

ALMA MATER STUDIORUM
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE – CAMPUS DI RAVENNA

Corso di laurea magistrale in ANALISI E GESTIONE DELL'AMBIENTE

Cartografia geochimica del fiume Adige e dei suoi affluenti a monte di Bolzano

Tesi di laurea in Caratterizzazione geochimica dei materiali contaminati

Relatore:

Prof. Enrico Dinelli

Presentata da:

Marco Cozzi

Sessione Unica

Anno Accademico 2018/2019

Sommario

Abstract	5
Introduzione	7
Scopo del lavoro di tesi.....	7
Metodologia dello studio dei sedimenti fluviali	10
Cenni introduttivi.....	10
Applicazioni e vantaggi del metodo	11
Composizione dei sedimenti fluviali.....	12
Come interpretare i risultati.....	15
Inquadramento dell'area di studio	18
Geologia.....	18
Litologia	29
Uso del suolo	47
Materiali e metodi.....	53
Raccolta dei campioni.....	55
Analisi in laboratorio	56
Analisi statistica	59
Risultati e discussione.....	61
I dati ottenuti.....	61
Analisi statistica	62
Discussione dei data scores.....	65
Dati più rilevanti	74
Conclusioni	89
Bibliografia.....	92
Allegati	95
Allegato I.....	95
Allegato II.....	106

Abstract

In questo elaborato si tratteranno lo sviluppo e l'esecuzione di una cartografia geochemica del bacino del fiume Adige e dei suoi affluenti fino alla città di Bolzano. La metodologia di raccolta utilizzata, l'analisi dei sedimenti fluviali, garantisce un'efficacia nel campionamento non indifferente unito alla facilità di esecuzione in un areale così vasto. Quasi tutta l'area di studio è inclusa nel dominio geologico dell'Austroalpino, caratterizzata da rocce di tipo metamorfico in cui localmente s'innestano formazioni dolomitiche e intrusioni di plutoni e migmatiti. Nella parte sud-orientale si trovano i depositi sedimentari e le formazioni di porfidi appartenenti al Dominio del Sudalpino. Si segnalano nella regione numerose mineralizzazioni a blenda, galena, pirite e calcopirite e affioramenti di vari materiali, i quali furono sfruttati dall'uomo per l'estrazione mineraria di Pb, Zn, Cu, Fe e di altre rocce, tra cui il marmo. Sono segnalate anche delle mineralizzazioni a U. Per l'uso del suolo, sono molto diffuse le coltivazioni intensive di frutteti e vigneti nel fondovalle glaciale dell'Adige, mentre a quote più elevate compaiono malghe e masi con economia basata sulla sussistenza e sul turismo. Molto estese sono le foreste di conifere, anche se ad alta quota prevalgono i pascoli e le rocce nude. I campionamenti sono stati eseguiti per ogni bacino idrologico, il materiale è stato sottoposto ad analisi mediante Loss on Ignition (LOI) e Spettrofotometria a Raggi X (XRF) e i risultati sono stati elaborati mediante Analisi Fattoriale. Alcuni elementi ricavati da queste analisi sono in accordo con i dati mineralogici e litologici dimostrati in letteratura, per quanto riguarda gli elementi tipici del cristallino antico, delle intrusioni di migmatiti e delle rocce con metamorfismo di contatto. Alcune zone particolari (Val di Martello e Val d'Ultimo) presentano delle concentrazioni notevoli di alcuni elementi, che non sembrano avere dei riscontri con i dati litologici e mineralogici disponibili. Altri siti, come la miniera di Monteneve e quella di Terlano, richiedono altri studi più dettagliati per correlare le concentrazioni ricavate con i minerali ivi presenti. Esaminando le concentrazioni degli elementi As, Pb, Zn, Cu e U, si sono cercate delle corrispondenze con le mineralizzazioni presenti nella area di studio e probabili altre origini di questi valori.

Introduzione

Scopo del lavoro di tesi

Questo lavoro di tesi di laurea magistrale ha come obiettivo la redazione e l'esecuzione di un piano di campionamento dei sedimenti fluviali del bacino del Fiume Adige, con opportune analisi analitiche e discussione dei risultati ottenuti.

La zona di studio scelta si trova nella parte occidentale della provincia Autonoma di Bolzano (regione Trentino-Alto Adige), e include il bacino del fiume Adige dalla sorgente (nel comune di Curon Venosta a 1525 m s.l.m.) fino alla città di Bolzano (a quota di circa 262 m s.l.m.). L'intera zona di analisi, con superficie di circa 2613 km², si trova nella regione montuosa delle Alpi Retiche, avrà come fulcro il bacino idrografico del fiume Adige che si snoda lungo una valle quaternaria di origine glaciale, lambendo i territori della Val Venosta, che si estende dalla sua sorgente fino alla città di Merano, e della Valle dell'Adige, che da Merano conduce verso Bolzano e prosegue fino alla provincia di Trento. Sono considerati nell'area di studio tutti gli affluenti principali del fiume Adige, con particolare attenzione ai corsi d'acqua di notevole portata e che caratterizzano a fondo l'idrologia, l'ambiente e il paesaggio di tutte le altre vallate che s'inseriscono nel fondovalle principale. In tal senso, per importanza idrologica e per la superficie coperta dal proprio bacino, si considerano degni di nota i seguenti corsi d'acqua e le valli associate: Rio Solda (che attraversa il comune di Stelvio), Plima (Val Martello), Valsura (Val d'Ultimo) e Rio di Prissiano nella destra orografica e Rio Carlino (Valllunga), Rio Puni (Val di Planol), Rio Saldura (Val di Mazia), Rio di Silandro (Valle di Silandro), il Rio Senales (Val Senales), Rio di Telles (Valle di Tel), Fiume Passirio (Val Passiria), Rio Sinigo e Rio Gargazzone nella sinistra orografica (vedi Fig. 1 e Fig. 2). Tutti i corsi d'acqua hanno il bacino idrografico incluso nel territorio della provincia autonoma di Bolzano (che ne definisce così i limiti geografici), ad eccezione del Rio Ram che, oltre al bacino considerato di 57 km² nei pressi della sua confluenza nell'Adige, possiede un ulteriore bacino esterno all'area di studio di 134 km² sito nella Val Monastero, in Svizzera. Dal punto di vista morfologico, la regione è prevalentemente montuosa (il 49% della superficie della provincia si trova tra i 1000 e i 2000 m s.l.m.) (Ruffini & Pollinger, 2016) e sono tipiche alte creste montuose separate da valli strette con forti pendenze: il fondovalle di origine glaciale dell'Adige invece è molto ampio, intervallato da alcuni conoidi alluvionali in Val Venosta e nella Valle dell'Adige. Situazioni intermedie tra i due estremi sono presenti nelle valli più estese.

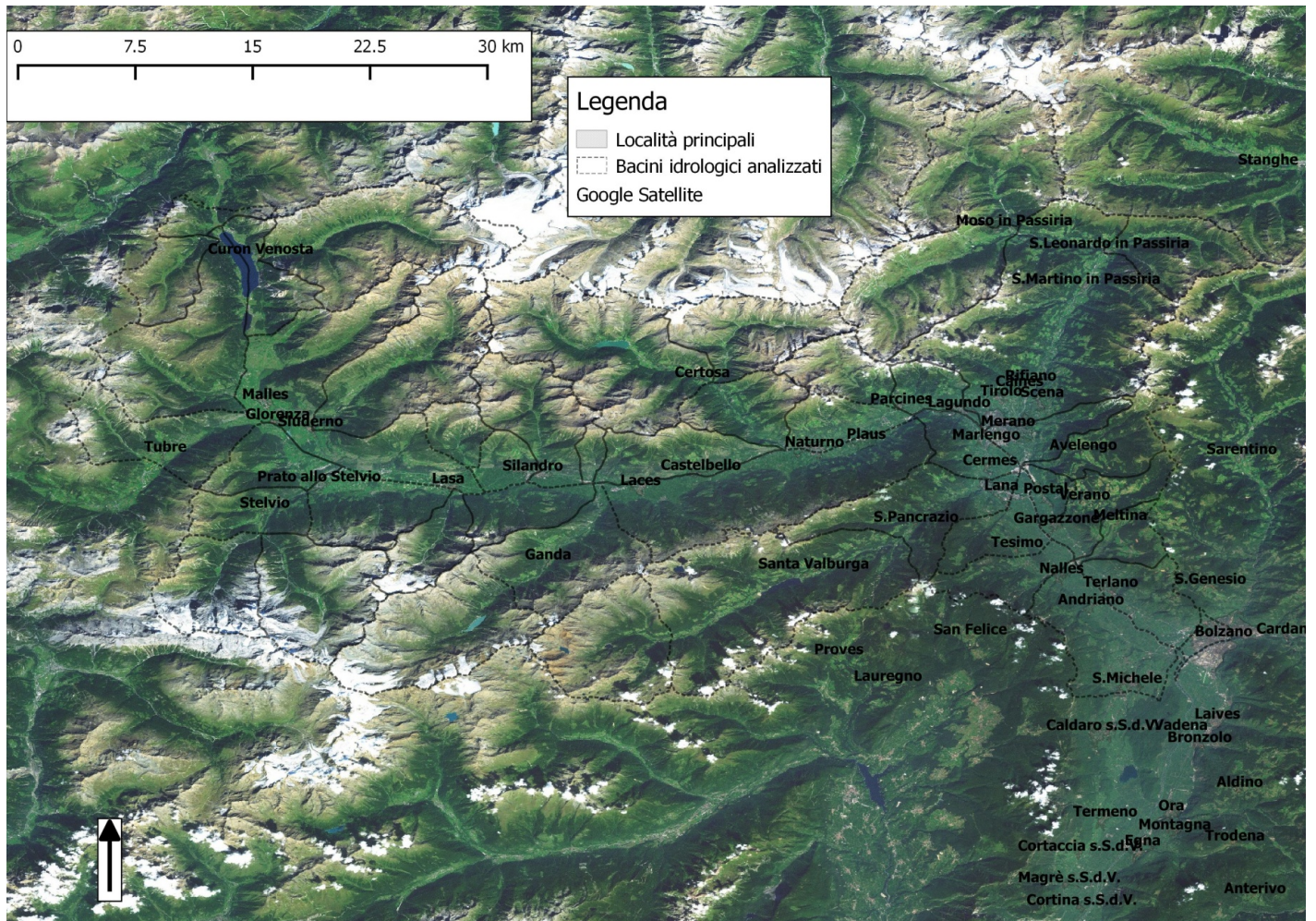


Fig. 1: carta fisica della regione di studio con indicate le località abitate principali. I limiti dell'area di studio e i bacini idrologici sono evidenziati con un bordo tratteggiato. Fonte dei dati: (Provincia autonoma di Bolzano Alto Adige, 2017), ortofoto da Google Satellite e dati elaborati su QGIS.

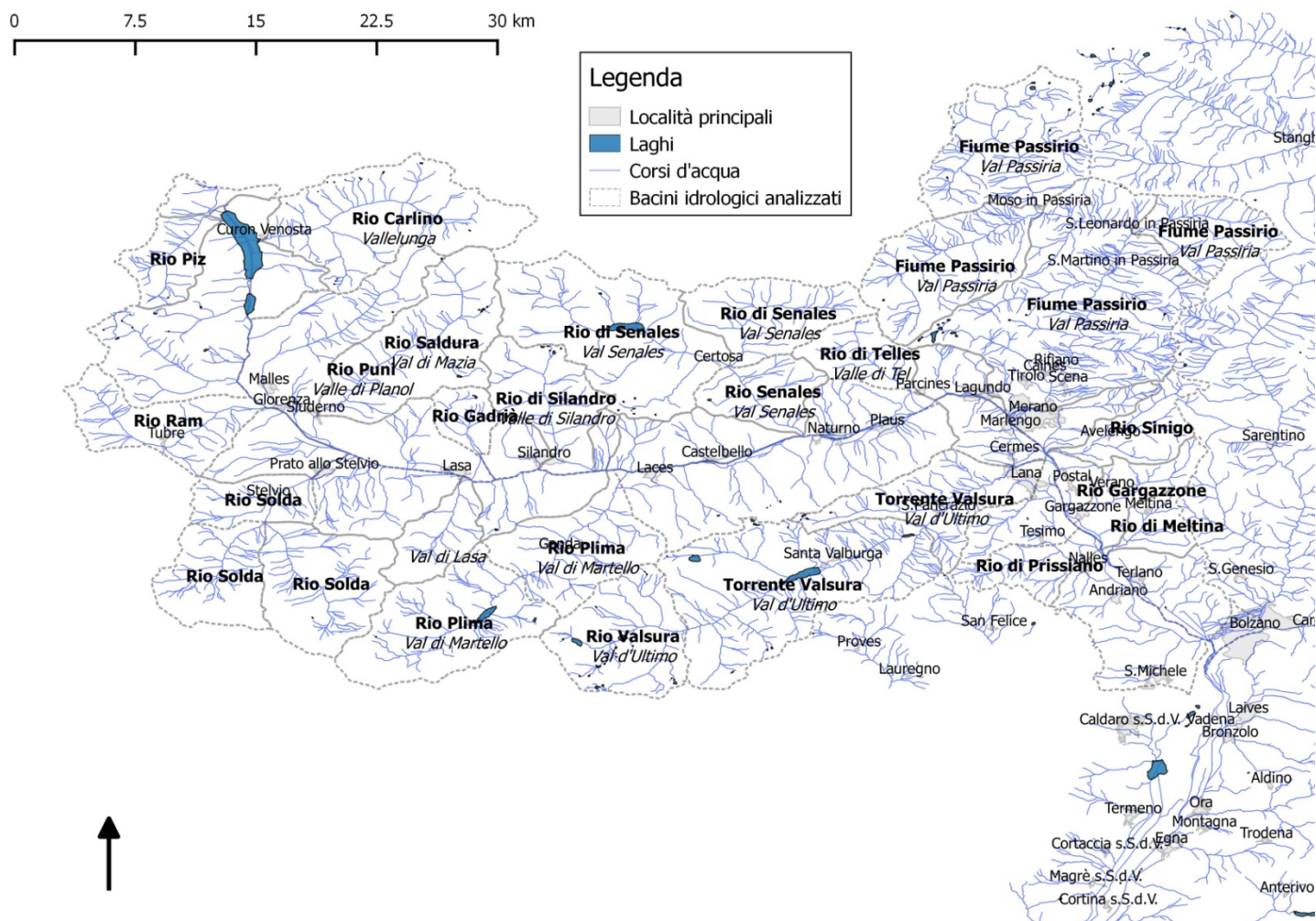


Fig. 2: carta schematica della regione di studio con evidenziati i bacini idrologici con i nomi dei corsi d'acqua più rilevanti (in grassetto), i nomi comuni delle valli (in corsivo) e le località abitate principali (fonte dei dati: (Provincia autonoma di Bolzano Alto Adige, 2017) e dati elaborati su QGIS).

I campioni dei sedimenti fluviali sono stati prelevati in sito mediante setacciatura, lasciati seccare e conservati in appositi contenitori per l'analisi in laboratorio. Per le metodologie analitiche utilizzate, i campioni saranno trattati con analisi di Loss on Ignition (LOI) e sottoposte a Spettrofotometria a Raggi X (XRF) per un'analisi non distruttiva e totale della concentrazione di 10 elementi maggiori e circa 30 metalli. I dati saranno riportati su un'apposita cartografia mediante l'utilizzo del software Quantum GIS (QGIS Development Team, 2018, QGIS Geographic Information System). Open Source Geospatial Foundation Project. <http://qgis.osgeo.org>).

Le analisi condotte nell'area d'indagine hanno lo scopo finale di rappresentare una prospezione geochemica su scala regionale, con la creazione di una mappatura dell'area interessata mediante l'uso di software informativi geografici. Questo può permettere di incrementare le conoscenze del territorio, rilevare la presenza di alcuni valori anomali di concentrazione per talune specie chimiche, fornire i primi elementi per chiarire se si tratta di una contaminazione di origine naturale o antropica e individuare eventuali diffusioni d'inquinanti antropici (Hale & Plant, 1994). Questo tutto nell'ottica di fornire degli elementi utili per una pianificazione delle risorse e la prevenzione di rischi economici e ambientali rapportati e identificati su una base geografica. Non ultimo, quest'analisi può fungere da studio preliminare per successive indagini di tipo geologico o geofisico mirate specificatamente nelle aree d'interesse (Hale & Plant, 1994).

Nello sviluppo del lavoro, si tratteranno inizialmente alcune considerazioni sul metodo utilizzato e alcuni inquadramenti introduttivi sulla geologia, litologia e uso del suolo dell'area di studio. Successivamente sarà presentato il piano di campionamento e le analisi chimiche effettuate. Di seguito, saranno analizzati i risultati con analisi statistica e saranno presentati e commentati i dati più rilevanti.

Metodologia dello studio dei sedimenti fluviali

Cenni introduttivi

L'analisi dei sedimenti fluviali (in inglese "stream sediments analysis") è una metodologia d'indagine geochemica appropriata per analisi a larga scala, di tipo esplorativo e condotta con relativa rapidità e semplicità di campionamento. Questa metodologia di analisi può essere condotta in qualsiasi tipo di terreno e di condizione climatica (Plant, et al., 1988a) e con un risparmio di mezzi e di attrezzatura (Plant & Hale, 1994). Essa è definita come un'analisi che include tutti i materiali trasportati dalla corrente fluviale durante il ciclo idrogeologico. Come materiali trasportati s'intendono sia i sedimenti attivi (quelli che sono rielaborati dalla corrente) e sia i sedimenti inattivi (i depositi delle piene alluvionali, situati al lato del canale attivo). Questi sedimenti sono costituiti da una miscela di materiale inorganico, da materiale minerale allo stato detritico e da varie proporzioni di materiale organico e precipitati di specie chimiche (Ottensen & Theobald, 1994).

L'alta valenza scientifica e operativa di questa matrice si basa sul fatto che i sedimenti fluviali forniscono una rappresentazione cumulativa dell'area di studio (Ottensen & Theobald, 1994). Si può quindi assumere che i campioni raccolti con questo metodo siano rappresentativi della composizione del suolo, della geologia e dei processi di weathering per tutto il bacino idrologico a monte del punto di campionamento (Plant & Hale, 1994). Questo consente di dare un'immagine unica della distribuzione degli elementi chimici analizzati sul territorio in base non solo alle azioni di erosione, ma anche alle caratteristiche geologiche delle rocce e dei depositi (Plant & Hale, 1994).

Applicazioni e vantaggi del metodo

I primi esempi di applicazione dello studio sui sedimenti fluviali si possono far risalire al 300 a.C. per la ricerca locale di minerali rari come oro, cinabro, o pietre preziose come rubini e zaffiri (Ottensen & Theobald, 1994) e furono implementate in modo efficace dai Romani per la ricerca di giacimenti di oro (Hale & Plant, 1994). Le prime applicazioni scientifiche e moderne si possono far risalire agli anni '30 del 1900 nell'URSS e in Scandinavia, con le prime descrizioni delle aureole di contatto per i depositi primari e secondari. Solo dopo il Secondo Dopoguerra si diffuse l'interesse in questo nuovo ambito di ricerca e furono condotti numerosi studi in USA, Canada, Gran Bretagna e Francia. Un nuovo stimolo fu dato negli anni '60 per l'alto costo dei metalli e l'abbassamento delle riserve esistenti, facendo diffondere questa tecnica di analisi in tutto il mondo, mentre negli anni '70 ci si concentrò nella ricerca mirata di minerali strategici, terre rare ed elementi del gruppo del platino. Con l'avvento dei calcolatori e dei computer che consentirono dei test statistici sempre più sofisticati, si ebbe la possibilità di superare la ricerca basata sulla presenza/assenza del minerale, di rilevare i trend geochimici regionali e di ridurre notevolmente gli errori nelle misure (Plant & Hale, 1994).

L'uso di software geografici ha consentito in tempi recenti lo sviluppo di mappature sempre più sofisticate e la creazione di database multi-elemento e una mappatura delle aree di studio (Ottensen & Theobald, 1994). Per questo motivo, la tecnica dell'analisi dei sedimenti fluviali è stata utilizzata proprio in alcuni progetti nazionali (esempio in Scandinavia, Gran Bretagna, Francia, Canada, USA, Germania, Austria) per una conoscenza e una mappatura geochimica di carattere regionale. Queste mappature, se condotte con piccola scala, come 1:100 000 o 1:250 000, e a bassa densità di campionamento (1 campione ogni 10-100 km²), possono dare informazioni geochimiche

su province e aree da cui far avviare delle indagini minerarie dettagliate. Le indagini condotte a scale intermedie (1:20 000 e 1:50 000, da 1 a 3-4 campioni ogni km²), sono usate invece per definire dei bersagli per altre esplorazioni geochimiche, come le analisi ambientali. Le mappature effettuate a scale maggiori o uguali a 1:10 000, possono essere usate per identificare con molta precisione i punti di entrata dei metalli nei sedimenti fluviali: a questa scala d'indagine, purtroppo, la rete di drenaggio è così grossolana da non poter consentire un'adeguata copertura di campioni e quindi è preferibile utilizzare altre indagini di supporto sui suoli o sulle rocce per sopperire a una mancata campionatura omogenea del territorio. Quindi, la tecnica dell'analisi dei sedimenti fluviali è sostanzialmente una metodologia di screening capace di delineare alcune aree che a loro volta richiedono altre indagini più approfondite (Levinson, 1980).

I vantaggi dell'uso del metodo di analisi dei sedimenti fluviali sono i seguenti:

- basso costo per area di campionamento effettuato (paragonato alle più costose e impegnative mappature geologiche e geofisiche convenzionali);
- raccolta di dati numerici robusti e oggettivi;
- possibilità di visualizzare la concentrazione di 30-40 elementi chimici in un singolo punto di campionamento;
- esecuzione di una mappatura semplice e per via diretta delle concentrazioni in una determinata area di studio (mentre per le analisi geofisiche o nel remote sensing la mappatura avviene per via indiretta);
- la rilevazione e l'identificazione di processi geologici di scala temporale recente o contemporanea (Plant & Hale, 1994). Proprio per quest'ultimo aspetto, i risultati delle analisi dei sedimenti fluviali possono avere numerose applicazioni indirette in agricoltura, salute e l'ambiente (Ottensen & Theobald, 1994).

Composizione dei sedimenti fluviali

Il materiale che compone i sedimenti fluviali è dato prevalentemente dalle rocce e dal materiale di copertura che si trovano nel bacino idrografico e la composizione dello stesso materiale è strettamente dipendente dall'erosione, dal trasporto e dalla deposizione di materiale (Ottensen & Theobald, 1994). Di seguito saranno trattati in modo sintetico gli aspetti erosivi e di sedimentazione delle varie componenti (frazione grossolana e frazione fine) dei sedimenti in un flusso fluviale.

Nel flusso d'acqua, lo strato sottile di materiale superficiale viene gradualmente rimosso: questo tipo di erosione è concentrato in prossimità di zone con flusso turbolento della corrente o nelle aree interfluviali. Gran parte del flusso è rapidamente canalizzato e l'acqua guadagna volume, velocità e potere erosivo. Questa canalizzazione è responsabile del maggiore contributo di sedimenti e, quando i ruscelli si uniscono a formare un unico flusso, s'inizia a esercitare il fenomeno erosivo principale sul territorio. I componenti detritici sono arricchiti selettivamente di materiale derivato dalle rocce meno consolidate e più alterate del bacino. Il materiale detritico (organico e inorganico), si muove sopra il letto del fiume o in sospensione in base al flusso della corrente o al tipo di materiale (Ottensen & Theobald, 1994). Con poca corrente, avviene la deposizione di tutto il materiale trasportato eccetto quello più fine: in condizioni aride o semiaride avviene il deposito completo. E' stata osservata quindi una relazione ciclica tra deposizione ed erosione lungo l'intero corso di un'asta fluviale, consentendo una deposizione dei materiali fluviali a lunga distanza. I materiali più fini coprono una distanza maggiore rispetto ai materiali sabbiosi (Kukal, 1971). Quindi, solo i materiali grossolani possono resistere al trasporto e sono depositi nelle parti più a monte della sezione del corso d'acqua mentre i materiali fini si trovano più a valle (Rose & Korner, 1979). La deposizione del materiale ha luogo principalmente nel fondovalle (nella parte più profonda del canale principale del bacino idrografico), vicino al fondovalle dove la riduzione della corrente permette l'accumulo di depositi, e sulla piana alluvionale dove i sedimenti superficiali sono depositati dal materiale sospeso. L'erosione e la deposizione variano in base al flusso: un torrente superficiale di montagna erode il fondo del letto fluviale e deposita sui lati mentre un fiume a grande portata deposita nel suo letto fluviale ed erode ai lati (Twenhofel, 1926). Per i corsi d'acqua a grande portata, ghiaia e ciottoli sono confinati nei depositi e sono più abbondanti e grossolani nelle parti più profonde del canale principale del corso d'acqua. I depositi nella riva spaziano da sabbia ben classata nella maggior parte dei casi costituita da quarzo, feldspato o altri minerali principali. I depositi più superficiali sono composti da sabbia fine, silt e argilla (Kukal, 1971).

Il materiale granulometricamente più fine, costituito da minerali argillosi, materiali colloidali, ossidi di Fe e Mn e materia organica svolge un ruolo importante nella concentrazione o nella presenza di alcuni elementi nei sedimenti fluviali. Questi materiali sono trasportati in sospensione e sono sufficientemente stabili da non essere sedimentate se non nelle aree più isolate e stagnanti della corrente. Queste ultime zone sono, infatti, i siti preferenziali per l'accumulo di argille e silt. La materia organica consente la creazione di altri siti

favorevoli per l'intrappolamento e la preservazione di materiale argilloso sulle rive del fiume e nella piana alluvionale. I colloidi possono essere presenti nelle acque interstiziali dei sedimenti fluviali; sono incorporate nella fase solida dei sedimenti solo per aggregazione o adsorbimento in altre particelle, perdendo così le loro caratteristiche colloidali (Ottensen & Theobald, 1994).

Le argille e i colloidi in generale possono contribuire in modo significativo alle caratteristiche chimiche dei sedimenti fluviali. Infatti, molti dei metalli di possibile interesse sono trasportati dai complessi colloidali sciolti in fase acquosa e, quando questi complessi sono depositi nel materiale solido, le componenti che sono state trasportate sono indistinguibili dai metalli trasportati dalla soluzione (Ottensen & Theobald, 1994). Secondo studi di letteratura, i colloidi sono essenziali per il trasporto su lunghe distanze di metalli, non solo i corpi superficiali ma anche per acque di falda (McCarthy & Zachara, 1989). Inoltre, molti dei metalli adsorbiti nei sedimenti fluviali possono essere inglobati nella maggior parte dei colloidi in fase acquosa. Quindi i colloidi fungono da vettore per i materiali adsorbiti e per i metalli che, in appropriate situazioni, possono essere incorporati nei sedimenti (Ottensen & Theobald, 1994).

Se gli ossidi e idrossidi di Fe e Mn sono abbondanti, i livelli di background dei metalli contenuti proprio in questi ossidi possono in genere sorpassare il contenuto generalmente basso degli stessi metalli nei sedimenti fluviali privi di questi ossidi. Gli ossidi e idrossidi di Fe e Mn generalmente si possono trovare nel canale principale e possono precipitare nel letto fluviale per il continuo flusso di corrente, mentre gli ossidi e idrossidi di Fe e Mn contenuti nei depositi alluvionali laterali al corso d'acqua possono derivare da fonti locali ed effimere di acqua e non dal corso principale (Ottensen & Theobald, 1994).

La materia organica è una componente rilevante nei sedimenti fluviali e i suoi effetti sono molto pronunciati in aree boschive decidue. I composti organici contribuiscono alla presenza di alcuni elementi nei sedimenti fluviali mediante tre processi: formazione di frammenti detritici (che entrano nel corso d'acqua dalle rive e partecipano ai processi di sedimentazione in zone di accumulo), mediante trasporto di soluti e intrappolamento nella sostanza organica, e mediante attività biologica in situ (alcuni esempi sono film organici, piante acquatiche, alghe, funghi e batteri) (Ottensen & Theobald, 1994).

I componenti in precedenza discussi (argille, colloidi, ossidi di Fe e Mn, materia organica) possono interagire tra di loro per dare una situazione composita per il trasporto e la

ritenzione di materiale minori e in tracce. Queste interrelazioni sono finora scarsamente comprese e variano su scala regionale da un ambiente all'altro. In generale, le concentrazioni dei metalli contenuti nella sostanza organica e negli ossidi e idrossidi sono più elevate rispetto a quelle contenute nella frazione detritica inorganica (Ottensen & Theobald, 1994). Si è notato che, in regioni distanti dall'origine delle mineralizzazioni, i metalli d'interesse si trovano nella frazione grossolana sotto forma minerali resistenti chimicamente alle alterazioni (Rose & Korner, 1979). In molti casi, i campioni prelevati da un canale attivo sono dominati dalla frazione detritica inorganica, che contribuisce molto alla proporzione di metalli. Comunque gli ossidi e la sostanza organica compongono una significativa frazione nei sedimenti nelle foreste decidue e negli ambienti umidi tropicali (Ottensen & Theobald, 1994).

Come interpretare i risultati

Per quanto riguarda l'interpretazione dei risultati ottenibili con l'analisi dei sedimenti fluviali, occorre considerare nel dettaglio alcuni principi teorici per condurre al meglio quest'analisi e per interpretare i risultati in modo efficace. Gli elementi che saranno approfonditi sono i seguenti: contrasto, media dei campioni, dimensioni delle frazioni da prelevare nei sedimenti fluviali, dispersione, dimensione e orientazione.

Il **contrasto** è definito come il rapporto tra la concentrazione dell'elemento in una situazione anomala rispetto alla concentrazione in una situazione di background. Numericamente, questo valore può variare da pochi a molti ordini di grandezza e sono incluse le rare "anomalie negative" (quelle con rapporto minore di 1). Il contrasto è funzione dell'abbondanza dell'elemento: per esempio Au può mostrare un contrasto di 6 ordini di grandezza, mentre altri come Al e Si solo di 2 ordini di grandezza in media. Il massimo contrasto possibile è quello che si desidera per una ricognizione veloce delle anomalie. Un contrasto alto suggerisce che la fonte si trova vicino al sito di campionamento: generalmente nei sedimenti fluviali il contrasto è basso e l'analisi statistica è utile per stabilire la presenza di anomalie (Ottensen & Theobald, 1994).

Per la **media dei campioni**, la frazione da analizzare è critica per ottimizzare il contrasto: infatti si cerca di massimizzare il contrasto e minimizzare la variazione naturale del background e delle anomalie. Spesso però le medie utilizzate generano grandi variazioni naturali.

Per le **dimensioni delle frazioni** da prelevare, convenzionalmente si utilizza una frazione setacciata della sabbia fine nel canale attivo, permettendo una facilità di campionamento e l'ottimizzazione della probabilità di ottenere contenuto anomalo di metalli. Sia le frazioni fini sia le frazioni grossolane sono utili in certe applicazioni. Le frazioni più fini di 100 mesh (0,15 mm) sono raccomandate per la ricerca di elementi che sono contenuti in minerali detritici o che si trovano nei sedimenti fini (i quali hanno alta capacità di adsorbimento per gli elementi trasportati in soluzione). Normalmente, la frazione fine costituisce una piccola parte dei sedimenti fluviali e quindi la sua influenza complessiva è generalmente molto bassa. Gli svantaggi dell'uso della frazione fine sono la difficoltà di campionamento e di setacciatura e l'alto valore di background dei vari elementi: inoltre nel materiale fine si possono trovare solo certi elementi (es. U, Mo, Au) i quali non danno una risposta rilevante mediante analisi sui sedimenti più grossolani. Le frazioni da 5-6 a 0,18 mm sono le più usate per semplificare la raccolta dei campioni e per ottenere materiali grossolani che possono contenere più ossidi di Fe e Mn e più frammenti di materia organica. Gli svantaggi sono però che, essendoci molti materiali grossolani, risulta necessario raccogliere un grande quantitativo di materiale per avere un campione rappresentativo e inoltre, vicino a depositi di quarzo, ci possono essere dei livelli minori di metalli e che mostrano un livello di background più basso (Ottensen & Theobald, 1994).

In un flusso d'acqua, la **dispersione** è la distanza fisica rispetto a una sorgente di un metallo tale per cui si abbia un contrasto significativo che possa essere riconosciuto (Ottensen & Theobald, 1994). Secondo alcuni studi (Rose, et al., 1970), la composizione chimica nei sedimenti fluviali non può essere distinguibile dal background naturale in un'area di bacino di 10 km² corrispondenti a una dispersione lineare di circa 3 km (anche se sono stati osservati frequentemente valori distinguibili dal background attorno ad 1 km di distanza). La dispersione più lunga si può rilevare mediante l'analisi di ossidi secondari, mentre sostanze organiche limitano la distanza (Ottensen & Theobald, 1994). La distanza della dispersione è utile per definire la grandezza del fiume che deve essere campionato: per poca esposizione superficiale, la dispersione preferibile dovrebbe essere da 1 a pochi chilometri (Ottensen & Theobald, 1994).

Gli **studi di orientazione** sono dei sondaggi limitati condotti su aree minerali note, il meno disturbate possibile, e in aree dove sono rilevanti alcuni valori di background. Questi studi di orientazione sono utilizzati per gestire la variabilità delle esplorazioni, per vedere lo schema analitico e per interpretare al meglio i dati, tutto in base ai costi e ai benefici dei

possibili risultati. Risulta molto utile basarsi sulla letteratura del settore per avere dei dati di supporto sul territorio. Per uno studio sui sedimenti fluviali, la dispersione, i contrasti e le anomalie devono essere note per poter effettuare il lavoro di orientazione (Ottensen & Theobald, 1994).

Per riassumere tutti i concetti spiegati nei passaggi precedenti, nell'analisi dei sedimenti fluviali i valori anomali, quelli che si discostano dalla norma, provengono da condizioni naturali eccezionali capaci di provocare impoverimenti o arricchimenti di un dato elemento. Se si lavora in condizioni geochimiche pressoché costanti, si può supporre che un'anomalia positiva derivi dalla presenza di alcune mineralizzazioni, da altre sorgenti naturali o da contributi genericamente definibili antropogenici. Attorno alle mineralizzazioni si crea il cosiddetto "alone di dispersione", un'area più o meno estesa dove la concentrazione degli elementi chimici diminuisce con la distanza dal punto di origine di quell'elemento fino al raggiungimento del valore medio della regione. Gli aloni di dispersione hanno concentrazioni inferiori rispetto alla soglia utile per definire una qualche contaminazione naturale o antropica, ma comunque maggiori rispetto al valore medio di background della regione. Gli aloni di dispersione hanno un'estensione maggiore rispetto all'areale di origine del fenomeno: l'analisi dei sedimenti fluviali si basa proprio sull'individuazione dell'alone di dispersione e di seguito consente di ipotizzare la zona di origine del fenomeno osservato. Questo procedimento è reso più complicato dal fatto che bisogna prima individuare il valore di background di una certa zona per poi risalire al resto. Per far sì che il metodo funzioni, è necessario che due condizioni: le aureole geochimiche debbano aver avuto la possibilità di formarsi e che i metodi analitici debbano essere in grado di rilevare la formazione di queste aureole di dispersione (Dall'Aglio, et al., 1966).

I metodi d'interpretazione dei dati possono variare in base allo scopo del lavoro. Per un'indagine esplorativa si deve cercare di ampliare il contrasto tra le anomalie e i pattern regionali, minimizzando così la variabilità dei dati affinché siano evidenti le più sottili differenze di pattern, oltre cercare di evitare in fase di campionamento le aree con presenza di contaminazione antropica. Per l'indagine ambientale invece, anche se le modalità d'interpretazione sono le medesime (sempre massimizzare il contrasto tra le anomalie e i pattern regionali), ma si devono cercare appositamente le anomalie antropiche. Un programma di campionamento che consideri entrambi questi scopi insieme (indagine esplorativa e indagine ambientale) è molto più complesso e costoso rispetto a un programma focalizzato a uno solo di questi obiettivi (Ottensen & Theobald, 1994).

Inquadramento dell'area di studio

Geologia

Dal punto di vista geologico, la provincia di Bolzano è contraddistinta da una conformazione geologica molto complessa e da una notevole variabilità geologica e litologica. A causa dei vari fenomeni che hanno caratterizzato l'orogenesi alpina nel corso delle ere geologiche, il quadro litologico generale della provincia è contraddistinto da rocce metamorfiche, rocce magmatiche intrusive ed effusive e rocce sedimentarie più recenti (Ruffini & Pollinger, 2016). Si possono individuare i seguenti tre complessi geologici: Finestra degli Alti Tauri, Dominio Austroalpino e Dominio Sudalpino. Non inclusi in questi complessi geologici compaiono altre formazioni a sé stanti che caratterizzano alcune particolarità della geologia e del paesaggio odierno: le Migmatiti Periadriatiche e i sedimenti del Quaternario. La Finestra degli Alti Tauri sarà trattata a breve in modo molto sintetico in questo paragrafo, mentre i complessi dell'Austroalpino e Sudalpino e le formazioni delle Migmatiti Periadriatiche e i sedimenti del Quaternario avranno una trattazione apposita nei sottoparagrafi dedicati. Una visualizzazione d'insieme dei complessi geologici e delle formazioni minori è riportata in Fig. 3, mentre i vari gruppi e sottogruppi geologici dei complessi dell'Austroalpino e del Sudalpino, le varie falde geologiche e le linee di faglia principali sono riportate in Fig. 4.

