

Anna Maria Fioretti, Franco Finotti, Vito Meggiolaro,  
Massimo Chiaradia, Fabiana Zandonai

## Oro della Vallarsa: leggenda o realtà? Nuovi studi sul ritrovamento di un frammento di mineralizzazione con oro nativo nel fondovalle della Vallarsa (TN)

**ABSTRACT:** On 1996 a collaborator of the Civic Museum of Rovereto (TN, north-east Italy), found a fragment of native gold mineralization in the sands of the Leno creek, in Vallarsa. This finding aroused enormous interest and reopened a geologic case that seemed already closed. The presence of gold in the area had never been documented before, although old legends, local newspaper articles and even short professional notes repeatedly spoke of the "gold of Vallarsa". Geological history and context do not appear compatible with the presence of a native gold mineralization and previous targeted investigations proved that the known mineralizations in Vallarsa and in the surrounding areas are not gold-bearing. In this work we present and discuss the results of a petrographic, mineralogical and lead (Pb) isotope investigation of the gold-bearing fragment in the vast geological context of the area and infer that the gold mineralization could be linked to shallow fluid circulation associated with the Tertiary magmatism of the Veneto Volcanic Province.

**KEY WORDS:** Gold, Mineralization, Vallarsa, Pb isotope, Veneto Volcanic Province.

**RIASSUNTO:** Il ritrovamento nelle sabbie del torrente Leno di un frammento di mineralizzazione a oro nativo in vena di quarzo ha suscitato enorme interesse e riaperto un caso che pareva chiuso. La presenza di oro in Vallarsa non è mai stata documentata, sebbene se ne ritrovino cenni in racconti quasi leggendari del passato e in brevi articoli su giornali locali del secolo scorso. Storia e contesto geologico locale non paiono compatibili con mineralizzazioni a oro nativo, ed è stato provato, anche con approfondimenti mirati, che le numerose mineralizzazioni studiate dagli specialisti nell'area e nelle zone limitrofe non sono aurifere. In questo lavoro sono presentati e discussi i risultati di una caratterizzazione petrografica, mineralogica e isotopica del piombo (Pb). Nel vasto contesto geologico dell'area si discute la possibilità che la mineralizzazione possa essere collegata a espressioni superficiali del magmatismo terziario della Provincia Vulcanica Veneta.

**PAROLE CHIAVE:** Oro, Mineralizzazione, Vallarsa, Isotopi Pb, Provincia Vulcanica Veneta.

---

*Anna Maria Fioretti*, ([annamaria.fioretti@cnr.it](mailto:annamaria.fioretti@cnr.it)) CNR Istituto di Scienze Polari, Corso Stati Uniti, 4 - 35127 Padova

*Franco Finotti*, ([presidente@geotila.it](mailto:presidente@geotila.it)) Geo.Ti.La Srl, Corso Bettini, 58 - 38068 Rovereto (Trento)

*Vito Meggiolaro*, Geologo libero professionista. Via Botticelli, 3 - 35020 Ponte San Nicolò (Padova)

*Massimo Chiaradia*, Département des Sciences de la Terre, Rue des Maraîchers 13, 1205 - Genève (Suisse)

*Fabiana Zandonai*, Società Museo Civico di Rovereto, Borgo S. Caterina, 41 - 38068 Rovereto (Trento)

## Introduzione

L'11 novembre 1996, durante un sopralluogo nell'area naturalistica della sorgente Spino in Vallarsa, il Sig. Alessandro Dardani, conservatore onorario del Museo Civico di Rovereto per la Sezione Archeologia e Scienze Naturali in immagini, individuò, nelle sabbie del torrente Leno, un frammento roccioso centimetrico con evidente presenza di oro (Fig. 1). Il ritrovamento, del tutto occasionale, era localizzato nel greto del torrente Leno presso la sponda idrografica sinistra (Fig. 2, coordinate UTM 660736E, 5080004N), all'altezza della frazione di Albaredo e a qualche centinaio di metri a monte dell'opera di presa della sorgente Spino (Fig. 3).

Il frammento fu subito ritenuto sorprendente sia per la notevole quantità di oro sia perché nella valle in cui fu trovato non sono noti affioramenti di mineralizzazioni aurifere. Benché la presenza di oro nella Vallarsa ricorra in leggende, documenti storici notarili e brevi articoli di giornale essa non fu infatti mai avvalorata dal ritrovamento di campioni auriferi in affioramento.

Il ritrovamento nel Leno di un frammento di mineralizzazione con oro nativo riapre l'interrogativo sulla reale esistenza di oro nella Vallarsa e sulla sua possibile provenienza.



1. Frammento con mineralizzazione a oro nativo (Museo Civico di Rovereto, n. inv. E 00015).

### *1.1. La leggenda dell'oro in Vallarsa*

Sebbene un approfondimento storico non sia l'oggetto del presente lavoro, pensiamo sia importante citare le principali segnalazioni di oro, o di minerali legati al gruppo dell'oro, in Vallarsa per meglio contestualizzare l'importanza del ritrovamento e l'origine della mineralizzazione.

Una delle più antiche segnalazioni è registrata in un documento notarile del 1758 in cui si cita «i quali unitamente avevano scoperto la miniera di argento e altro nel regolare di Terragnolo nel luogo nominato alla clausula sotto la casa de' Stedileri appresso il fiume Leno». Dopo che gli scopritori della miniera ebbero regolato, alla presenza del notaio, le proprie competenze sulle spese e sui ricavi della futura attività estrattiva, non si ebbero più notizie.

Analoghe segnalazioni vengono riportate dai quotidiani locali come, ad esempio il «Messaggero» dell'8 agosto 1907 dove, nelle note minerarie, si riporta: «qualche mese fa avevamo data la notizia della scoperta in Vallarsa di una miniera di pirite e di altri metalli per opera di certo Gasparini di Foppiano. In questo frattempo lo scopritore non istette colle mani alla cintola, ma lavorò attivamente di assaggi riuscendo ad estrarre argento, piombo, stagno e



2. Panoramica dell'area del ritrovamento nel torrente Leno.

zinco. L'oro esiste, ma in quantità più piccola e finora vennero usati metodi primitivi di estrazione». Anche in questo caso, negli anni seguenti, non si seppe più niente della miniera.

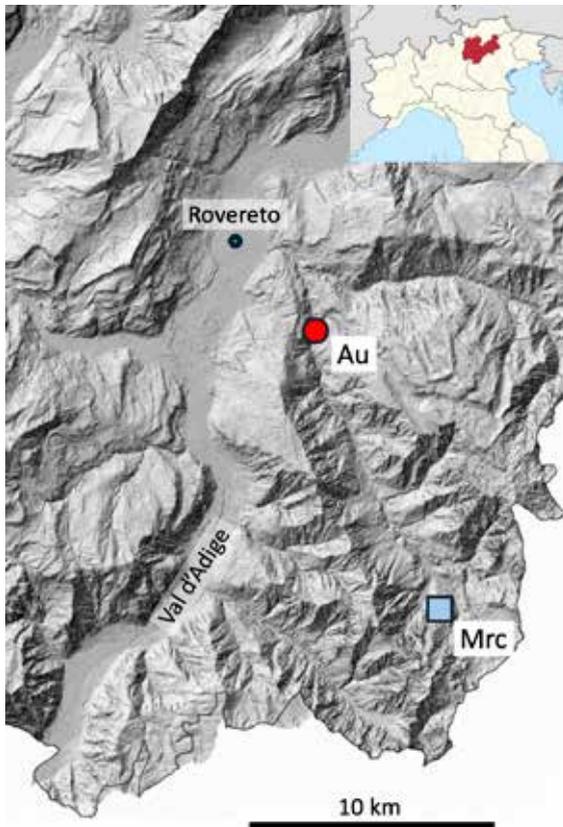
Nel 1922 un altro quotidiano locale, «Il Domani di Vallagarina», pubblicò un articolo dal titolo *Ancora delle presunte miniere della Vallarsa* dove si legge: «Lo Schneller specifica localmente la leggenda di un'altra miniera. Essa sarebbe non sul versante del Leno di Vallarsa, ma sulla riva sinistra del Leno di Terragnolo, nella località assai scoscesa e selvaggia detta alle "Slacche", ma ora resa accessibile a mezzo della camionabile militare da San Nicolò a Malga Corona. [...] la miniera sarebbe stata addirittura dell'oro. [...] Secondo un'altra leggenda riportata dal botanico Cristofori (1823) alle Slacche c'era la miniera d'oro custodita da un colossale terribile becco. L'unico per il quale faceva l'eccezione di ammetterlo a scendere nella miniera, era un terragnolo, che non mancò di approfittare di quella fortuna e divenne ricco».

L'argomento fu poi ripreso nel 1997 dal quotidiano «L'Adige» che, in un articolo di approfondimento dal titolo *Alla ricerca dell'oro, tra storia e leggenda* (Barozzi, 1997) riaffermò la convinzione che in Vallarsa «comunque una volta [...] l'oro dev'esserci stato».

Le ripetute segnalazioni di oro in Vallarsa, le numerose, anche antiche, leggende su tesori e addirittura sul possesso di "bocce d'oro" vantato dai minatori dalla "magnifica confraternita dei Canopi" della Vallarsa incuriosirono anche archeologi e antropologi che ipotizzarono che tali ricchezze fossero millantate per puro vanto, pur osservando che sebbene la leggenda dell'oro sia un mito «anche nel mito bisogna saper cogliere una realtà ispiratrice» (Antonelli, 1973).

Non furono solo i quotidiani locali ad occuparsi dell'oro della Vallarsa. La rivista di settore «La Miniera Italiana» riportò nel settembre 1927 una nota, a cura di E. Moretti, in cui l'autore riferisce di aver analizzato campioni di «residui detritici» e di aver potuto misurare «all'analisi, 10, 13, e perfino 23 grammi d'oro ogni 100 chili, mentre altri campioni, raccolti nelle stesse località, si presentavano sterili». Moretti afferma a chiare lettere: «Che l'oro esista non vi ha dubbio: ma da dove può essere venuto?». Moretti non riesce a spiegarne la provenienza, sapendo che in zona non ci sono «filoni quarzosi che possano essere ritenuti come roccia madre dell'oro rinvenuto». Ancora una volta si tratta di oro senza che si riesca a localizzarne la provenienza.

Una più recente pubblicazione (Ferretti, 2011) riesamina dettagliatamente le conoscenze relative alla cosiddetta "miniera d'oro" nel versante del Monte di Mezzo, in Val Gerlano, presso Speccheri (Vallarsa) e chiarisce che da essa vennero estratti unicamente piccoli quantitativi di blenda e galena e certamente non oro. Sulla base di questa conclusione l'autore ipotizza che le segnalazioni di oro nella



3. Localizzazione del punto di ritrovamento del frammento a oro (Au) in Vallarsa e del campione di marcasite (Mrc) in Val Gerlano. Tratto dal Portale Geocartografico Trentino. Soleggiamento 315 LIDAR PAT, DTM 2014. STEM – WebGIS.

zona possano essere derivate da una errata classificazione di marcasite, scambiata per oro, presente in venuzze diffuse nella zona della miniera. In alternativa, Ferretti ipotizza che il mito dell'oro in Vallarsa sarebbe nato intorno alla fortuna imprenditoriale di Basilio Arlanch che, si raccontava, possedesse «un grosso anello d'oro, ricavato dalle pepite estratte dalla miniera». Secondo Ferretti questa sarebbe una diceria e più verosimilmente l'anello d'oro sarebbe stato acquistato da Arlanch con i proventi del suo lavoro di impresario. Nel volume *Le età del Museo*, ove sono annotati i doni ricevuti nel tempo dal Museo Civico di Rovereto (Prosser, 2004), si cita la donazione fatta nel 1906 da Basilio Arlanch di un pezzo di «minerale metallifero proveniente dalla Val del Cherle in Vallarsa» ma neppure qui si cita la presenza di oro, il frammento donato è «a piombo, argento e zinco».

Di certo risulta difficile pensare che in una regione con antiche tradizioni minerarie e con attività di estrazione e lavorazione dei metalli che risalgono

a tempi preistorici (Preuschen, 1973), possa prendere corpo una leggenda basata sullo scambio di marcasite, giustamente indicata da Ferretti come “oro degli sciocchi”, con oro vero. Una tale ingenuità popolare non pare sufficiente a giustificare la richiesta di permessi minerari mirati alla ricerca di oro, come documentati negli archivi provinciali dell’epoca. È forse più plausibile ipotizzare che i minatori che per secoli hanno esplorato il territorio delle valli del Leno avessero veramente trovato dell’oro, ma che le successive indagini non ne avessero confermato la consistenza sperata.

Allo scopo di acquisire elementi utili a chiarire l’origine della mineralizzazione ed eventualmente la sua provenienza, il frammento aurifero è stato sottoposto a indagini minero-petrografiche, microanalisi chimiche e analisi dei rapporti isotopici del Pb i cui risultati sono di seguito presentati, interpretati e discussi. Inoltre, la composizione isotopica della mineralizzazione della Vallarsa è stata confrontata con quella di un campione a marcasite, “l’oro degli sciocchi” (Fig. 4), proveniente dalla zona mineraria del Monte di Mezzo, versante della Val Gerlano, localmente Val di Kerle, quota 1000 m circa (Fig. 3), raccolto nell’agosto del 1997 in affioramento dal Sig. Marco Masetto, socio della Società del Museo Civico di Rovereto.



4. Mineralizzazione del Monte di Mezzo, in Val Gerlano. In evidenza i cristalli idiomorfi di marcasite, “oro degli sciocchi”.

## 2. Risultati analitici

Le osservazioni macroscopiche sono state effettuate sul campione tal quale con lo stereomicroscopio, le indagini minero-petrografiche sono state condotte con un microscopio ottico in luce polarizzata trasmessa e riflessa su un preparato in sezione sottile-lucida tagliato perpendicolarmente alla vena mineralizzata (Fig. 5).

Le indagini al microscopio elettronico a scansione sono state effettuate sullo stesso preparato (Figg. 5-6) utilizzando il SEM CamScan MX3000 con sorgente  $\text{LaB}_6$  del Dipartimento di Geoscienze dell'Università degli Studi di Padova.

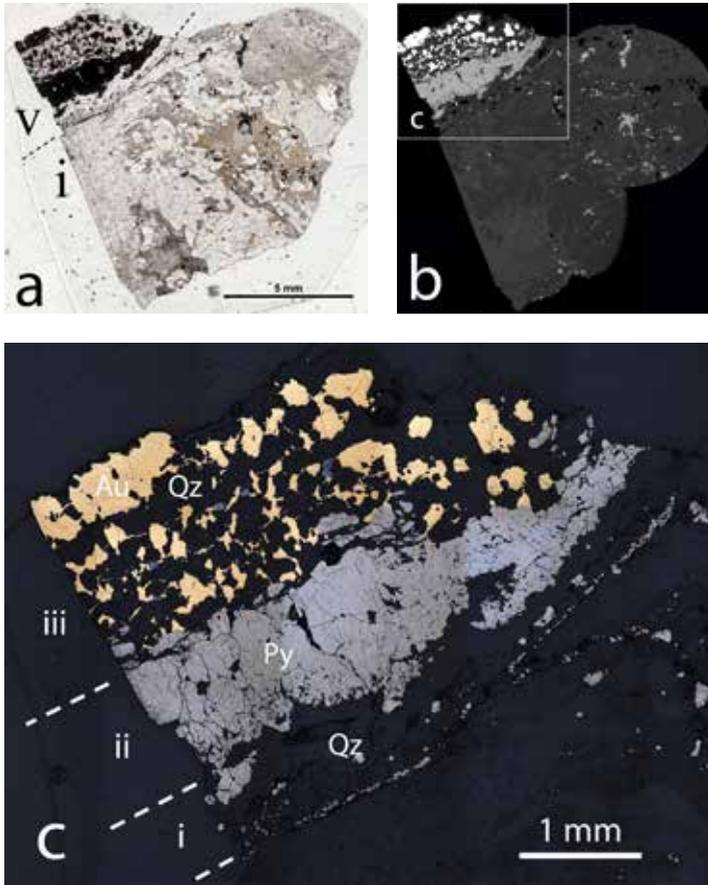
Le microanalisi chimiche dei minerali sono state effettuate sullo stesso preparato utilizzando la microsonda elettronica CAMECA SX50 del CNR-IGG di Padova. Per gli elementi analizzati nei silicati è stata usata una tensione di accelerazione di 15 kV e una corrente del fascio di 15 nA. Per gli elementi analizzati in metalli e solfuri è stata utilizzata una tensione di accelerazione di 20 kV e una corrente del fascio di 20 nA. In entrambi i casi si sono adottati tempi di conteggio di 20 s al picco e 10 s al fondo con un diametro del fascio di circa 1-2  $\mu\text{m}$ . Gli standard utilizzati sono minerali naturali e sintetici in uso nel laboratorio. La precisione calcolata è dell'1% per gli elementi maggiori (>1%) e del 3-5% per gli elementi minori.

Le analisi diffrattometriche sono state eseguite con Diffrattometro PANalytical X'Pert PRO, geometria Bragg Brentano, con sorgente Rame e rilevatore PIXcel presso il Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova.

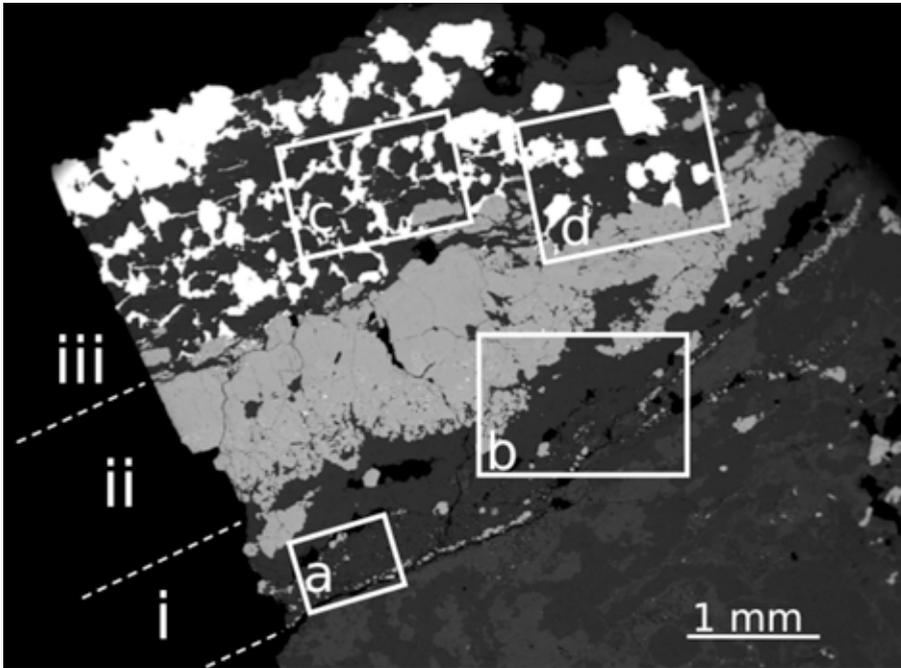
Le analisi dei rapporti isotopici del Pb sono state effettuate presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Ginevra (Svizzera) utilizzando uno spettrometro di massa multicollettore a sorgente ICP (MC-ICPMS) NEPTUNE Plus (Thermo Fisher Scientific).

