

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Tesi di Laurea Magistrale

Analisi idrogeologica dell'area carsica dei
Monti Alburni (Salerno, Campania)

Candidato:

Claudio Pastore

Relatore:

Prof. Jo De Waele

Correlatori:

Prof. Bartolomeo Vigna

Dott. Adriano Fiorucci

Sessione Marzo 2016
Anno Accademico 2014-2015

*Ai miei genitori e a mio fratello,
instancabili sostenitori
di ogni mio momento
trascorso al buio
delle grotte.*

INDICE

RIASSUNTO	1
CAPITOLO 1: INTRODUZIONE	2
CAPITOLO 2: INQUADRAMENTI	3
2.1. Inquadramento geografico	3
2.2. Inquadramento geologico	4
2.3. Inquadramento geomorfologico	7
2.4. Inquadramento idrogeologico	10
2.5. Inquadramento geochimico	33
2.6. Bilancio idrogeologico	34
CAPITOLO 3: MATERIALI E METODI	35
3.1. Punti di monitoraggio in continuo con sonda multiparametrica	35
3.2. Tipologia di sonda multiparametrica	36
3.3. Prova di portata con metodo della diluizione salina	37
3.4. Monitoraggio idrochimico	38
3.5. Strumenti e metodi di campionamento e di analisi	40
3.6. Metodi di elaborazione della carta idrogeologica	41
CAPITOLO 4: RISULTATI	42
4.1. Prova di portata	42
4.1.1. Esecuzione della prova	42
4.1.2. Presentazione dei dati	42
4.2. Idrodinamica della sorgenti monitorate (Monitoraggio in continuo).....	45
4.2.1. Presentazione dei dati	45
4.2.2. Discussione sui dati rilevati in continuo	50
4.3. Geochimica delle acque	55
4.3.1. Caratterizzazione delle sorgenti principali	56
4.3.2. Caratterizzazione delle sorgenti minori	67
4.3.3. Caratterizzazione delle grotte	69
4.3.4. Dati di campagna e indici di saturazione IS.....	72
CAPITOLO 5: PROPOSTA DI UNA NUOVA CARTA IDROGEOLOGICA	76

CAPITOLO 6: CONCLUSIONI.....	78
CAPITOLO 7: BIBLIOGRAFIA	82
APPENDICE I	87
1.a Risultati delle nanalisi chimiche delle acque	87
1.b Diagrammi di Schoeller.....	94
1.c Diagrammi classificativi delle terre rare	100
APPENDICE II	Carta idrogeologica
APPENDICE III	Profilo schematico
RINGRAZIAMENTI	103

RIASSUNTO

Il Massiccio degli Alburni è un'importante area carsica dell'Italia meridionale che ospita circa 250 grotte. Di queste la maggior parte si trovano sull'altopiano, a quote comprese tra i 1500 m s.l.m. e i 700 m s.l.m, e solo alcune permettono di raggiungere i torrenti sotterranei che alimentano la falda profonda e le sorgenti che si trovano attorno al Massiccio. Le sorgenti principali che sono ospitate sono la Grotta di Pertosa-Auletta (CP1) sul versante nord-occidentale e posta a circa 280 m s.l.m., la sorgente dell'Auso (CP31) anch'essa a 280 m s.l.m. ma sul versante sud-occidentale, il sistema sorgivo di Castelcivita-Ausino (CP19) e quello del Mulino di Castelcivita (CP865) disposti nella zona pedemontana nord-occidentale entrambe attorno ai 60 m s.l.m e poco distanti tra loro. Sono presenti anche altre sorgenti minori. In questo lavoro si è monitorato tramite l'utilizzo di una sonda multiparametrica la sorgente della Grotta di Pertosa-Auletta, che ha registrato in continuo dati sui livelli idrici, sulla conducibilità e temperatura dell'acqua. Al fine di avere altre informazioni sul comportamento idrodinamico della sorgente è stato affiancato un lavoro di monitoraggio chimico dell'acqua per campionamento. I campioni, prelevati tra Agosto 2014 e Dicembre 2015, sono stati presi, non solo da Pertosa ma anche da tutte le sorgenti principali, da alcune secondarie e da alcune grotte. Si è quindi potuto chiarire meglio il comportamento della sorgente di Pertosa, alimentata quasi esclusivamente da condotti a pieno carico che poco risentono dell'influenza delle precipitazioni che avvengono durante l'anno idrogeologico. Tramite il monitoraggio idrochimico si è definito anche il carattere delle acque alle varie sorgenti. Di fatti Pertosa evidenzia acque dai rapporti caratteristici Mg/Ca peculiari e un arricchimento in Mg^{2+} , come dimostrato anche dagli indici di saturazione nei confronti della dolomite che indicano sempre una certa saturazione. Le altre sorgenti mostrano tutte caratteristiche peculiari dal punto di vista chimico. In particolare si evidenzia il grande equilibrio tra i componenti disciolti nelle acque del Mulino contrapposto alla variabilità di Castelcivita e dell'Auso. Per quest'ultima sorgente viene confermato il comportamento mutevole in fatto di portata e chimismo, ed alimentata da condotti vadosi nei periodi con precipitazioni e da condotti a pieno carico nei periodi di secca. Come ulteriore metodo di indagine sono state analizzate anche le concentrazioni dei Lantanidi. Sulla base di quanto studiato viene quindi riproposta una carta idrogeologica aggiornata dell'area che definisce con maggiore dettaglio i complessi idrogeologici sulla base delle litologie, e quindi del chimismo.

CAPITOLO 1: INTRODUZIONE

Gli Alburni sono un massiccio carbonatico facente parte dell'Appennino Meridionale che si erge in Campania. Questa dorsale ospita circa 250 grotte, la maggior parte delle quali sono inghiottitoi presenti sull'Altopiano a quote variabili tra i 1500 m s.l.m. e i 700 m s.l.m.. Alcuni di questi inghiottitoi sono ormai fossili, altri invece sono tutt'ora molto attivi e generalmente hanno andamento subverticale e terminano su laghi-sifone e/o tratti sifonanti, talvolta superati dalle esplorazioni speleologiche. Alcune cavità attive permettono di raggiungere fiumi sotterranei, i quali alimentano la falda e quindi le sorgenti presenti sul Massiccio. Le sorgenti principali sono la Grotta di Pertosa-Auletta (CP1) sul versante nord-occidentale e posta a circa 280 m s.l.m., la sorgente dell'Auso (CP31) anch'essa a 280 m s.l.m. ma sul versante sud-occidentale, il sistema sorgivo di Castelcivita-Ausino (CP19) e quello del Mulino di Castelcivita (CP865) disposti nella zona pedemontana nord-occidentale entrambe attorno ai 60 m s.l.m e poco distanti tra loro. Sono presenti anche altre sorgenti minori. Le conoscenze pregresse sono dovute molto spesso a lavori speleologici svoltisi in quest'area dagli anni '60 del secolo scorso fino ad oggi, ma molti sono anche gli studi idrogeologici e geologici ivi effettuati (Celico et al., 1994; Bellucci et al., 1995; Santo, 1994; Santangelo & Santo, 1995,1997). Tra la fine degli anni '80 e gli anni '90 sono state effettuate prove di colorazione che hanno permesso di accertare il collegamento tra il collettore sotterraneo del sistema Fumo-Vento (CP94), inghiottitoio attivo dell'area del Sicchitiello, quello dell'Inghiottitoio III dei Piani di S. Maria (CP472) e la sorgente dell'Auso (Bellucci et al., 1988, 1995). È stata condotta un'indagine idrogeologica da Santo (1994) sull'area delle sorgenti di Castelcivita, e da Bolognini et al. (1994) sulle sorgenti del Basso Tanagro, che si trovano sul margine nord-orientale a 60 m s.l.m.. Entrambi questi lavori hanno dato importanti informazioni su portate e alimentazione per le rispettive sorgenti.

Lo scopo di questo lavoro è quello di portare nuove informazioni ai caratteri idrodinamici e idrochimici delle sorgenti, al fine di poter definire una carta idrogeologica dell'area aggiornata sulla base dei dati qui raccolti, e presentare una schema semplificato del tipo di alimentazione delle sorgenti monitorate.

Il lavoro si è svolto tra Agosto 2014 e Dicembre 2015, ed è stato basato su rilevamento in continuo alla sorgente di Pertosa-Auletta tramite l'utilizzo di una sonda multiparametrica, a cui sono stati affiancati campionamenti delle acque alle varie sorgenti e in alcune grotte, tra cui quelle prima citate. Inizialmente il progetto di lavoro ha previsto l'installazione di tre sonde multiparametriche, all'Auso e al Mulino oltre che a Pertosa, ma non molto dopo la loro installazione due diverse piene, una al Mulino e l'altra all'Auso, ne hanno causato la rottura. Non si è così potuto avere un raffronto tra le varie sorgenti, da questo punto di vista. Ci si è concentrati così sul chimismo delle acque e dei rapporti tra gli elementi disciolti, tra cui i Lantanidi.

Il lavoro si è svolto in collaborazione con il Politecnico di Torino (Dipartimento di Ingegneria dell'Ambiente, del Territorio e delle Infrastrutture), nelle persone del Prof. Bartolomeo Vigna, Dott. Adriano Fiorucci e Dott. Fabrizio Bianco, che hanno permesso di effettuare le analisi delle acque presso il loro laboratorio ed affiancato lo scrivente durante la stesura del testo.

CAPITOLO 2: INQUADRAMENTI



Figura 1 - I monti Alburni visti da Petina (immagine da Comunità Montana Alburni).

2.1. Inquadramento geografico

I monti Alburni sono un massiccio carbonatico che si erge nel Parco Nazionale del Cilento, Vallo di Diano e Alburni, in Campania (Figura 1). I suoi limiti sono ben definiti, delineati a est dal Vallo di Diano, a nord-est dalla valle del fiume Tanagro, a sud-ovest è bordato invece dal fiume Calore Lucano mentre a nord-ovest dal fiume Sele (Figura 2).



Figura 2 - Inquadramento geografico.

Il massiccio si presenta come un piastrone carbonatico stratificato ed allungato per 40 km da nord-ovest a sud-est ed immergente verso sud-ovest, mantenendo una ripida scarpata sul bordo nord-occidentale e degradando verso sud-ovest alternando ripiani a gradoni morfologici.

Il monte Panormo o Alburno, da cui il nome del massiccio, è la vetta più alta che domina sul margine nord-occidentale, raggiungendo i 1742m s.l.m., ed è fiancheggiato dalle cime della

Nuda (1704m s.l.m.), dell'Urto (1661 m s.l.m.), degli Scanni (1510 m s.l.m.) e dal Figliolo (1337 m s.l.m.).

La dorsale è solcata da due profonde incisioni, la prima è il Vallone Lontrano (in azzurro in Figura 3) che taglia trasversalmente il massiccio da San Rufo fino a Pertosa, passando per l'altopiano e la piana dei Campitelli. La seconda incisione va dal comune di Petina fino allo sperone dello Scorzo, nei pressi di Postiglione, e separa gli Alburni dalla dorsale del Monte Forloso.

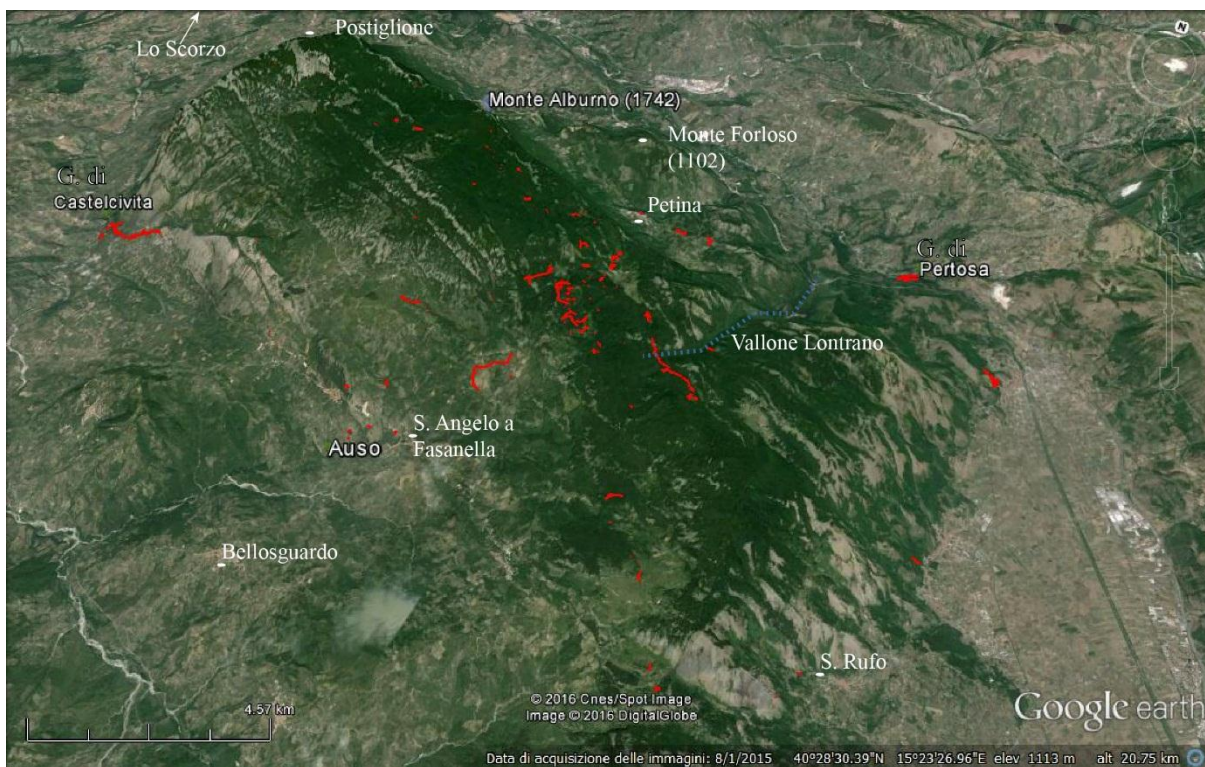


Figura 3 - Visione generale del Massiccio degli Alburni. In rosso sono riportate le planimetrie delle grotte. In azzurro il Vallone Lontrano. Il monte Lo Scorzo è appena fuori la figura dove indicato dalla freccia.

2.2. Inquadramento geologico

L'evoluzione geologica dei Monti Alburni è strettamente legata alle fasi geologiche che hanno interessato la formazione ed avanzamento dell'Appennino Meridionale. Il complesso carbonatico degli Alburni è stato legato al dominio paleogeografico della Piattaforma Campano-Lucana, e dal punto di vista tettonico afferisce all' Unità Stratigrafico Strutturale Alburno-Cervati (Sartoni & Crescenti, 1962). La successione è composta da un impilamento di calcari Mesozoici su cui poggiano in sequenza stratigrafica unità carbonatico-terrigene terziarie di più modesto spessore che fanno localmente passaggio a depositi in facies di *flysch* (D'Argenio, 1974; Russo et al., 2005).

In Figura 4 viene riportato lo schema geologico dell'area degli Alburni. Il blocco carbonatico è delimitato da lineamenti quaternari (Pescatore et al., 1972) pressoché rettilinei e che bordano

il massiccio. Quella nord-orientale che va da Postiglione fino a Petina ha una direzione di N120° a carattere distensivo, mentre per quella del margine sud-orientale è stato accertato il carattere trascorrente (Cafaro, 2015). L'intera struttura carbonatica è penetrata da numerosi lineamenti tettonici con andamenti prevalenti di N30°, N70° e N120°, ma da Sant'Angelo & Santo (1997) viene evidenziato un trend ipogeo profondo (più antico) impostato sul N90. Le strutture tettoniche hanno interagito portando alla formazione di bacini estensionali, al cui interno vengono preservati dall'erosione i depositi impermeabili *flyschoidi* Miocenici, ed al contatto tra questi e i calcari si evidenzia spesso la presenza di inghiottitoi. Inoltre l'interazione tra processi tettonici e geomorfologici permettedi giustificare un così elevata concentrazione di cavità (circa 250 oggi conosciute).

Le fasi compressive mio-plioceniche dell'Appennino hanno interessato anche l'Unità in questione portando alla formazione di blande pieghe. A grande scala si ritiene che la dorsale degli Alburni sia il fianco settentrionale di una grande sinforme che è geologicamente legata con i calcari del M.te Chianello-M.te Soprano, ubicati più a Sud. L'asse di tale piega coincide grossomodo con il corso del fiume Calore Lucano, ove i calcari sono ribassati centinaia di metri e ricoperti da potenti successioni in facies di *flysch* (Santo, 1995, 2008; Russo, 2005). Pertanto il massiccio risulta immergente verso sud-ovest e si presenta con rapporti perimetrali più bruschi sugli altri versanti. In particolare lungo il bordo orientale i calcari mesozoici passano, in modo non del tutto chiaro, all'Unità dei Monti della Maddalena che si differenziano dagli Alburni per le loro facies tipiche di bordo di piattaforma. Nel grande graben risultante dal contatto tettonico si imposta il Vallo di Diano. Il bordo occidentale ha anch'esso subito complessi movimenti tettonici che hanno comportato il contatto sempre tra i calcari Mesozoici e i terreni *flyschoidi*, probabilmente riferibili all'Unità Sicilide. In ultima analisi vi è la grande faglia a movimento prevalentemente verticale della Valle del Tanagro che cinge il massiccio lungo il suo bordo occidentale (Russo et al., 2005) (Figura 4).

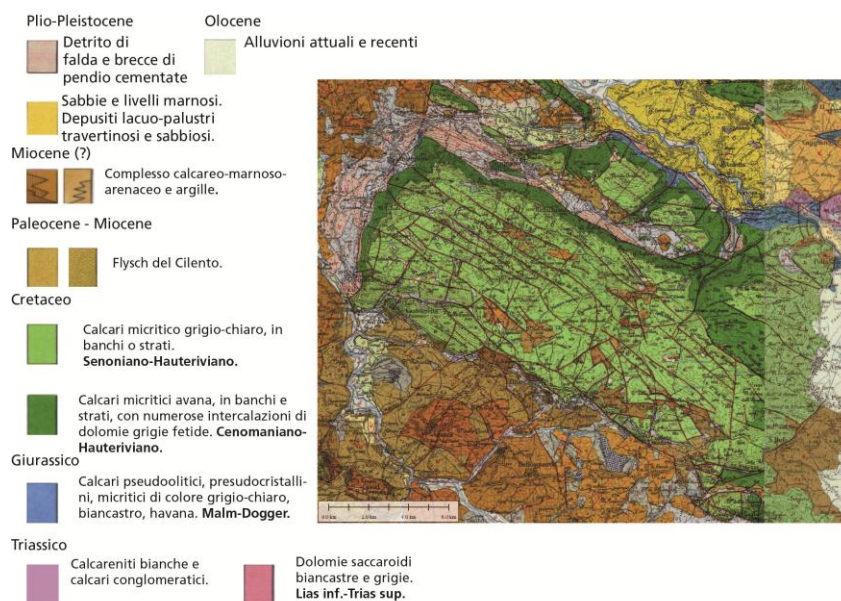


Figura 4 – Stralcio della carta geologica ISPRA foglio 198-Eboli e parte del 199-Potenza. Legenda semplificata.

La sintesi della sequenza stratigrafica può essere riassunta nelle seguenti facies, come descritto in Bellucci et al. (1995) e Russo et al. (2005) (Figura 4):

- **Calcari e calcari-dolomitici (Giurassico medio - Cretaceo superiore):** questa sequenza stratigrafica ha una potenza di almeno 1500 m (Sartoni & Crescenti, 1962) e rappresentano l'ossatura della dorsale. Tali calcari sono costituiti da calcari dolomitici e pseudo-oolitici (di età giurassica e affioranti sul bordo settentrionale) e da calcari cretaci. Si ha quindi una regolare alternanza nella stratificazione con tipiche facies di retroscogliera.
- **Calcari terziari (Paleocene – Eocene):** si rinvengono in continuità sedimentaria ai precedenti. Sono state riconosciute alcune decine di metri di calcari a Spioline, conosciute in letteratura come Formazione di Trentinara (Selli, 1962). Questi sono calcilutiti, calcareniti e talvolta conglomerati calcarei spesso intervallati a livelli marnosi. In continuità di sedimentazione poggiano lembi di calcareniti e calcilutiti ed argillosi di vario colore del Paleocene affioranti a sud di Castelcivita. In limitate aree centrali dell'altopiano, in particolare in località Le Brece (Bravi & Schiattarella, 1988), sono state identificate delle placche di calcari ittiolitici eocenici. Mentre nei dintorni di Ottati sono presenti modesti affioramenti di calcari a Nummuliti (Eocene).
- **Argille Rosse residuali (Oligocene?):** Descritte da Boni (1974) in altri punti dell'Appennino, sono stati rinvenuti sugli Alburni in piccole depressioni. L'affioramento più esteso (10 m) è stato riconosciuto nella valle del Parchitiello, dove questi poggiano sui calcari Nummulitici (Bellucci et al., 1995).
- **Depositi in facies di flysch (Miocene):** Infine, a chiusura della serie, vi sono alternanze di coperture terrigene composte da argille, siltiti, marne e arenarie, definite in letteratura come *flysch* d'età medio-tardo miocenica (Santo, 1995). La loro potenza è variabile dal metro a qualche decina di metri e oggi sono rinvenibili soprattutto al fondo dei bassi morfologici, comunque generalmente associate come depositi relitti in depressioni.
- **Terreni di ambiente continentale (Quaternario):** Si rinvengono diffusamente lungo i margini del massiccio, talora con notevoli spessori. Tra questi depositi si riconoscono i Conglomerati di Auletta (Plio-Pleistocene) rinvenibili lungo la valle del Tanagro e a contatto con la faglia settentrionale degli Alburni (Ascione et al., 1992 a,b). Lungo il bordo nord-orientale sono anche presenti i depositi fluvio-lacustri del Vallo di Diano, testimoni della presenza di un antico lago pleistocenico (Santangelo, 1990). Ancora i versanti settentrionali sono ricoperti da modesti spessori di detrito e colluvioni recenti, che poggiano direttamente su "brece antiche" (Pleistocene inferiore-medio). Queste ultime, invece, hanno spessori di una decina di metri e ricoprono il versante. Esse sono fortemente cementate e risultano intensamente carsificate.

Gli Alburni sono quindi stati per lungo tempo sepolti da importanti accumuli argilloso-arenaceo-torbiditici in facies di *flysch* e sono rimasti preservati dal *weathering*, a differenza di altri massicci carbonatici campani, che hanno subito diverse fasi di carsificazione rimanendo esposti all'azione esogena per un tempo maggiore (Figura 5). Pertanto gli Alburni sono stati interessati dall'azione erosiva solo in tempi geologicamente più recenti quando il pacco di sedimenti che lo ricopriva è stato asportato (Santangelo & Santo, 1991; Santo, 2008). A testimonianza del fatto che si potrebbe aver avuto una sola fase carsica, probabilmente recente, vi è la questione che, ad eccezione del sistema di Castelcivita, non sono mai stati esplorati condotti carsici fossili, ma solo condotti attivi e con andamenti estremamente verticali.

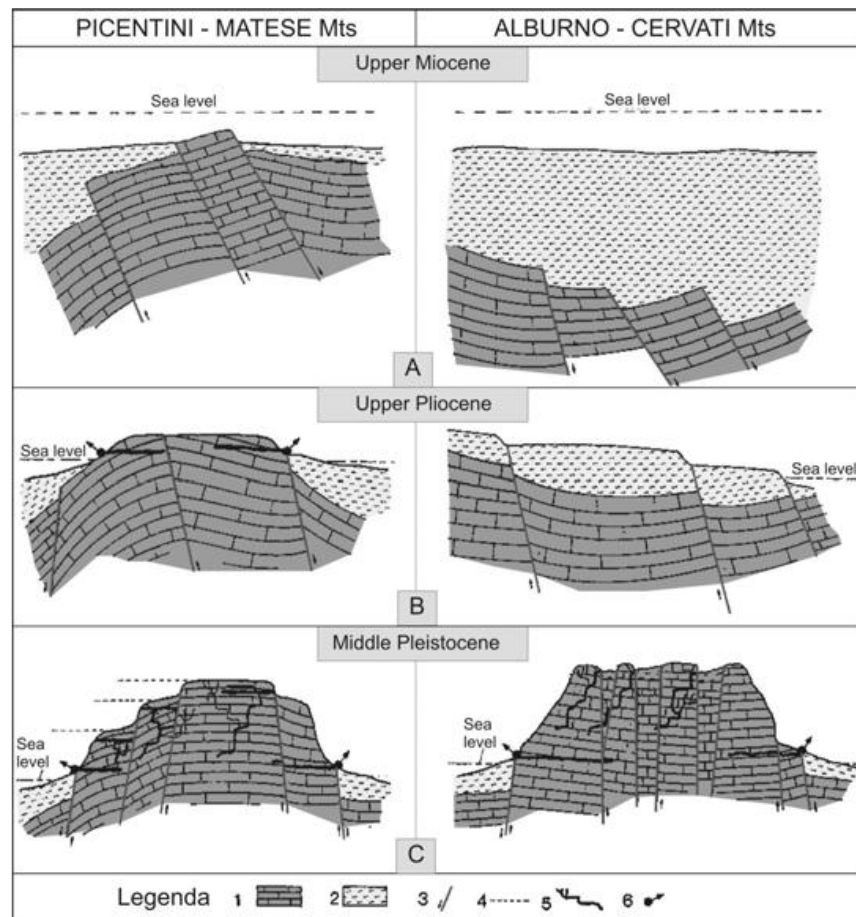


Figura 5 - Schema dell'evoluzione geologica-geomorfologica e della carsificazione dei Monti Alburni, Monti Picentini e del Matese. Si può notare la presenza di un notevole spessore di sedimenti terrigeni che hanno ricoperto per lungo tempo i calcari dell'Alburno. Legenda: 1) calcari mesozoici; 2) flysch; 3) faglie; 4) paleosuperfici; 5) sistemi carsici; 6) sorgenti principali (da SANTANGELO & SANTO, 1991).

2.3. Inquadramento geomorfologico

L'area carsica degli Alburni è sicuramente tra le più importanti del sud Italia. Si sviluppa su di una superficie di circa 280 km² con elevazioni comprese tra 1000 e 1700 m s.l.m. Il massiccio ospita oltre duecento (circa 250) ingressi di grotte e presenta diverse risorgenti a quote comprese tra i 250 e i 60 m s.l.m.

Come precedentemente detto il massiccio è bordato da grandi lineamenti che hanno portato al sollevamento in blocco di un grande tavolato carsico monoclinale su cui si esplica un intenso processo carsico. Altri complessi calcarei campani se paragonati al massiccio in questione risultano anch'essi monoclinali, ma dalle inclinazioni spesso accentuate, comportando il ruscellamento delle acque e rendendone difficile l'infiltrazione, di conseguenza le morfologie ipogee e le grotte sono meno sviluppate. Inoltre gli altri massicci sono stati dislocati in più porzioni a differenza della dorsale degli Alburni sollevata in blocco dalla tettonica quaternaria (Figura 5; Pescatore et al., 1972).

Gli Alburni presentano un carso a doline con scarsi deflussi superficiali, tranne che sui margini, e presentano tipici caratteri nivali, a seguito delle glaciazioni quaternarie che hanno dato la

fisionomia attuale al massiccio (Pescatore et al., 1972). Si possono riconoscere su di esso classiche morfologie carsiche tipo *karst* (Field, 2002), come ad esempio doline e valli cieche, ma anche forme da corrosione più a piccola scala come *karren*. Santangelo & Santo (1997) raccolgono nello sketch di Figura 6 le morfologie più comuni che si possono individuare dall’altopiano fino alle pendici del complesso montuoso, inclusi i vuoti carsici.

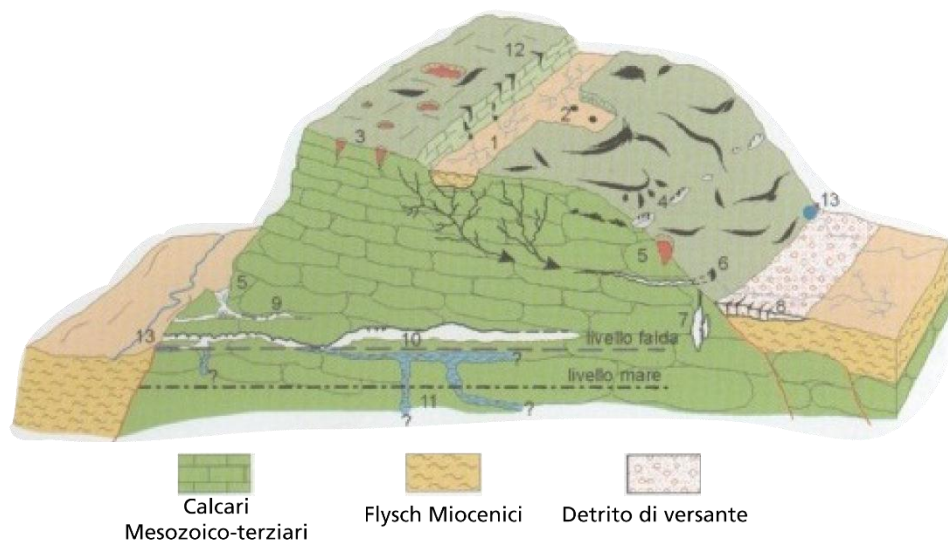


Figura 6 – Principali fenomenologie carsiche dei Monti Alburni (da Santangelo & Santo, 1991; modificato da Del Prete, 2004). 1) Inghiottoi attivi e fossili su pareti di faglia; 2) Inghiottoi attivi e fossili su valli; 3) Pozzi di dissoluzione superficiale; 4) Grotte di interstrato legate a intervalli conglomeratici; 5) Doline da crollo; 6) Risorgente pensile; 7) Pozzi da erosione inversa; 8) Cavità legate a fenomeni di lateral spread; 9) Condotti freatici sospesi fossili; 10) Condotti freatici legati all'attuale livello della falda; 11) Condotti carsici in falda, forse legati a diversi e più bassi livelli di base; 12) Pozzi verticali in frattura; 13) Sorgenti basali.

Le morfologie ipogee, come si può vedere, si sono evolute oltre che nei calcari Mesozoici anche nelle breccie cementate di versante cementate (numero 8 in Figura 6). Questo tipo di grotte viene chiamato “*lateral spread caves*” (Santangelo & Santo, 1997; Del Vecchio et al., 2013) e si impostano lungo le fratture generate dai movimenti traslativi del substrato.

Dalla stessa Figura 6 si possono individuare due categorie diverse di grotte:

- Le grotte freatiche (“*phreatic cave system*”, Santangelo & Santo, 1997), ossia quelle catalogate con i numeri 9, 10 e 11 sono grotte basali, dagli andamenti prevalentemente orizzontali spesso disposti su più livelli. Esse sono legate alle oscillazioni del livello di base e di conseguenza le morfologie più evidenti sono quelle da corrosione da parte dell’acqua. S’impostano sia su strutture tettoniche, quali faglie e fratture, sia lungo livelli di interstrato più facilmente erodibili. Appartengono a questa categoria le grotte del sistema Castelvita-Ausino (circa 6 km di sviluppo planimetrico) e la grotta di Pertosa-Auletta (circa 3 km di sviluppo planimetrico), entrambe grotte tipo risorgenti.
- I sistemi a inghiottitoio-risorgente (“*ponor-resurgence system*”, Santangelo & Santo, 1997). Gli inghiottitoi si aprono nella zona di altopiano del massiccio, all’interno di bacini chiusi, nelle valli o lungo scarpate di faglia, in ogni caso dove vi è il contatto tra le rocce carsificabili e rocce impermeabili, quali i *flysch* miocenici che caratterizzano l’area. Gli andamenti in profondità degli inghiottitoi è sostanzialmente un susseguirsi

di pozzi, meandri e canyons, spesso costellati da *scallops* quando non obliterati da concrezioni. Queste elencate sono tutte morfologie tipiche delle zone vadose e/o epifreatiche non sature.

L'evoluzione morfologica del massiccio è spiegata da Santangelo & Santo (1997) come il risultato del lavoro eseguito dal carsismo in concomitanza con l'evoluzione della tettonica. I primi *ponor* si sono aperti laddove lo smembramento a blocchi da parte della tettonica post Miocenica ha prodotto una struttura a *horst* che ha portato le rocce calcaree ad essere esposte agli agenti esogeni. Il sollevamento ha comportato la formazione di valli all'interno delle quali il *flysch* è rimasto protetto dall'erosione impermeabilizzandone il fondo, e di conseguenza esso ha permesso, e permette, all'acqua di ruscellare e di infiltrarsi quando intercetta calcari, formando tipiche valli cieche. È spesso possibile vedere lungo una stessa linea faglia, e appartenenti allo stesso bacino di alimentazione, due diversi livelli di inghiottitoi, uno "attivo" ed uno "fossile". Questa tipica disposizione dipende dal fatto che le acque di ruscellamento erodono il *flysch* causando un progressivo svuotamento delle valli e la conseguente migrazione dei punti d' infiltrazione a quote sempre più basse, se disposti lungo una scarpata di faglia, o in punti più arretrati se si aprono a fondo valle. In conseguenza a ciò il contatto permeabile-impermeabile si abbassa, lasciando sospesi gli inghiottitoi alla quota del paleo-limite (Figura 7) (Santangelo & Santo, 1995).

Ne sono un tipico esempio l'inghiottitoio attivo della grotta del Fumo (CP 94), recapito principale della valle del Sicchitiello, (Figura 9) e il suo ingresso alto quale è la grotta del Vento. Quest'ultimo assieme alla grotta di Fra' Gentile (CP 250) e di Madonna del Monte (CP 92), sono una serie di inghiottitoi fossili (tranne Madonna del Monte in cui confluisce ancora abbondante acqua in caso di discrete piogge) disposti a quote più elevate rispetto all'inghiottitoio attivo. Ancora un esempio sono l'Inghiottitoio I dei Varroncelli (CP 480), *ponor* attivo della omonima vallata, e l'inattiva Grava delle Ossa (CP 487) i cui rilievi sono riportati in Figura 8.

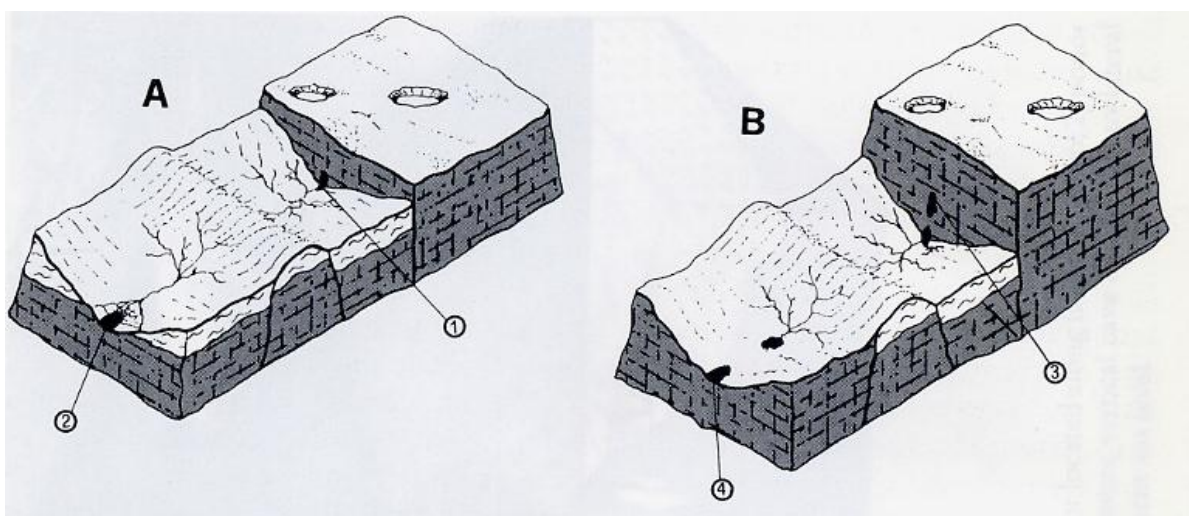


Figura 7 - Evoluzione geomorfologica dei bacini carsici dell'altopiano dell'Alburno. Differenti tipi di inghiottitoi legati all'erosione del *flysch*. A: inghiottitoi attivi lungo una scarpata di faglia (1) e sul fondo di una vallata (2). B: La progressiva erosione del *flysch* causa l'abbandono degli inghiottitoi lasciandoli inattivi in alto sulla scarpata di faglia (3) e in posizione arretrata sul fondo di una vallata (4) (da SANTANGELO & SANTO, 1997).

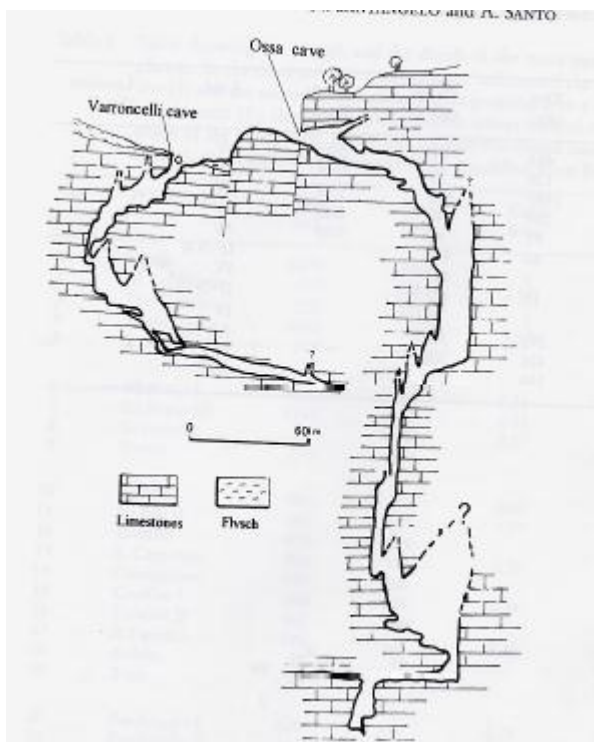


Figura 8 – L’Inghiottitoio I dei Varroncelli (1040 m s.l.m.) e Grava delle Ossa (1074 m s.l.m.), sono due grotte appartenenti alla stessa area carsica (area dei Varroncelli), ma risultano la prima attiva e la seconda fossile, per via dell’arretramento del punto di infiltrazione (da Santangelo & Santo, 1997).



Figura 9 - L’ingresso della Grava del Vento (a sinistra) che poi sfonda nel Fumo (ingresso a destra). Foto a sinistra di Orlando Lacarbonara, foto a destra archivio del GS Martinese, 2013.

2.4. Inquadramento idrogeologico

2.4.1. Struttura idrogeologica del massiccio dei Monti Alburni

Il massiccio carbonatico dei Monti Alburni può essere visto come una struttura idrogeologica autonoma (Celico, 1978) essendo costituita da una potente pila carbonatica bordata da grandi

faglie marginali, facendo ergere il massiccio a guisa di “mattone” a formare un altopiano. Lungo il suo bordo, a quote comprese tra i 70 i 200 m s.l.m. vi sono i diversi complessi sorgentizi. I più importanti di questi sono:

- Gruppo sorgentizio di Castelcivita ($1,8 \text{ m}^3/\text{s}$, Bellucci et al., 1995): comprende le grotte risorgive di Castelcivita (CP 2) e Ausino (CP 12), le polle sorgive in alveo lungo il fiume Calore e la sorgente del Mulino di Castelcivita (CP 865);
- Sorgente dell’Auso (CP 31): esso rappresenta il punto di emersione delle acque accumulate nella bacino di alimentazione corrispondente all’intera area centrale del massiccio (Bellucci et al., 1991, 1995)
- Gruppo sorgentizio di Pertosa (portata media $1,1 \text{ m}^3/\text{s}$; Bellucci et al., 1995): comprende l’omonima grotta (CP 1), la Polla Santa Domenica, e le scaturigini lungo l’alveo del Tanagro.
- Gruppo sorgentizio del basso Tanagro (oltre $8,5 \text{ m}^3/\text{s}$, Bellucci et al., 1995): questo gruppo sorgivo è costituito da una fascia di drenaggio preferenziale che immette le acque provenienti dai calcari circostanti direttamente nella rete idrica del Tanagro. Bolognini et al. (1994) e Celico et al. (1994) stabiliscono che dell’acqua fluente alle risorgive circa $5 \text{ m}^3/\text{s}$ arrivano dai Monti Ognà e Marzano, e i restanti $3,5 \text{ m}^3/\text{s}$ derivano dall’alimentazione diretta degli Alburni.

Quindi il massiccio degli Alburni costituisce un grande serbatoio idrico allungato per 40 km e largo 12 Km, in cui le acque defluiscono preferenzialmente da SE a NO, suddiviso in due settori dalla grande struttura tettonica su cui è impostato il Vallone Lontrano (Celico, 1978). Il ruolo di tale struttura risulta è quello di tamponare parte delle acque, e di convergere verso il gruppo sorgentizio di Pertosa quelle provenienti dalle zone poste a est della stessa. Ad ovest di tale struttura, in accordo con Bellucci et al (1991), vengono drenate le acque che alimentano l’infiltrazione profonda dell’area centrale del massiccio e che defluiscono verso la risorgenza dell’Auso. A ovest della zona centrale vengono incanalate le acque che hanno come recapito finale il gruppo sorgentizio di Castelcivita. Lo stesso dicasi per l’alimentazione delle sorgenti del basso Tanagro per le quali è ipotizzato un deflusso dal settore posto a NO della faglia del Vallone Lontrano.

In definitiva la falda profonda del complesso Carbonatico del Massiccio degli Alburni pare dreni le acque preferenzialmente da Sud-Est a Nord-Ovest, alimentando le sorgenti a quote più basse, quali Castelcivita e Tanagro. Viene fatta eccezione per la sorgente dell’Auso che drena da NE verso SO le acque di veloce infiltrazione della parte centrale del complesso carbonatico, ma che ha un ruolo di sfioro anche per la falda basale, come dimostrato da un sondaggio fatto non lontano dalla sorgente. Superato quest’ ostacolo la falda prosegue sempre in direzione SE-NO con un percorso a “cascata” verso i gruppi sorgentizi di Castelcivita e Tanagro. Anche la sorgente di Pertosa è, descrivono Celico et al. (1994), sostenuta da questa doppia alimentazione, costituita da acque a deflusso sia lento che veloce.

2.4.2. Complessi idrogeologici

Le rocce affioranti rivestono una grande importanza nell'idrodinamica degli Alburni. Pertanto i vari autori (Sartoni & Crescenti, 1962; Celico et al, 1994; Bellucci et al, 1995; Santangelo & Santo, 2005) hanno riconosciuto una sequenza di unità idrogeologiche (*complessi idrogeologici*) in cui le hanno raggruppate. Sono stati distinti sei complessi idrogeologici (Figura 10), ognuno dei quali ha diverse caratteristiche in fatto di permeabilità relativa e ruoli diversi nella circolazione idrica sotterranea (Celico et al, 1994) (Figura 10).