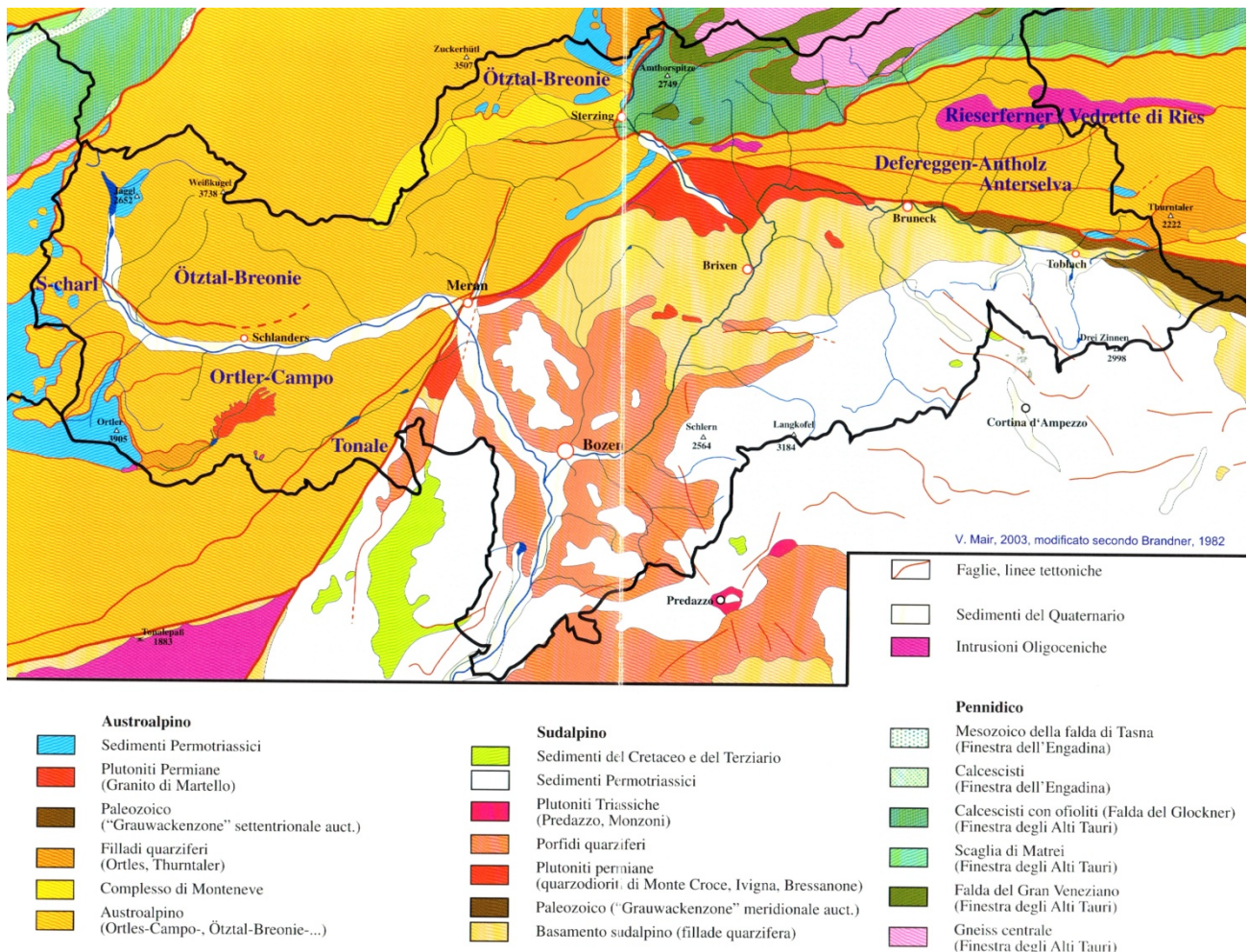


Fig. 3: individuazione dei complessi geologici più rilevanti nella Provincia Autonoma di Bolzano con indicati alcuni gruppi e sottogruppi principali. Fonte dei dati: (Stingl & Mair, 2005).

La Finestra degli Alti Tauri (nota anche come Pennidico) è composta dalle rocce più antiche che si possono trovare nella provincia, risalenti dal Proterozoico superiore fino al Paleozoico inferiore (da 2500 a 254 Ma). Questa formazione è la parte rimanente delle iniziali propaggini della crosta europea sull'Oceano Pennidico, successivamente sovrascorsa dall'avvicinamento dell'Austroalpino e da cui questa formazione è riuscita a emergere durante lo schiacciamento e l'innalzamento della catena montuosa delle Alpi (Stingl & Mair, 2005). Questo complesso geologico non sarà trattato ulteriormente in questo elaborato visto l'assenza dello stesso nell'area di studio.

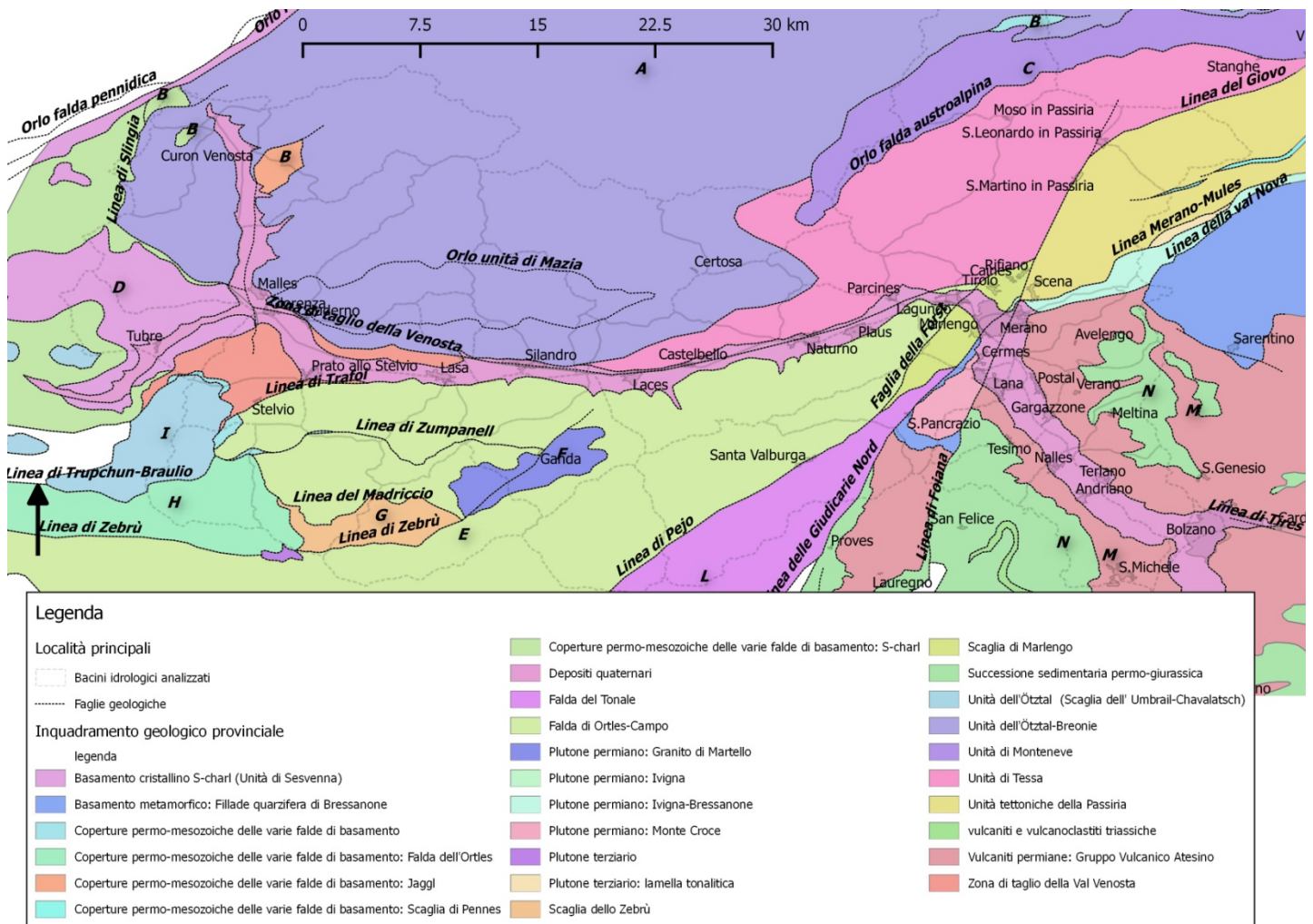


Fig. 4: inquadramento geologico dell'area di studio, con indicate le faglie geologiche principali (in grassetto) e i gruppi e sottogruppi geologici più rilevanti. Per la descrizione dei vari gruppi (evidenziati oltre che dai colori anche da delle lettere identificative) si fa riferimento al testo. Fonte dei dati: (Provincia autonoma di Bolzano Alto Adige, 2017) e dati elaborati su QGIS.

Il complesso dell'Austroalpino

L'Austroalpino è un'unità geologica complessa composta prevalentemente da rocce metamorfiche, con la Linea Periadriatica che funge da delimitazione meridionale con l'unità del Sudalpino. Questa linea di faglia (scomposta in Linea di Pejo, Linea della Val Passiria e Linea di Giovo in Fig. 4) segna il limite tettonico sopra cui l'Austroalpino è stato spostato, sopra scorrendo sopra il Sudalpino durante il processo di chiusura dell'Oceano Pennidico (Stingl & Mair, 2005). Per la geografia della zona di studio, la Linea Periadriatica scorre attraverso la conca della città di Merano, limitando il dominio dell'Austroalpino alle

zone nord e ovest (corrispondenti alle attuali valli laterali confluenti nella Val Venosta, la stessa Val Venosta, Val Passiria e Val d'Ultimo) mentre per il Sudalpino sono interessati solo i territori a sud-est (la Valle dell'Adige).

Nell'Austroalpino, la presenza di rocce metamorfiche (gneiss, scisti, anfiboliti e marmi) è dovuta dai vari fenomeni orogenetici e metamorfici che si sono succeduti nel corso delle ere geologiche. Si possono individuare le seguenti fasi distinte: Caledonica (490-430 Ma fa), Varisica (360-320 Ma fa) e Alpidica o Alpina (100-30 Ma fa), quest'ultima suddivisa ulteriormente in fase Eoalpina (100-80 Ma fa), Mesoalpina (60-50 Ma fa) e Neoalpina (40-30 Ma fa). I minerali dell'Austroalpino e la loro struttura sono derivati generalmente all'orogenesi Varisica e Alpidica. Mentre questi processi metamorfici erano in corso, le contemporanee spinte tettoniche sono state responsabili della formazione di corrugamenti e scistosità presenti tuttora nella zona (Mair, et al., 2009).

Nella zona di studio, l'Austroalpino si può suddividere nei seguenti raggruppamenti (individuati in Fig. 4 da delle lettere identificative) in base alle condizioni geologiche omogenee e alle varie falde presenti:

gruppo cristallino Ötztal-Breonie: [denominato come A in Fig. 4]: questo gruppo è limitato a ovest dalla Linea del Giovo che conduce alla Linea del Brennero, a nord-ovest con la Linea dell'Engadina (lungo la quale il gruppo Ötztal-Breonie è stato spinto sulle rocce penniniche della Finestra dell'Engadina) e a ovest e sud-ovest dalla Linea di Slingia. Il basamento dell'Ötztal-Breonie è composto da sedimenti sabbiosi e argillosi metamorfosati in odierni paragneiss, micascisti e quarziti. Nei paragneiss si trovano intercalati spesso ortogneiss di composizione acida-intermedia, anfiboliti ed eclogiti e bande di marmo di diverso spessore (calcari o dolomie metamorfosate) (Stingl & Mair, 2005). Nella formazione sono anche presenti intrusioni di migmatiti e pegmatiti nelle vicinanze di Curon Venosta (con rocce risalenti a 490 Ma e antecedenti al resto della formazione) oltre che dei filoni diabasici che tagliano il basamento cristallino (ma non l'eventuale copertura permomesozoica soprastante), con un metamorfismo di tipo Alpidico. Nel gruppo dell'Ötztal-Breonie si possono distinguere le seguenti formazioni minori di notevole interesse geologico: i sedimenti permo-triassici che fungono da copertura in alcune zone settentrionali e occidentali, le già citate intrusioni migmatitiche, l'Unità di Monteneve, la Serie di Lasa e la Falda di Mazia.

Sedimenti permo-triassici [B in Fig. 4]: si trovano nella parte di confine settentrionale del Complesso di Monteneve e nel limite occidentale presso Piz Lad (monte a ovest di Curon Venosta). La loro composizione passa da conglomerati e arenarie del Verrucano risalenti al Pre-Mesozoico (254 Ma) a diverse dolomie e metasedimenti sabbioso-argillosi del Triassico medio e superiore (247-209 Ma) fino al Giurassico superiore (164-152 Ma).

Intrusioni migmatitiche: riguarda le formazioni rocciose formatesi durante l'Ordoviciano (490 Ma fa) che affiorano nei dintorni di Curon Venosta e in Austria, che risalgono alla fase metamorfica caledoniana.

Unità di Monteneve [C in Fig. 4]: affiora con direzione ad arco attraverso la direzione longitudinale della Val Passiria fino ad affiorare a nord della Val Venosta poco distante da Merano. Essa presenta una superficie di contatto con il basamento sottostante, normale dal punto di vista stratigrafico ma disturbata e piegata in alcune zone. Quest'unità è composta da sedimenti metamorfici della Serie di Monteneve: micascisti granatiferi, micascisti a orneblenda in aggregati a forma di covone, calcescisti, marmi, quarziti, anfiboliti. Il nome di quest'unità geologica proviene dalle vicine e ormai chiuse Miniere di Val Ridanna-Monteneve (anche se il giacimento si trova effettivamente nelle rocce del gruppo dell'Ötztal-Breonie e non da quest'unità geologica).

Serie di Lasa: consiste in un'unità ricca di marmi, simile alla falda dell'Ortles per litologia e struttura. Queste rocce sono risalenti tra l'Ordoviciano medio e superiore (470-445 Ma) fino al Devoniano inferiore (408 Ma).

Falda di Mazia: quest'unità paleozoica, situata tra Malles Venosta e la Val Senales e vicino alla Linea di Slingia, ha sovra-scorsso il basamento cristallino dell'Ötztal-Breonie. La Falda di Mazia è composta prevalentemente da sedimenti metamorfici, in modo simile all'Unità di Monteneve: filladi, micascisti e paragneiss con intrusione di pegmatiti e intercalazioni di anfiboliti e marmi. Si segnala come in questa formazione siano presenti anche dei filoni pegmatitici, deformazioni e corrugamenti con delle pieghe a varia scala, attribuibili a un metamorfismo Varisico e Alpino (Stingl & Mair, 2005).

Gruppo cristallino S-charl-Ortles: questo gruppo è limitato a nord dalla Linea di Slingia e a sud dalla Linea di Pejo (Fig.4). La stessa Linea di Slingia parte da una netta

superficie di sovrascorrimento con potenti miloniti nella valle omonima (Val di Slingia) e procede verso E attraverso delle fasce di deformazione con varie pieghe, tale per cui è difficile identificare il proseguimento della stessa linea (Stingl & Mair, 2005). Nel gruppo cristallino del S-charl-Ortles è presente un forte metamorfismo di tipo Varisco e sono rilevanti e frequenti le intrusioni permiane (vedi Granito di Martello) e alcuni filoni granitici e pegmatitici. Eventi metamorfici di tipo Eoalpino hanno permesso la formazione di alcune pieghe chilometriche con assi più o meno orizzontali, come le pieghe della parete di Jenn e della Dolomia principale del Gran Zebrù. L'Unità cristallina S-charl-Ortles è suddivisa in: basamento cristallino dell'S-charl, basamento cristallino dell'Ortles (con alcuni elementi minori da segnalare: Granito di Martello, Unità di Lasa, Scaglia dello Zebrù e Falda dell'Ortles) e Scaglia di Umbrail-Cavallatsch.

Basamento cristallino dell'S-charl (noto anche con il nome di Unità di Sesvenna) [D in Fig. 4]: è costituito da gneiss granitici muscovitici e, in misura minore, da gneiss granitici biotitici, anfiboliti e paragneiss. La struttura è quella di un antiforme, simile a una cupola il cui massimo si trova nei pressi della Val Monastero e presso il monte di Piz Sesvenna (in Val di Slingia). La successione delle rocce del basamento va dal Verrucano del Permiano inferiore (290 Ma) sino al Terziario superiore, nel periodo dell'Eocene (38 Ma). Questo basamento inoltre è ricoperto dalle rocce permio-mesozoiche delle Dolomiti dell'Engadina. La copertura sedimentaria dimostra una tettonica a falde: la sua parte inferiore (dal Verrucano fino al Retico) è sopra scorsa verso NO da un'unità composta da successioni che vanno dalla formazione di Raibl fino ai sedimenti del Cretaceo. La causa è attribuibile nel sovrascorrimento verso occidente del basamento dell'Ötztal-Breone lungo la Linea di Slingia.

Basamento cristallino dell'Ortles (o detto anche Falda di Campo) [E in Fig. 4]: costituito da sedimenti metamorfosati, con potenti serie di micascisti, paragneiss e scisti quarziferi con alcune bande di marmi (detti anche Micascisti di Pejo) che sono intercalati da pegmatiti, gneiss granitici e anfiboliti. Questa formazione si divide nei seguenti sottogruppi:

Granito di Martello [F in Fig. 4]: si tratta di un plutone granitico risalente a 275 Ma e che ha intruso i micascisti del basamento, arricchendo le rocce di berillo, litio e altri minerali rari.

Unità di Lasa: è rappresentata da bande di marmo del periodo Devoniano (419-372 Ma) estese in direzione E-O e affioranti sul versante sud della Val Venosta, nella Valle di Lasa e nella Val Martello. Nei pressi di Lasa e presso la Croda di Jenn si estrae ancora oggi il marmo bianco di Lasa.

Scaglia dello Zebrù [G in Fig. 4]: è data da una serie metamorfica di basso grado con tipiche filladi quarzifere e scarse intercalazioni di marmi, quarziti, cloritoscisti e ortogneiss. Si può supporre che questa scaglia abbia sovra-scorsso i micascisti del basamento cristallino lungo la Linea di Zebrù (linea segnalata da resti di sedimenti triassici)

Falda dell'Ortles [H in Fig. 4]: sono rocce sedimentarie che coprono i micascisti del basamento cristallino e la Scaglia di Zebrù. Questi sedimenti sono formati da Dolomia Principale del Triassico superiore, con intercalati diversi livelli di calcare e dolomie a banchi sottili e strati scuri argilloso - marnosi. La dolomia si è originata 220 Ma fa dal fango di una piana di marea e le stromatoliti sono all'origine della stratificazione della dolomia. La falda dell'Ortles si considera quindi come la prosecuzione delle Dolomiti dell'Engadina situate tutt'oggi in Svizzera: la discontinuità dei sedimenti e la separazione della Falda dell'Ortles con la formazione originaria dell'Engadina è derivata da movimenti tettonici.

Scaglia di Umbrail-Cavallatsch [I in Fig. 4]: si trova nella fascia tra la Val Monastero a nord e la valle del Rio Trafoi a sud. Essa è formata prevalentemente da miloniti, rocce estremamente deformate e segno degli effetti di sovrascorrimento attuato dalla Falda di Slingia. Sono molto importanti le mineralizzazioni di rame che hanno permesso alcune coltivazioni presso Stelvio fino al 1800 (Stingl & Mair, 2005).

Falda del Tonale [L in Fig. 5]: questa formazione si estende a forma di cuneo, con il limite settentrionale dato dalla Linea di Pejo e quello meridionale dalla Linea delle Giudicarie. Rispetto alle altre formazioni questa falda presenta un metamorfismo ad alto grado e di tipo Alpidico. E' suddivisa in:

Zona d'Ultimo: comprende la cresta tra Val d'Ultimo ed è caratterizzata da migmatiti a cianite, con eclogiti e scaglie e lenti di peridotiti

Unità del Tonale: contorna la zona d'Ultimo a nord e a sud, con la formazione di staurolite e sillimanite, ma senza formazione di migmatiti ed eclogiti (Stingl & Mair, 2005).

Il complesso del Sudalpino

Il Sudalpino è separato dall'Austroalpino mediante la Linea Periadriatica ed è dominato rocce di origine magmatica e sedimentaria, con minimo o nessun grado di metamorfismo. Il basamento dell'intera formazione è costituito da rocce di basso grado metamorfico del Paleozoico inferiore (540-445 Ma), mentre le rocce magmatiche e sedimentarie del complesso del Sudalpino risalgono al periodo compreso tra Paleozoico superiore e Mesozoico (352-72 Ma) (Stingl & Mair, 2005).

Di seguito i gruppi geologici delle rocce magmatiche e sedimentarie saranno trattati in base alla successione temporale di deposizione sopra al basamento cristallino del Paleozoico. Si distinguono così i seguenti gruppi che si possono trovare nell'area di studio di questo elaborato: Conglomerato di Ponte Gardena, porfido quarzifero del Gruppo Vulcanico Atesino, sedimenti permiani delle Arenarie di Val Gardena e della formazione a Bellerophon, Strati di Werfen.

Conglomerato di Ponte Gardena: questa formazione sedimentaria ebbe origine in seguito alla creazione della catena montuosa nel processo di orogenesi Varisica. I corsi d'acqua e i fiumi esistenti in quel periodo erosero le formazioni dando forma a dei conoidi alluvionali, i cui detriti diedero forma al Conglomerato di Ponte Gardena. Il nome del conglomerato fa riferimento alla zona in cui è stato descritto per la prima volta (proprio a Ponte Gardena, una località situata all'esterno della zona di studio) ma la stessa formazione sedimentaria è stata rinvenuta anche nella Valle dell'Adige. Le rocce che costituiscono questo conglomerato (che può raggiungere uno spessore variabile attorno ai 200 m) sono quasi esclusivamente clastiche, grossolane, non ben classate, e sono composte da grossi frammenti di quarzo e filladi. In alcune zone, nella parte sommitale di questi strati a conglomerato, è possibile osservare dei frammenti di vulcaniti: questi rinvenimenti testimoniano che questo materiale sedimentario è stato depositato in precedenza rispetto ai prodotti vulcanici del Gruppo Vulcanico Atesino. In altre parti la deposizione di materiale sedimentario è stata contemporanea alle fasi di effusione delle vulcaniti (Stingl & Mair, 2005).

Porfido quarzifero del Gruppo Vulcanico Atesino [M in Fig. 4]: questa formazione di rocce magmatiche, nota anche con il nome di Piattaforma Porfirica Atesina, è composta da una successione complessa di vulcaniti che poggiano sul Conglomerato di Ponte Gardena o, se assente, direttamente sul basamento metamorfico del Paleozoico. Le successioni sono composte prevalentemente da lave e ignimbriti intermedio-acide e

di altri prodotti vulcanici, associate a sporadiche intercalazioni di sedimenti. I porfidi quarziferi sono le rocce più comuni: si tratta di una roccia vulcanica ricca di quarzo (riolite) con tessitura porfirica, cioè grandi fenocristalli di quarzo e feldspato, in una matrice microcristallina e vetrosa. Contemporaneamente alle attività vulcaniche nell'odierna Valle dell'Adige, si verificò anche l'intrusione di diverse masse granitiche nel basamento metamorfico sudalpino presso Scena, vicino a Merano (Plutone di Ivigna) (Stingl & Mair, 2005). Secondo le ricerche, nell'area di Bolzano si ebbe la formazione di una caldera soggetta nel corso del tempo a due importanti collassi. Nel primo collasso (datato intorno a 270 Ma fa) alcuni fusi rocciosi rimasero intrappolati all'interno della zona di tensione tettonica e subirono un lungo processo di ricristallizzazione, oltre che risentire del contemporaneo cambiamento del chimismo, passando da dacite e riocacite fino alla riolite (Mair, et al., 2009). I gas e le soluzioni di origine idrotermale, penetrate attraverso le rocce lungo fratture longitudinali, hanno alterato localmente le vulcaniti dopo la loro estrusione: da questo processo sono associate le numerose mineralizzazioni di piombo e zinco presso Terlano e Nalles, sfruttate poi nelle attività minerarie. Lo stesso porfido quarzifero della formazione è stato estratto in alcune cave odierne situate nella Valle dell'Adige (Stingl & Mair, 2005). Dopo il primo collasso della caldera seguì una fase di quiescenza della durata di 2 milioni di anni dove le rocce vulcaniche furono sgretolate per effetto dell'erosione e furono depositate in avvallamenti e cavità. Così ebbe origine la "formazione di Tregiovo" (Mair, et al., 2009), dove, per processi eterogenei (colate di detrito, sedimentazione fluviale o depositi lacustri) si ebbe la deposizione di conglomerati, arenarie e siltiti (Stingl & Mair, 2005). Il secondo collasso della caldera (circa 74 Ma fa) creò il ripido versante nord della conca di Bolzano. Dopo circa 15 Ma, l'attività vulcanica ebbe termine e queste aree furono soggette a fenomeni erosivi (Mair, et al., 2009).

Sedimenti permiani delle Arenarie di Val Gardena e della formazione a Bellerophon [N in Fig. 4]: nel periodo Permiano avvenne la deposizione di materiale detritico derivante sia dai prodotti di alterazione delle sottostanti formazioni del Gruppo Vulcanico Atesino sia da sedimenti clastici e da sedimenti chimici. Così si crearono le Arenarie di Val Gardena (Mair, et al., 2009). Alla fine del Paleozoico, per il nuovo sprofondamento della crosta terrestre verso est, si ebbe la deposizione della formazione a Bellerophon. Per il clima caldo e secco dell'epoca, nelle due formazioni si ebbe la precipitazione di gesso, con la formazione di strati alternati di gesso e

dolomia scura, come si possono vedere nelle formazioni presso Prissiano. La parte superiore degli strati a Bellerophon è caratterizzata dai calcari neri (Stingl & Mair, 2005).

Strati di Werfen: sono rocce sedimentarie formatesi nel Triassico inferiore. Queste rocce sono costituite da arenarie, argille, marne, calcari e dolomie; vi è inoltre presenza di tempestiti e di alcuni fossili (Stingl & Mair, 2005).

La formazione delle Migmatiti Periadriatiche

Le Migmatiti Periadriatiche sono delle masse di rocce magmatiche intrusive che si rinvencono presso la Linea Periadriatica, affiorando nella sutura tra il complesso Austroalpino e il complesso Sudalpino oppure in una fascia di 20-50 km a nord della stessa Linea. Questi corpi magmatici, risalenti all'Oligocene (32 -29 Ma) e chiamati anche plutoni post-collisionali, sono a forma di piccole apofisi o plutoni oppure come filoni e "lamelle". Una serie continua di filoni si trova lungo la Linea di Merano-Mules e danno origine a delle lamelle tonalitiche rinvenibili presso gli abitati di Scena, Merano, Cermes e S. Pancrazio. Altri corpi magmatici sotto forma di plutoni e con la medesima origine si trovano anche nel gruppo dell'Ortles: si citano il plutone del Lago Verde (in Val d'Ultimo) e il plutone del Gran Zebrù (quest'ultimo intruso sia nelle rocce metamorfiche del basamento che in quelle sedimentarie della Falda dell'Ortles). Questi due casi rappresentano i corpi vulcanici dell'Oligocene più piccoli e più distanti dalla Linea Periadriatica. La composizione dei plutoni varia da tonalitica a granodioritica e si trovano in quantità molto minori anche gabbri e graniti: anche i filoni presentano una composizione simile. La profondità d'intrusione di questi corpi magmatici è di circa 7-15 km. Inoltre, le masse fuse nella via di ascesa verso l'alto s'incunearono anche nelle zone metamorfosate più deboli: per questo motivo appunto alcuni plutoni, come ai già citati plutone del Lago Verde e del Gran Zebrù, si possono rinvenire anche a notevole distanza dalla stessa Linea Periadriatica (Stingl & Mair, 2005).

I sedimenti del Quaternario

A causa dell'ispessimento della crosta terrestre per l'accumulo di materiale, la catena alpina s'innalzò sopra il livello del mare e fu sottoposta ad azioni di erosione, le quali trasportarono parte del materiale originario dal luogo di erosione fino alle odierne fasce

prealpine. Le ricerche geologiche hanno appurato una differenza di 675 m rispetto al livello del fondovalle odierno, suggerendo quindi che il livello basale nel Miocene era molto inferiore rispetto al livello del mare di quel periodo. Quest'abbassamento si ritiene che derivi dalla chiusura e dalla quasi totale evaporazione delle acque del Mar Mediterraneo nel periodo Messiniano (fenomeno noto come "Crisi di salinità del Messiniano", da 5,59 a 5,33 Ma). L'abbassamento della superficie di erosione provocò la formazione di numerosi canyon, in seguito riempiti di sedimenti del Pliocene e del Quaternario.

Dall'inizio del Quaternario (1,7 Ma fa), si ebbero forti oscillazioni climatiche seguite da numerosi periodi glaciali e interglaciali. Nell'arco alpino, grazie ai 7 eventi glaciali principali che si erano succeduti, si ebbe la formazione di depositi di morene, ghiaie e sabbie fluvioglaciali (sandur), sabbie fini e fanghi lacustri di contatto glaciale. Forme morfologiche e paesaggistiche odierne come sporgenze rotondeggianti, superfici levigate e striate, valli a trogolo e valli pendenti derivano proprio dall'azione di scavo dei ghiacciai e dei loro detriti. Invece, i sedimenti risalenti a ere temperate precedenti, come torbe, detriti di versanti cementati e paleosuoli, furono completamente erosi, trasposti e distrutti dai ghiacci: per questo motivo questi resti sono rari da osservare in queste regioni. Le tracce più evidenti dell'azione glaciale che si possono osservare risalgono solo all'ultima era glaciale (Glaciazione di Würm, 110 000-10 000 anni fa): per l'azione dei ghiacci durante la stessa era glaciale sono state totalmente distrutte le morene e le ghiaie delle glaciazioni precedenti. In questo periodo, il ghiacciaio dell'Adige con i suoi 450 km di lunghezza costituiva il maggiore e più lungo sistema di ghiacciai lungo il bordo meridionale delle Alpi. Il ghiacciaio aveva origine in Engadina (Svizzera) e, lungo una trasfluenza lungo l'attuale Passo Resia, il ghiacciaio dell'Inn scorreva in Val Venosta percorrendo il percorso odierno del fiume. I resti del ritiro del ghiacciaio dell'Adige si possono riscontrare nei cunei di sabbia e di ghiaie nelle morene presso Appiano, mentre altri depositi morenici si possono riscontrare negli sbocchi della Val Martello e della Val di Lasa verso la Val Venosta.

Con lo scioglimento dei ghiacciai, l'erosione dei terreni, alimentata anche dalle grandi portate dei fiumi, portò alla formazione di numerosi conoidi alluvionali, oltre a vari fenomeni franosi, colate, smottamenti e frane provenienti dai fianchi delle vallate. I conoidi più vistosi sono visibili in Val Venosta, in particolare il Conoide di Muta nelle vicinanze di Curon Venosta e la "frana di Gadrià" tra Lasa e Silandro. Di analoga origine post-glaciale sono i rock glacier del Passo dello Stelvio. Residui di morene risalenti alla "piccola età glaciale" possono essere evidenti in tutte le valli più lunghe. Per quanto riguarda le falde detritiche, quelle originate delle Dolomiti sono molto ampie e prive di vegetazione a causa della

continua produzione di frammenti di calcari e dolomie, mentre per il basamento cristallino queste falde sono molto meno suggestive. Mentre i micascisti dell'Ortles possono frantumarsi in piccoli pezzi per l'alta scistosità e possono permettere la crescita della vegetazione, ai piedi delle pareti di dolomia della falda dell'Ortles si possono avere declivi formati da blocchi grossolani con poca vegetazione.

In tempi più recenti, l'azione dell'uomo ha inciso nel paesaggio mediante operazioni di disboscamento e l'ampliamento delle aree destinate a uso agricolo e per i pascoli, i quali a loro volta hanno facilitato le azioni erosive (Stingl & Mair, 2005).

Litologia

Per una trattazione della litologia dell'area di studio, si seguono alcune delle suddivisioni in complessi e unità geologiche trattate nel capitolo precedente. I dati litologici a carattere generale (in Fig. 5), derivati dalla carta geolitologica del Geoportale Nazionale (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2017), saranno integrati con le informazioni puntuali e più rilevanti della letteratura in merito a vari affioramenti e miniere presenti sul territorio (Fig. 6).

Austroalpino - gruppo cristallino dell'Ötztal-Breonie

Il gruppo cristallino dell'Ötztal-Breonie è composto quasi unicamente da rocce metamorfiche di medio grado, come micascisti, paragneiss, filladi e marmi, con alcune intercalazioni di gneiss granitoidi. Circa il 6% del territorio è occupato da ghiacciai, collocati prevalentemente nel centro dell'area di studio e nelle vicinanze del confine settentrionale con l'Austria. Le altre tipologie litologiche, presenti meno dell'1,5% della superficie di questo gruppo nell'area di studio, sono concentrate in 3 regioni ben distinte: zona geografica della Val Passiria (che comprende l'unità di Monteneve); la fascia di gneiss granitoidi a nord degli abitati di Lasa, Silandro e Laces; le intrusioni migmatitiche e le coperture sedimentarie a est di Curon Venosta.

Nella media Val Passiria (corrispondente all'ampia fascia tra gli abitati di Merano e S. Leonardo in Passiria) [A in Fig. 5] si segnala la presenza di gneiss granitoidi, mentre a est di S. Leonardo in Passiria sono presenti dolomie e conglomerati del Triassico medio. In queste zone sono state evidenziate alcune manifestazioni di pirite e

calcopirite (Perna, 1964) e altre a blenda e galena, accompagnate sempre da pirite e calcopirite (Perna, 1964). Nelle vicinanze di questi affioramenti si possono rinvenire anche vari minerali, come rutilo, apatite, zoisite, granato, tormalina e alcune tracce di orneblenda (Mair, et al., 2009). Presso l'abitato di Moso in Passiria e nella direzione ovest della Val Passiria si notano affioramenti di serpentiniti, ofioliti e pietre verdi (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2017) mentre in alcuni siti si possono rinvenire minerali particolari come granato, orneblenda, tormalina, rutilo, apatite, zoisite, cianite (Mair, et al., 2009). Nella zona più a nord della Val Passiria, incuneata nelle montagne a cavallo con la Val Ridanna, si trova la miniera di Monteneve la quale, durante i suoi 750 anni di attività e i suoi mille chilometri di tunnel, ha permesso la coltivazione e l'estrazione di rame, ferro, zinco e argento (Baumgarten, et al., 1998).

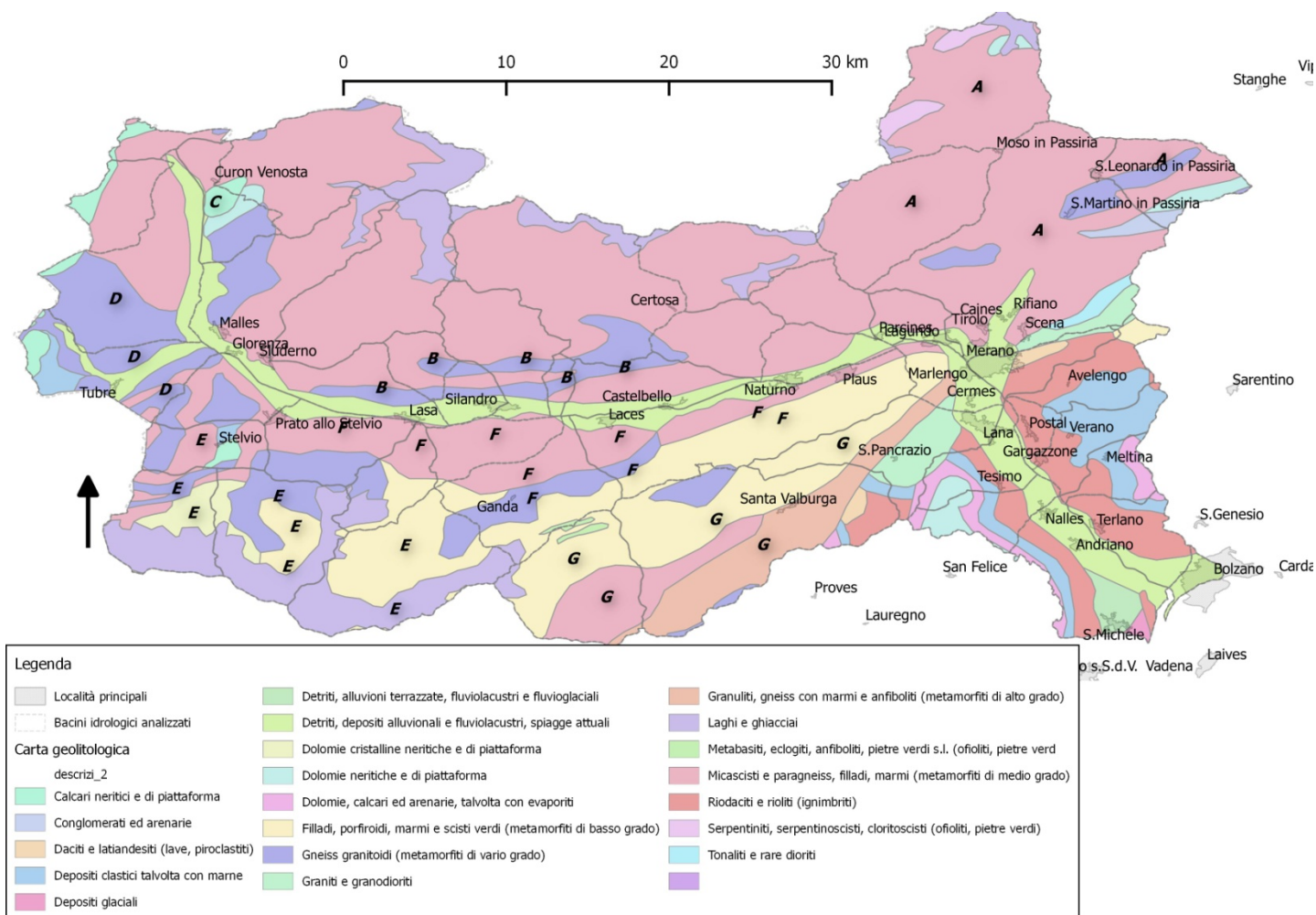


Fig. 5: carta geolitologica dell'area di studio: nella carta sono indicate le litologie più diffuse nella regione di studio e nei bacini idrografici. Per la descrizione dei vari gruppi, evidenziati da delle lettere in grassetto, si fa riferimento al testo. Fonti dei dati: (Provincia autonoma di Bolzano Alto Adige, 2017) per le località principali e i bacini idrografici e (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2017) per la carta geolitologica. Elaborazione su QGIS.