### *2.1. Descrizione macroscopica del frammento aurifero*

Il frammento è di forma grosso modo prismatica iso-diametrica, con dimensione massima di circa 15 mm (Fig. 1). Nel frammento si riconoscono una parte "granitica" di colore d'insieme grigio costituita apparentemente da quarzo granulare, feldspato e mica bianca che può costituire la roccia incassante e una parte mineralizzata, apparentemente una vena, nella quale si riconoscono uno strato di circa 1 mm di spessore di pirite passante lateralmente a probabili solfuri neri sul quale giace un ulteriore strato di circa 2 mm di spessore formato da abbondanti plaghe millimetriche di oro associate a quarzo. Gli spigoli del frammento sono sub-arrotondati, le superfici dell'oro presentano alcune grossolane striature sub-parallele e la pirite di colore giallo-verde non sembra presentare significativi fenomeni di alterazione che, nel frammento,



5. Visione d'insieme della sezione sottile-lucida in luce polarizzata trasmessa (a) e al microscopio elettronico a scansione (b). In evidenza in (a) la roccia incassante (i) costituita da domini di minerali trasparenti biancastri e altri di colore d'insieme brucicco, con poca pirite (granuli neri opachi localizzati nei siti riferibili a originario K-feldspato) e la vena (v) costituita da pirite e oro (neri opachi) e quarzo (trasparente). In (c) dettaglio della vena mineralizzata in luce polarizzata riflessa. Le lettere i, ii, e iii indicano rispettivamente la banda più esterna (i) a quarzo (Qz), della vena mineralizzata, a contatto con l'incassante; la banda intermedia (ii) a pirite (Py); e la banda più interna (iii) a oro (Au) e quarzo (Qz). Un sottile orlo marcato da pirite in piccoli granuli sottolinea il limite tra l'incassante e la vena. Il contatto tra la banda esterna (i) e la banda intermedia (ii) della vena mostra una struttura a festone della pirite che appare cribrosa, meno compatta della pirite a contatto con la banda interna (iii) ad oro e quarzo.



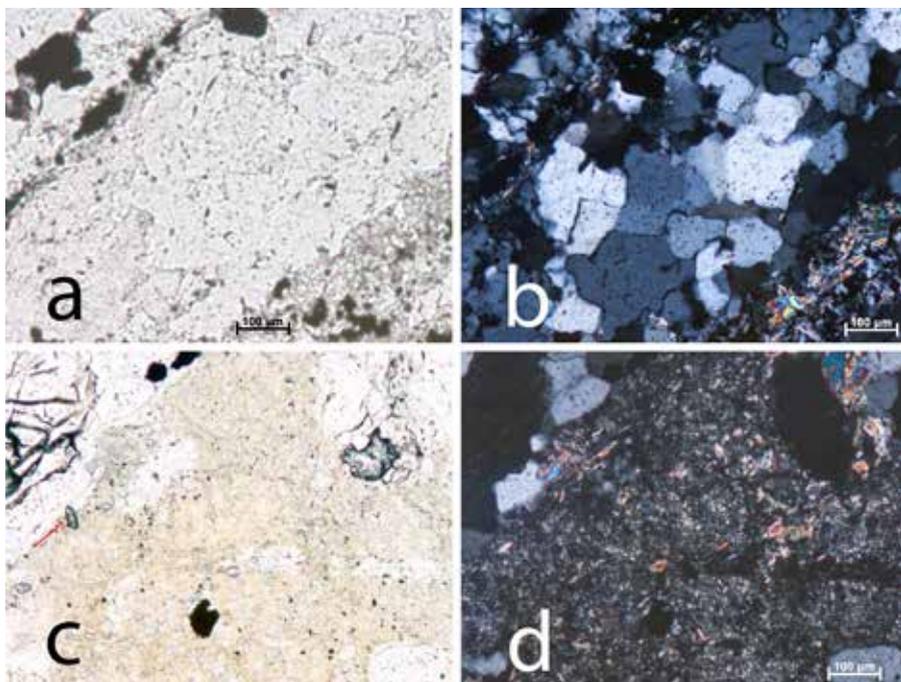
6. Dettaglio della vena mineralizzata al microscopio elettronico a scansione. In evidenza la struttura a bande (i, ii, iii) della vena. I riquadri si riferiscono alla localizzazione delle foto di Fig. 11 (a); 12 (b); 13 (c) e 17 (d).

si limitano ad alcuni sottili orli bruno rossastri. Nel suo insieme il frammento appare relativamente fresco e le sue caratteristiche morfologiche suggeriscono che esso non abbia subito un lungo trasporto.

## 2.2. Roccia incassante

In sezione sottile-lucida, la roccia incassante risulta costituita da quarzo, K-feldspato e mica bianca in parti circa uguali (Fig. 5a) con minori pirite e rutilo e tracce di zirconio.

Il **quarzo** costituisce plaghe da 0,5 a 3 mm nelle quali presenta tessitura granulare, anche con giunti tripli a 120°, le dimensioni dei granuli all'interno delle plaghe sono generalmente comprese tra 0,1 e 0,3 mm, localmente arrivano a 0,6 mm. I singoli granuli non appaiono deformati (l'estinzione è netta) sono limpidi e solo occasionalmente contengono sottili sciami di inclusioni fluide da 1-2  $\mu\text{m}$  allineate (Fig. 7a, b). L'osservazione con la lami-



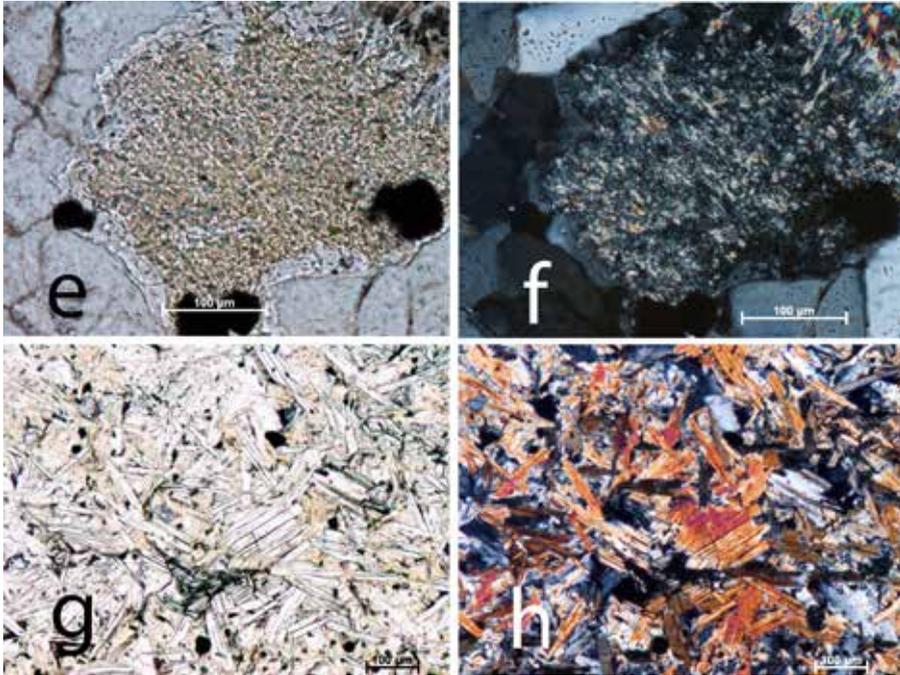
7 a-d. Quarzo dell'incassante con sottili sciami di inclusioni fluide (a) ed evidente tessitura a mosaico (b). Tessitura microcristallina di un dominio di K-feldspato completamente sericitizzato (c, d). La freccia in 7c indica un cristallo prismatico bi-piramidato di zirconio, abraso e arrotondato.

na rosso di I° ordine ha messo in evidenza un'orientazione ottica casuale dei granuli, senza alcuna direzione preferenziale.

Il **K-feldspato** si rinviene in due distinte giaciture e non è mai geminato né deformato (l'estinzione è netta).

(i) In plaghe da 0,5-1 mm frammiste a quelle di quarzo dove il K-feldspato presenta tessitura granulare e le dimensioni dei granuli sono generalmente comprese tra 0,1 e 0,2 mm. I singoli granuli sono leggermente torbidi e vagamente rosati e generalmente contengono sciami di inclusioni fluide globulari da 1-2 μm e tubolari lunghe fino a 10 μm, in genere allineate secondo le direzioni cristallografiche individuate dai piani di sfaldatura. Localmente compare in granuli da 50 μm, limpidi, senza inclusioni fluide. La composizione chimica del K-feldspato è compresa tra  $Or_{88}Ab_{12}$  e  $Or_{91}Ab_9$  (Tab. 1).

(ii) Il K-feldspato costituisce anche domini larghi 2-5 mm. Questi domi-



7 e-h. Tessitura microcristallina di un dominio di K-feldspato con ampio nucleo sericitizzato e orlo preservato (e, f). In alto a sinistra evidenti sciami di inclusioni fluide nel quarzo (e,f). Tessitura a feltro delle plaghe a mica bianca (g, h) con sericite (giallo chiaro) negli spazi interstiziali (g). Le foto sono riprese in luce trasmessa con solo polarizzatore (a, c, e, g) e con analizzatore (b, d, f, h).

ni, che potrebbero rappresentare siti di originari cristalli a contorno geometrico, sono facilmente riconoscibili per la caratteristica colorazione d'insieme bruccia e l'aspetto torbido, quasi terroso (Fig. 5a). Nel dettaglio, questi domini presentano una particolare tessitura microcristallina prodotta da concrescimenti sub-microscopici ( $< 2 \mu\text{m}$ ) di cristalliti verosimilmente lamellari (Fig. 7c, d) la cui composizione chimica è di tipo fengitico (Tab. 2), con minuscole granulazioni (pochi  $\mu\text{m}$ ) di rutilo e da poche, più grandi lamelle sempre di tipo fengitico. Lembi del K-feldspato originario sono conservati entro i domini o ne costituiscono l'orlo non alterato (Fig. 7e, f).

La **mica bianca** si rinviene esclusivamente nei domini riferibili a originario feldspato (Fig. 5a) e non si osserva mai insieme al quarzo.

Alcuni domini sono occupati prevalentemente da un feltro di cristalli di mica bianca giustapposti senza un'orientazione preferenziale (Fig. 7g, h) con

	Microclino										Adularia		
	KF_11	KF_12	KF-3	KF-7	KF-8	KF_20	KF_21	KF_25	KF_26	KF_27	KF_23	KF_28	KF_29
SiO <sub>2</sub>	64,04	64,27	63,14	63,62	64,00	63,69	64,31	63,07	63,89	64,42	64,36	64,96	64,67
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,08	0,11	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,06	18,05	17,81	17,78	17,97	18,58	18,17	18,53	18,54	18,47	18,56	18,08	18,00
FeO	0,00	0,02	0,01	0,01	0,04	0,03	0,11	0,17	0,00	0,06	0,15	0,08	0,00
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	1,20	1,16	1,05	1,04	1,15	0,97	1,16	1,07	1,34	1,32	0,03	0,06	0,03
K <sub>2</sub> O	14,72	14,92	15,00	15,00	14,80	14,98	14,77	14,51	14,52	14,54	15,18	16,05	16,22
Totale	98,11	98,43	97,08	97,47	97,95	98,25	98,49	97,31	98,42	98,76	98,22	99,21	98,99
atomi per unità di formula													
Si	3,002	3,005	2,998	3,007	3,005	2,984	3,001	2,979	2,984	2,995	3,004	3,017	3,015
Ti	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,004	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001
Al	0,998	0,994	0,997	0,990	0,995	1,026	0,999	1,031	1,020	1,012	1,021	0,990	0,989
Cr	0,002	0,001	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe <sup>2+</sup>	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,109	0,105	0,096	0,095	0,105	0,088	0,105	0,098	0,122	0,119	0,003	0,005	0,002
K	0,880	0,890	0,909	0,904	0,887	0,896	0,879	0,874	0,865	0,863	0,904	0,951	0,965
Ab %	11,03	10,52	9,58	9,51	10,58	8,98	10,64	10,04	12,32	12,13	0,29	0,57	0,25
An %	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01	0,00	0,09	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00
Or %	88,97	89,46	90,42	90,49	89,38	91,01	89,36	89,88	87,68	87,83	99,71	99,43	99,75

Tab 1. Microanalisi chimiche (peso %) rappresentative della composizione del K-feldspato e formula cristallografica basata su 8 ossigeni. Le analisi KF\_20 e KF\_28 sono relative a feldspati localizzati nella zona esterna della banda (i) della vena mineralizzata mentre l'analisi KF\_29 è relativa a un feldspato localizzato nella zona interna della medesima banda (i). Tutte le altre analisi sono relative a feldspati della roccia incassante. L'analisi KF\_25 è relativa all'orlo non alterato del K-feldspato di Fig. 8. L'analisi KF\_23 è relativa a un granulo da 30 µm rinvenuto in una plaga di aspetto terroso. Le rimanenti analisi sono relative a feldspati nella giacitura di tipo (ii).

materiale interstiziale finissimo. In questi domini, la mica bianca compare in cristalli da tabulari a lamellari a contorno alquanto regolare, di 10-20 µm di spessore e larghezza che può arrivare a 120 µm ma in genere è di 60-70 µm. La composizione chimica corrisponde a quella caratteristica della muscovite (Tab. 2, Fig. 8) ma è relativamente ricca di Na<sub>2</sub>O (< 0,5%), di TiO<sub>2</sub> (< 1,6%) e di FeO (< 3,5%) ed è povera di MgO (< 0,8%). Gli spazi interstiziali sono riempiti prevalentemente da materiale micaceo fine, di colore d'insieme brucicco, di composizione variabile da fengitica a celadonitica (Fig. 8) con minuscole granulazioni (da pochi µm) di rutilo, poco quarzo e plaghe di adularia (K-feldspato pressoché puro con Or>99) da 10-20 µm (Tab. 1). Negli spazi interstiziali sono conservati anche piccoli lembi relitti del K-feldspato originario.

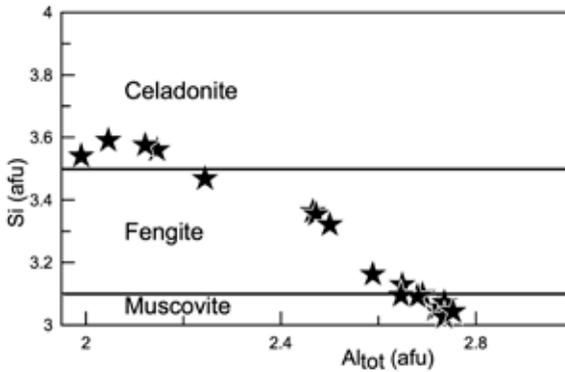
Muscovite										
Sigla	MS-1	MS-2	MS-3	MS-5	MS-6	MS-7	MS-9	MS-20	MS-24	MS-27
SiO <sub>2</sub>	45,98	44,16	44,20	44,80	45,20	44,66	44,89	44,28	45,01	46,59
TiO <sub>2</sub>	0,97	0,99	0,64	0,69	0,49	0,65	1,06	1,60	0,48	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	33,04	33,38	33,44	33,03	34,15	32,86	32,58	33,97	34,57	32,37
FeO	2,53	3,10	3,25	2,21	2,68	2,86	2,98	2,46	3,04	2,20
MnO	0,00	0,01	0,05	0,02	0,00	0,04	0,00	0,01	0,02	0,00
MgO	0,74	0,52	0,55	0,78	0,67	0,67	0,58	0,63	0,68	1,32
CaO	0,04	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00
Na <sub>2</sub> O	0,32	0,50	0,53	0,39	0,47	0,49	0,36	0,32	0,51	0,29
K <sub>2</sub> O	9,90	10,41	10,24	10,50	10,38	10,41	10,84	10,42	10,49	10,20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,03	0,03	0,02
F	nd	0,00	0,04	0,23						
Totale	93,51	93,06	92,96	92,43	94,08	92,66	93,29	93,71	94,91	93,71

atomi per unità di formula

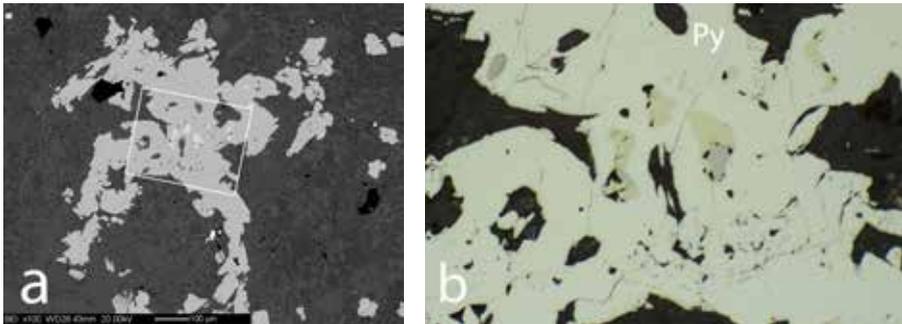
Si	3,128	3,049	3,055	3,097	3,072	3,091	3,094	3,025	3,042	3,161
Ti	0,050	0,051	0,034	0,036	0,025	0,034	0,055	0,082	0,025	0,024
Altot	2,649	2,716	2,724	2,690	2,735	2,680	2,647	2,735	2,753	2,589
Cr	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001
Fe <sup>2+</sup>	0,144	0,179	0,188	0,128	0,153	0,166	0,172	0,141	0,172	0,125
Mn	0,000	0,001	0,003	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000
Mg	0,075	0,053	0,056	0,081	0,067	0,069	0,059	0,064	0,069	0,134
Ca	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000
Na	0,042	0,067	0,071	0,052	0,062	0,065	0,049	0,042	0,067	0,038
K	0,859	0,917	0,903	0,926	0,900	0,919	0,953	0,908	0,904	0,883
F	nd	0,000	0,010	0,049						

Sigla	Fengite					Celadonite		
	MS-23	MS-25	MS-26	KF_22	KF_24	MS-4	MS-8	MS-21
SiO <sub>2</sub>	52,84	46,58	49,53	51,97	48,88	53,80	53,61	52,95
TiO <sub>2</sub>	1,38	0,01	0,12	0,00	0,01	0,10	0,13	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,61	28,98	27,20	32,51	31,23	26,02	27,43	25,27
FeO	0,74	1,60	1,23	1,35	1,68	0,36	0,69	1,82
MnO	0,04	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,08	0,02
MgO	0,99	1,10	1,14	1,51	1,18	3,54	2,69	3,42
CaO	0,09	0,10	0,07	0,14	0,13	0,11	0,16	0,14
Na <sub>2</sub> O	0,03	0,03	0,11	0,11	0,00	0,03	0,07	0,02
K <sub>2</sub> O	8,58	6,79	9,13	8,50	7,32	8,38	7,63	7,96
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,05	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,04
F	0,00	0,34	0,67	0,01		nd	nd	1,22
Totale	91,36	85,54	89,22	96,11	91,07	92,37	92,51	92,93
Si	3,575	3,362	3,467	3,353	3,320	3,590	3,559	3,540
Ti	0,070	0,000	0,006	0,000	0,001	0,005	0,007	0,004
Altot	2,122	2,466	2,244	2,472	2,500	2,046	2,146	1,991
Cr	0,003	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002
Fe <sup>2+</sup>	0,042	0,096	0,072	0,073	0,096	0,020	0,038	0,102
Mn	0,002	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,004	0,001
Mg	0,100	0,119	0,119	0,145	0,119	0,352	0,267	0,341
Ca	0,007	0,008	0,005	0,010	0,010	0,008	0,012	0,010
Na	0,004	0,004	0,015	0,013	0,000	0,004	0,009	0,002
K	0,741	0,626	0,815	0,700	0,634	0,714	0,647	0,679
F	0,000	0,078	0,148	0,002	0,129	nd	nd	0,258

Tab 2. Microanalisi chimiche (peso %) rappresentative della composizione della mica bianca e formula cristallografica basata su 22 ossigeni (nd = non determinato). Classificazione secondo Tappert et al. (2013). L'analisi MS-27 è relativa a un nido di mica rinvenuto nella zona esterna della banda (i) della vena mineralizzata. Tutte le altre analisi sono relative a mica bianca della roccia incassante.



