

L'AREA VASTA VALGRIGNA

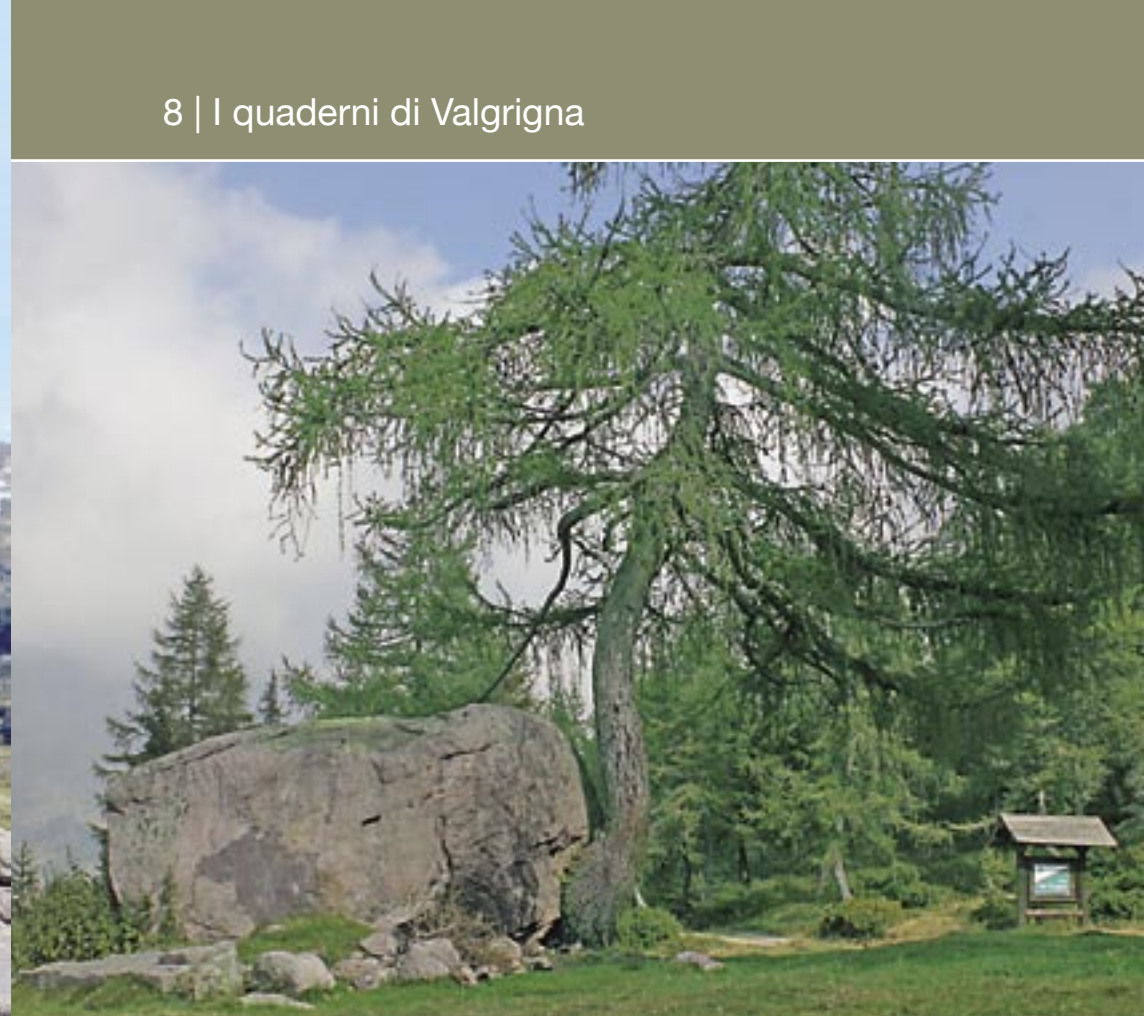
Il comprensorio definito "Area Vasta Valgrigna" si estende per circa 20.000 ettari, a cavallo tra la bassa Valle Camonica e l'alta Valle Trompia ed è caratterizzato da morfologie di media montagna e da un patrimonio culturale, storico ed etnografico unico, attestato da importanti testimonianze del passato legate allo sfruttamento delle miniere, dei boschi e dei pascoli. Si tratta di un'area montana tra le più preservate dell'intera Regione Lombardia, al centro della quale si colloca la proprietà regionale denominata "Foresta di Lombardia Valgrigna", della superficie di 2.847 ettari, ricadente nei comuni di Bienno, Berzo Inferiore, Bovegno, Esine e Gianico e gestita da ERSAF, l'Ente Regionale per i Servizi all'Agricoltura e alle Foreste.

In considerazione delle notevoli potenzialità di questo territorio sotto il profilo dello sviluppo eco-compatibile, ERSAF, in attuazione degli impegni della Carta delle Foreste di Lombardia, ha ritenuto di promuovere un intervento innovativo di valorizzazione integrata, non solo dell'area della foresta regionale, ma anche del territorio montano circostante, riguardante i comuni sopracitati nonché quelli limitrofi di Collio, Artogno e Prestine.

Per saperne di più:



25043 BRENO (Brescia) - Piazza Tassara, 3
Telefono 0364.322341 - Fax 0364.322359
www.montagnedivalgrigna.it



Un viaggio nel tempo

Tra le rocce della Valgrigna



Regione Lombardia

ERSAF
ENTE REGIONALE PER I SERVIZI
ALL'AGRICOLTURA E ALLE FORESTE



Comunità Montana
di Valle Trompia

Comuni dell'Area
Vasta Valgrigna



Artogne



Berzo
Inferiore



Bienno



Bovegno



Collio



Esine



Gianico



Prestine

Coordinamento editoriale

Biagio Piccardi

Andrea Richini

Progetto grafico e realizzazione

Castelletti grafica immagine

Testi

Fabio Alberti

Livio Palamidese

Biagio Piccardi

Revisione testi

Andrea Richini

Fotografie

Fabio Alberti

Livio Palamidese

Battista Sedani

Stampato su carta ecologica,
prodotta senza cloro
e fabbricata con cellulosa
proveniente da foreste controllate

Finito di stampare

Gennaio 2015

Pubblicazione realizzata nell'ambito
dell'Accordo di Programma per la
Valorizzazione dell'Area Vasta Valgrigna.

L'utilizzo in qualsivoglia forma e modo,
dei contenuti della presente pubblicazione,
è consentito con l'obbligo della citazione
scritta della fonte.