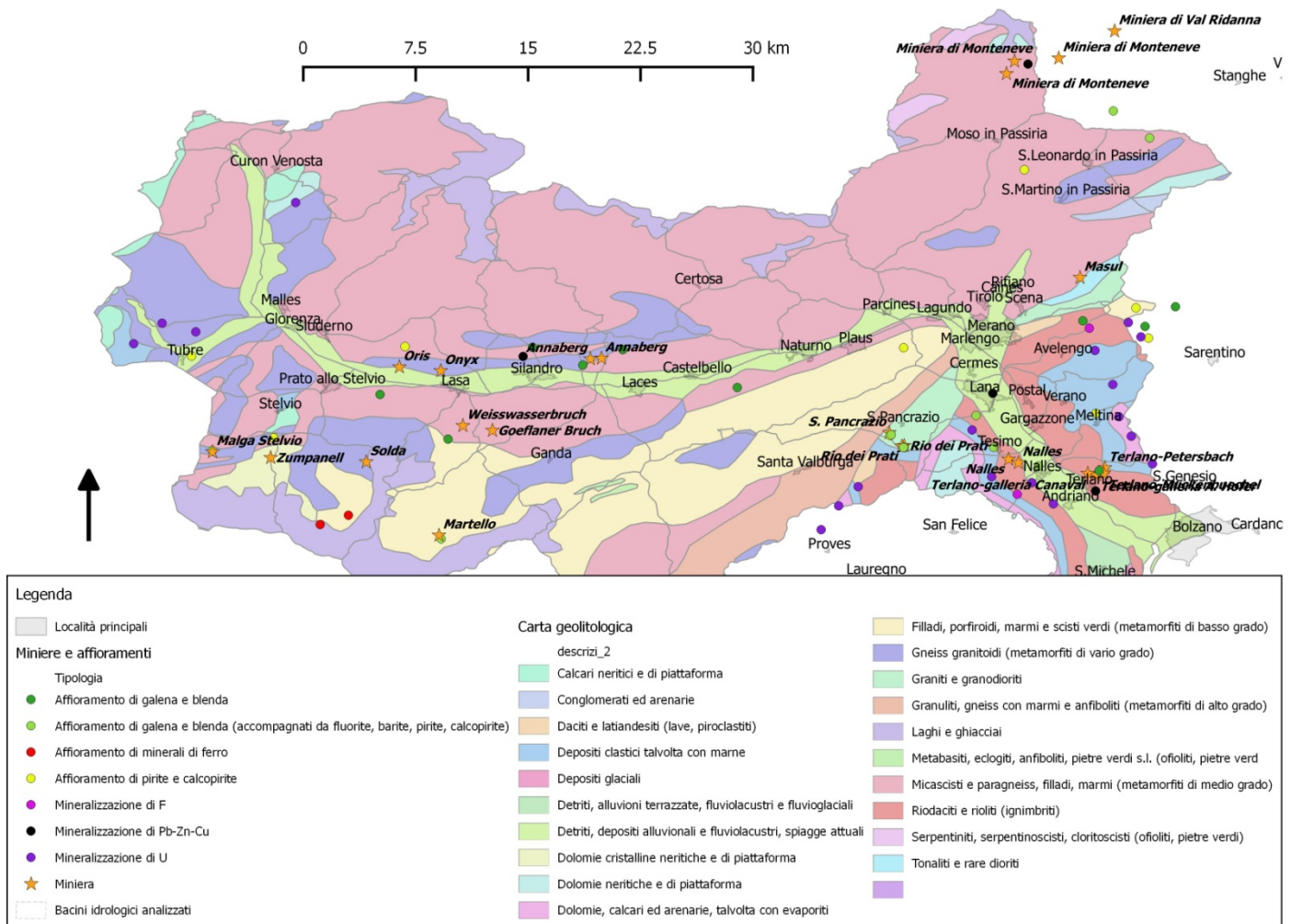


Fig. 6: carta geolitologica dell'area di studio con indicate inoltre le miniere (con i nomi in grassetto), gli affioramenti di date rocce e mineralizzazioni di alcuni elementi. Si fa fede al testo per la descrizione. Fonte dei dati: (Provincia autonoma di Bolzano Alto Adige, 2017) per le località principali e i bacini idrografici, (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2017) per la carta geolitologica, (Baumgarten, et al., 1998) per le miniere, (Perna, 1964) e (Perna, 1964) per gli affioramenti di rocce e (Dall'Aglio, et al., 1966) per le mineralizzazioni di F, Pb-Zn-Cu e U. Elaborazione su QGIS.

La miniera di Monteneve, collocata a 2370 m s.l.m., ha avuto delle vicende alterne nel corso dei secoli per la sua collocazione sfavorevole e impervia (Dessau & Perna, 1966). Il giacimento si trova principalmente nella formazione cristallina dell'Ötztal-Breonie, il cui cristallino antico caratteristico della formazione è stato sottoposto a un metamorfismo di età Varisica. Le rocce sono composte da un misto di paragneiss e micascisti, con inserimenti concordanti di ortogneiss e anfiboli. Nella zona sono

presenti anche dei conglomerati del Verrucano risalenti al Permiano, sopra i quali si trovano le formazioni sedimentarie più recenti risalenti al Triassico. In questi sedimenti si trovano esposte anche rocce metamorfiche del tardo Alpidico, sulle quali le azioni metamorfiche sono state così forti da cancellare tutte le tracce delle rocce originarie. La vicina Unità di Monteneve si differenzia dal cristallino antico per la composizione delle rocce: la parte centrale quest'unità presenta anfiboliti, quarziti, ardesia con covoni di orneblenda e avvolti nel marmo, micascisti a granato con forme grandi e massicce. A sud dell'Unità di Monteneve, separate da formazioni di Verrucano metamorfosato e dalle dolomiti del Mesozoico del Brennero, si trovano micascisti e le tipiche serie di marmi della "Serie di Lasa" (Baumgarten, et al., 1998). Per quanto riguarda le formazioni rocciose in cui avveniva la coltivazione dei minerali, si sono individuati principalmente dei filoni di letto e tetto (concordanti con le superfici di scistosità della roccia incassante), un filone detto "incrociatore" (che presenta nette discordanze rispetto alle altre due serie) e numerosissimi altri filoni d'importanza secondaria. In linea generale, i corpi minerali d'interesse economico sono incassati in micascisti gneissici a granato, staurolite, cianite e sillimanite, assieme ad intercalazioni di quarziti, marmi e anfiboliti, i quali assieme costituiscono la cosiddetta "serie di Monteneve" (Dessau & Perna, 1966). I minerali principali di queste rocce sono blenda e galena, i quali compaiono generalmente sotto forma di filoni affiancati a ciottoli di magnetite e rame e con ganga di quarzo, carbonati, granato e orneblenda. La genesi di queste mineralizzazioni deriva da processi idrotermali avvenuti in precedenza rispetto ai processi metamorfici del Varisico (Baumgarten, et al., 1998). Inoltre, mentre la galena spesso è pura o sotto forma di galena argentifera, la blenda presenta nei suoi reticoli degli altri elementi oligo-elementi, come Cd e Bi (Dessau & Perna, 1966). Altri minerali che si possono rinvenire sono davvero numerosi (circa una ventina di minerali metallici e un simile numero di non metallici): pirrotina, amianto, smithsonite, cerussite, antofillite, idrozincite, granati, cianite, zoisite, greenochite, boulangerite, jamesonite, oro, grafite, bismuto, antimonite, cinabro, cobaltite, molibdenite, fluorite, goethite, ematite, limonite, magnetite, rutilo, gesso, titanite, zircone, orneblenda, cianite, tormalina (Baumgarten, et al., 1998) (Dessau & Perna, 1966) (Dal Cin, 1964) (Mair, et al., 2009).

La fascia di gneiss granitoidi posta nel limite settentrionale del fondovalle della Val Venosta (a nord degli abitati di Lasa, Silandro e Laces) [B in Fig. 5] presenta molti elementi puntuali interessanti (vedi il dettaglio in Fig. 7). Si citano le mineralizzazioni

a blenda e galena (Perna, 1964), le miniere di Annaberg per l'estrazione di Fe, Zn e Ag (Baumgarten, et al., 1998), le mineralizzazioni a pirite e calcopirite (Perna, 1964), le mineralizzazioni di Pb-Zn-Cu (Dall'Aglio, et al., 1966), la miniera di rame di Oris e infine la miniera di Onyx di marmo bianco di Lasa (Baumgarten, et al., 1998). Tutte le mineralizzazioni della regione sono localizzate in una formazione caratterizzata paragneiss, micascisti, quarziti, anfiboliti, eclogiti, bande di marmo e a volte in filladi (Murara & Perna, 1965). Le mineralizzazioni a galena e blenda possono contenere anche tracce di cianite, andalusite, aragonite e alabastro. Anche le mineralizzazioni a pirite e calcopirite possono contenere aragonite (Mair, et al., 2009).

Le miniere di Annaberg si trovano a una quota di 1200-1400 m s.l.m. sul versante meridionale del Monte Cavallo e constano di un grande numero di piccole e medie gallerie minerarie, sviluppate dal 1478 alla metà del XVI secolo (Dessau & Perna, 1966). Le rocce del complesso presentano numerose facies metamorfiche dagli ortogneiss alle filladi sericitiche. Le varie rocce sono distribuite sotto forma d'intercalazioni concordanti con i piani di scistosità della massa di fondo, costituita da paragneiss, micascisti a due miche, granato e quarziti. Come altre rocce accessorie si trovano fluorite, apatite e zircone. La mineralizzazione è a galena prevalente, accompagnata da blenda e altri solfuri collocati principalmente nei piani di scistosità (Murara & Perna, 1965), oltre che a quarzo molto abbondante (Dessau & Perna, 1966). Pirite, calcopirite, tetraedrite, covellina e cerussite sono altri minerali che si possono trovare in queste miniere (Murara & Perna, 1965).

La miniera di Oris è stata sfruttata saltuariamente attorno al 1551 e attorno al 1700 per l'estrazione del rame. I dati storici e geologici per quanto riguarda questa miniera sono molto scarsi. E' certa comunque la presenza di calcopirite, pirite e siderite, mentre come minerali secondari si annoverano eritrite, tetraedrite, covellina, galena, bismutite, epsomite, gesso, malachite, aragonite e azzurrite (Baumgarten, et al., 1998).

A est dell'abitato di Curon Venosta e proseguendo verso Malles Venosta (in particolare nei pressi della Cima Termine) [C in Fig. 5], la litologia presenta gneiss granitoidi provenienti da ingressioni migmatitiche dell'Ordoviciano, oltre che coperture permotriassiche, come dolomie e calcari neritici. La Cima Termine, in particolare, presenta un basamento di "gneiss occhiadini", una formazione particolare di gneiss tipica di questa zona della Val Venosta e comune ad altre strutture, come per il basamento

dell'S-charl e la scaglia di Umbrail-Cavallatsch. Per questo motivo, almeno per quanto riguarda il basamento metamorfico, la Cima Termine si può considerare come una delle propaggini orientali e isolate del basamento dell'S-charl: questa ipotesi è suffragata da similitudini mineralogiche, stratigrafiche e tettoniche tra il basamento metamorfico della Cima Termine e il basamento dell'S-charl. Un'altra componente in comune della Cima Termine con il gruppo dell'S-charl è data dal "Verrucano", una formazione clastica conglomeratica composta da arenarie conglomeratiche, arenarie e siltiti: questa componente conglomeratica è separata dal sottostante strato degli gneiss occhiadini dal Conglomerato della Val Venosta (nome collettivo che raggruppa tutti i conglomerati identificati come "fillade di Oris" e "conglomerato di Spondigna") (Gatto & Scolari, 1973). Queste litologie, finora solo accennate, saranno trattate nel dettaglio nel paragrafo dedicato al "basamento cristallino dell'S-charl". Tornando alla Cima Termine, la sovrastante copertura sedimentaria, di età permotriassica, invece sembra essere correlata più alle Dolomiti dell'Engadina rispetto ad altri gruppi limitrofi. Queste rocce sedimentarie, insieme alle altre che affiorano nell'area tra Curon Venosta e il confine con la Svizzera, sembrano essersi generate da un unico grande bacino di sedimentazione, diviso in ere successive a causa di alcune forze tettoniche (Gatto & Scolari, 1974). Infine, sempre nelle vicinanze della Cima Termine, sono riportate anche mineralizzazioni a U (Dall'Aglio, et al., 1966) con le stesse caratteristiche di quelle che si trovano nel basamento cristallino dell'S-charl (Giannotti & Tedesco, 1964): queste mineralizzazioni saranno descritte nella sezione apposita nel paragrafo dedicato al gruppo dell'S-charl-Ortles.

Austroalpino - gruppo cristallino dell'S-charl-Ortles e Falda del Tonale

Nel gruppo cristallino dell'S-charl-Ortles si trovano diverse situazioni litologiche, perché si presentano quasi nella stessa proporzione (20-30%) metamorfiti di basso grado (filladi, porfiroidi, marmi e scisti verdi), metamorfiti di medio grado (micascisti e paragneiss, filladi e marmi) e gneiss granitoidi. Una grossa porzione del territorio è interessata da terreni ad alta quota coperti da nevi e ghiacciai (11%), mentre il rimanente 5% della superficie è occupato da rocce sedimentarie come calcari e dolomie. Per descrivere meglio la complessità dell'area, è opportuno dividere il territorio nelle seguenti aree: basamento cristallino dell'S-charl; zona geologica comprendente Scaglia dello Zebrù, Falda dell'Ortles

e Falda dell'Umbrail-Cavallatsch; basamento cristallino dell'Ortles-Campo; falda del Tonale.

Il basamento cristallino dell'S-charl [D in Fig. 5] è caratterizzato quasi completamente da gneiss granitoidi con metamorfismo vario, oltre che da marginali coperture di calcari e marne. Sopra il basamento cristallino degli "gneiss occhiadini", in successione stratigrafica dal basso verso l'alto si trovano rispettivamente gli strati del Conglomerato della Val Venosta ("fillade di Oris" e "conglomerato di Spondigna ") e la formazione del "Verrucano". Il Verrucano è una formazione clastica conglomeratica che spazia da accumuli conglomeratici a elementi più o meno elaborati. Questa formazione rocciosa deriva prevalentemente da processi di cementazione dei prodotti di degradazione dei sottostanti gneiss occhiadini. I conglomerati del Verrucano possono presentarsi come masse caotiche o parzialmente stratificate, talvolta comprendenti lenti o livelli più arenacei, di composizione litologicamente analoga alla matrice dei conglomerati stessi. In queste rocce gli elementi maggiori sono costituiti da granuli di quarzo e di feldspati: la matrice è rappresentata da un'arenaria più o meno argillosa, spesso minuta e di forma omogenea (Gatto & Scolari, 1974). Presso il basamento dell'S-charl è possibile rinvenire anche importanti mineralizzazioni a U (Dall'Aglio, et al., 1966). Secondo studi dettagliati, i noduli uraniferi sono focalizzati sui livelli basali del complesso arenaceo metamorfosato e sono allineati su determinati orizzonti. Le facies mineralizzate sono localizzate in quarziti o localmente vulcaniti laminate (porfiroidi) ricche in quarzo. Il minerale uranifero principale è la pechblenda e sono presenti altri minerali come pirite e galena. Le croste sono limonitizzate e composte da minerali secondari di U e di Cu. Mentre la concentrazione di Cu mostra valori variabili, As e Pb invece mostrano valori anomali in modo simile a U. Inoltre, non ci sono tracce d'interazione di minerali di U con sostanze carboniose (Giannotti & Tedesco, 1964). Nella zona compresa tra il comune di Glorenza e di Prato allo Stelvio, gli gneiss granitoidi cedono il passo ai metamorfiti di medio grado (micascisti e paragneiss, filladi e marmi) (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2017) con alcune manifestazioni di quarziti (Gatto & Scolari, 1974) e alcuni depositi clastici e di marne, come la "fillade di Oris" (Gatto & Scolari, 1973). La formazione a micascisti, filladi e marmi continua per quasi l'intero versante meridionale della Val Venosta (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2017).

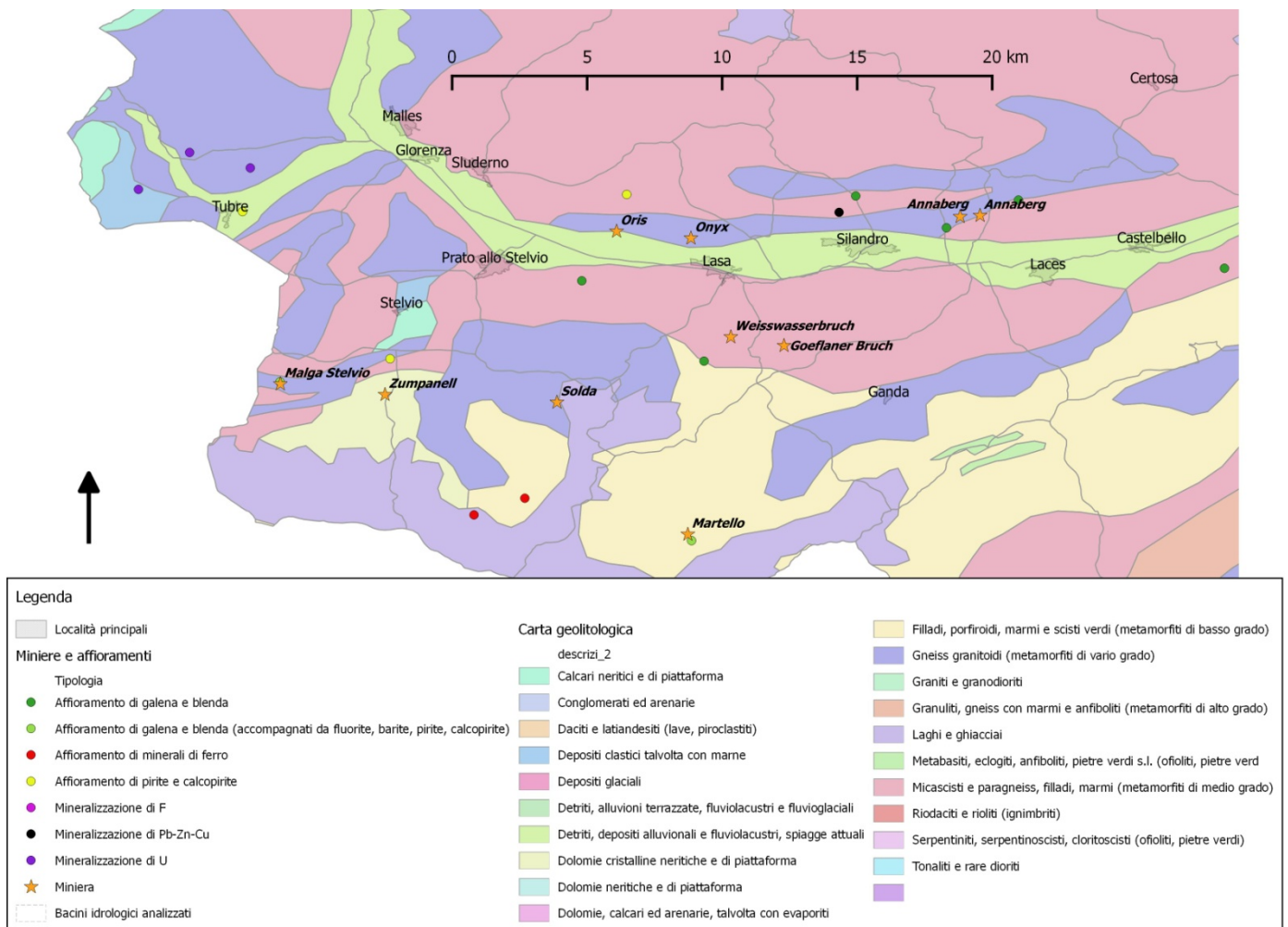


Fig. 7: carta geolitologica di dettaglio dell'area dell'Ortles-Cevedale. Sono indicati anche gli elementi appartenenti a gruppi geograficamente adiacenti: fascia degli gneiss granitoidi (Complesso dell'Ötztal-Breonie), basamento cristallino dell'S-charl e basamento cristallino dell'Ortles-Campo (Complesso del S-charl-Ortles). Tutti i riferimenti bibliografici sono i medesimi della Fig. 6.

Per le unità geologiche della Scaglia dello Zebrù, Falda dell'Ortles e Falda dell'Umbrail-Cavallatsch [E in Fig. 5], si considera la zona corrispondente al bacino idrografico del Rio Solda e alcune parti meridionali della Val Martello (vedi dettaglio in Fig. 7). Quest'area, molto complessa dal punto di vista geologico, presenta quindi grande variabilità anche dal punto di vista litologico: metamorfiti di basso grado (filladi, porfiroidi, marmi e scisti verdi) e metamorfiti di medio grado (micascisti e paragneiss, filladi e marmi) sono adiacenti a zone prettamente dolomitiche e/o con intrusioni granitiche metamorfosate. Il paesaggio prevalente è dato da terreni ad alta quota e

con la presenza di numerosi ghiacciai del gruppo montuoso dell'Ortles-Cevedale. Le stesse formazioni rocciose dell'Ortles manifestano una grande varietà di minerali tipici di rocce sedimentarie, ignee e metamorfiche: nell'Ortles sono presenti siderite, magnetite, pirite, limonite, calcite, magnesite, vesuvianite, fassaite e granati (Folie, et al., 1984) e nel Gran Zebrù sono presenti principalmente andalusite, cordierite, spinello, biotite, feldspati e zaffiri, con secondari uralite, epidoto, biotite, apatite, gehlenite, titanite e zircone (Mair, et al., 2009). Per quanto riguarda alcuni riferimenti puntuali presenti nel territorio, si segnalano alcune mineralizzazioni a blenda e galena (accompagnate da pirite e calcopirite) vicino all'abitato di Stelvio (Perna, 1964) su cui si è innestata la miniera di rame di Malga Stelvio (Baumgarten, et al., 1998) e alcune mineralizzazioni di minerali di ferro (Perna, 1964) con annessa la miniera di ferro di Solda (Baumgarten, et al., 1998). Un'altra mineralizzazione a pirite e calcopirite interessa la zona direttamente al centro del bacino del Rio Solda (Perna, 1964). Un'altra miniera che si può trovare è quella di Zumpanell, correlata questa volta alla presenza di sedimenti a carattere dolomitico (si estraeva infatti la magnesite) (Baumgarten, et al., 1998). Come estrema propaggine della Scaglia dello Zebrù in Val Martello, si segnalano infine le mineralizzazioni di blenda e galena (Perna, 1964) e la miniera di rame di Martello (Baumgarten, et al., 1998).

La miniera denominata come Malga Stelvio si trova alla sinistra orografica del Rio Solda, ad alta quota e poco distante dal comune di Stelvio. Di questa miniera si hanno notizie storiche molto frammentarie e pochissime indagini geologiche: è noto solo che essa è stata sfruttata per l'estrazione del rame a partire dall'età del bronzo. Le attività minerarie si sono svolte sempre in modo discontinuo nel corso dei secoli, con alcune documentazioni storiche che attestano un'attività estrattiva attorno al XVI secolo; nello stesso secolo la miniera fu poi abbandonata. Questa miniera e le adiacenti mineralizzazioni di galena e blenda insistono su rocce milonitizzate. I minerali più presenti in questa zona sono siderite, albite, ankerite, quarzo, barite e calcite, mentre come micro-cristalli si trovano arsenopirite, boulangerite, covellina, galena, pirite e blenda (Baumgarten, et al., 1998). Anche per la miniera di Solda, sfruttata per l'estrazione del ferro, risulta molto arduo trovare documentazione storica: alcune attività minerarie si sono certificate in modo attendibile solo nel 1352. Per la posizione dei siti minerari ad altissima quota (attorno ai 3000 m s.l.m.) e per la minima potenza delle vene di ferro, queste miniere furono presto abbandonate. La miniera e le mineralizzazioni di Fe (come anche la mineralizzazione di pirite e

calcopirite in mezzo al bacino del Rio Solda) insistono su micascisti, paragneiss e scisti quarziferi intercalati da pegmatiti, gneiss granitici e anfiboli; il minerale più presente è la siderite mentre come minerali secondari si trovano ematite, lepidocrocite, calcopirite, galena, pirite, calcite, laumontite, epidoto, celestina e magnetite (Baumgarten, et al., 1998).

La miniera di Zumpanell si trova sulla cresta montuosa che dal monte dell'Ortles procede verso nord, a una quota di 2300 m s.l.m.. L'estrazione della magnesite è iniziata nel 1957 (con i primi studi esplorativi nel 1909) ed è continuata fino alla chiusura nel 1970. La miniera si trova al limite di una linea di faglia, la Linea di Zumpanell, la quale, avendo direzione est-ovest e un andamento subverticale, separa a nord le formazioni di filladi milonitizzate con il sedimento non metamorfosato della dolomite ferrosa collocato a sud (Baumgarten, et al., 1998). La dolomite, sia quella ferrosa degli strati più superficiali che quella grigio-chiara e grigio-scura degli strati più profondi, presenta una grana variabile e alcune intrusioni di alcune sostanze bituminoso-calcaree (Buckhardt, 1966), alcune a base di zolfo (Baumgarten, et al., 1998). La magnesite forma uno strato lungo 200 m e con potenza massima di 30 m. Si presume che questa mineralizzazione abbia avuto una genesi idrotermale: i flussi idrotermali hanno provocato una prima mobilizzazione del materiale dolomitico (facilitando la reazione chimica che ha trasformato la dolomite in magnesite), seguita successivamente da un'altra intrusione idrotermale che ha permesso la genesi delle impurezze a base di zolfo. Nella serie della magnesite si possono trovare come tracce i minerali di crisotilo, biotite, quarzo, magnetite, limonite, pirite, tetraedrite e minerali di rame. Nel confine della mineralizzazione si rinvencono anche albite, ortoclasio, quarzo, tormalina marrone: come accessori sono noti biotite, calcite, crisotilo, dolomite, ematite, magnetite, flogopite, pirite, quarzo e tetraedrite. Sono segnalate inoltre delle impregnazioni di azzurrite, malachite e minerali con rame e zolfo (Baumgarten, et al., 1998).

Nella parte più a monte della Val di Martello (corrispondente alla propaggine della Scaglia dello Zebrù) sono presenti mineralizzazioni di blenda e galena e una miniera per l'estrazione di rame. I dati storici in merito a questo giacimento sono però molto scarsi: è noto che questa miniera fu attiva a periodi alterni, con attività dimostrata nel 1448, 1558, tra XVII e XVIII secolo e anche tra il 1916 e il 1918. Per quanto riguarda la geologia, nella zona è presente un'alternanza di micascisti e quarzofilliti che funge da basamento per due filoni di rame (uno di letto e uno di tetto), posti a 2000 m s.l.m.

e con potenza ognuno di 15-20 m. La mineralizzazione procede in direzione sudovest per 200 m fino all'incisione con il fiume Plima e in direzione nordovest per altri 1000 m. Come minerali, assieme al rame, compaiono anche pirite, magnetite nichelifera e calcopirite, della quale non sono noti cristalli idiomorfi. Come accessori, si trovano galena, sfalerite, azzurrite, gesso, limonite, blenda, malachite, albite, staurolite, actinolite e biotite. Quarzo e plagioclasio compongono la ganga rocciosa (Baumgarten, et al., 1998). Nella zona limitrofa alla miniera, negli ortogneiss, serpentiniti e scisti talcosi del substrato roccioso si trovano molti depositi di particolari minerali. Nella Valle di Peder e nella Val Madriccio (piccole valli laterali della Val di Martello) si rinvencono quarzo, calcite, actinolite, biotite, staurolite, con secondari acquamarina, albite e stilbite, mentre nelle vicinanze del Lago di Gioveretto si trovano tormalina nera, quarzo, microclino e granati (Folie, et al., 1984).

Per quanto riguarda il basamento cristallino dell'Ortles-Campo [F in Fig. 5], si nota come in questo caso prevalgano nettamente metamorfiti di basso grado, come filladi, porfiroidi, marmi e scisti verdi. Metamorfiti di medio grado (micascisti, paragneiss, filladi e marmi) si rinvencono nella parte settentrionale della Val d'Ultimo e nel versante meridionale della Val Venosta, in quest'ultimo caso lungo una fascia quasi continua da Prato allo Stelvio fino a Lagundo (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2017). In questa fascia si rinvencono alcune mineralizzazioni di blenda e galena (Perna, 1964) con presenza di magnesite nelle vicinanze di Prato allo Stelvio (Perna, 1964), mentre le altre mineralizzazioni sono inserite in micascisti, paragneiss e scisti quarziferi intercalati da pegmatiti, gneiss granitici e anfibolitici (Stingl & Mair, 2005) e in alcuni casi presentano anche tracce di tormalina e muscovite (Mair, et al., 2009). Si segnala anche una mineralizzazione di pirite e calcopirite presso l'abitato di Plaus (Perna, 1964), sviluppata nei micascisti delle serie metamorfiche dove si trovano delle intercalazioni di ortogneiss pegmatitici. Il quarzo è molto presente in quest'area e sono segnalati alcuni tentativi di estrazione del quarzo e l'apertura di alcune cave (Murara & Perna, 1970). E' nota in questo sito anche la presenza di tracce di ortoclasio, muscovite, milonite e tormalina (Mair, et al., 2009). Nello stesso basamento roccioso delle metamorfiti di medio grado, tra la Val Martello e la Val di Lasa, presso le cave di Göflaner Bruch e Weißwasserbruch, si estraeva e si estrae ancora oggi il marmo bianco di Lasa (Baumgarten, et al., 1998).

Il marmo della miniera di Lasa è stato utilizzato nel corso dei secoli per molte applicazioni ed è ancora estratto e lavorato tutt'oggi. Anche se i dati storici e geologici suggeriscono la presenza di 28 siti di affioramento di marmo nella Val Venosta in generale, le zone di estrazione più redditizie sono situate sulle pendici del monte Jennwand (alto 2962 m), con due cave poste a 1600 m s.l.m.. Da queste cave, Göflaner Bruch e Weißwasserbruch, attive rispettivamente dal XVII secolo e dal 1883, i grossi blocchi di marmo sono tagliati e trasportati nella valle, dove sono poi lavorati. Dal punto di vista litologico, i marmi sono estratti da un affioramento di potenza di circa 100 m risalente al Paleozoico con le parti più antiche risalenti al Devoniano. L'intero sistema si trova incluso in una serie di micascisti e anfiboliti del cristallino antico dell'Ortles-Campo, che possono contenere minerali di staurolite, biotite e muscovite. Nella parte centrale dell'affioramento di marmo si trovano granato e bande di anfiboli costituenti una fascia continua di circa una decina di metri. In questa zona il marmo bianco può ospitare nella sua struttura alcuni elementi di grafite e di mica (che ne danno il colore), mentre a contatto con i micascisti dello strato esterno si possono riscontrare alcune intercalazioni di quarzo, che possono intaccare anche seriamente la qualità del marmo. Per questo motivo l'estrazione di marmo diventa non più produttiva dal punto di vista qualitativo ed economico nelle zone periferiche e a contatto con i micascisti dello strato esterno. Quindi l'estrazione più redditizia di marmo bianco si concentra nella zona più interna dell'affioramento, appunto in uno spessore di circa 10 m. La presenza e il contenuto di minerali altera il colore del marmo, che anzi ne aumenta di qualità: si possono trovare grafite, clorite, sericite, flogopite, titanite, limonite, tormalina, tremolite verde scura, zoisite, ematite, quarzo (più diffuso) e pirite.

Oltre ai gneiss granitoidi rinvenibili nella formazione dell'Ortles-Cevedale, altre formazioni intrusive sono rinvenibili nella Val d'Ultimo e nella parte centrale e settentrionale della Val Martello (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2017), formando in quest'ultima valle il cosiddetto "Granito di Martello" (Stingl & Mair, 2005). Questo granito costituisce il basamento per 700 m di altitudine di entrambi i lati della valle, dissolvendosi poi nelle zone laterali in isolati depositi e venature. Questa massa rocciosa è costituita da pegmatite e muscovite e si possono trovare miche, granati e tormaline. Rilevanti sono le concentrazioni nelle rocce di Be, B, Zn e Li, che si possono trovare in esemplari di tormalina, berillo, muscovite,

cassiterite e spodumene (questi ultimi due minerali sono infatti ricchi di Sn e Li) (Mair, et al., 2009).

La falda del Tonale [G in Fig. 5] presenta quasi interamente una litologia composta da gneiss con marmi e anfiboliti (metamorfismo di alto grado) che compongono la parte meridionale della Val d'Ultimo assieme a dei gneiss granitoidi di piccola estensione (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2017). Caratteristici di questa zona ad alto grado di metamorfismo sono gli affioramenti nelle oliviniti, contenenti bronzite, olivina, diopside, orneblenda, cloriti e granato (Folie, et al., 1984). La parte settentrionale della Val d'Ultimo è composta da filladi tipici del basamento dell'Ortles-Campo, mentre, incuneata a monte della valle e in mezzo alle ultime due litologie, si trova un corpo di metamorfiti di medio grado (micascisti e paragneiss, filladi e marmi) (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2017). In quest'ultima litologia, nella parte più alta della valle quasi all'inizio del Rio Valsura, è presente un plutone idrotermale dell'Oligocene: in questo sono rinvenibili tonalite, granodiorite, gabbri e graniti e, come minerali, si sono osservati quarzo, mica, pirite, marcasite e tracce di scheelite (minerale di tungsteno) (Mair, et al., 2009).

Sudalpino

La litologia del Sudalpino è caratterizzata dalla presenza preponderante di rioliti e daciti (ignimbriti) appartenenti al Gruppo Vulcanico Atesino (coprono infatti il 48% della superficie totale di questo complesso geologico nell'area di studio). Un'altra componente preponderante è data dalle rocce sedimentarie del Conglomerato di Val Gardena, Arenarie di Val Gardena, formazione a Bellerophon e Strati di Werfen. A questa categoria appartengono i depositi clastici talvolta con marne (28% della superficie), dolomie neritiche e di piattaforma (5%) e dolomie, calcari e arenarie talvolta con evaporiti (9%). Daciti e latiandesiti (2%) rappresentano solo una piccola fetta di contatto con le Migmatiti Periadriatiche, mentre i detriti alluvionali fluvioglaciali e i depositi glaciali (che sommati danno il 6%) si trovano nei resti morenici situati nei pressi dell'abitato di S. Michele, al termine del corso dell'Adige nell'area di studio (vedi dettagli in Fig. 8).

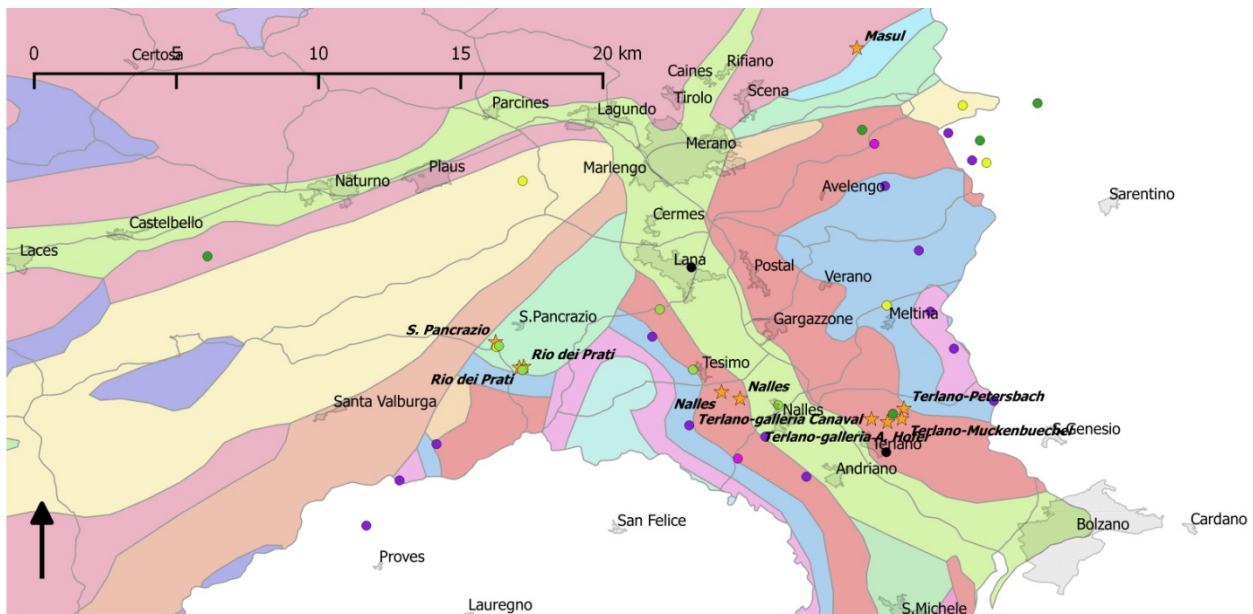


Fig. 8: carta geolitologica di dettaglio dell'area del Dominio del Sudalpino e delle Migmatiti Periadriatiche. Sono indicati anche gli elementi appartenenti al basamento cristallino dell'Ortles-Campo e della Falda del Tonale (entrambi del Complesso del S-charl-Ortles). Tutti i riferimenti bibliografici sono i medesimi della Fig. 6.

Nell'area della Valle dell'Adige si trovano alcune mineralizzazioni a blenda e galena, associate a volte a pirite e calcopirite e a fluorite (Perna, 1964), altre mineralizzazioni singole di pirite e calcopirite (Perna, 1964) e di F oltre che di alcuni minerali metallici come Pb-Cu-Zn (Dall'Aglio, et al., 1966). Queste mineralizzazioni sono localizzate generalmente nelle vicinanze degli abitati di Terzano, Nalles (dove ci sono miniere per l'estrazione di Fe e Zn), Lana e Avelengo. Vicino alla miniera di Terzano, la mineralizzazione a blenda e galena insiste nei porfidi quarziferi del Gruppo Vulcanico Atesino (Dal Cin, 1964) e sono presenti come minerali principali galena, blenda, pirite, pirrotina, arsenopirite, tetraedrite e calcopirite e come secondari quarzo, dolomite, calcite, baritina, siderite, magnesite,

dawsonite, aragonite e gesso (Dal Cin, 1964) (Mair, et al., 2009) (Folie, et al., 1984). La mineralizzazione a Pb-Zn-Cu, sempre nei porfidi quarziferi, contiene come minerali principali quarzo e feldspati e come secondari calcite, siderite, magnesite, dawsonite, aragonite e gesso (Mair, et al., 2009) (Folie, et al., 1984). Presso Nalles, la mineralizzazione a galena e blenda è accompagnata da fluorite, barite, pirite e calcopirite (Perna, 1964) e si trovano anche quarzo e barite spatica (Dal Cin, 1964). La mineralizzazione a fluoriti è contenuta nei porfidi quarziferi, tufi e scisti cristallini (Dall'Aglio, et al., 1966). A Lana si trovano sia mineralizzazioni di galena e blenda (accompagnati da fluorite, barite, pirite e calcopirite) nei filoni di quarzo (Perna, 1964) sia mineralizzazioni di Pb-Zn-Cu (Dall'Aglio, et al., 1966). Ad Avelengo, oltre alle già citate mineralizzazioni di blenda, galena, pirite e calcopirite, si segnala anche una mineralizzazione a U (Giannotti & Tedesco, 1964), che si vedrà in seguito.