- *Complesso calcareo-dolomitico*: come si evince dalla stratigrafia le dolomie sono le rocce basali della piattaforma Campano-Lucana, e, anche se non affioranti nell'area di studio, rappresentano la parte più profonda della struttura idrogeologica. Il complesso è dotato di un grado medio di permeabilità secondaria, dovuto a fratturazione e subordinatamente per carsismo. Quando le dolomie passano gradualmente a calcari e calcari-dolomitici (Giurassico medio-Cretacico inferiore), il complesso assume una permeabilità secondaria medio-alta sempre per fratturazione e carsismo
- *Complesso calcareo*: è il complesso che sovrasta quello precedente e con il quale si raccorda gradualmente. Ha una permeabilità secondaria più alta dovuta al livello di fratturazione e di carsismo. Questa struttura idrogeologica è rappresentata dai calcari micritici del Cretacico, che sono la componente più abbondante, e subordinatamente è composta da modeste placche di calcareniti e calcilutiti paleoceniche ed eoceniche e dai conglomerati calcarei cementati di età eocenica e miocenica.
- *Complesso flyschoidi*: costituito prevalentemente da argille, marne ed arenarie in facies di *flysch* con spessori dal metro fino ai 150-200 m, ed è affiorante lungo la valle del Tanagro e quella del Sele; si ritrovano affioramenti *flyschoidi* anche nelle zone interne dell'altopiano carsico (in bassi strutturali e in bacini endoreici), svolgendo un importante ruolo nel processo speleogenetico (Bellucci et al., 1995). Complessivamente si può considerare questa struttura come impermeabile e poco permeabile, contenenti talvolta piccoli livelli permeabili per porosità o fratturazione (arenarie e calcareniti) ma dalla circolazione idrica piuttosto scarsa. Il complesso borda gli Alburni a sud, formando una soglia di permeabilità sovrainposta per le acque che drenano verso ovest e verso sud; nella valle del Tanagro, a nord, i depositi *flyschoidi* risultano al disotto dei depositi alluvionali del fiume stesso, tamponando la circolazione idrica sotterranea e formando, probabilmente, una soglia di permeabilità sottoposta.
- *Complesso detritico*: comprende i depositi di falda e le brecce di pendio. Data l'acclività dei versanti di NE e di NO è alla base di questi che si ritrovano principalmente tali depositi. A seconda della loro granulometria il loro grado di permeabilità può variare da media ad elevata. Talune volte questi detriti risultano cementati determinando una certa permeabilità per fratturazione e carsismo. Essi sono sede di una modesta falda, e risultano afferire a questo complesso tutti recapiti sorgentizi che si hanno lungo la linea Petina, Sicignano, Controne e Postiglione.
- *Complesso alluvionale*: ingloba depositi eterogenei alluvionali a granulometria da siltosa a sabbioso-conglomeratica. Dal punto di vista idrogeologico, data l'estensione limitata degli affioramenti e la media permeabilità, la circolazione acquifera di questo complesso è trascurabile. La porosità può aumentare laddove le granulometrie sono

maggiori, come nel caso della bassa valle del Tanagro, dove gli stessi drenano le acque nell'asta fluviale.

- *Complesso lacustre-argilloso*: è composto dai depositi lacustri ed alluvionali (argille, sabbie e conglomerati) che colmano il Vallo di Diano e i corsi fluviali dei fiumi che bordano il massiccio alburnino. È un complesso dalla granulometria che varia dal limoso-argilloso fino al sabbioso-ghiaioso, e conseguentemente anche la permeabilità primaria è molto variabile. Nel Vallo di Diano, dove gli spessori degli orizzonti sono estremamente variabili, sono rinvenibili accumuli acquiferi, talora artesiani, (per lo più dove gli spessori e le granulometrie sono maggiori) che traggono alimentazione sia dagli apporti diretti dal Vallo che dal calcari circostanti.

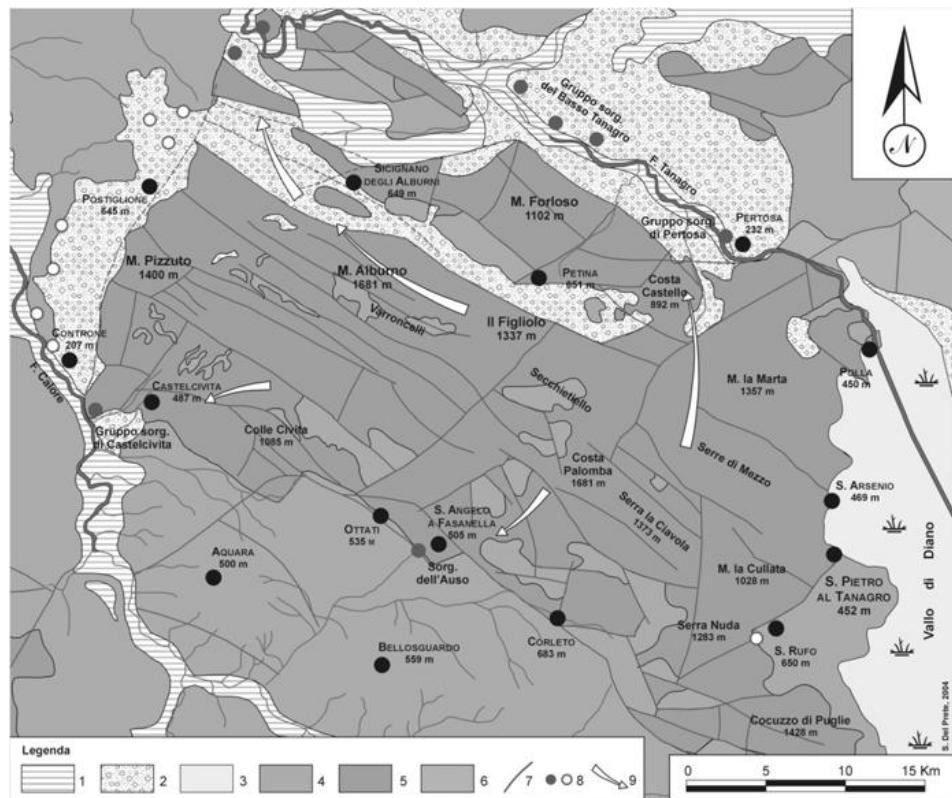


Figura 10 - Schema idrogeologico dei M. Alburni. 1) complesso alluvionale; 2) complessi detriticoconglomeratici; 3) complesso argilloso-lacustre; 4) complesso arenaceo-argilloso; 5) complesso calcareo; 6) complesso calcareo-dolomitico; 7) faglia; 8) sorgente; 9) direzione di deflusso della falda di base (da GIULIVO & SANTO, 2005).

2.4.3. Zone di infiltrazione

La parte più cospicua delle acque di precipitazione che si infiltrano in profondità viene convogliata dalla zona centrale dell'altopiano e la maggior parte di queste ruscellano nelle numerose valli, che in accordo con Bellucci et al. (1991) possono essere così suddivise (Figura 11):

- Conca Caulata;

- Valle di S. Maria-Varroncelli;
- Valle della Tacca-Sicchitiello;
- Valle a NE di Serra-Carpineto;
- Valle La Pila;
- Valle di Parchitiello;
- Conca di Rupistelle;

Assieme a queste viene aggiunta anche l'area del Serrone e Timpa della Donna (area 7 in Figura 11) in quanto sono quivi presenti la grotta del Serrone e del Minollo, campionate per questa tesi.

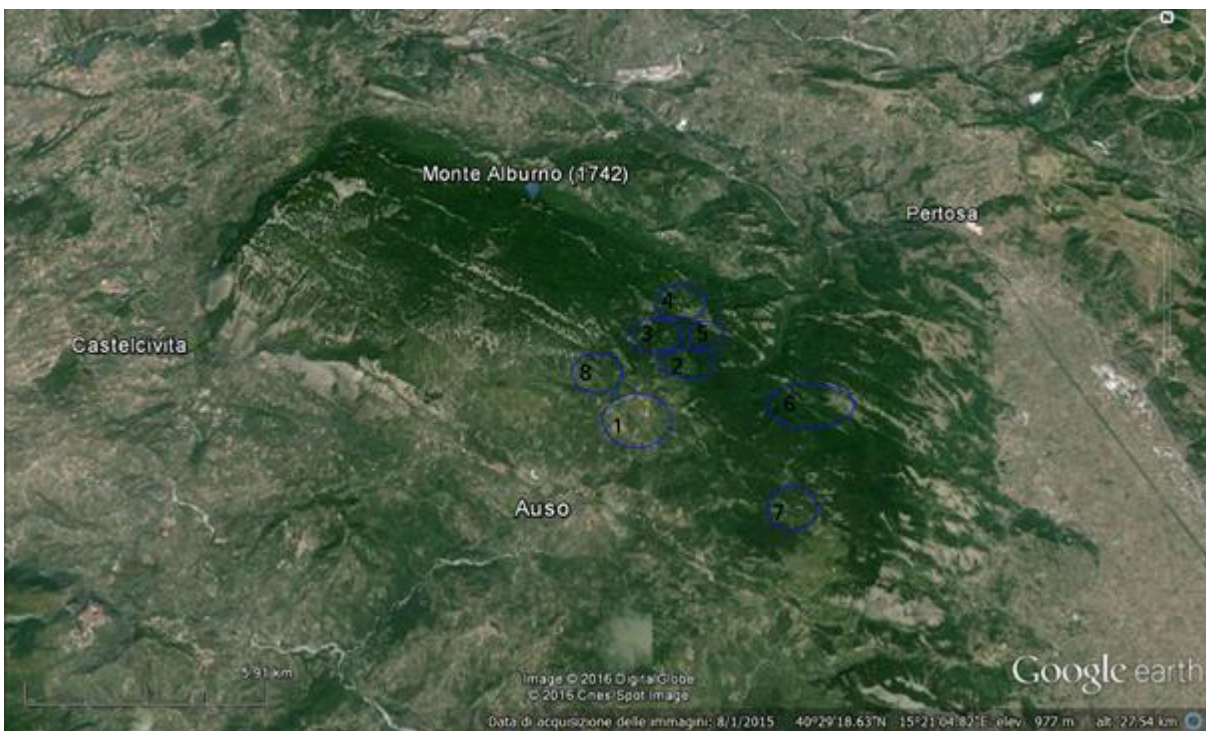


Figura 11 - Principali zone di infiltrazione dell'area centrale dell'Altopiano degli Alburni. 1- Conca Caulata; 2- Piani di Santa Maria e Varroncelli; 3- Valle della Tacca e Sicchitiello; 4- Valle a NE di Serra Carpineto; 5- Valle la Pila; 6- Area dei Campitelli; 7- Area di Timpa della Donna e Serrone; 8- Conca di Rupistelle

Le precipitazioni vengono drenate nelle diverse valli endoreiche a fondo impermeabile che si trovano sull'altopiano ed esse rappresentano i bacini di alimentazione dei numerosi inghiottitoi quivi ospitati. Il carsismo della zona è prettamente subverticale e dalle morfologie non a pieno carico (morfologie vadose), andando saltuariamente ad impostarsi su brevi tratti orizzontali. Nella valle "Tacca-Sicchitiello" si aprono alcune delle più importanti grotte del massiccio in fatto di sviluppo planimetrico e dislivello verticale. Qui si trovano il sistema del Fumo-Vento, attualmente tra i sistemi più profondi dell'area arrivando a -443 m, e che permette di percorrere per quasi 1,5 km un tratto del collettore sotterraneo con una portata estiva stimata attorno ai 20 L/s (Bellucci et al., 1988). Ancora un'importante grotta è presente nell'area "Tacca-Sicchitiello", si tratta della grotta dei Vitelli (CP 253) nella quale scorre un

altro collettore sotterraneo, parallelo al precedente e con una portata stimata, sempre in periodo estivo, attorno alla decina di L/s. Nella valle dei Piani di Santa Maria si apre invece il sistema di grotte degli inghiottitoi I, II e III dei Piani di Santa Maria (CP 86, 88, 472 rispettivamente). Tra questi l'inghiottitoio III è sicuramente il più importante, oltre che per il suo considerevole sviluppo e per le complesse esplorazioni che in essa sono state e vengono portate avanti, ma soprattutto per il fatto che è stato determinato il collegamento tramite tracciante con il collettore del Fumo-Vento, e stabilendo che la risorgenza dell'Auso è il recapito terminale (Bellucci et al., 1988). Pertanto di questo collettore sotterraneo è conosciuto un tratto di circa tre km, che segue una linea dapprima Appenninica e poi Antiappenninica ricevendo una serie di canali carsici che fanno in modo di collegare idrogeologicamente le valli "Tacca-Sicchitiello" e "S.Maria-Varroncelli" con la risorgenza Auso. Anche il collettore dei Vitelli, di cui si conosce uno sviluppo di poco meno di due km e appartenente anch'esso all'area "Tacca-Sicchitiello", segue una linea Antiappenninica scorrendo parallelamente al precedente e alimentandosi con canali carsici ancora ignoti.

Nelle altre valli (La Pila, Parchitiello, ecc..) non sono state eseguite altre prove significative di colorazione, ma è comunque possibile ipotizzare che queste siano collegate idrogeologicamente tra loro e con la sorgente Auso. La maggior parte delle grotte, a parte quelle succitate, non permettono di raggiungere i collettori soprattutto a causa dei vari sifoni pensili che si rinvengono al fondo delle grotte, ma che risultano essere un mero ostacolo fisico come dimostrato dalle recenti immersioni speleosubacquee avvenute nell'area alburnina (Pedrali et al., 2015). Facendo un profilo che include sifoni terminali e iniziali delle grotte a partire dalle valli più alte fino alla sorgente Auso si può notare che essi si dispongono lungo il profilo con un percorso a "cascata" (Figura 12).

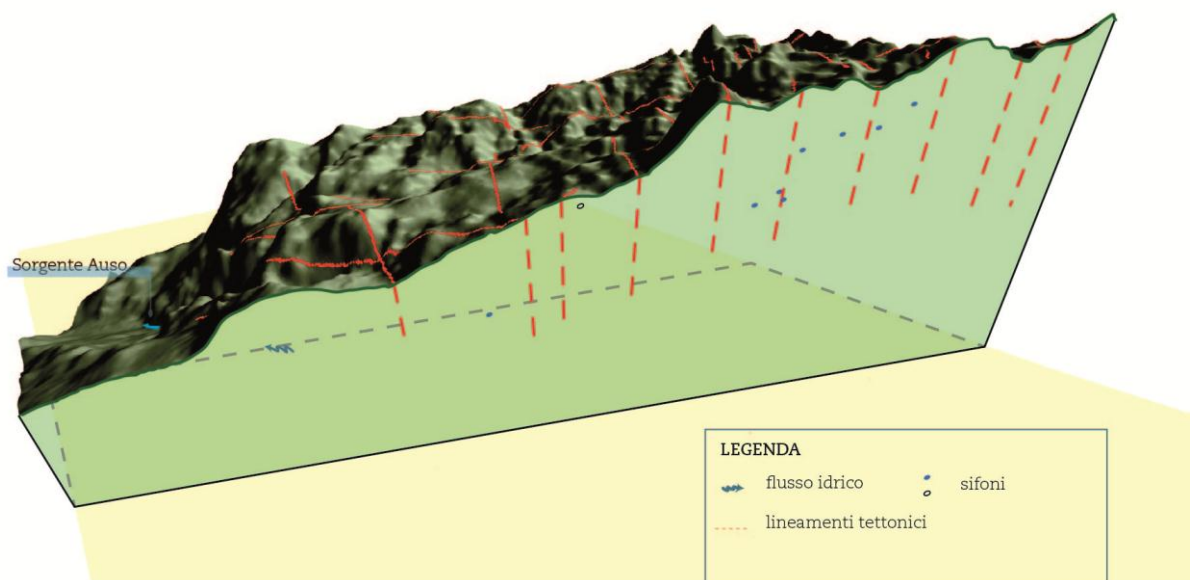


Figura 12 - Confronto tra strutture tettoniche e andamento dei sifoni in profondità nell'area centrale del massiccio. Si nota l'andamento a cascata dei sifoni verso la sorgente dell'Auso (da Cafaro, Pastore et al., 2015).

Sulla base delle evidenze del reticolo carsico conosciuto e considerazioni a carattere geologico, si può quindi tracciare un profilo del percorso delle acque dell'area centrale degli Alburni (Figura 13), basandosi sulle direzioni di flusso evidenziate sulla carta idrogeologica

(Figura 10 e Appendice II). Le acque seguono quindi un deflusso fortemente gerarchizzato e sono in diretto collegamento con la risorgenza dell'Auso posta a 7 km di distanza e circa 900 m più in basso, drenando le acque del settore da SE a NW.



Figura 13 - Profilo schematico di deflusso delle acque carsiche dell'area centrale degli Alburni (da Cafaro, Pastore et al., 2015).

La zona centrale di infiltrazione degli Alburni è estesa diversi chilometri quadrati, e le valli elencate sopra sono quelle dove maggiormente sono stati protratti studi di tipo speleologico assieme a quelli di tipo geologico ed idrogeologico. Nonostante tutto rimangono punti interrogativi in quanto sono conosciuti oltre al collettore su descritto, almeno altre tre grotte che presentano al loro interno uno scorrimento attivo, ossia:

- La grotta del Falco (CP 448, sviluppo planimetrico 2986 m);
- La grotta del Minollo (CP 1005, sviluppo planimetrico 426 m, Figura 17);
- La Grava dei Gentili (CP 255, sviluppo planimetrico 2056 m, rilievo aggiornato al 2012, Figura 16);

Queste tre grotte sono state esplorate da parte degli speleologi nei decenni (Vianello, 1965; Agnoletti et al., 1973; Agnoletti, 1976; Bellucci et al., 1995; Cozzolino et al., 2015, Pedrali et al., 2015, Potenza et al., 2015, bibliografia completa Parise, 2015) ma le conoscenze speleologico-esplorative e idrogeologiche su di esse sono piuttosto basse. La grotta del Minollo (882 m s.l.m.) si apre in un'area denominata Serrone-Timpa della Donna (nel comune di Corleto Monforte) e si presenta come una grotta prettamente verticale nella sua prima parte, inabissandosi velocemente fino a -250 m, per poi approfondirsi di altri 56 metri lungo un tratto sub orizzontale di circa 400 metri in direzione E-O prima e SO-NE dopo (Figura 17). La parte sub orizzontale presenta sia a monte che a valle un sifone. Entrambi sono stati esplorati durante un'immersione speleosubacquea del 2015, mostrando che anche questi sono sifoni pensili, ma nonostante tutto non sono ancora mai stati eseguiti tentativi di tracciamento del torrente nella grotta del Minollo, pertanto non è possibile stabilire il suo naturale recapito. La grotta del Falco (1.146 m s.l.m.) per alcuni versi è simile alla grotta del Minollo. Essa si apre nell'area dei Campitelli, ed è distante pochi chilometri in linea d'aria dalla precedente grotta, ma più in quota rispetto ad essa. La grotta si apre e si sviluppa per quasi tutta la sua attuale lunghezza ad est dell'incisione del Vallone Lontrano. In Figura 15 è

riportato il reticolo carsico della valle del Sicchitiello e quello dei Campitelli dove sono rappresentate anche le grotte Don Pasquale il Fotografo (“DPiF”, di recente esplorazione da parte del gruppo speleologico CAI Napoli; Cozzolino et al., 2015) e la Grava II dei Campitelli (CP 107), per le quali è stato verificato tramite tracciamento che sono il tratto a monte del fiume che scorre nella grotta del Falco. Il Falco, come il Minollo, si presenta con un primo tratto sviluppato tutto in senso verticale, che porta la grotta ad approfondirsi fino a -100 m rispetto all’ingresso. L’ingresso del Falco si apre sotto la parete di una dolina a fondo argilloso. Dopo la prima parte “a pozzi” si arriva direttamente sul torrente sotterraneo (portate tra i 5 L/s fino a 50 L/s), anche questo con un sifone sia a monte che a valle. Si è sempre supposto che il Vallone Lontrano (che incide gli Alburni da Pertosa fino a San Rufo e di origine tettonica; Celico et al., 1994) possa essere il naturale limite O-NO che tampona le acque del bacino di Pertosa, sbarrando il naturale deflusso delle acque verso Ovest dirigendole verso Nord, mantenendo alta la falda. Dato che il sifone terminale è a poche centinaia di metri, se proiettato in superficie, dalla stessa incisione era percezione comune che il Lontrano sbarrasse al di là del sifone l’andamento aereo della grotta portandola ad inabissarsi negli ambienti sommersi della falda. A seguito delle esplorazioni speleosubacquee condotte tra il 2014 e il 2015 (Pedrali et al., 2015) si è però scoperto che la grotta oltre il sifone non solo continua per centinaia di metri (lo sviluppo planimetrico è passato da 1786 m agli attuali 2986 m), ma va ben oltre il lineamento tettonico senza che vi sia apparente interazione tra loro. Queste esplorazioni hanno permesso di aggiungere diverse centinaia di metri alla lunghezza complessiva della cavità (1500 metri circa), lungo i quali la grotta mantiene un andamento prettamente sub-orizzontale e oltrepassa la struttura del Vallone Lontrano, dirigendosi verso l’area del Parchitiello, subito a Ovest del Vallone. Questo dato fa ipotizzare, allora, che la struttura tettonica non dirige il fiume sotterraneo direttamente verso l’area di Pertosa (presunta area di recapito del collettore che scorre al Falco) ma che il rio si vada verso le aree d’infiltrazione più a N del massiccio (verso a zona la est dell’area 5, Figura 11 e Figura 15). Quindi non è da escludere che il collettore del Falco possa andare ad unirsi con quello che va all’Auso, passando per altre grotte come il Fumo-Vento. Dall’immagine di Figura 14 inoltre si nota che la grotta ha morfologie vadose, indicando che il sifone è sospeso e che gli ambienti a esso successivi non sono a pieno carico e relativi alla zona satura ma sono più che altro un canyon sotterraneo a tratti allagato completamente, per abbassamenti della volta e frane. Queste nuove esplorazioni hanno quindi portato a rivalutare i risultati ottenuti in precedenti prove di tracciamento (cfr. paragrafo 1.4.5) e di eseguirne di nuove, stavolta monitorando anche la sorgente dell’Auso, prima esclusa.



Figura 14 - Tratto della Grotta del Falco, nelle zone post-sifone, dopo le esplorazioni del 2014 e 2015. Le morfologie sono ancora vadose dopo il sifone, indicando che il livello di falda è situato molto più in basso di questa grotta (foto tratta dal video di esplorazione di L. Pedrali).

L'ultima grotta nominata, ossia quella dei Gentili (820 m s.l.m.) si apre ad una quota molto inferiore rispetto a tutte le altre grotte prima descritte. Essa è un importante inghiottitoio situato nella Conca Caulata, una conca tettonica a decorso endoreico posta al margine sud-occidentale del massiccio (Figura 15 e Figura 16). Questa grotta era la più lunga della zona di altopiano degli Alburni, con uno sviluppo planimetrico di 1987 metri, finché non è stata portata avanti l'esplorazione al Falco. Dalla bibliografia speleologica delle prime esplorazioni viene descritto al suo interno un torrente che porta qualche decina di L/s (Agnoletti et al., 1973), e sembrava potesse essere lo stesso collettore del Fumo-Vento e dei Piani di S. Maria che transita dalla Grava dei Gentili prima di arrivare alla risorgenza dell'Auso. Per una ventina di anni nessuna campagna speleologica ha interessato questa grotta, fino al 2012 quando l'Alburni Exploration Team ha programmato ed eseguito nuovamente il rilievo. Durante questa campagna si è notato che il torrente che vi scorre all'interno è veramente esiguo rispetto a quello principale (collettore Fumo-Piani di S. Maria) e quindi difficilmente essi sono lo stesso fiume. La grotta termina su un piccolo sifone sabbioso profondo pochi centimetri, molto diverso dagli altri sifoni delle altre grotte, che sono dei veri e propri laghi. Quindi i Gentili potrebbero essere un affluente posto ad un livello superiore del collettore principale, evidentemente già più profondo.



Figura 15 - Reticolo carsico dell'area dei Campitelli, dell'area del Sicchitiello e dei Piani S. Maria. Grotta dei Vitelli Cp253; Grotta del Fumo-Vento (CP 94); Inghiottitoi II e III dei P.d.S.M (CP88 e CP472, rispettivamente). Grotta del Falco (CP448), il recapito terminale del suo torrente è ancora incerto (rilievo aggiornato dopo le esplorazioni speleosubacquee dell'A.I.R.E.S., rilievo di Pedrali e Bocchi, 2015); In arancio e giallo la Grava II dei Campitelli e DPiF, rispettivamente; Grotta del Minollo (CO 1005), anche questa grotta ha un torrente di cui non si conosce il recapito; Grava dei Gentili (CP 255, in giallo chiaro), un probabile affluente del torrente sotterraneo. Le frecce indicano le direzioni di flusso accertate da esplorazioni e prove di tracciamento.

Progetto Gentili 2012 - Alburni Exploration Team

Catasto delle Grotte della Campania
 Cp 255 - Grava dei Gentili
 Sant'Angelo a Fasanella (SA)
 Monti Alburni

Quota ingresso: 841 metri slm
 Sviluppo spaziale: 2056 metri
 Profondità: - 444 metri

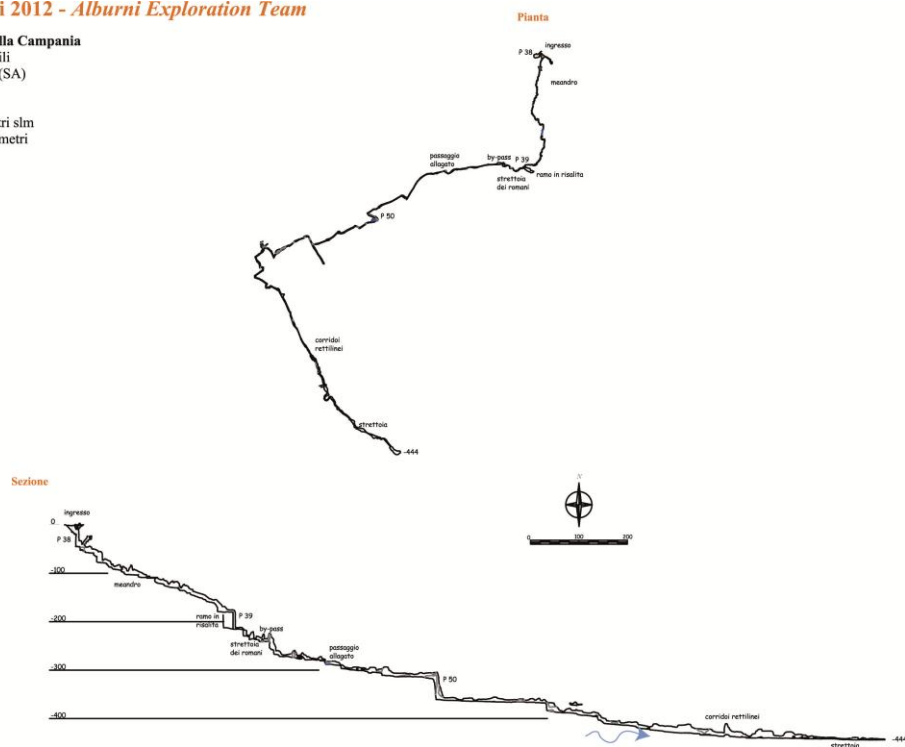


Figura 16 - Rilievo della Grava dei Gentili (CP 255).

Federazione Speleologica Campana
 Catasto delle Grotte della Campania
 Cp 1005 - Grava del Minollo
 Corleto Monforte (SA)
 Quota ingresso: 881 metri slm
 Sviluppo planimetrico: 519 metri
 Profondità: - 311 metri
 Rilievo: GSM, GSPGC, ESN, GS CAI Napoli, CRdS
 1981-82

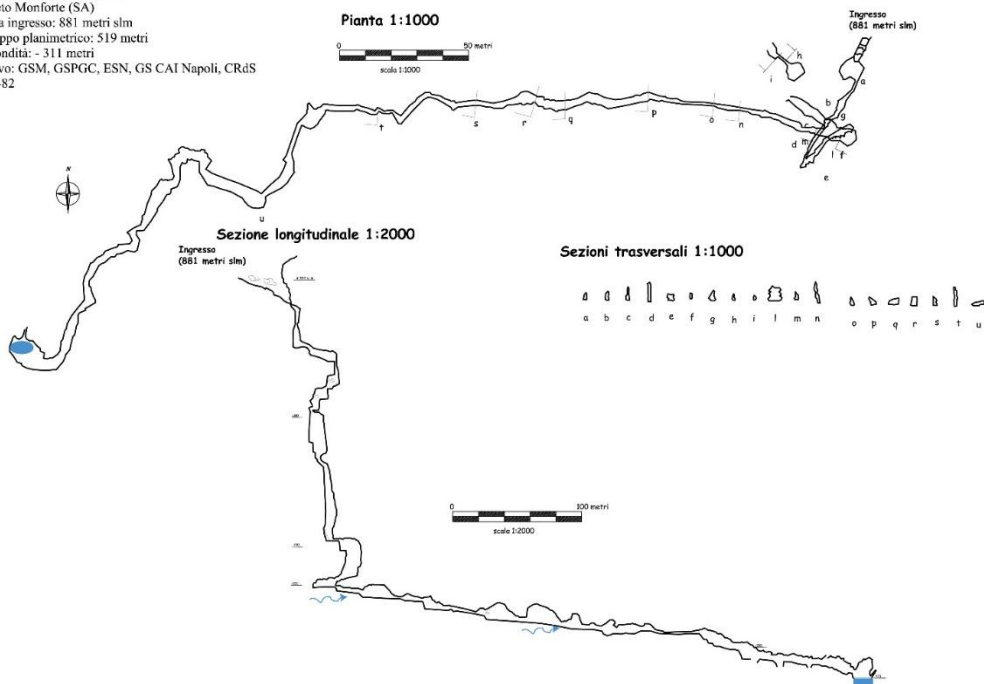


Figura 17 - Rilievo della grotta del Minollo (CP 1005).

Si può quindi intuire che nella zona NE degli Alburni, ossia quella dei Campitelli, il drenaggio sotterraneo preferenziale delle acque avviene attraversando la grotta di Don Pasquale il Fotografo, la Grotta II dei Campitelli per poi arrivare nel sifone di monte della grotta del Falco, andando a costituire un unico torrente sotterraneo. La zona centrale dell'Alburno invece, essendo senza dubbio la più conosciuta ed esplorata, ha permesso di stabilire la direzione di flusso e il recapito all'Auso. Mancano però informazioni riguardo al percorso che tali acque seguono poi per raggiungere il complesso sorgentizio di Castelcivita, e quali sono gli spartiacque che dividono le aree idrogeologiche di Castelcivita e della cinta sorgentizia del Tanagro.

Molti dubbi rimangono anche sulle zone d'infiltrazione che convogliano le acque a Pertosa. Nei comuni di Polla e S. Arsenio, sono presenti degli inghiottitoi detti "Crive" in cui finivano in toto le acque del Fiume Tanagro (tra queste la grotta di Polla probabilmente era l'inghiottitoio durante il Pleistocene quando il vallo era un grande Lago, mentre la "Criva" presso il Molino Spinelli sarebbe attualmente attivo; Nicotera e De Riso, 1968; Russo et al., 2005). A seguito di una bonifica prima Romana e poi Borbonica sono state deviate queste acque da tali "Crive" per impedire il protendersi dello stato paludoso del Vallo di Diano, che si verificava quando gli inghiottitoi, in periodi di piena, non riuscivano a smaltire tutta l'acqua. A seguito dell'opera di bonifica si notò (Carucci, 1907; De Paola, 1939) che le acque della sorgente di Pertosa persero gran parte della loro portata (Bellucci et al, 1995).

2.4.4. I recapiti

In questo paragrafo vengono descritte le sorgenti dal punto di vista della conoscenza speleologica pregressa. Ad apertura di ogni paragrafo riferita alla sorgente vengono riportate gli stralci di carta IGM in scala 1:25000 con l'ubicazione delle sorgenti.

Risorgenza dell'Auso



Figura 18 - Stralcio della carta IGM 1:25000 che riporta la posizione della sorgente Auso.

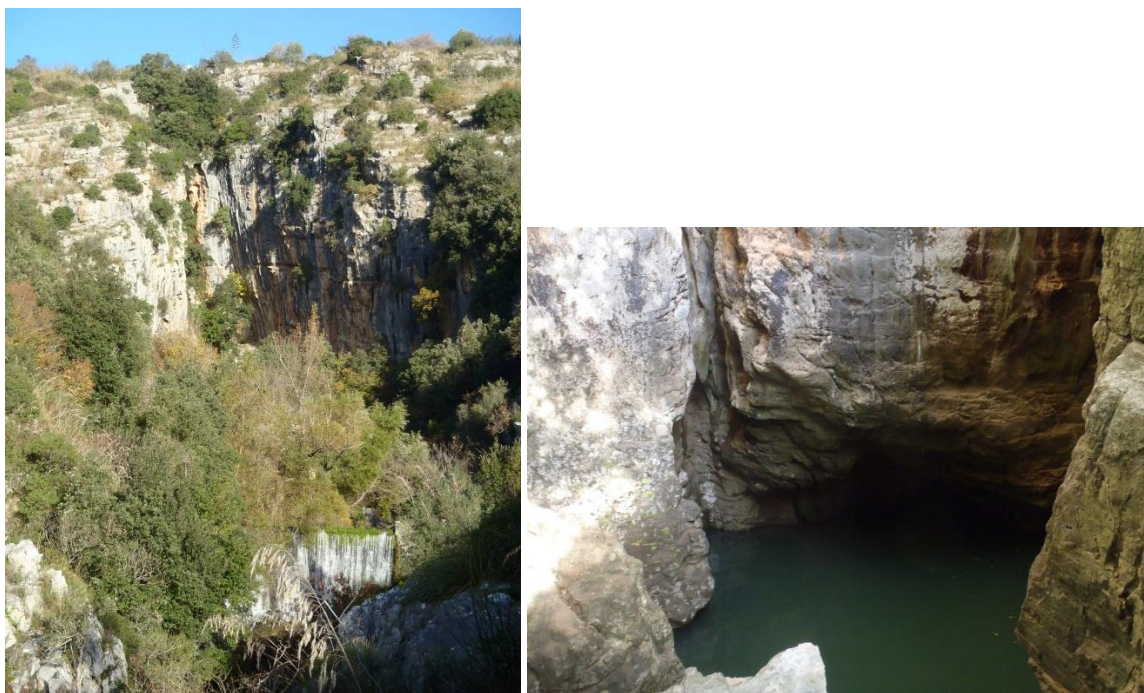


Figura 19 – A sinistra la sorgente Auso, in una foto che riprende la grande frattura da cui la sorgente nasce e, in basso, si intravede la cascata che si crea su una diga in una fase di morbida della sorgente (foto M. Parise). A destra una foto del vascone sorgivo dell'Auso (foto M. Parise).

La risorgenza dell'Auso (posizione CTR in Figura 18) è il principale recapito delle acque drenate dalla zona centrale dell'altopiano del Massiccio. Essa si presenta come un grande vascone sorgivo situato alla quota di 277 m s.l.m. e dal quale l'acqua passando sotto i ciclopici massi alimenta il torrente omonimo, tributario del fiume Calore. Le sue portate sono molto variabili, da qualche decina di litri al secondo in magra, fino ad alcune migliaia in periodi di piena (Celico, 1983; Celico et al., 1994). Le importanti variazioni nella portata sono legate al deflusso veloce delle acque nei periodi piovosi. È stato comunque riscontrato da Celico et al. (1994) che la profondità della falda basale non è di molto inferiore a quella del punto di risorgenza, confermando che l'Auso è uno sfioro alto di una parte della falda del Massiccio degli Alburni. Alcune immersioni speleosubacquee hanno permesso di tracciarne il profilo topografico in profondità, mostrato in Figura 20sx. Nel 2015 sono state condotte delle nuove esplorazioni sempre di tipo speleosubacqueo a opera di Luca Pedrali (<http://www.scintilena.com/il-labirinto-dellauso-monti-alburni/09/26/>) che hanno permesso di superare la strettoia che ha impedito la prosecuzione delle precedenti ricerche. Lo speleosub è sceso fino 60 metri di profondità per poi risalire fino a -6 metri, dove ha interrotto l'esplorazione per l'esaurimento dell'aria nelle bombole. Dall'immagine tratta da un suo video (Figura 20dx) è possibile vedere le morfologie a pieno carico della zona satura, molto diverse da quelle vadose e non a pieno carico nel zone post-sifone del Falco (Figura 14). In questo momento però non è disponibile il rilievo fatto in occasione di questa campagna esplorativa.

Federazione Speleologica Campana
 Catasto delle Grotte della Campania
 Cp 31 - Grotta dell'Auso di Ottati
 Ottati (SA)
 Quota ingresso: 280 metri slm
 Sviluppo planimetrico: 40 metri
 Profondità: - 17 metri
 Rilievo: E. Pascali, R. Onorato
 14 settembre 1992

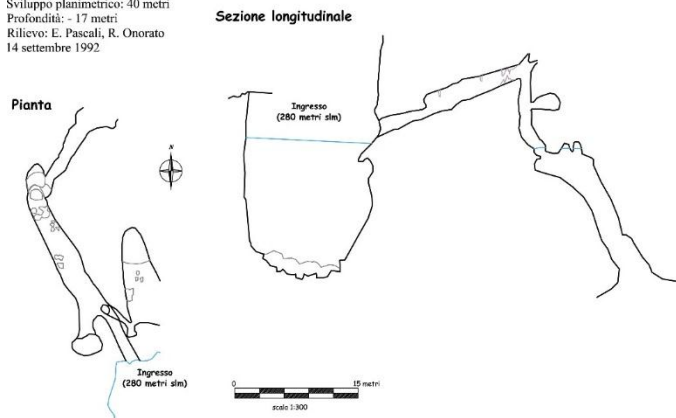
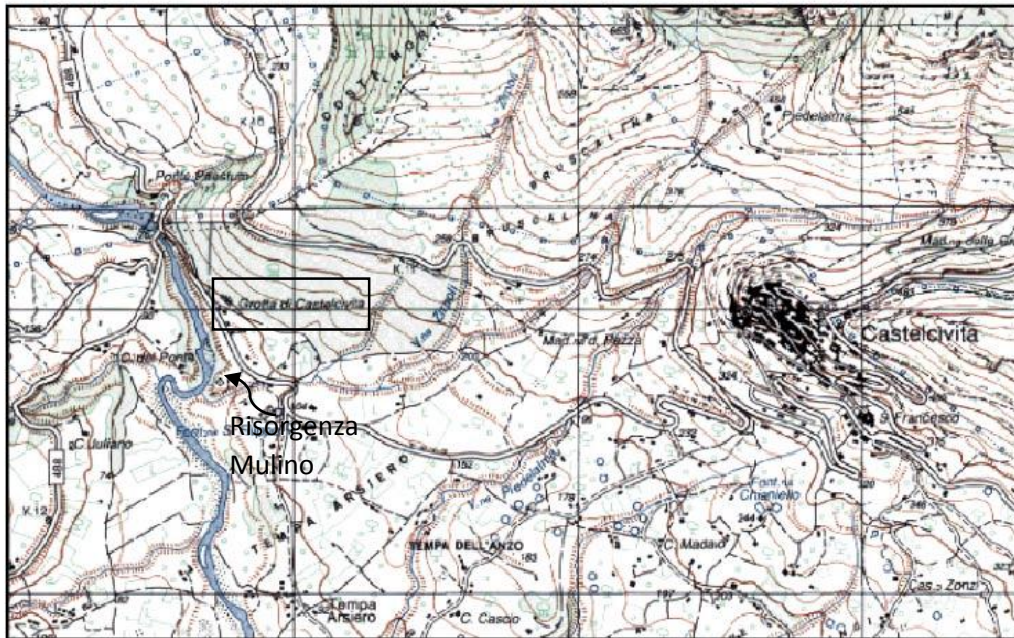


Figura 20 – A sinistra il rilievo del 1992 della prima immersione all'Auso (Federazione Speleologica Campana). Nonostante le recenti esplorazioni il nuovo rilievo non è ancora stato reso pubblico. A destra fase dell'Immersione di Luca Pedrali, nel 2015. Si notano le morfologie tipicamente a pieno carico e sature, ben diverse da quelle dei sifoni delle grotte presenti sull'altopiano (foto L. Pedrali).

Castelcivita-Ausino e Mulino



0 535,39 m

Figura 21 – Stralcio della carta IGM 1:25000 con riportate le grotte di Castelcivita-Ausino e Risorgenza del Mulino.

L'area in oggetto si trova ai piedi del massiccio nella sua parte sud occidentale (Figura 21) dove al contatto tettonico tra i calcari Terziari (membri carbonatici più giovani della sequenza stratigrafica) e i terreni *flyschoidi* miocenici si sviluppa il gruppo sorgivo del complesso carsico Castelcivita – Ausino – Mulino. Le polle sorgive si rinvennero lungo il Fiume Calore ed hanno una quota topografica di 65 m s.l.m., indicando che esse sono il recapito della falda basale dei Monti Alburni, essendo le sorgenti site a quota più bassa. Hanno una portata media stimata di 1,8 m³/s assieme alla sorgente del Mulino di Castelcivita, leggermente discostata rispetto al corso del fiume. Le grotte di Castelcivita (94 m s.l.m.) e dell'Ausino (71 m s.l.m.) presentano al loro interno dei laghetti, ed è stato verificato che essi hanno la stessa quota topografica delle sorgenti del mulino, rappresentando tutti lo sfioro alto della falda di base (Bellucci et al., 1995).

La carsificazione, di tipo freatico (o a pieno carico), dell'area e della grotta si può suddividere in tre livelli evolutivi (Santo, 1994):

- I livelli più alti, e antichi, sono rappresentati dai settori idrogeologicamente inattivi della Grotta di Castelcivita, che si presentano con morfologie senili e obliterate da sedimenti e concrezioni.
- Il livello intermedio, disposto a una quota compresa tra i 70 e i 65 m s.l.m., include la Grotta dell'Ausino e i livelli idrogeologicamente attivi della grotta di Castelcivita. Ora rappresenta il livello di equilibrio della falda basale.
- Il livello più basso è rappresentato dai canali carsici perennemente allagati a cui fanno capo quelli della sorgente del Mulino, della grotta dell'Ausino e probabilmente i pozzi perennemente allagati di Castelcivita (pozzi dell'Orrido) e dell'Ausino. Plausibilmente l'evoluzione di questa parte del complesso carsico è legata a carsismo in falda, come effettivamente dimostrerebbero l'assenza di forme di scorrimento e la circolarità delle sezioni dei condotti.

Gli studi di Di Nocera e Rodriguez (Di Nocera et al., 1972, 1973; Rodriguez 1974a, 1975, 1976) hanno chiarito che le grotte di Castelcivita e dell'Ausino fossero l'evidenza dell'evoluzione dello stesso processo carsico, protratto da parte dell'interfaccia freatico-vadosa, a causa delle sue oscillazioni (variazioni di quota) e miscele con le acque piovane (effetto Bögli). Le acque che s'infiltrano nella parte occidentale dell'altopiano attraversano velocemente la pila carbonatica, dirigendosi con percorsi subverticali verso la zona basale del massiccio. Qui, miscelandosi con le acque a diversa temperatura e salinità della falda freatica, diventano aggressive nei confronti del CaCO₃, portando all'evoluzione di sistemi ipogei prevalentemente orizzontali e dal grande sviluppo. Le variazioni eustatiche e il progressivo innalzamento del massiccio hanno portato il livello dell'interfaccia freatico-vadosa ad approfondirsi abbandonando via via i livelli più alti di Castelcivita, portandola a disattivarsi poiché si era intanto evoluta la grotta dell'Ausino, venti metri più in basso. Tramite prove con tracciante fluorescente (Santo, 1994) è stato dimostrato quanto supposto da Rodriguez, ossia l'effettivo collegamento tra la Grotta dell'Ausino e le Grotte di Castelcivita tramite canali freatici. In seguito, nel 1994, è avvenuta la congiunzione speleologica grazie ad un'esplorazione speleosubacquea (Bellucci et al., 1995) seguita

nel 2013 dalla congiunzione aerea avvenuta tramite l'apertura di un passaggio in una frana ventilata (D'Arienzo & Bocchino, 2013). Nelle due grotte gli ambienti ormai fossili, e non più raggiunti dall'acqua di falda e di ruscellamento, ma solo di percolazione, sono stati oblitterati da numerose concrezioni. Tuttavia, nel caso d'impetuose piene e periodi particolarmente piovosi, quando il livello di falda si alza particolarmente, alcuni tratti della grotta di Castelcivita sono soggetti a importanti allagamenti.

La sorgente del Mulino di Castelcivita è una grotta formata da canali carsici perennemente allagati. Diverse esplorazioni speleosubacquee sono state condotte all'interno di essa (Rodriquez, 1976; Santo, 1994; Bellucci et al., 1995) ed hanno permesso di farne il rilievo topografico di una parte dei suoi condotti, nettamente discendenti fino ad una profondità di -120 m rispetto alla quota d'ingresso (Figura 22). Le prove di colorazione eseguite dapprima da Rodriquez nel 1957 (Rodriquez 1974b) e da Santo (1994) poi hanno permesso di stabilire che la miscelazione tra le acque dei condotti freatici delle sorgenti dell'Ausino e del Mulino non entrano mai in comunicazione, se non in occasione di intense precipitazioni, allorquando i livelli di base si alzano allagando porzioni degli ambienti bassi di Castelcivita. In Figura 23 è possibile vedere la sorgente del Mulino in una fase di secca e una fase di morbida.

