Qtot_L/s	
Data_ora	04/10/2019_10.00		T(C) aria	6.3
V_L	T_s	Q_L/s	T(C) acqu	3.5
0.4	10	0.04	Conducib	990 µS
0.4	10	0.04		
0.5	10	0.05		
			0.04 Qtot_L/s	

Nome S5_Sorgente Captata "Acqua Fredda"									
Data_ora	16/05/2019_14.00								
Settore	Progressiva_m	Distanza_m	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m/s	Vmedia_m/s	Vsettore_m/s	Qsettore_m3/s
	0	0	0.05				0.05		
1	0.2	0.2	0.11	0.016			0.1	0.075	0.0012
2	0.4	0.2	0.05	0.016			0.05	0.075	0.0012
									0.0024
								Qtot_L/s	2.4

Nome S5_Sorgente Captata "Acqua Fredda"				
Data_ora	22/07/2019_17.00			
V_L	T_s	Q_L/s		
1.2	2	0.60		
1.6	2	0.80		
1.5	2	0.75		
		0.72	Qtot_L/s	

Nome S5_Sorgente Captata "Acqua Fredda"									
Data_ora	04/10/2019_11.00								
Settore	Progressiva_m	Distanza_m	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m/s	Vmedia_m/s	Vsettore_m/s	Qsettore_m3/s
	0	0	0.04				0.05		
1	0.15	0.15	0.05	0.0068			0.1	0.075	0.00050625
2	0.2	0.05	0.03	0.002			0.05	0.075	0.00015
									0.00065625
								Qtot_L/s	0.66
T(C) aria	7.1								
T(C) acq	4.4								
Conducit	172 µS								

Nome S6_Sorgente Tagliamento (lato T.Torre)			
Data_ora	22/07/2019_15.00		
V_L	T_s	Q_L/s	
2.5	2	1.25	
3	2.1	1.43	
3	2	1.50	
3.25	2	1.63	
		1.45	Qtot_L/s
T(C) aria	25.8		
T(C) acqua	13.7		
Conducib.	210 µS		

Nome S6_Sorgente Tagliamento (lato T.Torre)										
Data_ora	03/10/2019_15.30									
Settore	Progress	Distanza_r	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m	Vmedia_	Vsettore_	Qsettore_m3/s	
	0	0	0.03				0.1			
1	0.25	0.25	0.12	0.01875		0	0	0.2	0.15	0.00
2	0.8	0.55	0.02	0.0385		0	0	0.1	0.15	0.01
										0.01
								Qtot_L/s	8.59	
T(C) aria	9.7									
T(C) acqua	7.5									
Conducib.	186 µS									

Nome P7_Torrente la Torre									
Data_ora	22/07/2019_14.30								
Settore	Progressiva_m	Distanza_m	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m/s	Vmedia_m/s	Vsettore_m/s	Qsettore_m3/s
	0	0	0.05				0.05		
1	0.3	0.3	0.13	0.027	0	0	0.1	0.075	0.00
2	0.5	0.2	0.11	0.024	0.5	0.5	0.5	0.3	0.01
3	0.8	0.3	0.11	0.033	0	0	0.6	0.55	0.02
4	1.1	0.3	0.05	0.024			0.3	0.45	0.01
									0.04
T(C) aria	30.9							Qtot_L/s	38.18
T(C) acq	15.7								
Conducit	183 μ S								
Nome P7_Torrente la Torre									
Data_ora	03/10/2019_15.00								
Settore	Progressiva_m	Distanza_m	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m/s	Vmedia_m/s	Vsettore_m/s	Qsettore_m3/s
	0	0	0.02				0.25		
1	0.5	0.5	0.1	0.03	0	0	0.5	0.375	0.01
2	0.9	0.4	0.09	0.038	0	0	0.6	0.55	0.02
3	1.25	0.35	0.05	0.0245			0.3	0.45	0.01
									0.04
T(C) aria	11.5							Qtot_L/s	43.18
T(C) acq	7.8								
Conducit	155 μ S								