8. Variazioni compositive del contenuto in Si e  $Al_{tot}$  (atomi per unità di formula basata su 22 ossigeni) e classificazione della mica bianca.



9. (a) Plaga scheletrica di pirite (grigio chiaro) nell'incassante della vena mineralizzata (vedi Fig. 5a, zona centrale), ripresa al SEM. (b) Particolare della precedente (riquadro) con plaghe di calcopirite (giallo) e pirrotina (bruno pallido) inglobate nella pirite (Py). Ripresa in luce polarizzata riflessa.

Più numerosi sono invece i domini occupati prevalentemente da fengite microcristallina con poche lamelle più grandi di composizione celadonitica, diffuso rutilo microcristallino interstiziale e scarsa muscovite. Questa fengite è molto povera di  $Na_2O$  e di  $TiO_2$  (entrambi  $< 0,1\%$ ) e povera di  $FeO$  ( $< 1,7\%$ ) mentre ha un contenuto piuttosto elevato di  $MgO$  ( $< 1,5\%$ ) che, nei termini celadonitici, arriva al  $3,5\%$ .

La **pirite** è localizzata quasi esclusivamente nei siti di fengite riferibili a originario K-feldspato (Fig. 5a, b). Possono fare eccezione due granuli da  $80 \mu m$  e da  $120 \mu m$  isolati nel quarzo granulare e i granuli da  $5-50 \mu m$  alline-

Pirite dell'incassante												
	Sol34	Sol35	Sol36	Sol41	Sol42	Sol43	Sol44	Sol45	Sol49	Media	dev.st.	
S	53,32	52,88	54,00	53,70	53,96	53,84	53,63	53,33	50,96	<b>53,29</b>	0,95	
Fe	45,99	45,84	46,80	46,46	46,81	47,08	46,13	45,56	44,22	<b>46,10</b>	0,86	
Ni	0,02	0,00	0,06	0,01	0,03	0,03	0,00	0,02	0,05	<b>0,02</b>	0,02	
Cu	0,00	0,15	0,00	0,00	0,27	0,14	0,00	0,05	0,29	<b>0,10</b>	0,12	
Zn	0,06	0,00	0,01	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	<b>0,01</b>	0,02	
As	0,12	0,82	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,52	<b>0,50</b>	1,17	
Ag	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,14	<b>0,02</b>	0,05	
Sb	0,02	0,01	0,00	0,08	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	<b>0,02</b>	0,03	
Pb	0,04	0,12	0,00	0,17	0,18	0,04	0,00	0,16	0,64	<b>0,15</b>	0,20	
Totale	99,56	99,82	100,89	100,41	101,25	101,15	99,84	99,13	99,81	<b>100,21</b>		

Pirite della vena												
	Sol22	Sol23	Sol25	Sol26	Sol28	Sol29	Sol30	Sol31	Sol32	Sol33	Media	dev.st.
S	53,45	53,34	51,90	53,54	53,82	53,25	51,87	53,58	53,20	52,09	<b>53,00</b>	0,75
Fe	45,56	45,68	44,99	46,03	45,85	46,40	45,36	46,70	45,61	45,88	<b>45,81</b>	0,49
Ni	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	<b>0,02</b>	0,02
Cu	0,84	0,26	0,32	0,28	1,17	0,10	0,56	0,00	0,00	0,38	<b>0,39</b>	0,37
Zn	0,01	0,02	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	<b>0,01</b>	0,01
As	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,22	0,00	0,07	2,47	<b>0,48</b>	0,99
Ag	0,06	0,17	0,16	0,01	0,03	0,07	0,03	0,00	0,04	0,01	<b>0,06</b>	0,06
Sb	0,04	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	<b>0,01</b>	0,01
Pb	0,11	0,15	0,72	0,06	0,05	0,21	0,00	0,18	0,00	0,02	<b>0,15</b>	0,21
Totale	100,17	99,65	98,13	99,95	100,96	100,05	100,08	100,46	98,95	100,88	<b>99,93</b>	

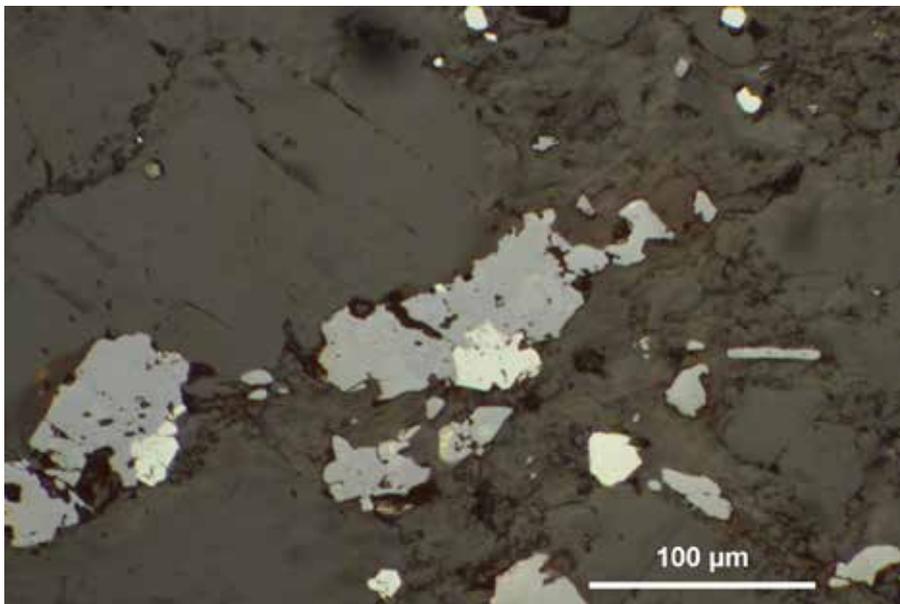
Tab 3. Microanalisi chimiche (peso %) rappresentative della composizione della pirite. Oro non rilevato.

Calcopirite					
	Sol38	Sol39	Sol40	Sol69	Media
S	35,03	34,96	34,67	34,53	<b>34,80</b>
Fe	29,77	30,58	28,63	30,13	<b>29,78</b>
Ni	0,00	0,03	0,01	0,00	<b>0,01</b>
Cu	32,69	32,99	31,22	32,82	<b>32,43</b>
Zn	0,15	0,05	3,91	0,08	<b>1,05</b>
Ag	0,05	0,00	0,05	0,00	<b>0,02</b>
Sb	0,00	0,00	0,00	0,04	<b>0,01</b>
Pb	0,06	0,13	0,11	0,00	<b>0,07</b>
Totale	97,75	98,74	98,59	97,61	<b>98,17</b>

Tab 4. Microanalisi chimiche (peso %) rappresentative della composizione della calcopirite. Non rilevati oro e arsenico.

Pirrotina				
				Media
S	39,29	38,25	38,96	<b>38,83</b>
Fe	58,33	58,42	58,46	<b>58,40</b>
Ni	0,02	0,00	0,55	<b>0,19</b>
Cu	0,23	0,00	0,02	<b>0,08</b>
Zn	0,00	0,16	0,00	<b>0,05</b>
Ag	0,03	0,00	0,01	<b>0,01</b>
Sb	0,02	0,10	0,00	<b>0,04</b>
Pb	0,13	0,00	0,00	<b>0,04</b>
Totale	98,04	96,93	98,00	<b>97,66</b>

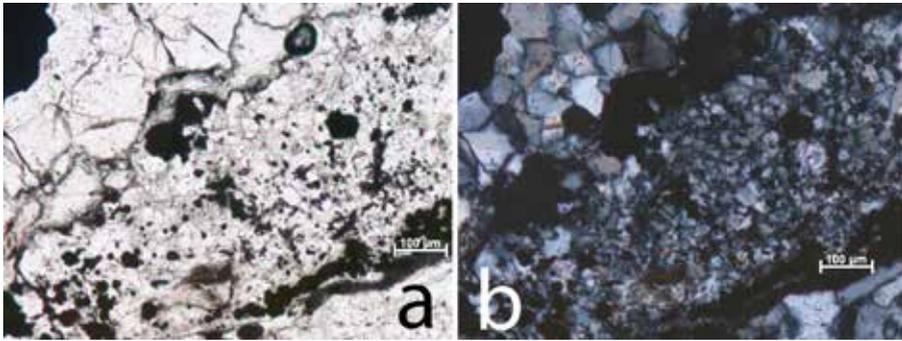
Tab 5. Microanalisi chimiche (peso %) rappresentative della composizione della pirrotina. Non rilevati oro e arsenico.



10. Aggregati granulari e singoli cristalli di rutilo (grigio chiaro) e alcuni granuli di pirite (biancastra). Ripresa in luce polarizzata riflessa.

ati a rosario lungo due micro-fessure subparallele tra loro e alla vena (Figg. 5c-6). La pirite si rinviene in cristalli idiomorfi a contorno geometrico, da quadrangolare a esagonale, di dimensioni variabili da 10 a 100  $\mu\text{m}$ , isolati o in plaghe di aggregati policristallini, le più grandi da 0,2-0,5 mm (Fig. 9a). Negli aggregati più grandi, la pirite è leggermente anisotropa e ingloba piccole plaghe, a contorno vagamente geometrico, di sola calcopirite e di calcopirite + pirrotina da 10-40  $\mu\text{m}$  e chicchi di sola pirrotina da 20  $\mu\text{m}$  (Fig. 9b). La pirite si rinviene anche in cristalli apparentemente prismatici e/o lamellari, da 10x50  $\mu\text{m}$ , e spesso ingloba sciami di lamelle silicatiche (da < 1  $\mu\text{m}$ , lunghe fino a 6  $\mu\text{m}$ ) allineate secondo l'allungamento dei cristalli. La pirite ha mediamente composizione chimica pressoché stechiometrica con tracce di arsenico (0,5%) che in qualche cristallo può arrivare a qualche unità percentuale (Tab. 3) e non contiene oro. La calcopirite contiene tracce di zinco che può arrivare ad alcune unità percentuali (Tab. 4). La pirrotina ha un normale eccesso di zolfo e pochissimo nichel (Tab. 5).

Il **rutilo** si rinviene generalmente in sciami di granuli sub-idiomorfi, di 5-20  $\mu\text{m}$  di dimensioni, di colore da giallo ambrato a giallo bruno, +/- lim-



11. Tessitura microgranulare e porosa della banda esterna costituita da quarzo con poche miche, raro K-feldspato e diffusa pirite. Riquadro (a) di Fig.6. a) Ripresa in luce polarizzata trasmessa; b) con analizzatore.

pidi, isolati e in aggregati policristallini da 70-100  $\mu\text{m}$  (Fig. 10). Occasionalmente si osservano anche cristalli euedrali prismatici +/- tozzi bi-piramidati. Come la pirite, il rutilo è localizzato quasi esclusivamente nei siti riferibili a originario feldspato e talora è inglobato nella pirite stessa.

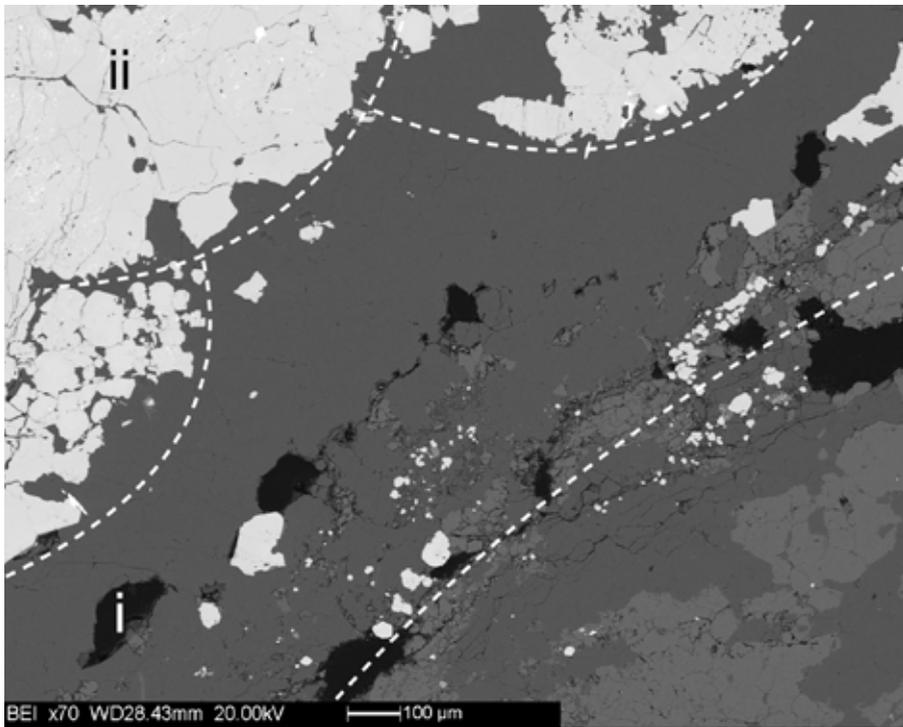
I cristalli di **zirconio** sono pochi, uniformemente disseminati, idiomorfi, prismatici bi-piramidati, lunghi 20-50  $\mu\text{m}$ , limpidi e generalmente hanno forma arrotondata. La superficie dei cristalli appare scabra e solo in qualche caso è liscia (Fig. 7c).

### 2.3. Vena mineralizzata

La vena presenta una chiara struttura zonata (Figg. 5-6) nella quale si riconoscono tre "bande": (i) una banda "esterna", a contatto con l'incassante, da 0,3-0,8 mm di spessore, a quarzo, seguita da (ii) una banda "intermedia" da 0,4-1,2 mm a pirite e infine da (iii) una banda "interna" da 1,8-2,2 mm a quarzo e oro.

(i) Il contatto della **banda esterna** con la sua roccia incassante è netto, con profilo lineare leggermente ondulato, ed è sottolineato dalla presenza lungo la salbanda di sciami di cristalli idiomorfi di pirite, da 10-30  $\mu\text{m}$ , isolati ma più spesso in aggregati policristallini.

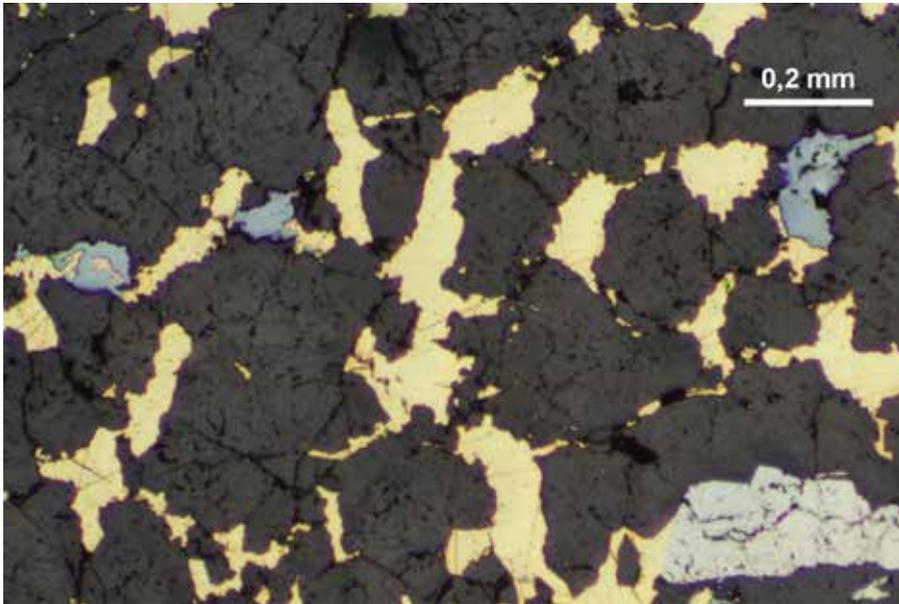
In questa banda si possono riconoscere due zone. Una prima zona, che corre lungo il contatto con l'incassante, di spessore che varia da 150 a 500  $\mu\text{m}$ , con profilo marcatamente ondulato, caratterizzata da un aspetto torbido e colore d'insieme brucicco (Fig. 5a). Questa zona (Fig. 11) è costituita da un mosaico poroso di granuli di quarzo da 20-50  $\mu\text{m}$  con locali lamelle di mica da 40  $\mu\text{m}$  e rare plaghe interstiziali da 30-100  $\mu\text{m}$  di adularia



12. Particolare della tessitura zonata della vena. Riquadro (b) di Fig. 6. In evidenza in basso a destra la roccia incassante, a quarzo (grigio scuro) e K-feldspato (grigio chiaro) separata dalla banda esterna (i) a quarzo dagli sciami di cristallini di pirite (grigio chiaro), e la banda intermedia (ii) a pirite (grigio chiaro, in alto a sinistra) con i cristalli a contorno geometrico. Ripresa al SEM.