Federazione Speleologica Campana
Catasto delle Grotte della Campania
 Cp 865 - Risorgenza del Molino di Castelcivita
 Castelcivita (SA)
 Quota ingresso: 73 metri slm
 Sviluppo planimetrico: 850 metri
 Profondità: -120 metri
 Rilievo: M. Bollati Gruppo Speleologico Foligno 1993; L. Casati 2003; G. Pagliarulo, G. Donati GS CAI Roma 2002

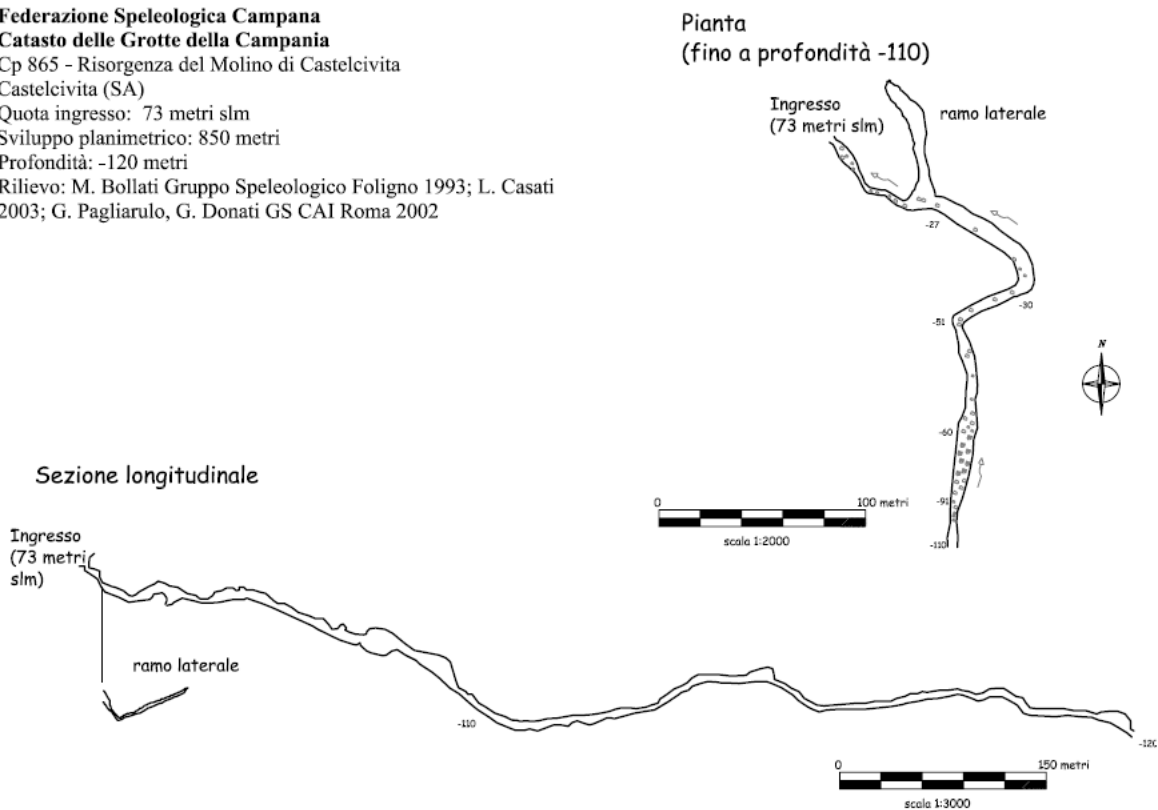


Figura 22 - Rilievo della grotta Risorgenza del Mulino.



Figura 23 - La sorgente del Mulino, in fase di secca, a sinistra, e di morbida a destra.

Pertosa

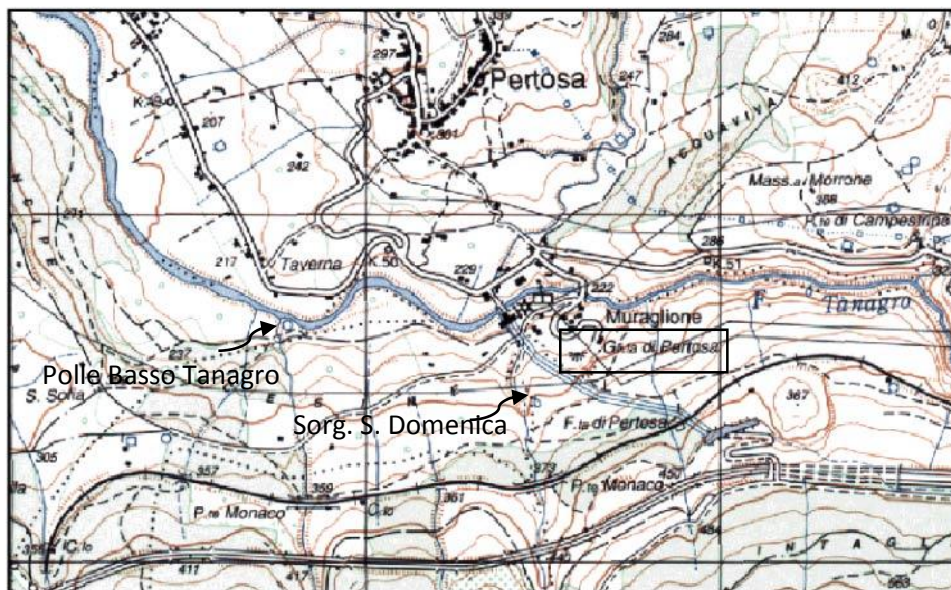


Figura 24 - Stralcio carta IGM 1:25000 con riportate la Grotta di Pertosa-Auletta, le Polle del Bassi Tanagro e la sorgente S. Domenica.

La grotta-sorgente di Pertosa-Auletta (CP 1; Figura 24), conosciuta anche come Grotta dell'Angelo, viene descritta già nel XVI da Leandro Aliberti nel suo "Descrizione di tutta l'Italia" del 1551, mentre tra il 1898 e il 1899 vengono condotti importanti studi archeologici da parte del professor Patroni e dal Carucci.

La sorgente presenta una portata compresa tra i 300 e i 500 L/s, ed ha come recapito il fiume Tanagro che scorre 40 m più in basso rispetto alla grotta. Pertanto nel 1924 la SME (Società Meridionale di Elettricità) inizia lo sfruttamento idroelettrico della stessa, costruendo uno sbarramento all'imbocco della sorgente creando un lago interno. Tra gli anni 20 e 30 del XX secolo vengono condotte campagne speleologiche di rilevamento e descrizione della cavità, molte di queste su commissione del Touring Club Italiano, e nel 1932 la grotta viene aperta al pubblico. Attualmente per accedere alla grotta si percorre il lago artificiale interno grazie a zatteroni governati dalle guide della Fondazione MiDa (Musei Integrati Dell'Ambiente), gestore della grotta. La grotta presenta tre rami. Quello principale è completamente allagato per i primi 200 m, e viene alimentato dalla cascata generata dal torrente del "Ramo della Sorgente". Il ramo principale prosegue nella zona turistica ed attualmente è allo stato fossile e riccamente concrezionato (a differenza della parte iniziale attiva), ma sono ben evidenti i segni lasciati dal precedente passaggio di un fiume (Figura 25). Il "Braccio B" è invece uno dei rami più lunghi, ma è caratterizzato da numerosi crolli e poco ricco in concrezioni.



Figura 25 - Concrezioni che sormontano antichi depositi fluviali, nel ramo principale della Grotta di Pertosa-Auletta, ormai fossile (foto di O. Lacarbonara, 2015).

Oltre la grotta sullo stesso versante qualche decina di metri più in basso vi sono altre scaturigini, di cui la più importante è la "Polla di S. Domenica", mentre le altre sgorgano a ridosso del fiume Tanagro. Come detto in precedenza si conoscono relativamente poco e male i contributi idrici che riforniscono la sorgente. I pareri discordanti nel collegamento tra le "Crive" di Polla, circa 3 Km più a monte, e la sorgente si hanno tra gli autori Flores (1939) e Martinez y Cabrera (1956) da una parte e il Carucci dall'altra, il quale durante le opere di bonifica del Tanagro esegue prove di portata confermandone il collegamento. Nel 1994 Celico

et al. accertano che le acque della Grotta di Pertosa e le scaturigini minori sono recapiti di parte della falda di base del massiccio.

Tanagro

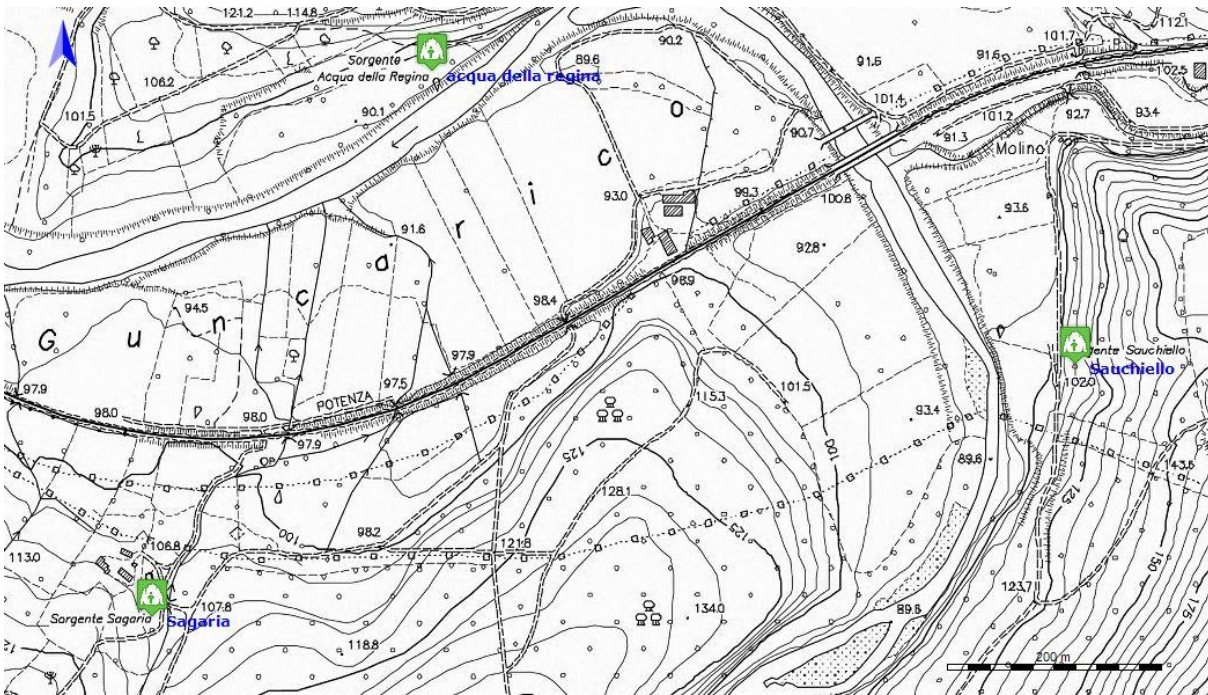


Figura 26 - Stralcio della carta IGM 1:25000 con riportate le polle del basso Tanagro. La sorgente Sagaria è risultata ormai secca.

Il complesso sorgentizio del Basso Tanagro (Figura 26) è stato oggetto di vari studi che hanno permesso di accertare alcune delle sue caratteristiche. L'acquifero viene drenato sostanzialmente dall'alternanza tra sedimenti fluvio-lacustri (ghiaie, sabbie, limi) e travertini la cui permeabilità è stimata media. Questo acquifero poggia su sedimenti impermeabili *flyschoidi* e drena lateralmente il massiccio dei Monti Alburni e quello del Monte Marzano-Monte Ognà (poco più a Nord della Figura 26). Le scaturigini del Tanagro sono diffuse lungo l'omonimo fiume alla medesima quota del complesso di Castelcivita. Queste hanno una cospicua portata valutata con incrementi nella portata del fiume di 8500 L/s, di cui circa il 60% viene fornito dal vicino complesso del Monte Marzano-Monte Ognà, mentre la restante parte è fornita dal Massiccio degli Alburni, valutata in 3500 L/s (Celico, 1983; Bolognini et al., 1994).

Le polle del Tanagro prese in considerazione in questa indagine sono quelle denominate (Figura):

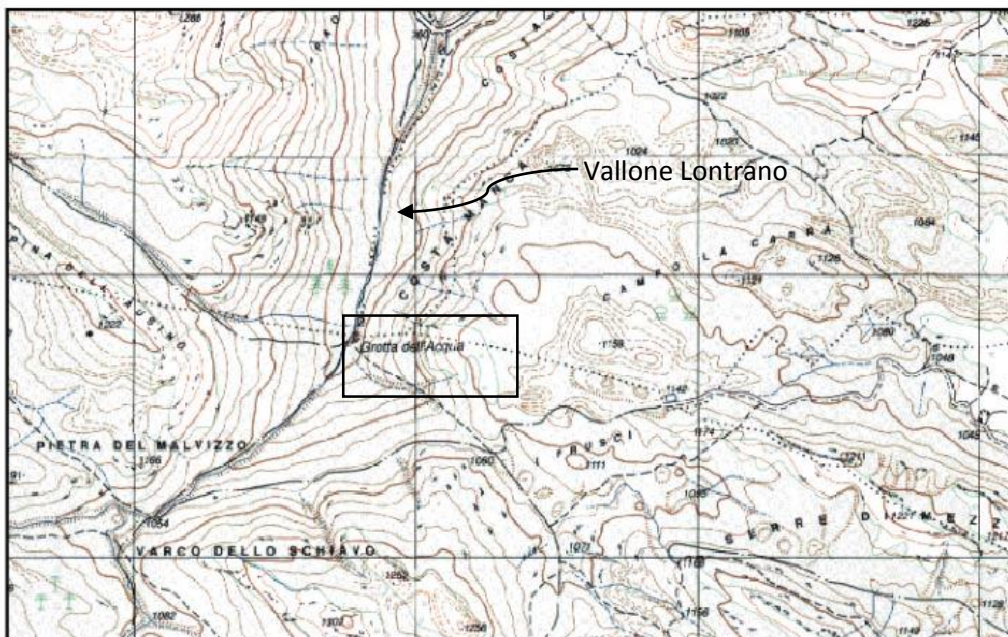
- Sorgente Acque della Regina;
- Sorgente Sauchiaello;
- Sorgente Sagaria;

Esse sono quelle soggette allo studio di Bognini *et alii* (1994), e il loro ritrovamento non è stato semplice. Sono state individuate le prime due dell'elenco, mentre la Sagaria risulta essere inattiva nella posizione indicata dal lavoro succitato.



Figura 27 – Foto a sinistra: una delle scaturigini delle Acque della Regina. A destra il piccolo rio della sorgente Sauchiello.

Sorgenti Minori



0  535,39 m

Figura 27 - Stralcio della carta IGM 1:25000 con riportata la Grotta dell'Acqua (evidenziata dal rettangolo).

Lungo i bordi nord-orientale e nord-occidentale, ossia lungo la fascia pedemontana che va da Controne e Postiglione fino a Sicignano e Petina, sono ubicate una serie di piccoli complessi sorgentizi rinvenibili al contatto tra i detriti di falda e il complesso *flyschoide* impermeabile. La portata stimata complessiva per queste scaturigini è di 120 L/s, e sono legate esclusivamente alla circolazione diretta che avviene nel complesso detritico, non esistendo travasi laterali con i circostanti complessi calcarei e calcareo-dolomitici, in quanto il complesso impermeabile è rinvenibile fino alla quota di 700 m s.l.m. tamponandone efficacemente la circolazione (Celico, 1994).

È presente ancora una sorgente carsica più ad alta quota rispetto a quella succitate, è la Grotta dell'Acqua (CP108; Figura 27). Essa è ubicata a ridosso del Vallone Lontrano e si apre a quota 875 m s.l.m., al di sotto della piana dei Campitelli, e si sviluppa per più di 250 metri con un dislivello positivo di +51 metri. È una sorgente stagionale, attiva esclusivamente in periodi dell'anno piovosi alimentando il torrente del Vallone Lontrano. Dalle prove di tracciamento fino ad ora condotte risulta in collegamento con la grotta del Falco, e quindi con la piana dei Campitelli.

Va citata anche la sorgente Festola, varie volte nominata in questo lavoro. Essa è la sorgente di troppo pieno dell'Auso, che si attiva solo in occasione di abbondanti piogge, quando la sua portata può raggiungere anche qualche centinaia di L/s (Figura 28). Altre sorgenti minori sono presenti anche sul versante che si affaccia sul Vallo di Diano come la sorgente di S. Rufo e quella del Passo della Sentinella, solo per citarne alcune.



Figura 28 –Sorgente Festola. A sinistra in una fase di piena (6/4/2015), a destra in un momento di “normale secca”.

2.4.5. Prove di tracciamento pregresse

Tracciare il percorso sotterraneo degli acquiferi in *sensu latu*, e verificare la comunicazione tra due punti lontani e apparentemente scollegati, sono problemi spesso risolti con l'utilizzo di sostanze facilmente immissibili nel sistema, e dei quali, una volta in soluzione, si possa verificare il passaggio dai punti di controllo. Un tracciamento idrogeologico può dare un esito sia di tipo qualitativo che di tipo quantitativo, a seconda della metodologia utilizzata per il campionamento. Il tipo di tracciante può essere di svariati tipi, e va scelto a seconda delle condizioni a contorno (in genere roccia, acidità della soluzione, materiale in sospensione, temperatura e strumentazione disponibile). Per i tracciamenti in ambiente carsico vengono utilizzati generalmente coloranti fluorescenti, ossia che danno una risposta colorimetrica viva quando vengono irraggiati con una caratteristica lunghezza d'onda. Questo tipo di tracciamento è stato da sempre utilizzato dagli idrogeologi e dagli speleologi per accertare la comunicazione idrogeologica tra due punti di un sistema acquifero (non necessariamente carsico) laddove è impossibile avere una verifica diretta della connessione del sistema. I traccianti più comuni (e non nocivi in soluzione acquosa) sono: Tinopal, Uranina e Rodamina (Tabella 1). L'Uranina è certamente la più utilizzata in assoluto in ambito di ricerca idrogeologica e speleologica poiché:

- è relativamente economica;
- si rileva con metodi semplici ed economici (per un campionamento qualitativo);
- ha un alto limite di rilevabilità (10^{-3} µg/L);
- non è naturalmente presente in natura;

Ha invece lo svantaggio di essere fortemente fotosensibile e può avere un forte impatto visivo.

Nome /Formula	Color Index /CAS number	Limite di rilevabilità	Vantaggi	Svantaggi
Uranina $C_{20}H_{10}Na_2O_5$	CI Acid Yellow 73 CAS 518-47-8	10^{-3} µg/L	Tracciante più conservativo Costo ridotto	Forte sensibilità al pH (<7) Fotosensibilità
Sulforhodamina G $C_{25}H_{25}N_2O_7S_2Na$	CI Acid Red 50 CAS 5873-16-5	10^{-2} µg/L	Ridotta fotosensibilità; Nulla sensibilità al pH; Non interferisce con uranina.	Costo maggiore; Colorazione molto innaturale (rossa)
Tinopal CBS-X $C_{28}H_{22}O_6S_2$	CI Fluorescent Brightener 351	10^{-1} µg/L	Costo ridotto; Colorazione di basso impatto visivo.	Alto limite di rilevabilità. Elevato assorbimento; Interferenza con torbidità e DOC

Tabella 1 - principali caratteristiche di alcuni traccianti.

La ricerca idrogeologica si è iniziata a svolgere per motivi di studio e ai fini dello sfruttamento della risorsa idrica, ma si è poi inevitabilmente legata con la ricerca speleologica, permettendo di tracciare nuovi dettagli nello scorrimento dei fiumi sotterranei.

Sugli Alburni sono vari gli autori che dal '54 ad oggi hanno svolto e stanno svolgendo attività atte a definire al meglio possibile la fitta rete di canali carsici e determinare in qualche modo delle precise linee di spartiacque sotterranee mai definite con precisione. Le ricerche speleologiche si sono concentrate per lo più nella zona centrale dell'altopiano, che racchiude nella sua area numerose grotte. Le ricerche a carattere speleologico sono arrivate sugli Alburni sul calare degli anni '60 e hanno subito un forte impulso tra gli anni '80 e '90 dello scorso secolo. È in questo periodo che vengono fatte importanti esplorazioni e studi sull'area carsica, tracciando definitivamente il percorso del collettore sotterraneo Fumo-S. Maria. Al contempo anche le altre aree carsiche del massiccio venivano esplorate, e studiate, in particolare quella di Castelcivita, dove alcuni studi a carattere idrogeologico sono stati svolti (Rodriquez, 1974b; Santo, 1994). Recentemente, tra il 2012 e il 2015, i gruppi speleologici campani e pugliesi hanno svolto nuove prove di colorazioni portando a nuovi risultati (Cafaro, 2015; Cozzolino et al., 2015 a,b; Pedrali et al., 2015).

In Tabella 2 sono state raccolte ed elencate le prove di colorazione fatte fino ad ora sugli Alburni, incluse le ultime effettuate in Dicembre 2015 al Falco.

Punto d'immissione	Recapiti monitorati	Risultato	Anno	Riferimento
Grotta del Fumo	PSM Aus	Positivo Positivo	1988	Bellucci et al. 1988, 1991, 1995
Grotta di Castelcivita	Mul Ra	Positivo Positivo	1957	Rodriquez, 1974b; Santo, 199
Grotta di Castelcivita	Mul Ra	Negativo Postivo	1993	Santo, 1994
Canali carsici Mulino	Mul Ra	Positivo Negativo	1993	Santo, 1994
Grotta dei Vitelli	Aus Fu	Positivo -	-	-
Grotta Milano	Po Ni La Vo	Positivo Positivo Negativo Negativo	2012	Cozzolino et al., 2015
Grotta di Mastopeppe	Ni Vo	Positivo Negativo	2012	Cozzolino et al., 2015
Ingh. III Campitelli	Fa	Positivo	2012	Cozzolino et al., 2015; Pedrali et al., 2015; Cafaro, 2015
Grotta del Falco	GPA Pta Acq	Dubbio Positivo Dubbio	2012	Cozzolino et al., 2015; Pedrali et al., 2015; Cafaro, 2015

Grotta del Falco	GPA	Negativo	2015	-----
	Pta	Positivo/Dubbio		
	Acq	Positivo/Dubbio		
	Aus	Positivo/Dubbio		
	CCI e Mul	Negativo		

Tabella 2 –Elenco delle prove di tracciamento fatte sul Massiccio degli Alburni e di cui si ha conoscenza. PSM: Inghiottitoio III dei piani di S. Maria; Aus: Risorgenza dell'Auso; Mul:G gruppo sorgivo del Mulino di Castelcivita; Ra: Gruppo sorgivo dell'Ausino-Castelcivita; Fu: Grotta del Fumo; Po: Grave del Poeta; Ni: Sorgente Niedda; La: Grotta del Lauro; Vo: Fiume Vallone S. Onofrio; Fa: Grotta del Falco; GPA: Grotta di Pertosa-Auletta; Pta: Polle dell'alto Tanagro presso Pertosa; Acq: Grotta dell'Acqua.

Queste prove di tracciamento hanno permesso di asserire che:

- il torrente che percorre il sistema Vento -Fumo è lo stesso che percorre il sistema Inghiottitoi III e I dei piani di S. Maria ed ha come recapito la sorgente dell'Auso;
- Le grotte dell'Ausino e di Castelcivita sono connesse idrogeologicamente ed hanno come recapito il complesso sorgivo Castelcivita-Ausino. La sorgente del Mulino di Castelcivita, ha come recapito le omonime "polle" sul fiume Calore. Il sistema Castelcivita-Ausino e Mulino non risultano in collegamento idrogeologico nei periodi di magra (prova del 1993, Tabella 2) ma entrano in connessione in occasione di intense precipitazioni (prova del 1957);
- La grotta dei Vitelli è collegata alla sorgente Auso;
- La grotta Milano e la Grave di Milano assieme alla grotta di Mastopeppe costituiscono il sistema carsico che alimenta la sorgente Niedda.
- La grotta del Falco, che si apre nella piana dei Campitelli a 1.146 m s.l.m, è connessa idrogeologicamente con le sorgenti dell' alto Tanagro, sotto Pertosa, ma i risultati ottenuti sono piuttosto discordanti. Si sottolinea che in occasione di queste prove non è stata effettuato monitoraggio alla sorgente Auso.

2.5. Inquadramento geochimico

Numerosi sono i lavori fatti nella zona sulle acque dell'Appennino Lucano e della zona Cilentana, solo per citarne alcuni. Più nel particolare della zona degli Alburni vi entrarono però Celico et al. nel 1994 con un lavoro sull'intera area, eseguendo analisi su 10 sorgenti. Santo (1994) invece esegue un lavoro più puntuale sulle sorgenti dell'area di Castelcivita, campionando la sorgente del Mulino e quella del sistema Castelcivita-Ausino. Più generico è il lavoro di Corniello del 1996 che compie un più sommario inquadramento in relazione alle acque di altri massicci campani. In generale comunque tutte le analisi riportano acque prettamente carbonatiche. Nella fase di elaborazione bibliografica su tale lavoro si è notato che i valori dei cloruri sono insolitamente alti per l'area inquadrata. Si riporta anche in questa fase di inquadramento i valori dei rapporti caratteristici riportati da Celico et al. (1994) e presentati in Tabella 3 riferiti ad alcune delle sorgenti prese in considerazione anche in questo lavoro di tesi per permettere un confronto tra questi dati e quelli ottenuti dalle nostre analisi effettuate presso il Politecnico di Torino. Per il Mulino invece si farà riferimento al lavoro di Santo (1994) e riportati in Tabella 4.

Auso [rMg ²⁺ /Ca ²⁺]	Castelcivita [rMg ²⁺ /Ca ²⁺]	Pertosa [rMg ²⁺ /Ca ²⁺]	Regina [rMg ²⁺ /Ca ²⁺]
0.21	0.25	0.18	0.33

Tabella 3 - Rapporto caratteristico rMg²⁺/Ca²⁺ di alcune sorgenti degli Alburni, campionate anche in occasione di questo lavoro (da Celico, 1994)

Mulino [rMg ²⁺ /Ca ²⁺]	Castelcivita- Ausino [rMg ²⁺ /Ca ²⁺]
<ul style="list-style-type: none"> • 0.586 • 0.423 • 0.207 • 0.250 	<ul style="list-style-type: none"> • 0.358 • 0.527

Tabella 4 – Rapporto caratteristico rMg²⁺/Ca²⁺ delle sorgenti del Mulino e del sistema Castelcivita-Ausino (da Santo, 1994)

Si nota come i rapporti caratteristici propendano più verso Mg²⁺ alle sorgenti del Mulino, Castelcivita e Regina, che sono quelle che cingono il massiccio. Mentre Pertosa e Auso hanno tenori più bassi, con la prima che mostra un rapporto leggermente più basso rispetto alla seconda. Pertanto le acque che scaturiscono dalle sorgenti più basse circolano nel complesso calcareo-dolomitico alla base del massiccio (Celico et al., 1994).

2.6. Bilancio idrogeologico

Il bilancio idrologico (Celico et al., 1994) evidenzia un deficit tra entrate complessive stimate sul massiccio (10 mc/s) contro quelle delle uscite totali misurate (circa 7.4 mc/s). Questa differenza viene attribuita dagli autori sostanzialmente a due fattori. Il primo al fatto che sicuramente non sono stati valutati tutti i recapiti, in quanto molti di questi sono direttamente in alveo, e in secondo luogo al fatto che le misure di portata fatte non tengono conto delle piene, che su sorgenti come ad esempio l'Auso possono far variare le portate di centinaia di L/s. Più nello specifico si fa risaltare, però, le differenze tra entrate e uscite sulle singole aree di alimentazione. Il massiccio è stato infatti suddiviso in poligoni (topoietti), che approssimano le possibili aree di alimentazioni delle singole sorgenti. La differenza quindi si ha nelle sorgenti del basso Tanagro quali Regina e Sagaria che hanno un surplus di acque in uscita rispetto a quelle in entrata. Tutte le altre invece hanno un deficit delle uscite rispetto alle entrate. Viene quindi proposto un modello di travasi sotterranei in cui la falda si dirige verso Nord-Ovest e che portano le acque profonde dalle zone di alimentazione di Auso, Pertosa e Castelcivita verso le scaturigini del Tanagro (Celico et al., 1994)

CAPITOLO 3: MATERIALI E METODI

3.1. Punti di monitoraggio in continuo con sonda multiparametrica

Per questo lavoro è stata prevista l'installazione di tre sonde multiparametriche alle sorgenti Auso, grotta di Pertosa-Auletta e Mulino di Castelcivita al fine di monitorarne il carattere idrologico dal punto di vista di portate, conducibilità e temperatura. Le prime due sonde sono state avviate il giorno 19/11/2015, mentre la terza in data 2 Gennaio. Purtroppo però due grosse piene hanno sradicato due delle tre sonde, ovvero quella dell'Auso e quella del Mulino, rendendole inutilizzabili e non riparabili. Di conseguenza la sola sonda della grotta di Pertosa-Auletta è rimasta attiva per tutto il periodo, seppur con qualche problema di tipo tecnico. Si anticipa in questo contesto che alle sorgenti sopracitate sono state assegnati i seguenti codici riportati in Tabella 5:

Codice	Nome
PER	Grotta di Pertosa e Auletta
AUS	Sorgente Auso
MUL	Sorgente Mulino

Tabella 5 - Codici assegnati alle sonde multiparametriche.

La sonda PER è stata posizionata lungo la sezione del Fiume Negro, all'interno della grotta di Pertosa-Auletta (Figura 29) per permettere il continuo monitoraggio della. La sonda AUS era stata posizionata a valle della vasca sorgiva del fiume Auso, mentre la sonda MUL era posizionata dentro la vasca della polla del Mulino.

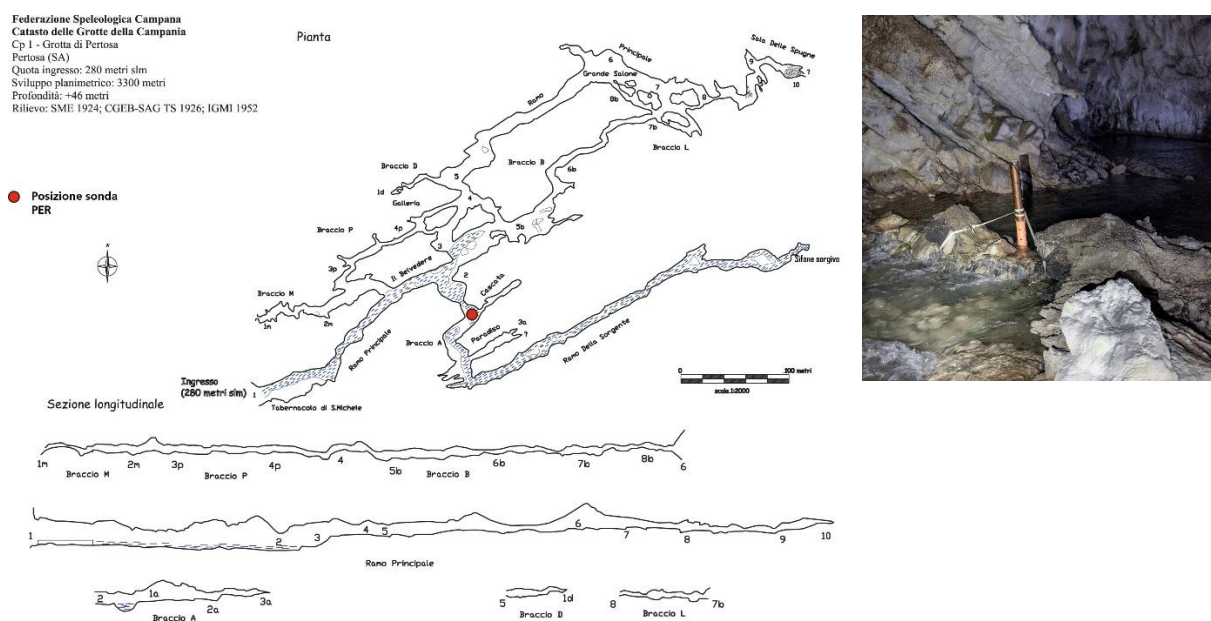


Figura 29 –La sonda PER dentro il tubo di protezione lungo un tratto del fiume Negro nella grotta di Pertosa-Auletta. La posizione è riportata con il punto rosso sul rilievo della Federazione Speleologica Campana.

Per quanto riguarda le sonde AUS e MUL, esse hanno registrato fino all'arrivo delle rispettive piene che ne hanno causata la rottura. La sonda AUS ha registrato fino al 4 Gennaio 2015, mentre la sonda MUL fino al 22 dello stesso mese. Invece, periodicamente, dalla sonda PER, tutt'ora in funzione, sono stati scaricati i dati registrati. In ausilio a questi dati sono stati affiancati i valori pluviometrici della stazione di Auletta (280 m s.l.m.), distante una decina di km dalla sorgente, della stazione di Postiglione e di Bellosguardo (alle pendici NW e SW dei monti Alburni, rispettivamente). I dati sono stati messi a disposizione dalla Regione Campania. La strumentazione pluviometrica considera sia le precipitazioni nivali che piovose, come precipitazioni liquide riportando i dati in mm di pioggia; non sono disponibili informazioni relative alle altezze nivali. Tutti i pluviometri sono situati a basse quote, infatti nessuna stazione è posizionata sull'altopiano. Questo fatto impedisce di avere un riscontro diretto con le precipitazioni in quota, e che probabilmente quelle rilevate dalle strumentazioni saranno inferiori rispetto a quelle cadute realmente sul massiccio, anche se che gli Alburni non superano mediamente i 1100 m s.l.m. e che le precipitazioni nevose non sono abbondanti.

3.2. Tipologia di sonda multiparametrica

Le tre sonde installate nei siti PER, AUS e MUL sono di tipo multiparametrica (modello della serie DL/N 70 multi della ditta STS).

Tra queste la PER ha registrato, con cadenza di 45 minuti e per una durata di un anno, i valori dei seguenti parametri chimico-fisici dell'acqua:

- Temperatura (i dati di temperatura misurati hanno una risoluzione di 0.1°C ed una accuratezza di +/- 0.25 °C);
- Conducibilità (la conducibilità viene misurata con una risoluzione di 1 µS/cm ed una accuratezza di +/- 2 µS/cm);
- Pressione da cui si può ricavare il livello idrometrico della sezione monitorata (per un intervallo di pressione che va da 1 a 5 bar, con una risoluzione < 0.01%FS ed una accuratezza ≤0.25 bar).

La conversione da valore di pressione a valore di altezza idrica avviene automaticamente, tramite la relazione:

$$P = \rho \cdot g \cdot h$$

P = pressione;

ρ = densità dell'acqua;

g = accelerazione di gravità;

h = quota del livello idrico al di sopra della base del *diver*.

3.3. Prova di portata con metodo della diluizione salina

Durante il periodo di studio è stata eseguita una sola prova di portata con il metodo della diluizione salina. Si è scelto questo metodo per via dell'impossibilità di usare metodi alternativi, ovvero l'impossibilità di costruire uno stramazzo lungo il percorso del fiume Negro e l'impiego del metodo correntometrico che necessitava di un tipo di mulinello di cui non si disponeva.

Il metodo di misura delle portate idriche a mezzo di soluzioni saline, o, in generale, di immissione di traccianti, si presta particolarmente per condizioni dove le portate sono minime o le caratteristiche del fondo fluviale impediscono una corretta misura della sezione (ad esempio in presenza di grandi massi), eventualità tipiche per i torrenti ipogei e i torrenti montani. Avendo già a disposizione la sonda multiparametrica, e data l'impossibilità di utilizzare altri metodi, questo si è rilevato il modo migliore per fare una prova di portata.

Anche con la tecnica della diluizione salina i problemi logistici non sono stati pochi (Figura 30), in quanto si sono dovuti portare circa 9 kg di NaCl in grotta, per poi diluirlo, in due tornate da 3 e 6 kg, direttamente al punto di immissione, ovvero nel mezzo del corso del fiume.

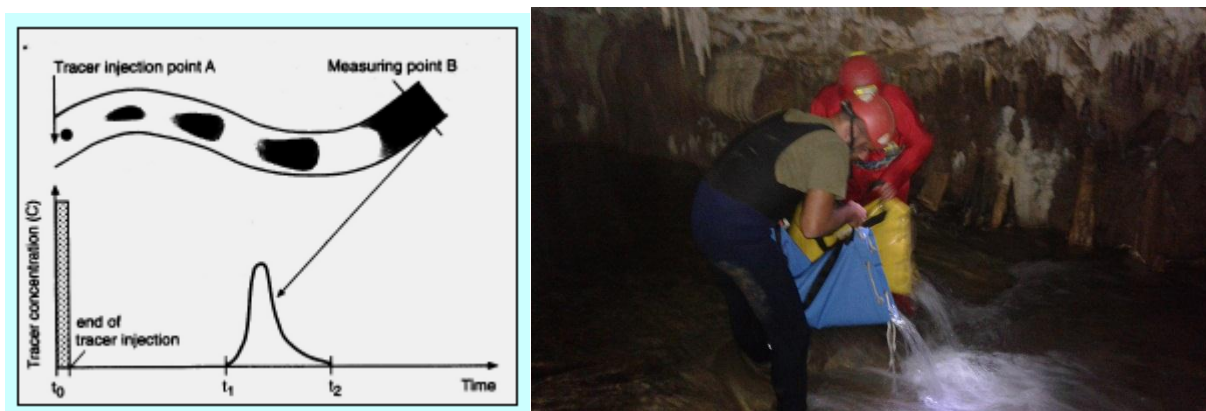


Figura 30 – Immagine a sinistra, schema del passaggio dell'onda di tracciante (a seconda della tipologia può essere un aumento di conducibilità, concentrazione, colore, ecc..) tra i punti A e B e il tempo t1 e t2 rilevato in B (immissione a t0). Immagine a destra, fase di immissione della soluzione di NaCl.

Il metodo della diluizione salina prevede l'immissione di una certa quantità di sale (in questo caso NaCl), preventivamente diluito, in un punto della sezione di un corso d'acqua abbastanza lontano dal punto di monitoraggio e tale da permettere una sufficiente diluizione. Per il principio di conservazione della massa, se nel punto d'immissione viene versato M tracciante esso passa dalla stazione di misura come onda di risposta dovuta alla diffusione del sale nella corrente (Figura 30). A seconda del tracciante scelto la concentrazione C al tempo t può essere valutata con diversi metodi, ma tutti si basano sulla relazione per cui:

$$M = \int dM = Q \cdot \int (C(t) - C_0(t)) \cdot dt$$

Overo la massa immessa dM , trasportata dalla portata Q per un tempo dt produce una variazione di concentrazione C rispetto alla concentrazione di sali disciolti di base C_0 . Essendo la portata Q costante durante la prova si ha che:

$$Q = \frac{M}{\int (C(t) - C_0(t)) \cdot dt}$$

Come già detto per la prova in questione si utilizza normale sale da cucina, questo per tre ragioni principali:

- è economico e facile da trovare;
- gli ioni Na^+ e Cl^- sono naturalmente scarsi in questo tipo di acqua quindi non vi può essere disturbo;
- non inquina;
- è facilmente rilevabile;

Inoltre il metodo si basa sulla relazione tra conducibilità elettrica (μ) dell'acqua e dei sali disciolti (in $mS/cm \rightarrow 10^{-2} ohm^{-1}$) e quantità di sali disciolti in acqua (TDS, *Total Dissolved Solid*, in mg/L). Infatti esiste una correlazione diretta e lineare semplificata ed esaustiva per cui: $C(t) = TDS(t) = k \cdot \mu(t)$. k è una costante che dipende sostanzialmente dalla temperatura, essa è pari a 0,5 per temperature attorno ai $25^\circ C$ e sale a 0,67 per temperature attorno ai $10^\circ C$, come nel nostro caso.

I dati sono stati elaborati con un foglio di calcolo Excel® (Figura 31).

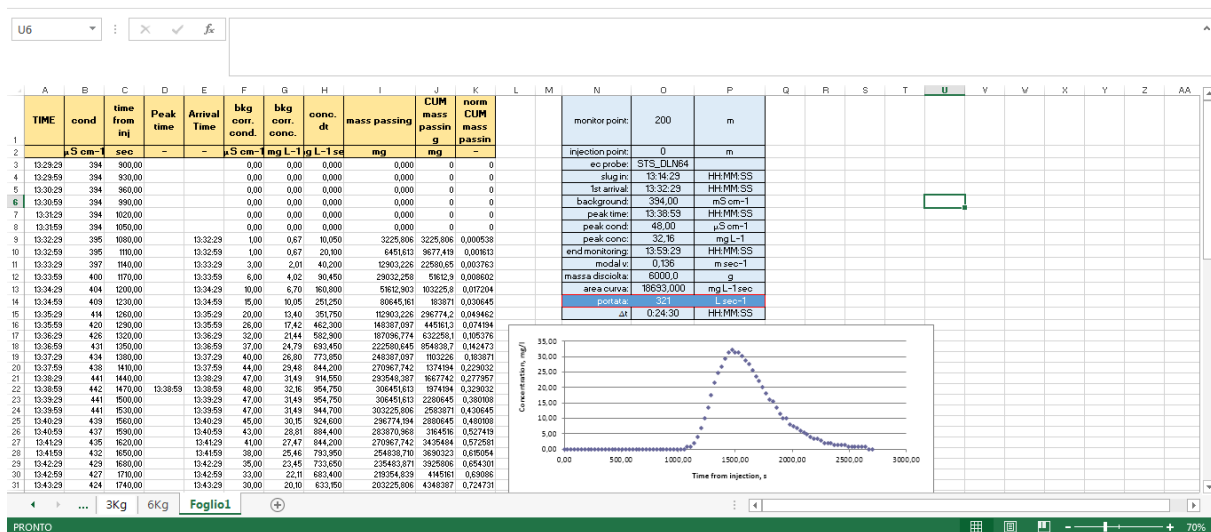


Figura 31 - Foglio di lavoro in Excel®.

3.4. Monitoraggio idrochimico

In affiancamento alla sonda PER, per questo lavoro si è portato avanti un'attività di campionamento delle acque delle principali sorgenti e di alcune grotte dell'altopiano degli Alburni.

Sono state campionate in totale 9 sorgenti e 5 grotte (Tabella 6 e Tabella 7). Per quanto riguarda le sorgenti al campionamento è stato affiancato, quando possibile, il prelievo di temperatura, pH e conducibilità (di conseguenza il *Total Dissolved Solid*). Di seguito sono elencati i punti di campionamento e rispettivi codici identificativi assegnati durante il lavoro (Tabella 6 e Tabella 7):

Nome N°catasto	Codice	Tipologia	Lat.	Long.	Quota (s.l.m.)
Auso CP31	AUS	Sorgente	40°27'17.41"N	15°19'29.87"E	280 m
Pertosa CP1	PER	Sorgente	40°32'10.60"N	15°27'19.24"E	263 m
Castelcivita CP2	CCI	Sorgente	40°29'43.83"N	15°29'43.83"E	94 m
Mulino CP865	MUL	Sorgente	40°29'37.53"N	15°12'29.92"E	65 m
Sauchiello	TSA	Polla sorgiva	40°36'32.80"N	15°16'04.34"E	100 m
Acque della Regina	TRE	Polla sorgiva	40°36'44.31"N	15°15'51.43"E	92 m
Polla Santa Domenica	PSD	Polla sorgiva	40°32'11.02"N	15°27'10.65"E	251 m
Polle sorgive di Pertosa	PSP	Polla sorgiva	40°32'17.43"N	15°26'36.08"E	195 m
Grotta dell'Acqua CP108	AQ	Sorgente	40°29'36.30"N	15°24'36.13"E	875 m
Festola CP1230	FES	Sorgente	40°27'17.41"N	15°19'29.87"E	280 m

Tabella 6 - Codici assegnati e coordinate WGS84 delle sorgenti campionate.

