

LEZIONI DI MINERALOGIA

Alessandro Francesco Gualtieri

TAVOLE A COLORI

CAPITOLO 3

Aggregazioni e associazioni di minerali



Fig. 3.15 – Bellissimi cristalli geminati di adularia (KAlSi_3O_8) dalle Alpi Svizzere. La dimensione dei cristalli è di circa 10 cm (foto originale di A.F. Gualtieri, scattata in occasione del *Mineral Show 2025* a Monaco di Baviera).

CAPITOLO 6

Le zeoliti



Fig. 6.8 - Aggregato di cristalli fibrosi di mordenite all'interno di geodi in roccia basaltica da Poona, India (in alto) e cristalli di chabasite su basalto da Csòdi hill, Dunabogdány, Ungheria (in basso).

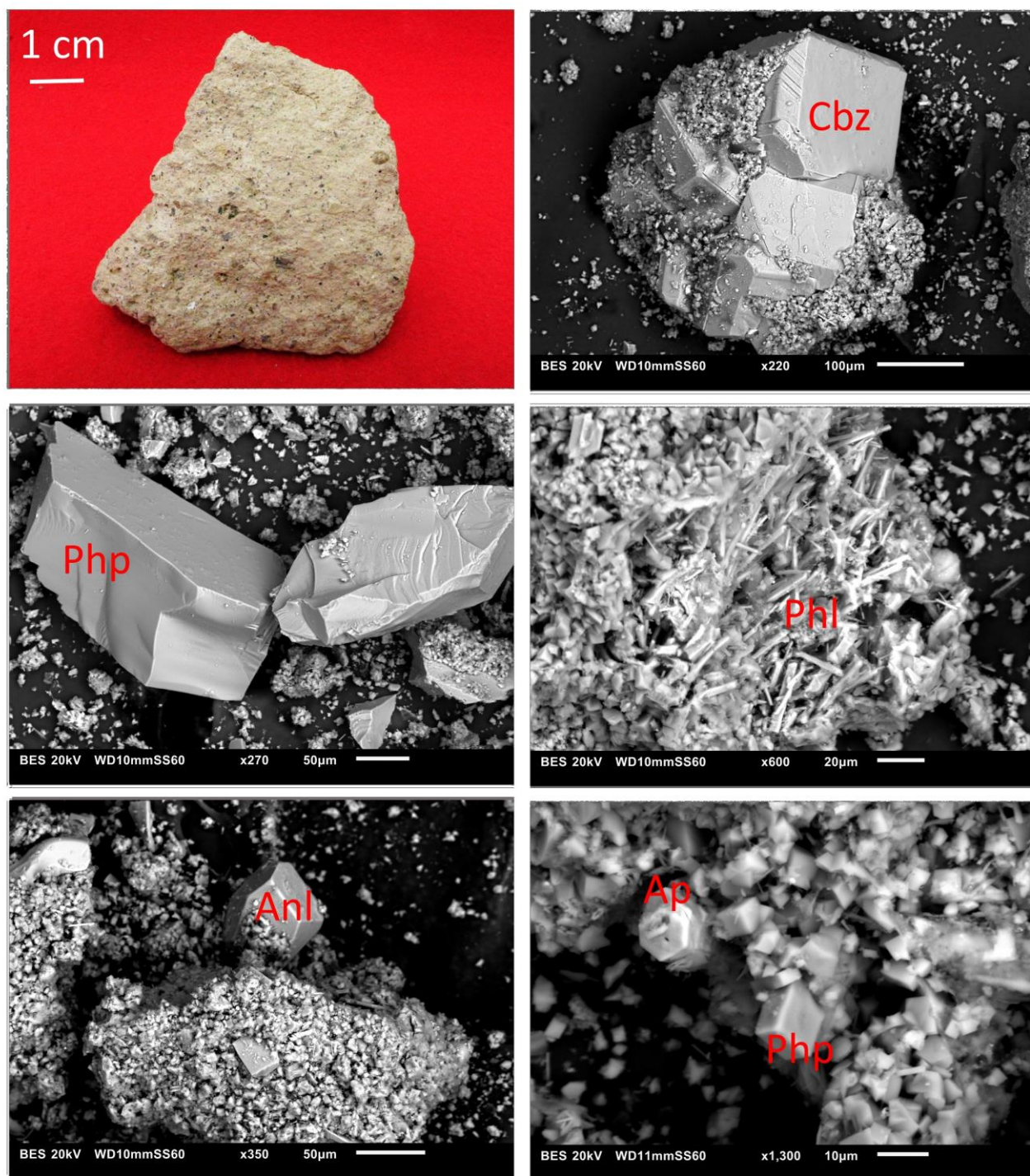


Fig. 6.9 - Frammento di tufo zeolitizzato proveniente dalla cava di Piandirena, Sorano, Grosseto, Italia (in alto a sinistra) ed immagini raccolte al microscopio elettronico a scansione dei microcristalli in esso contenuto con indicazione di alcune tra le fasi presenti (Chz, chabasite; Php, phillipsite; Phl, flogopite; Anl, analcime; Ap, apatite).

CAPITOLO 7

Minerogenesi. Genesi magmatica dei minerali



Fig. 7.4 – Eccezionale cristallo singolo di olivina proveniente dal Pakistan. Il cristallo misura circa 5 cm (foto originale A.F. Gualtieri).



Fig. 7.7 – Meraviglioso cristallo di acquamarina $[\text{Be}_3(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2(\text{SiO}_3)_6]$ proveniente dal Pakistan. Il cristallo è lungo circa 10 cm (foto originale A.F. Gualtieri).



Fig. 7.8 – Eccezionale cristallo di calcite proveniente dalla località Wuzhou-Guangxi in Cina. Il cristallo raggiunge i 15 cm di lunghezza (foto originale A.F. Gualtieri).



Fig. 7.9 – Maestosi cristalli di cobaltite, CoAsS , rinvenuti nell'area mineraria di Örebro (Svezia). Il cristallo più grande ha una dimensione di circa 8 cm (foto originale A.F. Gualtieri).

Argento Ag
(Kongsberg,
Norvegia)

**Gruppo
puntuale:**
 $4/m \bar{3} 2/m$

**Gruppo
spaziale:**
 $Fm\bar{3}m$



Fig. 7.11 – Campione storico di argento nativo, rinvenuto a Kongsberg (Norvegia) (foto originale A.F. Gualtieri).

CAPITOLO 8

Genesi sedimentaria dei minerali



Fig. 8.1 – Copertura di lastre di cemento-amianto colonizzate da muschi e licheni.

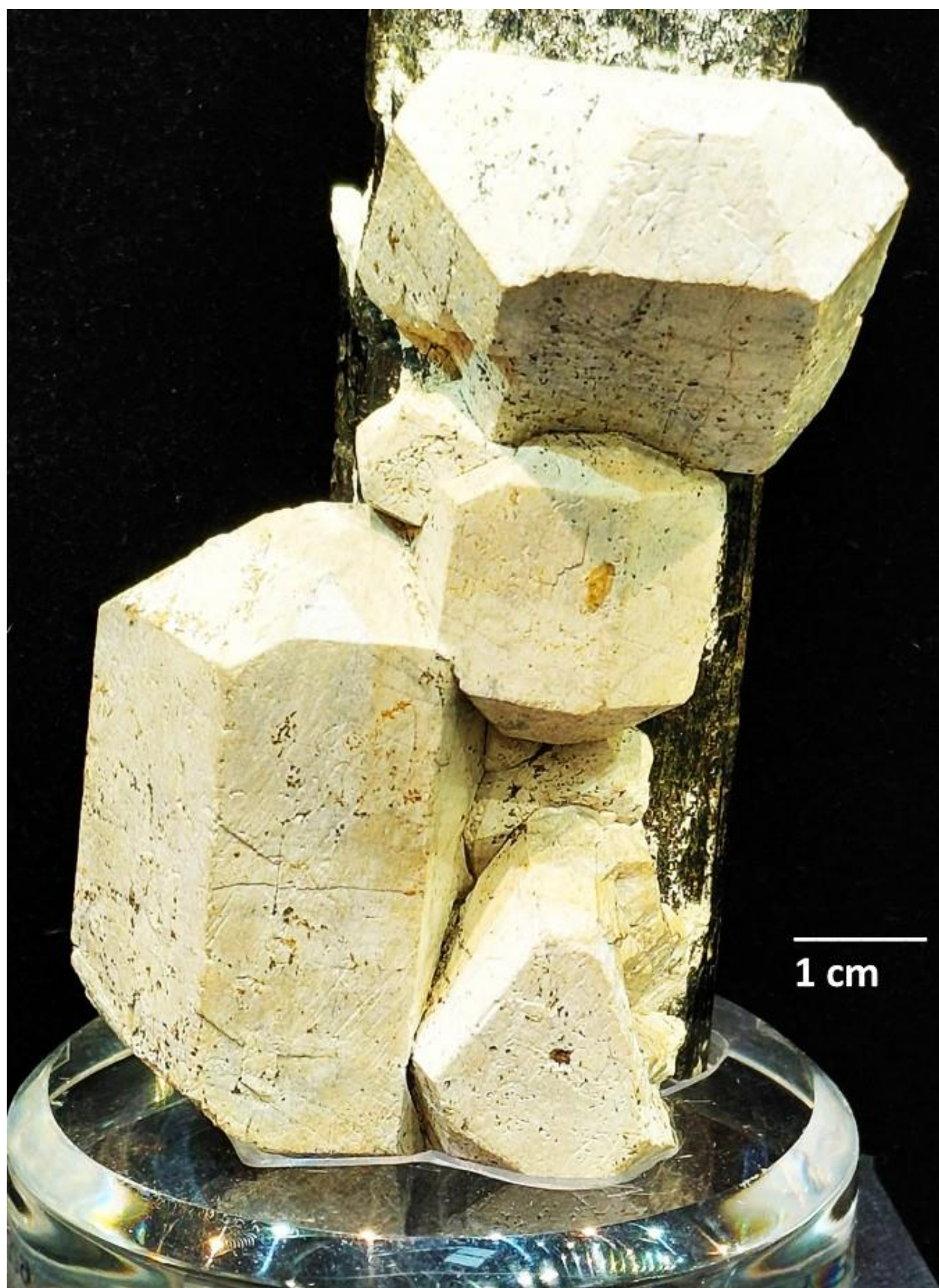


Fig. 8.4 – Cristalli di idrossi-apatite $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$ ritrovati a Buskerund (Norvegia) (foto originale di A.F. Gualtieri).