(Tab. 1), diffusi cristalli da 10-50  $\mu\text{m}$  di pirite leggermente anisotropa e, localmente, nidi di muscovite (Tab. 2) in lamelle lunghe fino a 100  $\mu\text{m}$  sub-parallele al contatto.

La zona più interna della banda è invece costituita da quarzo in cristalli da 30-60  $\mu\text{m}$  di larghezza e lunghi fino a 200  $\mu\text{m}$  giustapposti, con tessitura a pettine, e con pochi e isolati cristalli idiomorfi di pirite da 50-100  $\mu\text{m}$ . I cristalli di quarzo sono caratterizzati da domini con estinzione fibroso raggiata (del tipo a piuma), spesso con fantasmi di orli di zonatura a profilo geometrico, riferibili a una simmetria trigonale o esagonale, talora sottolineati dall'allineamento di inclusioni fluide da 1-2  $\mu\text{m}$  che sono anche alquanto frequenti nei cristalli dove sono addensate in sciami.

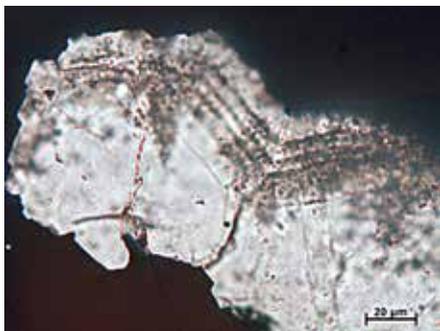


13. Plaghe interstiziali e sottili vene di oro (giallo) costituiscono un reticolo scheletrico nel quarzo (nero). In evidenza anche alcune plaghe di “argenti rossi” (grigio bluastrò) e, in basso a destra, un aggregato di granuli di pirite (grigio chiaro). Riquadro (c) di Fig. 6. Ripresa in luce polarizzata riflessa.

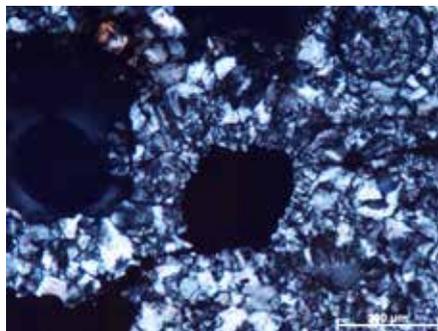
Localmente, nel quarzo sono stati osservati anche fantasmi di tracce di sfaldatura riferibili a una geometria romboedrica. Tra il quarzo è stato rilevato anche un unico cristallo a contorno rombico, da 150  $\mu\text{m}$ , di adularia (Tab. 1) con una tessitura interna con domini di estinzione fibroso raggiata.

(ii) La **banda intermedia** è costituita da pirite leggermente anisotropa e minore marcasite che costituiscono un mosaico di granuli da 0,1-0,4 mm (Fig. 5c). I giunti tripli tra i cristalli più grossi di pirite sono a 120°. Localmente, originaria marcasite sembra sostituita lungo direzioni cristallografiche, che si incrociano a 120°, da lamelle di pirite di 5-20  $\mu\text{m}$  di spessore. I cristalli di marcasite hanno dimensioni medie di 40-100  $\mu\text{m}$ . I cristalli di pirite presentano un aspetto leggermente cribroso e, lungo direzioni cristallografiche perpendicolari tra loro, si osservano lamelle sub-microscopiche (< 2  $\mu\text{m}$ ) di galena. Nella pirite sono presenti anche rare plaghe da 10-20  $\mu\text{m}$  di galena, talora con oro.

Il contatto della pirite con la banda esterna a quarzo ha un profilo molto



14. Tessitura zonata del quarzo sottolineata da orli di inclusioni fluide. Ripresa in luce polarizzata trasmessa.

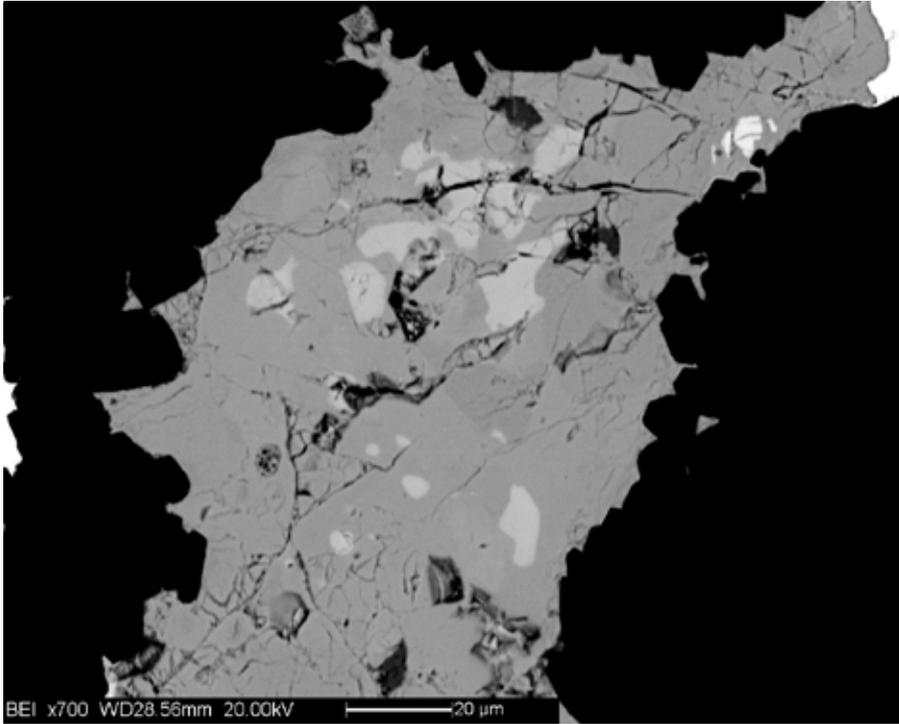


15. Tessitura zonata a coccarda del quarzo attorno a un nucleo di oro (nero). Ripresa in luce polarizzata trasmessa, con analizzatore.

irregolare ma localmente si riconoscono nella vena di pirite delle convessità, con raggio di curvatura millimetrico, che originano una tessitura a festone che risulta dalla giustapposizione di forme cribrose a “cavolfiore”, con quarzo interstiziale, che si espandono verso la salbanda (Fig. 6, Fig. 12). Nel dettaglio, le terminazioni dei cristalli di pirite (e marcasite) contro il quarzo della banda esterna producono un profilo geometrico poligonale e sono palesemente idiomorfe (Fig. 12) mentre il quarzo risulta sostituito (le tracce di zonatura interne dei cristalli di quarzo sono tagliate dai cristalli di pirite). Minuscole plaghe da 10  $\mu\text{m}$  di oro sono presenti negli interstizi tra i cristalli di pirite in prossimità del contatto con la banda interna.

La pirite (e marcasite) ha mediamente composizione chimica pressoché stechiometrica con tracce di rame (0,4%) e di arsenico (0,5%) che in alcuni cristalli possono arrivare a qualche unità percentuale (Tab. 3).

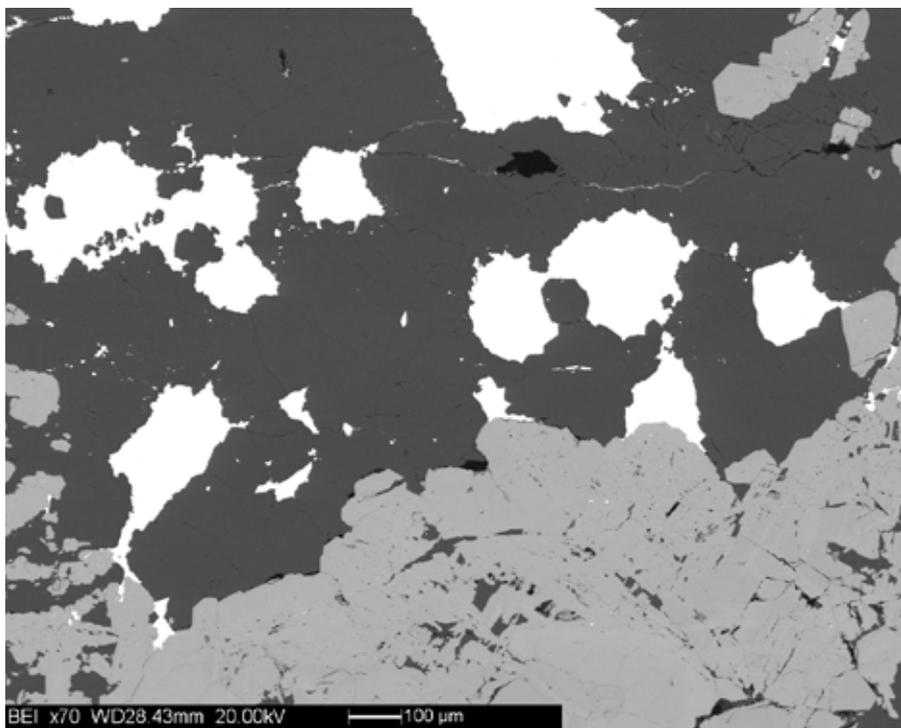
(iii) La **banda interna** è costituita da aggregati granulari da 0,3-0,8 mm di quarzo con plaghe interstiziali di oro da 0,1-0,6 mm; l'oro cementa anche sottili vene, da 20-40  $\mu\text{m}$ , che legano le plaghe d'oro in un reticolo scheletrico (Figg. 5c, 13). Il quarzo è in cristalli da 50-100  $\mu\text{m}$  con domini di estinzione fibroso raggiata (del tipo a piuma o a fiamma). Gli aggregati di quarzo più grossi sono spesso orlati da una aureola di cristalli di quarzo più piccoli, da 20-40  $\mu\text{m}$ , sempre a estinzione fibroso raggiata, generalmente con terminazioni idiomorfe nettamente geometriche contro l'oro. Tutto il quarzo è +/- torbido per la presenza di micro-inclusioni fluide spesso distribuite così da disegnare orli di accrescimento a coccarda e geometrici (Fig. 14). Il contatto con la banda intermedia (ii) ha un profilo d'insieme alquan-



16. Plaga di “argenti rossi” (grigio) con solfosali (grigio chiaro) e oro (bianco, angolo in alto a destra) interstiziale nel quarzo (nero). In evidenza i contorni geometrici dei cristalli eudrali di quarzo. Ripresa al SEM.

to regolare, tendenzialmente geometrico, controllato dallo sviluppo delle superfici dei cristalli di pirite della banda stessa (Fig. 5c). Il quarzo cresce sulle facce dei cristalli di pirite con orli da 20-40  $\mu\text{m}$  con tessitura fibroso raggata. Localmente, il quarzo sembra svilupparsi a coccarda attorno a delle plaghe di oro (Fig. 15).

Ai margini delle plaghe di oro più grandi e nelle vene tra le plaghe stesse, si riconoscono piccole plaghe, di dimensioni che non superano i 100  $\mu\text{m}$ , di “argenti rossi” (con i caratteristici riflessi interni di colore rosso cupo) e possibili solfosali (Fig. 16). Anche in questo caso l’orlo delle plaghe ha un profilo geometrico determinato dalle terminazioni idiomorfe dei cristalli di quarzo della ganga (Fig. 17). Argenti rossi e quarzo cementano anche una frattura della pirite presso il contatto con la banda intermedia a pirite.



17. Plaghe interstiziali di oro (bianco) nel quarzo (grigio molto scuro) a contatto con pirite (grigio chiaro). Riquadro (d) di Fig. 6. In evidenza i contorni geometrici dei cristalli euedrali di quarzo e di pirite e la tessitura tendenzialmente cribrosa della pirite. Ripresa al SEM.

L'oro è sempre chiaramente interstiziale tra i cristalli idiomorfi di quarzo e di pirite (Fig. 17).

Le analisi effettuate sulle plaghe d'oro in varie giaciture hanno fornito risultati molto simili (Tab. 6). L'oro è una lega che contiene mediamente circa il 91% di oro, l'8% di argento e il 2% di mercurio (le analisi chiudono mediamente a 101%) con tracce di zolfo (0,05%) e antimonio (0,02%).

Gli "argenti rossi" hanno composizione (Tab. 7a, b) per la maggior parte riferibile a pirargirite ( $\text{Ag}_3\text{SbS}_3$ ) (generalmente con rapporto  $\text{Sb}/\text{As} \sim 2$ ) e in minor misura a proustite ( $\text{Ag}_3\text{AsS}_3$ ) (con rapporto  $\text{Sb}/\text{As} \sim 0,5$ ).

Le composizioni chimiche dei solfosali (Tab. 8) – che in realtà potrebbero anche essere miscele irrisolvibili di minerali diversi – sono riferibili a tre termini, tutti di argento e piombo. Il primo è caratterizzato da un rapporto  $\text{Ag}/\text{Pb} \sim 2$  e  $\text{Sb}/\text{As} \sim 7$  e potrebbe corrispondere a una formula chimica

ORO										
Sigla	Au-1	Au-2	Au-3	Au-4	Au-5	Au-6	Au-8	Au-9	Au-10	Au-11
Fe	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Cu	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
Sb	0,00	0,01	0,00	0,00	0,04	0,08	0,00	0,03	0,00	0,02
Se	0,02	0,00	0,03	0,00	0,03	0,05	0,00	0,00	0,01	0,00
S	0,03	0,04	0,04	0,07	0,24	0,05	0,03	0,04	0,02	0,03
Au	90,62	90,76	90,31	91,88	90,73	90,18	93,09	91,16	90,57	90,86
Ag	8,29	9,04	8,71	7,39	8,39	8,26	6,55	8,15	8,21	8,35
Hg	2,04	1,86	2,02	1,93	2,00	2,01	2,03	1,80	1,87	1,99
Totale	101,04	101,70	101,13	101,27	101,42	100,64	101,73	101,18	100,71	101,28

Oro continua										
Sigla	Au-12	Au-13	Au-16	Au-17	Au-19	Au-23	Au-25	Au-26	Au-27	Au-28
Fe	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Cu	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00
Sb	0,05	0,00	0,02	0,01	0,06	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00
Se	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
S	0,06	0,06	0,09	0,03	0,10	0,08	0,06	0,04	0,00	0,05
Au	91,09	92,46	90,19	91,46	93,42	89,01	91,30	90,33	91,43	89,47
Ag	7,49	7,00	8,40	8,28	5,58	8,03	8,34	8,54	8,20	8,92
Hg	2,12	1,98	1,91	1,98	2,05	2,00	1,90	1,78	2,13	2,15
Totale	100,81	101,54	100,64	101,78	101,23	99,13	101,62	100,74	101,81	100,59

Oro continua								
Sigla	Au-29	Au-30	Au-31	Au-32	Au-33	Au-34	Media	dev.st.
Fe	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	<b>0,00</b>	0,01
Cu	0,03	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	<b>0,01</b>	0,01
Sb	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,03	<b>0,02</b>	0,02
Se	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	<b>0,01</b>	0,01
S	0,02	0,04	0,05	0,03	0,02	0,04	<b>0,05</b>	0,04
Au	91,61	90,13	90,25	89,06	90,41	89,62	<b>90,82</b>	1,09
Ag	7,08	7,48	8,58	9,12	8,40	8,13	<b>8,04</b>	0,80
Hg	2,33	1,73	1,90	1,89	1,75	1,94	<b>1,96</b>	0,13
Totale	101,12	99,43	100,80	100,12	100,63	99,77	<b>100,92</b>	

Tab 6. Microanalisi chimiche (peso %) rappresentative della composizione delle plaghe di oro. Non rilevati arsenico, bismuto e piombo.

Pirargirite												
Sigla	Sol2	Sol5	Sol10	So12.1	So12.2	So12.3	So12.4	So12.5	So12.6	So12.7	So12.8	So12.9
S	17,85	17,55	17,54	17,29	17,59	17,33	17,64	17,47	17,97	17,87	17,71	17,70
Fe	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,02	0,00	0,03	0,05	0,00	0,04	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00
Cu	0,13	0,08	0,16	0,05	0,11	0,04	0,11	0,11	0,05	0,11	0,08	0,10
Zn	0,07	0,01	0,00	0,02	0,06	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
As	4,84	3,52	3,43	3,74	2,94	3,17	5,08	5,42	5,60	5,72	4,96	5,19
Ag	61,58	60,33	59,58	60,28	60,53	60,66	61,03	61,05	62,43	62,18	61,72	62,15
Sb	14,73	16,83	16,97	15,66	17,17	17,20	14,21	13,10	12,71	12,85	14,09	13,74
Au	0,10	0,00	0,00	0,02	0,08	0,10	0,04	0,02	0,13	0,02	0,05	0,00
Pb	0,30	0,00	0,28	0,00	0,10	0,05	0,06	0,00	0,00	0,13	0,00	0,12
Totale	99,59	98,34	97,97	97,09	98,63	98,57	98,25	97,23	98,92	98,89	98,61	99,03
Atomi %												
S	42,23	42,32	42,46	42,18	42,35	41,96	42,19	42,12	42,46	42,28	42,22	42,05
Fe	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,03	0,00	0,04	0,07	0,00	0,05	0,08	0,00	0,03	0,00	0,00
Cu	0,16	0,09	0,20	0,06	0,14	0,05	0,14	0,13	0,07	0,13	0,09	0,12
Zn	0,08	0,01	0,00	0,02	0,07	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02
As	4,90	3,63	3,55	3,91	3,03	3,29	5,20	5,60	5,66	5,79	5,06	5,28
Ag	43,30	43,23	42,86	43,72	43,32	43,66	43,40	43,74	43,83	43,72	43,75	43,88
Sb	9,17	10,68	10,82	10,06	10,89	10,97	8,96	8,31	7,91	8,00	8,85	8,59
Au	0,04	0,00	0,00	0,01	0,03	0,04	0,02	0,01	0,05	0,01	0,02	0,00
Pb	0,11	0,00	0,11	0,00	0,04	0,02	0,02	0,00	0,00	0,05	0,00	0,05