Nome - N°catasto	Codice	Tipologia	Punto di campionamento	Lat.	Long.	Quota ingresso (s.l.m.)
Falco CP448	FAL	Grotta	Sifone terminale (-160)	40°28'57.29"N	15°24'17.13"E	114 m
Vitelli CP253	VIT	Grotta	Sifone terminale (-385)	40°30'03.5"N	15°21'38.6"E	1124 m (1084 m)
Fumo- Vento CP94	FUM	Grotta	Collettore, base P100 (-200)	40°29'55.8"N	15°21'57.5"E	1058 m (Fumo)
Gentili CP255	GEN	Grotta	Tratto allagato a circa -300	40°28'46.24"N	15°21'24.70"E	820 m
Serrone CP429	SER	Grotta	Sifone terminale (-216)	40°26'20.04"N	15°24'49.63"E	747 m
Minollo CP1005	MIN	Grotta	Sifone terminale (-300)	40°27'16.83"N	15°24'9.32"E	577 m

Tabella 7 - Codici assegnati e coordinate WGS84 degli ingressi delle grotte campionate.

Le operazioni di prelievo sono cominciate in agosto 2014, ma non tutte le sorgenti e grotte sono state campionate lo stesso numero di volte e lo stesso giorno. Le polle sorgive del Tanagro (sorgente Sauchiello e Acque della Regina) sono state inserite nel piano di campionamento solo per l'ultima campagna di prelievi, poiché vi sono state notevoli difficoltà nel rintracciare le stesse polle. Per quanto riguarda le grotte sono state campionate tutte una

volta sola, tranne la grotta del Serrone che è stata campionata due volte, dati i particolari caratteri chimici che le sue acque hanno mostrato dalle analisi degli elementi. Tutti i campionamenti sono stati eseguiti dallo scrivente con l'indispensabile aiuto degli amici speleologi campani e pugliesi, in particolare con i compagni di esplorazione del Gruppo Speleologico Martinese. In Tabella 8 l'elenco dei campionamenti, dove il numero di campagna indicato sarà spesso richiamato nel corso del testo per fare riferimento ai campioni.

Campagna	AUS	PER	CCI	MUL	Campagna	PSP	PSD	TRE
I	15/08/2014	17/08/2014	22/08/2014	22/08/2014	I	-	-	-
II	06/04/2015	06/04/2015	-	06/04/2015	II	-	-	-
III	-	-	16/05/2015	16/05/2015	III	-	-	-
IV	-	15/08/2015	-	-	IV	-	-	-
V/Vb	19/10/2015; 20/10/2015	21/10/2015	19/10/2015	19/10/2015	V	-	-	-
VI	02/12/2015	02/12/2015	01/12/2015	01/12/2015	VI	02/12/2015	02/12/2015	01/12/2015
Campagna	TSA	AQ	FAL	MIN	Campagna	FV	SER	VIT
I	-	-	-	14/08/2014	I	23/08/2014	21/08/2014	19/08/2014
II	-	-	07/04/2015	-	II	-	-	-
III	-	-	-	-	III	-	-	-
IV	-	-	-	-	IV	-	12/08/2015	-
V	-	-	-	-	V	-	-	-
VI	01/12/2015	01/12/2015	-	-	VI	-	-	-
Campagna	GEN	-	-	-	Campagna	GEN	-	-
I	19/08/2014	-	-	-	I	19/08/2014	-	-

Tabella 8 - Elenco dei campionamenti eseguiti. La numerazione romana sarà quella di riferimento per richiamare la campagna di campionamento.

3.5. Strumenti e metodi di campionamento e di analisi

Per l'analisi chimica delle acque sono stati prelevati un totale di 31 campioni ognuno dei quali era costituito da un'aliquota da 500 mL tal quale per l'analisi degli elementi principali e un'altra da 100 mL per la determinazione dei metalli e dei lantanidi. I campioni per l'analisi dei metalli e Lantanidi (terre rare) sono stati acidificati con acido nitrico (HNO₃) al 65% entro le 24 ore e conservati in frigorifero. Si è provveduto quindi alla spedizione presso il laboratorio di Ricerche Idrogeologiche del Politecnico di Torino (Dipartimento di Ingegneria dell'Ambiente, del Territorio e delle Infrastrutture), dove sono state eseguite le analisi con l'ausilio delle seguenti tecniche:

- Titolazione complessometrica con elettrodo iono-selettivo per ioni calcio, magnesio e bicarbonato;
- Titolazione acido/base con controllo automatico del pH per i bicarbonati;
- Cromatografia ionica per gli anioni;
- Spettrofotometria con atomizzazione a fiamma per sodio e potassio;
- ICP-MS per gli elementi della serie dei Lantanidi.

È utile soffermarsi in questo frangente nell'utilizzo delle terre rare (Lantanidi) per lo studio delle acque in esame. È noto da diverso tempo che questi elementi possono essere

rappresentativi per le diverse composizioni delle matrici rocciose, ma i diversi autori hanno dimostrato che questa relazione è valida anche per le soluzioni acquose (Cantrell & Byrne, 1987; Johannesson et al., 1996, 1997; Dia et al., 2000). I grafici relativi alle terre rare sono molto simili a quelli di Schoeller riguardanti gli elementi maggiori, ma anziché considerare i valori assoluti delle concentrazioni dei singoli elementi, viene graficato il valore del rapporto tra le concentrazioni dei singoli Lantanidi e quelle relative ad un campione di riferimento. Per questo studio è stato preso come riferimento il PAAS (*Post Archean Australian Shale*), i cui valori sono riportati in Tabella 9. Le rocce lasciano un'impronta tipica a seconda della loro composizione per quanto riguarda i Lantanidi. In particolare, quest'impronta per le acque che circolano nei carbonati o per i carbonati stessi è generalmente indicata da un picco positivo su l'europio, legato al fatto che esso entra facilmente al posto dello stronzio (Aide e Aide, 2012) il quale è vicariante del calcio nella struttura della calcite, ed un picco negativo sul cerio già precipitato come ossido sui fondali oceanici.

La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)
38.2	79.6	8.83	33.9	5.55	1.08	4.66
Tb (ppm)	Dy(ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)
0.774	4.68	0.991	2.85	0.405	2.82	0.433

Tabella 9 - I valori delle concentrazioni Post Archean Australian Shale (PAAS), utilizzati come riferimento per questo lavoro

Durante i campionamenti, quando possibile, sono stati rilevati in campo i valori di temperatura, *pH* e conducibilità con una sonda multiparametrica portatile della serie Combo prodotta da Hanna Instruments (Figura 32).



Figura 32 - Lo strumento utilizzato per la misura dei parametri in situ.

L'elaborazione dei dati idrochimici *in situ* e di laboratorio sono stati elaborati con l'utilizzo di Excel®.

3.6. Metodi di elaborazione della carta idrogeologica

Attraverso l'utilizzo del software di ambiente GIS *Global Mapper*® è stato possibile realizzare una carta idrogeologica dell'area degli Alburni. Per la cartografia sono stati sfruttati i servizi WMS e WFS messi a disposizione dell'ISPRA, la carta geologica 1:100000 foglio 198-Eboli anche questa dell'ISPRA. È stata quindi ricreata una nuova carta geologica modellata tramite l'utilizzo di un modello tridimensionale del suolo (DEM) realizzato dall'INGV (Tarquini et al., 2007, 2012).

Per completare il *layout* finale è stato utilizzato il software di grafica *Adobe® Illustrator*®.

CAPITOLO 4: RISULTATI

4.1. Prova di portata

4.1.1. Esecuzione della prova

La prova è stata eseguita due volte con diverse quantità di sale disciolto. Una prima volta con una massa di NaCl disciolta pari a 3 kg e la seconda con una massa disciolta di 6 kg. Per la prima tornata è stato immesso il sale a circa 150 m dal punto di rilevamento. Il sale è stato diluito in circa 100 L di acqua prima di essere immesso nel corso del fiume. La sonda ha campionato i valori di conducibilità con una frequenza di 30 sec, permettendo di avere una buona risoluzione. La prova, dal momento del primo arrivo fino al passaggio di tutta la curva, è durata circa 25 minuti (Figura 33). Collegando il computer alla sonda tramite l'apposito cavo, è stato possibile monitorare l'avanzamento della prova.

Lo stesso procedimento è stato svolto con una massa disciolta di 6 Kg e immessi a 200 m dal punto di monitoraggio e il passaggio della rispettiva curva si è avuto in circa 27 minuti (Figura 33).

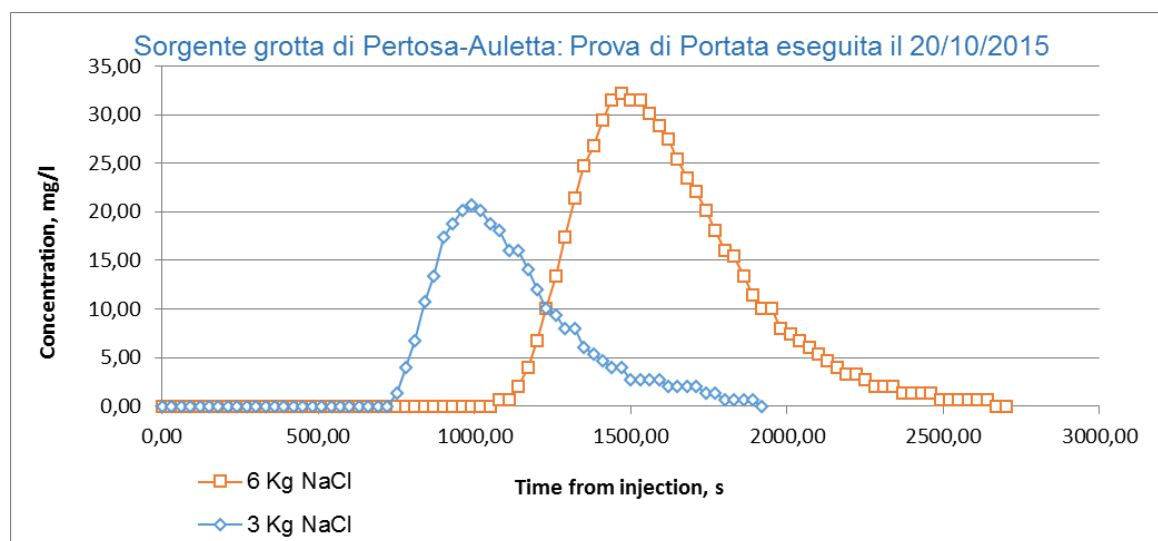


Figura 33 – Curve di esaurimento di NaCl nella prova di portata.

4.1.2. Presentazione dei dati

Per il calcolo dell'area sottesa dalla curva tracciata dall'andamento delle conducibilità nel tempo, essendo valori discreti e non continui, si è reso necessario l'utilizzo di Excel®. Innanzitutto si è dovuti passare dalla conducibilità ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-2}$) alla concentrazione dei sali disciolti (mg/L), e per farlo si è sfruttata la relazione precedentemente citata $C(t) = TDS(t) = k \cdot \mu(t)$, prendendo k pari a 0.67, dato che la temperatura dell'acqua si attesta sui

12°C. Di seguito è riportata la Tabella 10 con i valori di conducibilità e concentrazione durante la prova:

Massa disciolta NaCl 3 Kg			Massa disciolta NaCl 6 Kg		
Cond. $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$	(Cond.)-(bkg.) $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$	(Cond.)-(bkg.) $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$	Cond. $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$	(Cond.)-(bkg.) $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$	(Cond.)-(bkg.) $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$
394	0,00	0,00	394	0,00	0,00
396	2,00	1,34	395	1,00	0,67
400	6,00	4,02	395	1,00	0,67
404	10,00	6,70	397	3,00	2,01
410	16,00	10,72	400	6,00	4,02
414	20,00	13,40	404	10,00	6,70
420	26,00	17,42	409	15,00	10,05
422	28,00	18,76	414	20,00	13,40
424	30,00	20,10	420	26,00	17,42
425	31,00	20,77	426	32,00	21,44
424	30,00	20,10	431	37,00	24,79
422	28,00	18,76	434	40,00	26,80
421	27,00	18,09	438	44,00	29,48
418	24,00	16,08	441	47,00	31,49
418	24,00	16,08	442	48,00	32,16
415	21,00	14,07	441	47,00	31,49
412	18,00	12,06	441	47,00	31,49
409	15,00	10,05	439	45,00	30,15
408	14,00	9,38	437	43,00	28,81
406	12,00	8,04	435	41,00	27,47
406	12,00	8,04	432	38,00	25,46
403	9,00	6,03	429	35,00	23,45
402	8,00	5,36	427	33,00	22,11
401	7,00	4,69	424	30,00	20,10
400	6,00	4,02	421	27,00	18,09
400	6,00	4,02	418	24,00	16,08
398	4,00	2,68	417	23,00	15,41
398	4,00	2,68	414	20,00	13,40
398	4,00	2,68	411	17,00	11,39
398	4,00	2,68	409	15,00	10,05
397	3,00	2,01	409	15,00	10,05
397	3,00	2,01	406	12,00	8,04
397	3,00	2,01	405	11,00	7,37
397	3,00	2,01	404	10,00	6,70
396	2,00	1,34	403	9,00	6,03
396	2,00	1,34	402	8,00	5,36
395	1,00	0,67	401	7,00	4,69
395	1,00	0,67	400	6,00	4,02
395	1,00	0,67	399	5,00	3,35
395	1,00	0,67	399	5,00	3,35
			398	4,00	2,68
			397	3,00	2,01
			397	3,00	2,01
			397	3,00	2,01
			396	2,00	1,34
			396	2,00	1,34

			396	2,00	1,34
			396	2,00	1,34
			395	1,00	0,67
			395	1,00	0,67
			395	1,00	0,67
			395	1,00	0,67
			395	1,00	0,67
			395	1,00	0,67

Tabella 10 - Tabella con i valori di concentrazione di NaCl durante la prova di portata. Il primo valore di conducibilità è quello di background, ossia la conducibilità dell'acqua prima della prova.

Il metodo utilizzato con Excel® prevede di suddividere l'area della curva in tante aree più piccole e trapezoidali. I trapezi avranno come altezza i valori di conducibilità e come base il tempo, pari al passo di campionamento (in questo caso 30 s). La somma delle aree dei singoli trapezi danno l'area sottesa dall'intera curva, a cui è legata la portata Q tramite la relazione $Q = \frac{M}{\int (C(t) - C_0(t)) \cdot dt}$. (cfr. cap. 3), dove l'integrale può essere espresso anche come la sommatoria delle aree dei trapezi. Per questione di spazio nella tabella non sono stati inseriti i valori relativi alla conducibilità di base, o di *background*, corrispondente a $394 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, tale valore rappresenta la conducibilità propria dell'acqua del fiume Negro per quel giorno (nel grafico corrispondono ai valori pari a 0). Nella tabella sono riportati i valori di conducibilità assoluti e relativi, ossia sottratti al valore di *background* [(Cond.)-(bkg.)] (Tabella 10), poi trasformati in concentrazione (mg/L) tramite il prodotto con k .

Nella Tabella 11 di seguito sono riportati i dati riassuntivi della prova, ed in ultimo i valori di portata per ciascuna delle due prove. Esse hanno restituito una portata pari a 320 L/s.

massa disciolta:	3000,0	g	massa disciolta:	6000,0	g
monitor point:	150	m	monitor point:	200	m
injection point:	0	m	injection point:	0	m
ec probe:	STS_DL64		ec probe:	STS_DL64	
slug in:	12:28:59	HH:MM:SS	slug in:	13:14:29	HH:MM:SS
1st arrival:	12:41:29	HH:MM:SS	1st arrival:	13:32:29	HH:MM:SS
background:	394,00	$\mu\text{S cm}^{-1}$	background:	394,00	mS cm^{-1}
peak time:	12:45:29	HH:MM:SS	peak time:	13:38:59	HH:MM:SS
peak cond:	31,00	$\mu\text{S cm}^{-1}$	peak cond:	48,00	$\mu\text{S cm}^{-1}$
peak conc:	20,77	mg L^{-1}	peak conc:	32,16	mg L^{-1}
end monitoring:	14:01:59	HH:MM:SS	end monitoring:	13:59:29	HH:MM:SS
modal v:	0,152	m sec^{-1}	modal v:	0,136	m sec^{-1}
Δt	0:16:30	HH:MM:SS	Δt	0:24:30	HH:MM:SS
area curva:	9366,600	$\text{mg L}^{-1} \text{sec}$	area curva:	18693,000	$\text{mg L}^{-1} \text{sec}$
portata:	320	L sec⁻¹	portata:	321	L sec⁻¹

Tabella 11 – Risultati della prova di portata.

4.2. Idrodinamica della sorgenti monitorate (Monitoraggio in continuo)

I dati presentati in questo paragrafo sono riferiti principalmente alla postazione PER, ma vengono comunque riportati quelli delle postazioni AUS e MUL, seppur riferiti a un brevissimo periodo. Le sonde hanno rilevato con un passo di campionamento pari a 45 minuti. Questo tipo di indagine permette di studiare il funzionamento idrodinamico e idrochimico del punto d'acqua, tenendo conto delle variazioni stagionali. Il comportamento idrologico di una sorgente carsica è legato al tipo di deflusso che avviene attraverso i canali carsici, e per comprenderlo si prendono in considerazione i valori chimico-fisici della sorgente e comparati alle precipitazioni.

In particolare, il monitoraggio considerato ha come obiettivo quello di valutare le variazioni delle caratteristiche quali il livello idrometrico, temperatura e conducibilità elettrica dell'acqua che defluiscono dalla sorgenti. I dati registrati sono utilizzati per valutare in modo qualitativo il funzionamento di afflusso e deflusso della sorgente e quindi del bacino di ricarica. Avendo a disposizione le informazioni di una sola prova di portata, e in virtù del fatto che la sonda ha riscontrato importanti problemi nella rilevazione dei livelli idrometrici non è stato possibile per questo lavoro ottenere informazioni quantitative sulla sorgente, ovvero l'idrogramma e la stima della risorsa idrica.

4.2.1. Presentazione dei dati

Grotta di Pertosa-Auletta

Per la sola postazione PER i dati coprono un intervallo temporale che va dal 19 Novembre 2014 al 12 Novembre 2015 (Figura 34), e sono state acquisite oltre 12500 set di dati. La sonda PER da Marzo 2015 ha cominciato ad avere evidenti problemi al trasduttore di pressione che ha impedito di avere un'informazione precisa sul livello idrometrico. Ad ogni modo durante il periodo che va da Novembre 2014 a Febbraio 2015 ha eseguito una buona registrazione di livello idrico, conducibilità e temperatura. Da Marzo il disturbo diventa persistente, il che impedisce di vedere l'aumento di portata durante l'onda di piena. Il confronto delle pluviometrie con i valori di conducibilità e temperatura possono comunque fornire informazioni altrettanto valide. Ai dati raccolti dalla stazione PER sono stati affiancati i valori pluviometrici relativi ad Auletta, stazione più vicina al punto di monitoraggio.

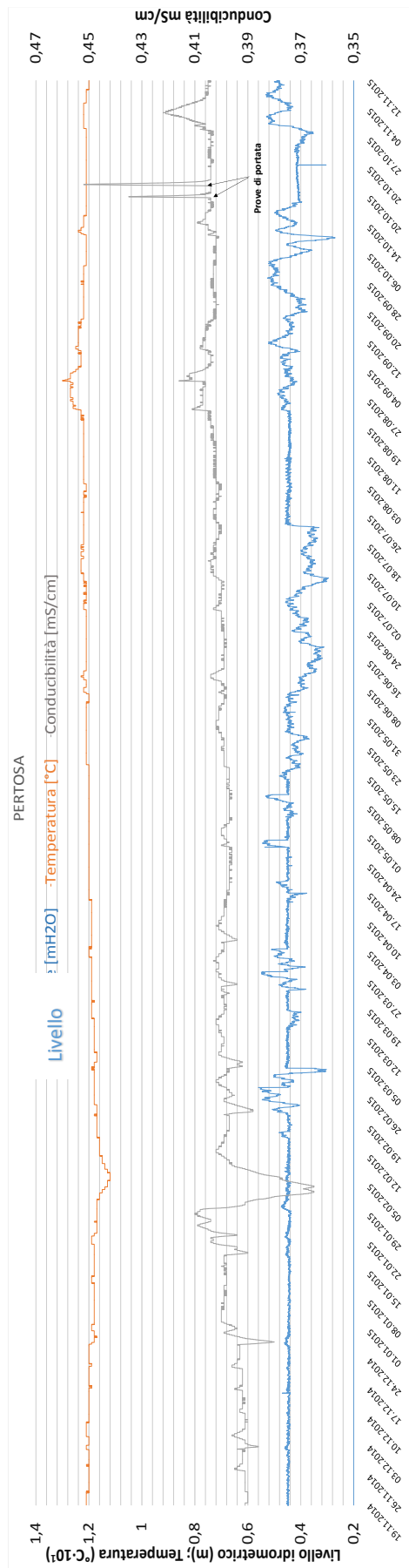


Figura 34 – Grafico completo dei dati di livello idrico [mH₂O], temperatura [°C] e conducibilità [mS/cm]

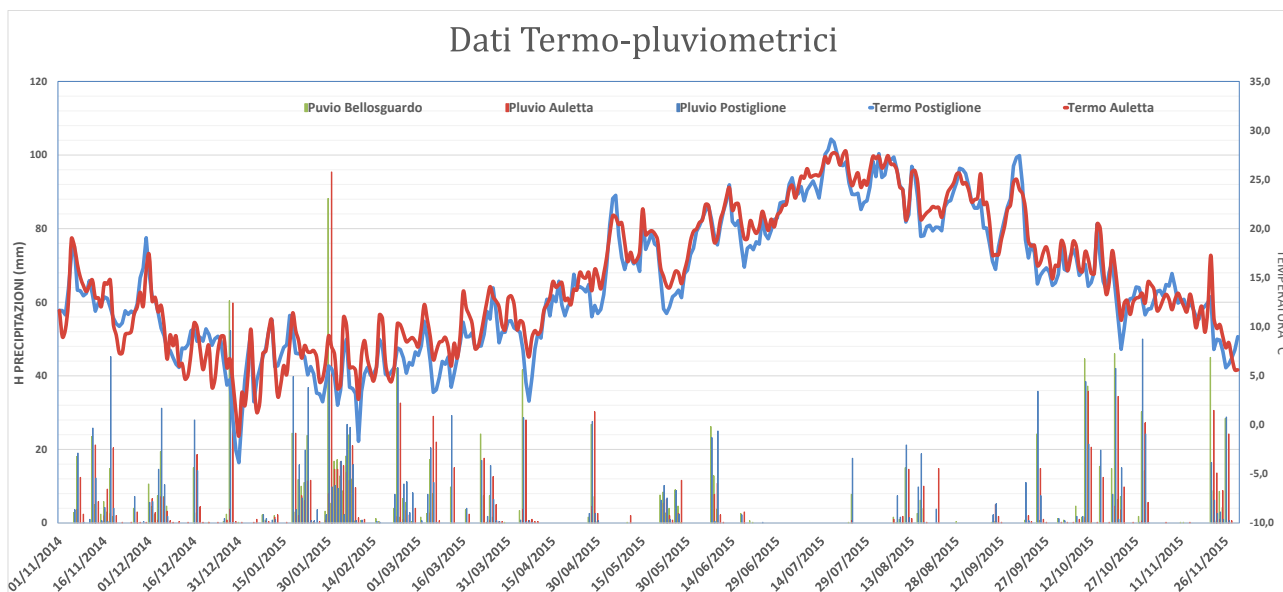


Figura 35 - Grafico dei dati termo-pluviometrici delle stazioni di Postiglio, Bellosguardo ed Auletta.

In questa fase preliminare di presentazione dei dati a disposizione si mostrano i dati termo-pluviometrici delle stazioni di Auletta, Postiglione e Bellosguardo (Figura 35). Vengono quindi messi a confronto in due grafici (Figura 36) con i livelli idrometrici e di conducibilità nel primo, e idrometrici e di temperatura nel secondo, omettendo volontariamente la parte con dati non affidabili sul livello idrico.

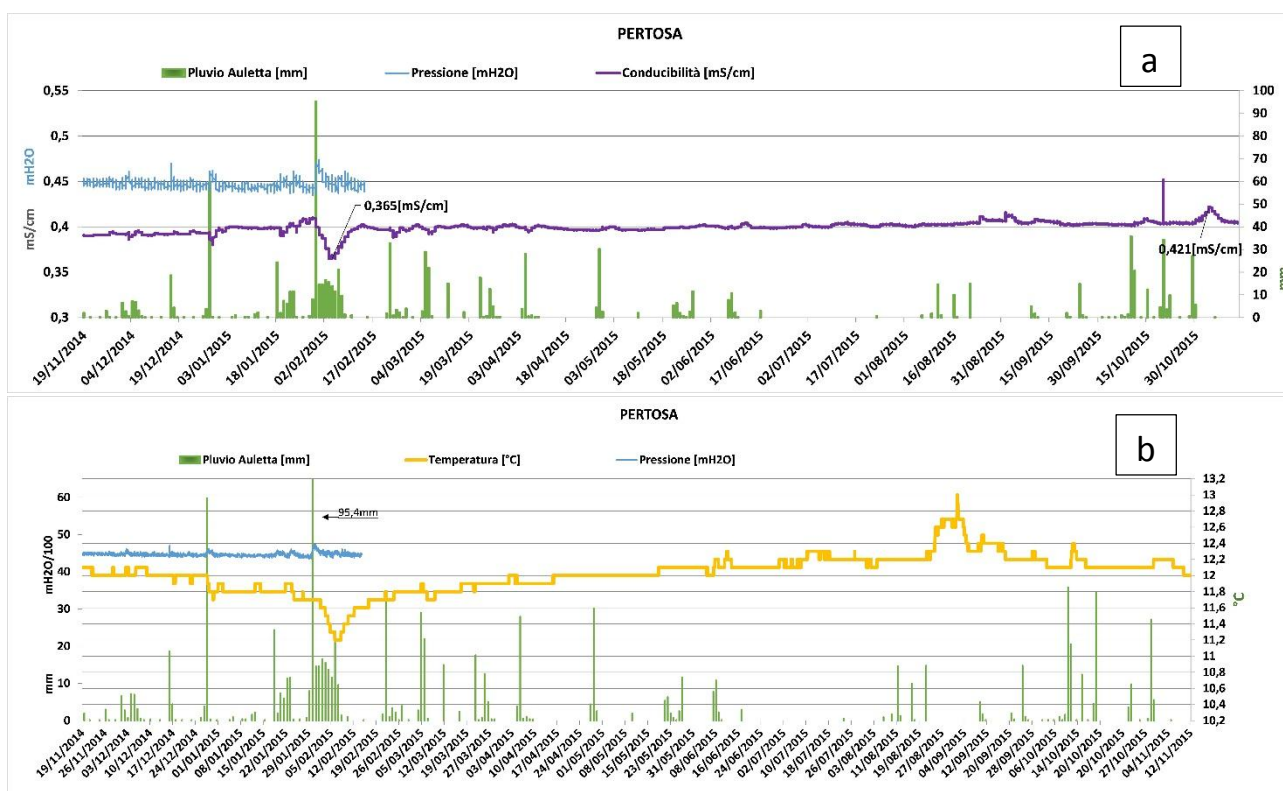


Figura 36 – a) grafico della conducibilità e livello dell'acqua [mH2O] alla Grotta di Pertosa, con riportate le pluviometrie giornaliere. Sono indicati i valori dei picchi di conducibilità, molto limitati. b), andamento della temperatura e del livello dell'acqua [mH2O].

Si sottolinea che i picchi in data 20/10/2015, indicati in Figura 34 e Figura 36, sono dovuti alle prove di portata con NaCl.

Sonda Auso e Mulino



Figura 37 - Un momento della piena dell'Auso del Aprile 2015 (foto 6/4/2015).

Per la sonda AUS l'intervallo di acquisizione va dal 19/11/2014 al 4/01/2015, mentre per MUL va dal 2/11/2014 fino al 22/01/2015. Sotto sono riportati i grafici del periodo indicato Per quanto riguarda l'Auso (**Errore. 'origine riferimento non è stata trovata.** e Figura 39) la sonda ha rilevato dei livelli idrici probabilmente influenzati dalla chiusura di una piccola diga, che recapita l'acqua alla piccola centrale idroelettrica poco più a valle. È comunque possibile vedere che in taluni casi la sonda ha rilevato livelli piuttosto alti (quasi un metro sopra la sonda) che, considerata la sezione dell'Auso

nella zona ove la sonda era installata, indicano un aumento notevole della portata (in caso di piena il corso della sorgente diventa impetuoso, (Figura 37). Era intenzione spostare la sonda in un punto a monte della diga, ma la rottura della strumenti ha impedito di portare avanti il lavoro. Per la sonda posizionata al Mulino (Figura 40 e Figura 41) non è possibile dire molto. La piena che l'ha sradicata ha probabilmente superato il metro sopra la sonda, il che vuol dire un aumento di portata consistente. È possibile dire anche che la conducibilità, nella fase di piena tendeva a salire.

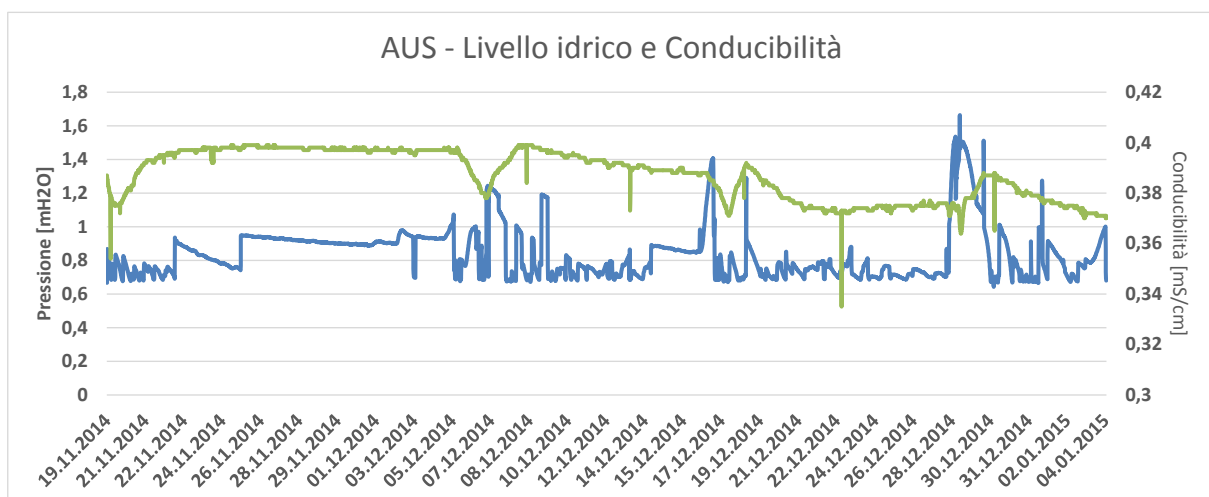


Figura 38 - Livello idrico e conducibilità della sonda AUS.

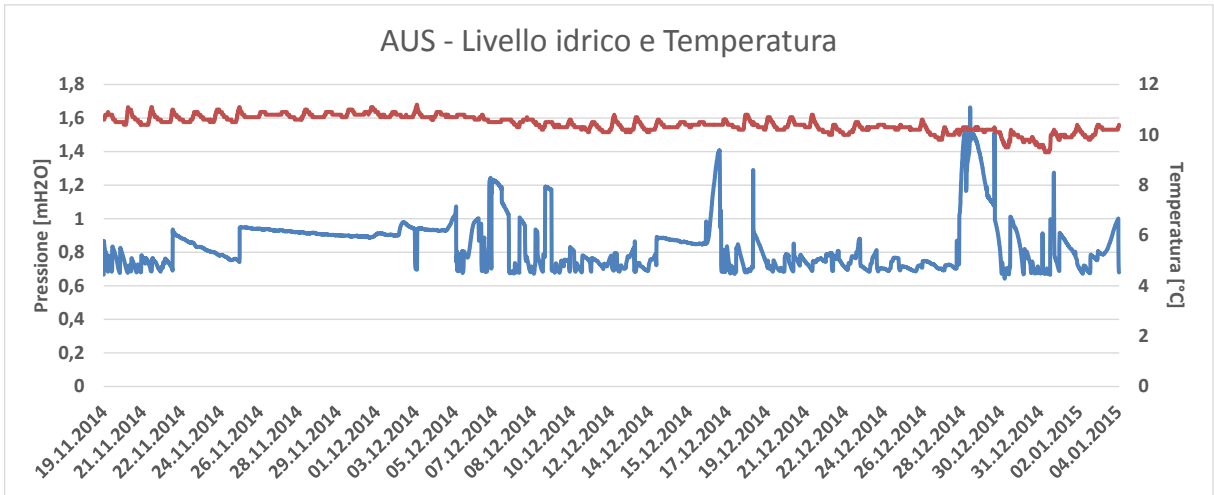


Figura 39 – Livello idrico [mH2O] e temperatura della sonda AUS.

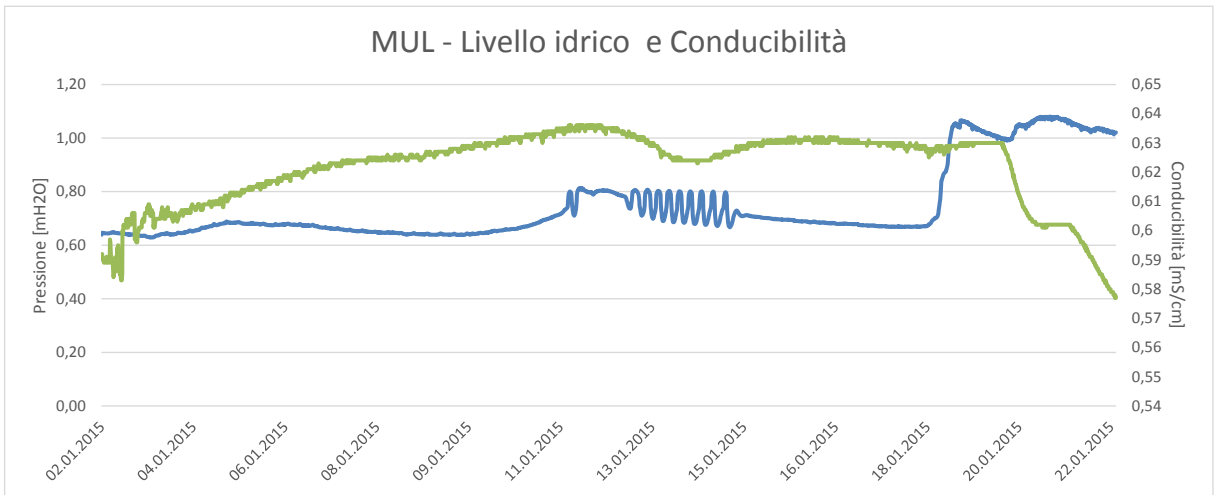


Figura 40 – Livello idrico [mH2O] e conducibilità della sonda MUL.

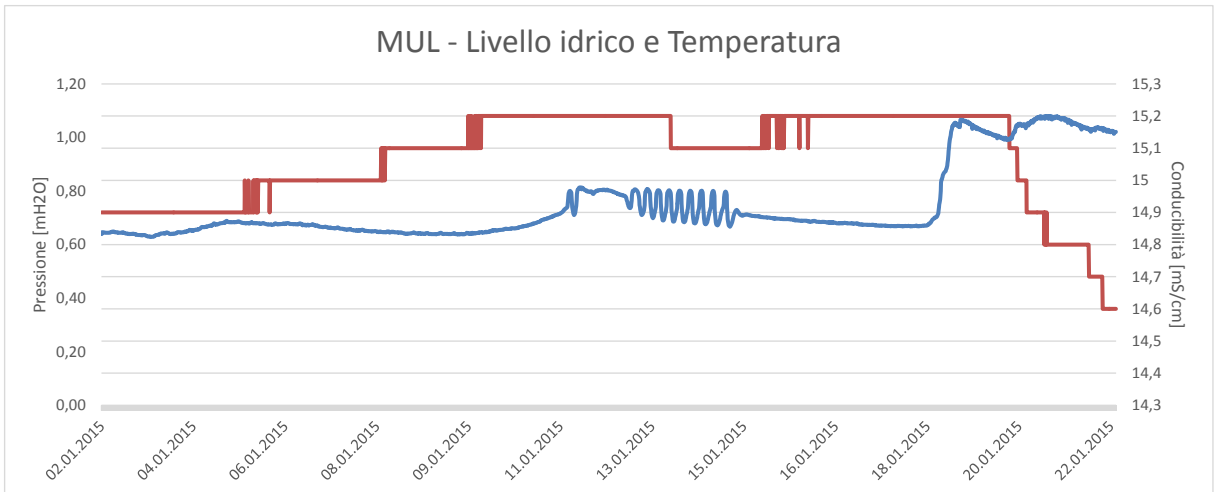


Figura 41 – Livello idrico [mH2O] e temperatura della sonda MUL.

4.2.2. Discussione sui dati rilevati in continuo

Grotta di Pertosa-Auletta

Come già accennato si può notare in alcuni andamenti nella curva idrometrica di Figura 34 alcune variazioni di livello poco tipiche della sorgente, con aumenti e diminuzioni di questi valori molto repentini e al di fuori dell'andamento generale della sorgente. In particolare la prima parte di valori ha un livello medio di 47 cm e nelle fasi di piena il livello si alza di pochi cm, tornando a valori medi dopo il passaggio dell'onda di piena. Nella seconda parte del grafico invece si notano che gli andamenti idrometrici hanno aumenti e diminuzioni troppo accentuati per essere ritenuti affidabili.

Negli andamenti generali la conducibilità è molto stabile, tendendo ad aumentare dalla fine dell'autunno del 2014 fino all'ultima misura, ma tale variazione è inferiore a 0,01 mS/cm. La conducibilità media della sorgente è di 0,398 mS/cm, con un valore massimo di 0,455 e un minimo di 0,365 mS/cm. La temperatura invece tende ad avere valori abbastanza stabili, con valori più bassi nei periodi piovosi e freddi, e più alti nei periodi con piogge estive.

La sequenza dei dati di livello idrico, temperatura e conducibilità viene raffrontata nel grafico di Figura 36 per l'intero anno. Tramite tale confronto è possibile mostrare delle minime variazioni di conducibilità e temperatura nelle acque della Grotta di Pertosa-Auletta che avvengono di conseguenza ad un lieve aumento delle portate a seguito di un evento piovoso, anche di grande intensità.

Considerando globalmente gli andamenti annuali (riportati in Figura 36a) si evidenziano due fasi distinte:

- durante il periodo autunnale – invernale, da fine Novembre a metà Maggio, la conducibilità elettrica dell'acqua defluente dalla sorgente è in media lievemente più bassa. Quindi, nonostante il periodo di riferimento sia particolarmente piovoso, questo si traduce solo in un minimo abbassamento della concentrazione di sali disciolti con una magnitudo della variazione di conducibilità rispetto alla media intorno a 0,01 mS/cm.
- nei mesi primaverili ed estivi, ed anche una buona metà dell'autunno del 2015, cioè da metà Maggio 2015 fino a Novembre dello stesso anno, le conducibilità elettriche si mantengono al di sopra della media, ma con valori molto prossimi a essa. Una maggior conducibilità indicherebbe una mineralizzazione maggiore, dovuta ad una moderata infiltrazione meteorica e di un contatto più prolungato tra acqua e roccia.

Riferendosi invece all'andamento complessivo della temperatura (Figura 36b) si nota come questa tenda ad essere poco più bassa nei mesi più freddi e con precipitazioni perduranti, mantenendo valori attorno agli 11,5 °C. Un regolare aumento della temperatura dell'acqua si ha da Marzo, con il diminuire delle piogge, attestandosi attorno ai 12 °C. È evidente che questa variazione di temperatura tra periodi invernali ed estivi è minima, quindi si deduce che la temperatura dell'acqua è quasi del tutto stabile, nell'arco dell'anno.

Per affrontare un discorso più articolato si mettono a confronto le precipitazioni con i dati relativi alla sonda PER. Nonostante i dati pluviometrici (riportati sempre in Figura 36) siano stati presi nel comune di Auletta, a una quota sicuramente inferiore rispetto al bacino di ricarica della grotta, si può comunque supporre che esso rispecchi abbastanza bene le precipitazioni avvenute sull'altopiano. Dato che vi è una perfetta coincidenza tra le precipitazioni registrate ad Auletta e la risposta idrica alla PER si può dedurre che:

- Il bacino di ricarica della sorgente si trova ad una quota relativamente bassa, dove gli eventi piovosi invernali, registrati ad Auletta non si sono tradotti in coperture nevose consistenti. Di conseguenza l'acqua meteorica ha subito una rapida infiltrazione, dando una risposta immediata della sorgente in fatto di portata, conducibilità e temperatura.
- Nei mesi primaverili ed estivi, la scarsità delle piogge si traduce in un lieve aumento della salinità media dell'acqua. Come detto prima, essendo il massiccio a quote relativamente basse, non si risente in questo periodo dello scioglimento delle nevi come normalmente avviene in zone montane più elevate.

Le variazioni dei livelli sia idrici, che di temperatura e conducibilità sono molto contenute, questo dato già di per sé segnala che la sorgente, nell'arco dell'anno, risente solo in maniera marginale delle ricariche esterne dirette (acque a deflusso veloce).

Prendendo in considerazione specifiche situazioni si possono evidenziare, comunque, alcuni aspetti nel comportamento della sorgente. Mettendo a confronto le precipitazioni con il livello dell'acqua si percepisce una risposta quasi immediata da parte della sorgente, di fatti l'evento piovoso anticipa la piccola piena di 24 ore, e si osserva che le onde di piena non provocano un aumento del livello idrometrico consistente (pochicentimetri).

Se analizziamo due singoli eventi, uno invernale (Figura 42) ed un paio estivi (Figura 43 e Figura 44), possiamo identificare due comportamenti diversi della sorgente, dal punto di vista chimico-fisico. Dato che nei mesi estivi e d'inizio autunno 2015 non sono disponibili dati affidabili di livello idrico ci limiteremo, per questo periodo, a confrontare il comportamento dell'acqua dal punto di vista della mineralizzazione e della temperatura.

Gli eventi piovosi invernali più importanti si sono avuti il 28/12/2014 (picco a 59 mm) e il 30/01/2015 (picco a 95,4 mm), quest'ultimo preceduto da due eventi più piccoli, che lo anticipano di una decina di giorni. Per entrambi gli eventi il livello idrico del fiume Negro non ha superato i 47 cm, non discostandosi molto dal livello medio di 45 cm. Si può però notare come nell'evento di Gennaio le precipitazioni siano perdurate più a lungo il che ha comportato un tempo di svuotamento maggiore, mantenendo il livello dell'acqua più alto della media per quasi 200 ore. L'evento del 28 Dicembre, essendo più impulsivo, si è esaurito in circa 48 ore.

La pioggia caduta durante l'evento invernale più intenso si traduce con un tanto repentino quanto limitato aumento di portata (innalzamento del livello idrico di 5 cm) e un blando calo di conducibilità, che scende da un valore di 0,408 mS/cm a 0,365 mS/cm ($\Delta C.E. = 0,043$ mS/cm). La temperatura dell'acqua subisce un sensibile decremento, passando da 11,6 °C a 11,2 °C. L'evento piovoso perdura per circa 12 giorni, e si può notare come la conducibilità rimanga su bassi valori, andando poi a ristabilirsi su valori medi, seguendo un percorso

iperbolico, poco dopo il calo delle precipitazioni. Lo stesso comportamento si può notare durante l'evento meno intenso che precede di un mese quello sopra descritto. I temporanei abbassamenti di conducibilità sono molto lievi e considerando che è stato preso in esame l'evento più intenso e che questo ha provocato un abbattimento della conducibilità di soli 0,043 mS/cm, è chiaro che la sorgente risenta in maniera lieve dell'arrivo delle acque di neo-infiltrazione. Però è comunque necessario far risaltare che dette diminuzioni della C.E. nel periodo invernale hanno i picchi inversi rispetto agli aumenti della portata (Figura 42), e questo è un andamento tipico nelle sorgenti che hanno un "risposta per sostituzione". Le sorgenti che manifestano questo comportamento hanno i condotti freatici saturi e l'acqua scorre esclusivamente nelle vie vadose "a dreno dominante", arrivando velocemente a sgorgare alla sorgente, evitando di miscelarsi con le acque saturate che riempiono i condotti. Ma la "risposta per sostituzione" provoca generalmente variazioni nella C.E. superiore ai 100 mS/cm, mentre la sorgente di Pertosa, con l'evento piovoso più intenso, è ben al di sotto.