Le miniere di Terlano si trovano a circa un kilometro a nord dell'abitato, sulla sinistra orografica dell'Adige. L'estrazione di minerali di ferro e zinco (secondo alcune fonti storiche anche di argento e di piccole tracce di oro) iniziò nel 1300 nella galleria Canaval e, con l'apertura di altre gallerie di estrazione, la coltivazione di minerali continuò con alcune interruzioni fino al 1930. Un'ultima attività mineraria durò dal 1951 a 1958, poi la miniera venne ufficialmente chiusa (Dessau & Perna, 1966). Dal 1995 alcune cave furono sigillate e l'intera zona fu messa in bonifica per un inquinamento da metalli nelle coltivazioni agrarie limitrofe (Baumgarten, et al., 1998). L'estrazione del materiale avvenne solo in una determinata serie porfirica intervallata da ignimbriti mentre le adiacenti serie di tufi e di porfidi superiori non mostrano queste mineralizzazioni. Questa serie porfirica, con direzione prevalente nord-sud e una potenza di circa 50 m, è inoltre limitata da due faglie (la Faglia della Chiusa e la Faglia di Valdifuoco) che limitano l'area d'interesse a circa 3 km² (Baumgarten, et al., 1998). La miniera si sviluppa su due filoni (Hangend e Liegend) in direzione nord-sud, inclinato a est di 50-60° il primo, subverticale il secondo. I due filoni, incassati nel porfido della serie superiore, tendono a unirsi verso S e verso le quote superiori, assestandosi in corrispondenza di una potente intercalazione di tufi (Dessau & Perna, 1966). Per la presenza di numerosi altri filoni diagonali e ad arco, che conferiscono una struttura discontinua e a forma di rete nella superficie interna delle gallerie, è alquanto difficile identificare alcuni nuovi depositi e stimare il contenuto dei minerali ancora presenti all'interno. Inoltre non è ancora chiaro dove possano essere localizzate le mineralizzazioni ad Ag coltivate in epoche storiche (Baumgarten, et al., 1998). La genesi di questa particolare mineralizzazione risale a delle intrusioni idrotermali le quali, con la circolazione

di liquidi e gas incandescenti, hanno provocato la creazione di alcune cavità negli interstizi rocciosi, dove hanno poi potuto germinare i nuovi minerali (Mair, et al., 2009). Come minerali principali in questa miniera si trovano arsenopirite, calcopirite, galena, pirite, pirrotina, sfalerite e tetraedrite. Nella ganga si trovano barite, dolomite e quarzo e, come minerali secondari si hanno calcocite, covellina, goethite, idrozincite, limonite e smithsonite (Baumgarten, et al., 1998). Si rinvencono anche tracce di apatite, biotite, clorite, feldspato, magnetite, sericite, zircone, devillina, serpierite, siderite, dawsonite, aragonite e gesso (Baumgarten, et al., 1998) (Mair, et al., 2009) (Folie, et al., 1984).

Le miniere di Nalles presentano similitudini con quelle di Terlano per quanto riguarda la storiografia delle estrazioni e il materiale estratto: nel Medioevo infatti si estraeva galena argentifera e all'inizio del 1900 si estraeva blenda, confermando così che sono presenti tutte e due le mineralizzazioni (Baumgarten, et al., 1998). I filoni minerari, con direzioni nordovest-sudest e immersione di 70-80° a nordest e con di discreta potenza, si trovano nella parte più alta delle vulcaniti, poco sotto il contatto con le Arenarie di Val Gardena. Le rocce sono costituite quasi interamente da quarzo, con barite spatica, tracce di solfuri (Dessau & Perna, 1966) e si è comprovata anche la presenza di aragonite, barite e dolomite (Baumgarten, et al., 1998).

Nel dominio del Sudalpino si riporta anche la presenza di alcune mineralizzazioni a U situate su entrambi i versanti della Valle dell'Adige e in alcune propaggini meridionali della Val d'Ultimo (Dall'Aglio, et al., 1966). Queste mineralizzazioni si rinvencono o nei porfidi e nelle ignimbriti del Gruppo Vulcanico Atesino oppure nelle Arenarie di Val Gardena e nella formazione a Bellerophon. Nelle ignimbriti di queste zone dell'Alto Adige l'uranio è cristallizzato sotto forma di uraninite, è rara la presenza di minerali metallici (come la galena) e si riscontra un'alta concentrazione di carbonati che conferiscono un pH generalmente basico a queste zone. Nelle Arenarie di Val Gardena, invece, l'U tende spesso a collegarsi con la materia organica o carboniosa e come minerale principale rimane l'uraninite, anche se è accompagnato da pechblenda. Si segnala inoltre che U si correla bene con solfuri, principalmente con pirite e calcopirite, mentre a volte si segnala la presenza di blenda, galena, tetraedrite, arsenopirite, ilmenite e pirrotina; dal punto di vista geochimico per la presenza di U diventano rilevanti Pb, Cu, V, Zn e As (Mitterpergher, 1966). Alcuni studi scientifici condotti nella regione hanno evidenziato una importante mineralizzazione a U presso il rifugio della Parete Rossa vicino all'abitato di Avelengo: la mineralizzazione è contenuta in un potente deposito ignimbrítico che si estende fino al

contatto con le Arenarie di Val Gardena. La roccia uranifera è data da piccoli corpi rotondeggianti con diametro di 1 o 2 metri (Giannotti & Tedesco, 1964). Un'altra mineralizzazione a U è segnalata da uno studio condotto nel Rio Bavaro, nei dintorni di Nalles: qui l'uranio è contenuto nelle Arenarie di Val Gardena ed è accompagnato da aggregati di pirite. Nonostante gli alti contenuti di galena nello stesso giacimento, non sembra esserci una correlazione di questo minerale con quelli contenenti uranio (Brondi, et al., 1970).

Migmatiti Periadriatiche

Nella formazione delle Migmatiti Periadriatiche prevalgono principalmente rocce di tipo magmatico intrusivo, come graniti e granodioriti (58% della superficie totale di questo complesso geologico) e tonaliti (11%), oppure rocce magmatiche effusive come riodaciti e rioliti (17%) e daciti e latiandesiti (5%). Le rocce sedimentarie rappresentano proporzioni minori (dal 6 al 2%) e sono collocate in particolare nella Val d'Ultimo, dove non è netta la separazione con le rocce sedimentarie del Sudalpino (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2017) (vedi i dettagli in Fig. 8). In questo territorio di confine tra i domini dell'Austroalpino e del Sudalpino si possono riscontrare mineralizzazioni di galena e blenda e di pirite e calcopirite presso l'abitato di S. Pancrazio, all'imbocco della Val d'Ultimo (Perna, 1964) (Perna, 1964), le miniere di Rio dei Prati e di S. Pancrazio (per l'estrazione di Cu, Fe e Zn) e la miniera di Masul, poco distante dall'abitato di Scena (per estrazione di Be e miche) (Baumgarten, et al., 1998).

Le mineralizzazioni a galena e blenda, in genere accompagnate anche da fluorite, barite, pirite e calcopirite, sono ospitate in filoni, vene e impregnazioni all'interno di formazioni abbastanza varie costituite da gneiss di contatto, quarziti, filoni di porfido granitico e filladi quarzifere. In queste rocce, la calcopirite prevale nelle mineralizzazioni entro le apofisi, mentre la pirite è più abbondante nelle mineralizzazioni entro le filladi (Dessau & Perna, 1966). Le estrazioni minerarie di Cu, Fe e Zn sono state molto scarse, con attività registrata solo attorno al XVII Secolo, anche se negli anni '20 e '50 del Novecento furono condotte alcune analisi nel circondario. La miniera, a 800 m dall'abitato di S. Pancrazio, consiste da cave larghe da 3 a 30 m con affioramenti ad anello di rame, ferro e zinco nei micascisti e nelle filladi. Come minerali, oltre a calcopirite, galena, blenda e pirite, si

trovano anche sfalerite, siderite, arsenopirite, marcasite, pirrotina e tetraedrite, con secondari limonite e malachite (Baumgarten, et al., 1998).

La miniera di Masul fu attiva dal 1883 fino alla fine della Seconda Guerra Mondiale per l'estrazione di berillo, miche e muscovite. L'attività mineraria s'innesta su un affioramento negli scisti cristallini (micascisti e paragneiss) che circondano tre affioramenti di pegmatiti con potenza di 8-10 m. Seguendo una linea che da nordovest procede verso sudest, la struttura degli scisti cristallini ha un andamento pendente con un'inclinazione di 65-85° verso sudovest. A letto della miniera si trovano alcune formazioni massive di muscovite, strutturate come linee, bande e pacchetti. La massa principale dell'affioramento è costituita da quarzo e nella stessa si possono trovare cristalli di berillo idiomorfo oltre anche a tormalina e granato, sotto forma di minerali accessori. Caratteristiche peculiari di questa miniera sono le grandi quantità di silicati che consentono la formazione di cristalli di dimensioni notevoli (anche fino a 10 cm) e l'arricchimento di certi elementi particolari, come il già citato berillo. Molto presenti in queste pegmatiti ci sono inoltre feldspati, miche, biotite, pirite, pirrotina, calcopirite e goethite (Baumgarten, et al., 1998) (Folie, et al., 1984).

Uso del suolo

L'area di studio è caratterizzata da un territorio montuoso, con altitudini medie comprese tra 2500 e 3500 m (con i massimi intorno ai 4000 m nella catena dell'Ortles-Cevedale), mentre le valli sono poste a circa 200-300 m sul livello del mare. Dando una quantificazione della superficie della provincia di Bolzano nelle varie fasce altitudinali, si ricava che solo il 14% del territorio si trova sotto i 1000 m. La metà del territorio provinciale (il 49%) si trova tra i 1000 e i 2000 m mentre quasi un terzo (il 37%) si colloca sopra ai 2000 m di altitudine (Ruffini & Pollinger, 2016).

La presenza di questo sviluppo altitudinale marca alcune differenze climatiche: il fondovalle della Valle dell'Adige è caratterizzato da un clima temperato caldo umido (temperature medie del mese più caldo sono superiori a 10 °C mentre per il mese più freddo la media è -3 °C). A quote fino a circa 2000 m, si presenta un clima di tipo boreale, con temperatura media del mese più freddo inferiore ai -3 °C e temperatura del mese più caldo supera i 10 °C. Sopra i 2000 m si ha un clima di tipo nivale, dove la temperatura media del mese più caldo non supera i 10 °C e almeno un mese l'anno ha una temperatura media superiore ai 0 °C. Una zona del territorio presenta un clima diverso da

quello del fondovalle temperato umido: infatti a Silandro si registra quasi un clima arido da steppa, con temperatura media annua di 20 °C e una precipitazione media annua poco superiore a 276 mm (Ruffini & Pollinger, 2016). Considerando anche l'andamento delle precipitazioni, si può suddividere l'area di studio in tre ulteriori zone climatiche. Nelle zone a nord della Val Venosta e in particolare in Val Passiria e in Val Senales si ha un clima di tipo settentrionale centroeuropeo, con alti livelli di precipitazione distribuiti durante tutto l'anno, un evidente massimo estivo delle temperature e una bassa variabilità interautunnale. Nelle zone a sud della Val Venosta (bacino del Rio Solda, Val Martello e Val d'Ultimo), si presenta un clima meridionale submediterraneo, caratterizzato da un'alta precipitazione totale distribuita in pochi giorni durante il corso dell'anno, da un'alta intensità di precipitazione in primavera e autunno e da un evidente aumento della temperatura in estate. In alcune zone del fondovalle del fiume Adige si può riscontrare un clima quasi arido, con bassa precipitazione ed evidente massimo estivo delle temperature: per questo motivo si possono notare zone di deficit idrico, dove l'agricoltura richiede un'irrigazione supplementare (Tappeiner, et al., 2008).

Per quanto riguarda l'uso del suolo, tutti i dati fanno riferimento alla classificazione del Corine Land Cover effettuata dalla Provincia di Bolzano (Provincia autonoma di Bolzano Alto Adige, 2017) per la suddivisione del territorio di analisi (vedi Fig. 9). I dati di estensione degli elementi sono stati elaborati per studiare le similitudini e le differenze nei bacini idrologici considerati.

I dati di tutti i bacini idrografici, aggregati in alcune categorie, (vedi Fig. 10 e Tab. 1) mostrano una netta prevalenza di boschi e formazioni boschive (comprehensive di boschi di conifere, boschi di latifoglie, boschi misti e brughiere e cespuglieti) con copertura del territorio attorno al 39%. A questo valore seguono i terreni improduttivi (aree a vegetazione rada, rocce nude, ghiacciai e nevi perenni), con copertura attorno al 29%. Quest'ultimo valore insieme alla copertura dei prati (attorno al 6%), come si vedrà in seguito, caratterizza le zone più ad alta quota dell'area di studio. Di maggiore rilievo economico per le attività umane sono i pascoli (16%), le coltivazioni a frutteti e vigneti (5%) e le altre coltivazioni (4%), comunque limitate dalle elevate altitudini e dalle forti acclività della regione. I centri urbani (1%) sono generalmente di piccole-medie dimensioni, con importanti centri di sviluppo industriale presenti negli abitati di Lana, Silandro, Sluderno, Naturno, S. Martino in Passiria, Merano e Bolzano (Ruffini & Pollinger, 2016).

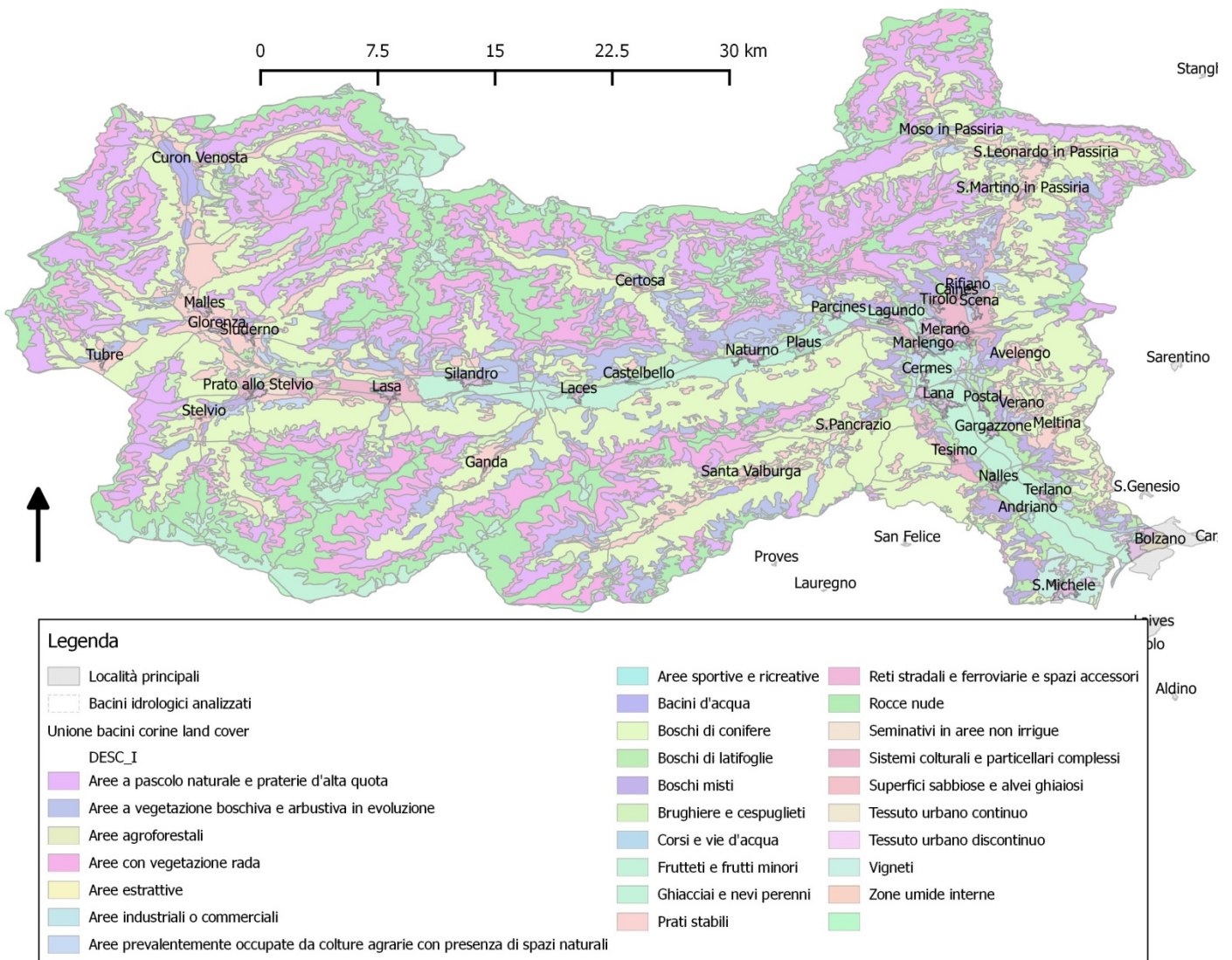


Fig. 9: carta dell'uso del suolo (mediante Corine Land Cover) dell'area di studio. Fonte dei dati: (Provincia autonoma di Bolzano Alto Adige, 2017) ed elaborazione su QGIS.

La vegetazione forestale naturale caratterizza spesso l'elemento con maggiore estensione in quasi tutti i bacini idrologici considerati. Come tipologia di vegetazione, prevalgono nettamente i boschi ad alto fusto di conifere: l'abete rosso domina nelle fasce tra 800 e 1500 m, mentre le fasce superiori (fino alle quote massime di 2200-2300 m) sono caratterizzate da abete rosso, lariceti e cembrete (Ruffini & Pollinger, 2016). I boschi di latifoglie e i boschi misti si possono riscontrare in alcuni punti della Val Venosta, concentrandosi principalmente in grandi superfici nel fondovalle della Valle dell'Adige. I boschi di latifoglie generalmente sono composti da orniello, carpino nero e roverella, con saltuarie zone di faggete sostituite da pino silvestre a causa dell'ambiente generalmente arido (Ruffini & Pollinger, 2016).

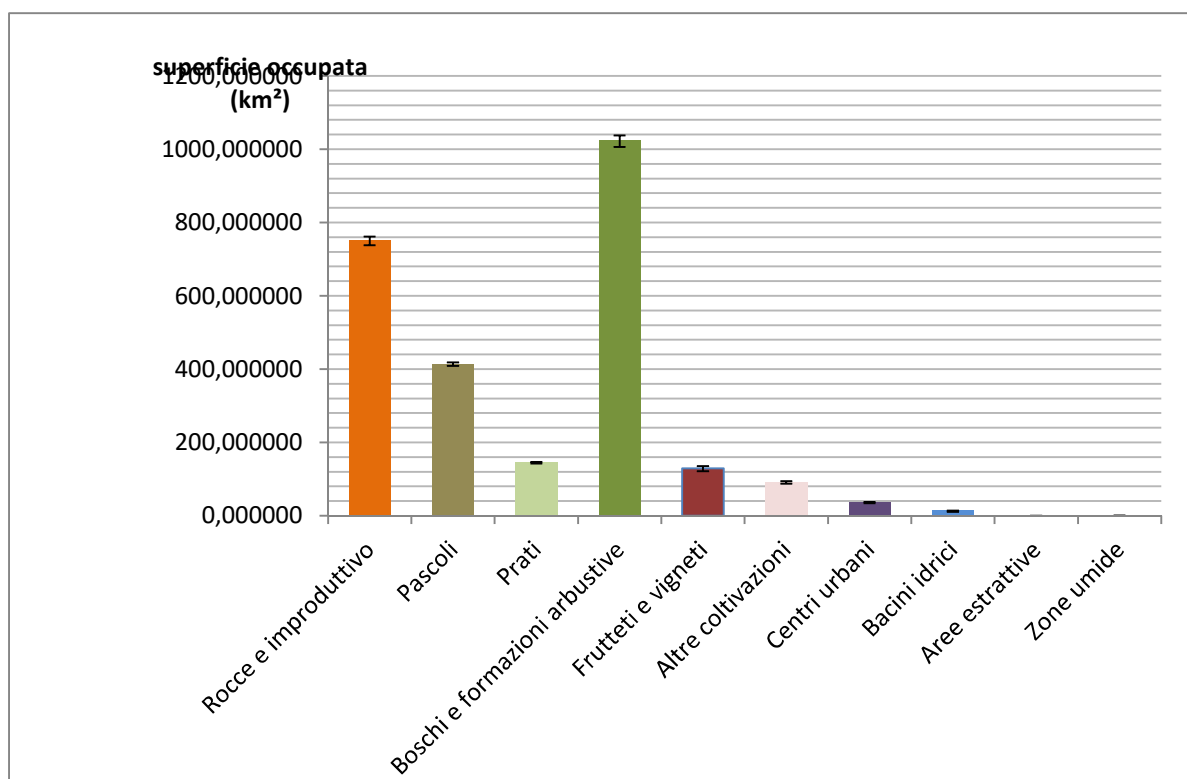


Fig. 10: istogramma con indicata la superficie occupata da ogni categoria di elementi. I dati numerici sono riportati nella Tabella 1. Dati ricavati dalla carta Corine Land Cover della Provincia di Bolzano (Provincia autonoma di Bolzano Alto Adige, 2017).

	km ²	%
Rocce e improduttivo	750,670914	28,83
Pascoli	414,320995	15,91
Prati	145,559362	5,59
Boschi e formazioni arbustive	1022,589749	39,27
Frutteti e vigneti	129,164646	4,96
Altre coltivazioni	91,561497	3,52
Centri urbani	36,575063	1,40
Bacini idrici	12,841967	0,49
Aree estrattive	0,316061	0,01
Zone umide	0,618056	0,02
TOTALE TERRITORIO	2604,218312	100,00

Tab. 1: dati della superficie occupata da ogni categoria di elementi. I dati sono rappresentati graficamente nella Fig. 10. Dati ricavati dalla carta Corine Land Cover della Provincia di Bolzano (Provincia autonoma di Bolzano Alto Adige, 2017).

Per quanto riguarda l'agricoltura e la zootecnia, esse rivestono un ruolo principale nell'economia della provincia di Bolzano a fronte del progresso tecnologico negli ultimi decenni che ha reso questo settore molto efficiente e produttivo e non più improntato sull'antico fabbisogno alimentare della popolazione. A questo scopo, la frutticoltura si è sviluppata con un alto grado di specializzazione, la viticoltura è correlata alla produzione di vini di qualità e la zootecnia cerca di avere un legame con il settore turistico - ricreativo. Le aree di coltivazione più intensiva si trovano nei fondovalle, mentre nelle montagne si sviluppano i pascoli montani. Le aziende sono in genere di piccole dimensioni e costituisce un ulteriore punto di forza la presenza, tipica delle tradizioni del territorio altoatesino, del "maso chiuso", un'unità produttiva di origine medioevale che obbliga il rispetto di alcune condizioni particolari tra cui la trasmissione della proprietà tra gli eredi e l'inscindibilità stessa delle particelle fondiarie. La viticoltura è molto diffusa nella Valle dell'Adige fino alla quota di 800 m e, sebbene le quantità dei prodotti non siano considerevoli, ci si concentra sulla produzione di vini di qualità. Gran parte dei terreni dedicati alla frutticoltura sono finalizzati alla produzione generalmente di mele a basso fusto (in Valle dell'Adige e in Val Venosta) mentre in alcune zone si ha la coltivazione di piccoli frutti, come fragola e ribes in Val di Martello. Le colture di seminativi sono ormai rare, essendo state sostituite dai frutteti: si coltivano in genere mais (per gli allevamenti), patate, cavolfiore e bietole. Queste colture si trovano in Val Venosta tra Malles Venosta e Lasa. La zootecnia si sviluppa a quote maggiori di 800 m, interessando anche molte zone di alta montagna, per lo più in aziende familiari o di piccola dimensione e con una produzione volta principalmente all'autoconsumo. I bovini sono gli animali più allevati, cui seguono ovini e caprini, equini (soprattutto negli agriturismi e nei maneggi) e avicoli (Ruffini & Pollinger, 2016).

Nel dettaglio dei bacini idrologici, si nota come nei bacini vicino a Curon Venosta (inclusi quelli del Rio Carlino e del Rio Piz) siano presenti in gran parte pascoli ad alta quota e generalmente molte rocce nude. La vegetazione prevalente è data da boschi di conifere, mentre come secondari compaiono brughiere e cespuglieti. Sono assenti alberi a latifoglie e le attività agricole sono rare. Le valli del Rio Carlino, Rio Puni e Rio Saldura presentano una medesima distribuzione dei terreni, ma con una presenza maggiore di prati stabili e alcune tracce di coltivazioni e di piccoli centri urbani. Il Rio Solda, nella parte più a monte del bacino, presenta molto terreno occupato da rocce nude e aree con vegetazione rada, una variabile porzione del terreno occupata da ghiacciai o nevi perenni mentre la vegetazione presente è data da brughiere e cespuglieti e foreste di conifere. Un'analoga distribuzione del territorio è presente nelle parti più a monte delle valli più estese, come la

Val di Martello, Val Senales, Val Passiria e Val d'Ultimo. Nella parte più a valle, il bacino del Rio Solda presenta un netto cambiamento delle condizioni dell'uso del suolo: in questa zona prevalgono le foreste di conifere, i pascoli ad alta quota e compaiono alcune zone di boschi misti e di alcune aree agricole. Questa situazione è analoga a quello che si riscontra nell'adiacente Val Venosta nel tratto tra i comuni di Malles Venosta e Lasa: le foreste di conifere sono ancora predominanti ma c'è presenza anche di boschi di latifoglie, boschi misti e colture a particelle e a seminativi. Inoltre, in quest'area si trovano alcuni centri urbani rilevanti, con floride attività industriali e commerciali, come a Prato allo Stelvio e a Sluderno. Per il resto della Val Venosta (da Lasa fino a Lagundo), oltre ad un paesaggio naturale dato da foreste di conifere (con percentuali variabili di brughiere e cespuglieti), le coltivazioni a frutteti e piccoli frutti diventano molto preponderanti sull'uso del suolo, sul paesaggio e sull'economia locale. Queste coltivazioni sono concentrate nelle zone più fertili a fondovalle, mentre le piccole valli laterali (Valli di Lasa, Valle di Gadrià, Valle di Silandro e Valle di Telles) presentano un paesaggio tipicamente montano, con vegetazione rada, rocce nude e scarsa attività antropica se non quella legata a pascolo di alta montagna. Nelle parti della Val di Martello e Val di Senales più vicine alla Val Venosta si possono avere anche frutteti (tipiche della Val di Martello) o altre colture agrarie. In queste due valli una piccola percentuale del territorio è occupata da alcuni laghi artificiali usati per scopo idroelettrico. La Val Passiria, nella parte centrale e meridionale del territorio presenta bosco misto, coltivazioni di seminativi e uno sviluppo urbano e industriale molto accentuato. Per l'area della Valle dell'Adige si nota come sia predominante la presenza di frutteti e frutti misti, con secondari alcuni sistemi particellari e alcuni vigneti. I boschi prevalenti sono misti o a latifoglie, mentre quelli a conifere tendono a coprire una superficie sempre minore. Sono presenti anche aree urbane discontinue e attività commerciali e industriali presso Lana, Merano e Bolzano. Nelle valli laterali (bacino del Rio Gargazzone, Rio di Prissiano, Rio Meltina e parte più a valle della Val d'Ultimo), oltre alla diffusione di boschi di conifere, si segnalano molte aree ricoperte boschi a latifoglie e da alcune piccole aree coltivate. Ad eccezione della Val d'Ultimo che presenta a monte un paesaggio di alta montagna, in queste piccole valli laterali le aree adibite a pascoli ad alta quota e prati stabili sono molto ridotte, e diminuisce drasticamente la presenza di rocce nude. Nella Val d'Ultimo, molto importanti dal punto di vista economico sono alcuni bacini idrici artificiali per la creazione di energia idroelettrica.

Materiali e metodi

Per lo scopo del lavoro di tesi, si è provveduto alla creazione di un piano di campionamento, con la finalità di ottenere una copertura quanto più omogenea possibile per tutto il territorio di analisi. Come base della cartografia, si è adottata la divisione in bacini e sottobacini attuata dalla Provincia Autonoma di Bolzano, nel Geoportale della Rete Civica dell'Alto Adige (Provincia autonoma di Bolzano Alto Adige, 2017). Si è scelto di basarsi su questo database geografico - informativo per i seguenti motivi: i bacini individuati risultano distribuiti abbastanza omogeneamente sul territorio e, soprattutto, si conferisce un'ulteriore suddivisione degli affluenti più lunghi del fiume Adige (Rio Plima, Rio Senales, Fiume Passirio e Torrente Valsura) in sottobacini. Questi sottobacini, suddivisi in parte alta, media e/o bassa del corso d'acqua oppure definiti per un particolare affluente rilevante dello stesso, consentono di dare una descrizione quanto più dettagliata possibile delle varie condizioni ambientali e antropiche presenti. In tal modo, si possono distinguere le zone montuose e impervie delle sorgenti, poste a quote più elevate con minimo impatto antropico, da quelle poste più a valle, dove possono incidere l'agricoltura e i centri urbani. Come supporto a questa cartografia, si sono usate anche le informazioni relative a reticoli idrografici, laghi, città e centri urbani, viabilità stradale, orografia e altri elementi provenienti sia dal Geoportale provinciale sia dal Geoportale Nazionale, integrati con i dati geologico - litologici e dell'uso del suolo.

Elaborando questi dati, si è potuto creare una prima strutturazione grezza del piano di campionamento: successivamente il piano è stato sottoposto ad alcune assunzioni per eseguire una campionatura omogenea e allo stesso tempo rappresentativa di ogni corso fluviale principale. Per iniziare, si è scelto di considerare solo i corsi d'acqua con lunghezza superiore ai 2,5 km e di eseguire nei rimanenti minimo 1 campionamento per corso d'acqua. In caso dell'assenza di uno spartiacque morfologicamente rilevabile che possa separare i bacini di più corsi d'acqua (caso particolarmente evidente nel fondovalle glaciale e pianeggiante della Val Venosta e della Valle dell'Adige), si è provveduto a scegliere un punto di campionamento per ogni corso d'acqua rilevato. Per quanto riguarda la presenza di bacini idrologici anche molto estesi (nonostante la suddivisione in sottobacini), si è scelto di attuare da 2 a 3 campionamenti, o sullo stesso corso d'acqua o su un affluente, tramite la seguente assunzione: 1 campionamento per bacini con area inferiore a 83 km², 2 campionamenti per bacini tra 83 e 153 km² e 3 campionamenti per bacini superiori a 153 km². La scelta del punto di campionamento definitivo è stata infine

completata con l'osservazione diretta sul campo. Come criteri si sono usati: minima distanza del punto di campionamento da strade provinciali o locali, accessibilità dell'alveo fluviale, maggiore distanza da centri abitati e da possibili fonti d'inquinamento antropico osservabile in loco, assenza d'impianti di depurazione delle acque a monte del punto di campionamento, distanza massima da dighe o da altri impianti di contenimento delle acque, assenza a monte di briglie o canalizzazioni dove il flusso dell'acqua viene forzatamente indotto e dove non avviene il deposito di sedimenti.

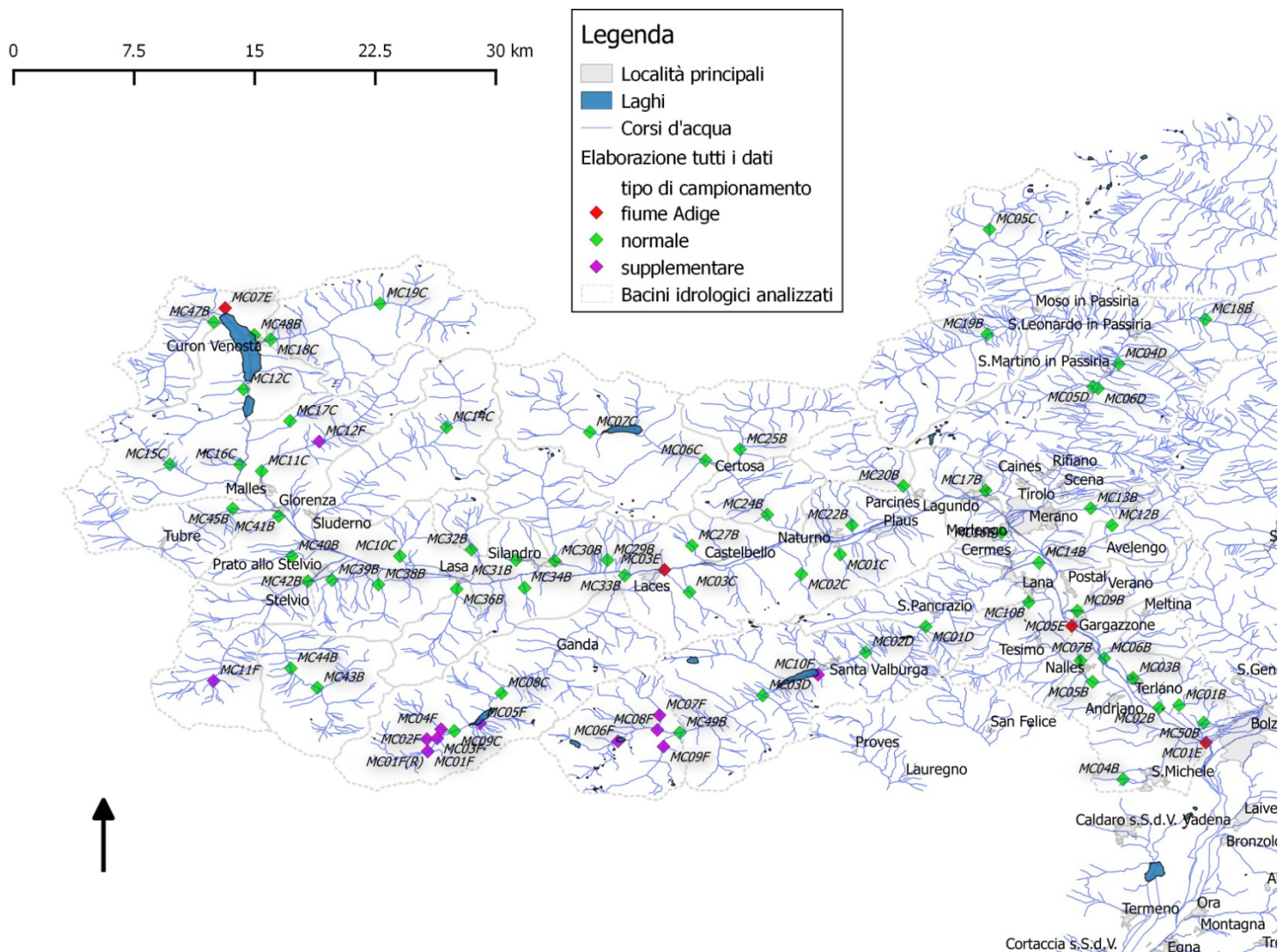


Fig. 11: piano di campionamento del lavoro di tesi. Sono evidenziati con il colore verde i campioni normali degli affluenti, con il rosso i campioni del fiume Adige e con il viola i campioni supplementari. I nomi dei campioni sono riportati in corsivo. Fonte dei dati: (Provincia autonoma di Bolzano Alto Adige, 2017) ed elaborazione su QGIS.

Il risultato finale consiste nella mappa riportata in Fig. 11. Oltre ai campionamenti sopra citati, si sono compiuti anche dei prelievi lungo il fiume Adige in 5 punti diversi (riportati in rosso in Fig. 11) e altri campionamenti supplementari (colorati in viola in Fig. 11): questi ultimi furono eseguiti per condurre alcune analisi di dettaglio in base ai primi risultati preliminari ottenuti in laboratorio.

Raccolta dei campioni

Una volta in campo, si è provveduto alla raccolta dei sedimenti fluviali. I siti preferibili per la raccolta sono quelli in cui il flusso d'acqua è rallentato per la presenza d'insenature e ostacoli oppure nelle vicinanze delle piccole spiagge sulle rive: in queste zone, all'asciutto oppure a pochi centimetri di profondità dalla superficie dell'acqua, il materiale limoso e argilloso ha la possibilità di depositarsi (Fig. 12A). Una frazione del sedimento in questione è stata prelevata con una paletta di plastica ed è versata nella parte superiore di un setaccio di metallo: qui avviene il processo di separazione del materiale grossolano dalla frazione fine. La frazione più grossa (piccoli sassi, ghiaia, sabbia, resti vegetali) rimane nel contenitore superiore, mentre la maglia del setaccio (con spessore di 180 μm) permette il passaggio della frazione più fine di materiale, con acqua, sabbia fine, limo e argilla (Fig. 12B). Quest'operazione è condotta aggiungendo nel contenitore superiore un certo quantitativo di acqua dalla stessa asta fluviale e si lavora delicatamente il materiale con le mani, rompendo eventuali grumi di argilla e permettendo alla maggior parte del materiale fine di penetrare nel contenitore inferiore, eventualmente scuotendo leggermente i setacci con leggeri colpi di lato. Nel caso in cui il materiale grossolano sia predominante oppure per il rinvenimento in situ di una porzione troppo piccola di materiale utile, si può provvedere a una seconda setacciatura del materiale già trattato. Al termine del processo, la frazione grossolana nel contenitore superiore è eliminata. La frazione fine depositata sul fondo e il liquido contenente il limo e l'argilla ancora sospesi sono travasati in una bottiglia di plastica (in precedenza lavata e avvinata nelle stesse acque del campione) mediante un imbuto di plastica. L'operazione va continuata fino a riempire due bottiglie da 1,5/2,0 L, con sedimento proveniente da zone distinte nell'intorno del sito per garantire una rappresentatività del campione. Le bottiglie vengono in seguito chiuse e opportunamente numerate. I setacci, l'imbuto e la paletta di plastica vanno lavati possibilmente con l'acqua pulita presente nello stesso alveo fluviale. Nel caso di prelevamenti di campioni per corsi

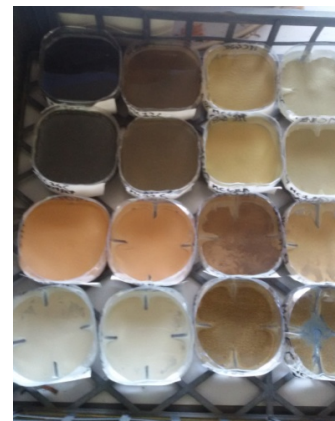
d'acqua in secca, si è provveduto all'uso di acqua commerciale in bottiglia per la setacciatura e i lavaggi.