Pirargirite continua					Proustite							
Sigla	Sol13	Sol14	Media	dev.st.	Sol6	Sol17	Sol18	Sol19	Sol20	Media	dev.st.	
S	17,75	17,52	<b>17,63</b>	<i>0,20</i>	18,24	17,98	18,07	18,12	17,97	<b>18,08</b>	<i>0,11</i>	
Fe	0,01	0,00	<b>0,00</b>	<i>0,01</i>	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	<b>0,01</b>	<i>0,01</i>	
Ni	0,01	0,00	<b>0,02</b>	<i>0,02</i>	0,00	0,00	0,03	0,03	0,00	<b>0,01</b>	<i>0,02</i>	
Cu	0,05	0,03	<b>0,09</b>	<i>0,04</i>	0,14	0,11	0,21	0,07	0,05	<b>0,12</b>	<i>0,07</i>	
Zn	0,00	0,05	<b>0,02</b>	<i>0,02</i>	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	<b>0,01</b>	<i>0,02</i>	
As	5,83	5,57	<b>4,64</b>	<i>1,04</i>	7,73	8,54	8,67	7,76	8,30	<b>8,20</b>	<i>0,44</i>	
Ag	61,93	61,48	<b>61,21</b>	<i>0,85</i>	62,03	63,18	64,05	63,89	63,86	<b>63,40</b>	<i>0,83</i>	
Sb	13,14	13,14	<b>14,68</b>	<i>1,74</i>	9,72	7,74	7,74	9,53	8,36	<b>8,62</b>	<i>0,96</i>	
Au	0,00	0,63	<b>0,08</b>	<i>0,16</i>	0,06	0,63	0,56	0,33	0,56	<b>0,43</b>	<i>0,24</i>	
Pb	0,03	0,06	<b>0,08</b>	<i>0,10</i>	0,12	0,00	0,05	0,01	0,10	<b>0,06</b>	<i>0,05</i>	
Totale	98,75	98,48	<b>98,45</b>		98,11	98,20	99,38	99,75	99,18	<b>98,92</b>	<i>0,73</i>	
Atomi %												
S	42,10	41,91	<b>42,20</b>	<i>0,17</i>	42,73	42,19	41,94	42,08	41,96	<b>42,18</b>	<i>0,32</i>	
Fe	0,01	0,00	<b>0,00</b>	<i>0,01</i>	0,03	0,00	0,00	0,01	0,00	<b>0,01</b>	<i>0,01</i>	
Ni	0,01	0,00	<b>0,02</b>	<i>0,03</i>	0,00	0,00	0,04	0,04	0,00	<b>0,02</b>	<i>0,02</i>	
Cu	0,06	0,03	<b>0,10</b>	<i>0,05</i>	0,17	0,14	0,25	0,08	0,05	<b>0,14</b>	<i>0,08</i>	
Zn	0,00	0,06	<b>0,02</b>	<i>0,03</i>	0,05	0,01	0,00	0,00	0,00	<b>0,01</b>	<i>0,02</i>	
As	5,92	5,70	<b>4,75</b>	<i>1,04</i>	7,75	8,57	8,61	7,71	8,29	<b>8,19</b>	<i>0,43</i>	
Ag	43,67	43,71	<b>43,56</b>	<i>0,29</i>	43,20	44,07	44,19	44,11	44,31	<b>43,98</b>	<i>0,44</i>	
Sb	8,21	8,27	<b>9,26</b>	<i>1,17</i>	6,00	4,79	4,73	5,83	5,14	<b>5,30</b>	<i>0,59</i>	
Au	0,00	0,24	<b>0,03</b>	<i>0,06</i>	0,02	0,24	0,21	0,12	0,21	<b>0,16</b>	<i>0,09</i>	
Pb	0,01	0,02	<b>0,03</b>	<i>0,04</i>	0,04	0,00	0,02	0,00	0,03	<b>0,02</b>	<i>0,02</i>	

Tab 7. Microanalisi chimiche (peso %) rappresentative della composizione della pirargirite e della proustite nelle placche di "argenti rossi".

Sigla	Gruppo 1					Gruppo 2				Gruppo 3		
	Sol1	Sol7	Sol8	Sol9	Media	Sol1	Solf4	Sol3	Media	Sol2	Sol4	Media
S	18,93	18,81	18,42	19,03	<b>18,80</b>	20,33	20,38	21,06	<b>20,59</b>	18,46	18,22	<b>18,34</b>
Fe	0,01	0,03	0,01	0,00	<b>0,01</b>	0,01	0,00	0,03	<b>0,01</b>	0,03	0,00	<b>0,01</b>
Ni	0,00	0,04	0,00	0,05	<b>0,02</b>	0,00	0,02	0,00	<b>0,01</b>	0,00	0,02	<b>0,01</b>
Cu	0,20	0,19	0,15	0,33	<b>0,22</b>	0,23	0,25	0,28	<b>0,25</b>	0,20	0,19	<b>0,20</b>
Zn	0,04	0,04	0,00	0,00	<b>0,02</b>	0,05	0,05	0,06	<b>0,05</b>	0,08	0,08	<b>0,08</b>
As	2,09	1,93	2,44	2,41	<b>2,22</b>	5,07	4,51	5,73	<b>5,10</b>	3,62	3,08	<b>3,35</b>
Ag	27,16	26,17	29,25	27,13	<b>27,43</b>	33,98	33,92	34,29	<b>34,06</b>	44,23	44,68	<b>44,45</b>
Sb	25,37	25,75	23,30	24,54	<b>24,74</b>	27,38	26,79	28,05	<b>27,41</b>	20,34	20,40	<b>20,37</b>
Au	0,05	0,00	0,08	0,00	<b>0,03</b>	0,00	0,02	0,02	<b>0,01</b>	0,08	0,00	<b>0,04</b>
Pb	25,73	26,07	22,67	24,38	<b>24,71</b>	13,16	14,61	8,99	<b>12,25</b>	13,82	11,62	<b>12,72</b>
Totale	99,58	99,04	96,33	97,86	<b>98,20</b>	100,21	100,56	98,50	<b>99,75</b>	100,84	98,30	<b>99,57</b>
Atomi %												
S	48,90	49,00	48,60	49,34	<b>48,96</b>	48,41	48,66	49,35	<b>48,81</b>	45,23	45,38	<b>45,31</b>
Fe	0,02	0,04	0,02	0,00	<b>0,02</b>	0,01	0,00	0,03	<b>0,01</b>	0,04	0,00	<b>0,02</b>
Ni	0,00	0,05	0,00	0,06	<b>0,03</b>	0,00	0,02	0,00	<b>0,01</b>	0,00	0,02	<b>0,01</b>
Cu	0,25	0,25	0,20	0,43	<b>0,29</b>	0,28	0,30	0,34	<b>0,30</b>	0,25	0,24	<b>0,25</b>
Zn	0,05	0,05	0,00	0,00	<b>0,03</b>	0,06	0,06	0,07	<b>0,06</b>	0,09	0,10	<b>0,10</b>
As	2,31	2,15	2,76	2,67	<b>2,47</b>	5,17	4,61	5,75	<b>5,17</b>	3,79	3,28	<b>3,54</b>
Ag	20,86	20,27	22,94	20,91	<b>21,24</b>	24,05	24,07	23,89	<b>24,00</b>	32,20	33,08	<b>32,64</b>
Sb	17,26	17,67	16,19	16,76	<b>16,97</b>	17,17	16,84	17,32	<b>17,11</b>	13,12	13,39	<b>13,25</b>
Au	0,02	0,00	0,04	0,00	<b>0,01</b>	0,00	0,01	0,01	<b>0,01</b>	0,03	0,00	<b>0,02</b>
Pb	10,29	10,51	9,25	9,78	<b>9,96</b>	4,85	5,40	3,26	<b>4,50</b>	5,24	4,48	<b>4,86</b>

Tab 8. Microanalisi chimiche (peso %) rappresentative della composizione delle plaghe di solfosali, possibili miscele di diverse fasi mineralogiche. Il primo gruppo ha un rapporto Ag/Pb ~ 2 e un rapporto Sb/As ~ 7, il secondo è caratterizzato da un rapporto Ag/Pb ~ 6 e Sb/As ~ 3 mentre il terzo è caratterizzato da un rapporto Ag/Pb ~ 7 e da un rapporto Sb/As ~ 4.

$Ag_2S \cdot PbS \cdot (Sb,As)_2S_3$ , il secondo è caratterizzato da un rapporto Ag/Pb ~ 6 e da un rapporto Sb/As ~ 3 e potrebbe corrispondere a una formula chimica  $3Ag_2S \cdot PbS \cdot 3(Sb,As)_2S_3$  mentre il terzo è caratterizzato da un rapporto Ag/Pb ~ 7 e da un rapporto Sb/As ~ 4.

#### 2.4. Analisi diffrattometrica del campione a marcasite della Val Gerlano

Del campione proveniente dalla Val Gerlano (Fig. 4) sono state analizzate tre distinte porzioni. Due porzioni relative alla matrice sono risultate costituite da quarzo e sanidino, con tracce di kaolinite e calcite. La terza porzione relativa al solfuro è risultata essere marcasite.

### 2. 5. *Analisi isotopica del piombo*

L'indagine minerografica e le analisi alla microsonda elettronica hanno permesso di accertare nella mineralizzazione aurifera la presenza di minerali con un contenuto di piombo fino al 25% (Tab. 8) idoneo alla misura della composizione isotopica. Pertanto, l'analisi è stata effettuata su un frammento del peso di circa 43 mg della porzione ricca d'oro della vena, prelevato manualmente con l'ausilio di un bisturi, allo stereomicroscopio binoculare.

In modo analogo sono stati prelevati per l'analisi isotopica alcuni cristalli idiomorfi della mineralizzazione a marcasite del Monte di Mezzo in Val Gerlano.

Il frazionamento strumentale è stato corretto utilizzando il rapporto isotopico  $^{203}\text{Tl}/^{205}\text{Tl}$ . Il valore così ottenuto è stato poi corretto per il frazionamento esterno rapportandolo ai valori dello standard SRM981 proposti da Baker *et al.* (2004). La riproducibilità 2SD (Deviazione Standard) delle misure è basata su decine di misure dello standard internazionale SRM981 durante un periodo superiore a un anno e calibrata per l'intensità del segnale dei campioni analizzati. I risultati delle analisi e le riproducibilità 2SD sono riportati in Tab. 9.

	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2SD	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2SD	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2SD
<b>Oro</b>	<b>19,042</b>	0,005	<b>15,683</b>	0,005	<b>39,210</b>	0,012
<b>Marcasite</b>	<b>18,892</b>	0,006	<b>15,709</b>	0,005	<b>39,203</b>	0,010

Tab 9. Rapporti isotopici del Pb dell'oro della Vallarsa e della marcasite del Monte di Mezzo in Val Gerlano.

## 3. Riassunto e interpretazione dei risultati analitici

### 3.1. *Natura della roccia incassante la mineralizzazione a oro*

La roccia incassante è costituita in parti circa uguali da quarzo, K-feldspato e muscovite che costituiscono un mosaico di domini di dimensioni millimetriche (0,5-5 mm), con contorni tendenzialmente geometrici. Le plaghe di quarzo e il K-feldspato hanno dimensioni equiparabili, e le singole plaghe di quarzo sono costituite da aggregati policristallini a grana fine (0,1-0,3 mm) talora associati a K-feldspato limpido, non geminato, in granuli di analoghe dimensioni. Struttura e tessitura della roccia potrebbero essere tanto di tipo olocristallina granulare (magmatica) quanto cristalloblastica granoblastica (metamorfica).

Il K-feldspato limpido ha una composizione media  $\text{Or}_{90}\text{Ab}_{10}$ .

La composizione chimica della muscovite in minuti cristalli lamellari è prossima (in particolare per il contenuto di  $\text{TiO}_2$  e di  $\text{Na}_2\text{O}$ ) a quella della muscovite di derivazione magmatica descritta e analizzata da Monier *et al.*

(1984), tuttavia la localizzazione esclusivamente all'interno di domini e la tessitura a feltro non rientrano nei criteri tessiturali ritenuti tipici in letteratura (Miller *et al.*, 1981) di muscoviti di genesi magmatica primaria. Si conclude pertanto che le muscoviti sono secondarie, riconducibili a fenomeni di alterazione idrotermale.

Superfici, forma e distribuzione degli zirconi suggeriscono che essi siano detritici, ereditati cioè da un protolite sedimentario o meta-sedimentario.

Per tessitura e composizione la porzione incassante potrebbe essere classificata come una roccia magmatica intrusiva o sub vulcanica di composizione granitica oppure come una porzione granoblastica di una roccia metamorfica.

### 3.2. Alterazione della roccia incassante la mineralizzazione a oro

La maggior parte del K-feldspato – quello dei domini millimetrici – è profondamente ed estesamente alterato, di fatto sostituito da materiale micaceo a grana da fine (muscovite) a otticamente irrisolvibile (miche di tipo fengitico e celadonitico) con minori quantità di pirite e tracce di rutilo. Per tessitura (Eberl *et al.*, 1987) e composizione chimica (Monier *et al.*, 1984; Tappert *et al.*, 2013), muscovite, fengite e celadonite sono interpretabili come il prodotto della *sericitizzazione* del K-feldspato (o di altri silicati).

Il termine sericitizzazione è comunemente utilizzato (Guilbert & Park, 1986) per indicare il processo di alterazione di feldspati, miche o altri silicati da parte di fluidi idrotermali. Il processo comporta la formazione in misura largamente preponderante di “sericite” cioè di una mica bianca di potassio a grana fine o finissima del tipo muscovite (fengite, celadonite). Quarzo, pirite e rutilo accompagnano comunemente la sericitizzazione.

Nei sistemi idrotermali, la formazione di muscovite a spese del K-feldspato avviene in condizioni di temperatura relativamente alta, tra 300 e 500°C e a una profondità fino a 3-4 km (Zhu *et al.*, 2011). In queste condizioni la muscovite incorpora Na<sub>2</sub>O (frazione albitica del K-feldspato), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> del feldspato, TiO<sub>2</sub> e FeO portati dai fluidi idrotermali e/o liberati da possibile biotite di cui però, nella roccia incassante del frammento mineralizzato, non si trova alcuna traccia.

Romy & Jimenez (2011) hanno osservato che nel *Porphyry Cu-Mo District* di Highland Valley (British Columbia, Canada) la composizione della muscovite evolve da termini relativamente più ricchi di Na<sub>2</sub>O e poveri di MgO a termini fengitici (poveri di Na e ricchi di Mg) al diminuire della temperatura e al crescere del pH verso termini più neutri.

Alla stessa conclusione è giunta Cohen (2011) che ha studiato le variazioni compositive della mica bianca di origine idrotermale nel *Porphyry Copper*

*District* di Yerington (Nevada, USA). In un ampio lavoro di sintesi e modellizzazione dei *Porphyry Copper Deposits*, John *et al.* (2010) hanno osservato che negli aloni di sericitizzazione associati alla mineralizzazione la muscovite si rinviene nelle zone prossimali mineralizzate a rame mentre la fengite (+/- celadonitica) si rinviene nelle zone distali nelle quali il processo di sericitizzazione si è sviluppato a temperature più basse.

Tappert *et al.* (2013) hanno studiato la fengite associata al giacimento del tipo *Iron Oxide-Copper-Gold* (IOCG) di Olympic Dam (Sud Australia). I giacimenti IOCG sono comunemente interpretati come il prodotto di fluidi idrotermali risaliti in superficie attraverso faglie o zone di shear in contesti tettonici distensivi o neutri ma anche compressivi e sono comunemente associati ad altri depositi idrotermali anche auriferi. Nelle zone mineralizzate di Olympic Dam la sericitizzazione si manifesta con la totale trasformazione del feldspato in fengite (e quarzo) operata da fluidi idrotermali acidi (pH < 4,5). Nel discutere i loro risultati, Tappert *et al.* (2013) osservano che – normalmente – le miche (diottaedriche di potassio) che si formano nelle parti più calde del giacimento, dove i fluidi idrotermali possono essere più acidi, hanno un contenuto di alluminio maggiore di quello delle miche che si formano nelle regioni distali, più fredde. Tappert *et al.* (2013) riferiscono poi che l'alterazione sericitica si rinviene anche associata ai depositi idrotermali auriferi, nei *Porphyry Copper Systems*, dove si localizza al limite tra il nucleo (affetto da alterazione) potassico e la periferia (affetta da alterazione) propilitica, e nei *Volcanogenic Massive Sulfide* (VMS), dove si localizza ai margini dei volumi più mineralizzati. Tappert *et al.* (2013) infine concludono che i risultati del loro studio potrebbero essere estrapolati anche alle fengiti dei depositi di oro idrotermale, dei *Porphyry Copper* e dei VMS.

In conclusione, la sericitizzazione documenta un'attività idrotermale che potrebbe essere anche all'origine della mineralizzazione aurifera. Più in dettaglio è poi possibile che la roccia incassante sia stata interessata da almeno due processi di alterazione sericitica del K-feldspato. A una prima fase, nel corso della quale l'alterazione sericitica ha portato alla formazione di muscovite "cristallina", è seguita una seconda fase di più bassa temperatura (e in condizioni meno acide) con la formazione di fengite (e celadonite).

La presenza di poche plaghe di adularia nei domini di sericite può essere riferita a una ulteriore, tardiva fase di alterazione, intervenuta nella roccia incassante a temperatura ancora più bassa, probabilmente durante la successiva deposizione di adularia nella vena (vedere più avanti).

### 3.3. *Vena mineralizzata a oro*

La vena presenta una struttura a tre bande sub parallele (Figg. 5c, 6).

Nella **banda esterna (i)** si riconoscono due zone: una a diretto contatto con l'incassante e una interna. La zona a diretto contatto con l'incassante ha caratteristiche distinte sia da quelle della roccia incassante sia da quelle della vena. Tale zona presenta infatti struttura lenticolare ed è costituita da quarzo (con poco K-feldspato e mica) a grana molto fine con tessitura a mosaico, rari nidi di lamelle isorientate di muscovite e poca pirite perlopiù in sciame di minuti cristalli localizzati soprattutto lungo il contatto con l'incassante. Queste caratteristiche possono documentare una zona di taglio (shear della roccia incassante) lungo la quale si potrebbero essere infiltrati dei fluidi idrotermali. Le piccole plaghe di adularia potrebbero essersi formate dopo la fase di alterazione sericitica durante la deposizione di adularia nella successiva zona interna della banda (i). La zona interna della banda (i), costituita da quarzo a pettine con tessitura a piuma dei cristalli, orli di accrescimento e terminazioni geometriche euedrali, parrebbe invece riferibile alla ricristallizzazione di quarzo fine depositato entro una fessura aperta a partire da fluidi leggermente saturi di quarzo in condizioni pressoché stabili o soggette a deboli fluttuazioni (Shimizu *et al.*, 1998). I fantasmi di tracce di piani di sfaldatura visibili nel quarzo sono probabilmente riferibili a pre-esistenti fasi mineralogiche (forse carbonato) sostituite. Anche il cristallo di adularia a contorno rombico osservato nel quarzo a pettine potrebbe essere riferito a una precedente fase di alterazione.