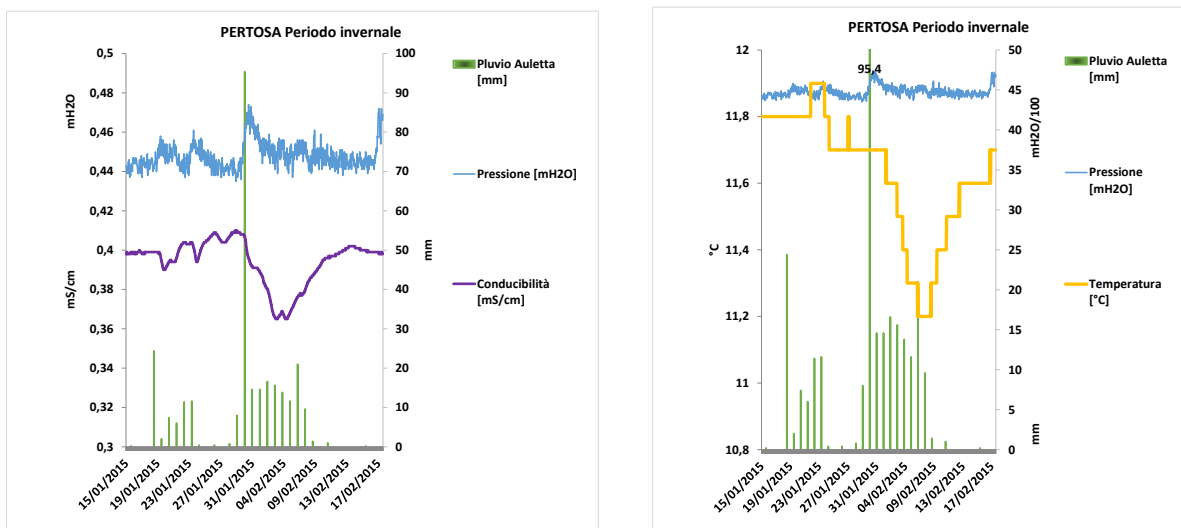


Figura 42 – A sinistra, uno zoom sugli andamenti di livello idrico [mH₂O] e conducibilità in una fase di piena in periodo invernale. A destra gli andamenti della temperatura e livello idrico [mH₂O] riferiti allo stesso periodo. In verde le pluviometrie in mm/g.

Andando a comparare i dati pluviometrici con quelli di conducibilità e temperatura si possono individuare vari eventi anche nella stagione estiva, anche se non facilmente riscontrabili dai valori idrometrici. Se si pone l'attenzione sugli andamenti della conducibilità (Figura 36a) nel periodo dell'anno in cui le piogge cominciano a diventare più scarse (da maggio in poi) si nota come i valori di conducibilità subiscono un innalzamento, anche qui con un $\Delta C.E.$ molto limitato (Figura 43 e Figura 44) a seguito di uno sporadico evento piovoso, contrariamente a quanto descritto precedentemente. In particolare si può evidenziare questo mettendo a confronto il comportamento della conducibilità subito dopo l'ultimo evento piovoso importante avvenuto il 5 Aprile con quelli più isolati che seguiranno per tutta la stagione primaverile ed estiva.

In particolare gli eventi piovosi che si verificano tra il 16 e il 21 Agosto coincidono con un lieve e generale aumento della conducibilità dell'acqua (Figura 34 e Figura 36a), e sovrapposto a questo si identificano tre picchi più pronunciati (Figura 43), risposta diretta

alle piogge. Le precipitazioni del suddetto periodo si verificano dopo un consistente lasso di tempo in cui le piogge hanno scarseggiato. L'evento piovoso che segue un periodo di "morbida" con scarsi eventi meteorologici, ha come risposta alla sorgente oltre che un aumento della salinità anche della temperatura dell'acqua, che subisce un aumento di 0,8 °C passando da 12 a 12,8°C.

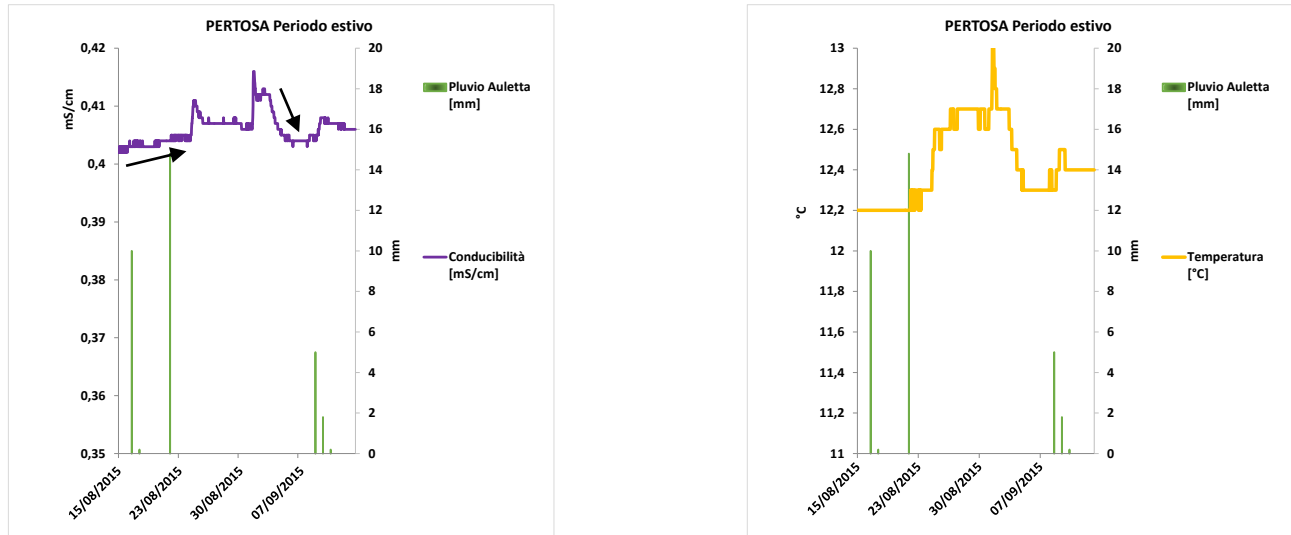


Figura 43 - A sinistra, uno zoom sugli andamenti di conducibilità in relazione ai livelli pluviometrici in una fase di piena in periodo estivo. A destra sono riportati gli andamenti della temperatura e in relazione ai livelli pluviometrici nello stesso periodo.

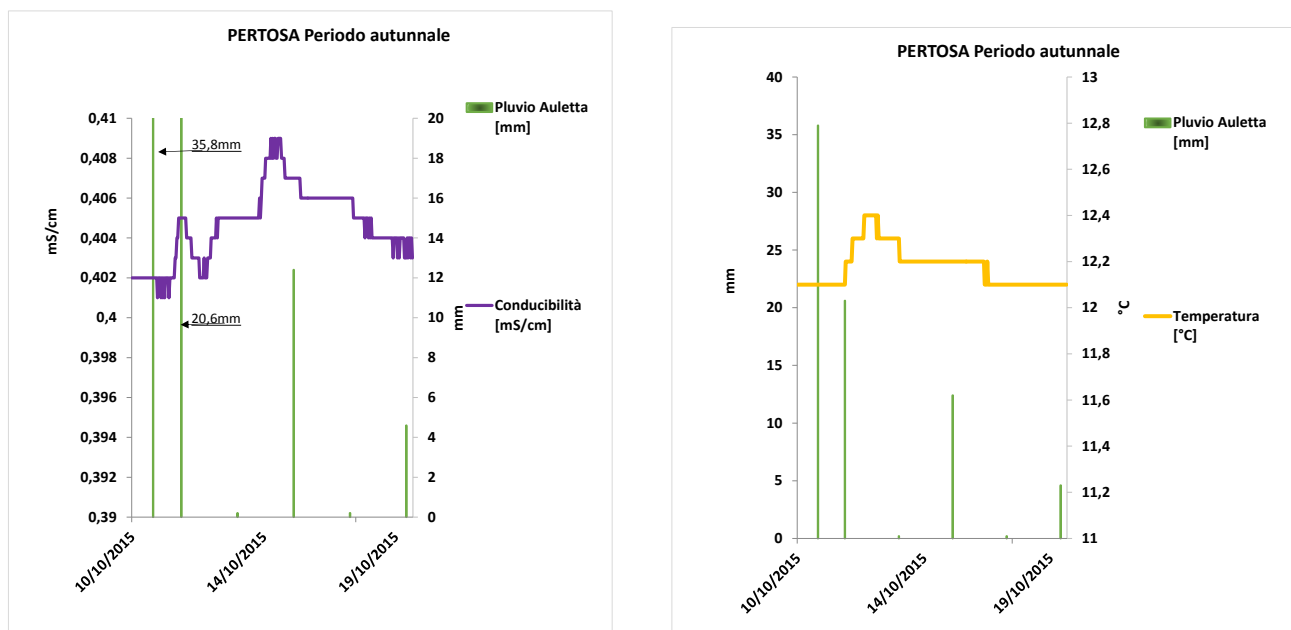


Figura 44 - A sinistra, A sinistra, uno zoom sugli andamenti di conducibilità in relazione ai livelli pluviometrici in una fase di piena in periodo autunnale. A destra sono riportati gli andamenti della temperatura e in relazione ai livelli pluviometrici nello stesso periodo.

La risposta a seguito degli eventi piovosi del 10 e del 29 Ottobre, riportati in Figura 44, è più accentuata. Anche a seguito di queste intense piogge avviene un aumento della conducibilità, fino a valori pari a 0,421mS/cm, ossia 0,22 mS/cm sopra la media di 0,399

mS/cm. Si nota come l'aumento di conducibilità non è anticipato in nessuno di questi casi "estivi" da una diminuzione della stessa, come avviene per i casi "invernali".

Anche qui le limitate variazioni in termini di conducibilità portano a far intuire l'elevato grado di stabilità nelle acque della sorgente, lievemente intaccate dalle acque piovane, ma che portano a far intravedere un comportamento estivo della sorgente più orientato verso una "risposta per pistonaggio" che per sostituzione, come nei casi invernali. Questo tipo di comportamento si ha quando i condotti carsici freatici rimangono a lungo senza apporto idrico dall'esterno, di conseguenza le nuove acque di infiltrazione, passando per le zone vadose ed epifreatiche, vanno a colmare tali condotti mescolandosi con le acque più saline, ancora presenti nel sistema. Si parlerà quindi di "risposta per pistonaggio" quando le acque di neo-infiltrazione comportano una spinta idrostatica delle acque immagazzinate da più tempo nei serbatoi carsici e quindi con più sali disciolti. Nel nostro caso, invece, la limitata risposta in termini di variazione di portata (livelli idrometrici) e conducibilità portano a supporre che l'alimentazione di Pertosa è praticamente costante (con portate medie attorno ai 300 L/s), ed anche in caso di scarse precipitazioni la stessa sorgente non subisce mai un sostanziale decremento nelle portate, suggerendo che lo svuotamento dei condotti carsici è molto limitato e che le acque arrivano alla sorgente passando esclusivamente tramite zona satura, come suggerito anche dalle variazioni di C.E., sia estive che invernali, che sono molto limitate anche in caso di importanti eventi

Concludendo, sulla base dei dati corrispondenti all'anno idrogeologico Novembre 2014-Novembre 2015, si può affermare che la sorgente PER ha una risposta quasi immediata agli eventi meteorologici di tipo piovoso, ma con variazioni nelle condizioni chimico-fisiche molto limitate. Questo è confermato sia dalle variazioni di portata, di conducibilità che di temperatura.

- Nel periodo invernale la sorgente si può stimare un livello idrico medio di 44 cm, corrispondente circa ad una portata di 300 L/s. Le variazioni di livello idrico sono di qualche centimetro durante gli eventi di piena.
- Durante il periodo di "morbida" del fiume Negro le temperature dell'acqua si stabilizzano attorno agli 11,5 °C, mentre nei periodi di "magra" queste si stabilizzano attorno ai 12,1°C. Il valore più basso rilevato è di 11,2°C durante l'evento piovoso di Dicembre/Gennaio, mentre il valore più alto registrato è stato di 12,8°C durante la piena di Agosto.
- La conducibilità mantiene un valore medio di 0,399 mS/cm, ma ha continue oscillazioni con il variare degli apporti idrici. Il minimo registrato è di 0,365 mS/cm, mentre nel periodo di "magra" ha un picco fino a 0,412 mS/cm.

Si può quindi affermare che la sorgente PER ha una risposta più simile a una "sostituzione" nei periodi a piovosità più intense e prolungate nei mesi. Questo avviene probabilmente perché durante lassi di tempo particolarmente piovosi, in cui gli apporti esterni seppur in minima parte vengono comunque registrati alla sorgente, sono sufficienti a mantenere i condotti sempre allagati. Inoltre il deflusso veloce delle acque infiltrate avviene in una zona carsica vadosa molto limitata rispetto alla zona satura. Invece, nei periodi in cui la piovosità è scarsa, i condotti si svuotano lentamente e la conducibilità media tende

leggermente a salire di qualche decimo, al contempo le sporadiche piogge della parte finale del periodo primaverile ed estivo producono una risposta più simile al “pistonaggio”, un comportamento che dura fino alla fine dei dati a disposizione.

4.3. Geochimica delle acque

I dati idrogeochimici in questione sono da suddividere in due categorie, quelli rilevati durante le campagne di campionamento e quelli risultanti dalle analisi chimiche.

Nei campionamenti I non sono stati rilevati i valori di campagna, tranne che la temperatura. Nella campagna IV (agosto 2015) i dati di *pH* di campagna non sono stati ritenuti validi per problemi strumentali, mentre nella stessa campagna mancano i campioni AUS, MUL e CCI, campionati nella campagna successiva di Ottobre. Anche nella campagna II di aprile mancano i campioni relativi a CCI, poiché essendo la grotta turistica era chiusa, quindi si è campionato il mese successivo (Maggio). Quando possibile, perché attiva, è stata campionata la sorgente Festola, emergenza di “troppo pieno” dell’Auso.

Secondo la classificazione di Langelier-Ludwig (Figura 45) tutte le acque sono classificabili come *bicarbonato-calciche*, come ci si attenderebbe conoscendo la geologia e le precedenti indagini presenti in bibliografia (Celico et al, 1994; Corniello, 1996). Si posizionano tutte sul lato basso destro, tranne un campione FES (del 20/10/2015) che ha dei valori più abbondanti in Na e K come indicato anche dai diagrammi di Schoeller ad essa riferiti. I diagrammi di Schoeller danno riprova di quanto detto, ma permettono di identificare comportamenti particolari degli elementi disciolti nelle acque. I grafici semi-logaritmici delle terre rare sono costruiti in maniera simili a quelli di Schoeller ma vengono “normalizzati” rispetto ai valori di riferimento del *Post Archean Australian Shale*. Per questi campioni si notano trend meno omogenei rispetto ai grafici di Schoeller, riportati, nel paragrafo “Terre rare”, infatti la nota bicarbonatica dovrebbe essere identificabile tramite picchi negativi su Ce e positivi per Eu, ma questa è spesso oscurata dagli andamenti degli altri elementi.

Le TDS risultano essere direttamente dipendenti dal CaCO_3 , ma si possono individuare andamenti peculiari anche negli altri elementi.

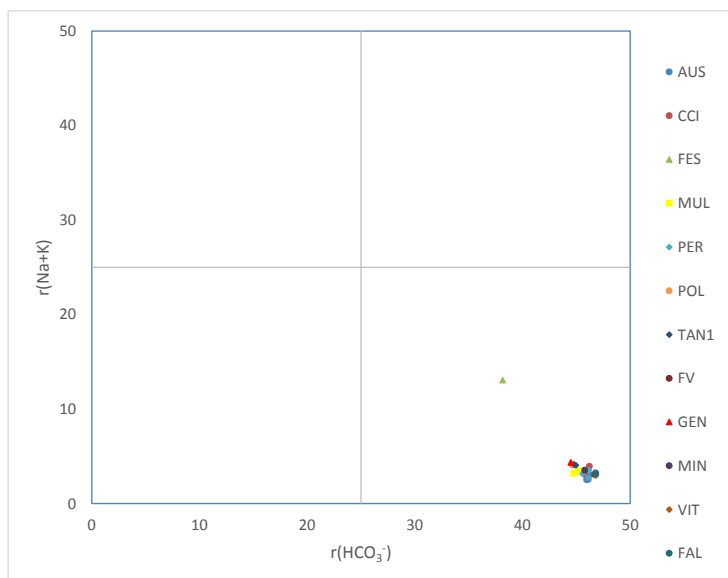


Figura 45 - Diagramma Langelier – Ludwig per tutti i campioni. Asse X : $50 \cdot (\text{tAlk}) / (\text{tAlk} + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$; asse Y : $50 \cdot (\text{Na}^+ + \text{K}^+) / (\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$. I campioni ricadono tutti nel quadrante delle acque bicarbonato-calciche.

4.3.1. Caratterizzazione delle sorgenti principali

Macrocomponenti inorganici

I campioni delle sorgenti PER, AUS, CCI, e MUL vengono descritti in questo paragrafo. Inoltre viene fatto cenno alla risorgenza FES, definita in letteratura (Bellucci et al., 1995) come recapito di troppo pieno dell'Auso, che si attiva nei periodi di piena. È stato possibile campionarla 2 volte per questo lavoro di tesi. Le acque in generale mostrano una durezza variabile tra i 16,41 e i 33, 59 *gradi francesi* (°f) in dipendenza dal periodo di campionamento. Dal rapporto tra HCO_3^- e solo $[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}]$ non si otteneva una buona correlazione finché non sono stati normalizzati anioni e cationi, ottenendo così un buon indice R^2 tra tutti i campioni (Figura 46). Il coefficiente angolare, e quindi il rapporto tra ione bicarbonato e $[(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - \text{SO}_4^{2-} + (\text{K}^+ + \text{Na}^+ - \text{Cl}^-)]$, ha valore prossimo a 1 (Figura 46). Indicando una quasi totale correlazione tra questi. Inoltre i valori di mineralizzazione si vedono molto simili tra Auso e Pertosa (entrambe a circa 280 m di quota, ma su versanti opposti), mentre CCI e MUL si rivelano più mineralizzate, evidenziando che il Mulino è più ricco in Sali disciolti rispetto a Castelcivita.

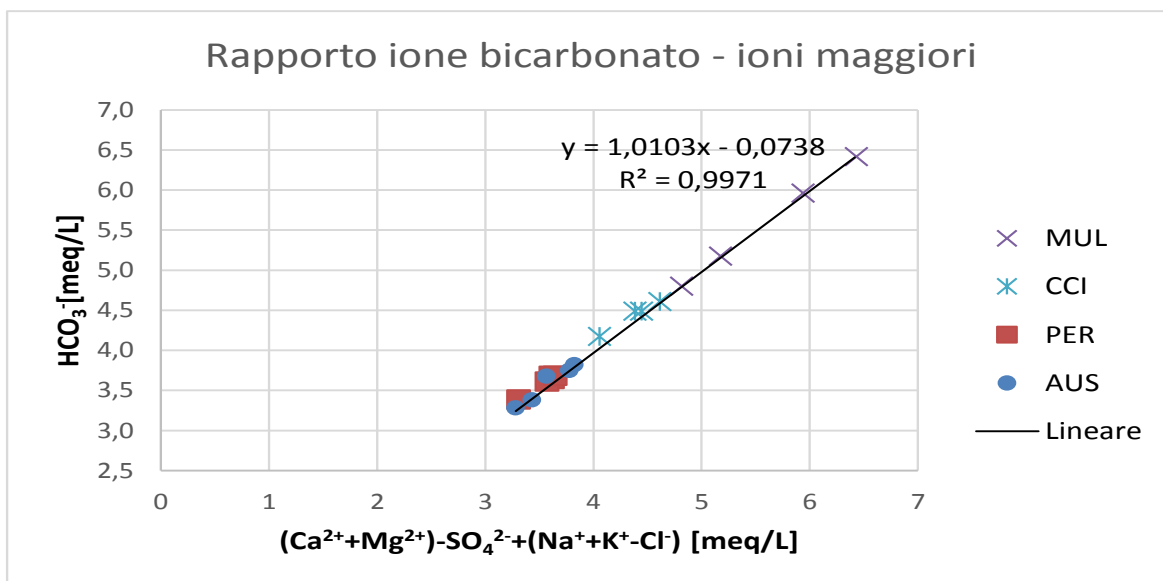


Figura 46 – Grafico del rapporto $\text{HCO}_3^- / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - \text{SO}_4^{2-} + (\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Cl}^-)$

I grafici di Schoeller riportati in Figura 47 e riferiti alle sorgenti principali marcano ancora la facies bicarbonatica, in quanto mostra i trend caratteristici di questi tipi di acque. Si sottolinea come i valori di Mg^{2+} riferiti ad AUS siano inferiori rispetto a quelli di PER, CCI e MUL, ad eccezione del campione III/CCI che mostra un insolito trend negativo su Mg^{2+} . Sia il sistema Castelcivita-Ausino che il Mulino infatti sono sorgenti basali, che dovrebbero portare a giorno acque che sono state più tempo a contatto con la roccia, il che giustificherebbe l'arricchimento in Mg^{2+} e rende insolito il picco negativo al campione III/CCI. PER e AUS invece sono poste circa alla stessa quota ma su versanti opposti ma hanno comportamento diverso. La sorgente Auso, infatti, risente maggiormente delle acque ad infiltrazione veloce, così come mostrato nel capitolo 4.2, mentre Pertosa risente meno di questo fenomeno. Anche se come definito da Celico et al. (1994) anche l'Auso è raggiunto da una falda basale, come è dimostrato dalla chimica, questa non è certamente la stessa che alimenta Pertosa. Infatti, i rapporti tra Mg^{2+} e Ca^{2+} tra le due sorgenti sono molto diversi, e le concentrazioni superiori in mg/L di Mg^{2+} a Pertosa rispetto all'Auso stanno ad indicare che il percorso delle acque di questa seconda sorgente risente in misura minore dei calcari dolomitici presenti sul massiccio.

Si segnala inoltre che comparando le analisi fatte per questo lavoro con quelle di letteratura di Celico et al. (1994) si riscontra che, se per queste analisi nei diagrammi di Schoeller si ha una relazione sempre a magnitudo negativa o costante tra componenti alcalini (Na+K) e Cloruri, questa relazione vede le concentrazioni di cloruri sempre molto più alte e con un trend positivo rispetto ai metalli alcalini nel lavoro di Celico et al. (1994).



Figura 47 - Diagrammi di Schoeller delle sorgenti principali (Auso, Mulino, Castelcivita, Pertosa)

Terre Rare

I grafici di Figura 48 mostrano gli andamenti dei Lantanidi nei vari campionamenti. Si può notare come la connotazione bicarbonatica (picchi su Ce ed Eu) sia evidente in quasi tutti i campioni. Gli andamenti più discostati si hanno per il campione V-FES (nel grafico AUS) che ha connotazioni poco riferibili ad acque che sono rimaste molto a contatto con rocce

carbonatiche, mantenendo valori di un ordine superiore rispetto a quella dell'Auso, ed andamento per niente riconducibile ad essa (se dovesse essere l'Auso sorgente di riferimento per la Festola le acque avrebbero caratteri simili). Attivandosi questa solo in periodi di piena è possibile che la sua composizione in fatto di terre rare sia dovuta più ad un fattore ambientale, dovuto al deflusso veloce delle acque. Il rio della piccola sorgente, inoltre, non è da ritenersi per nulla libero da fattori inquinanti esterni antropici. Tutti i campioni mostrano il picco negativo sul Ce, ma la sorgente PER è quella che mostra gli andamenti più omogenei nei tre campionamenti mantenendo il picco sull'Eu abbastanza evidente. Riferendosi a CCI, anch'essa mostra andamenti piuttosto omogenei, tranne che per il campione I che ha un andamento con un ordine di grandezza inferiore rispetto ai campioni II e V. CCI non mostra mai un picco accentuato né sull'Eu né sul Ce. La sorgente MUL ha evidentemente degli andamenti piuttosto particolari nel campionamento V. Essa infatti presenta nel campione III una evidente facies bicarbonatica, mentre nel V essa è mascherata da un marcato picco negativo sul Sm e sul Gd. Si sottolinea che durante il campionamento V la sorgente MUL aveva un regime di secca, al contrario del III. In ultima analisi vi è la sorgente AUS. I campionamenti V e Vb sono stati fatti a distanza di un giorno, nel tentativo di campionare una probabile fase di piena per via del temporale trascorso tra i due giorni. Le curve mostrano trend simili tra loro anche se discostati di un fattore 10. Mentre nel campione I, eseguito in agosto 2014, si riconosce ancora la facies bicarbonatica.

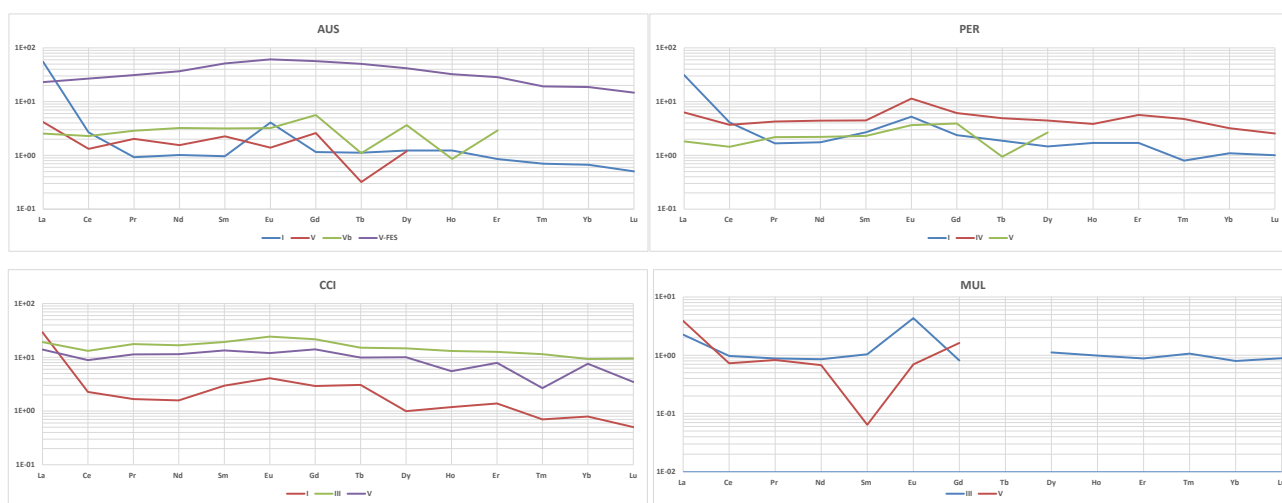


Figura 48 –Diagrammi tipo Schoeller per le terre rare. Le concentrazioni degli elementi sono normalizzate per il Post Archean Australian Shale (PAAS).

Andamenti temporali delle principali sorgenti

Si può subito notare come gli andamenti degli ioni calcio e bicarbonato in tutte le sorgenti seguano grossomodo l'andamento generale dei solidi totali disciolti (TDS). Del resto è quello che ci si attende dato che queste sono le specie dominanti in questo tipo di acque. Si sottolinea che i valori (A,B...) sulle ascisse dei grafici di Figura 49 non sono le campagne di campionamento, indicate invece nei grafici di Figura 50 (I, II...), questo perché non tutti i

campioni sono stati presi nelle medesime date. Quindi i grafici in Figura 49 hanno una progressione temporale riferita alla singola curva. In generale tutte le sorgenti sembrano avere un tendenziale aumento nel tempo della TDS per poi diminuire nell'ultimo campionamento eseguito in Dicembre 2015, tranne Pertosa che risente di un lievissimo aumento. Come ci si aspetterebbe la sorgente del Mulino è quella più mineralizzata (cfr. par. 1.4) ed è evidente anche che la sorgente MUL abbia un aumento sostanziale nella TDS, con picco massimo al campione C (campagna V), momento in cui la sorgente era in evidente secca (Figura 23). Inoltre il distacco chimico da Castelcivita rispetto a questa sorgente, che si ricorda essere a poca distanza dalla prima, dimostra ancora che le acque delle due grotte sono diverse. Le sorgenti mantengono comunque un andamento abbastanza regolare nel tempo.

L'andamento negativo della curva sia di TDS che del calcio relativa ad AUS tra i punti A e B è riferita ai campioni presi in Agosto 2014 e in Aprile 2015 rispettivamente. Anche Pertosa è stata campionata nel punto A in Agosto 2014 e nel punto B in Aprile 2015. Durante il campionamento di Aprile le sorgenti erano in piena, evidenziata anche nel grafico della sonda di Pertosa in Figura 36 e dalla abbondante portata della sorgente Festola ("troppo pieno" dell'Auso, Figura 28), mentre in Agosto 2014 ovviamente erano in secca. Si può notare come la risposta del TDS tra i punti 1 e 2 delle curve AUS e PER (Figura 49) abbiano un trend opposto della prima rispetto alla seconda. Inoltre Pertosa rivela un andamento equilibrato, con oscillazioni dei valori di TDS molto limitati (dell'ordine dei ± 20 mg/L) a differenza delle altre sorgenti che hanno variazioni anche superiori a ± 50 mg/L di TDS.

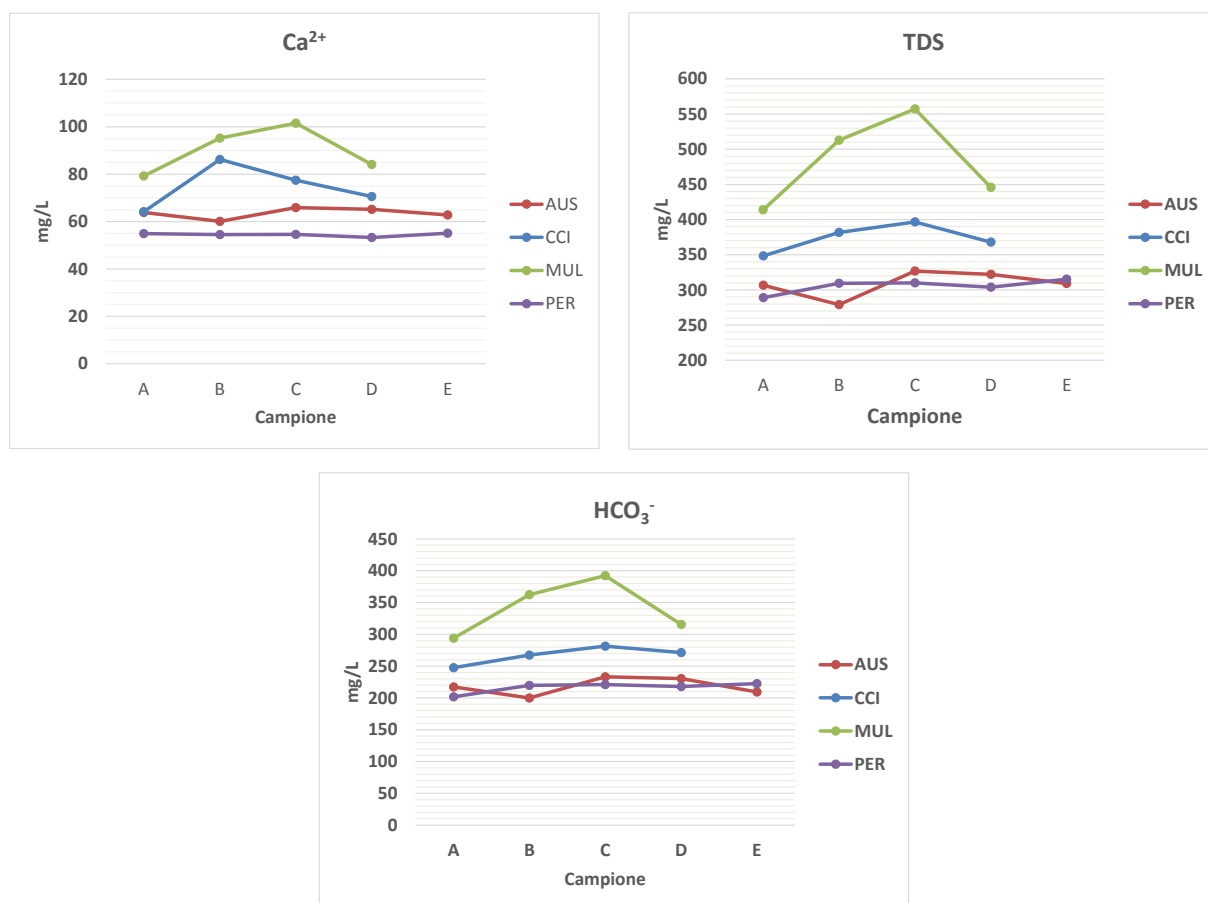


Figura 49 –Diagrammi delle concentrazioni di ione bicarbonato, ione calcio e TDS. I campioni sono in ordine cronologico da crescente, ma i campionamenti non sono coincidenti tra tutte le sorgenti (vedi testo).

Come si faceva cenno sopra gli andamenti della TDS seguono piuttosto congruentemente da Ca^{2+} e HCO_3^- in tutte le sorgenti, ma questo non è esattamente vero né per Castelvita né per Pertosa. Infatti, i trend di Ca^{2+} per CCI sono invertiti tra i punti B e C (per CCI campagna di campionamento III e V, *cfr.* Tabella 8) rispetto alla TDS. Invece tra i punti C e D ad una diminuzione di solidi totali corrisponde una diminuzione sia di ione bicarbonato che di ione calcio. Pertosa invece mostra che il calcio è pressoché costante, tranne che per l'impercettibile minimo sul campione D (${}_{\text{PER}}\Delta\text{Ca}^{2+}_{\text{C-D}} = 2 \text{ mg/L}$), così come si ha per il bicarbonato. La TDS per questa sorgente invece ha sì l'oscillazione al campione D (campagna di campionamento V), ma ha un minimo anche al campione B, non registrato dalle variazioni di Ca^{2+} ma solo da HCO_3^- .

Discorso a parte va fatto per il Magnesio. Guardando i grafici degli elementi secondari in Figura 50 si può vedere come per la sorgente di Pertosa, alle campagne II e V, corrispondono valori più alti di Mg^{2+} (Figura 50 e Figura 51), mentre all'Auso esso tende a diminuire sul II e avere il picco massimo sul V degradando sul Vb fino al campionamento VI, seguendo i valori di TDS, calcio e bicarbonato. I campioni AUS-V e AUS-Vb sono stati presi il 19 Ottobre e il 20 Ottobre, perché tra il 19 e il 20 c'è stato un violento temporale, come indicato anche dai pluviometri. Durante il campionamento V la sorgente AUS mostrava portate medio-basse, ma non si ha informazione sulle portate dei giorni precedenti, giorni in cui si è verificata la piccola perturbazione di piena a Pertosa, di cui si parlerà a breve ed visibile in Figura 52. Inoltre, dal punto di vista visivo tra il 19 Ottobre (V) e il 20 (Vb) non vi erano apparenti cambiamenti nelle portate, e non avendo a disposizione strumentazione multiparametrica non è possibile stabilirlo.

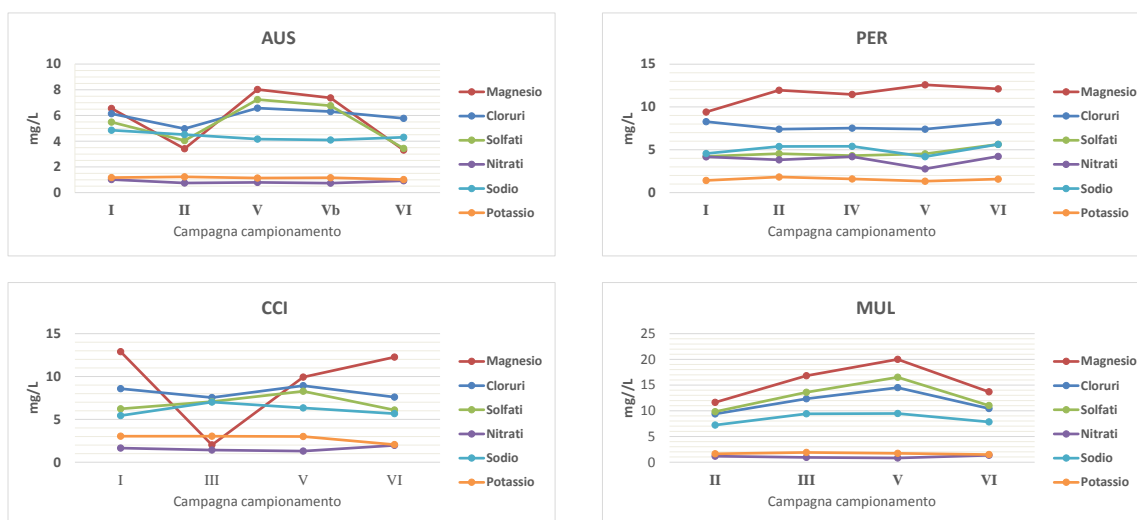
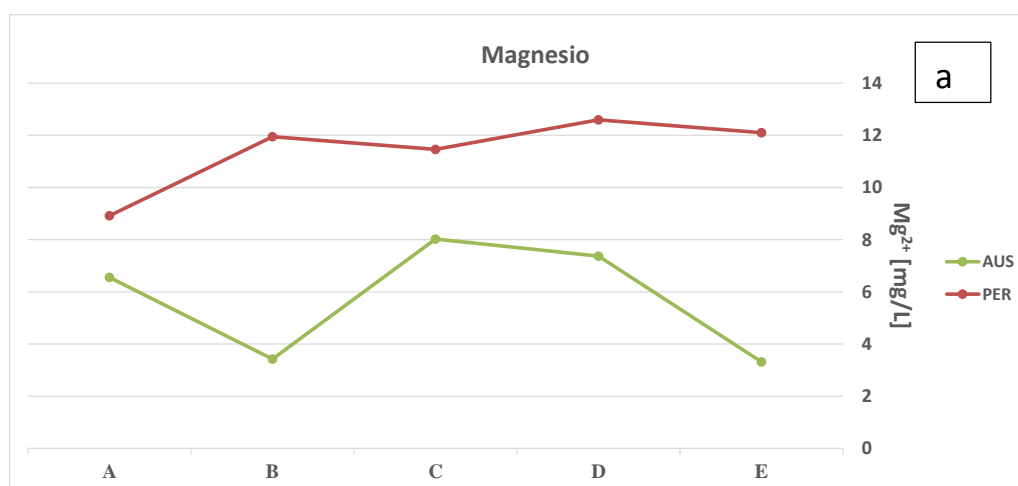


Figura 50 - Diagrammi delle concentrazioni degli elementi minori alle singole sorgenti indicate. In ordinata sono riportati i riferimenti alla campagna di campionamento (vedi Tabella 8).

È utile mettere a confronto i dati relativi alla sonda multi-parametrica PER con i dati relativi al campionamento. Come si vede dalla Figura 52 i campioni presi durante la registrazione sono tre, in quanto in agosto 2014 la stessa non era ancora stata posizionata e nel campionamento VI di dicembre non è stato possibile scaricare i dati. I campioni presi il 6/04/2015, ossia corrispondenti al campionamento II, sono coincidenti con la fase di bassa conducibilità durante un evento di piccola piena "invernale" (*cfr.* par. 4.2) e che viene riflesso con un lieve aumento di TDS e Mg^{2+} come precedentemente discusso. Si nota però che anche il campione

preso il 20/10/2015 (Figura 52) ricade invece in una fase in cui la sorgente sta terminando un'altra piccola piena "estiva", segnalata da un aumento della conducibilità (con picco il 15/10/2015). Questo è in coincidenza con lieve decremento della TDS e degli altri valori ma non del Mg^{2+} che risponde sempre con trend positivo, rispetto anche al campionamento precedente fatto in una fase di morbida della sorgente. Essendo la fase finale dell'impulso della piena si ritiene che il campionamento sia coincidente con il ritorno all'equilibrio delle acque, mantenendo però ancora valori più alti di Mg^{2+} . L'aumento invece dello stesso ione tra il campione I e II potrebbe essere giustificato dal fatto che, nonostante la piena abbia portato una generale diminuzione della conducibilità e della TDS, ci deve essere stato un contatto con rocce contenenti questo elemento anche quando arrivano acque probabilmente più veloci nel deflusso verso la sorgente, provocando una diluizione su tutti gli elementi, tranne che per il magnesio che aumenta in concentrazione. Confrontando Mg^{2+} con il Ca^{2+} della medesima piena (Figura 51), tra I e II, alle sorgenti AUS e PER vediamo che i trend dei due componenti corrisponde nella prima mentre è speculare nella seconda. Se all'Auso Ca^{2+} e Mg^{2+} tendono entrambi a diminuire di 4 mg/L, a Pertosa, all'arrivo della piena, si ha che il Mg^{2+} incrementa di 2,5 mg/L la sua concentrazione mentre il Ca^{2+} la decrementa lievemente di 0.37 mg/L. Prendendo in riferimento i dati relativi al campionamento V dell'Auso, però, non è possibile determinare in che fase fosse la sorgente. Non è possibile sapere come le perturbazioni che hanno interessato Pertosa abbiano risposto all'Auso, ma è probabile che essendo stata questa molto piccola essa si sia esaurita molto velocemente, e che durante il campionamento di Ottobre si fosse già oltre la coda della perturbazione, come indicato dagli alti valori delle componenti maggiori e minori. Si può comunque dire che i dati di Mg^{2+} relativi alla campagna AUS-V mostrano delle concentrazioni più consistenti rispetto agli altri campioni, e al passaggio tra V e Vb, al probabile arrivo di nuova acqua fresca dovuta al temporale del 19 (attivazione minima della sorgente Festola) i valori di magnesio segnano un piccolo decremento, evidenziato anche dalla variazione degli altri ioni.



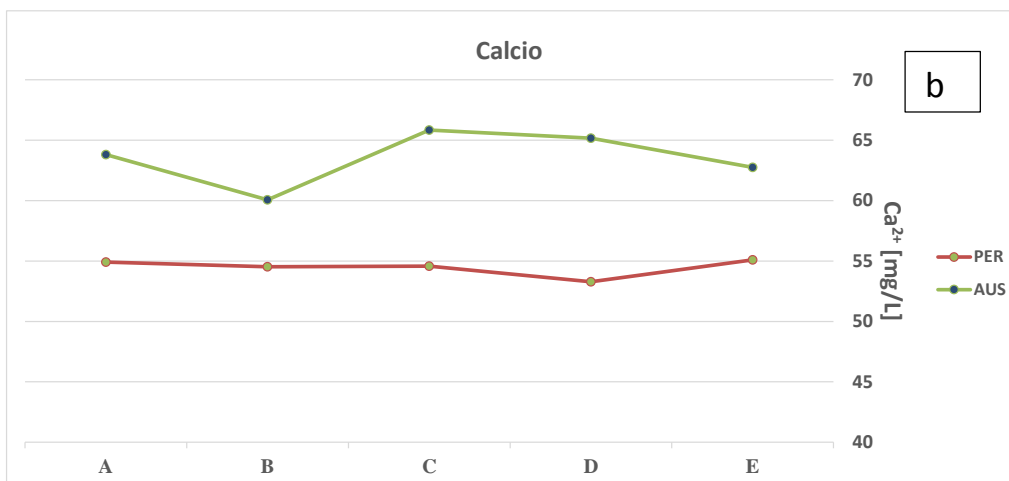


Figura 51 - a) concentrazioni dello ione magnesio alle sorgenti di Pertosa e dell'Auso. b) concentrazioni dello ione calcio alle sorgenti di Pertosa e dell'Auso.