In copertina:

La "Corna dei Soldi" nella località omonima
(Comune di Gianico)

Un viaggio nel tempo

Tra le rocce della Valgrigna



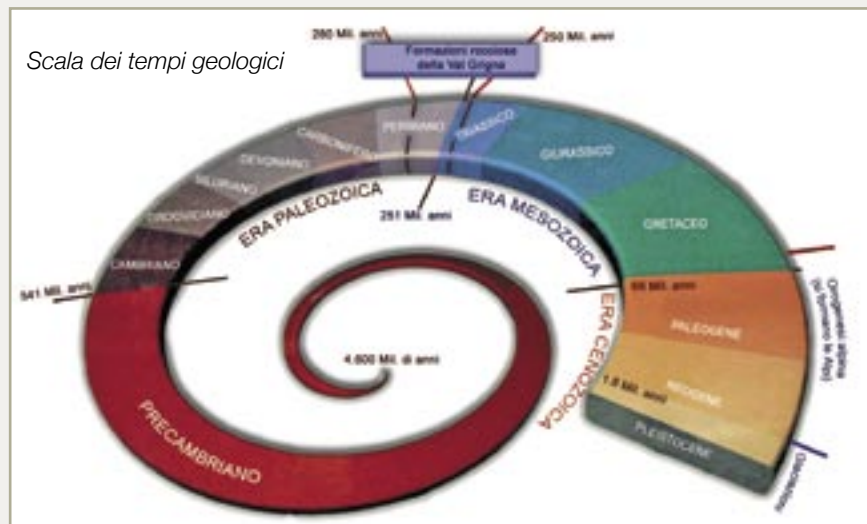


Un viaggio nel tempo

Tra le rocce della Valgrigna

Introduzione

Un'escursione sulle Montagne di Val Grigna, tra le tante opportunità, offre anche quella di poter effettuare un singolare viaggio nel passato attraverso l'osservazione della varietà di rocce che si riscontrano, risalenti in gran parte tra i 280 ed i 250 milioni di anni fa.



All'epoca la distribuzione dei mari e dei continenti era profondamente diversa rispetto ad oggi; non esisteva il Lago d'Iseo, non esistevano le Alpi, non c'era il Mar Mediterraneo e nemmeno i cinque continenti, ma un solo grande continente denominato "Pangea", circondato da un immenso oceano: la "Panthalassa".

Il territorio delle Montagne di Valgrigna si collocava nei pressi di una vasta catena montuosa, la Catena Ercinica, nella quale si trovavano imponenti vulcani. Tra 280 e 250 milioni di anni fa, nel Permiano, la catena montuosa fu soggetta all'erosione ed il materiale prodotto venne trasportato e poi deposto da fiumi dando origine a parte delle rocce della Val Grigna. La frammentazione e lo sprofondamento delle zone ai margini della catena porterà alla formazione di bacini lacustri, colmati dal materiale portato dai fiumi e da eruzioni vulcaniche, e successivamente all'ingresso del mare, dando origine ad una lunghissima fase marina.

La fase marina si concluderà con l'avvicinamento e la collisione tra la zolla Africana a sud e la zolla Euroasiatica a nord che porterà alla formazione di una nuova catena montuosa, le Alpi, sollevando le antiche rocce di origine fluviale, lacustre o marina che ora formano le Montagne di Valgrigna.

Le rocce delle Montagne di Val Grigna

Le rocce delle Montagne di Valgrigna si sono formate tra 280 e 250 milioni di anni fa e sono principalmente rocce vulcaniche e sedimentarie clastiche. Per ricostruire gli ambienti del passato e la storia degli eventi che si sono succeduti i geologi studiano le rocce organizzandole in formazioni geologiche, ovvero complessi di rocce che hanno delle caratteristiche litologiche e stratigrafiche che permettono di distinguerle dalle rocce adiacenti.

Nell'ambito delle Montagne di Valgrigna si riscontrano almeno sei formazioni geologiche. Andiamo a esaminarle in ordine cronologico dalla più vecchia alla più giovane

La formazione di Collio

È la più antica delle formazioni che si trova nelle Montagne di Valgrigna ed è costituita principalmente da rocce sedimentarie stratificate alle quali si accompagnano delle rocce vulcaniche. Questa formazione segna la comparsa, in seguito ad un regime distensivo, di fratture e zone in sprofondamento che diventano sede di bacini lacustri via via colmati da depositi portati dai fiumi e dai prodotti delle eruzioni vulcaniche legate alla risalita di magma lungo le fratture.

Le rocce appartenenti alla Formazione di Collio affiorano al fondo della Valle del Grigna nella zona della confluenza della Val Gabbia ed a partire dalla zona del Silter di Campolungo fino alla zona di Cludona ed alla zona dei laghetti di Ravenola, lungo la cresta dal Passo delle Sette Crocette al Passo delle Colombine, al Crestoso e nella zona del Monte Dasdana.



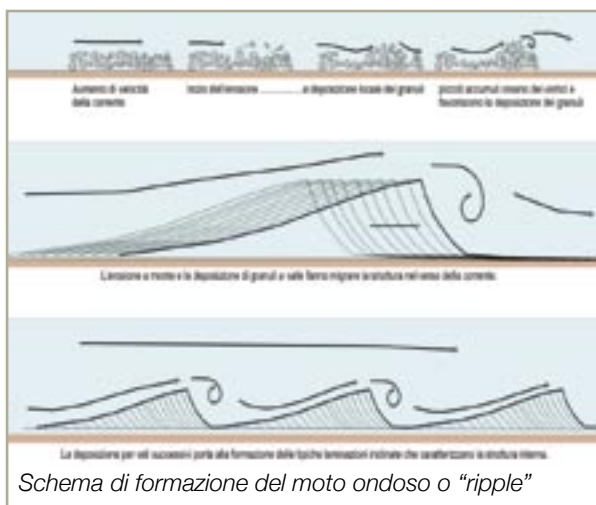
Queste rocce sono costituite principalmente da arenarie medie o fini, da siltiti di colore principalmente verde o grigio e da argilliti di colore nero. Spesso le arenarie contengono piccoli cristalli in forma di sottili lamelle lucenti, di colore giallo-argenteo, di mica muscovite e, soprattutto sulle

Le rocce delle Montagne di Val Grigna

pendici del Monte Crestoso, si possono riscontrare anche piccoli cristalli di quarzo perfettamente trasparenti e ben formati. Molte volte le superfici degli strati mostrano le tipiche ondulazioni formate dal moto ondoso sui fondali sabbiosi delle zone di lago prossime alla riva e poco profonde. Superfici di strato ondulate si possono vedere anche negli affioramenti rocciosi vicini al Silter di Campolungo.