CAPITOLO 10

L'identità dei minerali:

dalle proprietà fisiche alla diagnosi macroscopica



Fig. 10.1 – Abito dei minerali. Rappresentazioni schematiche (in alto) ed immagini a titolo di es. (in basso) dei differenti tipi di abito riscontrabili nei minerali. (a) abito prismatico in berillo (varietà acquamarina); (b) abito colonnare in aggregato di cristalli di aragonite; (c) abito aciculare in mesolite; (d) abito tabulare in gesso (varietà ambrata); (e) abito lamellare in muscovite; (f) abito fibroso in crisotilo (parte alta dell'immagine); (g) abito massivo in calcopirite (a sinistra) e dolomite (a destra).



Fig. 10.2 – Lucentezza metallica e non metallica. Lucentezza metallica in pirite (a sinistra) e non metallica in calcite spatica (a destra). Osservare inoltre la trasparenza ben visibile in tutta la porzione del campione di calcite.



Fig. 10.3 - Confronto visivo tra campioni a lucentezza metallica e non metallica. I due minerali nella riga superiore, rispettivamente un aggregato di cristalli di magnetite (a sinistra) ed un frammento di calcopirite (a destra), sono inclusi esclusivamente come termine di paragone per evidenziare l'opacità e l'elevata riflettività tipiche del dominio metallico. La riga inferiore mostra invece la variabilità delle lucentezze non metalliche su cinque specie mineralogiche distinte, procedendo da sinistra verso destra. Il monocristallo di calcite spatica esibisce la classica lucentezza vitrea, mentre l'aggregato di gesso fibroso manifesta quella sericea. Al centro, un frammento di quarzo (varietà lattea o lattiginosa) mostra una lucentezza tipicamente grassa, seguito dal talco con riflessi perlacei dovuti all'interferenza della luce sui piani di sfaldatura. Infine, la porzione gialla di zolfo nativo su gesso (porzione grigio/bianca) all'estrema destra chiude la sequenza mostrando una lucentezza resinosa.



Fig. 10.4 – Lucentezza submetallica e diafanità in funzione dello spessore. A sinistra è mostrato un aggregato di foglietti di mica (flogopite) di colore scuro; l'elevato spessore dei fogli sovrapposti rende il minerale opaco alla luce riflessa, simulando una lucentezza metallica. Tuttavia, grazie alla perfetta sfaldatura basale, è possibile separare sottili lamelle (a destra): la drastica riduzione dello spessore rivela la reale diafanità del minerale che, passando da opaco a trasparente, manifesta una lucentezza non metallica (vitrea). Un effetto analogo è osservabile nella muscovite; la differenza principale risiede nel colore degli aggregati di lamelle, che risultano argentei e quasi "a specchio" nella muscovite, mentre appaiono bruno-nerastri nella flogopite come nell'immagine a sinistra.

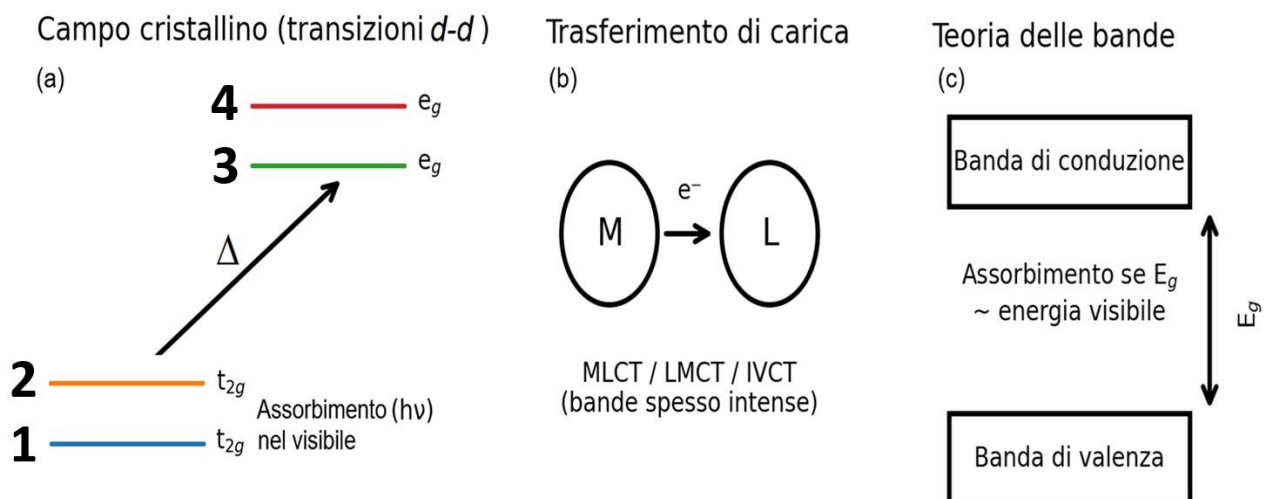


Fig. 10.5 – Principali meccanismi responsabili del colore nei minerali. (a) Campo cristallino (transizioni d-d): in un sito ottaedrico i livelli elettronici d dei cationi di transizione si scindono in due insiemi energetici (t_{2g} ed e_g); l'assorbimento di un fotone nel visibile ($h\nu$) può promuovere un e^- da t_{2g} ad e_g . La posizione delle bande dipende dall'ampiezza della scissione Δ (legata a tipo di catione, valenza, geometria e leganti) e l'intensità è spesso moderata perché queste transizioni sono in parte "proibite" (dipendono dalla simmetria del sito e dallo spin). Le 1/4 e 2/3 sono due es. alternativi di scissione t_{2g}/e_g , una con Δ grande (assorbimento a energia più alta, quindi verso il blu-violetto) e una con Δ piccola (assorbimento a energia più bassa, verso il rosso-infrarosso vicino). (b) Trasferimento di carica (CT): il colore può derivare dal passaggio di un e^- tra un metallo (M) e un legante (L) (LMCT/MLCT) oppure tra due centri metallici con diversa valenza (IVCT). (c) Teoria delle bande: in un solido cristallino, gli stati elettronici si organizzano in una banda di valenza ed una di conduzione separate da un intervallo energetico (*band gap*, E_g). Quando l'energia di un fotone della radiazione visibile è compatibile con il *band gap*, esso viene assorbito ed il colore osservato corrisponde quindi alle lunghezze d'onda non assorbite. Questo meccanismo è tipico soprattutto di isolanti e semiconduttori; nei materiali metallici/conduttori il colore e la lucentezza dipendono invece dagli elettroni delocalizzati e da altre transizioni elettroniche. Diagrammi puramente qualitativi (non in scala).



Fig. 10.6 - Variazioni cromatiche nel quarzo. A sinistra, una drusa di cristalli ben formati di quarzo ametista, che esibisce l'intensa e caratteristica colorazione viola. A destra, un gruppo di cristalli prismatici di quarzo fumé, contraddistinto dalle tonalità grigio-brune, quasi nere, con evidenti zonature cromatiche all'interno dei singoli cristalli.



Fig. 10.7 - Policromia e zonatura cromatica nella fluorite. L'immagine mostra quattro campioni di fluorite che evidenziano l'estrema variabilità cromatica tipica di questa specie mineralogica. I due campioni superiori mostrano tonalità sature e pressoché uniformi. I campioni inferiori, caratterizzati da una maggiore diafanità, mostrano come l'intensità del colore possa variare progressivamente all'interno dello stesso cristallo. In particolare, il campione a sinistra sfuma dal grigio-fumé quasi al giallo, mentre quello a destra presenta una zonatura cromatica complessa, con aree viola concentrate e sfumature rosate, spesso correlate a variazioni ambientali durante la crescita del cristallo. Osservare inoltre come il colore della fluorite in alto a sinistra ed in basso a destra, al netto delle sfumature, sia molto simile a quello del quarzo ametista in Fig. 10.6, a sottolineare come il colore, sebbene particolare come in questo caso, da solo non sia diagnostico.