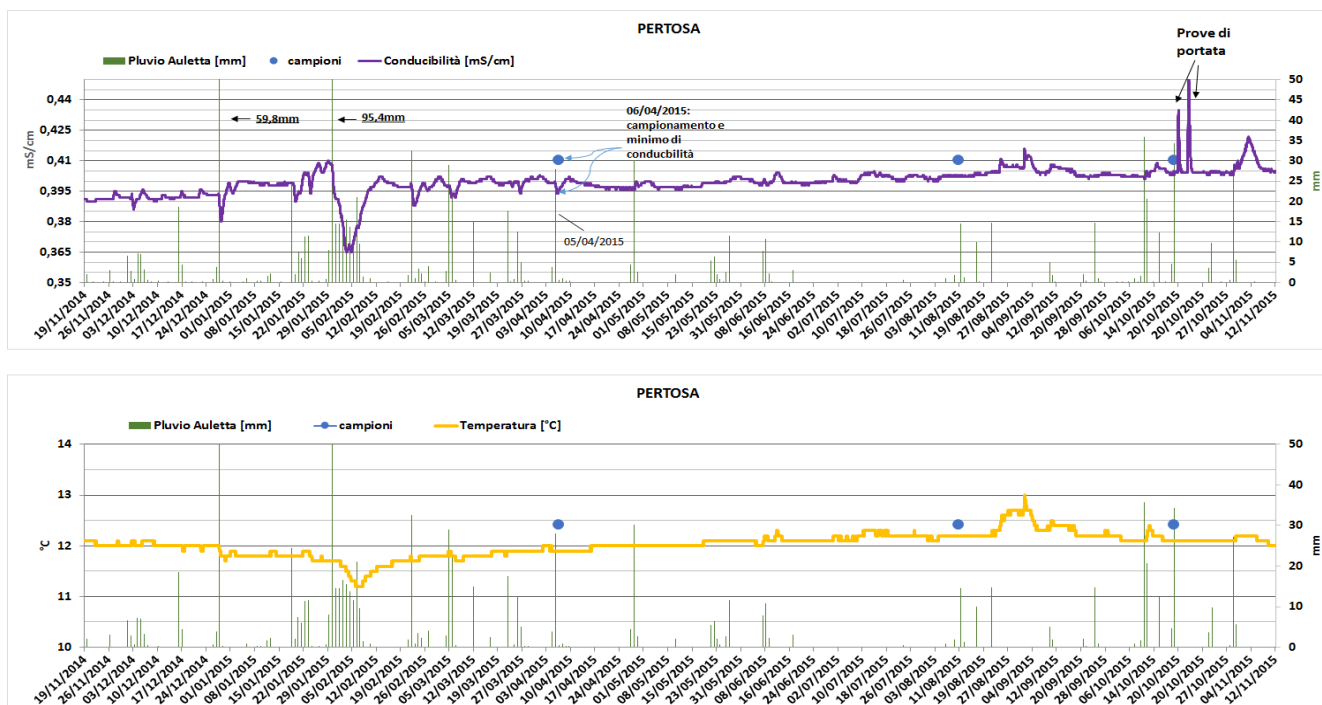


Figura 52 - Grafici della sonda PER di conducibilità (sopra) e temperatura (sotto). I punti blu indicano i campionamenti.

Non disponendo del campionamento II di Aprile riferito ad una probabile fase di piena è difficile fare un discorso simile a quello precedente per Castelcivita. Il Mg^{2+} in questa sorgente assume un valore piuttosto basso al campionamento III, evidenziato anche dai precedenti grafici di Schoeller. Difficile spiegare il motivo di tale perdita in Mg^{2+} , e non si esclude che possa essere dovuta al fatto che i campioni di Castelcivita sono stati presi da una fontanella in grotta, che tramite un'autoclave pesca l'acqua dai rami allagati. È possibile quindi che al momento del campionamento non sia stata fatta scorrere acqua a sufficienza al fine di rigenerare l'acqua presente nella tubazione, dove potrebbe essere precipitato. È arduo quindi fare un discorso sugli andamenti di questo elemento a questa sorgente. La campagna di campionamento III si è svolta in Maggio 2015, precisamente il 16, e dai dati pluviometrici non risultano precipitazioni, se non di scarsissima intensità. L'unico fenomeno piovoso di una certa entità è riferito al 28 Aprile, 18 giorni prima del campionamento, ed è impossibile quindi

stabilire se queste acque abbiano informazioni riferite a quell'evento piovoso. Ad ogni modo anche in questo caso lo ione Mg^{2+} ha un andamento speculare rispetto a Ca^{2+} .

Il Mulino è invece la sorgente che sembra avere il comportamento più congruente tra i componenti presenti nell'acqua e sembrerebbe esserci un forte equilibrio tra loro. Il campione riferito alla campagna V del 20/10/2015 (punto C per i grafici di Figura 49) si sottolinea essere stato preso, per il Mulino, in una fase di secca della sorgente (livello della vasca sorgiva estremamente basso,), mentre i campioni II durante fasi di piena, mentre III e VI in morbida (Figura 23).

Come controprova si sono calcolati i rapporti caratteristici rMg^{2+}/Ca^{2+} delle quattro sorgenti principali. Il rapporto rMg^{2+}/Ca^{2+} può essere indice dei tempi di residenza delle acque nel sottosuolo in quanto il carbonato di Calcio (dalla cui dissoluzione proviene parte del Ca^{2+}) è più rapidamente solubile del carbonato doppio di Calcio e Magnesio (da cui proviene il Mg^{2+}). I rapporti caratteristici vengono calcolati con i valori in meq/L, e vengono riportati nella seguente Tabella 12.

Sorgente-campione	Mg [meq/L]	Ca [meq/L]	rMg/Ca	Sorgente-campione	Mg [meq/L]	Ca [meq/L]	rMg/Ca
AUS-I	Media: 0,472 Dev. St.: 0,183	Media: 3,170 Dev. St.: 0,14	0,169	PER-I	Media: 0,938 Dev. St.: 0,119	Media: 2,718 Dev. St.: 0,035	0,268
AUS-II			0,094	PER-II			0,361
AUS-V			0,201	PER-IV			0,346
AUS-Vb			0,186	PER-V			0,390
AUS-VI			0,087	PER-VI			0,362
Sorgente-campione	Mg [meq/L]	Ca [meq/L]	rMg/Ca	Sorgente-campione	Mg [meq/L]	Ca [meq/L]	rMg/Ca
MUL-II	Media: 1,278 Dev. St.: 0,301	Media: 4,419 Dev. St.: 0,509	0,242	CCI-I	Media: 0,763 Dev. St.: 0,412	Media: 3,721 Dev. St.: 0,470	0,331
MUL-III			0,291	CCI-III			0,038
MUL-V			0,325	CCI-V			0,211
MUL-VI			0,268	CCI-VI			0,287

Tabella 12 – Valori di Ca^{2+} e Mg^{2+} e i relativi rapporti.

Sia dai valori del rapporto rMg^{2+}/Ca^{2+} che dalla loro rappresentazione grafica (Figura 53) si evidenzia ancora l'arricchimento in Mg^{2+} delle acque della grotta di Pertosa rispetto al calcio, con i valori di detto rapporto superiore anche all'acqua del Mulino che pure è la sorgente più mineralizzata in fatto di Ca^{2+} e Mg^{2+} totali. Viene quindi a delinarsi una netta influenza da parte di una componente dolomitica nelle rocce attraversate dalla falda che alimenta Pertosa. La minor mineralizzazione di Pertosa rispetto a Mulino e Castelvita è invece dovuta probabilmente alla differenza di quota tra queste sorgenti, la prima ricordiamo essere a 280 m e le seconde intorno ai 60 m s.l.m., ed è quindi differente la potenza totale degli strati attraversati.



Figura 53 - Istogrammi dei rapporti tra Ca^{2+} e Mg^{2+} . Sono riportati i valori del rapporto rMg^{2+}/Ca^{2+} , presentati anche in Tabella 12.

Si possono confrontare i dati qui presentati con quelli riportati da Celico et al. (1994) e Santo (1994) presentati nel paragrafo 1.5 in Tabella 3 e Tabella 4. Si può vedere come i valori del rapporto rMg^{2+}/Ca^{2+} per Pertosa sia molto più basso rispetto a quelli ora determinati. Questa incongruenza è molto insolita, così come quella riguardante i valori di Cl^- (come rilevato in precedenza).

In questo paragrafo andrebbero discusse anche le caratteristiche delle acque delle sorgenti del Tanagro, ma essendo queste campionate solo nella campagna VI verranno affrontate nel paragrafo sulle sorgenti minori.

Discussione sulle sorgenti principali

Nonostante non siano disponibili i dati dei Lantanidi per le campagne e II e VI per guasti della strumentazione è possibile comunque fare qualche correlazione tra le terre rare e gli elementi maggiori.

- AUS: La sorgente Auso rispetto alle altre sorgenti ha una concentrazione in Mg^{2+} minore. In particolare questo va notato a confronto con Pertosa, perché se Castelvita e Mulino sono le sorgenti basali di tutto il complesso carbonatico assieme alle sorgenti del Tanagro, Pertosa corrisponde alla quota dell'Auso. In Figura 51 e Figura 52 si può vedere come sia netto l'arricchimento in Ca^{2+} dell'Auso rispetto a Pertosa, e come sia vero il contrario per il Mg^{2+} . La minore concentrazione in Mg^{2+} dell'Auso sta quindi

indicare che, se anche molte grotte dell'altopiano raggiungono probabilmente i calcari a dolomie, l'andamento a gradinata del massiccio verso l'Auso porta le acque a circolare maggiormente nei calcari puri cretacei a tetto della successione stratigrafica. Al campionamento I che è quello relativo alla stagione estiva è ben definita la nota bicarbonatica con il picco sull'Eu (meno evidente quello sul Ce). Al campionamento V e Vb di Ottobre si nota una inversione dei picchi sull'Eu che migrano sul Gd, coincidenti con gli alti valori di Mg^{2+} . Sulla base dei dati a disposizione si può supporre che la sorgente presa in esame mostra sempre un ricambio di acqua abbastanza efficiente, anche in regimi normali, perdendo sempre l'effetto roccia che evidenziano e caratterizzano l'arricchimento negli elementi rari come sono l'Eu e il Ce. Il marcato aumento nella concentrazione delle terre rare del campionamento Vb sia dell'Auso che della Festola (in viola in Figura 48) sono indice di un effetto "ambientale", ossia dovuto al trasporto di questi elementi presenti naturalmente nei suoli, e lisciviati per veloce infiltrazione delle acque piovute nella notte.

- PER: la sorgente mostra un andamento molto regolare nelle concentrazioni degli elementi maggiori, ma come si è descritto prima, si possono rilevare variazioni di concentrazione, seppur di piccola entità, negli elementi secondari, in particolare quella dell' Mg^{2+} . La maggior concentrazione di tale ione nell'acqua, rispetto all'Auso, fa intuire che le acque di questa sorgente devono essere state a contatto con rocce contenenti tale ione (ossia i calcari dolomitici) per un tempo più lungo, come supportato dal rapporto tra calcio e magnesio, che è più a favore del Mg^{2+} . Questo è in apparente contrasto con la composizione delle rocce in cui si sviluppa la grotta di Pertosa-Auletta, ossia i calcari micritici puri del Giurassico medio, come indicato dalla carta geologica ISPRA (Foglio 198-Eboli). Il Flores (1939) invece descrive tali rocce come calcari e dolomie cristalline. A supporto della cartografia ISPRA vi è il lavoro di Sartoni & Crescenti (1962) che descrivono la serie del Monte Alburno a partire dalla base del Cretaceo e la serie del Monte Forloso a partire dal Giurassico superiore. Nella prima serie si riscontra che alla base della sequenza stratigrafica vi sono dei calcari micritici pseudo-oolitici privi di dolomie che sfumano in calcari del cretaceo medio ricchi in questo elemento, seguiti da calcari puri. La serie del monte Forloso invece descrive i calcari giuresi come puri che sono in continuità stratigrafica con quelli del Cretaceo medio anch'essi puri, con solo gli ultimi 90 metri in calcari a dolomie. È evidente dal chimismo che la successione che deve interessare l'infiltrazione delle acque della grotta di Pertosa è più simile a quella del monte Alburno che non a quella del monte Forloso, anche se relativamente più vicina, e l'arricchimento di queste acque in Mg^{2+} è probabilmente dovuto a un tempo più prolungato di queste acque con i calcari a dolomie del Cretaceo, prima di arrivare ai calcari puri del Giurassico. In fatto di Lantanidi in risposta alla piccola piena invernale è da notare il ben definito picco su Eu e Ce, in concomitanza con l'aumento di concentrazione del Mg^{2+} . Nel campionamento di Ottobre, alla fine di una piccola piena di tipo estivo, è poco delineato il picco su Eu oscurato da un lieve aumento su Gd. Si può comunque evidenziare come Pertosa mantenga sotto il punto di vista delle terre rare un sempre ben evidenziato picco su Eu e sul Ce, indicatori di acque che hanno perdurato a lungo a contatto con la roccia.

- CCI: Le analisi delle acque di Castelvita-Ausino hanno portato come risultato un andamento contrastante tra Mg^{2+} e Ca^{2+} . Se i bicarbonati seguono la TDS, il Ca^{2+} lo fa solo nella prima parte della sua curva per poi andare in contro tendenza rispetto ai solidi totali. Anche Na^+ e Cl^- hanno andamento speculare tra loro. Sono però da notare i rapporti tra gli elementi rari molto lontani dalle altre sorgenti. Il carattere carbonatico è quasi completamente eluso (anche se percettibile) in queste acque a favore di arricchimenti in altri elementi. Questi pattern potrebbero essere dovuti ai depositi tufacei e cineritici di tipo vulcanico presenti nella cavità (Di Nocera et al., 1972, 1973).
- MUL: Le acque della sorgente del Mulino sono le più mineralizzate, a conferma della loro provenienza più profonda di quelle di Castelvita. Tutti gli elementi mostrano un andamento coincidente. Si evidenzia inoltre che durante il campionamento V del 19/10/2015 la sorgente in questione era in secca, con un livello dell'acqua del vascone sorgivo molto più basso delle volte precedenti e successive. Questo sta ad indicare che gli andamenti sia di elementi maggiori che minori rispecchiano direttamente le fasi di piena e di secca della sorgente. Il mulino ha anch'esso andamento insolito, mantenendo un buon picco sull'Eu nella campagna III, che però non si ripete nel campione V, dove la sorgente mostrava carattere di secca. Sono necessarie altre analisi per poter definire i caratteri degli elementi rari in questa sorgente, ma ad ogni modo essa mostra avere un grande equilibrio per quanto riguarda gli elementi maggiori, indicando quindi che essa subisce un basso disturbo da fattori ambientali. Si ricorda che questa sorgente è molto vicina a quella del sistema Castelvita-Ausino (poche centinaia di metri) dalla quale però risulta completamente distaccata come dimostrato dalle indagini chimiche.

4.3.2. Caratterizzazione delle sorgenti minori

Qui vengono incluse quelle sorgenti che sono ritenute minori e/o sono state campionate una sola volta. Vengono incluse quindi anche i campioni presi alle polle del Tanagro (Sorgente Acque della Regina identificata dal codice TRE e Sorgente Sauchiello identificata dal codice TSA), le polle sul Tanagro nei pressi della Grotta di Pertosa-Auletta (codici PSD e PSP) e la Grotta dell'Acqua (ACQ), si faccia riferimento alla Tabella 6 per i nomi completi delle sorgenti. Ancora una volta, le classificazioni di Langellier-Ludwig e di Schoeller (Figura 54) danno ancora come risultato acque *bicarbonato-calciche*. Tra le sorgenti secondarie vi sono appunto le Polle nei pressi della Grotta di Pertosa-Auletta. Le analisi chimiche hanno rivelato che queste acque rispetto a quelle di Pertosa sono molto simili, seppur evidenziando qualche piccola sfumatura in fatto di chimismo. Le acque della sorgente di Pertosa, infatti, mostrano ancora un rapporto tra Mg^{2+} e Ca^{2+} superiore alle polle, nonostante queste siano a quota simile (PSD) o inferiore (PSP) rispetto alla grotta. Oltre alla lieve maggior concentrazione in fatto di magnesio le acque delle polle di Pertosa sono del tutto simili a quelle della sorgente principale. La grotta dell'Acqua è tra tutte sorgenti quella meno mineralizzata e con il rapporto caratteristico più

basso, ma è logico che sia così in quanto questa è una delle sorgenti più in quota, e sicuramente la più elevata tra quelle campionate (825 m s.l.m.). Le sorgenti del basso Tanagro, ossia Acque della Regina (TRE) e Sauchiello (TSA), invece hanno una mineralizzazione lievemente maggiore rispetto a Pertosa, e molto più simile a quella del Mulino. Questo è giustificato, alla TRE e TSA, sicuramente dalla quota, dalla presenza di travertini presso dette polle e dalla miscelazione con acque provenienti anche dal complesso carbonatico del M.te Ognà-Marzano (cfr. paragrafo 1.4).

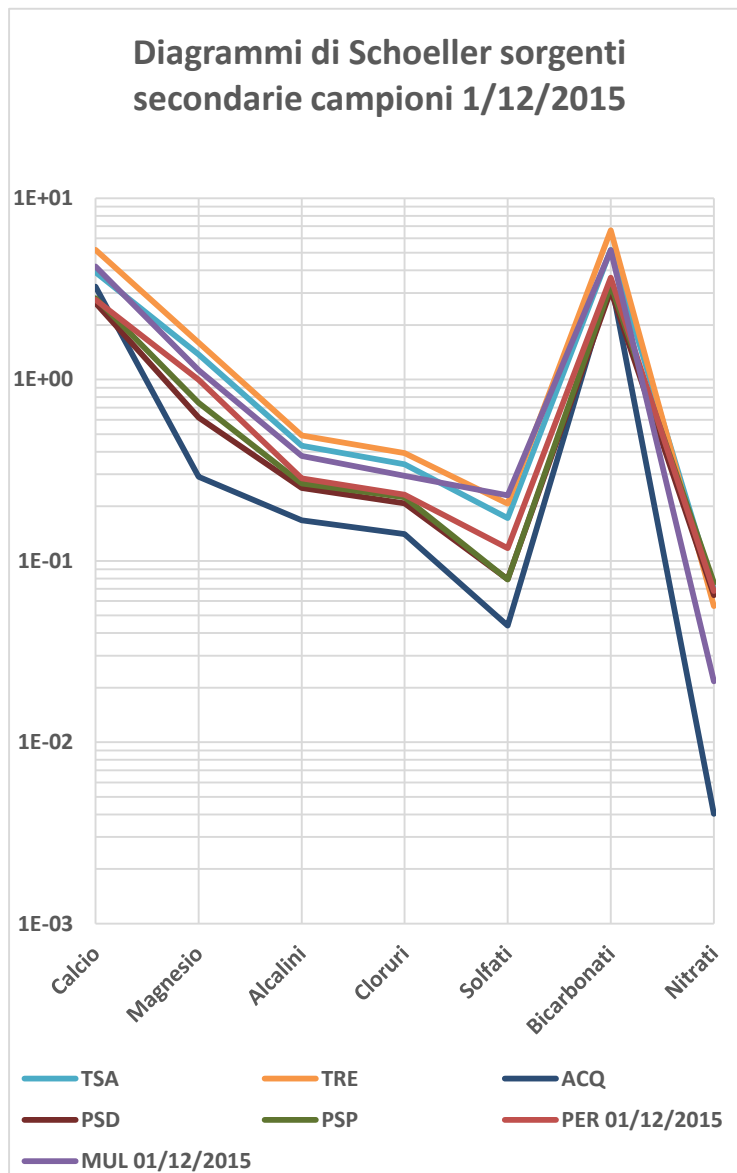


Figura 54 - Diagrammi di Schoeller delle sorgenti secondarie. Vengono inseriti per confronto quelli relativi a Pertosa e Mulino per la stessa campagna di campionamento.

4.3.3. Caratterizzazione delle grotte

Macrocomponenti inorganici e terre rare

I grafici di Schoeller relativi ai campioni presi in grotta e riportati in Figura 55 mostrano che vi è un arricchimento in concentrazione degli elementi andando dalle grotte più in quota verso quelle più basse (*cf.* Tabella 7), escludendo la grotta del Minollo e del Serrone che appartengono ad un'area differente rispetto a alle altre grotte. Nelle acque della Grava dei Gentili, che ricordiamo essere tra le più bassa in quota tra gli inghiottitoi dell'altopiano (820 m s.l.m.), presenta concentrazioni di solfati e cloruri ben più alti rispetto alle altre grotte e della sorgente Auso. Infatti, mettendo a confronto i diagrammi di Schoeller anche dell'Auso, riferiti al campionamento I coincidente con l'unico fatto per ciascuna delle grotte, si nota che la composizione dell'acqua della sorgente è molto simile alla composizione di quella delle grotte e che vi è un arricchimento progressivo nella mineralizzazione delle acque. Si ricorda che al momento non è provato né escluso nessun collegamento tra il Falco e la sorgente dell'Auso, dato che nelle prove precedenti di colorazione del 2012 in suddetta grotta non è stata monitorata, ma solo quelle del versante Pertosa, ossia l'omonima grotta, le polle presenti sul fiume Tanagro nei pressi di Pertosa e la Grotta dell'Acqua (Tabella 2), ma talvolta i risultati lasciano qualche dubbio, così come è avvenuto per le prove fatte nel 2012 e a fine 2015 (Tabella 2). Comunque al momento la composizione chimica suggerisce che le acque del Falco sono più simili a quelle dell'Auso ed anche alla Grotta dell'Acqua, ma molto dissimili da quelle di Pertosa. A questo punto c'è da chiedersi quali sono i rapporti tra le acque del Falco con la grotta dell'Acqua (sorgente solo stagionale e che risulta da tracciamenti collegata con il Falco), con la sorgente dell'Auso e quella di Pertosa. È ovvio che le supposizioni fatte si basano su un solo campione preso alla grotta del Falco, e che quindi andrebbero eseguiti ancora altri campionamenti per avere un dato più attendibile.

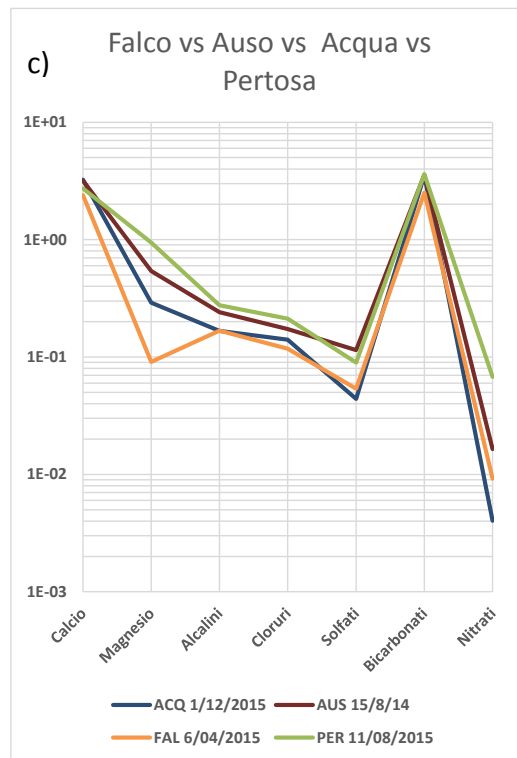
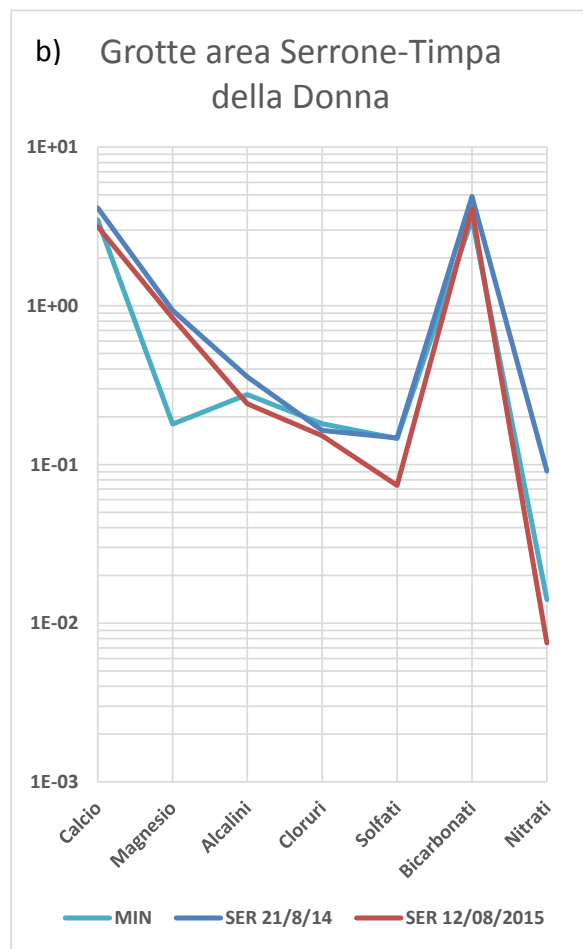
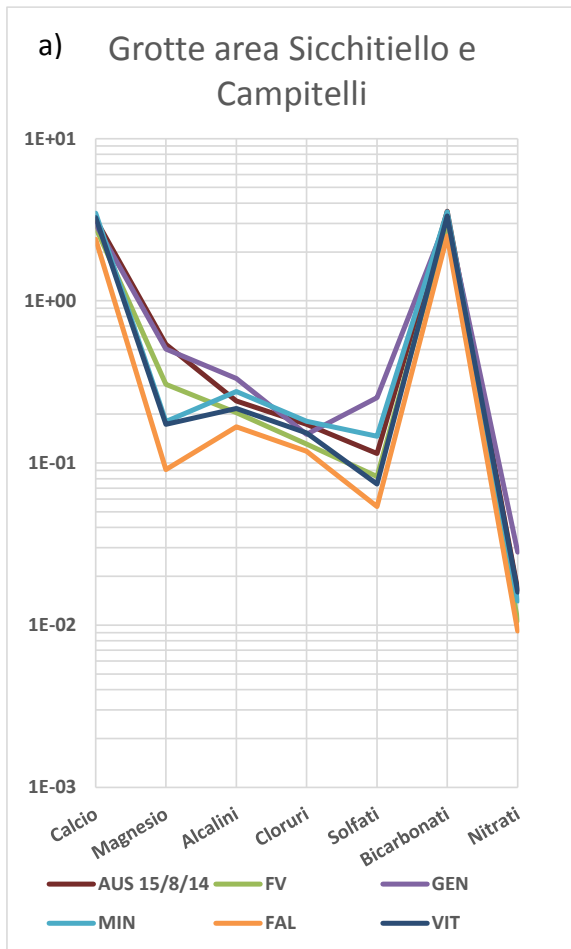


Figura 55 – a) Grafici di Schoeller per le grotte Fumo-Vento (FV), Gentili (GEN), Falco (FAL), Vitelli (VIT) e per confronto anche dell’Auso (AUS); b) Grotte dell’area Timpa della Donna e Serrone con riportati i grafici di Schoeller per le grotte del Serrone (SER) e Minollo (MIN); c) Confronto tra le mineralizzazioni della grotta del Falco, della sorgente Auso e della Grotta dell’Acqua (ACQ).

Andando a fare un confronto con i pattern delle terre rare delle grotte dell'area del Sicchitiello e Conca Caulata (Figura 56) invece si mostra come i trend in questo caso tendano a un depauperamento (invece dell'arricchimento come per gli elementi maggiori) con l'abbassarsi di quota, fino ad arrivare all'Auso, in cui si accentua sì la nota bicarbonatica, ma si ha una sostanziale perdita su tutti gli elementi (escluso il Lantanio), con un abbassamento della concentrazione di un fattore 10 rispetto al Fumo-Vento e di un fattore 100 rispetto ai Vitelli. Questo indicherebbe una non conservatività negli elementi del gruppo dei Lantanidi. Il campione del Falco è quello relativo alla campagna II quindi non sono disponibili informazioni relative ai Lantanidi.

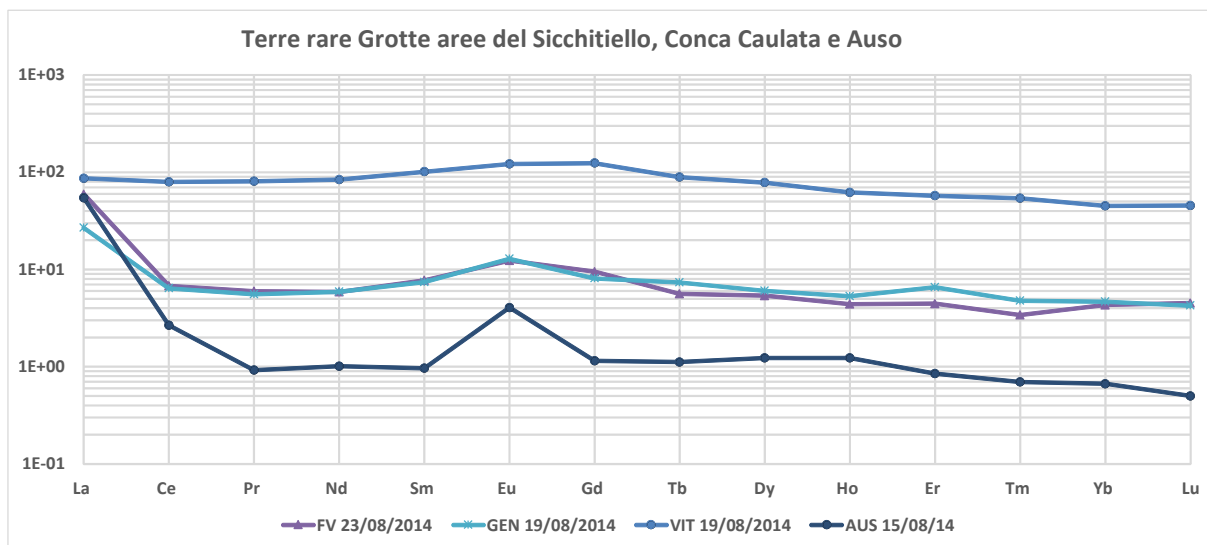


Figura 56 - Diagrammi tipo Schoeller per i Lantanidi (terre rare) per le grotte Fumo-Vento (FV), Gentili (GEN), Vitelli (VIT) e per confronto anche l'Auso (AUS).

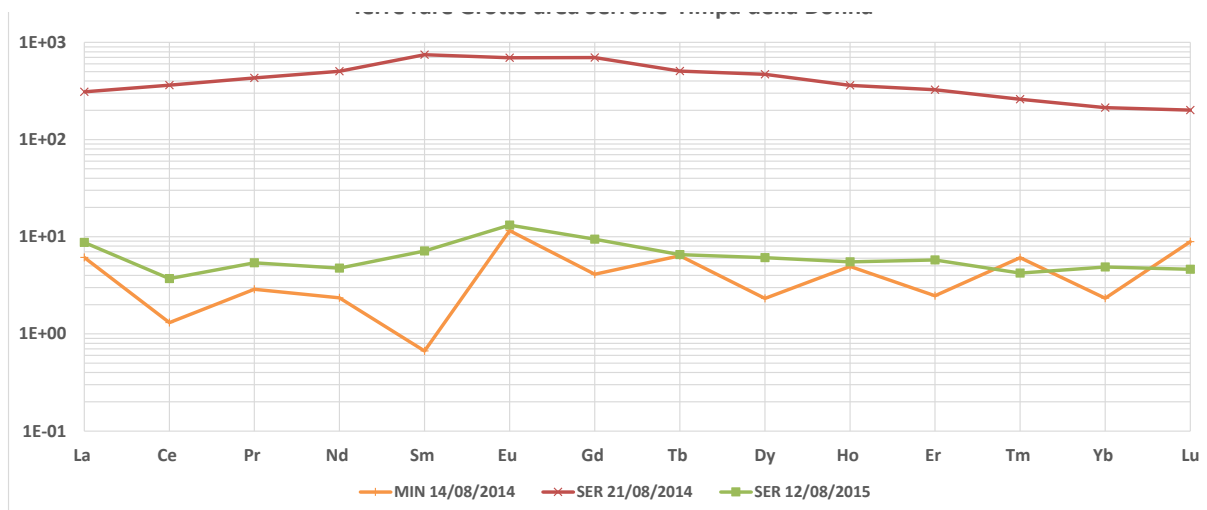


Figura 57 - Grotte dell'area Timpa della Donna e Serrone con riportati i grafici tipo Schoeller per i Lantanidi (terre rare) riferiti alle grotte del Serrone (SER) e Minollo (MIN).

Per quanto riguarda Serrone e Minollo, queste grotte appartengono ad un'area un po' diversa da quella delle precedenti e mostrano trend nelle curve in Figura 57 piuttosto diversi nella facies del Serrone. Se il Minollo, infatti, rispecchia comunque i trend generali anche delle altre grotte, il Serrone ha tenori più alti in fatto di Mg^{2+} , ma in generale è la più mineralizzata. Si precisa che tutte le grotte qui elencate presentano al loro interno scorrimento attivo

(torrente), da cui sono state campionate le acque, tranne che al Serrone che sono state campionate dal sifone terminale pensile non alimentato da un vero e proprio torrente. Il Serrone infatti è un inghiottitoio prettamente verticale che non dà possibilità all'acqua di scorrere, e dove la maggior parte dello scorrimento avviene in esterno nella omonima valle dove i depositi *flyschoidi* miocenici impermeabili sono conservati e vengono sicuramente lisciviati prima di immettersi nella cavità. È quindi evidente che l'influenza "ambientale", da fattori esterni come il *flysch*, influenzano le concentrazioni delle specie chimiche presenti nelle acque di questo inghiottitoio. Il Minollo, invece, è sempre un inghiottitoio, ma a differenza del primo si apre in maniera meno palese e più nascosto nella faggeta (in un'area detta Timpa della Donna, sopra il comune di Corleto Monforte) e dopo una discesa di un centinaio di metri si arriva a collettore perenne, le cui acque traggono origine sicuramente in zone poste più a monte rispetto all'ingresso della grotta stessa. Quanto appena detto è sottolineato anche dai pattern delle terre rare delle acque presenti in queste due grotte. Per il Serrone sono disponibili due campioni, mentre uno solo per il Minollo. Per quanto riguarda il Serrone è abbastanza chiaro come l'impronta bicarbonatica, ossia i picchi su Ce e Eu, sia molto oscurata dalla presenza di molte altri elementi, soprattutto per il campionamento di Agosto 2014. Il Minollo invece presenta un'impronta dovuto a un "effetto roccia carbonatica" molto più accentuato.

4.3.4. Dati di campagna e indici di saturazione IS

Quando possibile sono stati misurati i parametri fisici *in situ* al momento del campionamento. Questi parametri sono la TDS/conducibilità, la temperatura e il pH. Questi ultimi due parametri sono particolarmente utili per la valutazione degli indici di saturazione (IS) delle acque.

Vengono riportati in Tabella 13 i valori misurati *in situ*, utilizzati poi per la valutazione degli indici di saturazione rispetto alla calcite, dolomite e gesso.

AUS	Data	pH	Temperatura [°C]	Conducibilità [µS/cm]	TDS [ppm]
I	15/08/2014		11,4		
II	06/04/2015	7,73	10	315	157
III	-	-	-	-	-
IV	-	-	-	-	-
V	19/10/2015	8,2	11,7	385	192
VI	02/12/2015	8,09	10,3	339	169
CCI	Data	pH	Temperatura [°C]	Conducibilità [µS/cm]	TDS [ppm]
I	22/08/2014	-	13,8	-	-
II	06/04/2015	-	-	-	-
III	16/05/2015	6,5	15	456	223
IV	-	-	-	-	-
V	19/10/2015	7,28	14,8	449	222

VI	01/12/2015	7,26	14,3	595	298
PER	Data	pH	Temperatura [°C]	Conducibilità [μS/cm]	TDS [ppm]
I	17/08/2014	-	12,5	-	-
II	06/04/2015	7,68	11,8	355	177
III	-	-	-	-	-
IV	15/08/2015	-	12,8	362	181
V	21/10/2015	7,76	12,1	366	183
VI	02/12/2015	7,68	11,9	378	190
PSP	Data	pH	Temperatura [°C]	Conducibilità [μS/cm]	TDS [ppm]
VI	02/12/2015	7,67	11,8	358	179
TRE	Data	pH	Temperatura [°C]	Conducibilità [μS/cm]	TDS [ppm]
VI	01/12/2015	7,03	12,9	643	320
ACQ	Data	pH	Temperatura [°C]	Conducibilità [μS/cm]	TDS [ppm]
FAL	Data	pH	Temperatura [°C]	Conducibilità [μS/cm]	TDS [ppm]
II	07/04/2015	7,92	7,2	245	
MUL	Data	pH	Temperatura [°C]	Conducibilità [μS/cm]	TDS [ppm]
I	22/08/2014		16,7	-	-
II	06/04/2015	7,25	13	463	231
III	16/05/2015	7,2	15,3	562	281
IV	-	-	-	-	-
V	19/10/2015	7,12	17,3	645	325
VI	01/12/2015	7,25	14,3	522	261
PSD	Data	pH	Temperatura [°C]	Conducibilità [μS/cm]	TDS [ppm]
VI	02/12/2015	7,63	11,4	329	163
TSA	Data	pH	Temperatura [°C]	Conducibilità [μS/cm]	TDS [ppm]
VI	01/12/2015	7,67	12,9	519	260
SER	Data	pH	Temperatura [°C]	Conducibilità [μS/cm]	TDS [ppm]
I	21/08/2014		9		
FV	Data	pH	Temperatura [°C]	Conducibilità [μS/cm]	TDS [ppm]
I	23/08/2014		7,8	-	-

Tabella 13 - Valori di pH e TDS rilevati in situ, quando possibile.

Gli indici di saturazione della calcite e della dolomite sono stati calcolati utilizzando il rapporto tra il prodotto di attività ionica (con le singole attività ioniche determinate con l'equazione di *Debye-Hückel*) e il prodotto di solubilità (Fiorucci & Moitre, 2013). I valori positivi indicano saturazione mentre i valori negativi indicano sottosaturazione. Graficando in Figura 58 i valori ottenuti (di Tabella 14) si può riscontrare una buona correlazione su tutti i campioni con valore R^2 di 0.9. La correlazione migliora ancora fittando le singole serie di dati, dando un'affidabilità superiore al 97%. Quasi tutti i campioni di tutte le sorgenti mostrano una saturazione nei

confronti della calcite e della dolomite, tranne Castelvita (CCI) che si mostra sempre sottosatura in dolomite I singoli indici di saturazione riportati in Tabella 14 e riferiti all'Auso mostrano una spiccata saturazione nei confronti della dolomite, che solo al campionamento precedente si mostrava sottosatura. Questo è un indicatore della forte variabilità che caratterizza questa sorgente. Rifacendosi a quanto detto nel paragrafo relativo alle sorgenti principali ci si aspetterebbe una certa saturazione in dolomite, per lo meno maggiore rispetto all'Auso, su Pertosa, Castelvita e Mulino. Si fa notare che questi valori di saturazione sono riferiti ai campioni presi in Ottobre, dove i valori di concentrazione di magnesio e calcio sono più alti degli altri. Di fatti la saturazione dell'Auso riferita sia al campione di Aprile, in fase di piena, che a quello di Dicembre, è molto bassa sia per la dolomite che per la calcite. I dati di saturazione della sorgente di Pertosa, invece, danno sempre una certa sottosaturazione per entrambi i minerali, ma l'IS della dolomite è sempre maggiore di quello della calcite, confermando ancora che l'influenza della dolomia presente nei calcari dà una importante impronta al chimismo dell'acqua.

Campione	Temp. [°C]	pH	IS _{calcite}	IS _{dolomite}
AUS-II	10	7,73	0,372	-0,068
AUS-V	11,7	8,2	0,941	1,396
AUS-Vb	11,8	8,2	0,933	1,347
AUS-VI	10,3	8,09	0,769	0,693
PER-II	15	7,68	0,318	0,404
PER-V	14,8	7,76	0,386	0,572
PER-VI	14,3	7,68	0,327	0,422
CCI-III	13	6,5	-0,580	-2,378
CCI-V	15,3	7,28	0,171	-0,135
CCI-VI	17,3	7,26	0,096	-0,150
MUL-II	11,8	7,25	0,158	-0,092
MUL-III	12,1	7,2	0,269	0,201
MUL-V	11,9	7,12	0,252	0,206
MUL-VI	11,8	7,25	0,214	0,058

Tabella 14 – Tabella con le temperature al momento del campionamento e gli indici di saturazione (IS) rispetto alla dolomite e alla calcite.

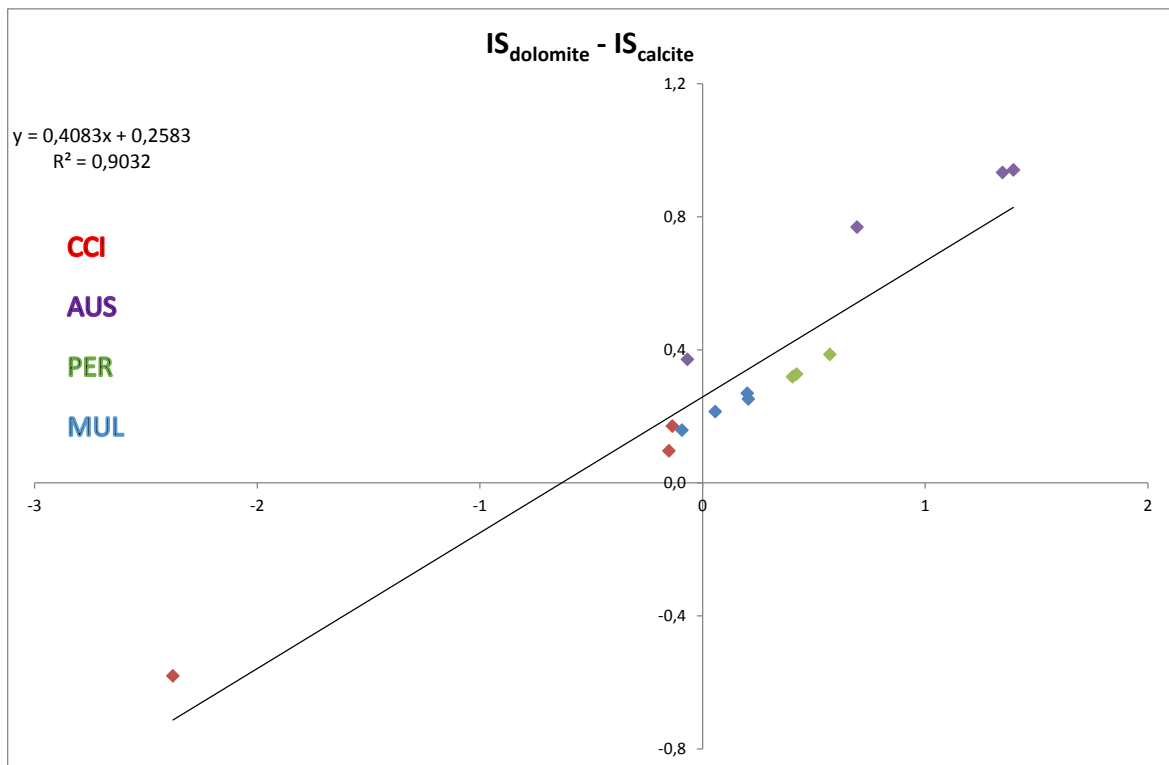


Figura 58 - Relazione tra indici di saturazione (IS) della dolomite e della calcite alle principali sorgenti.

CAPITOLO 5: PROPOSTA DI UNA NUOVA CARTA IDROGEOLOGICA

Sulla base della carta idrogeologica pubblicata da Bellucci et al. (1995) e poi da Russo et al. (2005) e sulla base dei risultati ottenuti in questo lavoro, viene riproposta la carta dello schema idrogeologico del Massiccio degli Alburni (

Carta Idrogeologica dei Monti Alburni

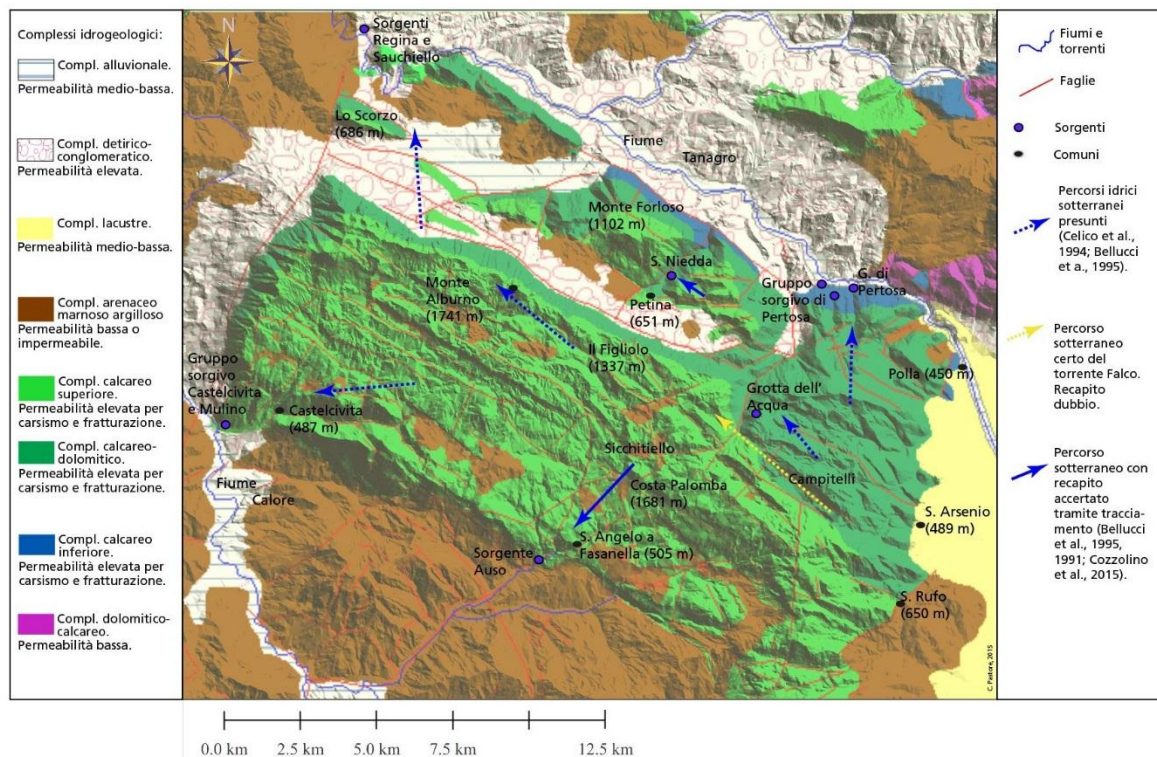


Figura 59, Appendice II). In questa nuova proposta vengono mantenute le litologie riferite alla carta geologica foglio 198-Eboli dell'ISPRA. Come si è visto la risposta chimica delle sorgenti rispecchia a pieno le rocce attraversate dall'acqua rendendo necessaria una visione d'insieme di geologia e di idrogeologia, non soffermandosi solo sui livelli di permeabilità dei complessi rocciosi.