Cristalli di quarzo rinvenuti sulle pendici del Monte Crestoso



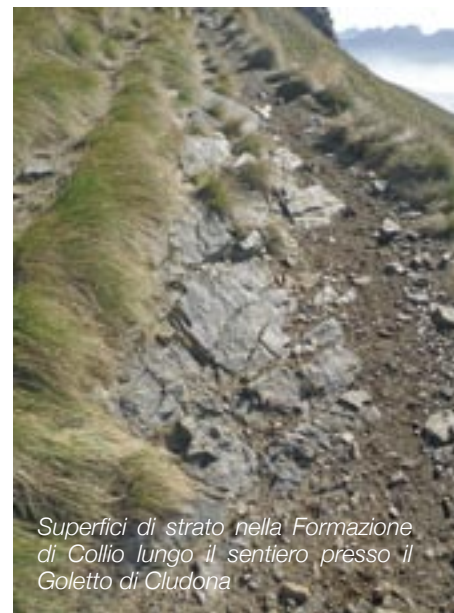
Schema di formazione del moto ondoso o "ripple"

tutto molta fortuna tutto questo si può vedere cercando sulle superfici di strato della roccia, anche nei frammenti prodotti dalla degradazione, lungo alcuni tratti del sentiero che dal Goletto di Cludona porta al Passo delle Sette Crocette e lungo la strada che dal Goletto porta a Malga Må.

Questi elementi confermano che le rocce si sono originate in un antico ambiente fluviale e lacustre e che derivano da sabbie (le arenarie), da limi (le

Nei livelli di argilliti si trovano resti fossili di vegetali, di bivalvi, di meduse lacustre e sulla superficie degli strati si possono osservare delle impronte fossili di tetrapodi, ovvero di animali a quattro zampe rappresentati da anfibi o rettili di dimensioni piccole o medie, indicativamente simili a grosse lucertole o ad iguane. Con molta pazienza e soprattutto

Le rocce delle Montagne di Val Grigna



Superfici di strato nella Formazione di Collio lungo il sentiero presso il Goletto di Cludona

siltiti) deposte da un fiume in una zona di pianura prossima ad un bacino lacustre e da limi e argille (argilliti) deposti nel bacino. Nelle acque del lago vivevano delle meduse, sul fondale sabbioso prossimo alla costa si trovavano dei bivalvi simili a grosse telline mentre lungo la riva fangosa passavano i rettili, che qui lasciavano le loro impronte.

Anche la colorazione di queste rocce permette di ricavare alcune informazioni sull'ambiente di sedimentazione: il colore rosso corrisponde a sedimenti che sono stati deposti in acque poco profonde o in ambiente subaereo dove i minerali contenenti

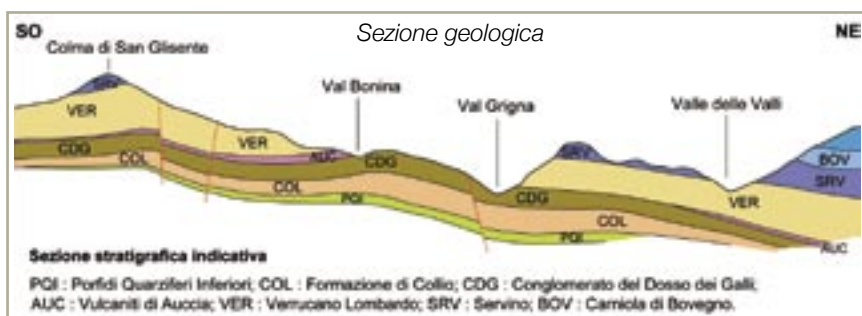


Passo delle Sette Crocette, in particolare a Monte di Pofferatte di Sopra



Detrito a monte di Pofferratte di Sopra

ferro si sono alterati ed il ferro si è combinato con l'ossigeno dell'atmosfera o con quello disciolto nell'acqua formando degli ossidi e degli idrossidi di colore rosso. Il colore nero è invece legato principalmente alla presenza di sostanza organica non decomposta, a causa di una relativa scarsità di ossigeno provocata dal consumo da parte degli organismi viventi, dall'ossidazione di parte della



stessa sostanza organica e da uno scarso ricircolo delle acque. Entro queste rocce si intercalano alcuni livelli di rocce vulcaniche, rappresentate da rioliti ignimbricche, che testimoniano eventi eruttivi piuttosto violenti.

Formazione di Collio: intercalazioni di rioliti tra le arenarie e le siltiti



Impronte di rettili sulla superficie di uno strato della Formazione di Collio



Il Conglomerato del Dosso dei Galli

È la formazione che affiora maggiormente e prende il nome dal monte dove si trova l'ex base militare NATO, vicino al Passo Maniva.

Il Conglomerato del Dosso dei Galli è costituito da conglomerati, arenarie e siltiti, ovvero rocce che derivano rispettivamente da ghiaia e ciottoli (i conglomerati), sabbia (le arenarie) e limo (le siltiti) depositi da un antico fiume in un'ampia pianura alluvionale.

Le rocce sono di colore rosso scuro e, solo subordinatamente, verde: questo indica la prevalenza di situazioni di alterazione per ossidazione del ferro contenuto nei minerali, in accordo con le condizioni di un ambiente fluviale.

I conglomerati ovvero le rocce a granulometria più grossolana, corrispondono ai sedimenti depositi dove la corrente del fiume aveva un'energia maggiore, all'interno dell'alveo e nei tratti più ripidi e vicini alla zona montuosa di provenienza. Le arenarie rappresentano ancora dei depositi di canale, ma di zone a pendenza minore, mentre le siltiti rappresentano sedimenti fini depositi in condizioni di bassa energia, principalmente quando il fiume era in piena e le acque uscivano dall'alveo ed esondavano nella piana alluvionale portando con sé il materiale più fine.