(A)



(B)



(C)

Fig. 12: foto della fase di raccolta dei campioni, con evidenziate: una zona di prelievo del materiale (A), i setacci utilizzati (B) e i campioni lasciati ad asciugare nel fondo delle bottiglie di plastica (C)

Le bottiglie sono lasciate riposare in posizione eretta, in modo che il materiale sospeso abbia la possibilità di decantare. A questo punto, le bottiglie vanno tagliate, asportando l'acqua pulita soprastante (Fig. 12C), e si lascia asciugare il materiale rimanente in essiccatore a circa 33 C. Alla fine dell'essiccazione, i sedimenti delle due bottiglie saranno uniti tra loro in un unico contenitore a formare un unico campione (Fig. 13A).

Analisi in laboratorio

Inizialmente, il campione è sottoposto ad analisi mediante Loss on Ignition (LOI) per la determinazione del contenuto di sostanza organica nei pori del sedimento. Un'aliquota di campione è prelevata per essere introdotta in crogioli di platino. I crogioli di platino vuoti sono stati in precedenza pesati su una bilancia analitica e si annotano il peso iniziale e il peso dei crogioli con l'aggiunta del materiale (una quantità variabile tra 0,50 g e 0,80 g) (Fig. 13B). I crogioli sono messi a riscaldare in forno per 10 ore a circa 900 °C, in apposite posizioni seguendo uno schema prefissato in modo da facilitarne l'identificazione (Fig.

13C). Al termine dell'operazione nel forno, i crogioli con il campione sono estratti dal forno e lasciati raffreddare in appositi contenitori di vetro appositamente studiati per la dissipazione rapida del calore. I crogioli vengono alla fine pesati sulla bilancia analitica ed è annotato il loro peso, che include il materiale rimanente dopo il riscaldamento. Avendo i dati dei pesi della tara del crogiolo, della tara con campione e del risultato dopo il riscaldamento, si può calcolare il quantitativo in percentuale che è stato perso durante il processo cioè il contenuto di sostanze volatili presenti nel campione (acqua di umidità, acqua reticolare di fasi idrate, CO₂ associata a fasi carbonatiche, sostanza organica). A tal fine, per calcolare la LOI si usa la seguente formula:

$$LOI \text{ (\% in peso)} = 100 \times \frac{[(\text{peso campione iniziale}) - (\text{peso campione dopo analisi})]}{[(\text{peso campione iniziale}) - (\text{peso tara})]}$$

Più alto è il risultato percentuale della LOI, più alta è la quantità di sostanza organica contenuta nel sedimento.



(A)



(B)



(C)

Fig: 13: foto della fase dell'analisi di laboratorio con la metodologia della LOI (Loss on Ignition). Sono evidenziati i campioni messi ad asciugare nell'essiccatore (A), un campione in un crogiolo pesato sulla bilancia analitica (B) e riscaldamento in forno dei crogioli a circa 900 C (C)

L'analisi della concentrazione degli elementi chimici d'interesse è effettuata mediante Spettrofotometria per fluorescenza a Raggi X (XRF): per l'analisi, occorre preparare un'apposita pasticca contenente il campione e un piccolo rivestimento laterale ad anello e uno strato sulla superficie inferiore di acido borico (Fig. 14B). Inizialmente, il campione è macinato mediante pestello e mortaio fino a raggiungere una consistenza molto fine ed è

prelevata un'aliquota pari a 3,00 g su un pezzo di carta. Si prende per lo scopo un apposito sistema di cilindri concentrici cavi (uno interno di plastica e uno esterno di metallo) posti su una base di metallo di forma cilindrica (Fig. 14A): l'aliquota di campione è inserita delicatamente nel sistema in modo da coprire la base di metallo sottostante nel modo più uniforme possibile. Schiacciando leggermente con un opportuno cilindro sagomato, si può creare sul fondo un piccolo disco di materiale fine. Il cilindro di plastica più interno è sollevato pian piano, in modo da formare una cavità circolare vuota attorno al disco di materiale. Si prendono 7,00 g di acido borico (H_3BO_3) in polvere e, con un imbuto di carta, s'inserisce il materiale delicatamente in modo da riempire questa cavità circolare e coprire tutto il disco di materiale fine. Nel cilindro cavo s'immette un grosso pistone e, dopo aver schiacciato leggermente con questo pistone i dischi di acido borico e del campione, si mette l'intero sistema sotto una pressa idraulica. Con la pressa s'imprime sul pistone una pressione di circa 20 bar in modo che il sistema campione-acido borico sia compresso in una struttura stabile. Esercitando un po' di forza sul pistone, è espulsa la base cilindrica e, ancora mediante la pressa, si spinge il pistone per far sì che la pasticca possa essere recuperata e opportunamente contrassegnata.

Le pasticche sono inserite nel macchinario adibito all'analisi XRF (Fig. 14C), con opportune analisi per rilevare gli elementi maggiori e quelli in tracce. Si sono cercate le concentrazioni dei seguenti elementi chimici maggiori e minori: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 . Come elementi in traccia si sono cercate le concentrazioni di: As, Ba, Ce, Cl, Co, Cr, Cs, Cu, Ga, Hf, La, Mo, Nb, Nd, Ni, Pb, Rb, S, Sc, Sm, Sn, Sr, Th, U, V, W, Y, Zn, Zr.



(A)



(B)



(C)

Fig: 14: foto della fase dell'analisi di laboratorio con la metodologia della XRF (Spettrofotometria a Raggi X). Sono evidenziati il sistema per la preparazione delle pasticche con acido borico (A), una pasticca con all'interno il campione e con ai lati e sulla superficie inferiore lo strato di acido borico (B) e il macchinario per l'analisi (C).

Le concentrazioni degli elementi d'interesse si sono calcolate mediante la costruzione, da parte dello strumento, di un'opportuna retta di calibrazione, mediante l'inserimento di alcuni standard esterni provenienti da materiali di riferimento certificati. Questi standard sono scelti in base alla maggiore similitudine possibile con il substrato geologico dei campioni. Gli standard utilizzati, con gli opportuni valori di concentrazione degli elementi d'interesse, sono riportati in Allegato II.

Analisi statistica

Dai dati delle analisi di laboratorio si è creata una tabella contenente i dati di 80 campioni e per ogni osservazione la concentrazione di 39 elementi chimici e della LOI. I dati sono stati elaborati mediante l'uso dell'analisi fattoriale, con lo scopo di evidenziare i pattern più evidenti e di individuare dei raggruppamenti di dati su cui fare delle considerazioni conclusive. L'analisi è stata condotta mediante l'uso di XL-STAT, un componente aggiuntivo di Microsoft Excel per il trattamento dei dati statistici (Addinsoft, 2018).

Come criterio di scelta, si è usata la correlazione multipla al quadrato e la rotazione varimax con la separazione di 4 fattori. L'analisi fattoriale restituisce una matrice di correlazione in cui sono rapportate le variabili tra loro: la matrice di correlazione è poi

ruotata in modo da trovare 4 fattori che possano descrivere la maggior varianza possibile. Da questi dati, il programma ricava una tabella che mostra quanto ogni variabile è rappresentata da ognuno dei 4 fattori: più è alto questo valore (indifferentemente dal segno) più quella data variabile è spiegata da quel fattore. Un valore positivo indica che quella data variabile è correlata positivamente a quel fattore, un valore negativo che è correlato in modo inversamente proporzionale a quel fattore mentre un valore prossimo allo zero indica una scarsa correlazione. Per l'interpretazione, si sono considerati in modo generale tutti i dati maggiori di 0,400 e minori di -0,400, anche se, per spiegare meglio alcuni dati, in alcuni casi si è superato questo limite. Il calcolatore fornisce anche la tabella di correlazione tra le osservazioni e i fattori detto "factor scores", con la medesima descrizione: più è alto il valore d'incrocio tra osservazioni (indifferentemente dal segno) e più quel fattore diventa rilevante per la descrizione della singola osservazione. I valori positivi indicano una correlazione diretta con il fattore, i valori negativi indicano una correlazione indiretta e quelli vicino allo zero nessuna correlazione. Viene da sé che, con queste correlazioni, saranno possibili due interpretazioni, basandosi o sulla correlazione positiva o su quella negativa: per questo motivo si sceglie una sola delle due correlazioni, la più rappresentata dal fattore (cioè se molti campioni sul totale hanno una correlazione positiva, si sceglie questa per l'interpretazione, mentre quella negativa potrebbe fungere solo da eventuale supporto). Come livello di soglia, si scelgono le correlazioni maggiori di 0,400 e minori di -0,400. Per l'interpretazione finale, si usano queste ultime due tabelle (correlazioni tra variabili e fattori e "factor scores") e si rapportano i dati tra loro. Per ogni fattore si cercano le variabili (gli elementi chimici) che sono meglio rappresentate in esso e, vedendo quali osservazioni (i campioni) sono meglio esplicitate da quel fattore, si può trovare quale singolo o gruppo di elementi chimici possono essere messi in risalto nel dato campione. In questo modo si ha un'interpretazione più semplificata di tutto il set dei risultati, lavorando su gruppi di elementi chimici correlati tra loro.

La "tabella sintetica" descrive i dati di tutti i campioni, i risultati dell'analisi fattoriale saranno esplicitati nel capitolo "analisi statistica" e l'interpretazione avverrà nel capitolo successivo.

Risultati e discussione

I dati ottenuti

In tabella 2 sono riportati alcuni dati essenziali e le statistiche base (media, minimo, massimo e deviazione standard) degli elementi analizzati sui campioni prelevati nel bacino del Fiume Adige a monte di Bolzano. I dati completi sono presenti nell'Allegato I.

Tab. 2: dati essenziali e statistiche di base (media, minimo, massimo e deviazione standard) degli elementi ricavati dai campionamenti.

Variabile	Unità di misura	Limite di rilevabilità	Numero di osservazioni	Minimo	Media	Massimo	Deviazione Standard
SiO ₂	% in peso	0,01	80	2,91	50,87	73,04	14,26
TiO ₂	% in peso	0,01	80	0,05	0,89	4,71	0,58
Al ₂ O ₃	% in peso	0,01	80	1,71	15,52	24,99	4,98
Fe ₂ O ₃	% in peso	0,01	80	0,76	5,87	24,29	2,94
MnO	% in peso	0,01	80	0,02	0,09	0,50	0,06
MgO	% in peso	0,01	80	0,01	6,66	28,96	6,37
CaO	% in peso	0,01	80	0,67	4,72	23,31	6,00
Na ₂ O	% in peso	0,01	80	0,00	1,56	2,69	0,62
K ₂ O	% in peso	0,01	80	0,30	2,45	4,17	0,84
P ₂ O ₅	% in peso	0,01	80	0,03	0,29	0,55	0,12
LOI	% in peso	0,01	80	1,60	11,09	42,56	9,48
As	mg/kg	1	80	2	51	1558	176
Ba	mg/kg	7	80	7	718	1540	315
Ce	mg/kg	2	80	11	87	152	27
Cl	mg/kg	10	75	11	35	68	12
Co	mg/kg	2	80	3	13	49	7
Cr	mg/kg	3	80	23	68	144	26
Cs	mg/kg	2	47	2	3	9	2
Cu	mg/kg	2	76	2	39	146	28
Ga	mg/kg	6	80	3	17	26	5
Hf	mg/kg	2	68	2	8	54	6
La	mg/kg	2	79	2	50	190	31
Mo	mg/kg	2	51	2	3	20	3
Nb	mg/kg	3	80	6	19	71	8
Nd	mg/kg	2	76	1	45	126	26
Ni	mg/kg	2	80	9	49	151	28
Pb	mg/kg	7	80	12	34	141	18
Rb	mg/kg	7	80	14	115	322	46
S	mg/kg	8	80	60	586	2126	479

Variabile	Unità di misura	Limite di rilevabilità	Numero di osservazioni	Minimo	Media	Massimo	Deviazione Standard
Sc	mg/kg	1	80	5	18	63	10
Sm	mg/kg	2	71	3	31	55	13
Sn	mg/kg	2	71	2	5	10	2
Sr	mg/kg	5	80	62	156	279	47
Th	mg/kg	2	72	2	15	30	5
U	mg/kg	1	80	2	8	115	13
V	mg/kg	2	80	2	76	169	131
W	mg/kg	2	38	2	6	80	13
Y	mg/kg	2	79	5	40	75	14
Zn	mg/kg	8	80	28	128	623	93
Zr	mg/kg	5	80	29	282	2037	222

Analisi statistica

In queste tabelle sono indicate le correlazioni tra variabili e fattori (Tab. 3) e le correlazioni tra le osservazioni e fattori, cioè il "factor scores" (Tab. 4).

Tab. 3: correlazioni tra variabili e fattori, ricavati dall'analisi fattoriale. I dati in grassetto sono quelli con le correlazioni più elevate, cioè i dati maggiori di 0,400 e minori di -0,400.

Correlazioni tra variabili e fattori				
Variabili	Fattore D1	Fattore D2	Fattore D3	Fattore D4
SiO2	0,921	0,225	-0,089	-0,151
TiO2	0,218	0,900	0,214	-0,149
Al2O3	0,807	-0,092	0,499	0,067
Fe2O3	0,281	0,824	0,444	-0,059
MnO	0,117	0,922	0,191	0,005
MgO	-0,890	-0,256	-0,126	-0,021
CaO	-0,887	-0,207	-0,306	-0,085
Na2O	0,746	-0,077	0,088	-0,276
K2O	0,794	-0,210	0,169	0,309
P2O5	0,507	0,079	0,340	0,025
LOI	-0,878	-0,281	-0,026	0,278

Correlazioni tra variabili e fattori				
Variabili	Fattore D1	Fattore D2	Fattore D3	Fattore D4
As	-0,106	0,931	-0,051	0,153
Ba	0,492	0,340	0,663	0,098
Ce	0,506	0,209	0,597	0,144
Cl	-0,434	-0,268	-0,042	-0,117
Co	0,182	0,655	0,663	-0,027
Cr	0,207	-0,139	0,833	-0,162
Cs	0,220	0,028	-0,675	-0,075
Cu	0,139	0,505	0,538	0,295
Ga	0,718	0,058	0,599	0,059
Hf	0,267	0,904	0,044	-0,002
La	0,354	0,665	0,391	0,084
Mo	-0,561	0,089	0,058	0,298
Nb	0,287	0,855	0,191	-0,135
Nd	0,529	0,510	0,547	-0,023
Ni	0,094	0,040	0,833	0,023
Pb	-0,109	-0,014	0,025	0,734
Rb	0,721	-0,112	0,004	0,396
S	-0,046	0,328	0,516	0,359
Sc	-0,926	-0,144	-0,080	-0,019
Sm	0,523	0,259	0,740	0,114
Sn	0,207	-0,028	-0,093	0,141
Sr	-0,058	-0,007	0,405	-0,433
Th	0,681	0,425	0,384	0,037
U	0,012	-0,018	0,226	0,341
V	0,009	-0,953	0,162	-0,060
W	-0,150	0,920	-0,062	0,101
Y	0,556	0,431	0,232	-0,027
Zn	0,156	0,016	0,384	0,533
Zr	0,100	0,925	-0,044	-0,049

Tab. 4: correlazioni tra osservazioni e fattori (factor scores), ricavati dall'analisi fattoriale. I dati in grassetto sono quelli con le correlazioni più elevate, cioè i dati maggiori di 0,400 e minori di -0,400.

Correlazioni tra osservazioni e fattori (factor cores)				
Osservazioni	Fattore D1	Fattore D2	Fattore D3	Fattore D4
MC01B	1,168	-0,297	-2,063	2,069
MC01C	0,545	-0,330	-0,167	0,563
MC01D	0,628	-0,305	0,100	0,113
MC01E	-0,812	-0,456	-0,316	-0,661
MC01F	0,492	1,410	0,327	-0,162
MC01F(R)	0,331	0,723	-0,149	-0,927
MC02B	-0,969	-0,355	-1,511	-0,590
MC02C	0,451	-0,331	-0,370	-0,145
MC02D	0,448	-0,056	0,180	-1,043
MC02F	0,687	-0,088	-0,314	0,293
MC03B	-0,236	-0,396	-0,210	4,559
MC03C	0,422	-0,577	1,294	0,518
MC03D	-0,516	-0,344	2,333	-0,750
MC03E	-0,682	-0,085	-0,832	-1,562
MC03F	0,076	-0,025	0,908	1,227
MC04B	-2,236	-0,706	-0,404	-0,837
MC04D	0,453	0,398	-0,137	-0,851
MC04F	0,105	0,548	-0,454	-0,170
MC05B	-1,613	-0,596	-0,545	0,200
MC05C	-0,330	0,071	0,655	-0,267
MC05D	-0,419	-0,140	1,826	0,124
MC05E	-0,635	0,220	-0,182	-0,952
MC05F	0,698	-0,372	0,814	-0,277
MC06B	0,507	-0,354	-1,592	0,489
MC06C	0,550	-0,005	-0,331	-0,740
MC06D	0,461	0,922	0,083	-1,471
MC06F	-0,176	0,150	1,085	1,410
MC07B	-1,772	-0,355	-1,143	-0,841
MC07C	0,609	-0,140	1,097	-0,479
MC07E	-0,850	-0,385	1,355	2,752
MC07F	0,612	0,429	0,608	1,281
MC08C	0,558	-0,339	1,618	0,612
MC08F	-0,338	-0,250	1,467	1,174
MC09B	1,231	-0,015	-2,465	0,263
MC09C	-1,165	8,237	-0,330	0,824
MC09F	0,487	-0,247	-0,083	-0,312
MC10B	0,444	-0,098	-1,652	-0,406
MC10C	0,624	-0,135	-0,321	-0,111
MC10F	-0,007	-0,073	1,364	-0,733
MC11C	0,304	-0,177	0,736	-0,046
MC11F	-3,518	-0,506	-0,364	-0,236
MC12B	0,845	-0,254	-1,197	0,011
MC12C	-0,391	-0,167	2,261	0,376
MC12F	0,599	-0,327	1,087	0,081
MC13B	1,219	-0,123	-1,766	0,755
MC14B	0,523	0,372	-0,940	-0,819

Correlazioni tra osservazioni e fattori (factor cores)				
Osservazioni	Fattore D1	Fattore D2	Fattore D3	Fattore D4
MC14C	0,498	0,666	1,124	-0,882
MC15C	-0,356	-0,251	0,095	-0,185
MC16B	-0,948	-0,475	-0,318	0,500
MC16C	-0,172	-0,317	0,888	0,557
MC17B	-1,249	-0,703	0,194	-0,183
MC17C	1,722	-0,332	-1,582	1,916
MC18B	0,571	0,069	0,427	-0,537
MC18C	0,331	0,204	0,584	-0,544
MC19B	0,022	0,400	1,070	-0,680
MC19C	0,778	0,118	1,468	0,515
MC20B	0,662	0,087	0,086	-1,248
MC22B	0,784	-0,251	0,360	-0,511
MC24B	0,276	-0,271	1,033	-1,559
MC25B	0,469	0,046	0,160	-1,267
MC27B	0,661	-0,188	-1,630	-0,239
MC29B	0,458	-0,268	0,281	-0,515
MC30B	0,453	0,118	-0,160	-0,205
MC31B	0,604	-0,108	0,180	-0,511
MC32B	0,549	0,330	-0,236	-0,894
MC33B	0,620	-0,256	-0,087	0,305
MC34B	0,380	-0,231	0,484	-0,028
MC36B	0,157	-0,172	-0,810	-0,218
MC38B	-0,331	-0,247	0,386	-0,568
MC39B	1,045	-0,055	-1,678	-1,268
MC40B	1,121	-0,079	-1,006	1,013
MC41B	-0,194	-0,616	0,154	1,693
MC42B	-2,385	-0,414	-0,931	0,169
MC43B	-2,970	-0,266	-0,755	-0,162
MC44B	-2,930	-0,286	-0,526	1,496
MC45B	-1,803	-0,206	-0,957	-1,225
MC47B	0,181	0,048	0,663	-0,849
MC48B	0,775	0,194	0,047	-0,159
MC49B	0,180	-0,002	0,718	1,057
MC50B	0,631	-0,356	-1,084	0,907

Discussione dei data scores

In questa sezione sono descritti i risultati dell'analisi fattoriale, sotto forma di mappe della distribuzione dei "factor scores" per i 4 fattori separati. I fattori saranno riportati, sotto forma di quantili, sulla carta geolitologica (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2017), per cercare le probabili origini delle concentrazioni per le specie chimiche dei vari raggruppamenti.

Nel primo raggruppamento, chiamato D1, sono inclusi tutti i campioni che hanno evidenziato un peso positivo in SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Ba, Ce, Rb, Sm, Th e Y

(correlazione positiva nello "factor scores"). I campioni con un peso negativo sono: MgO, CaO, LOI, Cl, Mo, Nd, Sc (correlazione negativa nello "factor scores").

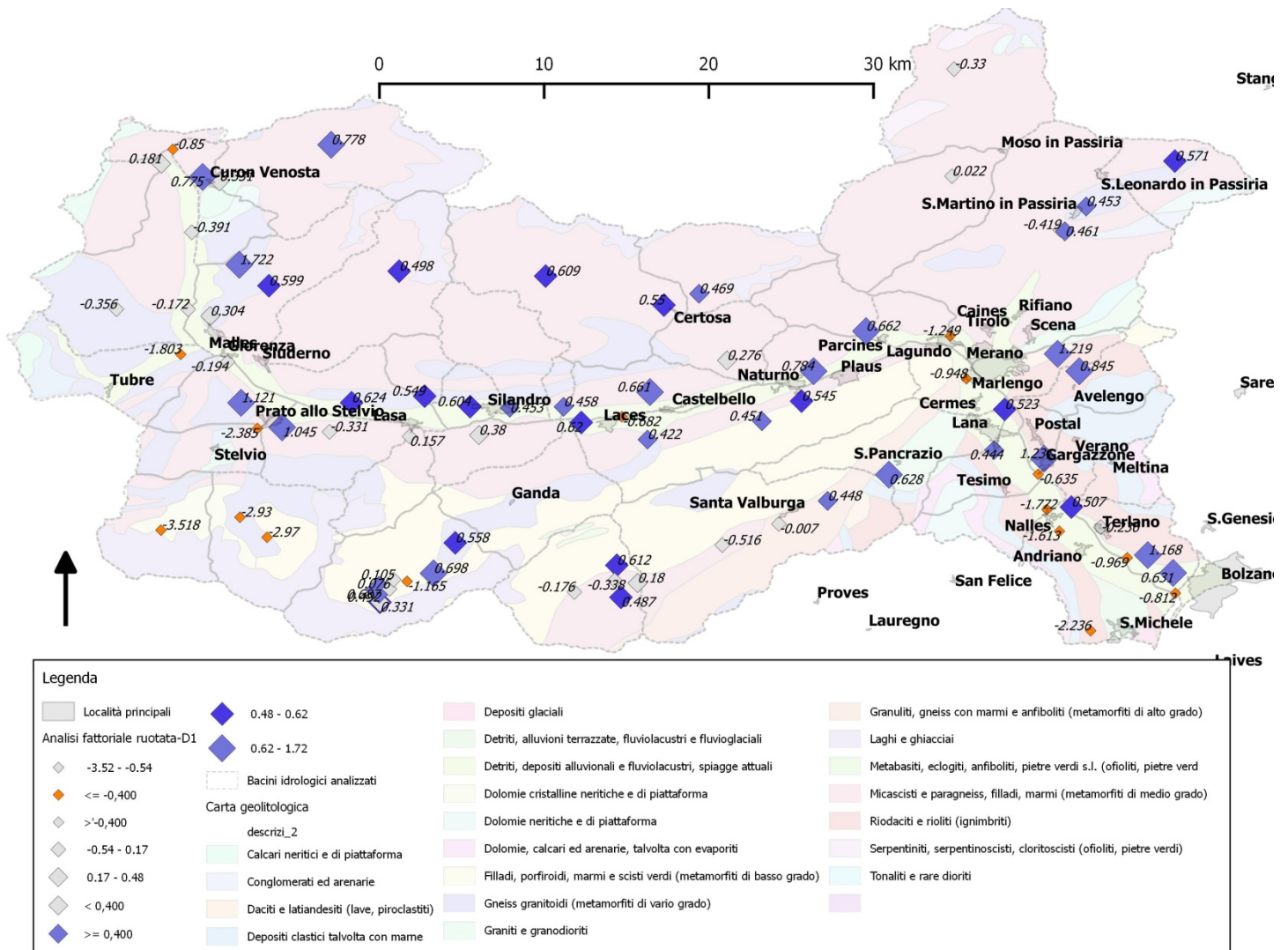


Fig. 15: risultati dell'analisi fattoriale - raggruppamento D1 - riportati sotto forma di quantili: il colore blu indica i campioni che hanno evidenziato un peso positivo (SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , Ba, Ce, Rb, Sm, Th e Y) e in arancione quelli con peso negativo (MgO, CaO, LOI, Cl, Mo, Nd, Sc). Come sfondo si è usata la mappa geolitologica (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2017). Dati elaborati con QGIS.

Come riportato in Fig. 15, si nota come questo raggruppamento sia prevalente nella zona a est della Val Passiria con incluso il Fiume Passirio, con probabile origine da minerali di

zoisite, staurolite, cianite, sillimanite e antofillite. Questi minerali sono presenti nelle mineralizzazioni a est di S. Leonardo in Passiria (Mair, et al., 2009) e nei pressi della Miniera di Monteneve (Baumgarten, et al., 1998) (Mair, et al., 2009). Nella fascia degli gneiss granitoidi posti nel versante settentrionale della Val Venosta e nella miniera di Annaberg, si nota la presenza di cianite, andalusite e zircone (Mair, et al., 2009) (Murara & Perna, 1965). Altre manifestazioni di questo gruppo si trovano anche nella zona est di Curon Venosta per presenza di cianite, sillimanite e staurolite (Gatto & Scolari, 1974) e nella Vallelunga a causa di cianite e andalusite (Folie, et al., 1984). Per mancanza di dati sui minerali, non è chiara l'origine di alcuni risultati di questo gruppo in Val Senales, ma si potrebbe presupporre che una fonte possibile possa essere data dagli anfiboliti riscontrati nella vicina Val di Mazia (Stingl & Mair, 2005). Nel versante meridionale della Val Venosta si notano altre zone dove il gruppo D1 può risultare prevalente, probabilmente per presenza di micascisti (Stingl & Mair, 2005). Nella Val di Martello si notano alcuni valori interessanti dati da staurolite, stilbite, microclino e albite nella parte più meridionale della valle (Folie, et al., 1984) e da muscovite nella parte centrale della valle, corrispondente alla zona del "granito di Martello" (Mair, et al., 2009). Altre zone della Valle di Martello però risentono della presenza locale di calcite, dolomite e gesso (Folie, et al., 1984) (Baumgarten, et al., 1998), che danno una grande variazione locale dei risultati. Una situazione simile si trova anche in Val d'Ultimo per presenza di muscovite, anche se nella parte più a monte di questa valle i dati geologici e mineralogici in possesso sono molto scarsi. Nella Valle dell'Adige, ci sono alcune zone in cui il raggruppamento D1 risulta predominante, anche se per lo più in aree limitate per l'alta variabilità geologica della regione. Potrebbe incidere la presenza di dati minerali in certe zone, come dawsonite, apatite e muscovite, mentre in altre, per presenza di calcite, aragonite e dolomite, i segnali del raggruppamento D1 sono limitati (Folie, et al., 1984) (Mair, et al., 2009).

Si può concludere che il raggruppamento dei risultati chiamato D1 è derivato dalla presenza di zoisite, staurolite, cianite, sillimanite, antofillite, muscovite, stilbite, microclino, andalusite, albite e dawsonite. Il raggruppamento potrebbe corrispondere alle rocce del cristallino antico, in particolare per quanto riguarda le anfiboliti contenenti cianite, sillimanite e staurolite (Mair, et al., 2009). Queste rocce si possono trovare nei micascisti e nei marmi diffuse nel gruppo dell'Ötztal-Breonie, in alcuni metamorfiti di medio grado del gruppo cristallino dell'Ortles-Campo (estesi nel versante meridionale della Val Venosta), oltre che come piccole formazioni rocciose o come minerali isolati nella Val di Martello, Val d'Ultimo e nella Valle dell'Adige. I valori contrapposti, cioè quelli della correlazione

negativa contenente MgO, CaO, LOI, Cl, Mo, Nd e Sc, si trovano prevalentemente nelle zone dolomitiche della catena dell'Ortles-Cevedale e della Val Monastero (mostrata dall'unico campione presso il Rio Ram nei pressi di Tubre) e nella zona delle formazioni sedimentarie della Valle dell'Adige. Questi valori sembrano attribuiti prevalentemente da presenza di calcite, aragonite, dolomite e gesso.

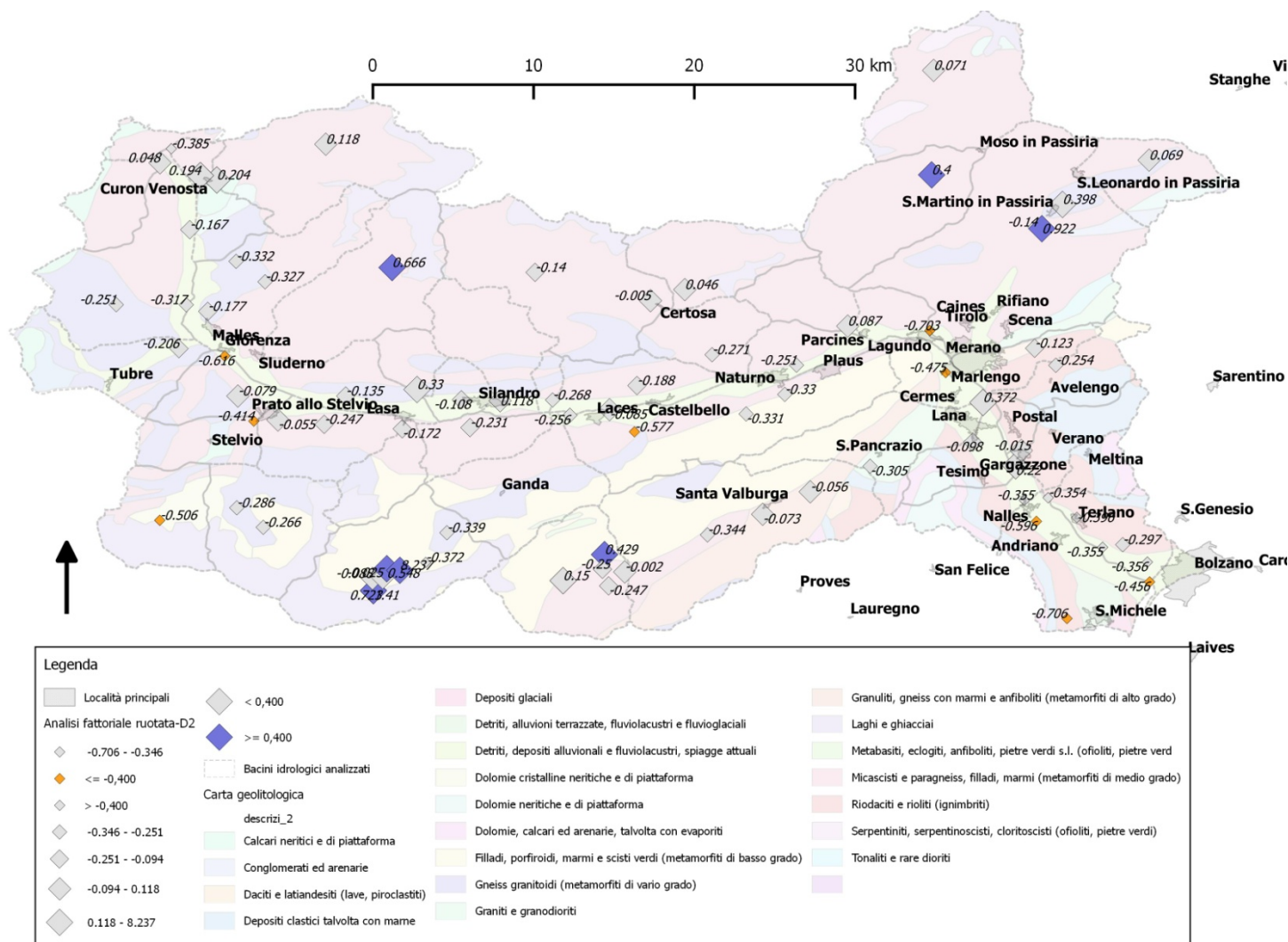


Fig. 16: risultati dell'analisi fattoriale - raggruppamento D2 - riportati sotto forma di quantili: il colore blu indica i campioni che hanno evidenziato un peso positivo (TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , As, Co, Cu, Hf, La, Nb, Nd, Th e Y) e in arancione quelli con peso negativo (V). Come sfondo si è usata la mappa geolitologica (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2017). Dati elaborati con QGIS.

Per quanto riguarda il raggruppamento D2, si considerano i campioni che evidenziano un peso positivo di TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , As , Co , Cu , Hf , La , Nb , Nd , Th e Y (correlazione positiva nello "factor scores"). Come peso negativo si ha solo V (correlazione negativa nello "factor scores").

Dalla mappa su QGIS (Fig. 16) è subito chiaro come il raggruppamento di campioni D2 sia prerogativo solo di alcune zone isolate. D'interesse è il valore incontrato al centro del Fiume Passirio: c'è da costatare che, per alcune difficoltà nel raggiungere l'alveo fluviale principale in questa valle fluviale stretta e con forti pendenze, non è stato possibile eseguire un campionamento che sia a breve distanza dalla zona della miniera di Monteneve o dall'abitato di Moso in Passiria. Per mancanza di campionamenti successivi a queste zone, quindi l'unico campione possibile da esaminare è quello effettuato nel fiume principale poco a sud di S. Martino in Passiria, molto distante dal punto di origine. Se si assume lo stesso la validità di questo campionamento nonostante la distanza, è interessante notare una certa correlazione tra i valori dei risultati e la presenza presso Moso in Passiria di serpentino (Mair, et al., 2009) e presso la miniera di Monteneve di jamesonite, cobaltite, rutilo, titanite e zirconio (Baumgarten, et al., 1998) (Mair, et al., 2009). Un'altra zona d'interesse per il raggruppamento D2 è quella della Val di Mazia, dove però non si hanno a disposizione dei dati di tipo litologico. Un'altra zona molto importante è in Val di Martello, nei campioni sui corsi d'acqua precedenti alla miniera e anche nel campione a essa successivo. Si presuppone che derivi dalla presenza di actinolite, il quale è presente solo nella Valle di Peder e lungo il corso iniziale del Rio Plima mentre è assente nel resto della valle (Folie, et al., 1984). Un punto rilevante nella Val d'Ultimo (un affluente sinistro del primo corso del Rio Valsura) è collegato a questo raggruppamento, anche se mancano dei dati litologici di supporto.

Con i pochi dati possibili, si può presupporre che il raggruppamento D2 possa essere correlato alla presenza di serpentino, jamesonite, actinolite, cobaltite, rutilo, titanite e zirconio. Queste rocce sono comuni di corpi intrusivi, come si possono avere nelle pegmatiti in Val Racines (valle esterna all'area di studio su cui s'innesta la parte rimanente della miniera di Monteneve), Val Martello e Val d'Ultimo (Mair, et al., 2009). I dati della presenza di V , anche se non contemplati, sembrano suggerire una qualche correlazione con il contenuto di magnetite nel Ortles (Folie, et al., 1984) e nella miniera di Zumpanell (Baumgarten, et al., 1998) poiché V si può trovare in alcune tracce nella magnetite (Dal Cin, 1964). La presenza di V nella Valle dell'Adige vicino a Nalles può essere dovuta dalle

uraniniti presenti nelle locali Arenarie di Val Gardena (Brondi, et al., 1970), che possono contenere anche tracce di V (Mitterpergher, 1966).

Nel raggruppamento D3 s'includono i campioni che riportano un peso positivo nei seguenti elementi chimici: Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Ba, Ce, Co, Cr, Cu, Ga, Nd, Ni, S, Sm e Sr (correlazione positiva nello "factor scores"). Come peso negativo si ha solo il Cs (correlazione negativa nello "factor scores").