Inoltre viene inserito una freccia tratteggiata con riferimento all'andamento del complesso del Falco – Campitelli – Don Pasquale il Fotografo, per i quali è vero che non è ancora certo il recapito, ma è ben conosciuto il percorso sotterraneo seguito dalle cavità, indicato appunto dalla freccia gialla in

Carta Idrogeologica dei Monti Alburni

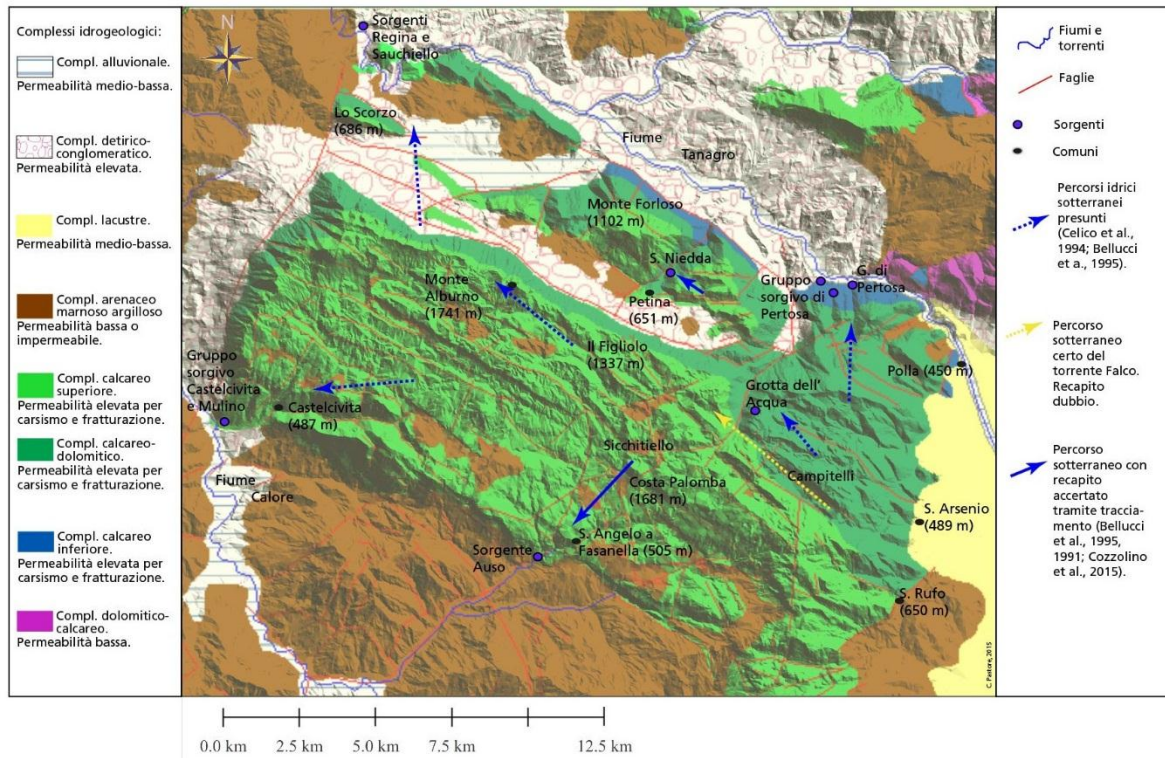


Figura 59. Viene inserito anche un riferimento alle colorazioni fatte nell'area di Petina (cfr. par. 1.4.5).

Carta Idrogeologica dei Monti Alburni

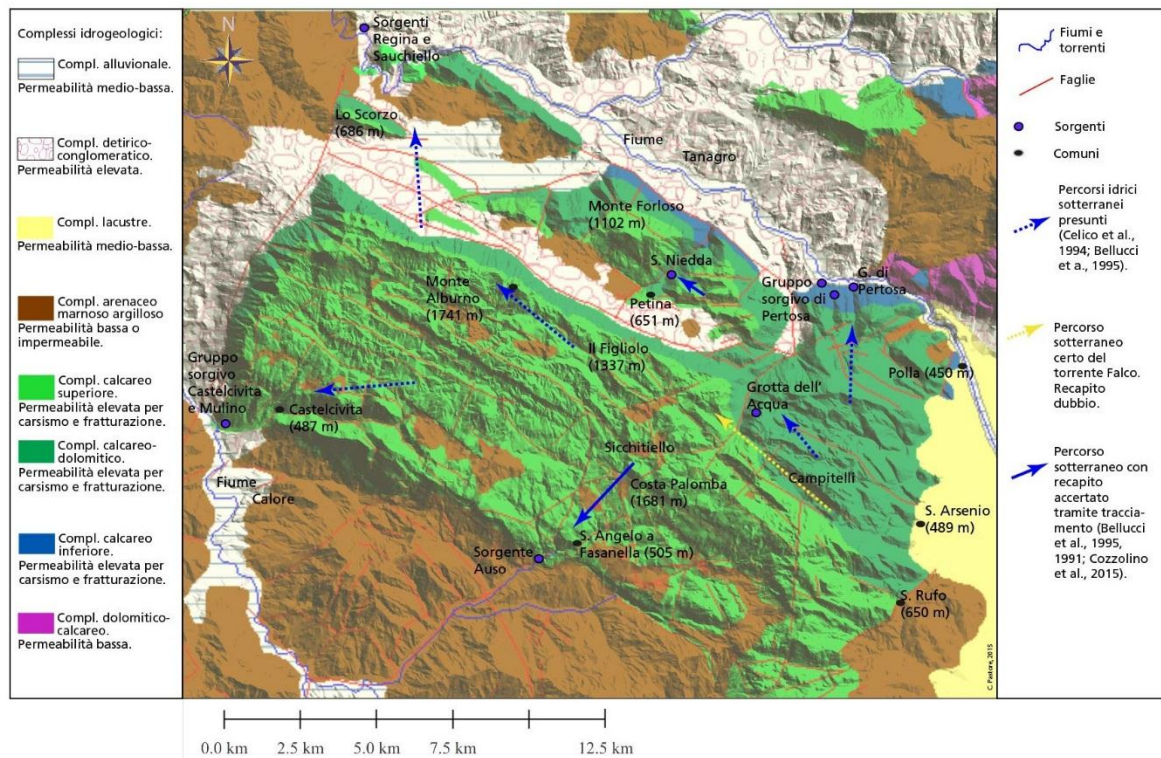


Figura 59 - Carta idrogeologica dei Monti Alburni (DEM concesso da INGV, Tarquini et al. 2007, 2012)

CAPITOLO 6: CONCLUSIONI

Durante questo studio di tesi è stato possibile approfondire le conoscenze sulle acque che circolano nel massiccio carbonatico dei Monti Alburni. In particolare sulla grotta sorgiva di Pertosa-Auletta è stato possibile avere informazioni idrodinamiche sulla sorgente grazie all'ausilio di una sonda multiparametrica. Si è determinato, infatti, la grande stabilità della sorgente in tutto l'anno idrogeologico, non evidenziando mai grandi cambiamenti in fatto di portata, conducibilità e temperatura. Su questi ultimi due parametri si è evidenziato che in caso di precipitazioni la risposta della sorgente è minima, ed essa sembrerebbe avere un comportamento tendente alla sostituzione nei periodi particolarmente piovosi, mentre ha un comportamento più verso il "pistonaggio" nei periodi più secchi, quindi tra la fine dell'estate e l'autunno. In ogni caso le variazioni in fatto di conducibilità sono talmente minime che non è possibile attribuire in senso stretto questi caratteri alla sorgente di Pertosa, che invece sembrerebbe avere più un carattere a pieno carico relativo alla zona saturata, dato anche che le portate risentono pochissimo delle variazioni stagionali, mantenendosi sempre attorno ai 300 L/s.

Si sono estrapolate le facies geochimiche delle acque, che si presentano con un'evidente impronta bicarbonatica, visibile nei diagrammi di Schoeller per tutte le acque, confermati dai diagrammi di Langellier-Ludwig. L'evidenza maggiore si ha nelle concentrazioni degli elementi relative alle singole sorgenti. Le caratteristiche geochimiche si possono così riassumere:

- Le sorgenti più mineralizzate sono quelle basali, ossia sorgenti del basso Tanagro (TRE e TSA), Mulino e Castelvita (in senso crescente di mineralizzazione). Per quanto riguarda quelle del Tanagro questo è imputabile tanto alla posizione basale rispetto al massiccio tanto quanto alla presenza di travertini e alla miscelazione con le acque provenienti dal Monte Ognà e Marzano. Le sorgenti della zona di Castelvita sono anch'esse alla base del massiccio, ma esse presentano due circuiti idrogeologici differenti, come indicato dalla composizione chimica delle acque. Gli indici di saturazione delle acque del Mulino nei confronti della dolomite confermano che queste acque devono aver risieduto a lungo a contatto con le dolomie, cose che probabilmente non avviene per Castelvita, dove gli IS della dolomite sono sempre negativi, ossia indicano sottosaturazione. Inoltre le terre rare riscontrate a Castelvita marcano dei trend particolari, dove l'impronta bicarbonatica è lievemente visibile su tutti i campioni analizzati, mascherata però da un aumento in concentrazione di altri elementi, quasi sicuramente legata alla presenza di depositi cineritici e tufacei nella grotta.
- La sorgente Auso è quella che ha carattere più variabile sia in fatto di composizione chimica che di dinamica idrologica. La variabilità delle portate è elevata e questo si rispecchia nelle caratteristiche dell'acqua. In caso di piena, infatti, le concentrazioni dei solidi totali, di calcio e magnesio disciolti calano. Tendono invece ad aumentare di molto nel campionamento di ottobre, avvenuto in fase di portate medio-basse e probabilmente sulla coda di una piccola perturbazione. Quest'aumento di calcio e magnesio disciolti ha comportato una saturazione nei confronti della dolomite e della calcite, sicuramente dovuto anche al pH che è superiore a 8 per questi campioni. La giacenza delle acque a contatto con la roccia deve essere comunque inferiore rispetto alle altre sorgenti poiché i rapporti rMg^{2+}/Ca^{2+} per questa sorgente sono più bassi rispetto alle altre. Le terre rare danno conferma della grossa variabilità di questa sorgente, mostrando una decisa nota bicarbonatica solo sul campionamento dell'estate 2014.
- Su Pertosa si è riscontrato un arricchimento in Mg^{2+} superiore alle alte sorgenti. Il rapporto caratteristico rMg^{2+}/Ca^{2+} di questa sorgente è quasi sempre superiore a 0.3, con la sola sorgente del Mulino che ha valori che gli si avvicinano. Gli indici di saturazione indicano che le acque sono più sature in dolomite e in calcite, dato che sta ad indicare che queste acque devono circolare a contatto con la dolomia, quasi sicuramente quella presente nei calcari del Cretaceo, che sovrastano i calcari giurassici in cui si sviluppa la grotta. In fatto di terre rare ovviamente questa grotta è quella che mantiene il più importante "effetto roccia" su questi elementi, mantenendo evidenti i picchi su Ce ed Eu. Inoltre la doppia alimentazione della sorgente con acque a deflusso sia lento che veloce descritta da Celico et al. (1994), non sembra essere confermata. Infatti la sorgente è alimentata solo da canali a pieno carico della zona satura che mantiene costanti le portate anche in periodi secchi, e che impediscono di avere

evidenti cambiamenti nelle caratteristiche chimico-fisiche dell'acqua durante l'anno idrogeologico. Quanto detto è confermato dai dati in continuo della sonda PER che mostra la grande stabilità del fiume Negro. La schematizzazione della sorgente è riportata in Figura 60.

- La Grotta dell'Acqua è in assoluto la sorgente meno mineralizzata, ed è comprensibile data la sua elevata quota.
- Le acque delle grotte mostrano due trend diversi. Le grotte che si trovano nelle aree del Sicchitiello (Fumo-Vento e Vitelli), Parchitiello (Falco) e conca Caulata (Gentili) mostrano un graduale arricchimento in mineralizzazione con l'abbassarsi della quota d'ingresso, arrivando ad avvicinarsi alla mineralizzazione della sorgente Auso. La Grava dei Gentili ha composizione leggermente diversa rispetto alle altre in fatto di solfati. Le grotte del Minollo e del Serrone che appartengono ad un'area distinta mostrano dei pattern diversi rispetto alle altre grotte, mostrando dei rapporti diversi degli elementi disciolti nelle acque del Serrone rispetto a quelle del Minollo, e comunque differenti in generale rispetto a quelle delle altre grotte. In particolare il Serrone presenta un marcato arricchimento in Mg^{2+} , fatto che potrebbe indicare che in questa grotta, andando in profondità, vi è passaggio tra calcari puri e i calcari intercalati a dolomie. Questo dato andrebbe verificato con un rilevamento ad hoc. L'impronta sulle terre rare è comunque marcata al Minollo, rimanendo invece offuscata al Serrone. Come detto nei paragrafi precedenti il Serrone è un inghiottitoio attivo prettamente verticale, dove le acque s'infiltrano velocemente dopo aver lisciviato i *flysch* che evidentemente offuscano l'impronta sulle terre rare.

Sulla base di quanto detto si è ritenuto necessario realizzare una nuova carta idrogeologica che permette di visualizzare tutte le matrici rocciose, che danno un'impronta precisa sulle acque delle sorgenti. Inoltre è possibile schematizzare il deflusso idrico alle sorgenti come mostrato in Figura 60 e fare un profilo sintetico del massiccio con le principali sorgenti e i contributi a queste (Figura 61).

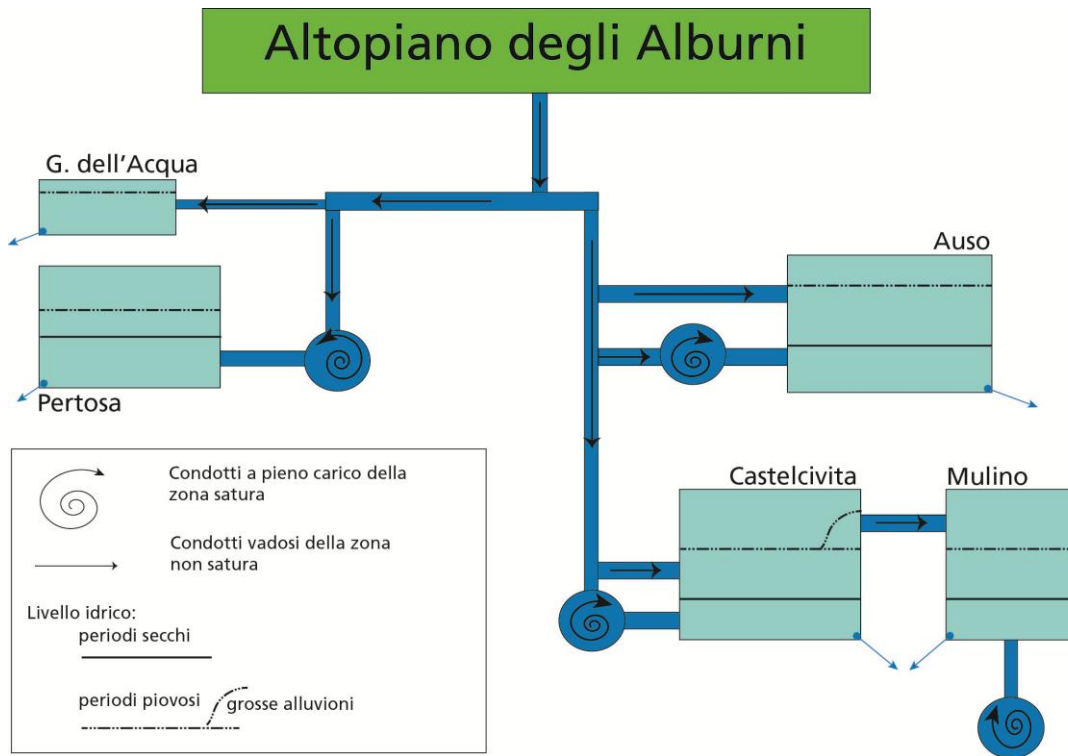


Figura 60 - Rappresentazione schematica delle sorgenti e degli apporti dovuti ai condotti della zona satura e della zona non satura.

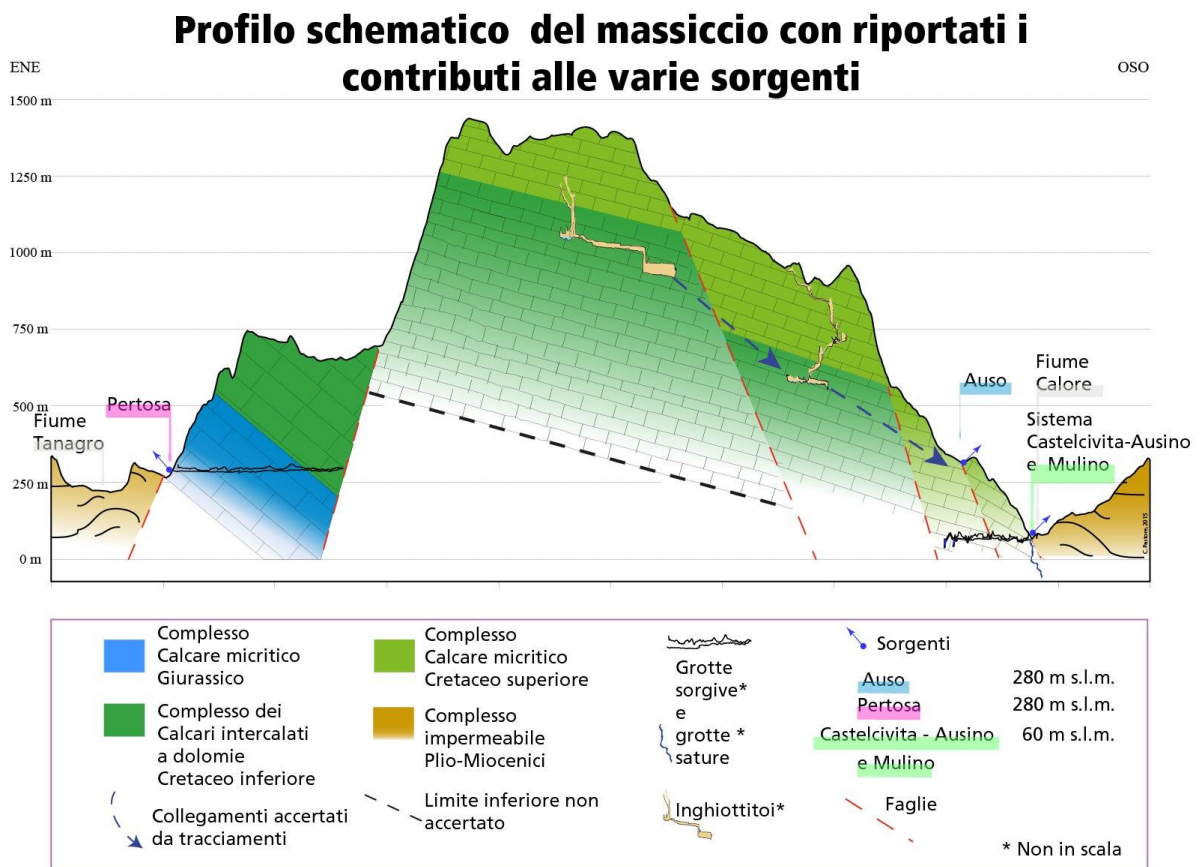


Figura 61 - Profilo schematico del Massiccio degli Alburni con riportati i contributi riconosciuti per le varie sorgenti.

CAPITOLO 7: BIBLIOGRAFIA

AGNOLETTI P., MARZOLLA G., SBORDONI V., 1973. La Grava dei Gentili nel Massiccio degli Alburni (Appennino Meridionale) e la sua fauna. Notiziario Circolo Speleologico Romano, a. XVIII, 1-2, 3-20.

AGNOLETTI P., 1976. La Grava dei Gentili nel Massiccio degli Alburni (Salerno): risultati della campagna estiva 1975. Notiziario Circolo Speleologico Romano, giugno-dicembre 1975, 20 (12).

Aide M. T., Aide C., 2012. Rare Earth Elements: Their Importance in Understanding Soil Genesis. International Scholarly Research Network ISRN Soil Science: 11 pp.

ALIBERTI L., 1551. Descrizione di tutta l'Italia. Venetia.

ASCIONE A., CINQUE A., SANTANGELO N., TOZZI M. 1992. Il bacino del vallo di diano e la tettonica trascorrente plioquaternaria: nuovi vincoli cronologici e cinematici. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale 1992/1, 201–208.

ASCIONE A., CINQUE A., SANTANGELO N., TOZZI M. 1992b. Il bacino del Vallo di Diano e la tettonica trascorrente Plio-Quaternaria: nuovi vincoli cronologici e cinematici. Studi Geologici Camerti, Volume Speciale 1992/1, 201-208.

BELLUCCI F., GIULIVO I., PELELLA L., SANTO A., VIGNA B., 1988. Alburni '88. Grotte – Notiziario sezionale CAI-UGET Torino, XXXI, 97, Torino.

BELLUCCI F., GIULIVO I., PELELLA L., SANTO A. 1991. Il carsismo profondo del settore centrale dei Monti Alburni (Campania). L'Appennino Meridionale, Annuario del CAI Sez. di Napoli, 27-35.7

BELLUCCI F., GIULIVO I., PELELLA L., SANTO A., 1995. Monti Alburni. Ricerche speleologiche. De Angelis editore, Avellino.

BOLOGNINI M., CELICO P., TESCIONE M. AQUINO S., 1994. La produttività dei pozzi in acquiferi carbonatici molto carsificati: l'esempio dei Monti Alburni (Sa). Atti Il convegno Giovani Ricercatori di Geologia, 28 - 31 Ottobre 1992, Viterbo. Geologica Romana, 30, 671 - 685.

BONI M., 1974. Le argille rosse continentali del passaggio Paleocene-Miocene nella piattaforma carbonatica Campana-Lucana. Boll. Soc. Geol. It. 93, 1059-1094.

BRAVI S., SHIATTARELLA M., 1988. Segnalazione dei livelli ittiolitici eocenici a *Cyclopoma gigas* Agassiz nei Monti Alburni (Appennino Campano). Soc. Nat. Napoli, 95, 255 - 279.

Cantrell K. J., Byrne R. H., 1987. Rare earth element complexation by carbonate and oxalate ions. Geochimica et Cosmochimica Acta 51, 3: 597-605.

CAFARO S., 2015. Evoluzione del sistema carsico dei Monti Alburni (Appennino Campano-Lucano): studio speleologico e morfostrutturale. Tesi di dottorato, Università degli Studi della Basilicata.

CAFARO S., PASTORE C., DE WAELE J., SCHIATTARELA M., 2015. Interaction between structural setting and underground water flow: the case of the Alburni Mts (southern Apennines, Italy). Abstract and poster presentation. Acts of 23rd International Karstological School "Classical Karst", Caves – Exploration and Studies. Postojna, June 15th to 21th 2015.

CARUCCI P., 1907. La grotta preistorica di Pertosa (Salerno). Contribuzione alla Paletnologia, Speleologia ed Idrografia, Stabilimento Tipo-Stereotipo F. Di Gennaro & A. Morano, Napoli (ristampa anastatica, Litografia Dottrinari, Fratte, 1985).

CELICO P., 1978. Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale. Mem. e Note dell' Ist. di geol. Appl., 14, Napoli.

CELICO P., 1983. Idrogeologia dei massicci carbonatici delle piane e della aree vulcaniche dell'Italia centro-meridionale (Marche e Lazio meridionali, Abruzzo, Molise e Campania). Quaderni Cassa Mezzogiorno Roma 4/2.

CELICO P., PELELLA L., STAZINE D., AQUINO S., 1994. Sull'idrogeologia e l'idrogeochimica dei Monti Alburni. Geologica Romana, 30. 687 - 698.

CORNIELLO A., 1996. Lineamenti idrogeochimici dei principali massicci carbonatici della Campania. Mem. Soc. Geol. It., 51, 333 - 342.

COZZOLINO L., DAMIANO N., DEL VECCHIO U., MINIERI G., SOLDOVIERI M.G., TESTA L., 2015b. Recenti prove di colorazione nell'area di petina (sa) - Monti Alburni. Atti XXII Congresso Nazionale di Speleologia 2015 "Condividere i dati", 30 maggio – 2 giugno 2015 Pertosa – Auletta (SA). 416 - 421.

COZZOLINO L., DAMIANO N., DEL VECCHIO U., MINIERI G., TESTA L., TRIFONE P., 2015a. Prove di colorazione e recenti esplorazioni nell'area della Grotta del Falco - Monti Alburni. Atti XXII Congresso Nazionale di Speleologia 2015 "Condividere i dati", 30 maggio – 2 giugno 2015 Pertosa – Auletta (SA). 387 - 392.

D'ARGENIO B., 1974. Le piattaforme carbonatiche periadriatiche. Una rassegna di problemi nel quadro geodinamico esozioico dell'area mediterranea. Mem. Soc. Geol. It., 13 (2), 137-159.

D'ARIENZO R., BOCCHINO B., 2013. Sulla scia del vento nuovo. Speleologia, a. XXXIV, Dicembre 2013, 69, 19-24.

DE PAOLA G., 1939. La Grotta di Pertosa, paradiso di meraviglie. Pertosa, 37 pp.

DEL PRETE S., 2004. I monti Alburni - Schema idrogeologico dei Monti Alburni. In: N. RUSSO, S. DEL PRETE, I. GIULIVO & A. SANTO (Eds.), 2005, Grotte e speleologia della Campania. Elio Sellino ed., Avellino, pp. 397 - 459.

DEL VECCHIO U., LO MASTRO F., MAURANO F., PARISE M., SANTO A., 2013. The Alburni Massif, the most important karst area of southern Italy: history of cave explorations and

recent developments. In: M. FILIPPI, P. BOSAK (Eds), Proceedings 16th International Congress of Speleology, Brno, 21-28 July 2013, 1, 41-46.

DI NOCERA S., NARDELLA A., RODRIQUEZ A., 1973. Geomorfologia della Grotta di Castelcivita (SA). Atti Incontri Internazionali di Speleologia, Salerno, 20-23 luglio 1972, 89-100.

DI NOCERA S., PICIOCCHI A., RODRIQUEZ A., 1972. La Grotta dell'Ausino. Genesis, morfologia e primo contributo di preistoria. Boll. Soc. Natur. in Napoli, 81, 83-116

Dia A., Gruau G., Olivière-Lauquet G., Riou C., Molenat J., Curmi P., 2000. The distribution of rare earth elements in groundwaters: Assessing the role of source-rock composition, redox changes and colloidal particles. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 24: 4131-4151.

FIELD M., 2002. A Lexicon of Cave and Karst Terminology with Special Reference to Environmental Karst Hydrology. United States Environmental Protection Agency, 214.

FIORUCCI A., MOITRE B., 2013. Studio Idrogeochimico del Complesso Carsico di Bossea (Piemonte meridionale). Progetto Transfrontaliero Alirhys. <http://areeweb.polito.it/ricerca/ALIRHYS/progetto/>.

FLORES G., 1939. Appunti geologici sulla grotta di Pertosa. Rend. Acc. Sc. Fis. Mat. Soc. Reale di Napoli, s. IV, 10, 1939-40, 2-16.

GIULIVO I., SANTO A., 2005. I Monti Alburni. In: N. RUSSO, S. DEL PRETE, I. GIULIVO & A. SANTO (Eds.), Grotte e speleologia della Campania. Elio Sellino ed., Avellino, pp. 397-459.

JOHANNESSON K. H., STETZENBACH K. J., HODGE V. F., LYONS W. B., 1996. Rare earth element complexation behavior in circumneutral pH groundwaters: Assessing the role of carbonate and phosphate ions. *Earth and Planetary Science Letters* 139: 305-319.

JOHANNESSON K. H., STETZENBACH K. J., HODGE V. F., KREAMER D. K., ZHOU X., 1997. Delineation of ground-water flow system in the Southern Great Basin using aqueous rare earth element distribution. *Groundwater* 35, 5: 807-819.

MARTINEZ Y CABRERA P., 1956. I notabili abbagli sulle origini delle acque delle grotte di Pertosa. Boll. Camera di Comm. Ind. e Agric., Salerno, 8, 3-7.

N. RUSSO, S. DEL PRETE, I. GIULIVO, A. SANTO, 2005. Grotte e speleologia della Campania. Elio Sellino ed., Avellino, 623.

NICOTERA P., DE RISO R. 1968. Idrogeologia del Vallo di Diano. Memorie e Note Istituto Geologia Applicata, Facoltà di Ingegneria, Università di Napoli, 11.

PARISE M., 2015. L'importanza della documentazione (antica e recente): bibliografia delle grotte del massiccio degli Alburni (Campania). Atti XXII Congresso Nazionale di Speleologia 2015 "Condividere i dati", 30 maggio – 2 giugno 2015 Pertosa – Auletta (SA). 110 - 175.

PEDRALI L., BUONGIORNO V., ANTONINI G., CAFARO S., DE NITTO L., 2015. Convergenza di dati per l'esplorazione della Grotta del Falco sul Massiccio degli Alburni (Campania). Atti XXII Congresso Nazionale di Speleologia 2015 "Condividere i dati", 30 maggio – 2 giugno 2015 Pertosa – Auletta (SA). 605 - 610.

- PESCATORE T., SCANDONE P., SGROSSO I., 1972.** Lineamenti di geologia dei Monti Alburni. Atti degli Incontri Internazionali di speleologia, Salerno 20-23 Luglio 1972, 13-17.
- POTENZA G., BAVUSI M., LAURITA S., CAFARO S., DE NITTO L., 2015.** Tecniche geoelettriche per la caratterizzazione di cavità carsiche profonde. Il caso della Grotta del Falco (Alburni, Campania). Atti XXII Congresso Nazionale di Speleologia 2015 "Condividere i dati", 30 maggio – 2 giugno 2015 Pertosa – Auletta (SA). 345 - 349.
- RODRIQUEZ A., 1974a.** Nuove vedute sulla genesi delle grotte dell'Ausino e di Castelcivita. Boll.Soc. Natur., Napoli, 83, 1-12.
- RODRIQUEZ A., 1974b.** Il recente allagamento della Grotta di Castelcivita. Not. Sez. CAI Napoli, 74, 41 - 43.
- RODRIQUEZ A., 1975.** Verifica sperimentale della genesi della grotta di Castelcivita e di quella dell'Ausino negli Alburni. Actes 5° Cong. Suisse de Speleol., Interlaken, september 1974.
- RODRIQUEZ A., 1976.** Il complesso carsico Ausino-Castelcivita. Speleologia Emiliana, 101, 2.
- RUSSO N., DEL PRETE S., GIULIVO I., SANTO A., 2005.** Grotte e speleologia della Campania. Elio Sellino ed., Avellino, pp. 621.
- SANTANGELO N., 1990.** Evoluzione stratigrafica, geomorfologica e neotettonica di alcuni bacini lacustri del confine campano-lucano (Italia meridionale). Testi di dottorato, Dip. Sc. della Terra, Univ. Napoli.
- SANTANGELO N., SANTO A., 1991.** Endokarstic evolution of carbonatic massifs in Campania (Southern Italy): geological and geomorphological implications. Proceedings of the International Conference on Environmental Changes in Karst Areas - I.G.U. - U.I.S, Italy 1991. Quad. Dip. Geogr. 13, 1991, Univ. Padova, 83 - 93.
- SANTANGELO N., SANTO A., 1995.** Karst processes and exumed landscapes in the Alburni Mountains (Southern Italy). Abstract III Int. Conf. on Geomorphology 1993, Hamilton, Ontario.
- SANTANGELO N., SANTO A., 1997.** Endokarst processes in the Alburni massif (Campania, Southern Italy): evolution of ponors and hydrogeological implications. Zeitschrift fur Geomorphologie, 41(2), 229–246.
- SANTANGELO N., SANTO A., GIULIVO I., 2005.** Il carsismo campano, una risorsa fragile da tutelare. In: N. RUSSO, S. DEL PRETE, I. GIULIVO & A. SANTO (Eds.), Grotte e speleologia della Campania. Elio Sellino ed., Avellino, pp. 49-65.
- SANTO A., 1988.** Alcune osservazioni sul carsismo ipogeo dei M. Alburni. L'Appennino Meridionale, Annuario CAI sez. Napoli, 71-88.
- SANTO A., 1994.** Idrogeologia dell'area carsica di Castelcivita (M. Alburni – SA). Geologia Applicata e Idrogeologia, 28, 663-673.
- SANTO A., 1995.** Le ruditi dei Monti Alburni nel quadro dell'evoluzione alto-miocenica dell'Appennino campano. Boll. Soc. Geo. It., 115, 519 - 528.

SANTO A., 2008. Il carsismo ipogeo dei Monti Alburni: stato delle conoscenze e nuove prospettive esplorative. In: M. PARISE, S. INGUSCIO & A. MARANGELLA (Eds.), Geomorfologia carsica. Atti 45° Corso CNSS-SSI di III livello, Grottaglie, pp. 75-92.

SARTONI S., CRESCENTI U., 1962. Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale. Giornale di geologia, sez.2.

SELLI R., 1962. Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale. Memorie della Soc. Geol. It., 3, Bologna.

TARQUINI S., ISOLA I., FAVALLI M., MAZZARINI F., BISSON M., PARESCHI M. T., BOSCHI E., 2007. TINITALY/01: a new Triangular Irregular Network of Italy, Annals of Geophysics 50, 407 - 425.

TARQUINI S., VINCI S., FAVALLI M., DOUMAZ F., FORNACIAI A., NANNIPIERI L., 2012. Release of a 10-m-resolution DEM for the Italian territory: Comparison with global-coverage DEMs and anaglyph-mode exploration via the web, Computers & Geosciences 38, 168-170. doi: doi:10.1016/j.cageo.2011.04.018

VIANELLO M., 1965. La terza Campagna Speleologica sull'Altopiano dell'Alburno della Commissione Grotte "Eugenio Boegan" – Luglio-Agosto 1963. Rassegna Speleologica Italiana, a. XVII, fasc. 1-4, 27-33.

APPENDICE I

1.a Risultati delle nanalisi chimiche delle acque

In questo paragrafo dell'Appendice I vengono riportati integralmente i risultati delle analisi eseguiti presso il laboratorio chimico del DIATI presso il Politecnico di Torino. La **Tabella 1.a** riporta le informazioni relative ai punti di campionamento e le date di questi.

CODICE	NOME	TIPO	N° CATAS TO	DATA camp. I	DATA camp. II	DATA camp. III	DATA camp. IV	DATA camp. V	DATA camp. VI
AUS	Auso	Sorgente	CP 31	15/08/14	06/04/15	/	/	19/10/15 20/10/15 (Vb)	01/12/15
CCI	Castelcivita-Ausino	Sorgente	CP 2 - CP 12	22/08/14	/	16/05/15	/	19/10/15	01/12/15
MUL	Mulino	Sorgente	CP 865	/	06/04/15	16/05/15	/	19/10/15	01/12/15
PER	Pertosa-Auletta	Sorgente	CP 1	17/08/14	06/04/15	/	11/08/15	20/10/15	01/12/15
ACQ	Gr. dell'Acqua	Sorgente	CP 108	/	/	/	/	/	01/12/15
FES	Festola	Sorgente	CP 1230	/	06/04/15	/	/	20/10/15 (Vb)	/
TSA	Sauchiello	Sorgente	/	/	/	/	/	/	01/12/15
TRE	Acque della Regina	Sorgente	/	/	/	/	/	/	01/12/15
PSD	San. Domenica	Sorgente	/	/	/	/	/	/	01/12/15
PSP	Polle sorgive Pertosa	Sorgente	/	/	/	/	/	/	01/12/15
FAL	Falco	Grotta	CP448	/	07/04/15	/	/	/	/
SER	Serrone	Grotta	CP 429	21/08/14	/	/	/	12/08/15	/
FV	Fumo-Vento	Grotta	CP 94	23/08/14	/	/	/	/	/
GEN	Gentili	Grotta	CP 255	19/08/14	/	/	/	/	/
VIT	Vitelli	Grotta	CP 253	19/08/14	/	/	/	/	/
MIN	Minollo	Grotta	CP 1005	14/08/14	/	/	/	/	/

Tabella 1.a – i punti di campionamento con i relativi codici e le date di campionamento. Sono riportati anche i riferimenti catastali del Catasto Regionale delle cavità della Regione Campania.