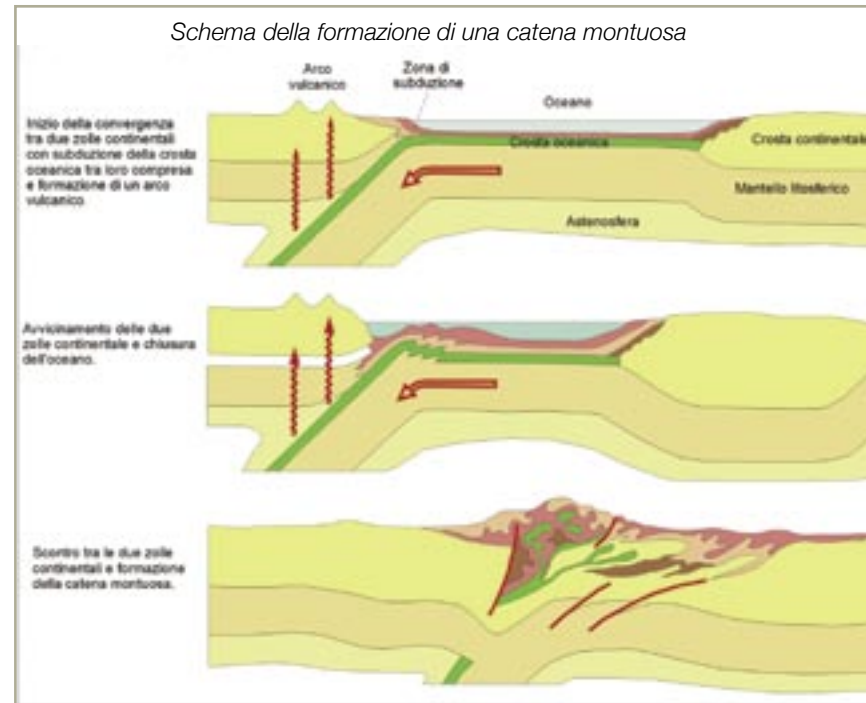


Particolare di un banco di conglomerato della formazione del Conglomerato del Dosso dei Galli

I *clasti* delle rocce del Conglomerato del Dosso dei Galli, ovvero i granuli che formano la compagine rocciosa, sono rappresentati da frammenti di rocce metamorfiche e di rocce vulcaniche e questo indica che il fiume trasportava frammenti derivanti dalla degradazione di montagne costituite sia da rocce metamorfiche, sollevate nel corso della precedente orogenesi di età ercinica, sia da rocce vulcaniche formatesi successivamente all'orogenesi. Osservando le dimensioni dei clasti, ovvero dei granuli, e lo spessore dei banchi

e degli strati di conglomerato ci si può rendere conto dell'energia notevole del fiume che li ha depositi.

Nell'ambito di questa unità sono comprese anche le rocce note come "Pietra



Bioturbazioni nella Pietra Simona

Simona", dal nome di una località presso Boario Terme dove venivano cavate. Si tratta di siltiti e di arenarie fini di colore rosso, ricche di piccole lamelle argentee di mica muscovite e caratterizzate dalla presenza di "budellature" ovvero impronte lasciate da organismi limivori come i lombrichi, che si muovevano all'interno del deposito quando era ancora un fango molle. Recentemente alcuni autori hanno rilevato che, vista la tipologia pre-

valente delle *bioturbazioni*, la "Pietra Simona" potrebbe essere legata ad un ambiente lacustre. Interessante notare che inserti di "Pietra Simona" si trovano nelle decorazioni della facciata della Certosa di Pavia.

Le rocce della formazione del Conglomerato del Dosso dei Galli, affiorano lungo alcuni tratti al fondo della Val dell'Inferno e della Val di Fra, al fondo ed alla base dei fianchi della Val Grigna a partire all'incirca dalle confluenze della Val Bonina e fino alla testata dove si trova il Dosso dei Galli, al fondo dei tratti inferiori della Val Bonina, della Val Gabbia e della Val Bresciana, al Dosso Figarolo e sul fianco sinistro della Val Daione e nel settore di sinistra della testata della Val d'Arcina.

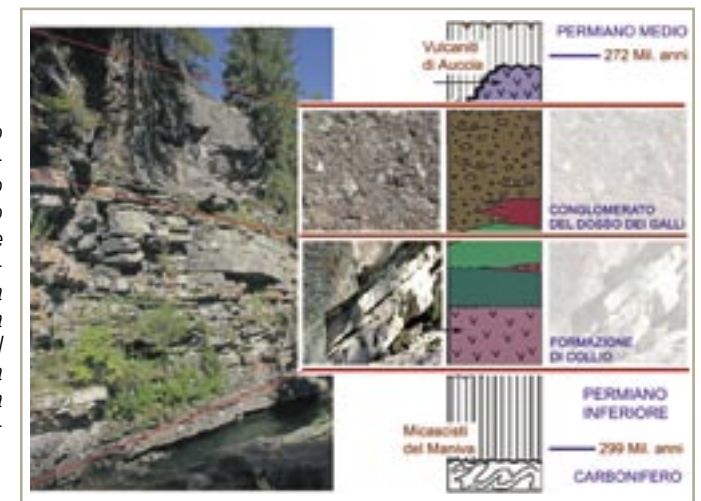


Masso di Conglomerato del Dosso dei Galli in cui si possono osservare le diverse tipologie di ciottoli che lo compongono



Le ripide pareti in Conglomerato del Dosso dei Galli del Monte Colombine

Zona di contatto tra il Conglomerato del Dosso dei Galli in alto e la Formazione di Collio in basso. La fotografia è stata scattata nell'alveo del torrente Grigna nei pressi della miniera di Campolungo)



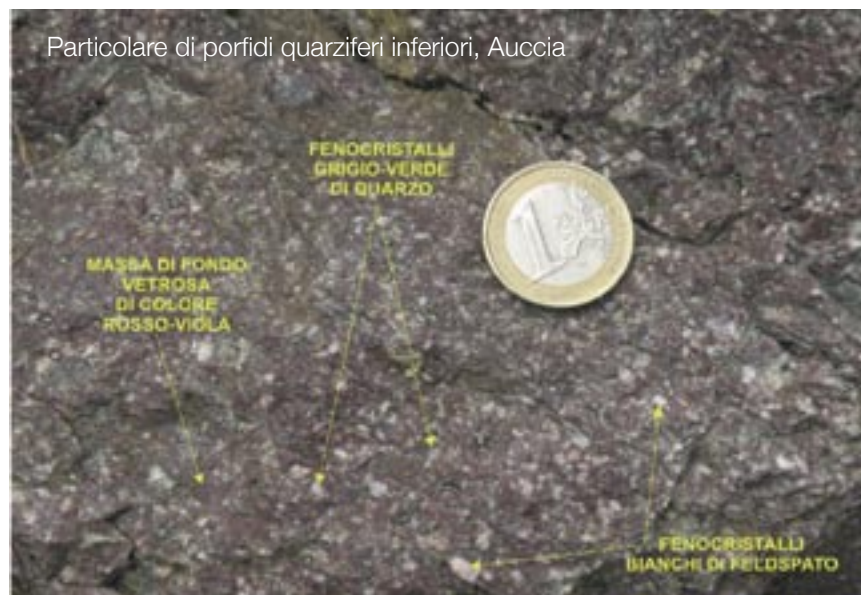
Le Vulcaniti di Auccia

Le Vulcaniti di Auccia – come si può intuire dal nome – sono rocce vulcaniche a tessitura porfirica e prendono il nome dal Monte Auccia, l'inconfondibile cima a forma conica posta a nord del Dosso dei Galli. Il loro colore varia dal violetto al rossiccio; più raramente sono di colore verde.