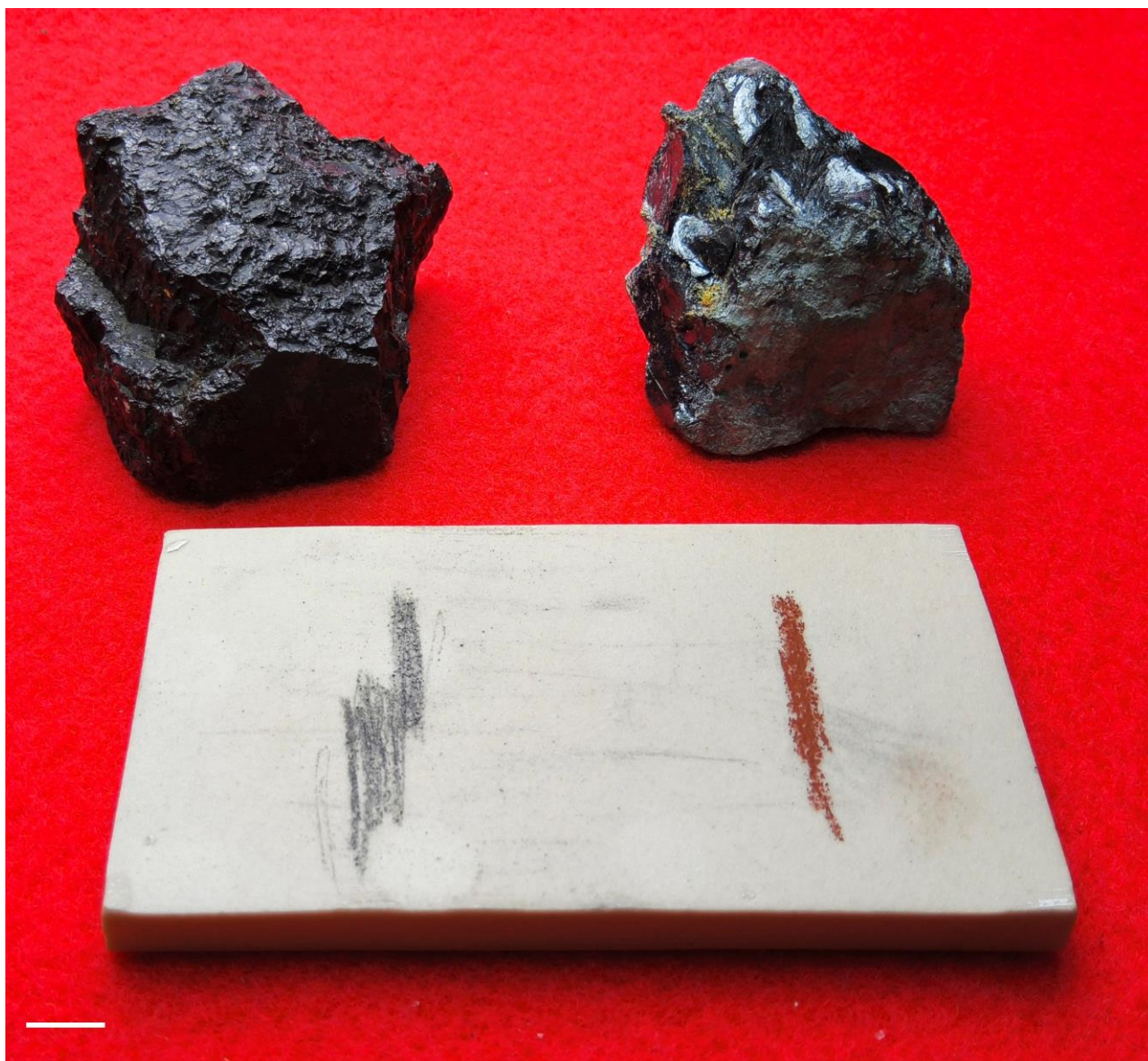


Fig. 10.8 – Prova dello striscio come carattere diagnostico differenziale tra magnetite ed ematite. L'immagine illustra l'applicazione della prova dello striscio, test fondamentale per la discriminazione macroscopica di ossidi di ferro che possono apparire molto simili macroscopicamente. Nella porzione superiore sono presentati i due campioni massivi: a sinistra un frammento di magnetite di colore nero opaco, a destra di ematite. Abito (massivo), lucentezza (metallica) e colore (grigio scuro) sono molto simili nei due campioni. Nella porzione inferiore, la piastrella di porcellana ruvida mostra i risultati dello striscio: lo sfregamento del campione di magnetite produce una traccia di colore nero coerente con il colore del minerale massivo; al contrario, il campione di ematite, nonostante il suo aspetto superficiale grigio-scuro, genera uno striscio con caratteristico colore rosso-brunastro (terra di Siena). Sebbene la magnetite presenti come proprietà principe il magnetismo (par. 10.7.1), la prova dello striscio rimane un test fondamentale. Essa permette infatti di rivelare la presenza di ematite anche in campioni d'aspetto massivo e nerastro, o in miscele con la magnetite stessa dove l'attrazione magnetica potrebbe trarre in inganno l'operatore; inoltre, costituisce un'eccellente alternativa sul campo qualora non si disponga di un magnete (al posto della piastrella, sul campo, si potrebbe utilizzare un'altra roccia opportunamente scelta).

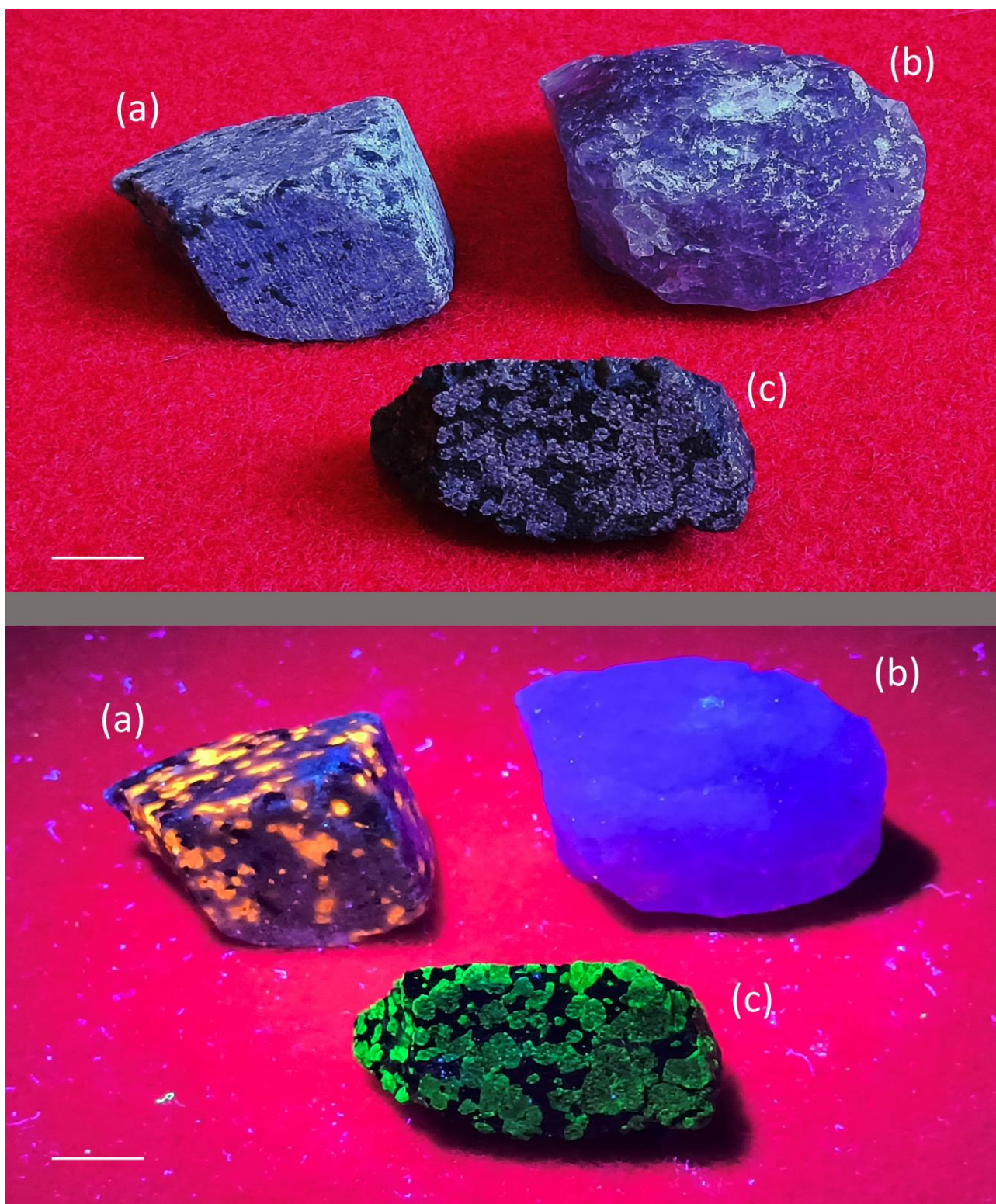


Fig. 10.9 - Risposta cromatico-luminescente di differenti specie mineralogiche all'eccitazione con luce ultravioletta. L'immagine propone un confronto tra campioni di sodalite (a), fluorite (b) e calcite (c) ripresi rispettivamente in condizioni di luce naturale (immagine in alto) e sotto l'effetto di radiazioni UV (in basso). Nei casi della sodalite e della calcite, i campioni sono stati appositamente tagliati per mettere in risalto la distribuzione dei cristalli fluorescenti all'interno della matrice; la sodalite esibisce una vivida risposta sulle tonalità dell'arancio, mentre la calcite risponde con una caratteristica luminescenza verde. Nel campione di fluorite, si osserva la tipica emissione bluastra; in questo caso specifico, l'intensità della risposta cromatica è ulteriormente esaltata dal colore violaceo del cristallo originale.