Nome S8_Sorgente Tagliamento (ufficiale CTR)			
Data_ora	22/07/2019_15.30		
V_L	T_s	Q_L/s	
1	10	0.10	
1.1	10	0.11	
1.2	10	0.12	
1.2	10	0.12	
1.1	10	0.11	
		0.11 Qtot_L/s	
T(C) aria	27.7		
T(C) acq	12.1		
Conducit	1115 μ S		
Data_ora	03/10/2019_16.00		
V_L	T_s	Q_L/s	
4.1	10	0.41	
4.2	10	0.42	
4.9	10	0.49	
4.6	10	0.46	
		0.45 Qtot_L/s	
T(C) aria	9.3		
T(C) acq	9.6		
Conducit	875 μ S		

Nome	P9_Affluente dello Stabie (Navilagn)				
NAVILAGN					
Data_ora	22/07/2019_12.45				
	T_s	Q_L/s			
	11	1	11.00		
	10.5	1	10.50		
	12	1.2	10.00	10.50	Qtot_L/s
T(C) aria	25.3				
T(C) acqua	11.3				
Conducib.	2050 µS				

Nome	P9_Affluente dello Stabie (Navilagn)										
NAVILAGN											
Data_ora	03/10/2019_12.00										
Settore	Progressi	Distanza	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m/s	Vmedia_m/s	Vsettore_m/s	Qsettore_m3/s		
	0	0	0.02				0.25				
1	0.15	0.15	0.07	0.00675			0.5	0.375	0.0025		
2	0.25	0.1	0.02	0.0045			0.25	0.375	0.0017		
T(C) aria	9.5										
T(C) acqua	7.4									0.00422	
Conducib.	1915 µS									Qtot_L/s	4.22

Nome	P10_Stabie a monte confluenza col Navilagn										
Data_ora	22/07/2019_12.45										
Settore	Progre:	Distanza	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m/s	Vmedia_m/s	Vsettore_m/s	Qsettore_m3/s		
STABIE	0	0	0.02				0.175				
1	0.2	0.2	0.13	0.015	0.3	0.4	0.35	0.2625	0.00		
2	0.5	0.3	0.1	0.0345	0.3	0.3	0.3	0.325	0.01		
3	0.8	0.3	0.02	0.018	0	0	0.15	0.225	0.00		
T(C) aria	25.3										
T(C) acqua	12.1									0.02	
Conducib.	715 µS									Qtot_L/s	19.20

Nome	P10_Stabie a monte confluenza col Navilagn										
Data_ora	03/10/2019_11.30										
Settore	Progre:	Distanza	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m/s	Vmedia_m/s	Vsettore_m/s	Qsettore_m3/s		
STABIE	0	0	0.02				0.15				
1	0.2	0.2	0.09	0.011			0.3	0.225	0.002		
2	0.4	0.2	0.12	0.021			0.1	0.2	0.004		
3	0.6	0.2	0.11	0.023			0.2	0.15	0.003		
4	0.9	0.3	0.02	0.0195			0.1	0.15	0.003		
T(C) aria	14.1										
T(C) acqua	7.3									0.013	
Conducib.	465 µS									Qtot_L/s	13.05

Nome	P11_Stabie+Torre --> Tagliamento										
Data_ora	03/10/2019_14.00										
Settore	Progressiva_m	Distanza_m	Profondità_m	Area_m2	Vfondo_m/s	Vpelo_m/s	Vmedia_m/s	Vsettore_m/s	Qsettore_m3/s		
	0	0	0.05				0.25				
1	0.3	0.3	0.13	0.027	0	0	0.5	0.375	0.01		
2	0.9	0.6	0.16	0.087	0	0	0.5	0.5	0.04		
3	1.1	0.2	0.11	0.027	0	0	0.3	0.4	0.01		
										0.06	
T(C) aria	11.1									Qtot_L/s	64.43
T(C) acqu	8.5										
Conducib.	870 µS										