Prive di fossili – come tutte le rocce magmatiche – ci raccontano di importanti eruzioni vulcaniche avvenute circa 278 milioni di anni fa. Sul Monte Auccia raggiungono uno spessore di ben 100 metri!

Le rocce a tessitura porfirica, dette comunemente *“porfidi”*, sono rocce ignee, ovvero derivanti dal raffreddamento di magma, costituite da pochi cristalli visibili ad occhio nudo, detti fenocristalli, immersi in una massa di fondo microcristallina o vetrosa, ovvero formata da piccolissimi cristalli non distinguibili ad occhi nudo (microcristallina) o priva di cristalli e quindi amorfa (vetrosa).

La tessitura porfirica si origina dal raffreddamento relativamente rapido del magma per cui, a partire dalla massa fusa, riescono a formarsi solo pochi



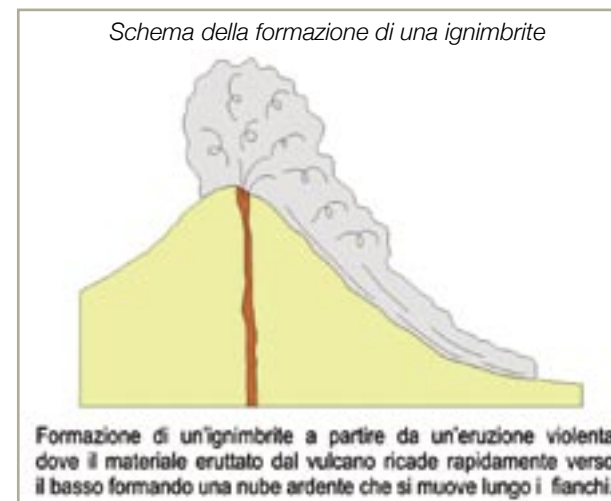
cristalli di grosse dimensioni mentre il resto cristallizza in piccoli cristalli oppure non cristallizza affatto e rimane allo stato vetroso. Questo fenomeno può avvenire sia in condizioni intrusive, ovvero per raffreddamento veloce di magma entro fratture delle rocce della crosta, sia in condizioni effusive, quando una massa di magma che aveva iniziato a cristallizzare entro la crosta viene portata in superficie e fuoriesce all'aperto sotto forma di lava raffreddandosi rapidamente.

Le rocce delle Vulcaniti di Auccia affiorano in alcuni tratti dei fianchi della Val Bonina, della Val Gabbia, della Val Bresciana ed alla testata della Val d'Arcina e della Val Daione, dove, nei pressi della località *“Cò de Mort”*, si trova una importante cava di porfido tutt'ora attiva nei mesi estivi.

Tessitura porfirica hanno anche le rocce appartenenti alla formazione dei Porfidi Quarziferi Inferiori, che affiorano nella zona della Malga del Luca e nella fascia superiore del versante rivolto verso la Val Trompia del Monte Rosso, del Corno del Diavolo, del Monte Stabil Fiorito e del Monte Crestoso.

I Porfidi Quarziferi Inferiori sono costituiti principalmente da ignimbriti riolitiche rosse, viola e subordinatamente grigie con fenocristalli di quarzo, di feldspato e di poca biotite, seguite da tufi cristallini e vetrosi, rossi, viola o verdi, ai quali si intercalano dei livelli di arenarie e conglomerati alluvionali.

Le ignimbriti (letteralmente *“piogge di fuoco”*), sono il risultato di eruzioni vulcaniche violente tipiche di magmi acidi durante le quali si ha l'emissione di una *“nube ardente”*, avente una temperatura di alcune centinaia di gradi e formata da gas, brandelli di lava, cristalli e frammenti di



roccia, che si espande lateralmente a forte velocità ammantando il suolo con il materiale che va via via depositando.

Se la temperatura è almeno dell'ordine di 500°C i frammenti deposti si possono saldare tra loro formando un unico ammasso roccioso. All'interno della massa rocciosa si notano spesso delle "fiamme", variazioni di colore di forma esile e allungata dovute alla presenza di gas vulcanico rimasto momentaneamente intrappolato. Dato il contenuto in quarzo queste rocce sono molto dure e difficili da lucidare, ma tendono a mantenere la lucidatura più a lungo di altre rocce ornamentali e sono apprezzate anche per questo oltre che per l'aspetto e la colorazione.

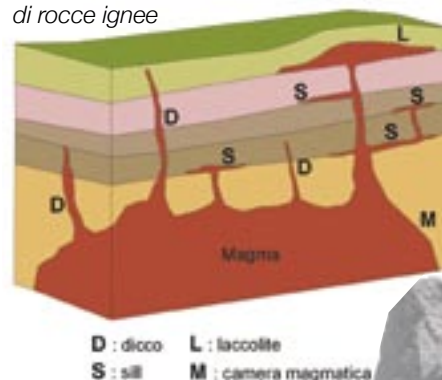
Anche nell'intorno della testata della Valle del Resio, ovvero nella zona del Dosso Sparviero, del Dosso Beccheria di Bassinale, del Monte Muffetto, del Corno Mura e del Monte Rosello ed intorno al Lago di Rondeneto affiorano rocce di tipo porfirico.

Si tratta di corpi rocciosi subvulcanici, derivanti da magma che si è raffreddato all'interno della rocce della crosta, ma in modo rapido perché a bassa profondità e in ammassi relativamente piccoli. Alcuni di questi corpi, al Dosso Beccheria di Bassinale, costituiscono dei "sill", ovvero dei corpi orizzontali disposti secondo la stratificazione delle rocce entro le quali il magma si è intruso e raffreddato, altri, al Monte Muffetto e al Corno Mura, costituiscono dei laccoliti, ovvero si sono intrusi lungo una superficie di strato rigonfiandosi nella parte superiore come una grossa lente (quasi a cappello di fungo) mentre altri sono dei "dicchi" a sviluppo preva



Bancate di porfidi ai Corni di Regoia

Schema di intrusione di rocce ignee



porfidi del Monte Muffetto e del Dosso Beccheria di Bassinale si sono intrusi in parte nelle rocce della più recente Formazione del Servino che all'interno dell'area in esame affiora in questa zona e nella cresta San Glisente-Monte Fra. Il colore delle rocce è rosso-viola o grigio. Queste rocce sono di età Triassica, Ladinica in particolare, e risalgono a circa 240 milioni di anni fa.