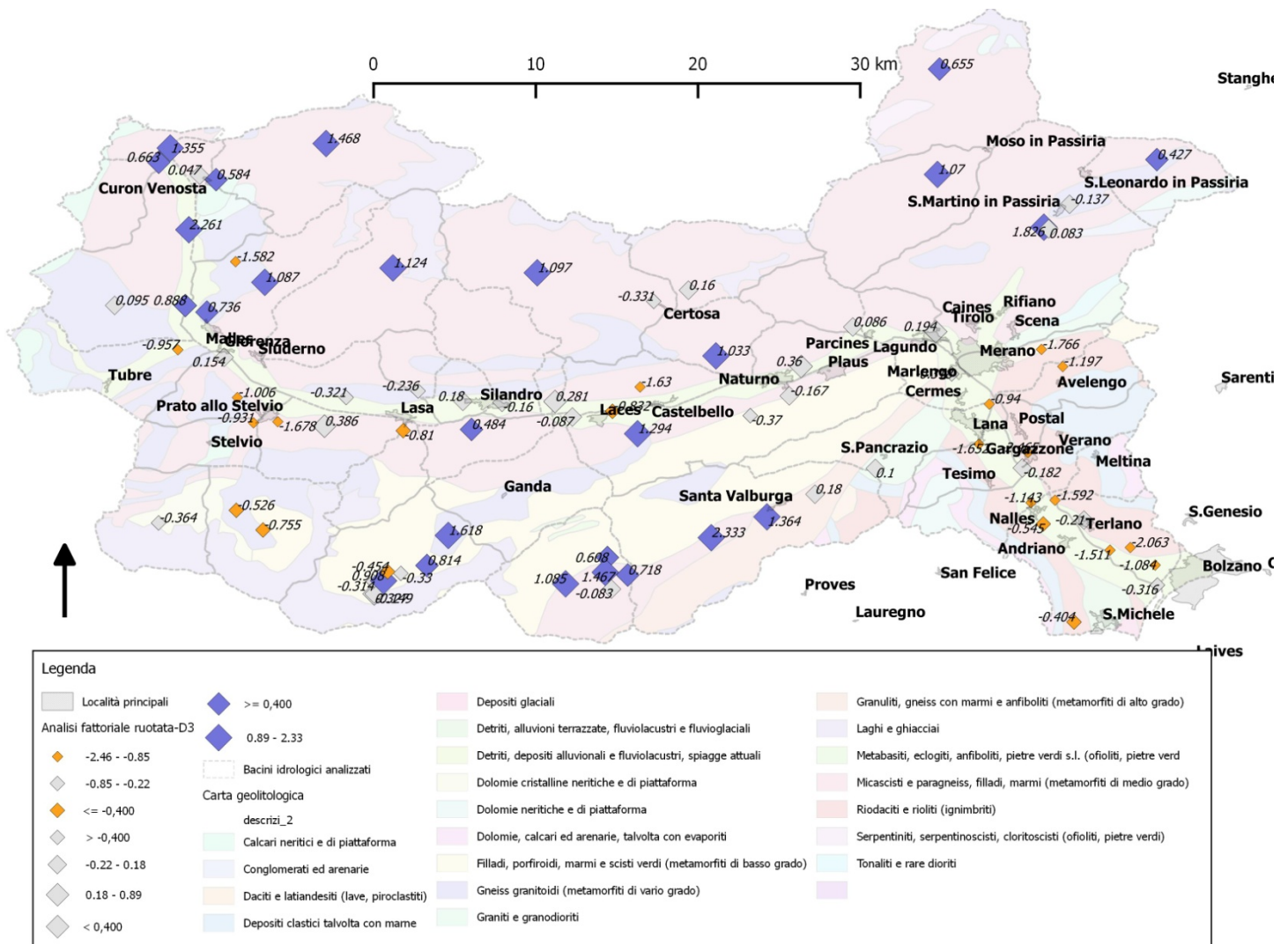


Fig. 17: risultati dell'analisi fattoriale - raggruppamento D3 - riportati sotto forma di quantili: il colore blu indica i campioni che hanno evidenziato un peso positivo (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Ba, Ce, Co, Cr, Cu, Ga, Nd, Ni, S, Sm e Sr) e in arancione quelli con peso negativo (Cs). Come sfondo si è usata la mappa geologica (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2017). Dati elaborati con QGIS.

Si nota (Fig. 17) come nella parte più settentrionale della Val Passiria si abbia un alto valore degli elementi del raggruppamento D3 dovuti probabilmente alla presenza di granato, tormalina e orneblenda provenienti da affioramenti locali (Mair, et al., 2009) e staurolite e cobaltite dalla miniera di Monteneve (Baumgarten, et al., 1998) (Mair, et al., 2009). Nella fascia che procede lungo Val Senales, Val di Mazia, Vallelunga e nella zona nord e ovest di Curon Venosta si trovano altri campioni con preponderanza dei valori del raggruppamento D3, anche se non ci sono dati litologici di conferma (a parte la staurolite situata presso la Cima Termine). Un altro sito d'interesse si trova in Val Martello per presenza di granati, che si trovano sia a monte del Lago di Gioveretto sia nel "granito di Martello" (Mair, et al., 2009). Nella fascia di micascisti nel versante meridionale della Val Venosta si trovano altre zone interessanti, ma con andamento irregolare, forse per effetti locali. In Val d'Ultimo si notano molti campioni con una netta presenza del raggruppamento D3, data dalla presenza di olivina, orneblenda e granato (Folie, et al., 1984). La Valle dell'Adige non presenta nessun campione particolare.

Per la grande variabilità spaziale dei campioni, si può concludere che il raggruppamento D3 dovrebbe includere sia il contributo delle rocce metamorfiche da metamorfismo di contatto (in Val Martello e in Val d'Ultimo) (Mair, et al., 2009) e forse anche le rocce da metamorfismo medio che non sono state incluse nelle classificazioni precedenti (così si spiegano i campioni nel basamento dell'Ötztal-Breonie e dell'Ortles-Campo). Per quanto riguarda il Cs, si può ipotizzare che la sua presenza nella regione è data da locali mineralizzazioni di berillo e di acquamarina in Val di Martello (Mair, et al., 2009) (Folie, et al., 1984): il berillo infatti può contenere tracce di Cs (Dal Cin, 1964). Un'altra fonte possibile di Cs può essere dalle uraniniti, come quella a est di Curon Venosta e vicino a Tubre (Dall'Aglio, et al., 1966), le quali possono contenere anche tracce di Cs (Dal Cin, 1964). Per quanto riguarda i dati che si riferiscono alla Valle dell'Adige, si può ipotizzare che qualche altra variabile (oltre al Cs) potrebbe essere rilevante: rivedendo i dati sulla tabella di correlazione tra variabili e fattori (cioè tra gli elementi chimici e D3), si nota come CaO abbia un valore abbastanza rilevante, -0,306. Anche se questo valore è maggiore rispetto alla soglia utilizzata (-0,400), si può ipotizzare che esso potrebbe essere responsabile dei valori riportati in Fig. 17 per la Valle dell'Adige.

Per il raggruppamento D4, si considerano gli elementi di Pb e Zn con peso positivo (correlazione positiva nella tabella nello "factor scores"), mentre Sr ha peso negativo (correlazione negativa nello "factor scores"). Solo per questo raggruppamento, si è scelto

di interpretare i dati di elementi chimici in minoranza rispetto a quelli totali, poiché è più pratico ed utile cercare i minerali contenenti Pb e Zn rispetto allo Sr. Visto inoltre che i dati di Pb e Zn non sembrano essere correlati in modo univoco alle mineralizzazioni a blenda e galena e agli altri minerali contenenti Pb e Zn, si è pensato che dovrebbero esserci altri fattori non legati alle mineralizzazioni che possano incidere sui risultati. Si è scelto di considerare quindi anche altri elementi che nella tabella di correlazione tra variabili e fattori sono stati inizialmente scartati dai criteri utilizzati, cioè quelli minori di 0,400 e maggiori di -0,400. Si sono scelti quindi i seguenti elementi: per peso positivo K_2O (0,309), LOI (0,278), Cu (0,295), Mo (0,298), Rb (0,396), S (0,359) e U (0,341), per peso negativo Na_2O (-0,276).

Nella mappa dei risultati (Fig. 18), si vede che i risultati del raggruppamento D4 indicano la presenza di Pb e Zn in Vallelunga e negli affluenti dell'Adige tra Curon Venosta e Malles Venosta, anche se è possibile una correlazione solo con la blenda e la pechblenda osservabili presso la Cima Termine (Giannotti & Tedesco, 1964). Per il Rio Solda, si osserva un possibile legame con la presenza di galena nella miniera di Solda (Baumgarten, et al., 1998), che non è segnalata nel resto nel bacino. In Val di Martello è possibile un collegamento con la presenza di blenda e galena nella miniera, oltre che a vari minerali contenenti Cu come calcopirite, azzurrite e malachite e S nella pirite (Baumgarten, et al., 1998). In questo caso sono osservati anche la presenza di campioni del raggruppamento D4 in un affluente del Rio Plima prima della miniera e anche un segnale nel Rio Plima stesso dopo il Lago di Gioveretto fino alla confluenza con il fiume Adige. A Naturno è provata la presenza di un affioramento di galena e blenda (Perna, 1964) e uno di pirite e calcopirite, il quale si presenta anche a Marlengo (Perna, 1964). Nella Val d'Ultimo, il plutone idrotermale situato presso il lago Fontana Bianca mostra una presenza di pirite e marcasite (Mair, et al., 2009): l'effetto nei risultati è marcato però solo nella parte più a monte del Rio Valsura e dei suoi affluenti, mentre scompare nel resto del corso del fiume. Nella Valle dell'Adige, i campioni del raggruppamento D4 si trovano vicino ad alcune manifestazioni di blenda e galena e di uraninite, come quelle di Avelengo e di Terlano (Perna, 1964) (Dall'Aglio, et al., 1966), o di calcopirite, nel caso del Rio Gargazzone (Perna, 1964). Bisogna notare come i campioni evidenziati dal raggruppamento D4 hanno la caratteristica di avere Pb e Zn associato a K_2O , Cu, Mo, Rb, S e U, mentre tutte le altre mineralizzazioni segnalate dalla letteratura nell'area di studio hanno presenza di Sr e Na_2O .

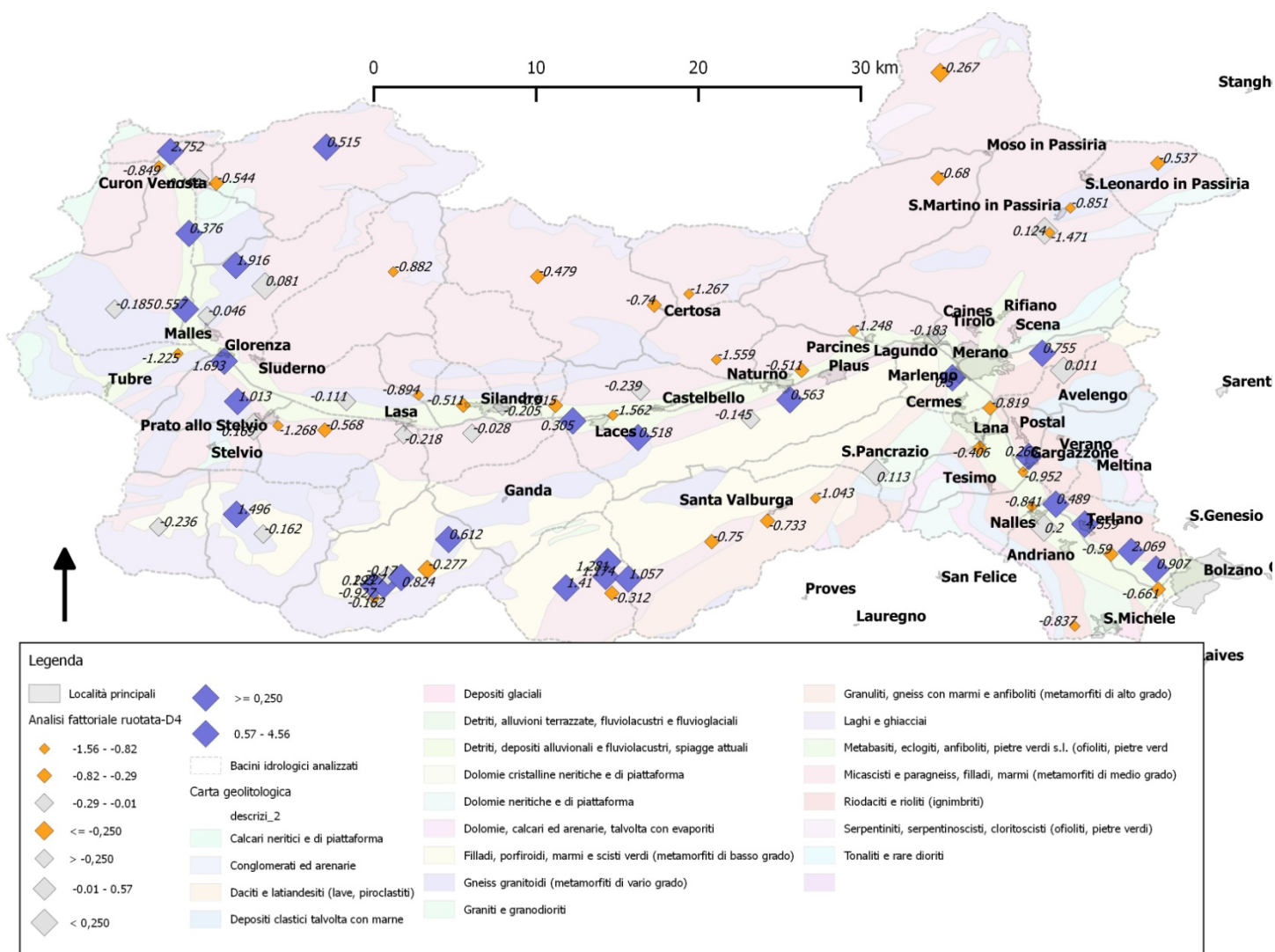


Fig. 18: risultati dell'analisi fattoriale - raggruppamento D4 - riportati sotto forma di quantili. Come da descrizione del testo, si sono considerati anche altri elementi per cui, nella correlazione tra variabili e fattori, consideri nuovi i nuovi parametri di $-0,250$ e $0,250$: il colore blu, quindi, indica i campioni che hanno evidenziato un peso positivo (Pb, Zn, K_2O , LOI, Cu, Mo, Rb, S e U) e in arancione quelli con peso negativo (Sr). Come sfondo si è usata la mappa geolitologica (Ministero dell'Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2017). Dati elaborati con QGIS.

Dati più rilevanti

In base ai dati interpretati dall'analisi fattoriale e ai raggruppamenti individuati, è possibile dare una descrizione generale della concentrazione di alcuni elementi chimici d'interesse. Si considerano gli elementi singoli di As, Pb, Zn, Cu e U e si riportano tutte le concentrazioni in una mappa su QGIS per dare una localizzazione spaziale di questi valori osservati.

Arsenico

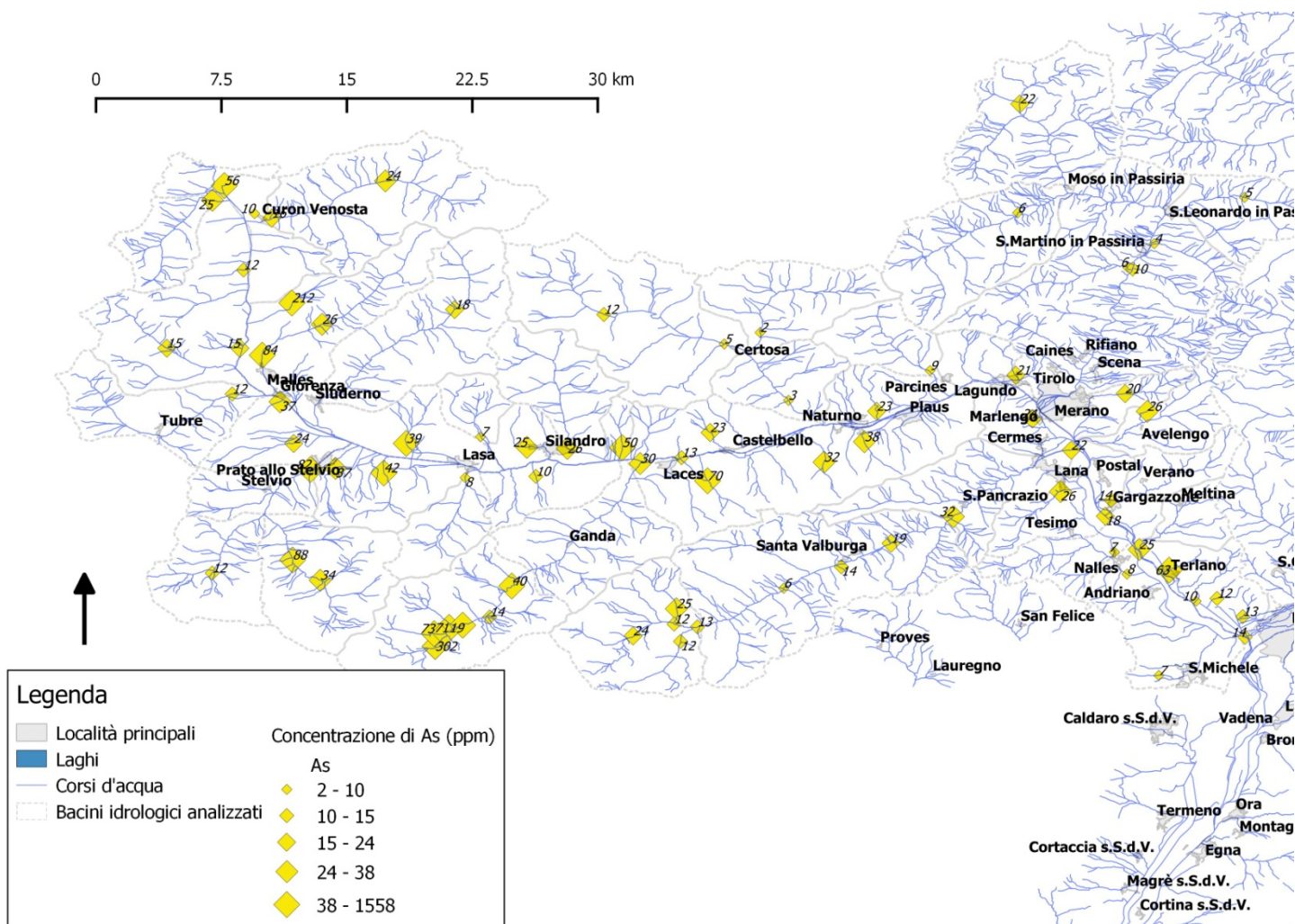


Fig. 20: rappresentazione dei risultati per la concentrazione di As (in ppm), riportati nella suddivisione nei 5 quantili. Il minimo registrato è 2 ppm e il massimo è 136 ppm (1558 ppm forse dovuto da errori). Dati elaborati con QGIS.

Per l'arsenico (Fig. 20), i valori maggiori si riscontrano nella parte più a monte della Val di Martello (1558 ppm e 136 ppm): questi due valori sono stati registrati lungo il corso del Rio Plima e altri valori anomali, come 71 ppm e 73 ppm sono registrati in altri affluenti nelle vicinanze. Non è definita l'origine di questo segnale che possa essere esteso probabilmente su più affluenti ma non su tutta l'area, poiché si segnalano anche concentrazioni di 19 ppm in un affluente più a nord e 14 ppm presso il Lago di Gioveretto. Bisogna tener conto però che il valore di 1558 ppm, oltre che fuori scala nella retta di calibrazione, potrebbe essere dovuto a errori di campionamento: infatti, la corrente nel corso d'acqua era molto sostenuta e forse questo può aver alterato la deposizione dei materiali. Non a caso nel punto di campionamento successivo, presso il Lago di Gioveretto, si assiste alla presenza di soli 14 ppm di As. Rimane comunque l'ipotesi di una qualche sorgente diffusa per l'arsenico, poiché nel resto del Rio Plima si assiste a concentrazioni di 40 ppm. Purtroppo i dati mineralogici e litologici in possesso non riescono a dare una spiegazione a questo fenomeno. L'altro valore di concentrazione più alto di As si trova in un punto isolato in un affluente a sudest di Curon Venosta, dove si è registrata una concentrazione di 121 ppm. Anche qui mancano dei dati litologici di supporto, anche se, essendo il campione raccolto nei pressi di una zona abitata, potrebbe essere possibile l'influsso antropico. Nella Val di Martello invece, essendo che i punti di campionamento si trovano a una quota di 2000-2200 m e in una zona dove prevalgono per lo più rocce nude e pascoli di alta quota, si potrebbe escludere un qualche impatto antropico. Altri valori interessanti di As si trovano vicino alla sorgente del fiume Adige (56 ppm) e a nord di Malles Venosta (84 ppm), anche se quest'ultimo punto, in un campionamento eseguito più a monte, si registra una concentrazione di 26 ppm. Anche qui mancano dati geologici di supporto e potrebbe incidere l'attività antropica in questi valori, forse legata all'agricoltura. Altri risultati anomali e di probabile impatto antropico si trovano nelle vicinanze di Glorenza (37 ppm), vicino a Prato allo Stelvio (37 e 42 ppm) a sud di Laces (70 ppm) e a sud di Naturno (38 ppm). Nel Rio Solda la presenza di arsenopirite e pirite in alcune zone del bacino potrebbe forse essere correlata alle concentrazioni osservate (88 e 82 ppm). Arsenopirite e pirite sono anche riscontrati nelle vicinanze delle miniere di Annaberg e di Oris e le concentrazioni osservate di 50 e 39 ppm potrebbero essere derivate da queste mineralizzazioni. L'arsenopirite potrebbe essere correlata anche ai 63 ppm riscontrati a Terlano.

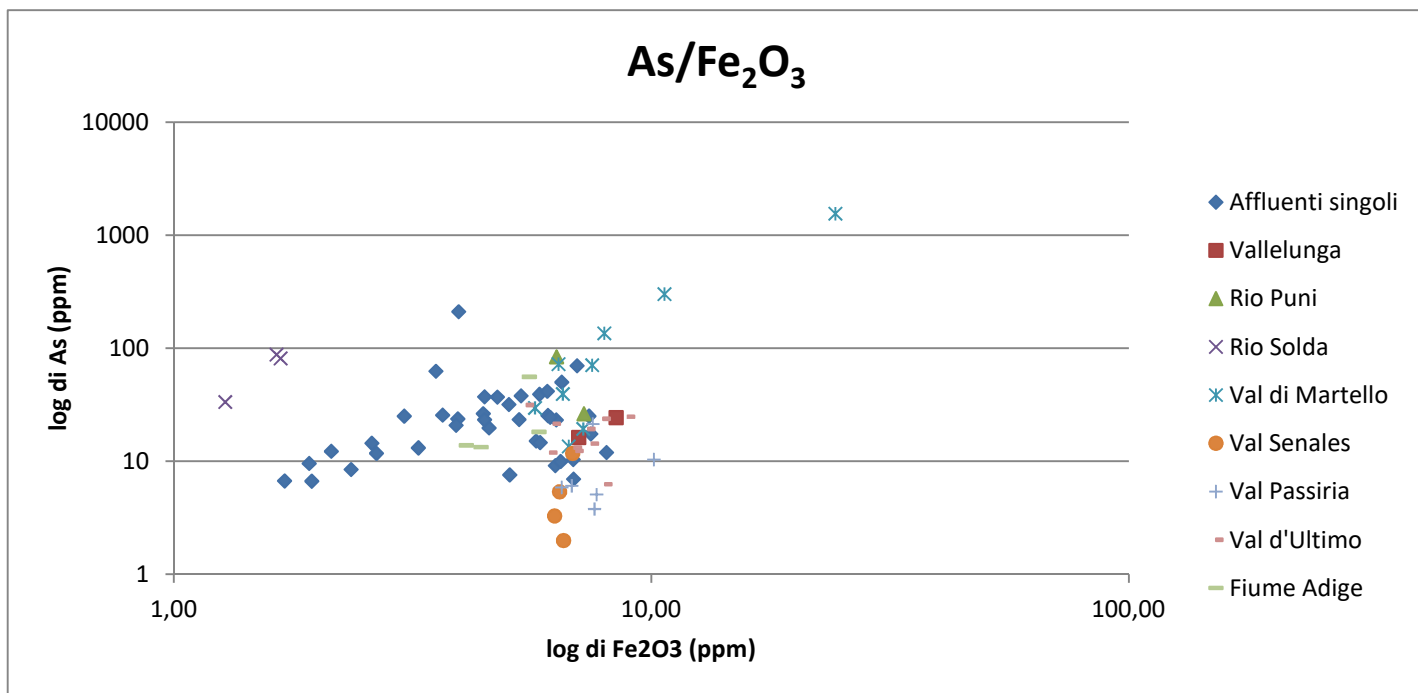


Fig. 21: diagramma di dispersione tra As e Fe₂O₃, con punti suddivisi nelle valli più grandi, in cui è stato eseguito più di un punto di campionamento. Con "affluenti singoli" s'intendono tutti i corsi d'acqua non inclusi nelle valli prima citate.

Per un'analisi più approfondita, si può vedere come sia collegato As con Fe₂O₃: oltre che per essere stati inclusi nello stesso raggruppamento nell'analisi fattoriale, questi due elementi possono essere proprio i costituenti dell'arsenopirite. Vedendo il diagramma di dispersione tra As e Fe (Fig. 21), si denota come i valori più elevati riscontrati in Val di Martello e a sudest di Curon Venosta abbiano un contenuto più alto di As rispetto alla media dei campioni: si conferma che sono valori anomali rispetto alla norma. Un'analogia posizione è occupata dai siti delle miniere di Annaberg, Oris e Terlano: per la presenza maggiore di As rispetto al Fe, si potrebbe ipotizzare proprio la presenza di calcopirite. I campioni di Rio Solda invece mostrano un livello basso di Fe ed elevato di As, segno di un'origine di As non dipendente da minerali ferrosi, come prima ipotizzato. I campioni della Val Senales, Val Passiria, Vallelunga e Val d'Ultimo presentano un comportamento nettamente non lineare: per questo si può presumere che la presenza di As è indipendente dal Fe₂O₃. In generale, molti altri siti manifestano una certa dipendenza lineare tra As e Fe₂O₃.

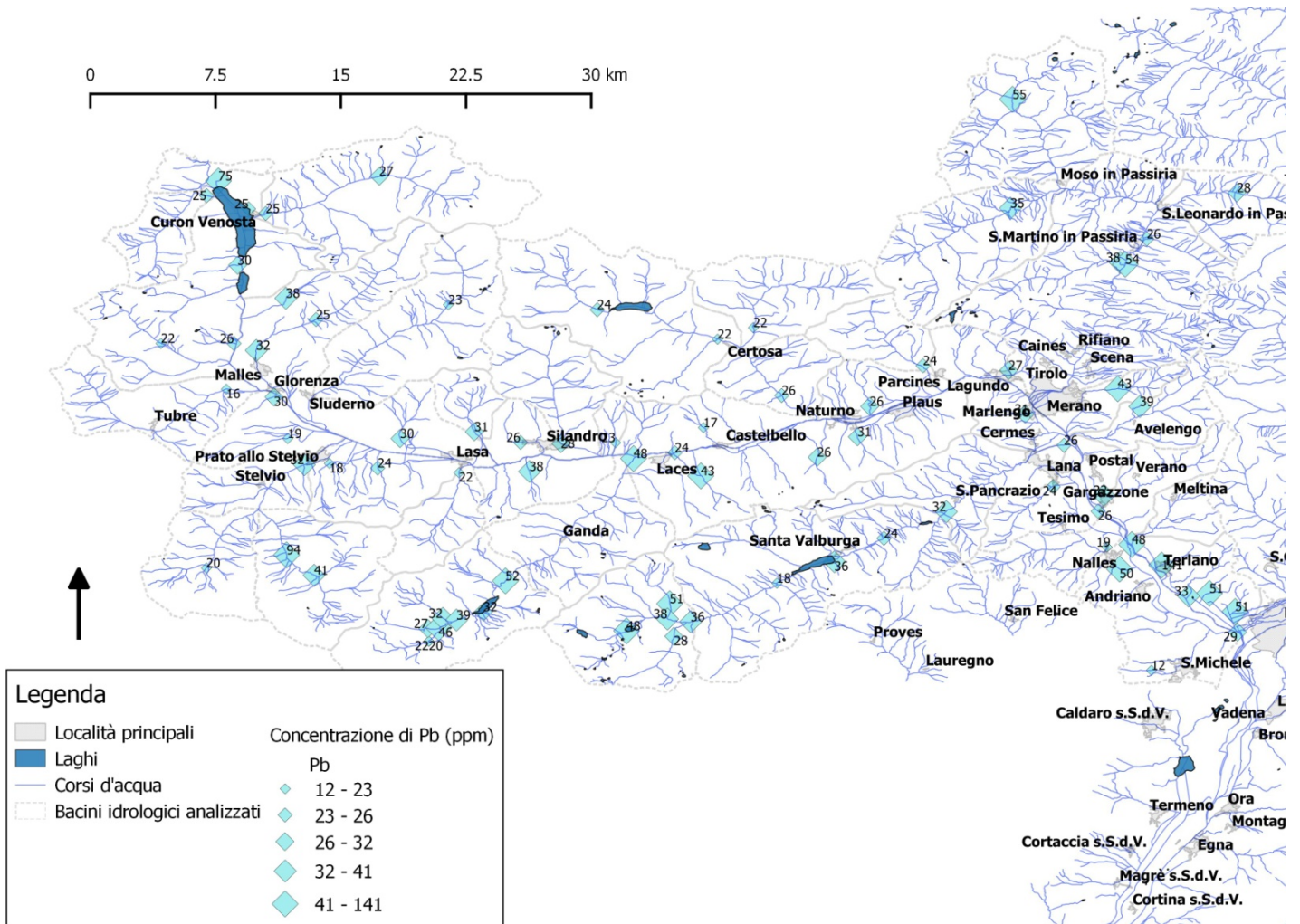


Fig. 22: rappresentazione dei risultati per la concentrazione di Pb (in ppm), riportati nella suddivisione nei 5 quantili. Il minimo registrato è 12 ppm e il massimo è 141 ppm. Dati elaborati con QGIS.

Per il Pb (Fig. 22), si nota come molti valori siano quasi tutti minori di 37 ppm. I dati più evidenti di concentrazioni elevate risultano essere rilevabili presso Terlano (141 ppm), Rio Solda (94 ppm) e vicino alla sorgente del fiume Adige (75 ppm). Mentre per l'ultimo sono assenti dei dati litologici, per Terlano e Rio Solda sono note delle consistenti mineralizzazioni a galena su cui si erano innestate alcune attività minerarie, anche se i punti di campionamento sono a valle di due centri urbani e possono risentire di eventuali contaminazioni. Il Rio Solda manifesta un altro campionamento con concentrazioni elevate di Pb (41 ppm), anche se vicino alla confluenza con il fiume Adige i livelli di concentrazione si assestano vicino ai livelli medi del fondovalle della Val Venosta (32 ppm). Altri siti in cui il Pb è prevalente sono nel Rio Carlino (38 ppm), a Lasa (38 ppm) e a

sud di Laces (43 ppm): sono assenti mineralizzazioni naturali di Pb, anche se l'impatto antropico in queste zone è minimo. In Val Passiria si segnalano concentrazioni di Pb pari a 55 e 54 ppm nel fiume Passirio e 38 ppm in un suo affluente. Nella miniera di Monteneve si segnala la presenza di galena e cerussite, le quali potrebbero essere i responsabili di questo segnale evidente già nel campionamento precedente alla miniera in questione e che continua fino alla media Val Passiria. Nella Valle dell'Adige si vedono delle concentrazioni elevate di Pb ad Avelengo (39 e 43 ppm), Nalles (50 ppm), Rio Meltina (48 ppm) e nei dintorni di Terlano (51 ppm), con segnali prossimi a delle mineralizzazioni a galena. In Val di Martello si segnalano delle concentrazioni di Pb rilevanti in un affluente del Rio Plima e nel Rio Plima stesso dopo la miniera di Martello (contenente galena) e per tutto il corso del fiume fino alla confluenza con l'Adige: in successione si hanno 46, 39, 32 (lieve abbassamento presso il Lago di Gioveretto), 52 e 48 ppm. In Val d'Ultimo si segnalano delle concentrazioni elevate di Pb nel primo tratto percorso dal Rio Valsura (48 ppm, 38 ppm) e da un suo affluente sulla riva sinistra (51 ppm). Visto l'assenza di minerali contenenti Pb e la diffusione di boschi di conifere e pascoli ad alta quota, si può ipotizzare che questo segnale derivi da alcuni minerali o da alcune rocce che non sono state ancora sufficientemente studiate.

Dal diagramma di correlazione tra Pb e S (Fig. 23), purtroppo non si evince nessun dato utile per poter determinare un'origine di questi segnali e appurare se si tratta dell'effetto di mineralizzazioni o d'impatti antropici. Gli unici dati più evidenti sono quelli segnalati a Terlano, Solda e alla sorgente dell'Adige, che a pari contenuto di S mostrano un livello di Pb superiore a quello degli altri campioni.

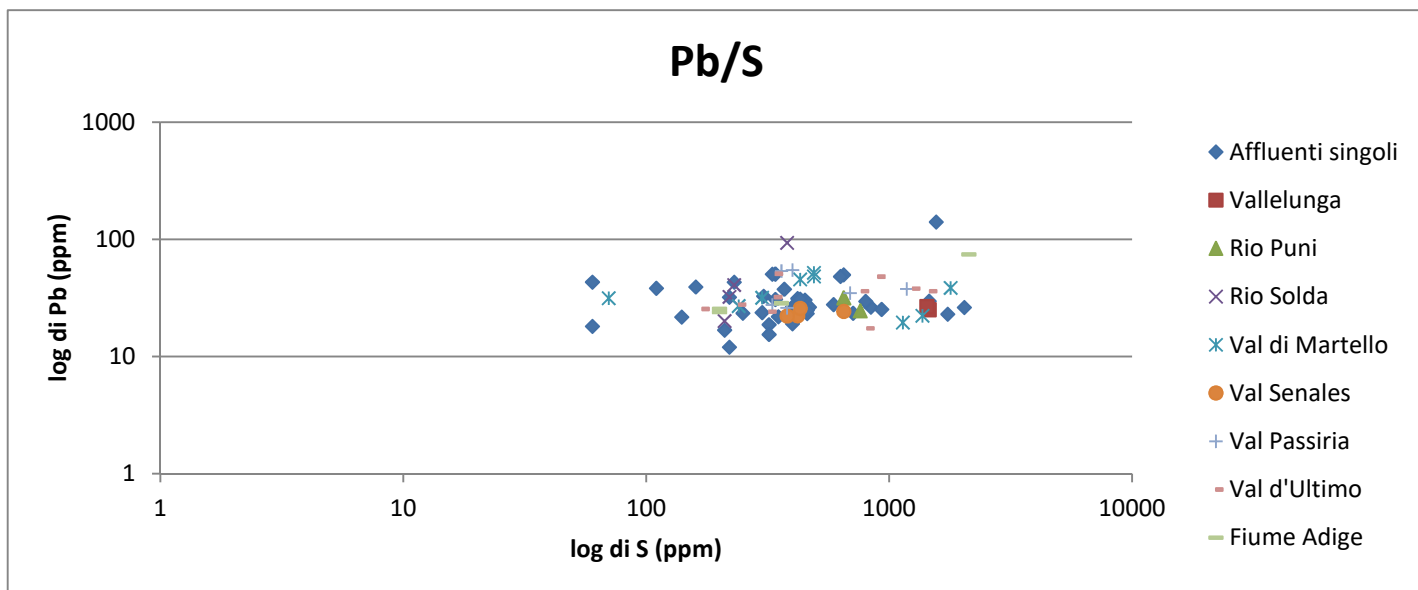


Fig. 23: diagramma di dispersione tra Pb e S, con punti suddivisi nelle valli più grandi, in cui è stato eseguito più di un punto di campionamento. Con "affluenti singoli" s'intendono tutti i corsi d'acqua non inclusi nelle valli prima citate.

Per Zn (Fig. 24), i valori più alti sono riscontrabili presso Terlano (623 ppm), in Val d'Ultimo nell'affluente del versante sinistro del Rio Valsura (558 ppm) e in Val Passiria nel campionamento precedente alla miniera di Monteneve (317 ppm). Il sito in Val d'Ultimo è l'unico che non si trova vicino ad affioramenti di blenda. In Val Passiria, le elevate concentrazioni di Zn sono rilevabili anche nel medio Passirio (214 ppm) e in due affluenti del versante destro dello stesso fiume (155 e 158 ppm), localizzati questi due in zone dove non è stata rilevata la presenza di minerali di blenda. Nella miniera di Monteneve, oltre alla blenda, si possono trovare anche smithsonite e idrozincite. Altri valori alti di Zn si possono individuare in una grande area che comprende Val di Mazia, Vallelunga, circondario di Curon Venosta e nella fascia tra Curon Venosta e Malles Venosta, con una media delle concentrazioni di 185 ppm. In questa zona mancano dei dati litologici e mineralogici di supporto. Altri campioni con contenuto elevato di Zn ma lontani da mineralizzazioni note di Zn si trovano a Lasa e a Laces. In Val di Martello si segnala 211 ppm in un affluente del Rio Plima situato poco distante dalla miniera di Martello: il valore nel Rio Plima dopo questa confluenza però non arriva mai a superare il valore di 126. Come eccezione compaiono le concentrazioni dei campioni del Rio Plima posti più a valle del Lago di Gioveretto, dove si segnalano valori di 231 e 131 ppm. Poiché la diga costituisce un grosso ostacolo al trasferimento di sedimenti fluviali, si può supporre che in questa zona

sia all'opera un'altra fonte di Zn non identificata. Nella Val d'Ultimo compaiono molti valori anomali diffusi su più affluenti presenti nella parte più a monte della valle: infatti, oltre al già citato valore di 558 ppm, compaiono nel Rio Valsura anche 171, 164, 176 e 178 ppm. Si escludono da quest'area gli affluenti campionati sulla riva destra, che presentano una concentrazione di 86 e 110 ppm.