La **banda intermedia (ii)** è costituita da pirite (e minore marcasite) con tessiture che indicano che potrebbe essersi formata sia per deposizione diretta della pirite in uno spazio aperto sulla superficie della banda precedente sia per progressiva sostituzione del quarzo della banda stessa da parte della pirite. La composizione di questa pirite non si discosta di molto da quella della roccia incassante se non per un contenuto di rame leggermente più alto (0,4%). Le lamelle di galena distribuite lungo direzioni cristallografiche suggeriscono che la pirite sia ricristallizzata.

La **banda interna (iii)** è mineralizzata a oro in ganga di quarzo. Il quarzo è ricco di inclusioni fluide e forma coccarde che isolano ampi spazi interstiziali ameboidi. Le superfici esterne delle coccarde sono nell'insieme rotondeggianti ma – nel dettaglio – risultano formate da piccoli cristalli idiomorfi. La struttura a coccarda, la tessitura interna del tipo a piuma e le terminazioni euedrali dei cristalli possono essere interpretate come l'esito della ricristallizzazione di originaria silice amorfa (calcedonio) che si è depositata in uno spazio aperto a seguito di successivi episodi di ebollizione dei fluidi idrotermali

saturi di silice (Dong *et al.*, 1995; Shimizu *et al.*, 1998; Moncada *et al.*, 2012; Taksavasut *et al.*, 2018; Monecke *et al.*, 2023; Zeeck *et al.*, 2023).

Le numerose fessure aperte nel quarzo della banda interna (iii) sembrano riferibili più a contrazione di volume che non a deformazione per sollecitazioni meccaniche mentre le rare microfessure nella pirite della banda (ii) e nel quarzo della banda esterna (i) documentano che tutta la vena ha subito una tardiva deformazione fragile. Le cavità interstiziali e le fessure aperte del quarzo (iii) così come le microfessure di tutta la vena sono chiaramente cementate dall'oro (e dai pochi solfosali di argento) che quindi è tardivo.

L'oro osservato al nucleo di alcune coccarde potrebbe avere sostituito qualche fase diversa dal quarzo (e precedente il quarzo stesso) di cui non rimane traccia o potrebbe avere sostituito il quarzo stesso. Questa particolare giacitura dell'oro, la presenza di adularia a contorno rombico nel quarzo a pettine e i fantasmi di tracce di piani di sfaldatura del quarzo della banda (i) suggeriscono una storia complessa (Etoh *et al.*, 2002), con fasi di deposizione in fratture aperte, sostituzione e ricristallizzazione, che non può essere ricostruita disponendo di un solo frammento di minerale.

#### 3.4. *Classificazione della mineralizzazione aurifera*

Occorre premettere e sottolineare che il frammento ha dimensioni molto piccole e che non si sa quanto e di che cosa sia rappresentativo. Pertanto, nel tentare di verificare se esso sia compatibile con il contesto geologico locale ed eventualmente localizzare l'affioramento da cui potrebbe provenire, nel valutare l'origine della mineralizzazione si sono tenute in considerazione solo le caratteristiche essenziali meglio documentate e di seguito schematizzate.

Il frammento costituisce una mineralizzazione a Au (Ag, Hg, Pb, Sb, As) in ganga di quarzo entro una vena zonata a bande alterne di quarzo e pirite. L'incassante è una roccia cristallina *sericitizzata* a quarzo e K-feldspato. Non è escluso che la roccia sia stata sottoposta a deformazioni fragili e che le zone di shear abbiano costituito le vie di accesso di fluidi idrotermali.

La mineralizzazione sembra avere affinità con quelle in relazione ad attività magmatica subaerea e comunemente classificate come *Epithermal Silver-Gold Deposits*. Nella definizione di Guilbert & Park (1986) rientrano tra queste le mineralizzazioni prodotte da sistemi idrotermali legati ad attività vulcanica e normalmente sviluppati a profondità minori di 1 km e in un intervallo di temperatura compreso tra 50 e 200°C (fino a 300°C). I depositi di questo tipo sono rappresentati per la maggior parte da vene cioè da riempimenti di fratture, o comunque di spazi aperti, della roccia. Quarzo (e/o fasi amorfe di silice) è il minerale di ganga assolutamente più comune. Il contesto tettonico regio-

nale di queste mineralizzazioni è quello degli archi continentali (sud-America) e insulari (SW-Pacifico) associati alle zone di subduzione (Groves *et al.*, 1998).

Mineralizzazione e alterazione possono anche essere riferiti alla classificazione dei depositi epitermali del tipo *Low sulfidation* di Hedenquist & Lowenstern (1994) o del tipo a sericite-adularia di Heald *et al.* (1987) che localizzano la deposizione dei metalli in un intervallo di temperatura compreso tra 200 e 300°C e la deposizione della ganga in un intervallo compreso tra 140 e 200°C.

Mineralizzazione e alterazione del frammento sono confrontabili anche con le caratteristiche dei depositi orogenici epizonali di oro descritte da Groves *et al.* (1998). Questi depositi costituiscono sistemi di vene estesi in verticale per 1-2 km, hanno composizione mineralogica e tenore di oro pressoché costanti e il rapporto Au/Ag è normalmente pari a 10/1; la ganga è tipicamente quarzosa e i solfuri sono scarsi ( $\leq 3-5\%$ ) così come i carbonati ( $\leq 5-15\%$ ). Pirite o pirrotina sono tipici solfuri delle vene che attraversano rocce magmatiche metamorfosate. L'alterazione idrotermale è marcatamente zonata e il tipo di alterazione varia a seconda della roccia incassante e del livello crostale e però la sericitizzazione è molto comune. Di questo tipo sono le mineralizzazioni a oro delle Alpi occidentali dal Monte Rosa fino a Crodo di età compresa tra 31,6 e 10,6 Ma (Curti, 1987; Pettke *et al.*, 1999).

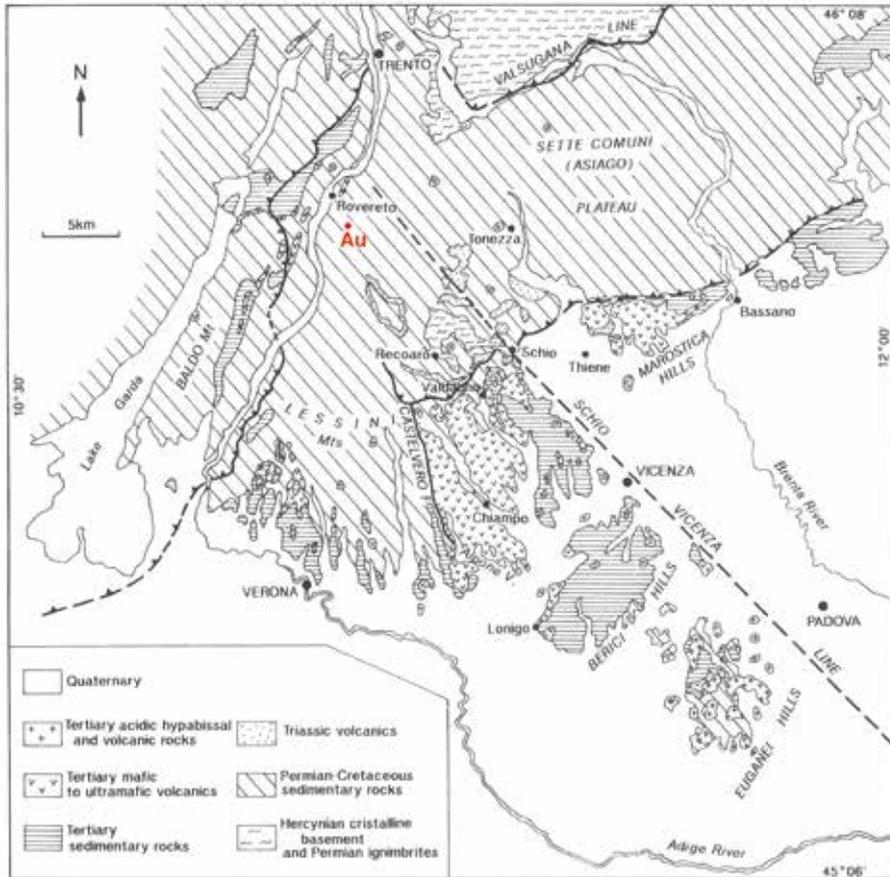
#### 4. Contesto geologico e metallogenico del ritrovamento

Il frammento è stato ritrovato nella bassa Vallarsa, al piede di ripidi versanti scavati nella Dolomia Principale e nei sovrastanti "Calcari grigi di Noriglio" mentre nelle porzioni a minore pendenza si rinvenivano depositi glaciali würmiani e stadiali. Il punto del ritrovamento si colloca nella porzione NW di un'area che geograficamente pertiene alle Prealpi Vicentine.

##### 4.1. Quadro geologico delle Prealpi Vicentine

Le Prealpi Vicentine sono geologicamente caratterizzate dall'Ellissoide di Recoaro, una struttura antiforme, orientata WSW-ENE, che porta ad affiorare il basamento metamorfico Sudalpino qui costituito da filladi quarzifere albitiche con intercalate lenti di cloritoscisti (Frizzo, 1995).

Questo basamento è ricoperto dalla sequenza trasgressiva terrigena e lagunare del Trias qui costituita da Arenarie di Valgardena, Formazione a Belleophon, Formazione di Werfen, Dolomia del Serla inferiore e "Formazione a Gracilis" (Barbieri *et al.*, 1980). La sequenza diviene più francamente carbonatica con la deposizione del Calcere di Recoaro. Dopo un episodio regressi-



18. Schema geologico delle vulcaniti del Veneto tratto da De Vecchi & Sede (1995), modificato. Au: punto di ritrovamento del frammento a oro della Vallarsa.

vo che ha portato all'emersione del Calcare di Recoaro, la serie prosegue con la deposizione del "Conglomerato del Tretto", del sottile Calcare a Sturia e della piattaforma carbonatica del Calcare di Monte Spitz eteropica alla "Formazione a Nodosus", quest'ultima caratterizzata da una sequenza eterogenea di sedimenti carbonatici e terrigeni vulcanoclastici a testimonianza di un'attività vulcanica in aree limitrofe. La sedimentazione è interrotta dai prodotti di un'attività magmatica subaerea e subacquea, a chimismo calc-alkalino, di età ladinica, costituiti inizialmente da lave e ignimbriti riolitiche e rioclitiche (spessore massimo valutabile intorno a 170 m) e successivamente da prodotti

di composizione latitica e latiandesitica fino a basaltica (spessore massimo valutabile intorno a 200 m). A questa attività magmatica si deve anche la messa in posto di corpi sub-vulcanici discordanti e laccoliti (Barbieri *et al.*, 1980). La sedimentazione triassica riprende con la Formazione di Raibl (terrigena a conglomerati, areniti e siltiti passanti a peliti e dolomie evaporitiche) seguita dalla Dolomia Principale.

La sequenza sedimentaria calcarea che va dal Giurese al Cretaceo (Calcari grigi, Oolite di San Vigilio, Rosso Ammonitico, Biancone, Scaglia Rossa) è chiusa dall'avvento di un'attività magmatica basica che si è manifestata nell'arco di circa 30 Ma, dal Paleocene superiore al Miocene inferiore, in modi e forme simili in Val d'Adige, nei Monti Lessini, nei Colli Berici, nei Colli Euganei e nelle colline del marosticano (Fig. 18). L'area dei Monti Lessini orientali all'epoca costituiva un graben (ora troncato a Nord dal fronte del sovrascorrimento di Marano) largo 20 km in direzione EW e lungo circa 35 km in direzione NS (Zampieri, 1995) nel quale si sono accumulate, e ora sono meglio rappresentate e preservate, le vulcaniti terziarie che sono costituite (De Vecchi & Sedeà, 1995) da una sequenza polifasica di piroclastiti subacquee e subaeree, stratificate (di spessore variabile fino a 100 m), intercalate da episodi di sedimentazione calcarea e seguita da una sequenza di lave (spessa fino a 400 m) effuse in ambiente da subacqueo a subaereo (basalti vacuolari, basalti a pillows, pillow-brecce). Filoni, e talora filoni strato, basici e ultrabasici e filoni di differenziati alcalini affiorano piuttosto frequentemente sul Monte Baldo, a Sud di Trento, sul Monte Pasubio e valli circostanti e sull'altopiano di Asiago (Fig. 18). Più del 70% delle vulcaniti è costituito da basalti alcalini e basaniti con minori hawaiiiti, tefriti e picriti (De Vecchi & Sedeà, 1995). Scarsi i basalti transizionali mentre prodotti differenziati costituiti da rioliti, trachiti e latiti in corpi subvulcanici sono presenti solo nei Colli Euganei.

Il modello geodinamico sviluppato nel tempo dai numerosi studi sull'origine di questa attività magmatica (Milani *et al.*, 1999; Gasperini *et al.*, 2006; Beccaluva *et al.*, 2007; Brombin *et al.*, 2018, Brombin *et al.*, 2019; Brombin *et al.*, 2021) che ha dato origine alla Provincia Vulcanica Veneta (VVP) fa derivare i magmi da fusione parziale di mantello in un contesto tettonico anorogenico, intrapacca (Placca adriatica) localmente distensivo.

Macera *et al.* (2003) individuano l'origine di questo magmatismo nella risalita di materiale caldo del mantello con un meccanismo analogo a quello degli *hotspot* ma a scala più piccola, con produzione di volumi di magmi ridotta e discontinua.

Brombin *et al.* (2019) e Brombin *et al.* (2021) individuano invece l'origine dei magmi nella fusione parziale di un mantello astenosferico metasoma-

tizzato spinto verso l'alto dalla Placca europea in subduzione al di sotto della Placca adriatica.

Nelle Prealpi Vicentine e in particolare in Vallarsa non sembrano quindi affiorare rocce magmatiche o metamorfiche simili al frammento di roccia incassante la mineralizzazione a oro. In Vallarsa, a Riva e a monte di Speccheri, affiorano unicamente «lave dacitiche e latitiche, materiali piroclastici prevalentemente riolitici» riferibili alle «Porfiriti triassiche» del Ladinico superiore (Castellarin *et al.*, 1968). Con maggior dettaglio, Ferretti (2011) riferisce che «verso la sommità del Monte di Mezzo si incontrano vulcaniti ladiniche costituite da lave dacitiche/latitiche e da materiali piroclastici prevalentemente riolitici». Rioliti, daciti e latiti in ammassi subvulcanici ed in corpi filoniani, sempre riferibili alle «Porfiriti triassiche», affiorano a SE della Vallarsa appena oltre lo spartiacque (Castellarin *et al.*, 1968) e sono riferibili al laccolite del Monte Baffelan (Zanettin, 1950).

#### 4.2. Mineralizzazioni dell'area di Recoaro

Lungo il margine meridionale dell'Ellissoide di Recoaro, entro una fascia larga un paio di chilometri e allungata in direzione SW-NE per una ventina di chilometri, sono note numerose mineralizzazioni (a solfuri di Pb, Zn, Fe+/-Cu e Ag) incassate tanto nel basamento cristallino quanto nella serie stratigrafica permo-triassica soprastante (Frizzo, 1995; Frizzo & Raccagni, 2006). Frizzo (1995) collega la genesi di queste mineralizzazioni a una diffusa attività idrotermale legata al magmatismo calc-alcaino di serie andesitica del Ladinico responsabile anche delle estese alterazioni propilitiche e argillitiche delle vulcaniti stesse e dei fenomeni di silicizzazione dei calcari. Più in dettaglio, Frizzo (1995) riconosce i seguenti tre tipi di mineralizzazioni.

##### i) Mineralizzazioni al contatto vulcaniti-roccie carbonatiche

Queste mineralizzazioni si caratterizzano per la stretta associazione tra solfuri e skarn. Lo skarn è costituito da una paragenesi a johannsenite, minore rodonite, talora ilvaite, quarzo e carbonato. La mineralizzazione a solfuri, che si sovrappone e anche sostituisce lo skarn, è costituita da blenda (Fe <2,5%; Cd <0,4%), galena (Ag <400 ppm; Sb <500 ppm), calcopirite, pirite, tennantite, rara tetraedrite e rarissima proustite con ganga di quarzo, clorite, carbonato.

##### ii) Mineralizzazioni a solfuri misti dei filoni nelle vulcaniti

Frizzo (1995) distingue due gruppi di mineralizzazioni.

Un gruppo comprende filoni di spessore da decimetrico a metrico e lunghi da decine e centinaia di metri con paragenesi argentifere che comprendono sempre blenda (fino a 1,17% Cd e fino a 3% Fe) e galena (Ag <400 ppm,

ma in un caso con 1,04% Ag e 1,35% Bi) e localmente calcopirite tardiva e pirite scheletrica oppure tetraedrite argentifera (fino al 15% Ag), calcopirite, una miscela tetraedrite-pirargirite-polibasite, pirite/marcasite, arsenopirite. La ganga è costituita da quarzo, clorite, carbonati, barite.

Il secondo gruppo comprende filoni di spessore da decimetrico a metrico e lunghi meno di un centinaio di metri con paragenesi che comprendono blenda (Fe <1%; Cd <0,3%), galena, minori pirite, calcopirite e rara tetraedrite (fino al 6% Ag) in ganga di calcite e quarzo. A questo secondo gruppo appartengono le mineralizzazioni che affiorano in Val Mara nel versante occidentale del Monte Guizza-Faedo analizzate da Köppel & Schroll (1985).

iii) Mineralizzazioni argentifere al contatto argille-Calcare di Monte Spitz  
Queste mineralizzazioni costituiscono noduli, vene e plaghe nel calcare silicizzato al contatto con vulcaniti argillificate. La paragenesi è data da pirite, galena, blenda, tetraedrite argentifera (fino al 9% Ag), calcopirite in ganga di calcite, siderite, quarzo e clorite.

Frizzo (1980) aveva in precedenza descritto altri due gruppi omogenei di mineralizzazioni non in relazione con l'attività magmatica ladinica. A un gruppo appartengono i corpi grossolanamente lenticolari di pirite (marcasite, ematite e rare blenda, calcopirite e tennantite) in ganga di calcite, siderite, quarzo e clorite sub-concordanti nella Formazione a Bellerophon e la mineralizzazione finemente stratiforme a letti di ematite e minore pirite alternati a letti di quarzo-siderite o clorite nel "Conglomerato del Tretto". Qui, l'ematite costituisce aggregati lamellari a feltro con rari granuli di oro; la pirite include accessorie quantità di calcopirite, ematite, magnetite, probabile boulangerite e un termine della serie stibioluzonite-luzonite. All'altro gruppo appartengono infine le vene e masse lenticolari di barite nel Calcare di Recoaro e le sacche, tasche e corpi a forma di filone sempre di barite nel Calcare di Monte Spitz.