Sill nella formazione del Servino



In alto:
masso di Porfido -
Vulcaniti di Auccia

A destra:
il grosso masso
di frana chiamato
"Corna dei Soldi"



Il Verrucano Lombardo

Le rocce di questa formazione testimoniano il lento smantellamento della catena ercinica da parte degli agenti atmosferici, fino alla formazione di un'estesa pianura alluvionale. Su queste rocce, levigate dal ghiacciaio, gli antichi Camuni incisero la loro storia.

La formazione è costituita da conglomerati, arenarie e subordinate siltiti derivanti anch'essi da ghiaie, sabbie e limi depositate da un fiume, ma di colore rosso più chiaro rispetto a quelle del Conglomerato del Dosso dei Galli mentre i clasti sono costituiti quasi esclusivamente da frammenti di rocce vulcaniche e da pochi frammenti di rocce metamorfiche.

Conglomerati e arenarie sono organizzati in banchi o in strati spessi, con spessore dei singoli strati che arriva fino a circa 5-6 m, e si possono osservare alcune strutture sedimentarie tipiche dei depositi fluviali come canali di



Clasti molli, Verrucano

erosione, gradazioni dirette o inverse delle dimensioni dei granuli, laminazioni parallele o incrociate e presenza di clasti molli.

Le rocce del Verrucano Lombardo sono ricche in quarzo e quando sono state soggette a forti deformazioni, come è accaduto lungo i piani di faglia durante la formazione della catena alpina, parte del

quarzo ha subito dei processi di ricristallizzazione con la comparsa di strie e spalmature di quarzo lattiginoso sulle superfici di scorrimento e, a volte, con la crescita di cristalli limpidi.

La natura e l'abbondanza dei frammenti di rocce vulcaniche nelle arenarie e nei conglomerati del Verrucano Lombardo indicano che al momento della sua deposizione l'erosione intaccava principalmente le stesse rocce vulcaniche che si erano formate dopo la sedimentazione del Conglomerato del

Dosso dei Galli. Il Verrucano affiora per buona parte della area in esame e costituisce spesso delle pareti rocciose alte e ripide, in evidente risalto morfologico. L'unità risale al Permiano Superiore, circa 260 milioni di anni fa.



In alto: Massi di Verrucano Lombardo, sullo sfondo il centro faunistico Rosello di Sopra

A destra: Detriti di Verrucano Lombardo, sullo sfondo la malga Stabì Fiorito



Il Servino

Le rocce appartenenti alla formazione del Servino si sono formate in un ambiente marino e testimoniano un il procedere della distensione ed un progressivo abbassamento dell'area con l'ingresso delle acque del Golfo della Tetide sui depositi continentali.

La formazione risale a circa 250 milioni di anni fa e comprende arenarie e arenarie calcaree dal colore variabile dal grigio al rosso o al verde, in strati da medi a sottili, e marne e siltiti di colore grigio, verde e subordinatamente rosso, organizzate in strati sottili a volte rinsaldati in banchi.

Le arenarie calcaree (calcareniti) del Servino sono bioclastiche e oolitiche



ovvero costituite da frammenti di gusci di organismi e da ooliti (dal greco “*oón*”), ovvero “*uovo*”): piccoli granuli ovoidali del diametro di 0,5-2 mm derivanti dall’aggregazione di fango calcareo, costituito da piccoli cristalli di calcite, sotto l’azione del moto ondoso. Queste litologie ed i fossili contenuti indicano un ambiente di sedimentazione marino principalmente di litorale, di lagune costiere o comunque di bassa profondità.



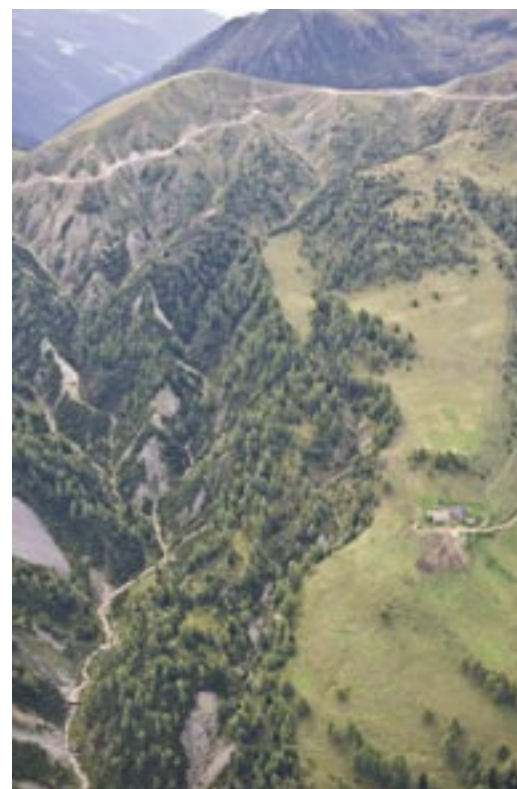
Gli strati sedimentari del Servino affioranti sulla Colma di San Glisente

La Carniola di Bovegno

Successivamente alla deposizione della formazione del Servino si ha un rallentamento della distensione e dell’abbassamento dell’area che si mantiene in situazioni di piana costiera e di bacini chiusi e poco profondi soggetti ad evaporazione in condizioni climatiche aride. La presenza di bacini privi di ricambio di acqua e soggetti ad evaporazione è testimoniata dalle rocce della formazione denominata Carniola di Bovegno.

La formazione è costituita da calcari dolomitici e dolomie marnosi di colore grigio, giallastre in superficie, in strati da medi a sottili, e soprattutto da dolomie calcaree vacuolari di colore giallastro dette “*carniole*”, “*dolomie cariate*” o “*calcari a cellette*”, a stratificazione indistinta, caratterizzate da numerose cavità irregolari, lasciate dallo scioglimento della dolomia o dei cristalli di gesso inglobati nella matrice calcarea. Subordinatamente s’intercalano siltiti, marne o argilliti sottili di colore grigio o verde, a volte rosso.