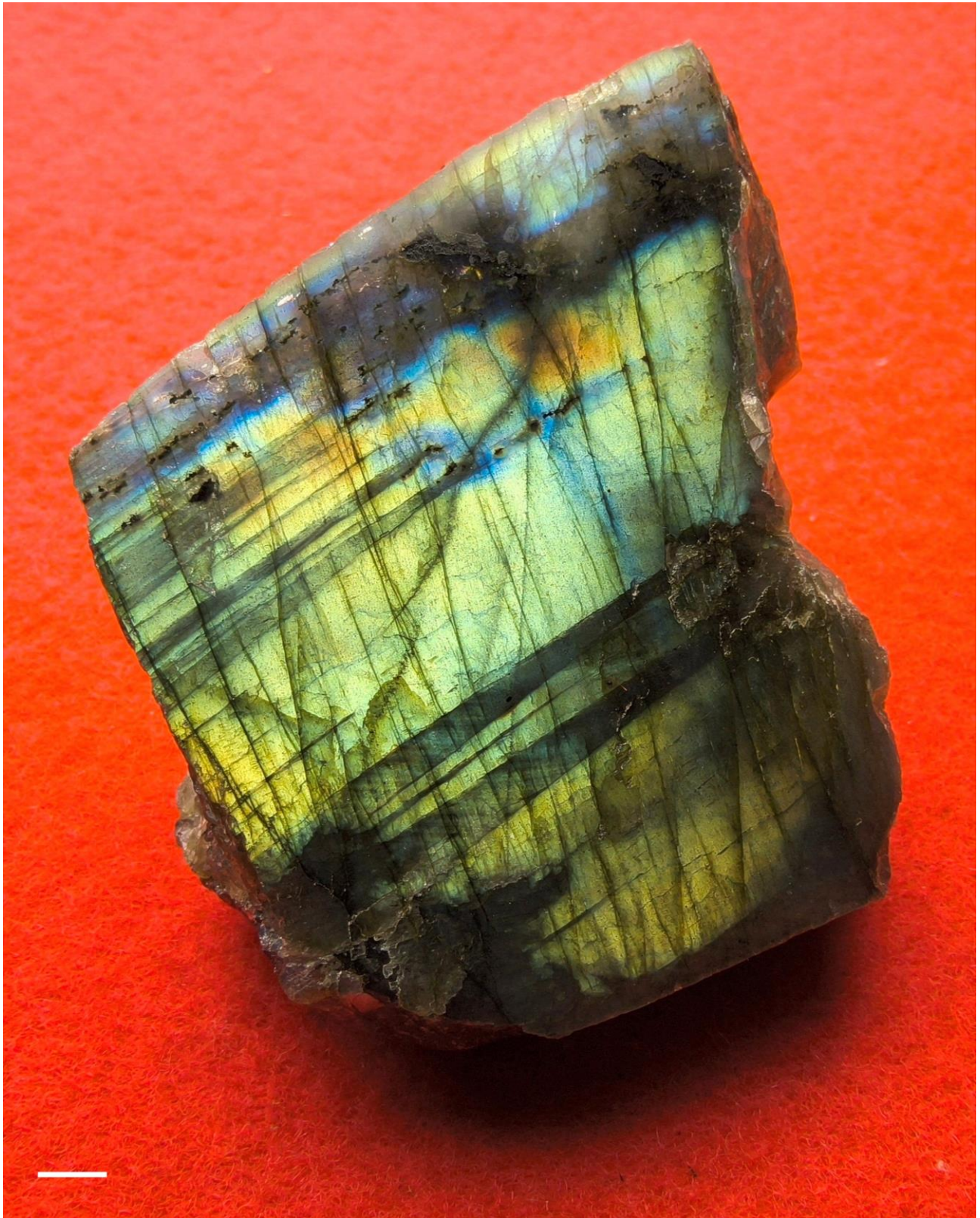


Fig. 10.10 - Labradorescenza in un campione massivo di labradorite, una varietà di plagioclasico. La superficie del minerale, orientata parallelamente a una specifica direzione cristallografica, esibisce un vistoso e spettacolare gioco di colori iridescente. Questo fenomeno si manifesta con lampi di luce cangiante che, nel campione illustrato, variano dalle tonalità del blu elettrico a quelle del verde-dorato e del giallo intenso. È importante ricordare che l'immagine rappresenta una particolare (casuale) direzione di incidenza della luce e che il risultato cambierebbe ruotando, anche di poco, il campione.



Fig. 10.12 – Qualità della sfaldatura e comportamento alla frattura in tre differenti specie mineralogiche. L'immagine propone un confronto diretto tra tre campioni che esemplificano la variabilità della sfaldatura, ovvero la tendenza di un minerale a rompersi lungo piani preferenziali di debolezza reticolare. Nel campione di mica (flogopite) in basso a sinistra (a), le frecce grigie evidenziano una sfaldatura perfetta: sotto una minima sollecitazione meccanica, il fillosilicato si separa in fogli sottilissimi, lisci e flessibili (si veda anche Fig. 10.16), paralleli al piano basale, a causa della presenza di legami deboli in interstrato. Nel frammento massivo di apatite in alto al centro (b), la freccia bianca indica invece una sfaldatura debole o imperfetta; la superficie di rottura non è perfettamente speculare come nella mica, mostra tuttavia una parziale tendenza del minerale a fratturarsi lungo piani cristallografici preferenziali, risultando complessivamente più scabra e irregolare. Infine, il frammento di quarzo a destra (c) manifesta una totale assenza di sfaldatura. Poiché in questo tetosilicato i forti legami covalenti silicio-ossigeno sono distribuiti uniformemente nello spazio tridimensionale, non esistono direzioni di debolezza strutturale; il minerale si rompe quindi in modo casuale, generando superfici curve e lisce riconducibili alla tipica frattura concoide (si veda anche Fig. 10.15).

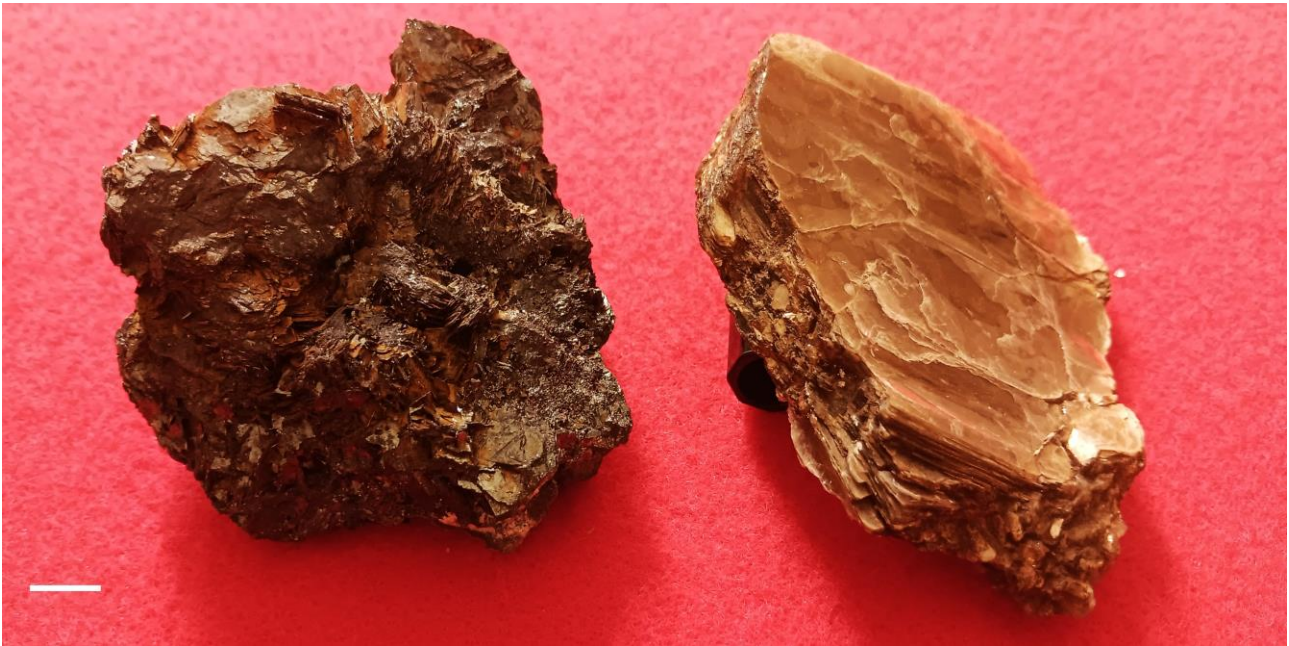


Fig. 10.13 – Distinzione tra partizione (falsa sfaldatura) e sfaldatura reale su base strutturale. L'immagine propone un confronto diretto tra due campioni che esibiscono una morfologia lamellare, originata però da proprietà meccaniche strutturalmente differenti. Il campione a sinistra è un aggregato di ematite nella varietà micacea; in questo ossido, la disposizione in sottili scaglie sovrapposte simula una sfaldatura che in realtà non esiste nel reticolo cristallino del minerale. Si tratta di un fenomeno di partizione, ovvero di una "rottura orientata" agevolata da difetti strutturali, geminazioni, deformazione/stress. Al contrario, il campione a destra mostra un frammento di muscovite caratterizzato da una sfaldatura basale perfetta. In questo fillosilicato la rottura in fogli perfettamente piani, lisci e flessibili è una proprietà cristallografica intrinseca, dovuta alla presenza di deboli legami interstrato che cedono in modo sistematico e continuo lungo precisi piani atomici. L'osservazione attenta (con ausilio di una lente) permette di notare come i piani della muscovite siano estremamente regolari e riflettenti, mentre i "finti" piani dell'ematite risultino più irregolari, scabri e privi della tipica continuità reticolare.