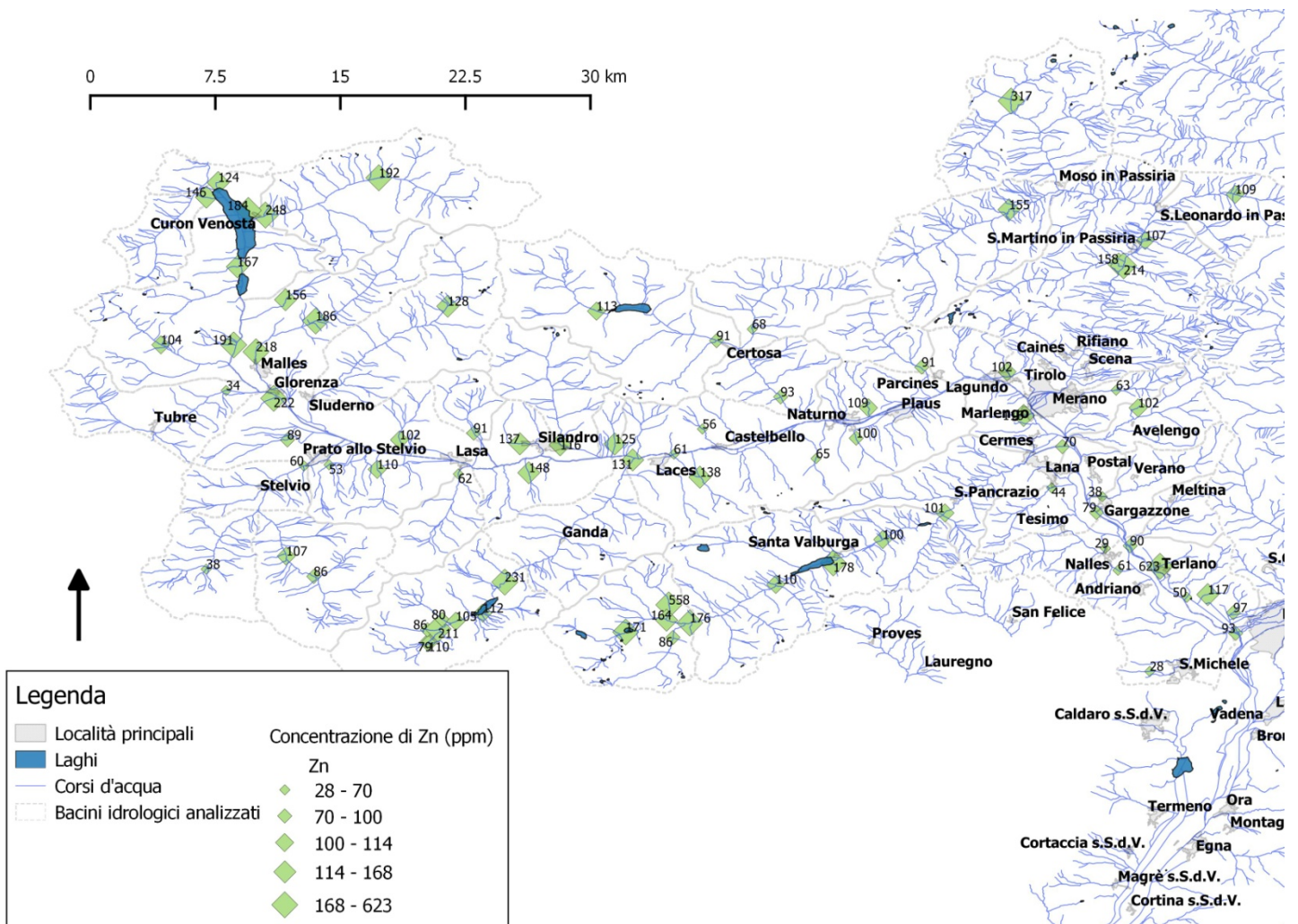


Fig. 24: rappresentazione dei risultati per la concentrazione di Zn (in ppm), riportati nella suddivisione nei 5 quantili. Il minimo registrato è 28 ppm e il massimo è 623 ppm. Dati elaborati con QGIS.

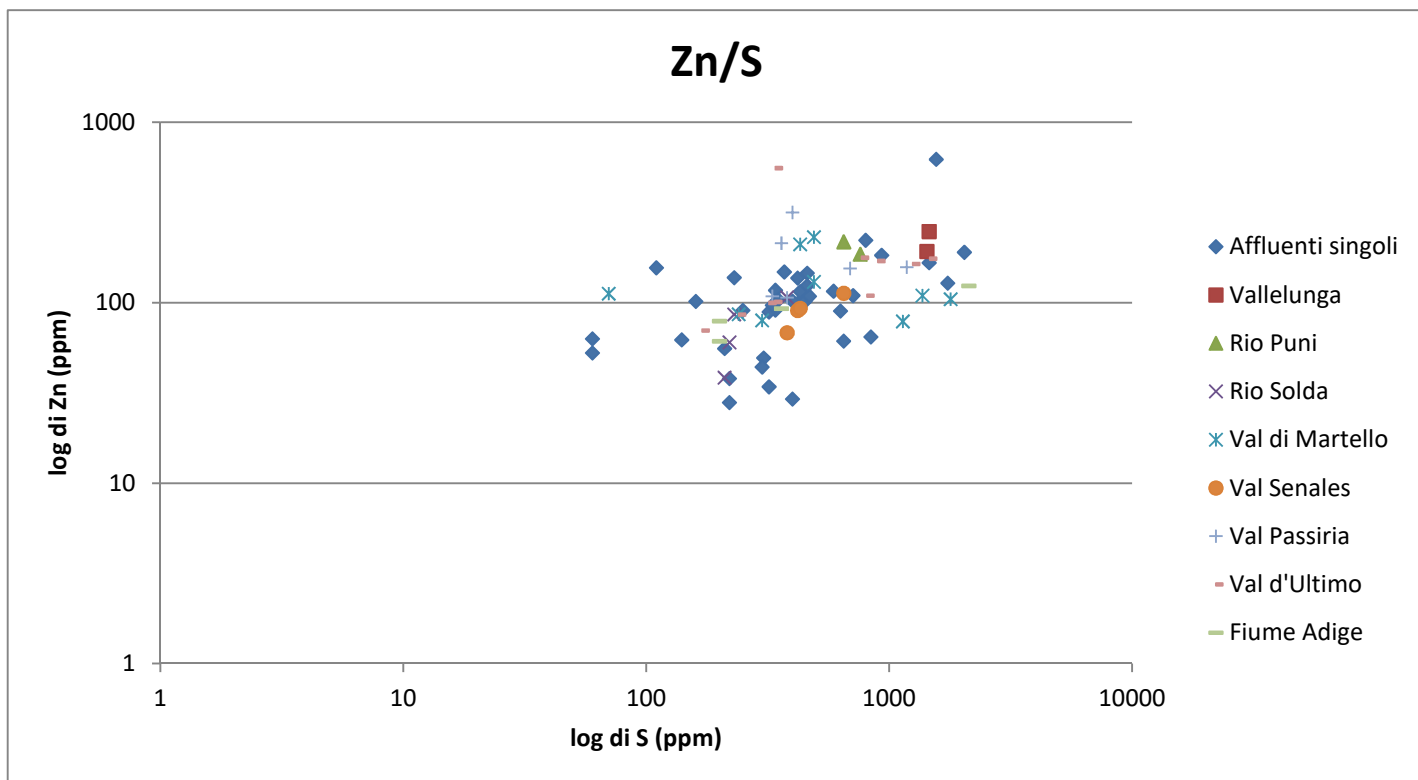


Fig. 25: diagramma di dispersione tra Zn e S, con punti suddivisi nelle valli più grandi, in cui è stato eseguito più di un punto di campionamento. Con "affluenti singoli" s'intendono tutti i corsi d'acqua non inclusi nelle valli prima citate.

Dal diagramma di dispersione tra Zn e S (Fig. 25), si nota che, come nel caso di Pb/S, non ci sia un vero andamento lineare tra i dati né alcuna correlazione possibile. Si nota solo come i valori di Vallelunga, Rio Puni e alcuni dati della Val Passiria e della Val d'Ultimo costituiscano quasi un gruppo a sé stante, con alto Zn e alto S. Non si riesce a distinguere l'origine della concentrazione di Zn.

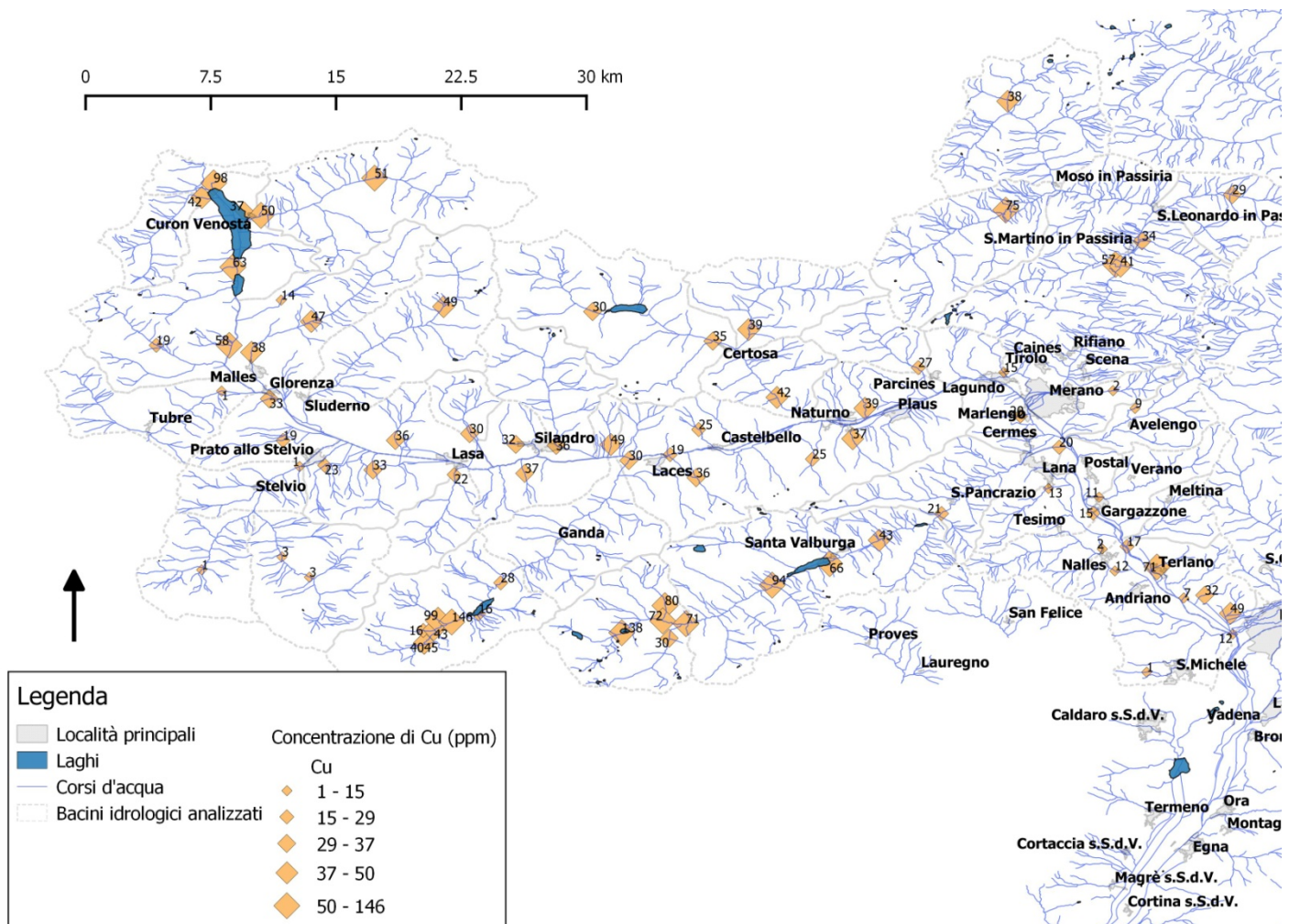


Fig. 26: rappresentazione dei risultati per la concentrazione di Cu (in ppm), riportati nella suddivisione nei 5 quantili. Il minimo registrato è 1 ppm e il massimo è 146 ppm. Dati elaborati con QGIS.

Per il Cu (Fig. 26), quasi tutti i valori sono inferiori a 64 ppm. Come dati anomali compaiono i campioni di Terlano con 71 ppm: nella miniera nelle vicinanze dell'abitato compaiono mineralizzazioni a calcopirite, tetraedrite, calcocite e covellina, i quali potrebbero essere responsabili di questo segnale. In Val di Martello si segnalano concentrazioni di 146 e 90 ppm, concentrati solo in campioni che si trovano nei pressi della miniera di Martello: qui compaiono come minerali di Cu calcopirite, azzurrite e malachite. Altrove in Val di Martello non compaiono mai concentrazioni alte di Cu. In Val Passiria compare una concentrazione di 75 ppm e nella sorgente dell'Adige di 98 ppm: non sono chiare le origini di questi segnali, poiché si tratta di zone ad alta quota. In Val d'Ultimo si riscontrano molti valori alti di Cu: nell'affluente nella riva sinistra compaiono 80

ppm e nel Rio Valsura in successione 138, 72, 71, 94 e 66 ppm. L'origine di questo segnale non è chiara, anche se sembra diffusa su più di un affluente.

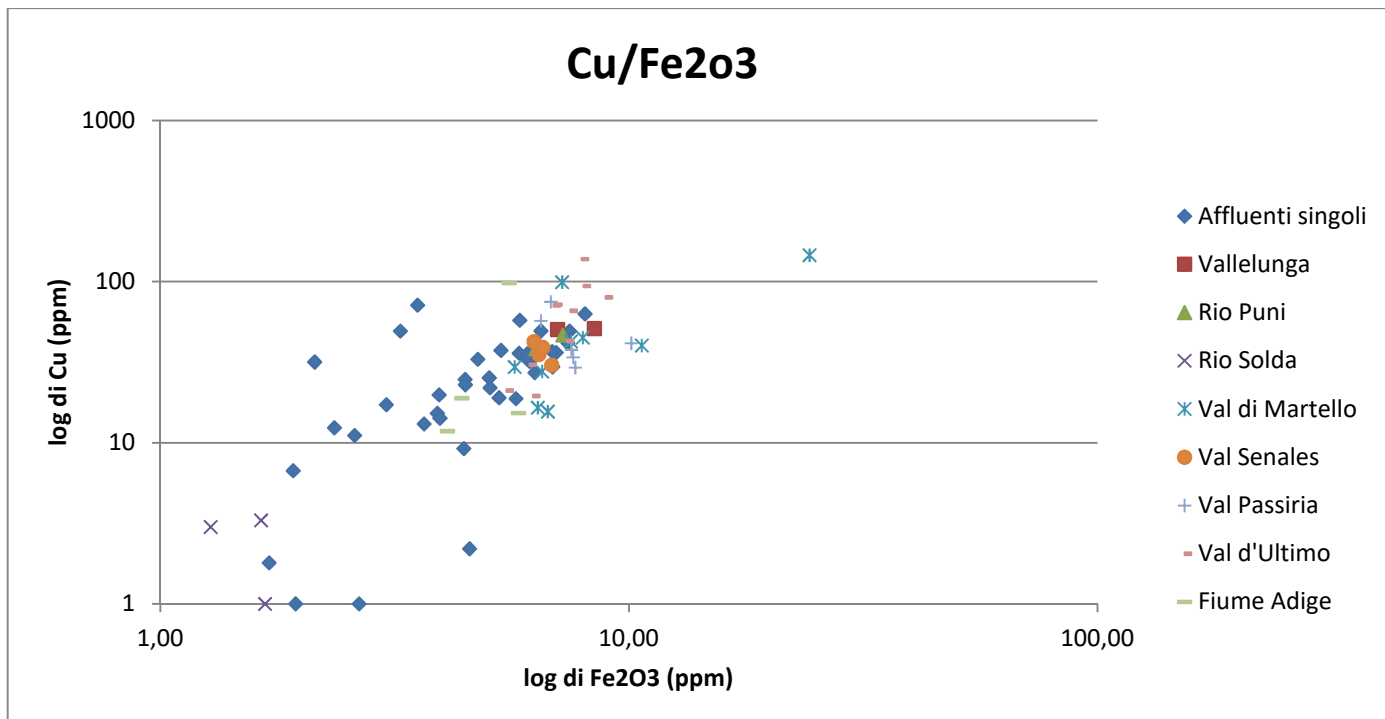


Fig. 27: diagramma di dispersione tra Cu e Fe₂O₃, con punti suddivisi nelle valli più grandi, in cui è stato eseguito più di un punto di campionamento. Con "affluenti singoli" s'intendono tutti i corsi d'acqua non inclusi nelle valli prima citate.

Nel diagramma di dispersione (Fig. 27), a parte qualche dato singolo, si vede una certa correlazione lineare tra Cu e Fe₂O₃. In questo grafico spiccano i dati riguardanti la Val di Martello, con risultato forse dipendente dalla presenza di minerali di Cu. La Val d'Ultimo presenta anch'essa una forte correlazione tra Cu e Fe₂O₃ e sarebbero necessarie ulteriori indagini per capire la fonte di queste concentrazioni.

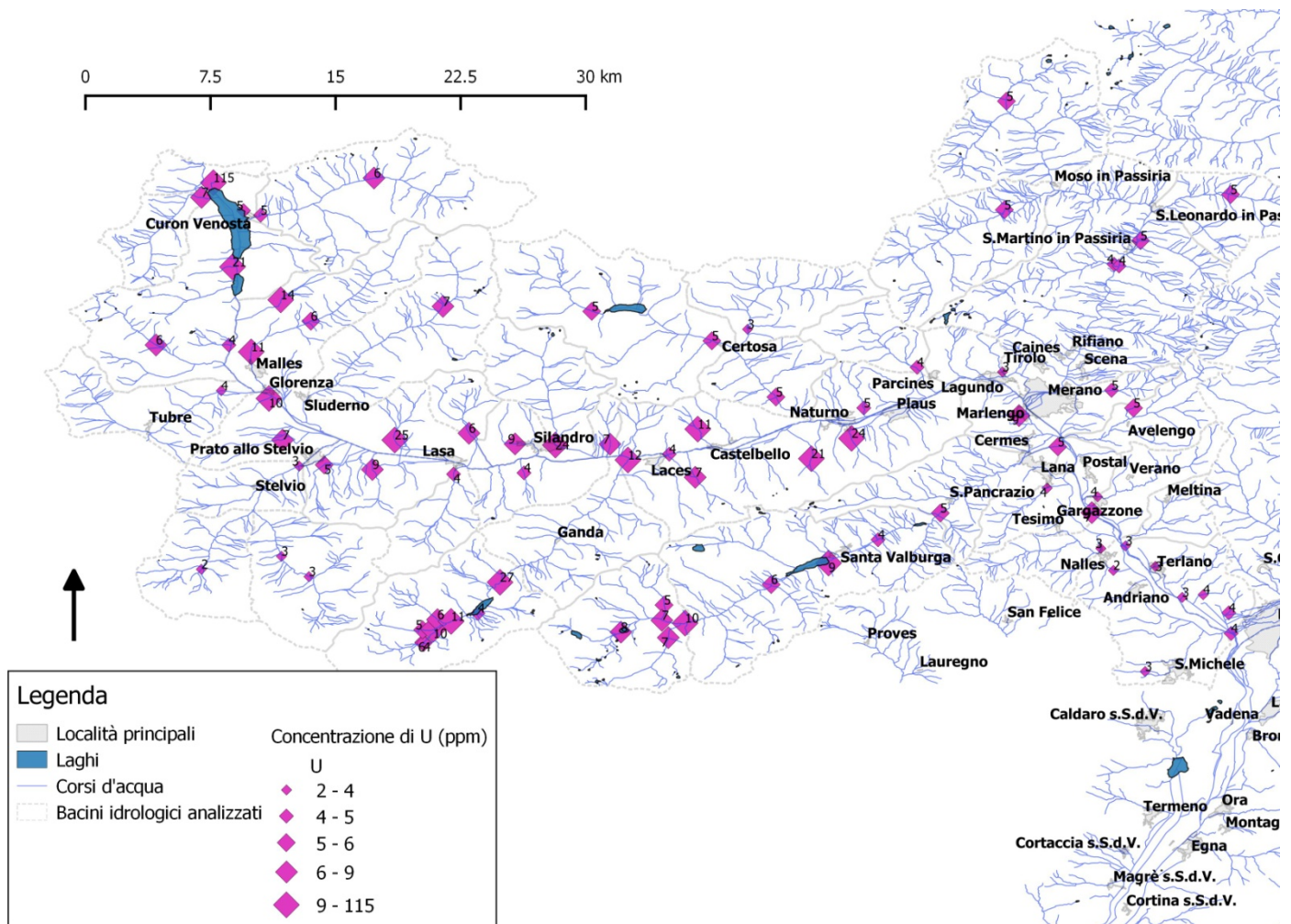


Fig. 28: rappresentazione dei risultati per la concentrazione di U (in ppm), riportati nella suddivisione nei 5 quantili. Il minimo registrato è 2 ppm e il massimo è 27 ppm (il dato di 115 ppm è affetto da probabili errori). Dati elaborati con QGIS.

Per l'U (vedi Fig. 28), si nota che quasi tutte le concentrazioni sono inferiori a 7 ppm. I valori alti distribuiscono a macchia di leopardo su tutto il territorio. Valori rilevanti sono presenti nella sorgente dell'Adige (115 ppm, risultato comunque fuori dalla retta di calibrazione e quindi non affidabile), nel Rio Piz (7 ppm), in un affluente dell'Adige nel versante destro (21 ppm), un altro affluente, questa volta sul versante sinistro (14 ppm), Rio Puni (11 ppm, anche se più a monte presenta 6 ppm), Oris (25 ppm), Silandro (24 ppm), Laces (7 e 11 ppm) e Naturno (21 e 24 ppm). In Val Martello si segnalano 10 ppm da un affluente del Rio Plima, 11 ppm nel Rio Plima stesso prima del Lago di Gioveretto e 27 dopo lo stesso lago. Si può presupporre che ci siano più fonti distinte di U, poiché il Lago di Gioveretto mostra una concentrazione di 4 ppm. In val d'Ultimo si segnalano 7

ppm in un affluente nel versante destro e nel Rio Valsura si ha: 8, 7, 10, 6 e 9 ppm. Si presume un'origine di U distribuita su più affluenti e che sia sviluppata anche vicino al Lago di Zoccolo.

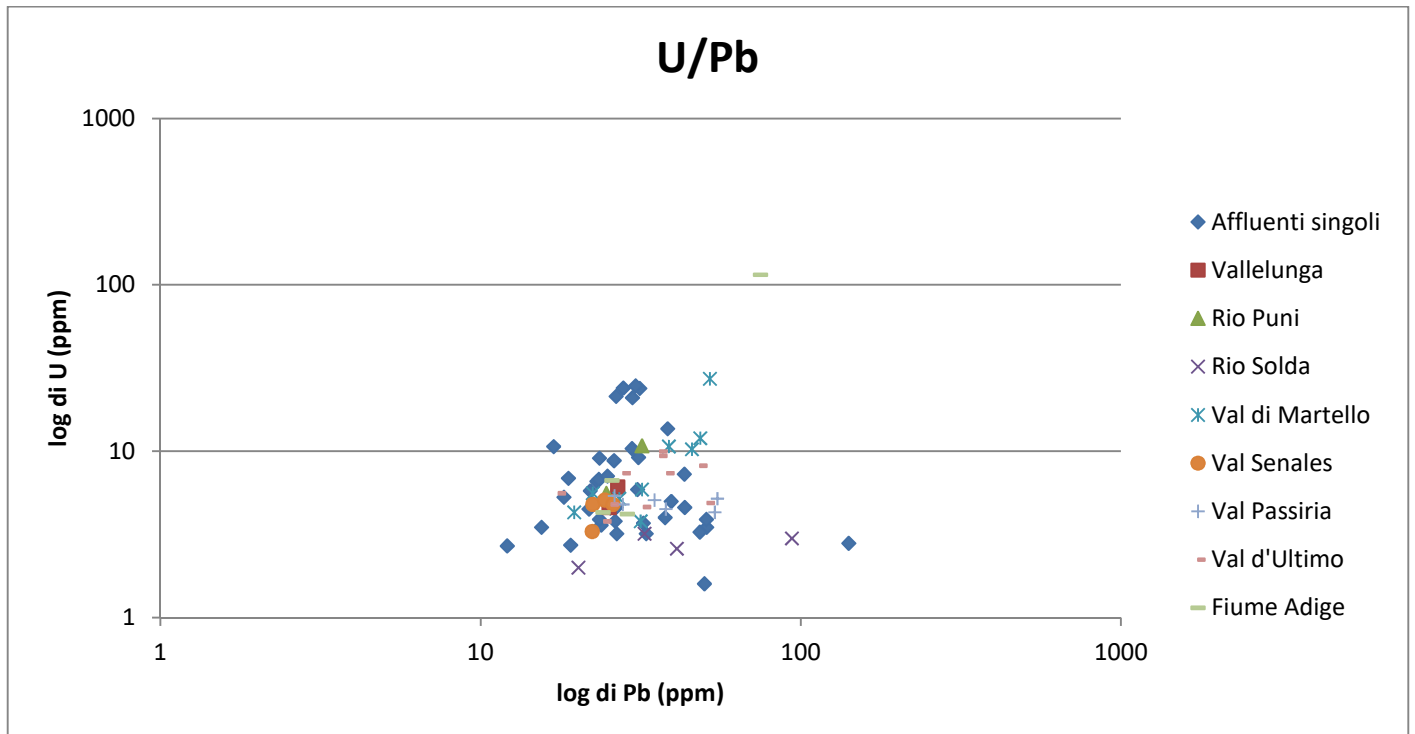


Fig. 29: diagramma di dispersione tra U e Pb, con punti suddivisi nelle valli più grandi, in cui è stato effettuato più di un punto di campionamento. Con "affluenti singoli" s'intendono tutti i corsi d'acqua non inclusi nelle valli prima citate.

Nel diagramma di dispersione (Fig. 29), si è usato il rapporto di U con il Pb, per via del comune raggruppamento D4: oltre a questo, si sa che il Pb può essere contenuto in tracce in minerali di uraninite (Dal Cin, 1964) e che l'uraninite stessa possa in alcuni casi essere correlata alla presenza di galena (Mitterpergher, 1966). Purtroppo, dal diagramma stesso non è possibile estrapolare un qualche dato utile. Si prova a vedere il rapporto di U/Pb e di inserirlo in una mappa.

Come si vede dalla cartografia (Fig. 30), i bacini di Solda e della Val Passiria sembrano risentire pochissimo di una qualche correlazione tra U e Pb, poiché i rapporti sono molto bassi, generalmente minori di 0,10. La Val Senales presenta valori leggermente più alti (media di 0,19), mentre la Val di Mazia e la Vallelunga hanno valori di 0,29 e 0,23. Gli affluenti nelle vicinanze di Curon Venosta presentano in alcuni punti valori bassi (0,18)

nella vicinanza con la Cima Termine (che presenta una mineralizzazione a U) e in altri siti più distanti sono riportati 0,70 e 1,54. Tra Curon Venosta e Lasa sono riportati valori medi del rapporto pari a 0,3. Purtroppo, non sono disponibili dati litologici di questa regione. Nel Rio Ram e nella vicina Val di Slingia si segnalano dei valori del rapporto rispettivamente di 0,23 e di 0,26: non sono elevate come quelle di altri bacini già citati, ma sono un'indicazione della correlazione tra U e Pb nelle locali mineralizzazioni (Giannotti & Tedesco, 1964). Nel versante settentrionale della Val Venosta, in corrispondenza delle mineralizzazioni a blenda e galena, sono presenti dei valori importanti del rapporto U/Pb: 0,81, 0,34, 0,86 e 0,63. Analoghi valori sono presenti nel versante meridionale della Val Venosta nei pressi di Naturno e Plaus (0,81 e 0,76). Si potrebbe ipotizzare una qualche correlazione tra il contenuto di U e la presenza di Pb in queste zone. Nella Val Martello si segnala un rapporto tra U e Pb in media di 0,28 precedente al Lago di Gioveretto, mentre dopo il lago in questione il rapporto arriva a 0,35, per poi calare a 0,25 nella confluenza con l'Adige. Nella Val d'Ultimo, da uno degli affluenti del Rio Valsura si segnala un rapporto U/Pb di 0,27: lungo il corso del Rio Valsura il rapporto aumenta fino a 0,32 forse per presenza di vicine mineralizzazioni di U correlate alla presenza di Pb. Dal Lago di Gioveretto (che segna un rapporto di 0,26) per il resto della Val d'Ultimo non si supera un rapporto di 0,20. La Valle dell'Adige presenta valori del rapporto U/Pb generalmente minori di 0,11, ma risaltano leggermente i valori di Avelengo (0,13) e Nalles (0,14). In questo modo sono segnalate anche le mineralizzazioni di U poste nelle Arenarie di Val Gardena (Giannotti & Tedesco, 1964), anche se con un rapporto non molto alto, segno di una correlazione molto blanda o qualche modo fortuita: studi precedenti hanno dimostrato infatti che in taluni casi in queste zone non esiste sempre una correlazione tra il contenuto di U e di Pb (Brondi, et al., 1970). Nel complesso di tutta l'area di studio, si potrebbe concludere che il rapporto U/Pb riesce forse a spiegare alcune delle concentrazioni di uranio riscontrate nella Val Venosta, in Val Martello e nella Val d'Ultimo, oltre che a confermare quelle presenti nel Rio Ram.

Conclusioni

Il piano di campionamento, esplicitato in questo elaborato, ha cercato di dare una visione quanto più esauriente possibile di tutti i bacini nell'area di studio. Le concentrazioni degli elementi analizzati hanno permesso di identificare alcune importanti considerazioni su tutte le eterogeneità riscontrate. Si può inizialmente affermare come nel bacino del Rio Solda, nella Valle dell'Adige e in alcuni punti isolati sia rilevante la presenza di Ca e Mg attribuibile a calcite, aragonite, gesso e dolomite, in parte espresse anche dalla correlazione di questi stessi elementi con la LOI nel raggruppamento D1 per quanto riguarda la presenza di carbonati. Per quanto riguarda gran parte dei campioni nel basamento metamorfico dell'Ötztal-Breonie e dell'Ortles-Campo, si riscontra una presenza di SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O e K_2O derivabile probabilmente dalla presenza di anfiboli e micascisti, i quali sono molto diffusi in questi complessi rocciosi. Non a caso, dai risultati sono evidenziati i due versanti (quello settentrionale e quello meridionale) della Val Venosta da cui ci sono evidenze proprio della presenza di micascisti. Fa eccezione la zona corrispondente alla Valle di Lasa e nei pressi delle miniere, dove la bassa presenza di muscovite garantisce la buona qualità del marmo ivi estratto (Baumgarten, et al., 1998). La presenza di concentrazioni di Fe_2O_3 legata al TiO_2 e alla presenza di alcuni elementi particolari, come Co, e alcune terre rare (La, Nb, Nd e Y) nella regione potrebbe essere originata dalla presenza d'intrusioni di migmatiti. La presenza in zone vicine a queste di un raggruppamento contenente Al_2O_3 e Fe_2O_3 , oltre che di altri elementi non comuni (come Ce, Ga e Sm), potrebbe suggerire un'azione dovuta probabilmente a metamorfismo di contatto. Queste concentrazioni dovute a migmatiti e da metamorfismo di contatto possono essere trovate nei pochi campioni nella zona di Monteneve: purtroppo i campionamenti effettuati sono insufficienti per definire un'origine precisa di questi fenomeni. Indagini più approfondite sul fiume Passirio potrebbero essere necessarie, anche se la forte acclività del primo tratto del fiume, stretto in una valle fluviale molto impervia, potrebbe essere un grosso ostacolo per delle indagini. Inoltre potrebbe essere interessante indagare anche le concentrazioni di Cd e Bi contenuti, secondo dati di letteratura, nelle blende e galene del giacimento (Dessau & Perna, 1966). Altre zone dove si riscontrano questi elementi particolari risultano essere nei pressi del corso iniziale del Rio Plima nella Val Martello e nella parte più a monte della Val d'Ultimo. Si vede come in queste due zone si sono osservati anche altri elementi che presentano una concentrazione particolare: per tutti i rapporti analizzati degli elementi più presenti (As, Pb,

Zn, Cu e U) si notano dei valori molto elevati rispetto a tutti gli altri riscontrabili nell'area di studio. Per questo sono stati svolti degli altri campionamenti negli affluenti dei due fiumi principali.

Per quanto riguarda la Val di Martello, non è spiegata da nessuna mineralizzazione o evidenza geologica la presenza di valori alti di As e di U concentrata in quasi tutti gli affluenti principali del Rio Plima. Forse è presente una qualche litologia o contaminazione da parte antropica che possa provocare questo fenomeno, anche se prevalentemente il paesaggio è composto da boschi di conifere, pascoli e rocce nude. Per Pb e Zn sembra che queste concentrazioni siano specifiche solo degli affluenti che si trovano nella Valle di Peder e nella Val Madriccio. Sono necessari ulteriori studi litologici e mineralogici più specifici in questa zona per spiegare questi fenomeni. La presenza di minerali di berillo può in parte spiegare la presenza di Rb, Cs e Sc (Dal Cin, 1964).

Per la Val d'Ultimo, la presenza di As sembra minima. Le concentrazioni di Pb, Zn e U segnalano alcuni valori elevati in due affluenti specifici del Rio Valsura, uno situato nel versante sinistro e l'altro nel versante destro. Per quanto riguarda Cu, l'origine di questo segnale sembra comune a tutti gli affluenti e a gran parte del corso del Rio Valsura fino al Lago di Gioveretto. Mancano anche dei dati ulteriori più precisi per definire l'origine di queste concentrazioni, che potrebbero essere anche di natura antropica.

Un'altra zona che risente di valori abbastanza rilevanti è quella vicino all'abitato di Terlano. Un singolo punto di campionamento effettuato non è molto significativo per dare un qualche risultato attendibile, visto anche la varietà di minerali presenti nelle miniere di Terlano. Bisogna comunque notare che in passato, proprio per la presenza di alcune contaminazioni nei terreni agricoli, la stessa area è stata messa in bonifica e le miniere sigillate (Baumgarten, et al., 1998). Sono necessari ulteriori indagini, possibilmente più nelle vicinanze delle miniere: in tal modo si può escludere una contaminazione data dal tessuto urbano presente.

Nonostante alcuni campioni indichino dei risultati in Val Senales, in Val di Mazia e nei dintorni di Curon Venosta, purtroppo non si sono trovati dati geologici di supporto. Anche in questi casi, l'attività antropica potrebbe essere rilevante.

Tra i vari elementi analizzati, l'uranio mostra dei dati interessanti con i dati di letteratura: il rapporto U/Pb conferma la presenza di alcune mineralizzazioni, poste nelle vicinanze di Tubre, per cui è già nota una correlazione tra la concentrazione di U con il Pb (Giannotti &

Tedesco, 1964), mentre per altre, in particolare nelle Arenarie di Val Gardena, è comprovata che non esiste una correlazione così evidente (Brondi, et al., 1970).

Il metodo di campionamento utilizzato, sui sedimenti fluviali, si è dimostrata una tecnica analitica molto utile per gli scopi del lavoro di tesi. Ha permesso delle indagini veloci e immediate sui siti di campionamento e non ha richiesto delle procedure complicate per la raccolta dei campioni. In questo modo si sono ricavati dei campioni completi e rappresentativi di ogni bacino idrologico considerati. L'uso della Spettrofotometria a Raggi X (XRF) ha consentito un'analisi dettagliata e precisa di tanti elementi per lo stesso campione.

Bibliografia

Addinsoft, 2018. *XL-STAT: statistical software & data analysis add-on for Excel*. [Online]

Available at: <https://www.xlstat.com/>

[Accessed 10 Dicembre 2018].

Baumgarten, B., Folie, K. & Stedingk, K., 1998. *Auf den Spuren der Knappen: Bergbau und Mineralien in Südtirol*. Lana (BZ): Tappeiner SPA.

Brondi, A., Polizzano, C., Anselmi, B. & Bevegnù, F., 1970. Rinvenimento di una mineralizzazione a galena nelle arenarie primarie di Nalles (Bolzano). In: G. Perna, ed. *Industria Mineraria nel Trentino-Alto Adige Vol. 3*. Trento: "Economia Trentina" del C.C.I.A. di Trento.

Buckhardt, C. E., 1966. Giacimento di magnesite nello Zumpanell (Ortles-Alto Adige). In: *Atti del Symposium internazionale sui giacimenti minerari delle Alpi vol. 2*. Trento: Regione Trentino Alto Adige e C.C.I.A..

Dal Cin, R., 1964. I principali minerali industriali della regione Trentino Alto Adige. In: G. Perna, ed. *Industria mineraria del Trentino-Alto Adige Vol.1*. Trento: "Economia Trentina" del C.C.I.A. di Trento.

Dall'Aglio, M., Mittempergher, M. & Tedesco, C., 1966. Prospezione geochemica a scala regionale del Trentino-Alto Adige. In: *Atti del Symposium Internazionale sui giacimenti minerari delle Alpi vol. 3*. Trento: Regione Trentino Alto Adige e C.C.I.A..

Dessau, G. & Perna, G., 1966. Le mineralizzazioni a galena e blenda nel Trentino Alto Adige e loro contenuto in elementi accessori. In: *Atti del Symposium internazionale sui giacimenti minerari delle Alpi vol. 3*. Trento: Regione Trentino Alto Adige e C.C.I.A..

Folie, K., Detomaso, G. & Perna, G., 1984. *I minerali del Trentino e dell'Alto Adige*. Lana (BZ): Tappeiner SPA.

Gatto, G. O. & Scolari, A., 1973. Il "Verrucano" dell'alta Val Venosta - Contributi alla Geologia e Petrologia dell'Alto Adige Occidentale. In: *Studi trentini di scienze naturali*. Via Rosmini 39, Trento: Edizioni del Museo Tridentino di Scienze Naturali.

Gatto, G. O. & Scolari, A., 1974. Lo "scorrimento di Slingia" nel quadro tettonico dell'alta Val Venosta - Contributi alla geologia e petrologia dell'Alto Adige Occidentale. In: *Atti e Memorie dell'Accademia Patavina di Scienze Lettere ed Arti*. Padova: Società Cooperativa Tipografica.

Giannotti, G. P. & Tedesco, C., 1964. Mineralizzazioni uranifere nel Trentino-Alto Adige vol. 1. In: G. Perna, ed. *Industria mineraria nel Trentino-Alto Adige*. Trento: "Economia Trentina" della C.C.I.A. di Trento.

Hale, M. & Plant, J., 1994. *Handbook of Exploration Geochemistry, Vol. 6*. s.l.:G.J.S. Govett - Elsevier Science B.V..

Kukal, Z., 1971. *Geology of Recent Sediments*. Prague: Academic Press.

Levinson, A. A., 1980. *Introduction to Exploration Geochemistry*. 2 ed ed. Wilmette: Applied Publishing Ltd..

Mair, V., Erschgfäller, M. & Lorenz, D., 2009. *Alto Adige universo minerale*. Lana (BZ): Tappeiner SPA.

McCarthy, J. F. & Zachara, J. M., 1989. Subsurface transport of contaminants. *Environ. Sci. Technol.*, Issue 23, pp. 496-502.

Ministero dell' Ambiente e della Tutela del Territorio e del Mare, 2017. *Geoportale Nazionale*. [Online] Available at: <http://www.pcn.minambiente.it/mattm/geoportale-nazionale/> [Accessed 18 giugno 2017].

Mittempergher, M., 1966. Mineralizzazioni ad Uranio delle Alpi. In: *Atti del Symposium internazionale sui giacimenti minerari delle Alpi vol. 2*. Trento: Regione Trentino Alto Adige e C.C.I.A..

Murara, G. & Perna, G., 1965. Le mineralizzazioni a solfuri misti di Annaberg in Val Venosta (nota preliminare). In: G. Perna, ed. *Industria mineraria nel Trentino-Alto Adige vol. 2*. Trento: "Economia Trentina" della C.C.I.A. di Trento.

Murara, G. & Perna, G., 1970. Quarzo. In: G. Perna, ed. *Industria mineraria nel Trentino-Alto Adige vol. 3*. Trento: "Economia Trentina" della C.C.I.A. di Trento.