Queste litologie sono spesso molto fratturate e brecciate, ridotte in frammenti più o meno minuti e sono pertanto facilmente erodibili. Le brecce della Carniola presentano un comportamento pseudocoerente come le argille ovvero sono dure e consistenti quando sono asciutte e perdono consistenza fluidificandosi quando si saturano d’acqua.



A causa di questo comportamento sono soggette a fenomeni di erosione da parte delle acque di scorrimento superficiale analoghi a quelle delle argille con la formazione di morfologie simili a quelle dei calanchi, fatte di vallecole strette, molto ramificate e separate da creste aguzze, che si sono sviluppate a partire dall’evoluzione in senso regressivo e ramificato dei solchi di erosione. Una significativa morfologia di questo tipo si osserva in corrispondenza degli affioramenti della Carniola di Bovegno alla testata della Valle delle Valli, nella zona del Passo di Crocedomini.

*Erosione in zona
Passo Crocedomini*

Rocce particolari

Nella cripta della chiesa di San Glisente si trovano quattro sottili colonne in tonalite, una delle rocce presenti nel plutone dell'Adamello e che non si trova direttamente nella zona in esame. La chiesa di San Glisente è situata su una linea di cresta alla quota di circa 1.956 metri, in corrispondenza delle rocce della formazione del Servino e poco a monte del limite con la sottostante formazione del Verrucano Lombardo. Le rocce del Servino non sono adatte per ricavare colonne perché sono in genere organizzate in strati troppo sottili mentre le rocce del Verrucano sono molto resistenti, ma organizzate in grossi banchi, molto dure e difficili da lavorare, per cui si è preferito portare da fuori delle rocce più adatte.

Molto probabilmente le colonne sono state ricavate dai grossi blocchi di tonalite trasportati e depositati sui versanti dal ghiacciaio dell'Oglio, che durante l'ultima glaciazione in questa zona della Valle Camonica aveva raggiunto una quota massima compresa tra 1.450 e 1.490 metri. Tratti del cordone morenico più alto sono ancora ben evidenti a Zuvolo e al Lazzaretto, mentre lembi di depositi si trovano anche in Val Bonina ed è stato quindi necessario superare un dislivello di almeno 500 metri e percorrere una distanza dell'ordine di uno o due chilometri per portare le colonne sino a San Glisente.



Minerali della Val Grigna

All'interno dell'area delle Montagne di Valgrigna sono presenti filoni mineralizzati che hanno portato alla coltivazione di diverse miniere: di rame nella zona del Silter di Campolungo e della Cludona, di ferro nella zona di Piazzalunga in Val Bonina, e soprattutto in Val Trompia, nei territori di Bovegno e Collio.

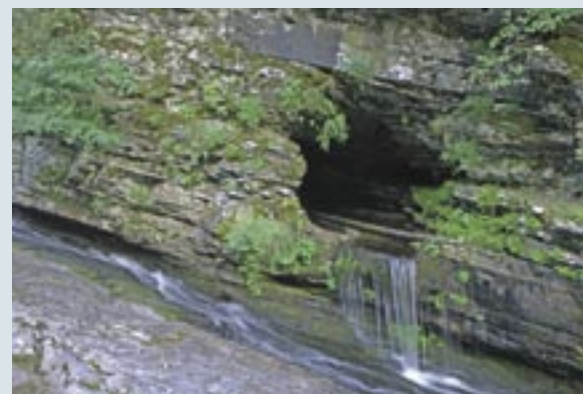
Il rame, dal quale, in lega con altri metalli e principalmente lo stagno, si ottiene il bronzo, è stato estratto in Val Grigna dalla *calcopirite*, un minerale color ottone-giallo oro, contenente ferro, rame e zolfo. Nella



Campione proveniente dalla mineralizzazione coltivata nella miniera di Campolungo

e della Cludona era coltivato fin dall'epoca preistorica un filone incassato nelle rocce della Formazione di Collio, costituito da quarzo con calcopirite e pirite associate ad ematite e con goethite di alterazione. I siti minerari di Campolungo e Cludona sono i più antichi della Provincia di Brescia e tra i più antichi d'Europa.

Il ferro veniva invece ottenuto dall'ossido di ferro, l'ematite, ma soprattutto dal carbonato di ferro: la *siderite*. Nelle antiche miniere di Piazzalunga situate in Val Bonina, sul versante settentrionale del Dosso Acuto, ed in quelle più recenti nei territori di Bovegno e Collio venivano coltivati filoni incassati nelle rocce del



Verrucano Lombardo, costituiti da quarzo con ematite, siderite manganesifera, poca pirite e calcopirite e minerali di alterazione (*goethite*).

L'ingresso della galleria di ribasso della miniera di Campolungo, scavato tra gli strati della Formazione di Collio.

Nelle miniere valtrumpline, particolarmente nella miniera denominata “*Torgola*”, oltre alla siderite venivano estratti anche “*Blenda*” e “*Galena*”, dai quali si ricava rispettivamente zinco, piombo ed anche argento.

Le miniere di Piazzalunga sono state coltivate all'incirca sino al 1500 quelle della Val Trompia hanno invece terminato la loro attività nel 1999.

Le mineralizzazioni citate sono legate prevalentemente a filoni idrotermali ovvero alla risalita ed al raffreddamento entro le fratture della roccia di fluidi idrotermali, ovvero dell'ultima fase liquida dominata dall'acqua (da questo il nome “*idro*”) di un magma in via di raffreddamento entro le rocce della crosta.



Quarzo con tracce di calcopirite e minerali di alterazione del rame rinvenuti nella discarica mineraria sovrastante la miniera di Campolungo



Blocchi di siderite nelle discariche della miniera di Piazzalunga

I geositi

Un geosito è un elemento, una zona o una località di interesse geologico che risulta particolarmente rilevante ed importante per la comprensione della storia geologica di un'area, ed è quindi un bene scientifico da conservare. Tra le situazioni geologiche presenti nell'area della Val Grigna ve ne sono due che, per la loro importanza, sono state inserite nell'elenco dei geositi della Regione Lombardia. Altre tre situazioni significative sono state individuate da uno studio condotto dall'Università degli Studi di Pavia e dalla Provincia di Brescia.

I due geositi individuati da Regione Lombardia sono:

- i corpi subvulcanici di Montecampione, che hanno un valore vulcanologico a livello nazionale;
- l'area del Monte Rondenino, importante dal punto di vista delle rocce sedimentarie presenti.

I geositi individuati dall'Università di Pavia e dalla Provincia di Brescia sono invece:

- i laghetti di origine carsica di Esine;
- la zona dei laghi di Ravenola, in alta Val Grigna;
- le impronte fossili nella zona compresa tra il Goletto di Cludona ed il Passo delle Sette Crocette.