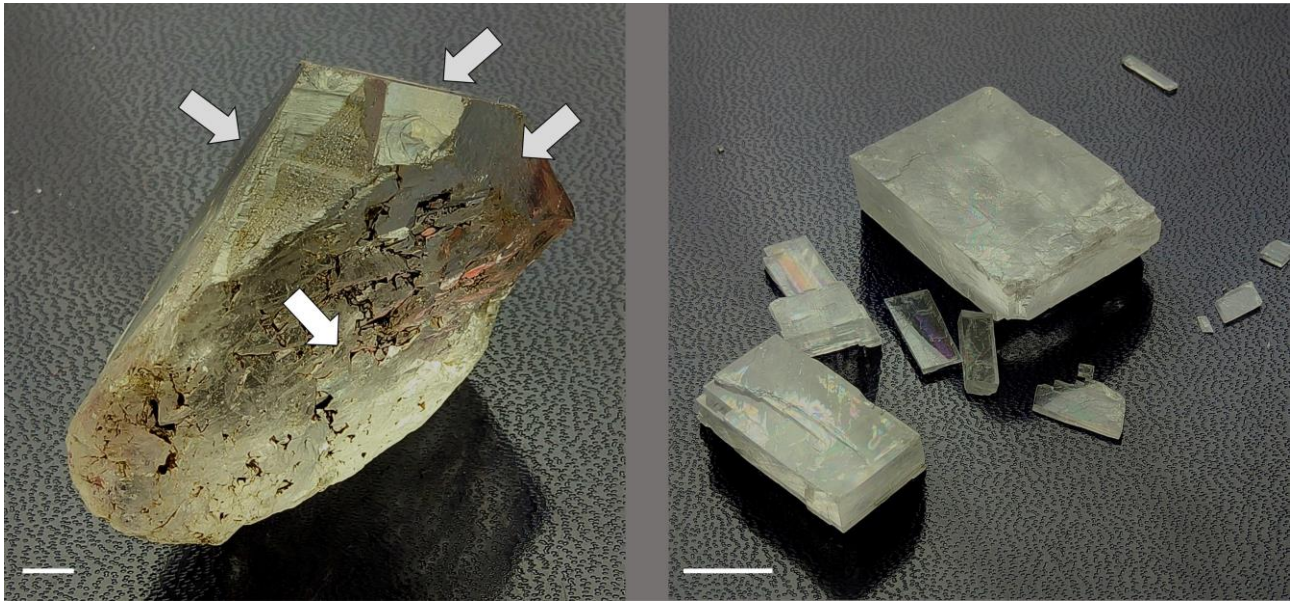
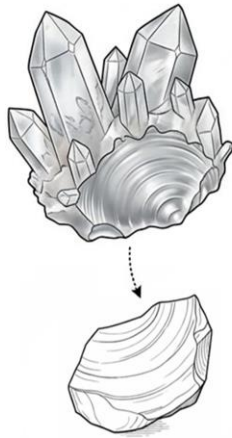


Fig. 10.14 – Criteri di distinzione tra facce cristalline di crescita e piani di sfaldatura. L'immagine propone un confronto diretto tra due campioni per evidenziare come le superfici piane visibili sui minerali possano avere origini strutturali e genetiche completamente diverse. Nel cristallo di quarzo (a sinistra), le frecce grigie indicano le facce di crescita naturali; si tratta di superfici esterne formatesi durante l'accrescimento del cristallo nel suo ambiente genetico originale, rispecchiando la simmetria del reticolo. Poiché il quarzo è privo di sfaldatura a causa della distribuzione omogenea dei forti legami covalenti, se viene sottoposto a uno sforzo meccanico si rompe in modo casuale (freccia bianca). Al contrario, il frammento di calcite (a destra) mostra superfici piane prodotte dalla sfaldatura romboedrica perfetta del minerale. In questo caso, i piani di rottura risultano geometricamente paralleli o coincidenti con le reali forme cristallografiche del romboedro, dando l'impressione visiva di "replicare" le facce di crescita. Questa perfetta specularità è una proprietà meccanica intrinseca dovuta alla presenza di precise direzioni di debolezza reticolare lungo le quali il minerale si divide preferenzialmente.

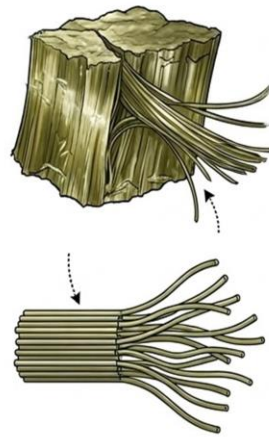
concoide



scheggiosa



fibrosa



terrosa

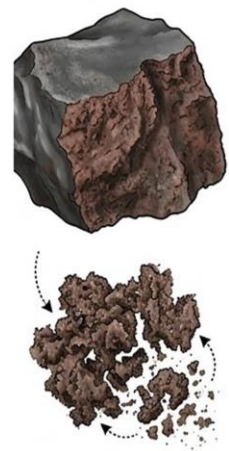


Fig. 10.15 - Tipologie di frattura nei minerali e relative morfologie di rottura. Il disegno illustra schematicamente i principali comportamenti alla frattura esibiti dai minerali privi di sfaldatura o quando vengono sollecitati meccanicamente in direzioni non parallele ai piani di debolezza cristallografica. Procedendo da sinistra verso destra, la frattura concoide, tipica del quarzo e dei vetri naturali, genera superfici di distacco lisce e curve che ricordano l'interno di una conchiglia marina, con caratteristiche striature o nervature concentriche attorno al punto di applicazione della forza (si veda Fig. 10.12c). La frattura scheggiosa si produce invece quando il minerale si rompe lungo superfici allungate e acuminate, simili a schegge di legno, un comportamento assai frequente nei minerali con abito prismatico o allungato (difficilmente distinguibili in immagini fotografiche, ma ben osservabile con l'ausilio di una lente). Nel caso di aggregati asbestiformi si osserva la frattura fibrosa, dove la sollecitazione porta alla separazione del campione in singoli filamenti o, più facilmente, sub-aggregati di fibre flessibili e sottili (si veda Fig. 10.1f). Infine, all'estrema destra, la frattura terrosa tipica dei minerali massivi; in questo caso la rottura produce superfici ruvide, talvolta polverulente e prive di qualsiasi regolarità geometrica (si veda Fig. 10.1g).