AUS	I	II	V	Vb	VI
TH [°f]	18,633	16,407	19,745	19,307	17,033
Na ⁺ [mg/L]	4,855	4,521	4,169	4,092	4,303
NH ₄ ⁺ [mg/L]	0,04	0,00			
K ⁺ [mg/L]	1,176	1,225	1,129	1,156	1,016
Ca ²⁺ [mg/L]	63,817	60,069	65,850	65,172	62,751
Mg ²⁺ [mg/l]	6,554	3,421	8,023	7,370	3,315
F ⁻ [mg/L]	0,059	0,033	0,059	0,060	0,035
Cl ⁻ [mg/L]	6,141	4,973	6,574	6,311	5,782
NO ₂ ⁻ [mg/L]	0,000	0,000	0,000	0,000	0,052
NO ₃ ⁻ [mg/L]	1,022	0,744	0,791	0,742	0,930
SO ₄ ²⁻ [mg/L]	5,492	4,047	7,239	6,758	3,445
HCO ₃ ⁻ [mg/L]	217,418	199,907	233,087	230,311	209,267
CO ₃ ²⁻ [mg/L]	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TDS [mg/L]	306,57	278,94	326,92	321,97	309,20
La [ppt]	2095,00	/	158,80	97,26	/
Ce [ppt]	212,80	/	105,10	182,70	/
Pr [ppt]	8,16	/	17,90	25,36	/
Nd [ppt]	34,47	/	52,61	109,50	/
Sm [ppt]	5,36	/	12,54	17,55	/
Eu [ppt]	4,41	/	1,51	3,47	/
Gd [ppt]	5,36	/	12,13	26,21	/
Tb [ppt]	0,87	/	0,25	0,85	/
Dy [ppt]	5,76	/	5,57	17,10	/
Ho [ppt]	1,22	/	0,00	0,85	/
Er [ppt]	2,43	/	4,67	8,29	/
Tm [ppt]	0,28	/	0,00	0,00	/
Yb [ppt]	1,89	/	4,59	6,10	/
Lu [ppt]	0,22	/	0,00	0,00	/

CCI	I	III	V	VI
TH [°f]	21,333	22,342818	23,41134	22,66891
Sodio [mg/l]	5,440	7,01	6,335	5,668
NH ₄ ⁺ [mg/L]	0,149	/	/	/
K ⁺ [mg/L]	1,627	3,0324	3,0036	2,046
Ca ²⁺ [mg/L]	64,179	86,172	77,401	70,559
Mg ²⁺ [mg/l]	12,896	2,006	9,923	12,27
F ⁻ [mg/L]	0,093	0,063	0,084	0,085
Cl ⁻ [mg/L]	8,576	7,536	8,925	7,603
NO ₂ ⁻ [mg/L]	0,035	0,000	0,000	0,042
NO ₃ ⁻ [mg/L]	1,651	1,42	1,297	1,963
SO ₄ ²⁻ [mg/L]	6,219	7,076	8,285	6,081
HCO ₃ ⁻ [mg/L]	247,505	267,475839	281,4058	271,2161
CO ₃ ²⁻ [mg/L]	0,000	0,000	0,000	0,000
TDS [mg/L]	348,370	381,791239	396,6594	367,7828
La [ppt]	1113,000	734,2	531,1	/
Ce [ppt]	180,200	1048	705,8	/
Pr [ppt]	14,770	155,5	100,2	/
Nd [ppt]	53,380	568,8	386,9	/
Sm [ppt]	16,460	107,2	74,55	/
Eu [ppt]	4,408	26,26	12,97	/
Gd [ppt]	13,590	101,2	65,53	/
Tb [ppt]	2,371	11,68	7,654	/
Dy [ppt]	4,653	68,76	46,91	/
Ho [ppt]	1,173	12,98	5,47	/
Er [ppt]	3,945	36,05	22,43	/
Tm [ppt]	0,283	4,628	1,082	/
Yb [ppt]	2,230	26,28	21,44	/
Lu [ppt]	0,218	4,094	1,503	/

MUL	II	III	V	VI
TH [°f]	24,577	30,701	33,593	26,61838
Sodio [mg/l]	7,228	9,397	9,464	7,825
NH ₄ ⁺ [mg/L]	0,000	/	/	/
K ⁺ [mg/L]	1,616	1,8988	1,7232	1,478
Ca ²⁺ [mg/L]	79,234	95,247	101,539	84,05
Mg ²⁺ [mg/l]	11,642	16,808	20,016	13,681
F ⁻ [mg/L]	0,13	0,174	0,21	0,176
Cl ⁻ [mg/L]	9,367	12,343	14,51	10,435
NO ₂ ⁻ [mg/L]	0,000	0,000	0,000	0,063
NO ₃ ⁻ [mg/L]	1,150	0,921	0,815	1,341
SO ₄ ²⁻ [mg/L]	9,813	13,597	16,513	11,029
HCO ₃ ⁻ [mg/L]	293,7676	362,2642	392,29017	315,6602
CO ₃ ²⁻ [mg/L]	0,000	0,000	0,000	0,000
TDS [mg/L]	413,9476	512,714	557,13937	445,7382
La [ppt]	/	86,17	148	/
Ce [ppt]	/	77,51	58,01	/
Pr [ppt]	/	7,771	7,319	/
Nd [ppt]	/	28,92	22,92	/
Sm [ppt]	/	5,772	0,356	/
Eu [ppt]	/	4,675	0,752	/
Gd [ppt]	/	3,797	7,578	/
Tb [ppt]	/	0	0	/
Dy [ppt]	/	5,234	2,083	/
Ho [ppt]	/	0,975	0	/
Er [ppt]	/	2,512	0,962	/
Tm [ppt]	/	0,431	0	/
Yb [ppt]	/	2,25	4,489	/
Lu [ppt]	/	0,384	0	/

PER	I	II	IV	V	VI
TH [°f]	17,381	18,534	18,343	18,490	18,739
Sodio [mg/l]	4,555	5,387	5,404	4,189	5,638
NH ₄ ⁺ [mg/L]	0,044	0,000	/	/	/
K ⁺ [mg/L]	1,420	1,816	1,597	1,329	1,575
Ca ²⁺ [mg/L]	54,906	54,530	54,572	53,285	55,092
Mg ²⁺ [mg/l]	8,919	11,949	11,458	12,596	12,105
F ⁻ [mg/L]	0,078	0,068	0,061	0,061	0,101
Cl ⁻ [mg/L]	8,286	7,413	7,531	7,415	8,222
NO ₂ ⁻ [mg/L]	0,037	0,000	0,000	0,000	0,055
NO ₃ ⁻ [mg/L]	4,168	3,825	4,202	2,769	4,221
SO ₄ ²⁻ [mg/L]	4,224	4,541	4,309	4,527	5,633
HCO ₃ ⁻ [mg/L]	201,841	219,889	220,878	217,809	222,440
CO ₃ ²⁻ [mg/L]	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
TDS [mg/L]	288,478	309,419	310,012	303,980	315,082
La [ppt]	1190,000	/	240,400	69,350	/
Ce [ppt]	326,600	/	294,800	115,100	/
Pr [ppt]	14,770	/	37,670	19,320	/
Nd [ppt]	59,310	/	149,800	74,890	/
Sm [ppt]	14,930	/	24,850	12,760	/
Eu [ppt]	5,668	/	12,280	3,938	/
Gd [ppt]	11,090	/	28,580	18,290	/
Tb [ppt]	1,446	/	3,802	0,730	/
Dy [ppt]	6,869	/	20,780	12,440	/
Ho [ppt]	1,689	/	3,806	0,000	/
Er [ppt]	4,855	/	16,130	5,379	/
Tm [ppt]	0,324	/	1,926	0,000	/
Yb [ppt]	3,088	/	9,024	7,112	/
Lu [ppt]	0,435	/	1,104	0,000	/

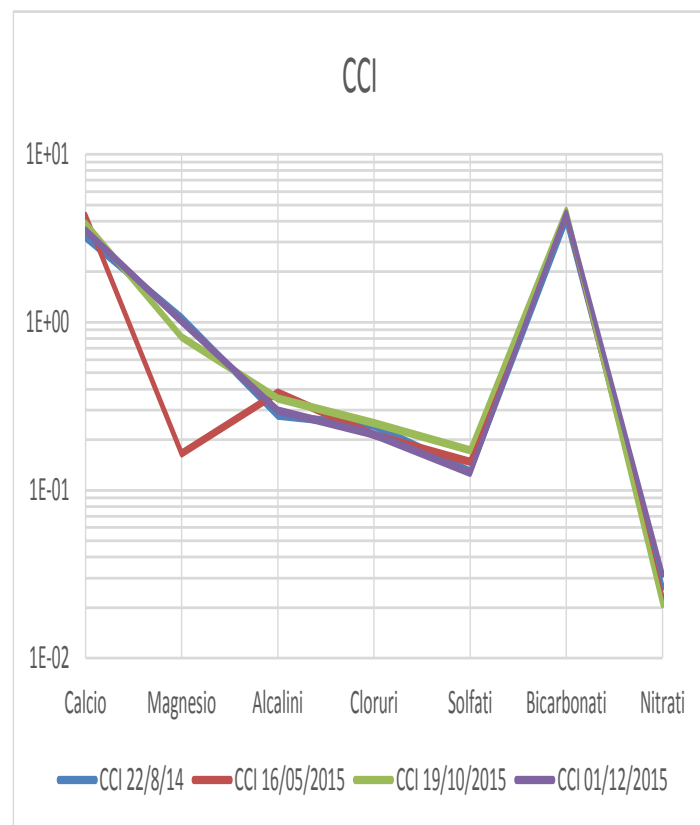
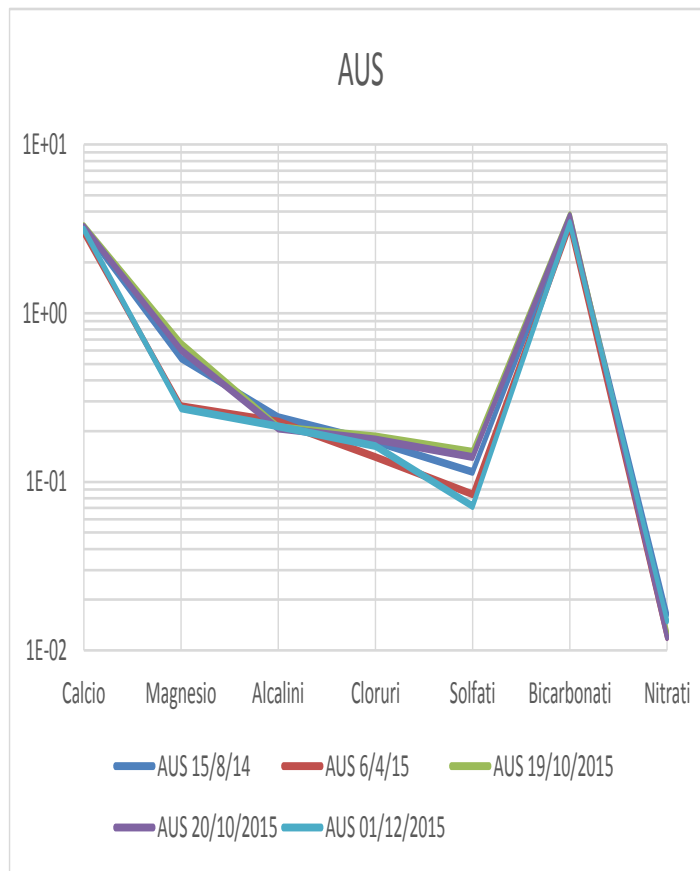
FES	II	Vb
TH [°f]	16,193	11,488
Na⁺ [mg/L]	4,322	16,533
NH₄⁺ [mg/L]	0,000	/
K⁺ [mg/L]	1,236	3,646
Ca²⁺ [mg/L]	59,472	37,893
Mg²⁺ [mg/l]	3,262	4,923
F⁻ [mg/L]	0,031	0,035
Cl⁻ [mg/L]	5,027	9,595
NO₂⁻ [mg/L]	0,000	0,267
NO₃⁻ [mg/L]	0,726	7,721
SO₄²⁻ [mg/L]	4,094	18,506
HCO₃⁻ [mg/L]	196,819	128,847
CO₃²⁻ [mg/L]	0,000	0,000
TDS [mg/L]	274,989	227,966
La [ppt]	/	882,5
Ce [ppt]	/	2136
Pr [ppt]	/	274,8
Nd [ppt]	/	1249
Sm [ppt]	/	284,6
Eu [ppt]	/	65,98
Gd [ppt]	/	263,6
Tb [ppt]	/	38,98
Dy [ppt]	/	195,1
Ho [ppt]	/	32,01
Er [ppt]	/	81,44
Tm [ppt]	/	7,763
Yb [ppt]	/	52,71
Lu [ppt]	/	6,354

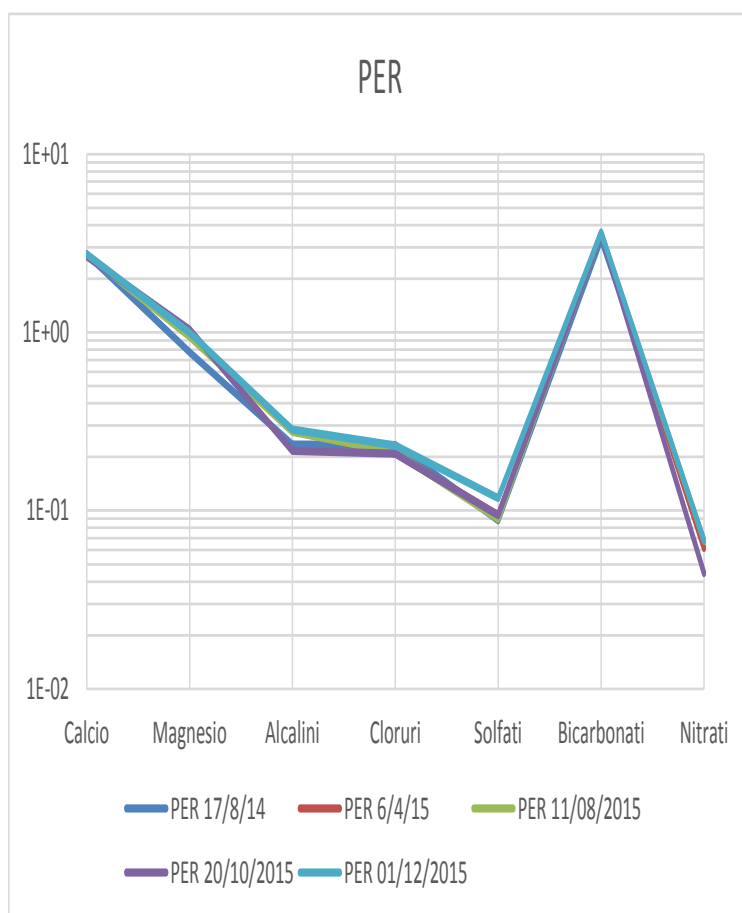
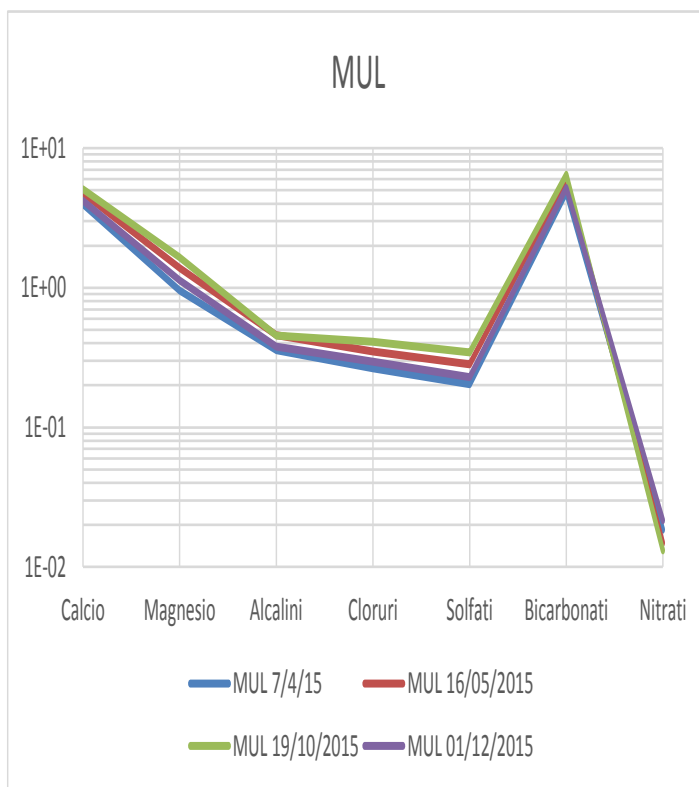
SER	I	IV
TH [°f]	19,994	25,387
Na ⁺ [mg/L]	4,858	6,825
NH ₄ ⁺ [mg/L]	/	0,708
K ⁺ [mg/L]	1,1844	2,3415
Ca ²⁺ [mg/L]	63,26	82,948
Mg ²⁺ [mg/l]	10,199	11,358
F ⁻ [mg/L]	0,038	0,08
Cl ⁻ [mg/L]	5,379	5,821
NO ₂ ⁻ [mg/L]	0,000	0,049
NO ₃ ⁻ [mg/L]	0,465	5,654
SO ₄ ²⁻ [mg/L]	3,55	7,078
HCO ₃ ⁻ [mg/L]	248,067	297,770
CO ₃ ²⁻ [mg/L]	0,000	0,000
TDS [mg/L]	337	420,632
La [ppt]	334	11850
Ce [ppt]	295,1	28910
Pr [ppt]	47,59	3801
Nd [ppt]	160,7	17090
Sm [ppt]	39,63	4135
Eu [ppt]	14,21	750,3
Gd [ppt]	43,84	3254
Tb [ppt]	5,069	391,3
Dy [ppt]	28,46	2194
Ho [ppt]	5,464	358,5
Er [ppt]	16,4	925,5
Tm [ppt]	1,712	105
Yb [ppt]	13,78	600,2
Lu [ppt]	2,003	86,88

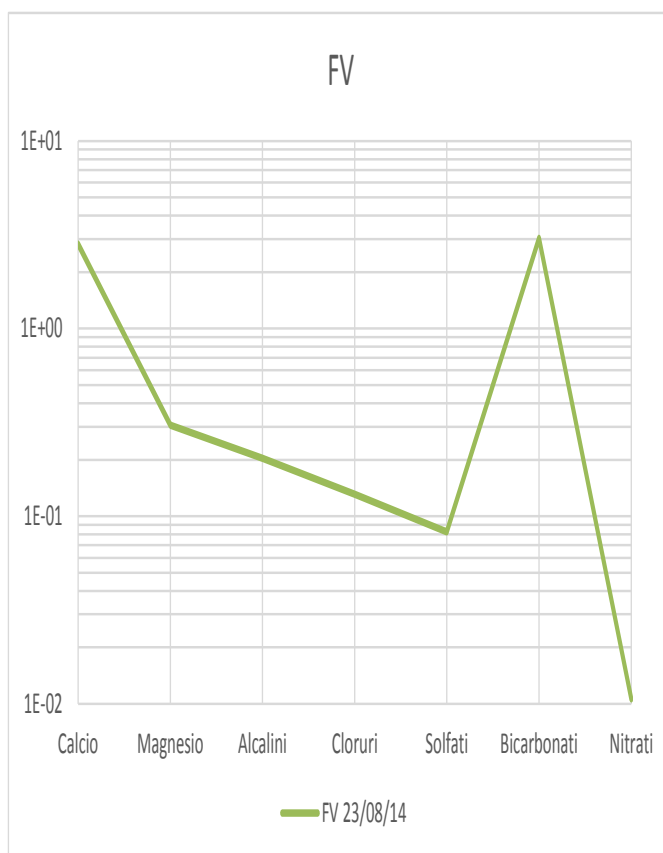
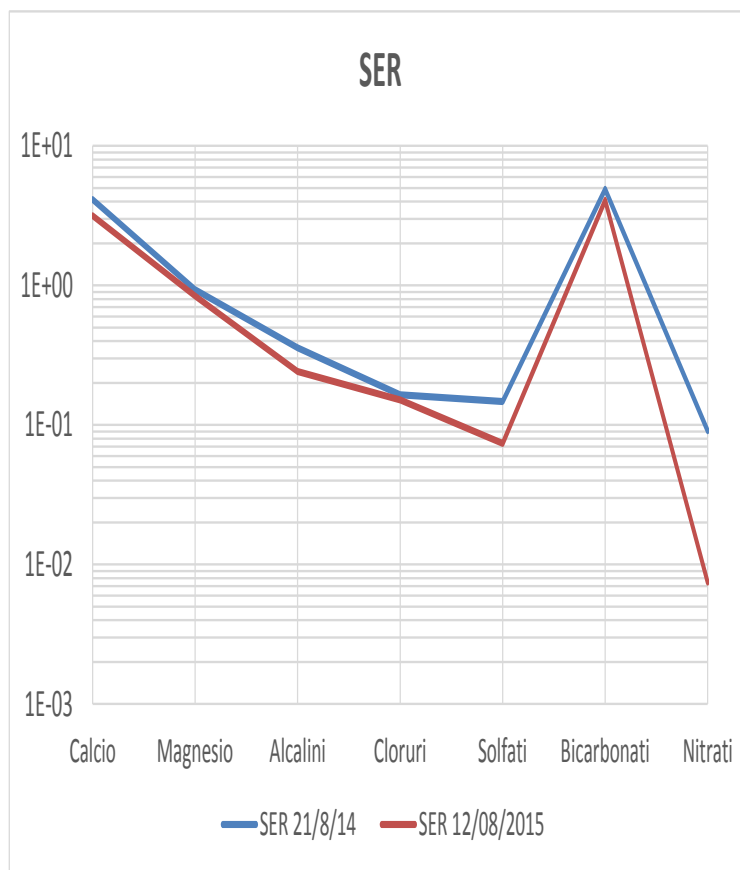
Camp. I	FV	GEN	VIT	MIN
TH [°f]	15,664	17,354	17,140	18,290
Na ⁺ [mg/L]	4,114	6,890	4,224	5,754
NH ₄ ⁺ [mg/L]	0,033	0,022	0,122	/
K ⁺ [mg/L]	0,984	1,263	1,286	0,989
Ca ²⁺ [mg/L]	56,621	59,402	65,170	69,640
Mg ²⁺ [mg/l]	3,708	6,126	2,107	2,188
F ⁻ [mg/L]	0,035	0,056	0,030	0,038
Cl ⁻ [mg/L]	4,643	5,334	5,430	6,416
NO ₂ ⁻ [mg/L]	0,048	0,129	0,989	0,875
NO ₃ ⁻ [mg/L]	0,660	1,750	0,000	0,000
SO ₄ ²⁻ [mg/L]	3,957	12,122	3,562	7,014
HCO ₃ ⁻ [mg/L]	185,007	197,509	203,525	216,161
CO ₃ ²⁻ [mg/L]	0,000	0,000	0,000	0,000
TDS [mg/L]	259,809	290,603	286,445	309,075
La [ppt]	2282,000	1033,000	3336,000	233,500
Ce [ppt]	540,900	511,300	6378,000	104,100
Pr [ppt]	52,790	49,400	717,500	25,430
Nd [ppt]	198,700	200,900	2864,000	79,630
Sm [ppt]	42,880	41,350	563,300	3,694
Eu [ppt]	13,350	13,980	132,100	12,450
Gd [ppt]	44,350	37,910	581,100	19,140
Tb [ppt]	4,337	5,725	69,240	4,924
Dy [ppt]	25,260	28,360	367,700	10,840
Ho [ppt]	4,364	5,303	61,960	4,899
Er [ppt]	12,740	18,810	163,900	7,048
Tm [ppt]	1,376	1,942	22,020	2,462
Yb [ppt]	12,180	13,210	127,800	6,563
Lu [ppt]	1,959	1,850	19,810	3,843

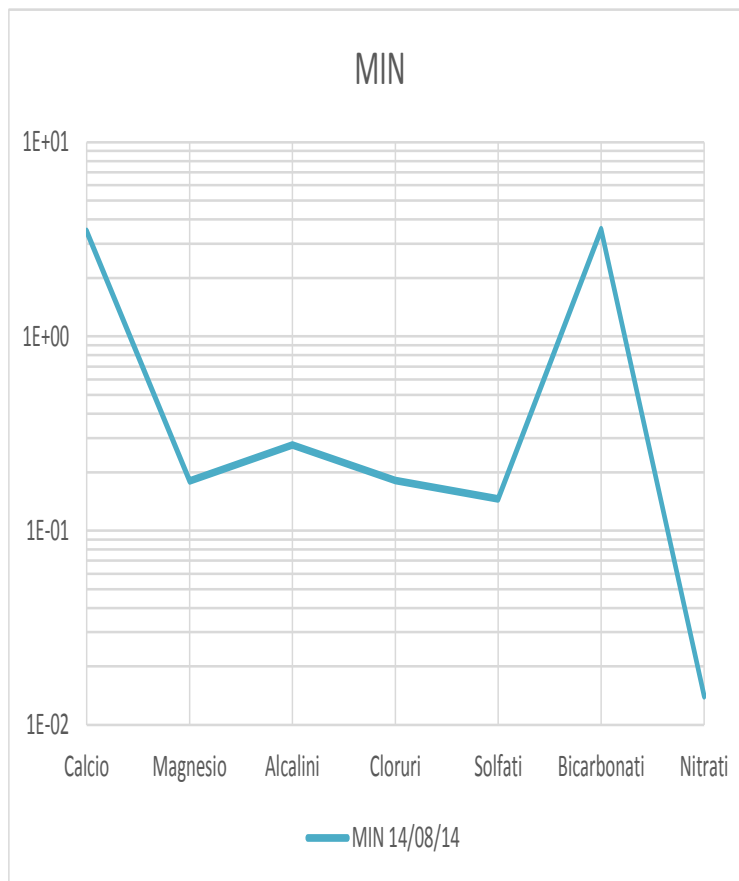
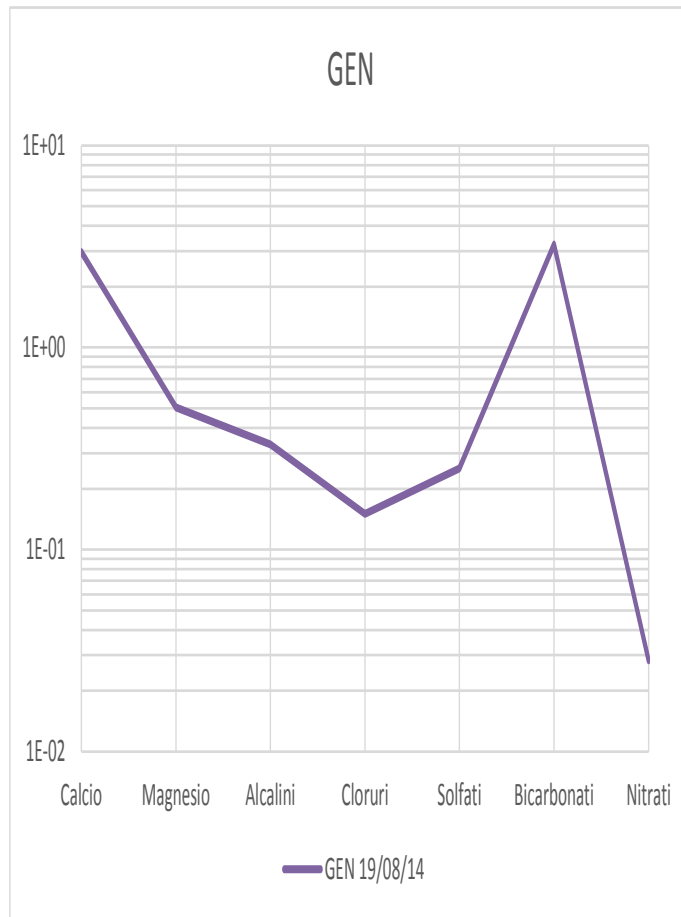
1.b Diagrammi di Schoeller

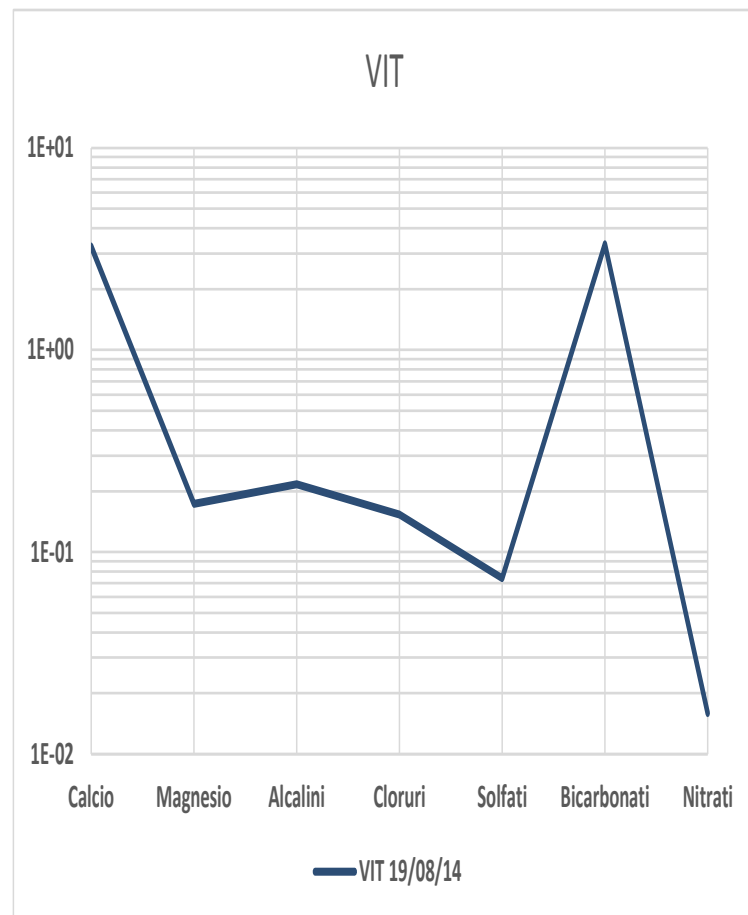
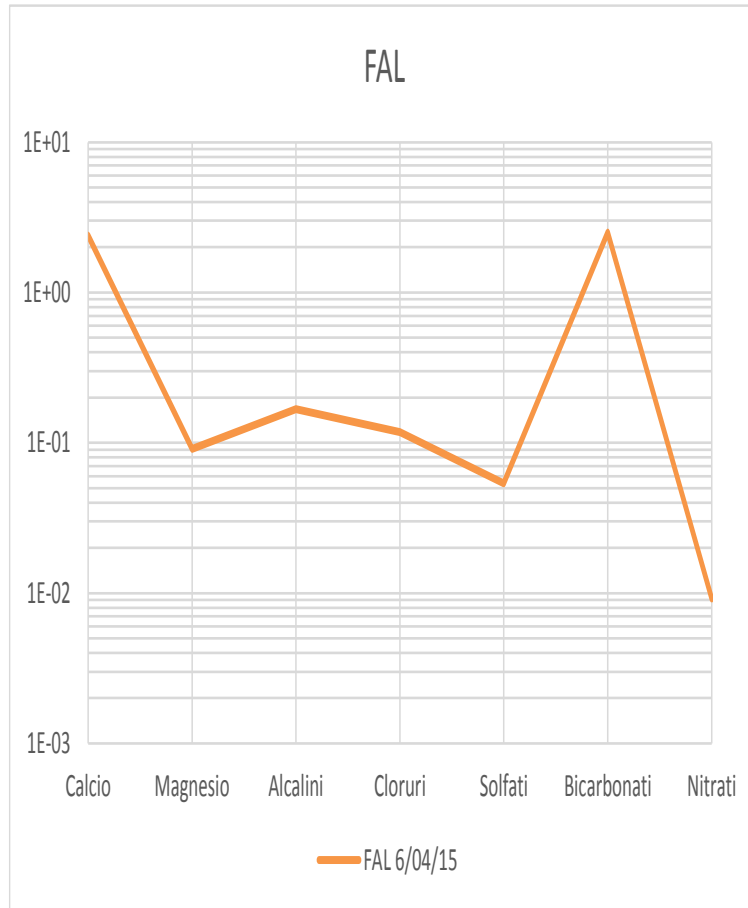
Qui vengono riportati i diagrammi di Schoeller riferiti ad ogni campionamento. Successivamente vengono riportati i diagrammi riferiti alle terre rare.









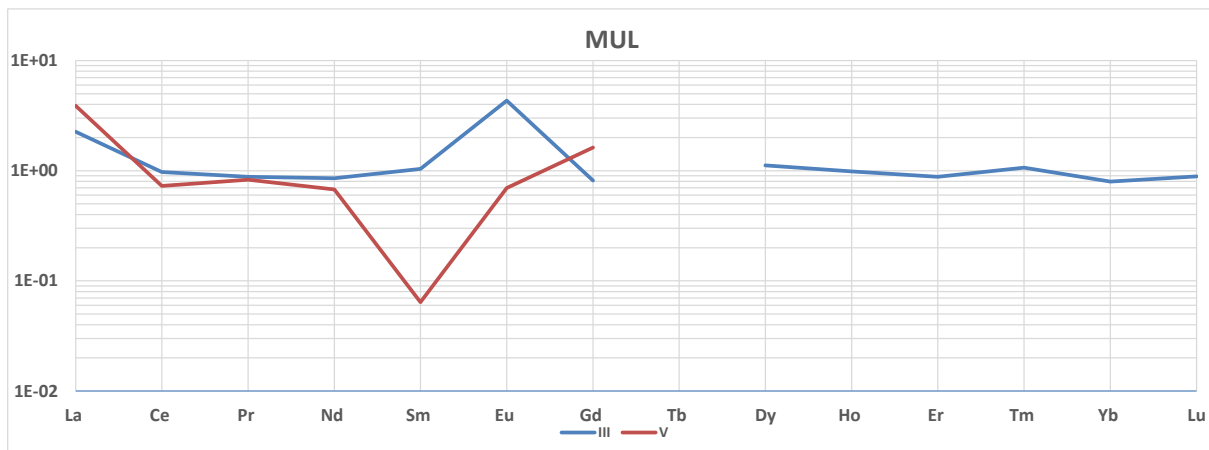
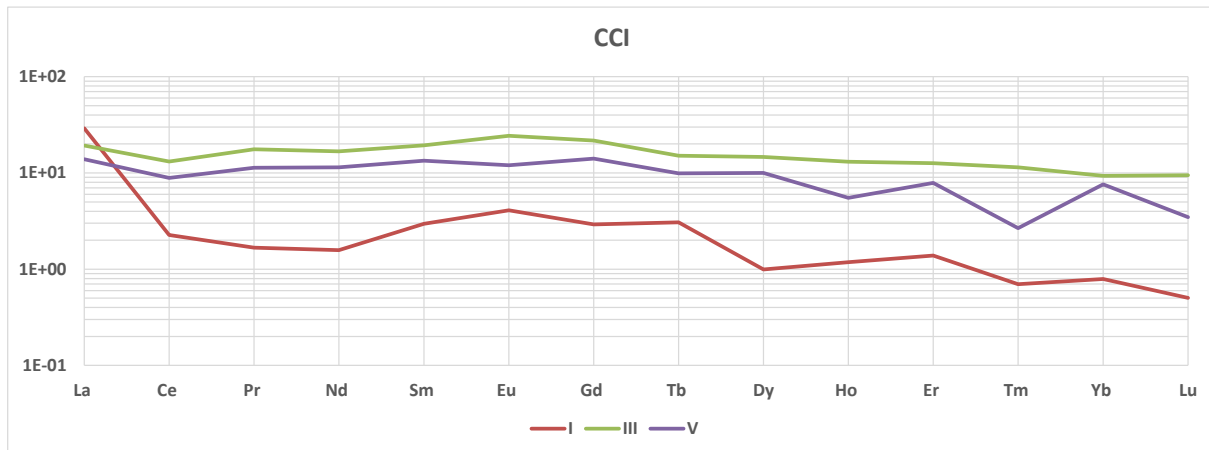
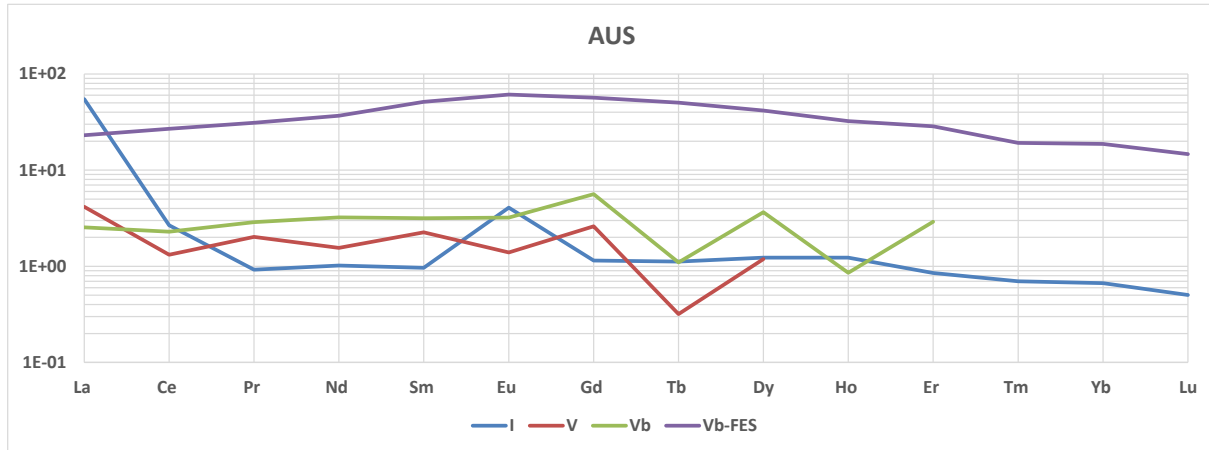


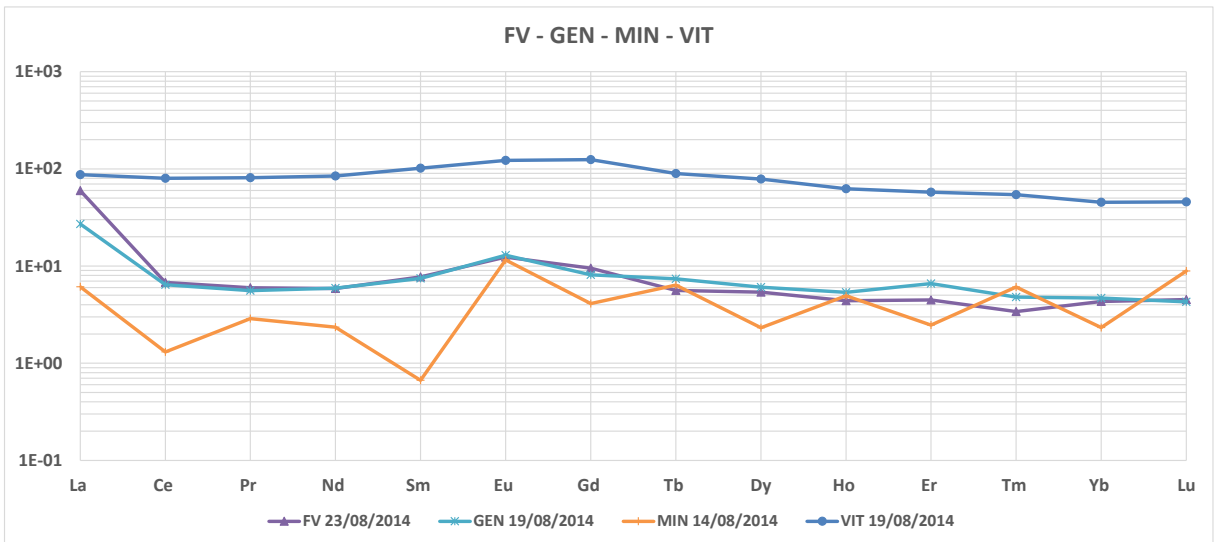
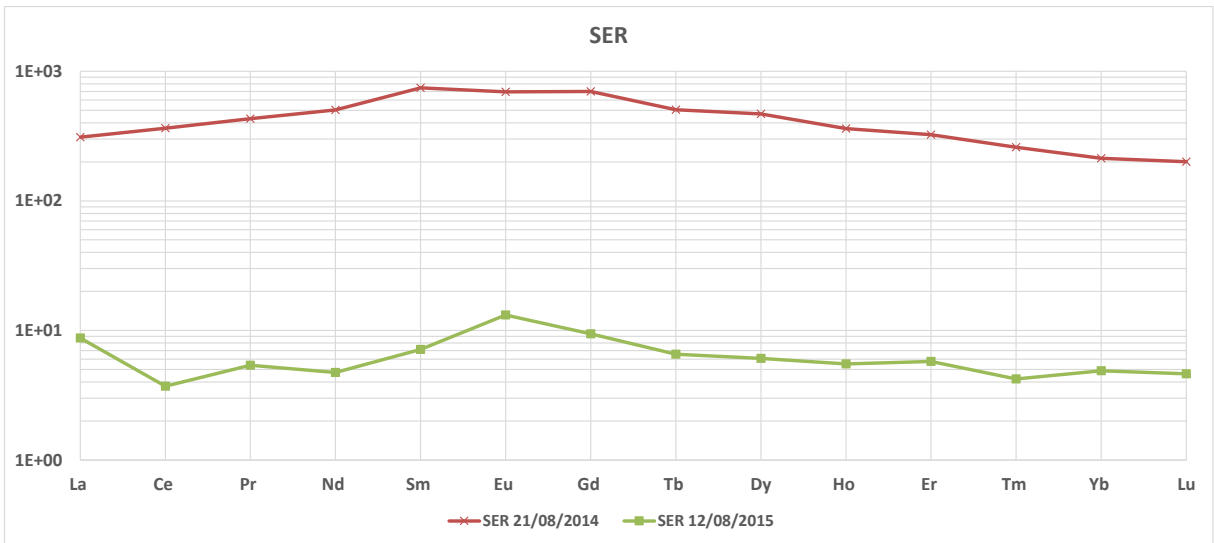
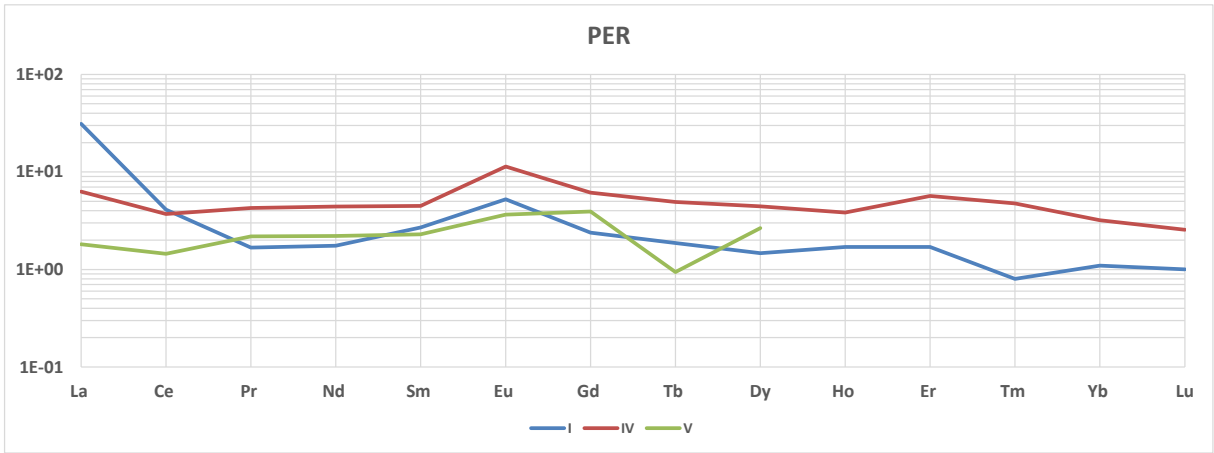
1.c Diagrammi classificativi delle terre rare

Diagrammi classificativi delle terre rare (Lantanidi) normalizzati rispetto al PAAS (*Post Archean Australian Shale*), i cui valori sono di riferimento sono riportati in **Tabella 1.c**.

La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)
38.2	79.6	8.83	33.9	5.55	1.08	4.66
Tb (ppm)	Dy(ppm)	Ho (ppm)	Er (ppm)	Tm (ppm)	Yb (ppm)	Lu (ppm)
0.774	4.68	0.991	2.85	0.405	2.82	0.433

Tabella 15.c – Concentrazioni di riferimento del PAAS.





RINGRAZIAMENTI

Tutto è cominciato una decina di anni fa con un corso di speleologia, e ora mi ritrovo con una tesi specialistica in Geologia. Quindi senza dubbio uno dei primi ringraziamenti vanno al Gruppo Speleologico Martinese, a tutte le persone che fanno parte del mio gruppo, all'interno del quale sono cresciuto e che mi ha tramandato la passione per la geologia e la speleologia. Un abbraccio particolare lo voglio però dare alle persone con cui più ho condiviso speleologia in questi anni. Sono Orlando, Donatella, Michele e Jelena, a voi grazie della vostra amicizia e grazie di sopportarmi, il vostro appoggio è stato fondamentale anche per la stesura di questo lavoro. Ed anche a Pino Palmisano, che gli vorrei chiedere dove è stato per tutti questi anni. Pino la speleologia ha bisogno di te!

Un grazie particolare va a Simona, per le tante ore passate al telefono a parlare di Alburni, di geologia e di cazzate, ed anche a Rubens per avermi aperto casa sua come se fosse la mia.

Grazie a tutte le guide e a tutti i dipendenti del MiDa e delle grotte di Pertosa, in particolare a Vincenzo, Anna, Antonio e Mario, siete stati fantastici! Soprattutto grazie al presidente Francesco D'Orilia per avermi permesso di lavorare nella fantastica Grotta di Pertosa-Auletta e per avermi trattato come uno di loro.

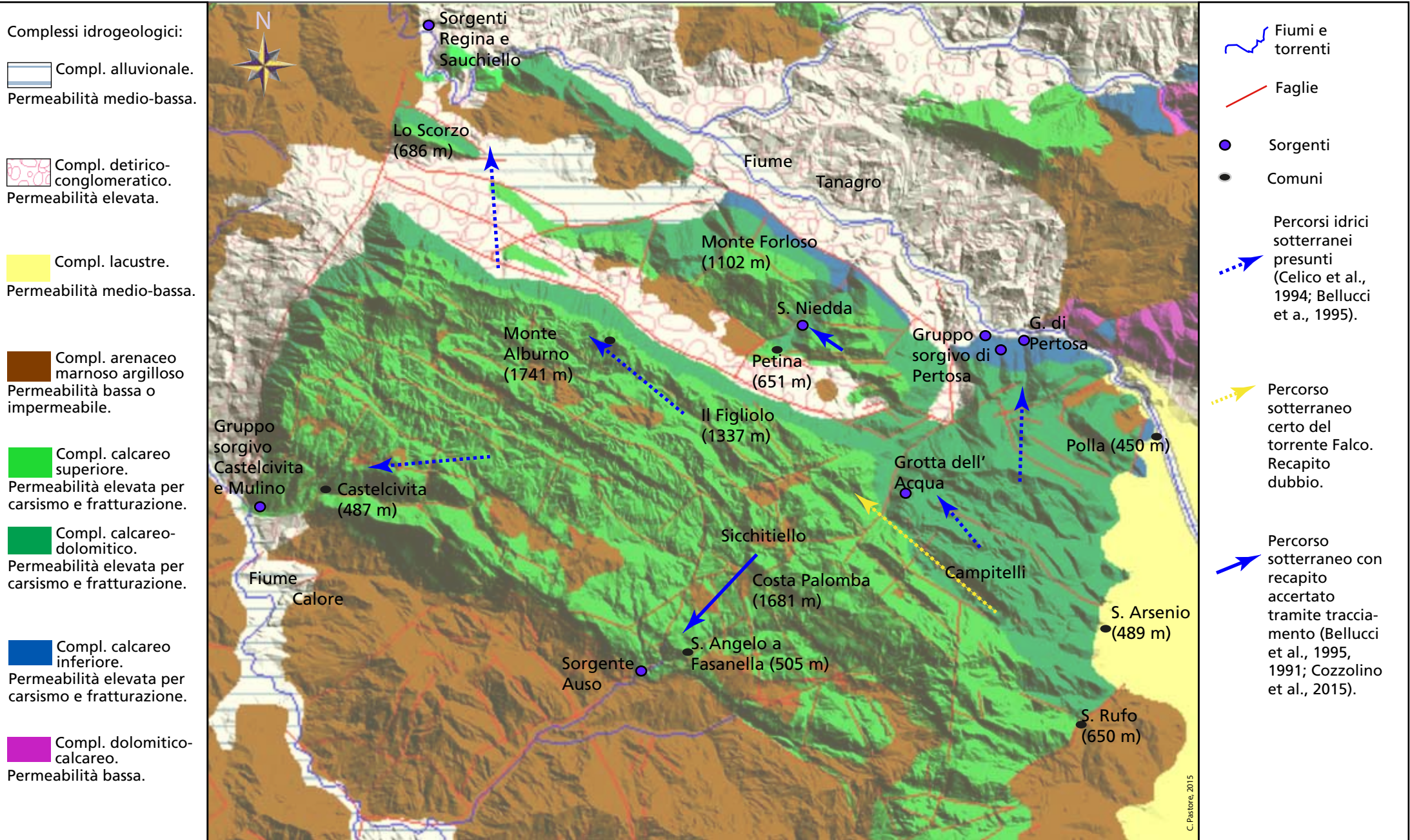
Grazie anche allo staff e a Felice Iorio delle Grotte di Castelcivita, per avermi permesso l'accesso alla grotta turistica per campionare.

Grazie al Prof. Jo, fondamentale punto di riferimento in questi due anni passati nella giungla universitaria bolognese. Grazie davvero Jo per i tuoi fondamentali consigli, senza non avrei potuto fare molto.

Grazie anche al Prof. Vigna, al Dott. Fiorucci e al Dott. Bianco del DIATI del Politecnico di Torino, per aver messo a disposizione senza indugio le loro competenze e la loro professionalità per permettermi di svolgere questo lavoro, senza di loro sarebbe stato impossibile.

Ma sicuramente il GRAZIE più grande va ai miei genitori e a mio fratello, senza di loro e il loro sostegno non avrei potuto muovere neanche un passo e nemmeno una di queste lettere si sarebbe potuta scrivere, e non sarei quello che oggi sono diventato. Vi voglio bene!

Carta Idrogeologica dei Monti Alburni



Profilo schematico del massiccio con riportati i contributi alle varie sorgenti

OSO