Nessuna delle mineralizzazioni ora descritte affioranti nell'area di Recoaro presenta caratteristiche comparabili a quelle del frammento a oro.

#### 4.3. Mineralizzazioni della Vallarsa

Precedenti ricerche sulla "miniera d'oro" di Val Gerlano presso Specchero (Ferretti, 2011) hanno accertato che in Vallarsa non esistono, o quantomeno non sono mai stati localizzati, affioramenti di mineralizzazioni aurifere di alcun tipo. Al di là dei dati storici, che riferiscono di una miniera di piombo e zinco (a galena, blenda, marcasite, pirite e wad), gli unici indizi riscontrati da Ferretti (2011) in alta Vallarsa sono di una mineralizzazione «in venuzze molto sottili, non superiori al centimetro, costituite da marcasite, a luoghi

inglobate in sottili venature di quarzo». Detta mineralizzazione si trova nel calcare «brecciato e metamorfosato per contatto» alla base della formazione del Calcare di Monte Spitz intorno quota 930-980 m. Un'analoga manifestazione metallifera a marcasite e pirite, però nel Calcare di Recoaro, è segnalata da Barbieri *et al.* (1980) più a monte nel fondovalle del torrente Leno, intorno quota 1100 m.

Un'altra mineralizzazione (verosimilmente a Pb-Zn), oggetto del permesso di ricerca "M.te di Mezzo" della Mineraria Trentina SpA, doveva affiorare sul versante orientale del Monte di Mezzo in una valletta (detta "valle della miniera") raggiungibile da Valle delle Trenche. Una breve galleria mineraria, da tempo crollata, è poi segnalata in località Campogrosso. Tracce di attività di ricerca o utilizzo di materiali argillosi (bentonite e/o caolino) sono poi segnalate in varie località: a quota 710 m a SW di Parrocchia; presso Malga Boffetal e Malga di Mezzo (comunicazione personale Per. Min. Enrico Casotti).

Nemmeno queste mineralizzazioni presentano caratteristiche comparabili a quelle del frammento a oro.

#### 4.4. Mineralizzazioni del Pasubio

Moretti (1927) riferisce di aver analizzato campioni di «residui detritici» raccolti da altri all'interno di «cavità e anfrattuosità superficiali delle rocce» o nelle «piccole scarpate detritiche alla base delle rocce emergenti» e di aver potuto misurare fino a 230 ppm di oro e di aver potuto vedere nel materiale calcinato alcune pepite d'oro, la più grande lunga 1,5 mm. I campioni sarebbero stati notati perché brillavano per delle lamelle di mica e quindi raccolti nel piccolo pianoro di malga Corona, a nord del Col Santo, nel gruppo del Pasubio in un'area dove affiorano soltanto calcari del Cretaceo e «qualche filone di melafiro».

Moretti (1927) è certo del ritrovamento ma non sa spiegarne la provenienza e riconosce che non ci sono in zona «filoni quarzosi che possano essere ritenuti come roccia madre dell'oro rinvenuto». Questo lo porta a ipotizzare che si tratti di sedimenti rimaneggiati. Nell'area, gli unici sedimenti alloctoni sono rappresentati da lembi di materiale morenico pochissimo alterato, con leggero indizio di cementazione, costituito da ciottoli e blocchi (di porfidi quarziferi, calcari, gneiss, scisti, dolomie, ...), a spigoli spesso smussati e facce talora striate, immersi in matrice limo-argillosa e/o sabbiosa (Castellarin *et al.*, 1968; Tobaldo *et al.*, 2004).

I depositi morenici potrebbero effettivamente essere portatori degli indizi di mineralizzazione descritti da Moretti (1927) così come del frammento mineralizzato a oro.

Moretti (1927) riferisce infine – dandolo per un fatto rinomato – della presenza di oro nelle sabbie dell'Adige, del Bacchiglione e del Brenta e riferisce anche di un permesso per oro tra Ponte Fontaniva e Vigodarzere in provincia di Padova chiesto agli inizi del 1900 e mai utilizzato.

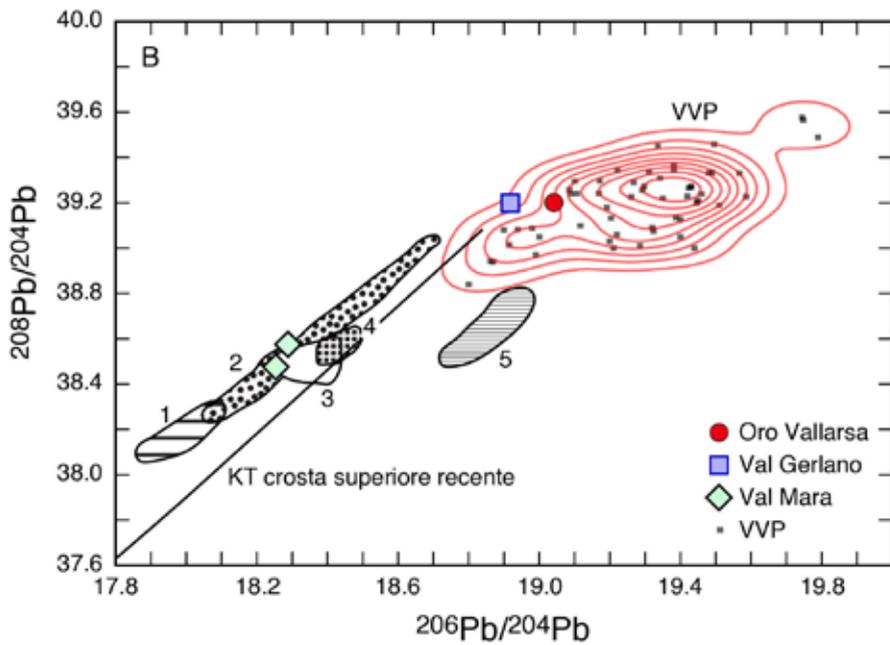
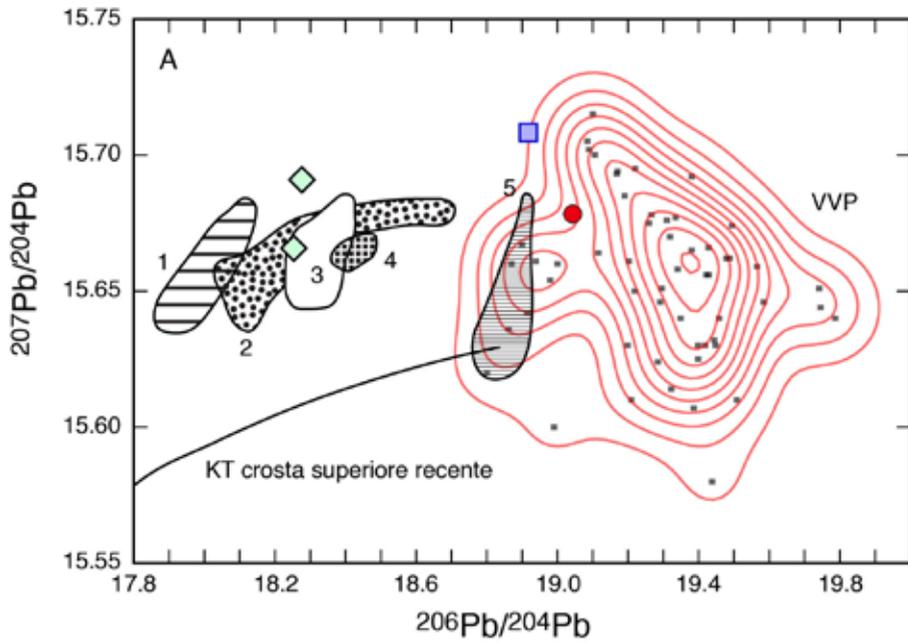
## 5. Composizione isotopica del piombo

La composizione isotopica del Pb è stata misurata nel frammento a oro della Vallarsa e nel campione di marcasite della Val Gerlano (Tab. 9) e confrontata con i dati di letteratura (Fig. 19).

La misura dei rapporti isotopici del Pb della mineralizzazione aurifera ha fornito valori relativamente elevati di Pb radiogenico con un valore di  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  pari a 15.683 cioè maggiore della media della crosta superiore recente (Kramers & Tolstikhin, 1997). La composizione isotopica del campione di marcasite è chiaramente diversa da quella dell'oro, non lo è tuttavia così tanto da escludere che i due campioni possano far parte di un medesimo contesto metallogenetico.

La composizione isotopica del Pb del frammento a oro è stata confrontata (Fig. 19) con quelle dei giacimenti polimetallici del dominio Sudalpino delle Alpi centro-orientali, e inoltre con le mineralizzazioni aurifere degli Alti Tauri nell'ipotesi (poco probabile) che il materiale possa provenire da zone tanto distanti per trasporto glaciale. Il campione della Vallarsa si distingue in modo netto da tutte queste mineralizzazioni per il suo contenuto in Pb radiogenico più elevato.

Da notare che anche i rapporti isotopici del Pb di due campioni di galena della mineralizzazione della Val Mara Guizza-Faedo (Köppel & Schroll, 1985), affiorante nella vicina area di Schio-Recoaro, si distinguono nettamente da quelli sia del frammento a oro della Vallarsa sia della marcasite della Val Gerlano (Fig. 19). Il campione della Vallarsa ricade invece ai margini del campo della composizione isotopica dei prodotti della VVP di età terziaria. Questo potrebbe indicare una derivazione dell'oro da fluidi idrotermali direttamente rilasciati dai magmi della VVP, o da fluidi di altra origine che li hanno lisciviati. Tuttavia, in assenza di un contesto geologico sicuro a cui riferire il frammento a oro trovato nel letto del torrente Leno, una composizione isotopica del Pb così anomala per il settore alpino cui appartiene la Vallarsa rimane difficilmente interpretabile. In aggiunta, l'analisi di un solo campione non è necessariamente rappresentativa di un'eventuale mineralizzazione, perché è ben noto che ogni mineralizzazione è caratterizzata da variabilità della composizione isotopica del Pb più o meno grande secondo il tipo della mineralizzazione stessa e del contesto geologico specifico.



Il confronto della “firma” isotopica del campione aurifero con dati di letteratura ha pertanto un carattere speculativo, permette di escludere alcune ipotesi e di suggerirne altre più probabili, ma non può avere un carattere risolutivo.

## 6. Discussione e conclusioni

Non si sa quanto il frammento di minerale aurifero, di circa 15 mm di dimensione massima, raccolto nel detrito della bassa Vallarsa possa essere rappresentativo della mineralizzazione e della sua roccia incassante, tuttavia, sulla base dei dati e delle conoscenze fin qui presentati, si possono formulare alcune ipotesi.

### 6.1. Ipotesi di mineralizzazione legata alle metallogenese ercinica o precedenti

Nel tracciare il quadro della sequenza metallogenica che affiora nelle Alpi Meridionali orientali e in particolare a Est della Linea delle Giudicarie e a Sud della Linea della Pusteria, Nimis *et al.* (2012) individuano sei diversi tipi di mineralizzazione, solo due dei quali sono portatori di oro.

Nel primo, l'oro è associato ai giacimenti pre-metamorfici, stratiformi, esalativo-sedimentari a solfuri massicci, del basamento cristallino che affiorano per circa un centinaio di chilometri lungo la Linea della Valsugana. La mineralizzazione è costituita essenzialmente da pirite con subordinate blenda, galena, calcopirite, arsenopirite, tetraedrite e altri solfosali, e con oro nativo che in alcuni giacimenti arriva a una concentrazione media di 1,6 ppm

19. (*a sinistra*) Diagrammi dei rapporti isotopici (A:  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  e B:  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ) del Pb dell'oro della Vallarsa e della marcasite della Val Gerlano confrontati con quelli di varie mineralizzazioni del dominio Sudalpino e Australpino delle Alpi orientali e con quelli delle rocce magmatiche della Provincia Vulcanica Veneta (VVP).

Le mineralizzazioni dei giacimenti polimetallici del dominio Sudalpino delle Alpi centro-orientali (Nimis *et al.*, 2012; Artioli *et al.*, 2016) includono: depositi stratiformi pre-varisici (1), vene e breccie di condotto ricche di solfuri o di fluorite post-varisiche (2), depositi legati agli strati nei sedimenti Permo-Triassici (3), depositi associati a rocce vulcaniche Triassiche (4). I dati delle mineralizzazioni aurifere degli Alti Tauri (5) sono tratti da Hörner *et al.* (1997). I dati dei due campioni di galena della Val Mara relativi a mineralizzazioni a solfuri misti dei filoni nelle vulcaniti Triassiche affioranti sul fianco occidentale del Monte Guizza-Faedo sono tratti da Köppel & Schroll (1985). I dati delle vulcaniti della VVP sono tratti da Macera *et al.* (2003), Gasperini *et al.* (2006), Beccaluva *et al.* (2007), Brombin (2015), Brombin *et al.* (2021). Il campo delle vulcaniti è delimitato dalle curve (in rosso) di uguale densità probabilistica dei dati isotopici. La linea KT “crosta superiore recente” è la curva del modello di evoluzione nel tempo degli isotopi del Pb proposta da Kramers & Toltsikhin (1997).

(Frizzo, 2004). Questa mineralizzazione è del tutto diversa da quella di tipo *Low sulfidation* del frammento della Vallarsa.

Nel secondo, l'oro è presente in alcune delle mineralizzazioni idrotermali polimetalliche a Pb, Zn, Cu, Ag in ganga di quarzo che si trovano in vene nel basamento cristallino e nella sequenza vulcanica permiana sovrastante, in particolare nell'alta valle del Fersina (Maso Erdemolo) e a Montefondoli (Pfunderer Berg). A Maso Erdemolo, oro nativo è stato rinvenuto in vene a solfuri polimetallici a Fe, Zn, Pb, Cu, Ag, As, Sb, Bi, in ganga prevalentemente di quarzo, calcite e clorite. Le vene sono incassate nei litotipi andesitici +/- intensamente deuterizzati (ricchi di K-feldspato, clorite, mica bianca, Fe-Ti-ossidi) delle unità inferiori della sequenza vulcanica permiana (Murara, 1966). A Montefondoli, oro nativo è stato rinvenuto nelle mineralizzazioni legate alla massa dioritica di Chiusa che ha indotto una intensa feldspatizzazione delle rocce incassanti (Brigo, 1971). La mineralizzazione è costituita da un campo di filoni a solfuri polimetallici a Fe, Zn, Pb, Cu, As, Sb, Ag, oro nativo, in ganga prevalentemente di quarzo, clorite e calcite (Brigo, 1976). Il frammento a oro della Vallarsa potrebbe avere una qualche familiarità, quanto a fenomeni di alterazione dell'incassante e associazione mineralogica, con queste ultime due mineralizzazioni idrotermali ma se ne distingue nettamente per i rapporti isotopici del Pb (Fig. 19).

### 6.2. *Ipotesi di mineralizzazione associata al magmatismo medio-triassico*

La mineralizzazione della Vallarsa non trova corrispondenza con quelle legate al magmatismo ladinico delle Prealpi Vicentine. Il quadro metallogenico dell'area tracciato da Frizzo (1980, 1995) descrive tre gruppi di mineralizzazioni: i) a solfuri misti (Zn, Pb, Cu, Fe, Ag) in vene; ii) a pirite e a ematite in lenti concordanti nella Formazione a Bellerophon e nel Conglomerato del Tretto; iii) a barite in lenti concordanti e in paleocavità carsiche rispettivamente nel Calcare di Recoaro e nel Calcare di Monte Spitz. L'oro è segnalato in un solo caso, in una mineralizzazione del gruppo ii) che non è confrontabile con quella del frammento a oro.

La mineralizzazione non trova corrispondenza nemmeno con quelle associate al magmatismo medio-triassico affiorante altrove nelle Alpi Meridionali orientali e in particolare a Est della Linea delle Giudicarie e a Sud della Linea della Pusteria. In questa regione, le poche mineralizzazioni riferite al magmatismo medio-triassico sono costituite da vene a fluorite (Nimis *et al.*, 2012) e dal giacimento idrotermale di alta temperatura a W (Mo, Sn, Bi) e Cu (Pb, Zn, Ag, Te, Co, Ni) della Bedovina nel complesso magmatico di Predazzo-Monzoni (Frizzo *et al.*, 2010). In entrambi i casi i rapporti isotopici del Pb sono nettamente distinti da quelli dell'oro della Vallarsa (Fig. 19).

### 6.3. Ipotesi di mineralizzazione associata al magmatismo terziario della VVP

Si è visto che il frammento può rappresentare una mineralizzazione del tipo epitermale *Low sulfidation* a oro (Ag, Hg, Pb, Sb e As). Le mineralizzazioni di questo tipo si formano a bassa profondità (< 2 km) e bassa temperatura (< 300°C), lontano dalla sorgente magmatica del calore (Sillitoe & Hedenquist, 2003). I sistemi del tipo epitermale *Low sulfidation* sono generalmente associati ad attività vulcanica di composizione bimodale (basalto-riolite) o intermedia associata a condizioni tettoniche localmente distensive in vari contesti geodinamici (Sillitoe & Hedenquist, 2003). Il modello geodinamico proposto per la VVP è simile a quello di altre province magmatiche che hanno dato luogo a ricche mineralizzazioni idrotermali di oro del tipo *Low sulfidation*. Ne sono un esempio le mineralizzazioni a oro legate al magmatismo mafico di origine mantellica innescato dalla presenza di *hot spot* (Kamenov *et al.*, 2007; Saunders *et al.*, 2008), quali quelle descritte da Hames *et al.* (2009) nel Northern Great Basin (USA), o da Richards (2009) e da Holwell *et al.* (2019) in un contesto di post-subduzione.

Premesso che non risulta – almeno a chi scrive – che sia stata rinvenuta finora alcuna mineralizzazione associata al magmatismo della VVP, tuttavia, il tipo di mineralizzazione del frammento a oro della Vallarsa è compatibile con questo magmatismo. Una relazione è suggerita anche dal confronto tra i rapporti isotopici del Pb misurati nella mineralizzazione e quelli delle vulcaniti della VVP (Fig. 19).

Hames *et al.* (2009) hanno osservato che le mineralizzazioni del tipo *Low sulfidation* si mettono in posto a bassa profondità e sono facilmente erose e, di conseguenza, sono pochi i giacimenti di età più vecchia del Terziario. Analogamente, eventuali mineralizzazioni legate al magmatismo della VVP messe in posto a bassa profondità potrebbero essere state erose e disperse nei sedimenti della pianura alluvionale veneta. Da qui potrebbero derivare le segnalazioni di oro nei sedimenti dell'Adige, del Bacchiglione e del Brenta e la richiesta di un permesso di ricerca per oro da Ponte Fontaniva e Vigodarzere (PD) citati da Moretti (1927).