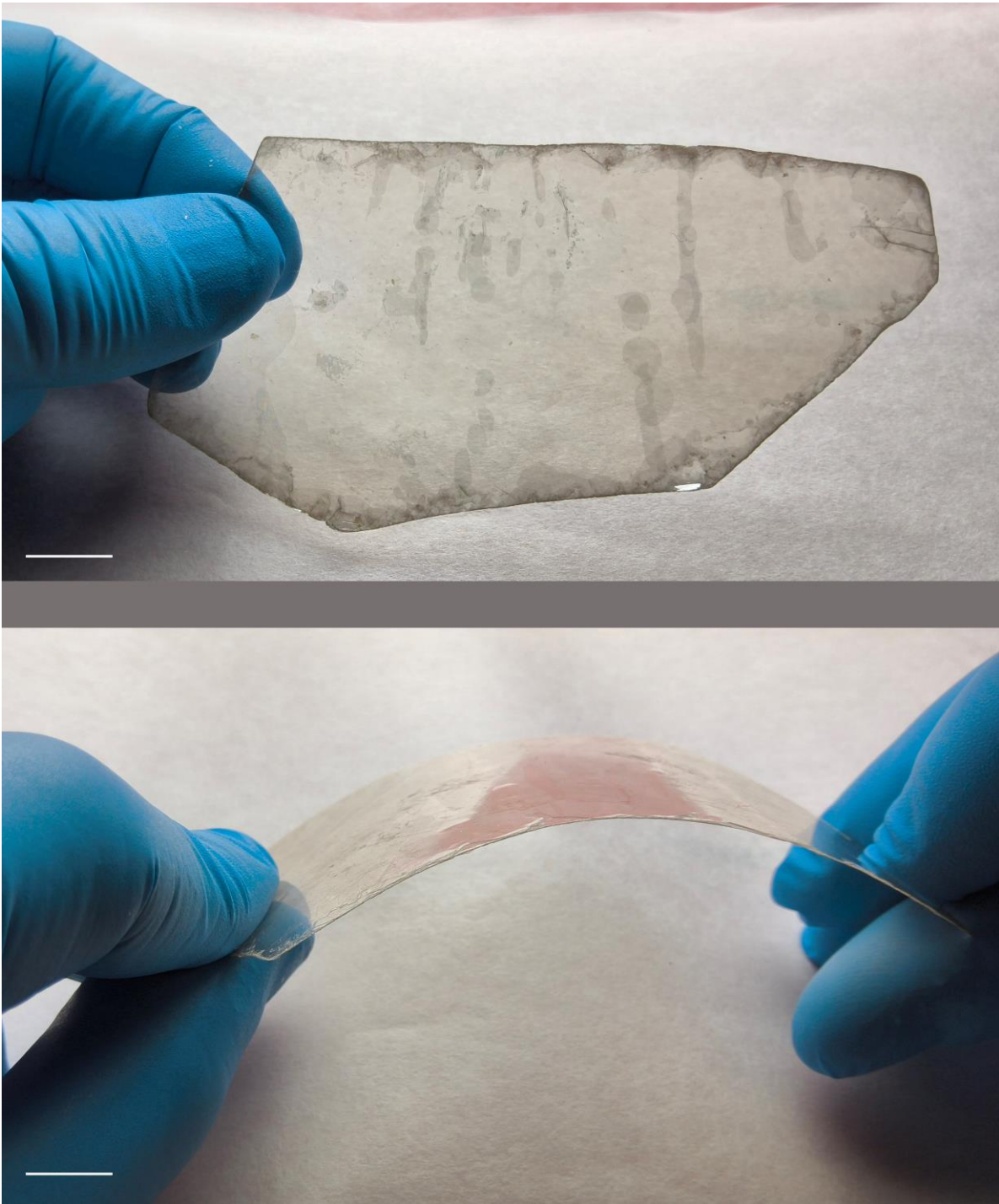


Fig. 10.16 - Comportamento elastico e tenacità in una lamina di muscovite. L'immagine evidenzia la risposta meccanica alle sollecitazioni flessionali di un cristallo lamellare di muscovite, un fillosilicato noto per le sue peculiari proprietà fisiche legate alla tenacità. Nell'immagine superiore, il cristallo si presenta come un sottile foglio isolato e trasparente a riposo, ottenuto sfruttando la sua perfetta sfaldatura basale. Nell'immagine inferiore, la medesima lamina viene sottoposta a una forza di piegamento manuale alle estremità, flettendosi sensibilmente senza raggiungere il punto di rottura né subire deformazioni permanenti. Questo comportamento definisce la muscovite come un minerale elastico: la struttura reticolare a strati è in grado di assorbire l'energia meccanica della flessione e, una volta cessata l'applicazione della forza, la lamina ritorna spontaneamente alla sua forma planare originaria.



Fig. 10.17 – Risposta differenziale al saggio con HCl diluito. L'immagine documenta l'applicazione di un classico test chimico di terreno utilizzato per discriminare i minerali carbonatici, mostrando i campioni prima (in alto) e dopo (in basso) il contatto con il reagente. A sinistra è posto un frammento di calcite, mentre a destra un campione di dolomite massiva. Nella sequenza inferiore, l'applicazione di una singola goccia di acido cloridrico diluito evidenzia la differente solubilità ed energia di reazione delle due specie. Sulla calcite a sinistra si innesca istantaneamente una vivace effervescenza, dovuta alla rapida liberazione di CO_2 gassosa. Al contrario, sulla dolomite a destra, la reazione a freddo risulta estremamente blanda e lenta, che sarebbe quasi impercettibile a occhio nudo se il minerale non fosse stato preventivamente fratturato "di fresco" (come evidenzia la zona bianca nell'immagine). Questa marcata differenza costituisce il criterio diagnostico più immediato e affidabile per distinguere i due carbonati su campione a mano.

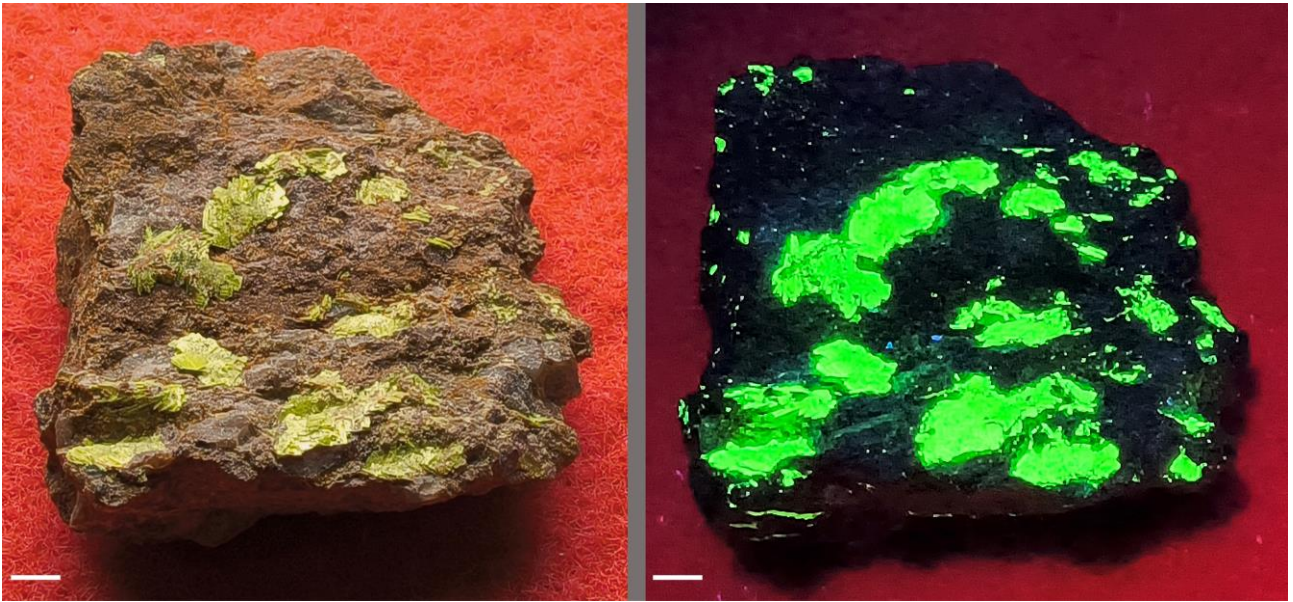


Fig. 10.21 - Colore caratteristico e fluorescenza indotta da radiazioni UV nell'autunite. L'immagine illustra un campione di roccia con patine di autunite, un fosfato idrato di uranio e calcio, mineralogicamente noto per la sua spiccata luminescenza. A sinistra, in condizioni di luce naturale, il minerale manifesta il suo tipico colore giallo-verdastro, talvolta definito "giallo acido". Questa colorazione intensa, propria del minerale e non legata a impurità, costituisce un importante indizio diagnostico preliminare sul campo, suggerendo talvolta la presenza di minerali secondari di uranio. A destra, il medesimo campione è ripreso sotto l'illuminazione di una lampada a raggi ultravioletti. L'autunite mostra una vivida e brillante fluorescenza di un colore verde-fluo, molto più satura rispetto alla colorazione visibile a luce naturale. Questa luminescenza è una proprietà intrinseca del minerale, causata dall'attivazione degli ioni uranile $(\text{UO}_2)^{2+}$ presenti nella sua struttura cristallina, che assorbono l'energia UV e la riemettono come luce visibile.



Fig. 10.22 – Es. di percorso operativo per l'identificazione di un minerale. I sette campioni illustrati in fig. presentano peculiarità che, ad un'osservazione superficiale, potrebbe indurre in errore a causa di somiglianze talvolta nell'abito e nella diaphanità. Tuttavia, l'applicazione sistematica dello schema diagnostico riportato in Tab. 10.2 permette di isolarne le proprietà peculiari, a partire dalla lucentezza rigorosamente non metallica che esclude la maggior parte di ossidi e solfuri. Un occhio già un po' addestrato può facilmente riconoscere la lucentezza perlacea tipica del talco e la vitrea tipica del quarzo e della calcite spatica, sebbene questo campione sia stato appositamente scelto per non mostrarla nel più palese dei modi. Di fatto, per la calcite (non solo spatica) la conferma definitiva arriva facilmente col test della reattività all'HCl diluito (l'effervescenza è indicata dalla freccia bianca) mentre per il quarzo dalla assenza di sfaldature nel punto di rottura (freccia grigia, sebbene in questo campione, sempre appositamente scelto, non sia ben osservabile la caratteristica frattura concoide). Ortoclasio, gesso e calcite, presentano sistemi di sfaldature perfette in più direzioni (linee rosse, non segnate sulla calcite poiché è fotografata una porzione del campione che non le mostra palesemente - sono invece meglio osservabili in Fig. 10.17 che riporta una differente porzione dello stesso campione). Tuttavia il gesso risulta facilmente rigabile con l'unghia, la calcite con la moneta o coltellino svizzero, mentre l'ortoclasio è rigabile solo con la lima di acciaio (Fig. 10.11); inoltre l'ortoclasio non reagirà in alcun modo all'HCl (e questo lo discrimina molto bene dal campione che nell'immagine gli assomiglia maggiormente, ossia la calcite). Un caso a parte è rappresentato dalla muscovite, caratterizzata da un abito lamellare ed una sfaldatura basale così perfetta da rendere difficoltoso il test di durezza, poiché il minerale tende a sfaldarsi in minuti frammenti fogliacei sotto la pressione della punta; tuttavia proprio questa caratteristica, oltre ad abito e lucentezza la rende facilmente identificabile. Quarzo e calcite spatica, simili per lucentezza, come detto si distinguono per varie proprietà ossia, abito, durezza, reattività all'HCl e presenza (calcite) ed assenza (quarzo) della sfaldatura.