Ottensen, R. & Theobald, P., 1994. Stream sediments in mineral exploration. In: *Handbook of Exploration Geochemistry, Vol. 6*. s.l.:G.J.S. Govett - Elsevier Science B.V., pp. 147-184.

Perna, G., 1964. Galena e blenda. In: G. Perna, ed. *Industria Mineraria nel Trentino-Alto Adige vol. 1*. Trento: "Economia Trentina" del C.C.I.A. di Trento.

Perna, G., 1964. Magnesite. In: G. Perna, ed. *Industria Mineraria del Trentino-Alto Adige vol. 1*. Trento: "Economia Trentina" del C.C.I.A..

Perna, G., 1964. Pirite e calcopirite. In: G. Perna, ed. *Industria Mineraria nel Trentino-Alto Adige vol. 1*. Trento: "Economia Trentina" del C.C.I.A. di Trento.

Plant, J. & Hale, M., 1994. Introduction: the foundation of modern drainage geochemistry. In: *Handbook of Exploration Geochemistry, Vol. 6*. s.l.:G.J.S. Govett - Elsevier Science B.V., pp. 3-10.

Plant, J., Hale, M. & Ridgway, J., 1988a. Development in regional geochemistry exploration. *Trans. Inst. Min. Metall.*, Issue 97, pp. B116-B140.

Provincia autonoma di Bolzano Alto Adige, 2017. *Geoportale Alto Adige - Rete Civica dell'Alto Adige*. [Online] Available at: <http://geoportale.retecivica.bz.it/servizi-geodati.asp> [Accessed 6 giugno 2017].

QGIS Development Team, 2018. *QGIS Geographic Information System, Open Source Geospatial Foundation Project*. [Online] Available at: <http://qgis.osgeo.org>.

Rose, A. W., Dahlberg, E. C. & Keith, M. L., 1970. A multiple regression technique for adjusting background values in stream sediment geochemistry. *Econ. Geol.*, Issue 65, pp. 156-165.

Rose, A. W. & Korner, L. A., 1979. Radon in natural water as a guide to uranium deposits in Pennsylvania. In: J. R. Waterstone & P. K. Theobald, eds. *Geochemical Exploration 1978*. Rexdale, Ont.: Association of Exploration Geochemists, pp. 65-76.

Ruffini, F. & Pollinger, R., 2016. *Piano Generale di Utilizzazione dell'Uso delle Acque Pubbliche per la Provincia Autonoma di Bolzano*, s.l.: Provincia Autonoma di Bolzano-Alto Adige.

Stingl, V. & Mair, V., 2005. *Introduzione alla geologia dell'Alto Adige*. Cardano (BZ): Provincia Autonoma di Bolzano-Alto Adige, Ufficio Geologia e Prove Materiali.

Tappeiner, U., Borsdorf, A. & Tasser, E., 2008. *Alpenatlas : society, economy, environment = Atlas des Alpes = Atlante delle Alpi*. Heidelberg (DE): Springer Spektrum.

Twenhofel, W. H., 1926. *Treatise on Sedimentation*. Baltimore, Md.: Williams and Wilkins.

Allegati

Allegato I

Tabella con indicati tutti i dati completi ricavati dai campionamenti descritti in questo elaborato di tesi. Per facilitare la trattazione, i dati sono suddivisi per elementi maggiori e minori e quelli in tracce.

Elementi maggiori e minori											
Campioni	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
MC01B	64,55	0,34	13,86	2,13	0,05	0,87	1,33	2,05	3,83	0,19	10,80
MC01C	54,33	0,75	15,42	5,33	0,08	3,15	1,57	1,71	2,60	0,30	14,77
MC01D	55,89	0,74	20,12	5,48	0,08	4,27	1,61	1,89	3,33	0,23	6,38
MC01E	38,69	0,54	12,61	4,10	0,06	13,93	11,15	1,57	2,06	0,19	15,09
MC01F	58,39	2,32	16,95	10,65	0,19	2,68	1,80	1,35	2,18	0,27	3,21
MC01F(R)	63,30	1,77	14,94	7,97	0,12	2,60	2,14	1,63	1,99	0,29	3,24
MC02B	39,93	0,37	7,81	1,92	0,08	12,68	14,97	0,37	1,59	0,08	20,20
MC02C	57,70	0,76	16,60	5,03	0,07	3,54	2,07	2,25	2,80	0,43	8,77
MC02D	57,45	0,90	18,21	7,37	0,10	3,92	1,56	1,74	2,56	0,28	5,92
MC02F	60,23	1,01	18,60	6,39	0,10	3,85	0,86	1,71	2,69	0,23	4,33
MC03B	41,93	0,47	14,61	3,54	0,07	7,06	5,84	1,30	3,26	0,51	21,42
MC03C	50,37	0,77	22,82	6,99	0,08	4,56	1,45	1,77	3,82	0,19	7,20
MC03D	48,64	0,79	18,35	7,99	0,10	4,87	1,14	1,45	2,16	0,32	14,18
MC03E	49,77	0,97	9,36	4,40	0,09	9,24	12,01	1,81	1,30	0,39	10,66
MC03F	52,64	0,92	20,01	7,52	0,11	4,25	1,51	1,38	2,77	0,21	8,69
MC04B	19,02	0,24	6,15	1,94	0,03	18,82	20,37	0,15	1,21	0,06	32,01
MC04D	60,80	1,31	16,06	7,60	0,12	3,22	1,56	2,25	2,02	0,35	4,71
MC04F	66,09	1,31	13,94	7,20	0,15	2,50	0,84	1,25	1,96	0,25	4,51
MC05B	26,96	0,33	8,23	2,35	0,05	15,35	16,32	0,36	1,68	0,13	28,25
MC05C	51,66	1,04	15,52	7,54	0,15	8,05	4,80	1,99	1,98	0,31	6,97
MC05D	40,86	1,01	18,20	6,49	0,07	5,17	1,56	1,41	2,47	0,42	22,34
MC05E	46,43	1,18	10,57	5,81	0,10	11,18	10,09	1,82	1,51	0,34	10,98

Elementi maggiori e minori											
Campioni	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
MC05F	53,47	0,96	24,99	6,71	0,08	3,47	0,79	1,44	3,69	0,27	4,13
MC06B	56,18	0,52	13,64	3,04	0,08	2,16	6,78	0,79	2,76	0,26	13,78
MC06C	63,68	1,06	15,01	6,42	0,09	3,58	1,67	2,25	2,08	0,34	3,81
MC06D	61,81	1,88	13,51	10,12	0,16	3,44	2,80	1,99	1,42	0,51	2,37
MC06F	51,08	0,67	17,61	7,93	0,10	3,26	1,07	0,91	2,32	0,27	14,81
MC07B	28,07	0,32	5,85	1,71	0,03	18,30	18,42	0,51	1,39	0,10	25,29
MC07C	53,95	0,98	23,32	6,84	0,08	4,59	1,11	1,77	3,71	0,27	3,37
MC07E	34,91	0,72	15,16	5,55	0,07	6,48	3,48	1,06	2,48	0,36	29,74
MC07F	57,36	1,28	18,63	8,91	0,14	3,26	1,14	1,33	2,60	0,25	5,08
MC08C	47,46	0,64	24,70	6,52	0,09	4,73	1,08	1,53	3,86	0,21	9,19
MC08F	45,99	0,71	16,31	6,95	0,12	3,71	1,43	1,11	2,37	0,44	20,85
MC09B	73,04	0,44	12,89	2,60	0,05	1,38	1,00	1,08	2,87	0,14	4,50
MC09C	57,88	4,71	7,87	24,29	0,50	-0,02	0,67	0,49	0,92	0,25	2,45
MC09F	59,05	0,72	18,35	6,13	0,08	3,55	1,40	2,05	2,65	0,26	5,75
MC10B	62,74	0,60	12,85	3,65	0,07	3,94	4,76	1,98	2,26	0,19	6,96
MC10C	59,30	0,81	16,86	5,83	0,08	3,46	1,77	1,86	2,84	0,34	6,85
MC10F	51,45	0,77	18,55	7,49	0,11	4,37	1,01	1,16	2,60	0,31	12,17
MC11C	53,45	0,78	19,99	6,33	0,10	5,27	1,40	1,86	3,06	0,36	7,40
MC11F	2,91	0,05	1,71	0,76	0,02	28,35	23,31	0,00	0,30	0,03	42,56
MC12B	62,06	0,55	19,08	4,44	0,11	2,40	1,43	1,84	2,86	0,20	5,03
MC12C	43,27	0,90	18,84	8,05	0,09	5,34	1,35	1,22	2,87	0,35	17,73
MC12F	53,35	0,90	21,86	7,22	0,08	5,42	1,33	1,83	3,21	0,30	4,51
MC13B	61,21	0,61	17,80	4,57	0,06	3,29	2,16	1,46	3,57	0,17	5,11
MC14B	61,95	0,91	15,97	6,24	0,12	3,60	1,93	1,68	2,87	0,20	4,55
MC14C	57,23	1,28	20,20	7,47	0,11	4,23	1,48	1,98	2,87	0,38	2,76
MC15C	42,44	0,95	13,14	5,73	0,10	11,12	7,50	1,53	2,13	0,36	14,99
MC16B	32,19	0,46	11,55	3,93	0,07	16,44	11,02	1,18	1,99	0,20	20,99
MC16C	43,84	0,78	15,95	5,85	0,07	7,05	3,15	1,61	2,41	0,50	18,78
MC17B	29,56	0,45	11,71	3,90	0,06	18,16	13,16	1,19	2,12	0,16	19,54
MC17C	60,55	0,47	21,07	3,95	0,07	3,81	0,91	2,09	4,17	0,54	2,36

Elementi maggiori e minori

Campioni	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	Fe₂O₃	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	P₂O₅	LOI
MC18B	55,15	1,12	21,10	7,68	0,11	3,90	1,16	1,85	3,06	0,25	4,62
MC18C	57,03	1,30	17,06	7,04	0,15	5,71	4,00	2,39	1,77	0,43	3,12
MC19B	56,41	1,08	15,92	6,81	0,13	3,96	1,88	2,12	1,72	0,55	9,42
MC19C	54,27	1,41	23,15	8,43	0,13	3,49	1,47	1,61	4,08	0,26	1,70
MC20B	60,00	1,08	19,14	6,29	0,06	3,88	1,35	2,13	2,81	0,34	2,93
MC22B	55,94	0,91	18,23	6,32	0,07	4,85	2,01	2,26	3,05	0,35	6,01
MC24B	58,50	1,01	18,04	6,27	0,07	5,52	2,22	2,69	2,67	0,35	2,67
MC25B	63,10	1,19	15,48	6,54	0,09	4,34	2,31	2,66	2,03	0,39	1,87
MC27B	68,98	0,68	12,82	4,47	0,07	2,65	1,40	2,22	1,98	0,33	4,40
MC29B	59,60	0,75	18,21	6,49	0,07	3,87	1,54	2,22	2,77	0,28	4,20
MC30B	62,03	0,86	15,30	6,07	0,10	3,24	1,25	2,11	2,13	0,40	6,49
MC31B	57,29	0,91	17,91	6,14	0,09	4,10	1,66	1,92	2,79	0,32	6,88
MC32B	62,50	1,15	17,51	6,87	0,11	3,30	1,41	2,04	2,65	0,32	2,14
MC33B	56,67	0,71	19,42	5,70	0,07	3,95	1,81	1,71	3,19	0,27	6,48
MC34B	50,03	0,94	19,44	6,86	0,11	6,22	3,29	1,52	3,43	0,32	7,86
MC36B	56,83	0,90	13,38	5,05	0,08	3,03	5,92	1,99	2,12	0,36	10,33
MC38B	47,40	0,91	13,90	6,06	0,08	9,86	4,57	1,80	1,89	0,33	13,21
MC39B	68,40	0,83	14,88	4,47	0,06	2,89	1,10	2,60	2,40	0,42	1,94
MC40B	60,24	1,00	17,53	5,28	0,06	2,11	1,79	1,19	4,11	0,28	6,39
MC41B	35,51	0,55	15,48	4,76	0,08	10,80	5,69	1,23	2,61	0,32	22,97
MC42B	13,46	0,25	3,74	1,67	0,05	26,18	21,15	0,53	0,62	0,10	32,26
MC43B	8,74	0,16	2,65	1,28	0,05	28,96	20,98	0,35	0,38	0,05	36,40
MC44B	8,85	0,23	3,05	1,64	0,05	28,51	20,63	0,37	0,44	0,07	36,17
MC45B	34,03	0,50	6,79	2,66	0,05	10,35	19,80	0,33	1,44	0,13	23,93
MC47B	55,96	1,29	17,08	7,40	0,14	4,15	3,65	1,53	2,54	0,38	5,87
MC48B	60,08	1,24	19,59	6,45	0,13	3,83	1,80	2,38	2,45	0,45	1,60
MC49B	55,11	0,87	15,73	6,90	0,16	2,02	1,86	0,97	2,78	0,39	13,22
MC50B	60,35	0,50	14,92	3,25	0,06	3,15	2,59	2,07	3,09	0,22	9,81

Elementi in traccia (parte 1)										
campioni	As	Ba	Ce	Cl	Co	Cr	Cs	Cu	Ga	Hf
MC01B	12	555	98	16	3	23	6	32	15	6
MC01C	38	735	90	37	12	65	2	37	19	7
MC01D	32	832	105	34	11	73	<2	21	20	9
MC01E	14	518	82	36	10	69	2	12	14	<2
MC01F	302	990	125	<10	23	60	<2	40	18	9
MC01F(R)	136	821	81	<10	14	51	3	45	16	9
MC02B	10	309	64	66	3	35	5	7	8	<2
MC02C	32	614	57	43	9	61	3	25	16	5
MC02D	19	671	89	47	17	99	2	43	20	6
MC02F	73	637	101	21	12	86	2	17	17	7
MC03B	63	794	85	34	7	47	2	71	15	3
MC03C	70	953	107	43	19	89	<2	36	25	5
MC03D	6	865	75	68	25	121	<2	94	18	8
MC03E	13	329	60	28	8	44	3	19	12	3
MC03F	71	686	128	29	18	75	<2	43	18	6
MC04B	7	149	39	53	6	46	<2	<2	8	<2
MC04D	4	826	91	32	13	64	3	34	18	11
MC04F	19	587	74	26	13	53	4	99	13	9
MC05B	9	300	64	50	5	46	2	12	10	<2
MC05C	22	703	70	25	19	75	2	38	16	5
MC05D	6	1197	126	35	17	111	<2	57	20	8
MC05E	18	464	96	48	12	53	4	15	13	5
MC05F	14	902	110	35	17	84	<2	16	24	6
MC06B	25	566	75	42	5	42	4	17	13	5
MC06C	5	781	80	39	12	68	4	35	17	6
MC06D	10	610	88	41	18	73	4	41	16	7
MC06F	24	722	105	44	26	77	2	138	19	3
MC07B	7	216	56	59	4	35	2	2	7	<2
MC07C	12	1521	139	23	16	88	<2	30	25	10
MC07E	56	1041	107	11	13	106	<2	98	17	3
MC07F	25	775	81	38	19	82	<2	80	20	8

Elementi in traccia (parte 1)										
campioni	As	Ba	Ce	Cl	Co	Cr	Cs	Cu	Ga	Hf
MC08C	40	983	152	37	22	95	<2	28	26	7
MC08F	12	908	106	44	17	82	2	72	17	6
MC09B	15	511	59	23	4	25	8	11	11	15
MC09C	1558	1461	114	18	49	29	2	146	16	54
MC09F	12	744	87	42	12	70	2	31	19	5
MC10B	26	447	66	36	6	38	4	13	12	6
MC10C	39	725	82	37	12	66	3	36	19	7
MC10F	14	872	105	48	20	112	<2	66	21	7
MC11C	84	965	85	23	19	72	<2	39	21	6
MC11F	12	7	11	58	3	34	2	<2	4	<2
MC12B	27	629	71	38	8	30	3	9	17	7
MC12C	12	1424	142	25	21	102	<2	63	23	5
MC12F	27	1201	108	23	20	90	<2	47	25	7
MC13B	20	585	94	32	8	32	4	2	18	8
MC14B	22	724	84	40	11	49	3	20	16	9
MC14C	18	1228	147	<10	17	75	<2	49	23	15
MC15C	15	709	78	37	13	67	2	19	16	3
MC16B	24	479	98	35	11	72	<2	20	14	<2
MC16C	15	958	93	20	13	92	<2	58	18	5
MC17B	21	538	67	35	11	76	<2	15	15	<2
MC17C	212	410	75	19	8	31	2	14	23	9
MC18B	5	1016	100	30	16	80	<2	29	23	10
MC18C	16	728	69	<10	14	61	2	51	21	8
MC19B	6	699	121	37	26	100	3	75	17	9
MC19C	24	1540	127	<10	18	99	<2	51	26	12
MC20B	9	759	116	23	14	81	<2	27	19	11
MC22B	23	1034	112	51	15	81	<2	39	21	8
MC24B	3	922	86	30	16	144	2	42	20	9
MC25B	2	759	93	22	13	114	3	39	17	9
MC27B	23	428	44	21	8	52	9	25	14	5
MC29B	50	738	81	38	18	68	2	49	20	5

Elementi in traccia (parte 1)										
campioni	As	Ba	Ce	Cl	Co	Cr	Cs	Cu	Ga	Hf
MC30B	26	628	85	37	14	58	4	36	16	9
MC31B	25	838	105	40	14	66	2	32	20	6
MC32B	7	710	94	36	14	55	3	30	18	11
MC33B	30	664	112	20	13	67	<2	30	19	8
MC34B	10	890	93	43	17	112	<2	37	21	6
MC36B	8	440	59	20	10	53	5	22	15	5
MC38B	42	574	70	25	15	99	<2	33	17	4
MC39B	37	566	62	18	8	49	4	23	16	5
MC40B	24	666	81	23	10	44	<2	19	18	10
MC41B	37	759	85	52	13	73	<2	33	17	2
MC42B	82	116	48	44	5	31	<2	<2	7	<2
MC43B	34	70	30	47	4	32	<2	3	6	<2
MC44B	88	97	38	37	6	30	2	3	6	<2
MC45B	12	238	43	43	6	39	3	<2	7	<2
MC47B	25	877	79	31	18	106	<2	42	19	6
MC48B	10	965	98	14	11	68	<2	37	20	11
MC49B	13	918	104	32	16	81	2	71	18	8
MC50B	13	647	93	36	5	40	3	49	15	7

Elementi in traccia (parte 2)										
campioni	La	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Rb	S	Sc	Sm
MC01B	46	<2	15	33	11	51	204	340	9	17
MC01C	47	2	18	42	47	31	135	420	15	30
MC01D	58	<2	17	50	43	32	156	338	15	35
MC01E	14	2	14	12	43	29	90	360	23	9
MC01F	109	<2	35	80	64	22	107	1370	15	43
MC01F(R)	46	<2	27	53	39	20	92	1138	13	31
MC02B	10	<2	12	<2	14	33	69	304	32	<2
MC02C	34	2	17	35	48	27	151	840	11	30

Elementi in traccia (parte 2)

campioni	La	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Rb	S	Sc	Sm
MC02D	41	<2	18	42	61	24	123	320	12	34
MC02F	75	<2	19	54	50	27	112	240	14	37
MC03B	26	2	14	20	26	141	177	1560	21	19
MC03C	50	<2	20	58	70	43	183	230	11	48
MC03D	34	2	17	49	151	18	98	810	17	49
MC03E	17	2	18	7	26	24	72	200	25	3
MC03F	95	2	19	76	76	46	114	430	13	47
MC04B	<2	<2	9	<2	24	12	47	220	43	<2
MC04D	56	2	26	50	30	26	87	380	11	33
MC04F	84	2	21	60	28	32	78	300	11	28
MC05B	0	<2	12	<2	24	50	81	650	31	<2
MC05C	50	<2	25	35	54	55	77	400	19	27
MC05D	63	2	21	56	77	38	129	1180	17	49
MC05E	28	3	25	24	29	26	73	200	20	9
MC05F	73	<2	22	69	62	32	161	70	17	44
MC06B	21	<2	14	17	19	48	128	630	17	10
MC06C	44	2	21	61	40	22	83	420	12	27
MC06D	84	<2	46	73	36	54	70	360	17	28
MC06F	62	10	16	63	101	48	119	900	17	46
MC07B	0	2	10	<2	14	19	56	400	38	<2
MC07C	47	3	20	69	44	24	132	650	17	46
MC07E	37	10	15	26	70	75	103	2126	21	41
MC07F	141	<2	23	111	53	51	127	340	16	44
MC08C	79	2	20	84	102	52	192	490	14	53
MC08F	98	2	16	62	111	38	110	1250	12	48
MC09B	32	3	14	28	9	32	124	220	5	12
MC09C	190	6	71	126	58	39	84	1791	16	49
MC09F	36	<2	17	51	41	28	117	240	13	34
MC10B	30	2	14	28	15	24	104	300	16	11
MC10C	31	2	19	49	47	31	139	450	12	29
MC10F	53	2	18	61	114	36	136	770	14	45

Elementi in traccia (parte 2)

campioni	La	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Rb	S	Sc	Sm
MC11C	52	2	19	56	85	32	166	650	17	38
MC11F	25	4	6	0	22	20	14	210	63	<2
MC12B	37	<2	15	29	18	39	139	160	10	24
MC12C	64	3	17	74	102	30	129	1460	17	55
MC12F	62	3	19	74	63	25	135	760	19	43
MC13B	54	<2	18	32	15	43	185	60	10	22
MC14B	57	2	21	49	28	26	151	170	11	27
MC14C	95	3	29	94	41	23	117	1740	14	38
MC15C	27	<2	23	29	42	22	108	350	25	19
MC16B	12	3	14	11	53	31	95	430	25	8
MC16C	41	3	17	33	63	26	115	2040	14	33
MC17B	10	3	14	7	55	27	91	400	30	7
MC17C	23	2	23	27	24	38	322	110	9	27
MC18B	54	<2	21	45	37	28	131	330	16	44
MC18C	45	2	28	46	39	25	71	1460	14	26
MC19B	87	2	26	86	93	35	74	690	18	37
MC19C	70	5	25	69	45	27	126	1430	17	50
MC20B	67	2	20	50	55	24	103	250	11	37
MC22B	67	2	22	60	53	27	124	470	10	34
MC24B	52	2	21	61	76	26	108	430	16	36
MC25B	58	2	26	58	54	22	78	380	14	27
MC27B	19	<2	14	22	25	17	115	210	6	19
MC29B	55	<2	17	46	64	23	147	460	15	33
MC30B	78	2	17	72	71	28	117	590	13	27
MC31B	77	<2	19	60	80	26	144	420	12	35
MC32B	73	<2	21	52	35	31	128	340	14	30
MC33B	55	<2	19	36	52	49	150	490	13	30
MC34B	47	<2	20	42	72	38	180	370	19	32
MC36B	27	<2	19	20	29	22	125	140	17	12
MC38B	30	2	18	38	57	24	102	710	20	27
MC39B	36	<2	19	25	25	18	131	60	7	19

Elementi in traccia (parte 2)

campioni	La	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb	Rb	S	Sc	Sm
MC40B	36	2	21	42	29	19	152	320	16	26
MC41B	28	3	15	25	56	30	130	800	22	25
MC42B	22	6	9	-16	22	33	32	220	44	<2
MC43B	15	11	8	-3	18	41	19	230	50	<2
MC44B	15	20	9	-12	20	94	21	380	50	<2
MC45B	-5	5	13	1	19	16	54	320	34	<2
MC47B	35	<2	22	50	77	25	99	460	20	40
MC48B	64	3	24	53	25	25	79	931	13	36
MC49B	66	2	16	54	90	36	113	1470	15	43
MC50B	45	2	16	34	19	51	150	330	12	16

Elementi in traccia (parte 3)

campioni	Sn	Sr	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr
MC01B	7	74	19	4	29	<2	40	117	178
MC01C	6	130	12	24	85	2	35	100	262
MC01D	5	129	17	5	77	2	42	101	289
MC01E	<2	156	5	4	125	<2	26	93	181
MC01F	4	136	19	6	-49	8	58	110	379
MC01F(R)	4	128	15	4	25	3	41	79	313
MC02B	3	138	2	3	79	<2	29	50	293
MC02C	4	128	10	21	87	3	31	65	167
MC02D	7	139	16	4	88	4	40	100	238
MC02F	<2	103	15	5	63	<2	38	86	277
MC03B	6	125	11	3	92	<2	28	623	166
MC03C	<2	143	19	7	106	<2	39	138	183
MC03D	<2	243	16	6	129	<2	41	110	240
MC03E	8	145	7	4	134	6	35	61	268
MC03F	5	100	18	10	98	<2	53	211	224

Elementi in traccia (parte 3)									
campioni	Sn	Sr	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr
MC04B	4	151	<2	3	119	<2	16	28	93
MC04D	2	228	19	5	72	<2	53	107	311
MC04F	9	65	15	6	48	4	40	80	304
MC05B	4	201	<2	2	115	<2	24	61	149
MC05C	<2	162	11	5	120	<2	60	317	225
MC05D	2	176	20	5	127	<2	36	158	324
MC05E	4	166	18	7	142	5	46	79	593
MC05F	6	123	21	4	82	2	41	113	256
MC06B	4	133	11	3	71	<2	34	90	262
MC06C	5	198	10	5	75	<2	36	91	238
MC06D	5	208	24	4	38	<2	58	214	288
MC06F	5	163	18	8	122	15	35	171	193
MC07B	3	172	<2	3	98	2	20	29	230
MC07C	4	213	19	5	93	2	53	113	367
MC07E	5	144	9	115	169	<2	31	124	151
MC07F	<2	110	18	5	73	3	75	558	232
MC08C	4	143	22	27	112	<2	51	231	240
MC08F	6	134	14	7	124	6	34	164	184
MC09B	4	92	13	4	32	3	41	38	545
MC09C	4	130	30	11	-1036	80	70	105	2037
MC09F	5	164	16	7	86	5	38	86	212
MC10B	3	151	14	4	62	2	34	44	354
MC10C	4	132	14	25	85	2	33	102	267
MC10F	4	139	17	9	106	<2	43	178	242
MC11C	5	145	16	11	93	<2	51	218	223
MC11F	3	140	<2	2	56	<2	5	39	29
MC12B	5	132	14	5	54	<2	32	102	208
MC12C	4	163	18	21	161	<2	43	167	215
MC12F	5	207	19	6	108	<2	<2	186	234
MC13B	4	169	22	5	55	2	40	63	315
MC14B	5	122	19	5	66	5	46	70	340

Elementi in traccia (parte 3)									
campioni	Sn	Sr	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr
MC14C	4	237	27	7	69	5	69	128	617
MC15C	3	151	11	6	133	2	47	104	236
MC16B	6	144	4	9	135	<2	27	116	153
MC16C	5	152	11	4	137	<2	35	191	210
MC17B	4	164	3	3	138	<2	28	102	167
MC17C	5	62	21	14	42	4	66	156	291
MC18B	5	240	22	5	78	<2	43	109	256
MC18C	5	277	14	5	91	<2	54	249	359
MC19B	3	206	22	5	91	<2	55	155	319
MC19C	10	238	26	6	92	2	61	193	363
MC20B	3	146	17	4	66	<2	32	91	379
MC22B	3	199	19	5	95	2	41	109	361
MC24B	4	261	18	5	90	<2	37	93	343
MC25B	4	228	15	3	75	2	40	68	323
MC27B	6	109	6	11	59	2	27	56	161
MC29B	7	159	15	7	90	2	38	125	211
MC30B	<2	136	12	24	74	<2	71	116	223
MC31B	2	137	14	9	84	2	55	137	241
MC32B	6	137	19	6	63	<2	48	91	353
MC33B	4	115	17	12	87	<2	37	131	278
MC34B	6	163	16	4	115	6	37	148	205
MC36B	6	134	11	5	100	10	35	62	224
MC38B	6	140	7	9	126	<2	36	110	177
MC39B	5	119	11	5	53	5	34	53	218
MC40B	7	93	16	7	65	3	47	89	395
MC41B	7	130	10	10	133	<2	33	222	168
MC42B	<2	142	<2	3	113	10	16	60	151
MC43B	6	118	<2	3	95	<2	10	86	74
MC44B	<2	113	<2	3	116	7	12	107	145
MC45B	5	279	<2	4	114	3	26	34	307
MC47B	2	199	19	7	122	<2	44	146	251

Elementi in traccia (parte 3)									
campioni	Sn	Sr	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr
MC48B	5	274	18	5	76	<2	57	184	381
MC49B	8	141	19	10	117	<2	33	176	210
MC50B	4	124	15	4	58	<2	38	97	301

Allegato II

Tabella con indicate gli standard utilizzati e le concentrazioni rilevate degli elementi di riferimento per l'analisi mediante Spettrofotometria a Raggi X (XRF). Per facilitare la trattazione, gli standard sono divisi in tre gruppi.

Gruppo 1: SHTX1, SHWYO1, SYMP1, MNS1

Elementi maggiori e minori											
	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI
SHTX1	27,66	0,14	4,22	1,75	0,01	0,32	33,82	0,02	0,34	0,11	0,00
SHTX1	25,13	0,18	4,00	1,61	0,01	0,42	32,95		0,34	0,10	31,61
SHWYO1	57,98	0,53	15,92	5,00	0,04	5,33	3,60	0,96	2,05	0,18	8,40
SHWYO1	61,87	0,57	13,13	4,64	0,04	2,85	3,94	1,02	2,45	0,18	
SYMP1	53,29	0,68	14,45	5,75	0,09	7,70	4,26	2,06	8,47	0,86	2,39
SYMP1	55,52	0,80	12,99	7,76	0,10	3,31	3,14	1,72	10,40	0,72	2,39
MNS1	53,35	0,29	27,07	1,35	0,13	-0,12	2,62	3,75	8,23	0,04	3,28
MNS-1	53,44	0,29	27,08	1,36	0,13	-0,11	2,58	3,72	8,20	0,04	3,28
MNS-1	51,89	0,35	22,53	2,63	0,14	0,23	2,28	6,98	9,12	0,04	3,28

Elementi in traccia parte 1																
	As	Ba	Ce	Cl	Co	Cr	Cs	Cu	Ga	Hf	La	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb
SHTX1	13	13	42		4	49	2	35	7	<2	5	46	9	<2	105	7
SHTX1	15	73	25		6	30	3	34	6	1	13	48	6	11	75	6
SHWYO1	10	550	47		9	66	3	17	14	5	21	2	13	22	32	20
SHWYO1	12	580	54		11	68	7	24	16	5	28	1	11	25	28	20
SYMP1	9	6125	589	150	19	198	3	124	19	11	191	32	28	312	200	236
SYMP1		5220	471		21	296	11	115	21	24	219	33	27	222	230	249
MNS1	21	548	389	1192	3	36	<2	<2	21	11	153	5	38	75	6	112
MNS-1	21	553	376	1183	3	36	<2	<2	20	9	143	6	37	65	6	110
MNS-1	23	420	294		2	43	13		22	10	163	4	41	89		115

Elementi in traccia parte 2													
	Rb	S	Sc	Sm	Sn	Sr	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr
SHTX1	19	16178	61	<2	3	920	-12	6	763	<2	12	85	50
SHTX1	17		3,6	2,102		1017	2,74	9	419		9,6	97,77	52,59
SHWYO1	91	5235	12	19	5	177	9	4	97	<2	26	80	173
SHWYO1	101		11,45	4,9	1,75	194,7	9	3,2	117	1,4	23,1	97	183
SYMP1	682	913	13	39	4	774	152	15	128	<2	51	109	866
SYMP1	642		15,75	40,55	8,765	778,1	124,2	13,19	156,5	4,046	48	111,7	917
MNS1	189	1106	2	19	2	1664	71	9	26	3	20	78	537
MNS-1	185	1087	6	16	5	1629	71	9	23	4	19	77	524
MNS-1	192			11,39	1,642	1714	60,43	13,03	27,3	6,56	25,02	96,9	589,3

Gruppo 2: NIM-G, TB

Elementi maggiori e minori											
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI
NIM-G	75,94	0,09	12,34	2,07	0,02	0,04	0,86	3,78	4,25	0,02	0,59
NIM-G	75,70	0,090	12,08	2,02	0,020	0,06	0,78	3,36	4,99	0,010	0,59
TB	57,60	0,87	23,69	6,72	0,05	2,00	0,25	1,22	3,60	0,08	3,92
TB	57,50	0,86	23,77	6,68	0,05	2,03	0,25	1,22	3,64	0,08	3,92
TB	58,62	0,96	23,03	6,84	0,06	1,48	0,25	1,14	3,62	0,08	3,92
TB	60,23	0,930	20,64	6,90	0,052	1,93		1,32	3,87	0,097	3,92

Elementi in traccia parte 1																
	As	Ba	Ce	Cl	Co	Cr	Cs	Cu	Ga	Hf	La	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb
NIM-G	13	117	191	101	3	12	6	11	26	12	112	2	49	74	5	38
NIM-G	15	120	195	170	4	12		12	27	12	109	3	53	71	8	40
TB	9	799	95	51	12	81	-2	16	24	5	64	-1	19	53	44	8
TB	8	790	101	51	12	83	-2	15	24	6	57	0	19	47	45	9
TB	9	777	106	55	12	82	-4	14	24	8	51	0	19	54	44	9
TB	11	780	104		14	82		49	25	5	61		20	50	40	8

Elementi in traccia parte 2													
	Rb	S	Sc	Sm	Sn	Sr	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr
NIM-G	334	37	4	12	4	15	60	17,1	3,5	6,5	142,7	46	279
NIM-G	320		1	12	4	10	51	15	2		143	50	300
TB	165	73	17	8	2	151	20	2,6	55,6	2,5	35	80,7	178,5
TB	164	71	13	10	5	150	19	3,8	56,7	2	34,5	81,2	177,9
TB	164	77	11	12	4	151	21	4	52,1	2,8	34,9	81,8	179,4
TB	180		16	8,4	6	160	18	3	107	2,2	39	94	180

Gruppo 3: JA-2, JA-3, JG-2, JR-1, MESS-1, MICA-FE

Elementi maggiori e minori											
	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI
JA-2	56,16	0,63	16,91	6,20	0,10	6,35	5,94	3,57	1,53	0,15	2,47
JA-2	56,18	0,670	15,32	6,14	0,110	7,68	6,48	3,08	1,80	0,150	2,47
JA3	61,14	0,64	16,60	6,62	0,10	3,45	6,45	3,41	1,19	0,09	0,31
JA-3	62,26	0,680	15,57	6,59	0,106	3,65	6,28	3,17	1,41	0,110	0,31
JB-1	49,66	1,17	15,03	9,18	0,13	9,49	8,76	3,07	1,26	0,25	1,97
JB-1	52,17	1,340	14,53	8,97	0,160	7,73	9,29	2,79	1,43	0,260	1,97
JG-2	77,32	0,05	12,77	0,97	0,02	-0,28	0,73	3,97	4,05	0,02	0,38
JG-2	76,95	0,040	12,41	0,92	0,015	0,04	0,80	3,55	4,72	0,002	0,38
JR-1	76,41	0,10	13,21	0,90	0,10	-0,35	0,64	4,06	3,73	0,02	1,18
JR-1	75,41	0,100	12,89	0,96	0,100	0,09	0,63	4,10	4,41	0,020	1,18
MESS-1	62,01	0,79	12,74	4,42	0,06	2,17	0,67	4,97	1,99	0,17	10,00
MESS-1	67,50	0,905	11,03	4,36	0,066	1,44	0,67	2,50	2,24	0,146	
MICA-FE	37,25	2,53	18,40	24,03	0,38	5,67	0,01	0,27	7,54	0,38	3,53
MICA-Fe	34,40	2,500	19,50	25,65	0,350	4,55	0,43	0,30	8,75	0,450	3,53

Elementi in traccia parte 1																
	As	Ba	Ce	Cl	Co	Cr	Cs	Cu	Ga	Hf	La	Mo	Nb	Nd	Ni	Pb
JA-2	1	294	36	36	19	377	2	17	15	3	12	<2	12	17	134	20
JA-2		317	33		30	465		29	16	2,89	16	0,6	10	14	148	19
JA3	4	277	20	228	15	54	2	45	16	3	13	<2	8	14	30	11
JA-3	4,5	318	23		21	68		45	17	3,4	10	2	3	12,3	36	7
JB-1	2	521	59	190	28	356	<2	55	18	3	28	23	33	24	122	9
JB-1	2,5	493	68	172	39	469	1,2	56	18	3,4	39	34	35	27	139	10
JG-2	0	53	47	36	2	11	7	<2	16	4	13	<2	15	19	4	31
JG-2	0,8	81	49,5		4	8	7,5	0,5	19	5,4	20,1	0,37	15	26,4	4	33
JR-1	12	57	41	240	<2	6	7	2	15	8	20	3	16	26	4	20
JR-1	16	40	49	920	0,83	3	5	1	18		21	3	15	23	2	19
MESS-1	10	508	73	7105	9	72	3	35	12	10	38	4	16	39	37	33
MESS-1	11			8200	11	71		25							30	34
MICA-FE	3	-94	454	551	78	58	-23	-4	86	20	186		265	522	44	11
MICA-Fe	3	150	430	500	23	90		5	95		200	1	270		35	13

Elementi in traccia parte 2													
	Rb	S	Sc	Sm	Sn	Sr	Th	U	V	W	Y	Zn	Zr
JA-2	64	<20	19	19	5	222	5	3	107	<2	18	53	113
JA-2	68	8	19	3	1,5	252	5	2	130	1,15	18	63	119
JA3	38	325	23	14	<2	269	5	2	140	5	20	58	119
JA-3	36	228	21	3	1	294	3	1	172	8	19	68	123
JB-1	42	89	28	16	3	426	12	3	194	13	22	75	140
JB-1	41	19	27	5,13	2	444	9	1,7	212	20	24	85	143
JG-2	282	-9	5	7	5	19	29	9	0	25	81	8	96
JG-2	301	9	2,5	7,78	3	18	32	13	3,8	23	88	14	101
JR-1	240	<20	7	8	5	29	28	8	6	3	44	22	99
JR-1	257	9	5	7	2,7	30	27	9	7		46	30	102
MESS-1	90	4948	10	31	5	87	14	3	76	<2	31	146	433
MESS-1		7200			4				72			191	
MICA-FE	2249	86	8		26	9	195	93	435	-21	114	1368	879
MICA-Fe	2200	70	15		70	5	150	80	135		50	1300	800