### 6.4. Altre ipotesi

Nessuna delle mineralizzazioni a oro dei domini Austroalpino e Pennidico delle Alpi Orientali riportate nei quadri metallogenici di Omenetto & Brigo (1974), Brigo (1976), Haditsch & Mostler (1982) e Ebner *et al.* (1999) possiede caratteristiche confrontabili con quelle del frammento rinvenuto in Vallarsa.

### 6.5. Conclusioni

Il frammento di mineralizzazione a oro della Vallarsa rappresenta una testimonianza che si aggiunge alla segnalazione di Moretti (1927) e alle numerose leggende locali e indizi storici sulla possibile presenza di una mineralizzazione a oro mai prima d'ora dimostrata.

L'insieme dei dati presentati esclude un'affinità della mineralizzazione a oro con i principali tipi di mineralizzazione delle Alpi centro-orientali e suggerisce che l'oro possa essere espressione di una mineralizzazione del tipo idrotermale *Low sulfidation* compatibile con il contesto geodinamico della VVP di età terziaria. Le composizioni isotopiche del Pb sono congruenti con questa ipotesi.

La composizione isotopica del Pb del campione di marcasite della Val Gerlano, seppur diversa da quella dell'oro, non esclude che possano far parte di un medesimo contesto metallogenetico, mentre esclude una sua affinità con le mineralizzazioni a solfuri della limitrofa area di Recoaro (Val Mara).

Le osservazioni petrografiche, minerografiche ed i dati analitici qui presentati, oltre a fornire una accurata caratterizzazione del campione esposto al Museo Civico di Rovereto (n. inv. E 00015), costituiscono un primo e dettagliato quadro di riferimento con cui confrontare eventuali futuri ritrovamenti di mineralizzazioni a oro nella zona della Vallarsa, nel bacino della VVP e nei relativi sedimenti fluviali.

### Ringraziamenti

Gli autori desiderano ringraziare per la generosità e il sostegno dato alla ricerca: Alessandro Dardani, al quale si deve il ritrovamento e la donazione del frammento a oro e Marco Masetto per il campione a marcasite della Val Gerlano. Le foto in luce riflessa sono state cortesemente realizzate dal prof. Paolo Nimis e le foto macroscopiche da Stefano Castelli (UniPD). Si ringrazia il prof. G. De Vecchi per aver concesso l'utilizzo dello schema geologico paradigmatico delle vulcaniti Terziarie del Veneto. Il Museo Civico di Rovereto, e successivamente la Fondazione Museo Civico di Rovereto, hanno sostenuto la ricerca mettendo a disposizione il materiale per lo studio e credendo nell'opportunità di un'ampia documentazione sia storica che scientifica.

## Bibliografia

- Antonelli C., 1973, *L'oro della Vallarsa con Intervista a Giuseppe Sebesta*, Bollettino del Gruppo Grotte CAI-SAT "Emilio Roner" di Rovereto, Agosto-settembre.
- Baker J., Peate D., Waight T., Meyzen C., 2004, *Pb isotopic analysis of standards and samples using a  $^{207}\text{Pb}$ - $^{204}\text{Pb}$  double spike and thallium to correct for mass bias with a double-focusing MC-ICP-MS*, «Chemical Geology», 211, pp. 275-303.
- Barbieri G., De Vecchi G., De Zanche V., Di Lallo E., Frizzo P., Mietto P., Sedea R., 1980, *Note illustrative della Carta Geologica dell'area di Recoaro, alla scala 1:20.000*, «Memorie di Scienze Geologiche», 34, pp. 23-52.
- Barozzi M., 1997, *Alla ricerca dell'oro tra storia e leggenda*, «L'Adige», 6 luglio.
- Beccaluva L., Bianchini G., Bonadiman C., Coltorti M., Milani L., Salvini L., Siena F., Tassinari R., 2007, *Intraplate lithospheric and sublithospheric components in the Adriatic domain: Nephelinite to tholeiite magma generation in the Paleogene Veneto volcanic province, southern Alps*, «GSA Special Papers», 418, pp. 131-152.
- Brigo L., 1971, *Mineralizzazioni e metallogenese nell'area della Fillade quarzifera di Bressanone nelle Alpi Sarentine*, «Studi Trentini Scienze Naturali», A48, pp. 80-125.
- Brigo L., 1976, *Quadro metallogenico dell'Alto Adige*, «Bollettino Società Geologica Italiana», 95, pp. 1137-1159.
- Brombin V., 2015, *Geochimica delle rocce magmatiche dei Colli Euganei (PD) e dei Monti Berici (VI)*, Tesi di laurea magistrale, UNIPD, p. 118.
- Brombin V., Bonadiman C., Coltorti M., Fahnestock M.F., Bryce J.G., Marzoli A., 2018, *Refertilized mantle keel below the Southern Alps domain (North-East Italy): Evidence from Marosticano refractory mantle peridotites*, «Lithos», 300-301, pp. 72-85.
- Brombin V., Bonadiman C., Jourdan F., Roghi G., Coltorti M., Webb L.E., Callegaro S., Bellieni G., De Vecchi G., Sedea R., Marzoli A., 2019, *Intraplate magmatism at a convergent plate boundary: The case of the Cenozoic northern Adria magmatism*, «Earth-Science Reviews», 192, pp. 355-378.
- Brombin V., Pettitt E.A., Fahnestock M.F., Casalini M., Webb L.E., Bryce J.G., Bianchini G., 2021, *New geochemical and geochronological data on the Cenozoic Veneto Volcanic Province: Geodynamic inferences*, «Lithos», 406-407, doi: 10.1016/j.lithos.2021.106507
- Castellarin A., Corsi M., De Vecchi G., Gatto G.O., Largaiolli T., Piccoli G., Sassi F.P., Zanettin B., Zirpoli G., 1968, *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia, alla scala 1:100.000. Foglio 36, Schio*, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- Cohen J.F., 2011, *Mineralogy and geochemistry of hydrothermal alteration at the Ann-Mason porphyry copper deposit, Nevada: Comparison of large-scale ore exploration techniques to mineral chemistry*, MS thesis, Oregon State University, p. 114.
- Curti E., 1987, *Lead and oxygen isotope evidence for the origin of the Monte Rosa gold lode deposits (Western Alps, Italy). A comparison with Archean lode deposits*, «Economic Geology», 82, pp. 2115-2140.
- De Vecchi P., Sedea R., 1995, *The Paleocene basalts of the Veneto Region (NE Italy)*, «Memorie di Scienze Geologiche», 47, pp. 253-274.
- Dong G., Morrison G., Jaireth S., 1995, *Quartz textures in epithermal veins, Queensland – classification, origin, and implication*, «Economic Geology», 90, pp. 1841-1856.

- Eberl D.D., Srodon J., Lee M., Nadeau P.H., Northrop H.R., 1987, *Sericite from the Silverton caldera, Colorado: correlation among structure, composition, origin, and particle thickness*, «American Mineralogist» 72(9), pp. 914-934.
- Ebner F., Cerny I., Eichhorn R., Göttinger M., Paar W.H., Prochaska W., Weber L., 1999, *Mineral Resources in the Eastern Alps and Adjoining Areas*, «Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft», 92, pp. 157-184.
- Etoh J., Izawa E., Watanabe K., Taguchi S., Sekine R., 2002, *Bladed Quartz and Its Relationship to Gold Mineralization in the Hishikari Low-Sulfidation Epithermal Gold Deposit, Japan*, «Economic Geology», 97, pp. 1841-1851.
- Ferretti P., 2011, *Storia e geologia della "miniera d'oro" di Val Gerlano presso Specchieri (Vallarsa, Trentino-Alto Adige)*, «Studi Trentini di Scienze Naturali», 88, pp. 191-202.
- Frizzo P., 1980, *Le mineralizzazioni nel Permo-Trias della zona di Schio-Recoaro (Alpi Vicentine)*, «L'industria Mineraria», 1, pp. 9-17.
- Frizzo P., 1995, *Le mineralizzazioni argentifere delle Alpi Vicentine*, in *Il Monte Calisio e l'argento nelle Alpi dall'antichità al XVIII secolo: giacimenti, storia e rapporti con la tradizione mineraria mitteleuropea*, a cura di L. Brigo, M. Tizzoni, Atti del Convegno europeo promosso e organizzato dai comuni di Civezzano e Fornace e dalla Sat, Società alpinisti trentini, Sezione di Civezzano, Civezzano-Fornace, Trento, 12-14 ottobre 1995, pp. 43-57.
- Frizzo P., 2004, *La miniera di Calceranica e i giacimenti a solfuri massicci della zona Agordino-Valsuganese*, in *Le miniere del Mandola in Valsugana*, a cura di P. Passardi, P. Zammateo, Monografie del Museo Tridentino di Scienze Naturali, Trento, pp. 157-180.
- Frizzo P., Raccagni L., 2006, *Carta geomineraria del Distretto Metallifero delle Alpi Vicentine. Scala 1:20.000*, pubblicazione del Comune di Schio, Comune di Schio (VI).
- Frizzo P., Peruzzo L., Dellantonio E., 2010, *The copper-wolfram deposit of Bedovina (Trento, Italy)*, «Geo.Alp», 007, pp. 55-70.
- Gasparini D., Bosch D., Braga R., Bondi M., Macera P., Morten L., 2006, *Ultramafic xenoliths from the Veneto Volcanic Province (Italy): Petrological and geochemical evidence for multiple metasomatism of the SE Alps mantle lithosphere*, «Geochemical Journal», 40, pp. 377-404.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F., 1998, *Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types*, «Ore Geology Reviews», 13, pp. 7-27.
- Guilbert J.M., Park C.F., 1986, *The Geology of Ore Deposits*, W.H. Freeman, New York, XIV, pp. 985.
- Haditsch J.G., Mostler H., 1982, *Late Variscan and Early Alpine Mineralization in the Eastern Alps*, in *Ore genesis: The state of the art*, a cura di G.C. Amstutz, A. El Goresy, G. Frenzel, C. Kluth, G. Moh, A. Wauschkuhn, R.A. Zimmermann, SGA Special Publication, Vol. 2, Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York, pp. 582-589.
- Hames W., Unger D., Saunders J., Kamenov G., 2009, *Early Yellowstone hotspot magmatism and gold metallogeny*, «Journal of Volcanology and Geothermal Research», 188, pp. 214-224.
- Heald P., Foley N.K., Hayba D.O., 1987, *Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits; acid-sulfate and adularia-sericite types*, «Economic Geology», 82, pp. 1-26.
- Hedenquist J.W., Lowenstern J.B., 1994, *The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits*, «Nature», 370, pp. 519-527.

- Holwell D.A., Fiorentini M., McDonald I., Lu Y., Giuliani A., Smith D.J., Keith M., Locmelis M., 2019, *A metasomatized lithospheric mantle control on the metallogenic signature of post-subduction Magmatism*, «Nature Communications», 2019;10:3511. doi: 10.1038/s41467-019-11065-4
- Horner H., Neubauer F., Paar W.H., Hansmann W., Koppel V., Robl K., 1997, *Structure, mineralogy and Pb-isotopic composition of the As-Au-Ag deposit Rotgülden, Eastern Alps (Austria). Significance for formation of epigenetic ore deposits within metamorphic domes*, «Mineralium Deposita», 32, pp. 555-568.
- John D.A., Ayuso R.A., Barton M.D., Blakely R.J., Bodnar R.J., Dilles J.H., Gray F., Graybeal F.T., Mars J.C., McPhee D.K., Seal R.R., Taylor R.D., Vikre P.G., 2010, *Porphyry copper deposit model, chap. B of Mineral deposit models for resource assessment*, U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010-5070-B, 169.
- Kamenov G.D., Saunders J.A., Hames W.E., Unger D., 2007, *Mafic magmas as sources for gold in Middle-Miocene epithermal deposits of Northern Great Basin, USA: evidence from Pb isotopic compositions of native gold*, «Economic Geology», 102, pp. 1191-1195.
- Köppel V., Schroll E., 1985, *Herkunft des Pb der triassischen Pb-Zn-Vererzungen in den Ost- und Südalpen*, «Archiv für Lagerstätten Forschung der Geologischen Bundesanstalt -A.», 6, pp. 215-222.
- Kramers J.D., Tolstikhin I.N., 1997, *Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modelling, core formation and the history of the continental crust*, «Chemical Geology», 139, pp. 75-110.
- Macera P., Gasperini D., Piromallo C., Blichert-Toft J., Bosch D., Del Moro A., Martin S., 2003, *Geodynamic implications of deep mantle upwelling in the source of Tertiary volcanics from the Veneto region (South-Eastern Alps)*, «Journal of Geodynamics», 36, pp. 563-590.
- Milani L., Beccaluva L., Coltorti M., 1999, *Petrogenesis and evolution of the Euganean magmatic complex, Veneto region, north-east Italy*, «European Journal of Mineralogy», 11, pp. 379-399.
- Miller C.F., Stoddard E.F., Bradfish L.J., Dollase W.A., 1981, *Composition of Plutonic muscovite: genetic implications*, «Canadian Mineralogist», 19, pp. 25-34.
- Moncada D., Mutchler S., Nieto A., Reynolds T.J., Rimstidt J.D., Bodnar R.J., 2012, *Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag-Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration*, «Journal of Geochemical Exploration», 114, pp. 20-35.
- Monecke T., Reynolds T.J., Taksavas T., Tharalson E.R., Zeeck L.R., Guzman M., Gissler G., Sherlock R., 2023, *Natural growth of gold dendrites within silica gels*, «Geology», 51, pp. 189-192.
- Monier G., Mergoïl-Daniel J., Labernardiere H., 1984, *Generations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central français)*, «Bulletin de Minéralogie», 107, pp. 55-68.
- Moretti E., 1927, *L'oro nella regione a nord del Pasubio?*, «La Miniera Italiana», XI, 5, p. 308.
- Murara G., 1966, *Le mineralizzazioni a solfuri misti nelle vulcaniti atesine, formazione andesitica, dell'alta Val Fersina (Trentino)*, in Atti del Symposium Internazionale sui Giacimenti Minerari delle Alpi, volume 2, Regione Trentino-Alto Adige, Trento, pp. 471-494.
- Nimis P., Omenetto P., Giunti I., Artioli G., Angelini I., 2012, *Lead isotope systematics*

- in hydrothermal sulphide deposits from the central-eastern Southalpine (northern Italy)*, «European Journal of Mineralogy», 24, pp. 23-37.
- Omenetto P., Brigo L., 1974, *Metallogenesi nel quadro dell'orogene ercinico delle Alpi (con particolare riguardo al versante italiano)*, «Memorie della Società Geologica Italiana», 13, pp. 1-24.
- Pettke T., Diamond L.W., Villa I.M., 1999, *Mesothermal gold veins and metamorphic devolatilization in the northwestern Alps: The temporal link*, «Geology», 27-7, pp. 641-644.
- Preuschen E., 1973, *Estrazione mineraria dell'età del bronzo nel Trentino*, «Preistoria Alpina, Rendiconti», 9, pp. 113-150.
- Prosser I., 2004, *Le collezioni di fossili, minerali e rocce*, in *Le età del Museo. Storia uomini collezioni del Museo Civico di Rovereto*, a cura di F. Rasera, Museo Civico di Rovereto, XCIII pubblicazione, Edizioni Osiride, Rovereto, pp. 120-143.
- Richards J.P., 2009, *Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits: Products of remelting of subduction-modified lithosphere*, «Geology», 37 (3), pp. 247-250.
- Romy T., Jimenez A., 2011, *Variation in hydrothermal muscovite and chlorite composition in the Highland Valley porphyry Cu-Mo district, British Columbia, Canada*, MSc of the British Columbia University, 249.
- Saunders J.A., Unger D.L., Kamenov G.D., Hames W.E., Utterback W.C., 2008, *Genesis of mid-Miocene Yellowstone-hotspot-related bonanza epithermal Au-Ag deposits, Northern Great Basin region, USA*, «Mineralium Deposita», 43, pp. 715-734.
- Shimizu T., Matsueda H., Ishiyama D., Matsubaya O., 1998, *Genesis of epithermal Au-Ag mineralization of the Koryu Mine, Hokkaido, Japan*, «Economic Geology», 93, pp. 303-325.
- Sillitoe R.H., Hedenquist J.W., 2003, *Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits*, «Society of Economic Geologists Special Publication», 10, pp. 315-343.
- Taksavasut T., Monecke T., Reynolds T.J., 2018, *Textural characteristics of noncrystalline silica in sinters and quartz veins: Implications for the formation of bonanza veins in low-sulfidation epithermal deposits*, «Minerals», 8:331. doi: 10.3390/min8080331
- Tappert M.C., Rivard B., Giles D., Tappert R., Mauger A., 2013, *The mineral chemistry, near-infrared, and mid-infrared reflectance spectroscopy of phengite from the Olympic Dam IOCG deposit, South Australia*, «Ore Geology Reviews», 53, pp. 26-38.
- Tobaldo M., Zandonai F., Avanzini M., Miorandi M., Zampieri D., 2004, *Note illustrative della carta geologica del settore nord occidentale del Monte Pasubio (Trentino, Italia)*, «Studi Trentini di Scienze Naturali-Acta Geologica», 79, pp. 161-180.
- Zhu Y., An F., Tan J., 2011, *Geochemistry of hydrothermal gold deposits: A review*, «Geoscience Frontiers», 2, pp. 367-374.
- Zampieri D., 1995, *Tertiary extension in the Southern Trento Platform, Southern Alps, Italy*, «Tectonics», 14, pp. 645-657.
- Zanettin B., 1950, *Studio petrologico della regione Baffelan-Cornetto nelle Alpi Vicentine*, «Rendiconti della Società Mineralogica Italiana», 7, pp. 133-161.
- Zeeck L., Monecke T., Reynolds T.J., Pfaff K., Kelly N.M., 2023, *Ore Mineral Textures of the Midas Low-Sulfidation Epithermal Deposit: Implications for Ore-Forming Processes*, in *Proceedings of the 17th SGA Biennial Meeting, Zurich, 28 August-1 September 2023*, 1, pp. 204-207.

GENNAIO 2025

Stampa a cura di  
Scripta sc - Rovereto (TN)  
[idea@scriptasc.it](mailto:idea@scriptasc.it)  
[www.scriptasc.it](http://www.scriptasc.it)



ISSN 1124-0350

2024  
ser. X  
vol. VI, B

Atti della Accademia Roveretana degli Agiati