CAPITOLO 11

I minerali come materie prime naturali



Fig. 11.1 – La Venere di Savignano, conservata presso il Museo della Venere e dell’Elefante di Savignano sul Panaro (Modena). Il reperto, realizzato in serpentino, ha un’altezza di circa 22 cm (foto originale di A.F. Gualtieri).



Fig. 11.3 – La miniera di feldspato di Orani (Nuoro), in Sardegna (foto originale di A.F. Gualtieri).



Fig. 11.5 – La cava di sabbia silicea di Gaianello, nel Comune di Pavullo (Modena) (foto originale di A.F. Gualtieri).



Fig. 11.6 – Immagine d'insieme della cava di argilla di Morano, Prignano sulla Secchia (Modena) (foto originale di A.F. Gualtieri).

CAPITOLO 12

Minerali “critici”



Fig. 12.1 – Esemplare di azzurrite, minerale di Cu con formula $\text{Cu}_3(\text{CO}_3)_2(\text{OH})_2$. Il campione proviene dal Messico (foto originale di A.F. Gualtieri).



Fig. 12.4 – Campioni di pegmatite a spodumene (indicato dalla freccia nera) provenienti dalla Finlandia (foto originale di A.F. Gualtieri).

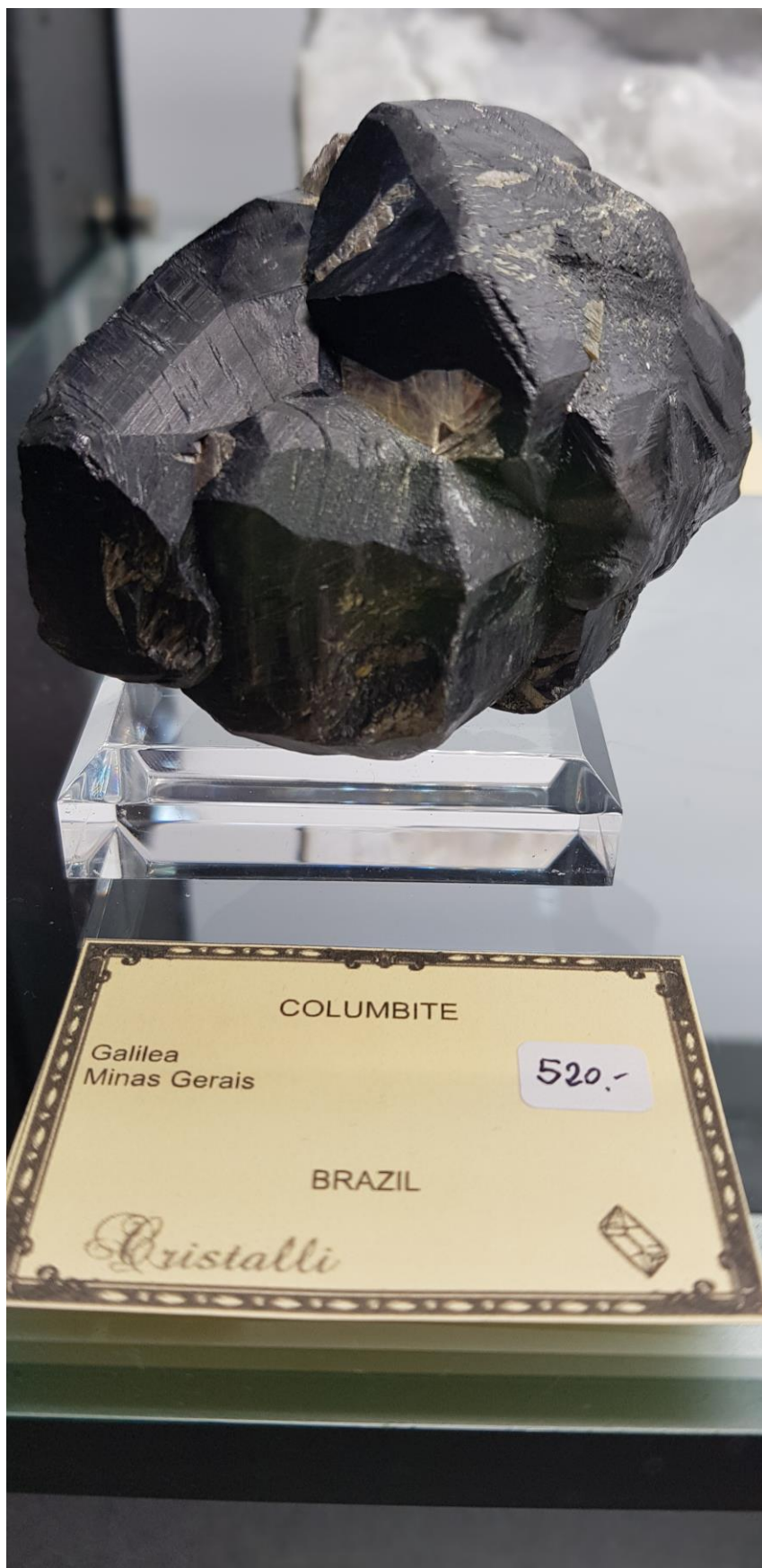


Fig. 12.6 – Spettacolare aggregato di cristalli di columbite provenienti dal Brasile (foto originale di A.F. Gualtieri).

CAPITOLO 13

I minerali come “materie prime secondarie”



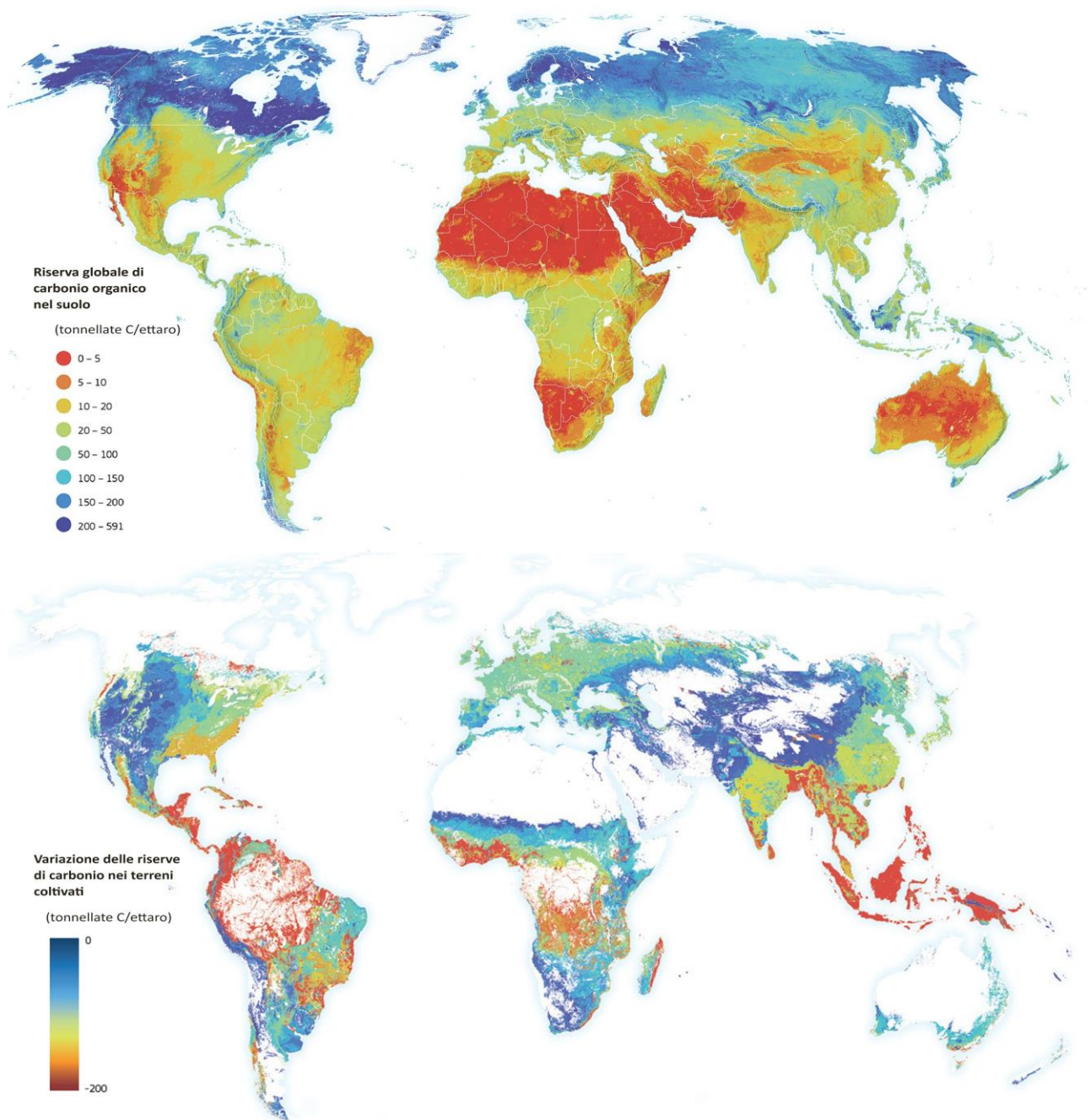
Fig. 13.3 – Le discariche (*waste rock* e *mine tailings*) rimaste dall’attività di estrazione dell’oro (Au) alla fine del 1800, a nord-est di Johannesburg, in Sud Africa. Oggi, queste discariche sono ritornate “attive” per l’estrazione dell’Au residuale, non raccolto durante la primitiva attività del 1800.



Fig. 13.5 – Un camino costruito in cemento-amianto ancora presente sul tetto di un edificio nella città di Modena (foto originale di A.F. Gualtieri).

CAPITOLO 14

I minerali dei suoli



Tab. 14.1 – I 12 ordini dei suoli naturali del mondo secondo la classificazione tassonomica USDA (Brady e Weil, 2017).

Soil Continuum Model

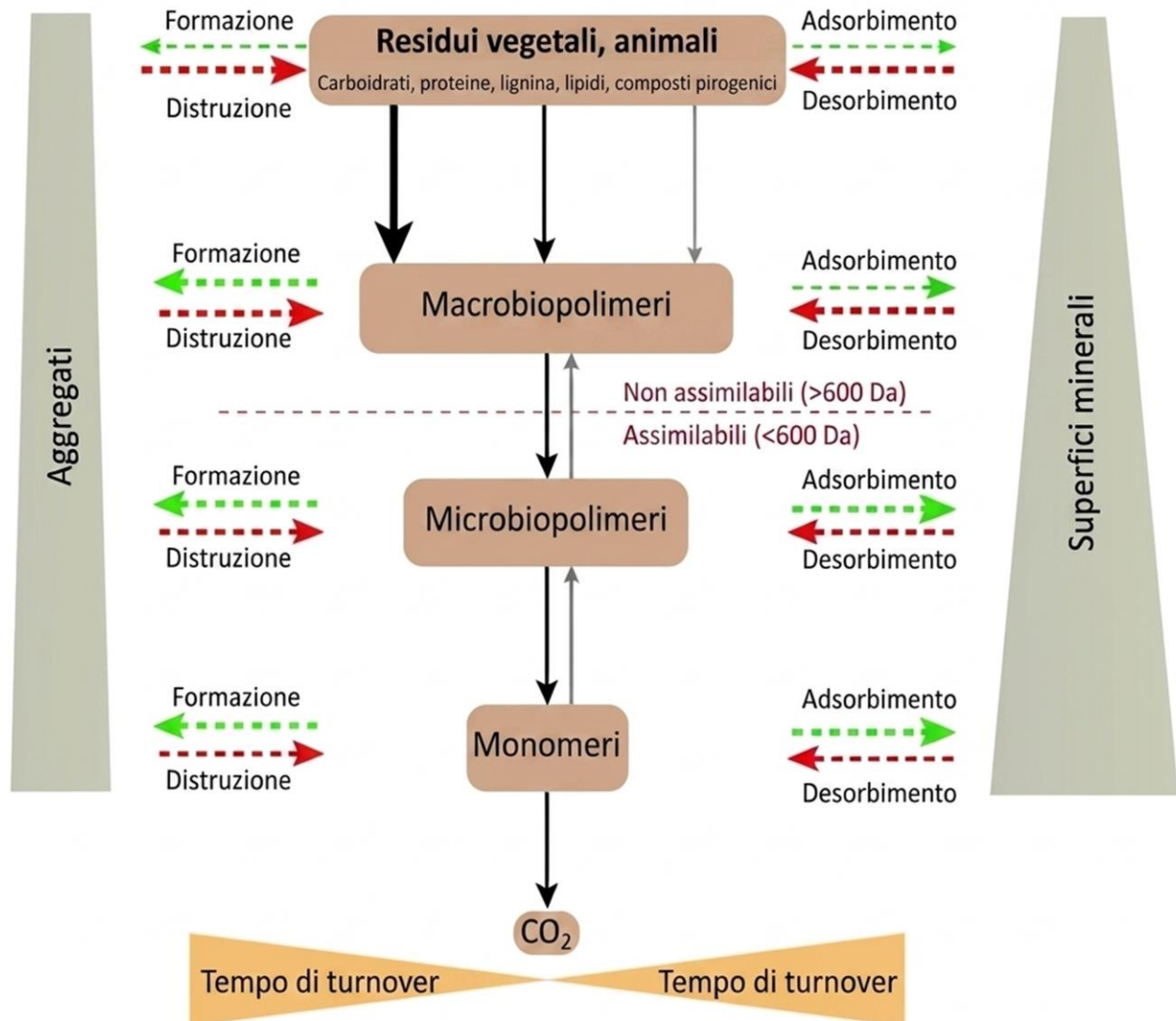


Fig. 14.2 - Rappresentazione del *Soil Continuum Model*. La SOM biodisponibile può venire decomposta procedendo verso il basso. Molecole inferiori a 600 Dalton sono assimilabili e possono dunque essere utilizzate per sintetizzare composti più grandi (frecche centrali che puntano in alto). Alla fine, si ha la mineralizzazione del carbonio organico sotto forma di CO₂ (respirazione microbica). La presenza di aggregati stabili e superfici minerali reattive aumenta il tempo di *turnover*, la biodisponibilità lo accorcia. A destra e sinistra, le aree rappresentano l'importanza relativa, nelle diverse classi dimensionali della SOM, di aggregati e superfici minerali. Gli aggregati sono sempre efficienti nella protezione della SOM, anche nelle frazioni più grossolane, come frammenti di foglie o radici. Le superfici minerali diventano molto importanti a mano a mano che la SOM è ridotta in biopolimeri leggeri. Le frecce tratteggiate indicano principalmente trasferimenti abiotici, le linee continue indicano principalmente trasferimenti biotici. Le linee più spesse indicano tassi più rapidi. Tutte le frecce rappresentano processi che sono in funzione di temperatura T, umidità, del biota e della mineralogia del suolo (modificato da Lehman e Kleber, 2015).

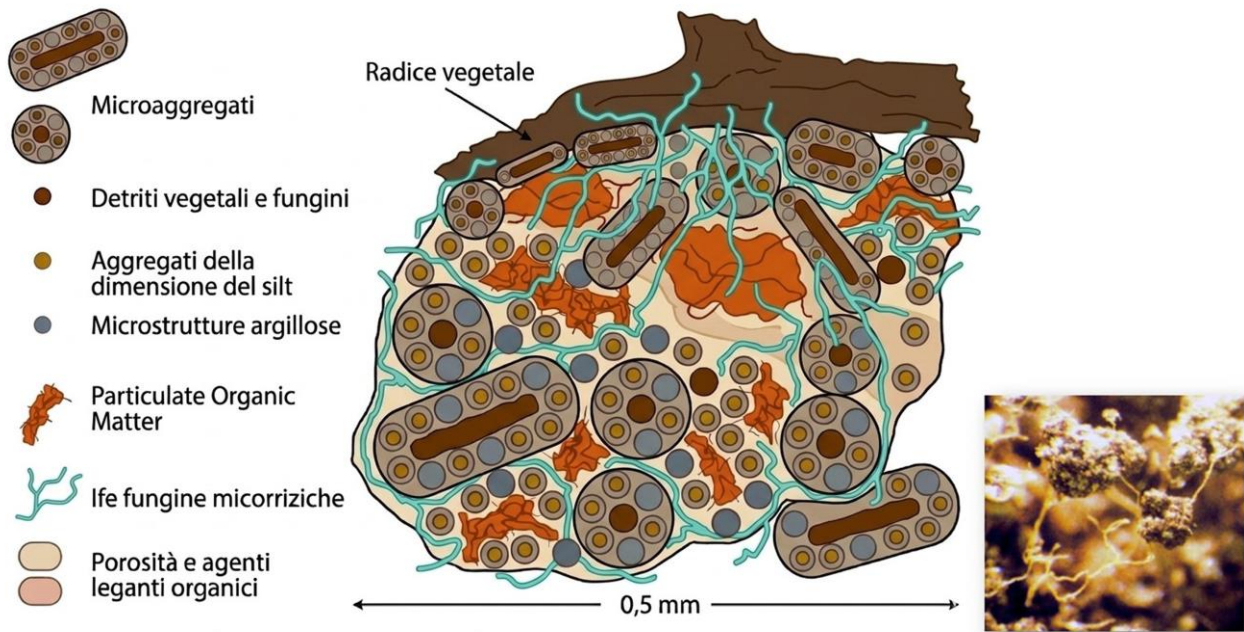


Fig. 14.3 - Rappresentazione grafica di un macroaggregato di 0,5 mm, composto da meso- e micro-aggregati. Le ife fungine, assieme ai colloidali, fungono anch'esse da legante, formando una fitta rete di filamenti all'interno della struttura. Detrito derivante da piante e funghi è intrappolato all'interno dei micro-aggregati. L'aggregato protegge anche la cosiddetta *Particulate Organic Matter* (POM), la materia organica particolata ovvero la classe dimensionale $>45\ \mu\text{m}$, composta da materiale organico detritico fine e anche millimetrico, in contrapposizione alla materia organica passante al filtro da $45\ \mu\text{m}$ che è invece considerata disciolta (DOM).

CAPITOLO 15

La superficie dei minerali



Fig. 15.11 – Illustrazione del fenomeno di *acid mine drainage*. Le acque che fuoriescono dall'ingresso della galleria abbandonata sono estremamente acide e ad alto contenuto di metalli disciolti.