Il modellamento delle montagne della Val Grigna: l'azione del ghiaccio

Nel corso dell'ultima glaciazione, durata all'incirca da 74.000 a 8.000 anni fa, il territorio montano della Lombardia era in buona parte sepolto sotto una coltre di ghiaccio che nelle valli principali poteva raggiungere quasi due chilometri di spessore.

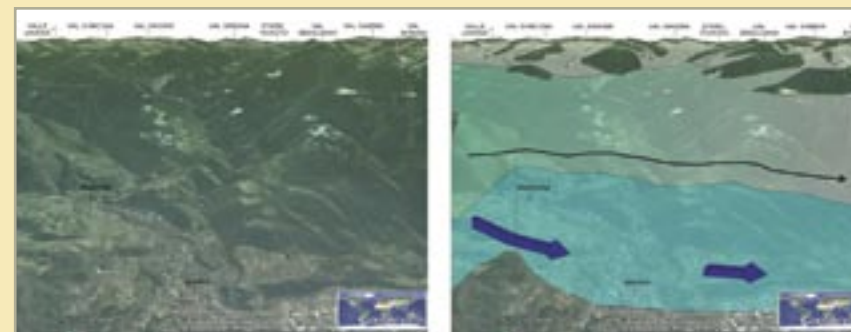


Immagine satellitare della Val Grigna con sovrapposto il ghiacciaio

Anche le Montagne di Valgrigna sono state in buona parte coperte da ghiaccio, sia da ghiacciai che si sono formati a partire dalle zone più elevate delle valli, sia dal ghiacciaio principale che occupava il solco della Valle Camonica e che era penetrato all'interno delle valli laterali.

La formazione di un ghiacciaio è legata ad un abbassamento della temperatura su lunghi periodi che porta via a via a conservare parte della neve caduta ogni anno: la neve che si va accumulando subisce, sotto il proprio peso, una trasformazione in ghiaccio e quando il peso diventa consistente, se si trova su un piano inclinato, il ghiaccio inizia a scorrere più o meno velocemente verso il basso come un budino molto denso. Se il bilancio si mantiene positivo, ovvero se la quantità di neve che cade annualmente durante la stagione fredda e che si trasforma in ghiaccio è maggiore della quantità di ghiaccio che si scioglie durante la stagione calda, il ghiacciaio aumenta il proprio volume ed avanza.

Muovendosi verso valle il ghiacciaio trasporta con sé del materiale. Frammenti di roccia di varie dimensioni, che gli cadono sopra provenendo dai

Schema di un ghiacciaio vallivo



versanti e che vengono raccolti o "strappati" dal fondo e dai fianchi, vengono spinti in avanti come farebbe uno spazzaneve, che al tempo stesso ne "spalma" una parte sotto di sé e lungo i fianchi.

Le forme glaciali più evidenti si trovano in corrispondenza delle testate delle valli che sono state sede di circhi glaciali, ovvero delle conche nelle quali avevano cominciato a formarsi i primi accumuli di neve che hanno dato vita ai ghiacciai e nelle quali i ghiacciai stessi si sono via via ritirati al termine della glaciazione, fino a ridursi solamente a nevai ed infine a scomparire, man mano che la temperatura aumentava.



Conca glaciale in alta Val Grigna



Rocce montonate e la malga di Stail Fiorito indicata dalla freccia

Le rocce delle Montagne di Val Grigna

Strie glaciali sulle rocce levigate di Verrucano Lombardo nei pressi del Bivacco Marino Bassi



*In basso:
Strie glaciali visibili sul sentiero delle miniere nel piano-oro sovrastante la Miniera di Campolungo*



La forma tipica della testata delle valli glaciali è più meno circolare, come un catino aperto verso valle, con i fianchi rocciosi ripidi ed il fondo ampio. Circhi glaciali minori sono presenti localmente anche nella parte superiore dei fianchi delle valli principali.

La conca al fondo del circo è spesso occupata da un lago, da una pozza o da una torbiera in via di interrimento oppure da una piana corrispondente ad un vecchio lago ormai completamente interrato. I laghi di circo presenti in Val Grigna sono i laghetti di Ravenola, il laghetto di Làvena in Val Làvena, il lago di Rondeneto nella Valle dell'Orso, mentre laghetti

Le rocce delle Montagne di Val Grigna



Testata di valle glaciale con rocce montonate e levigate

Torbiera in Val Rosellino



Lago di escavazione e gradino longitudinale in località Rondeneto

Le rocce delle Montagne di Val Grigna

minori si trovano sotto il Dosso della Fiora nei pressi di "Cò de Mort", in Val d'Arcina.

Torbiere e laghetti in via di interrimento si trovano nella zona di Stabil Fiorito, in Val Gabbia sotto la Nicchia di San Glisente, a Stabicò in Val Bonina, in Val Rosello e in Val Rosellino mentre piccole piane da interrimento si trovano in Val Brescianina e in Val Bresciana.

Nelle zone di testata si osservano anche altre forme dovute all'erosione glaciale rappresentate da un insieme di piccoli rilievi rocciosi, a volte con superfici levigate e in genere a dorso di montone o arrotondati, intervallati da piccole conche occupate da pozze o torbiere. Rocce montonate, caratterizzate dal lato a monte arrotondato e levigato e da quello a valle piuttosto ripido,

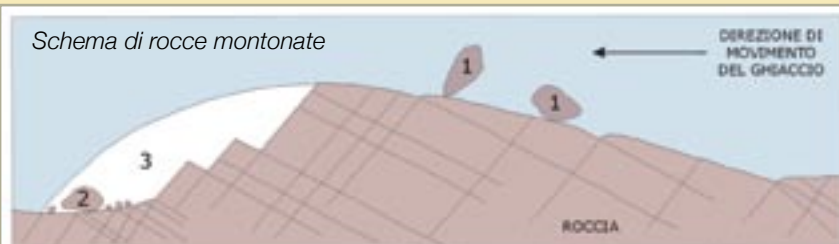
Forme arrotondate da erosione e modellazione glaciale



do, si osservano con evidenza in Val di Fra, nella Valle di Scandola, in Val Cludona, ai laghetti di Ravenole e in Val d'Arcina. Zone a rilievi e piccole conche si trovano a Stabil Forito e soprattutto tra Val Gabbia e Val Bonina sotto il Monte Fra.

Osservando con attenzione queste rocce dove sono particolarmente levigate è facile notare le strie glaciali: profonde striature, provocate dallo sfregamento di frammenti rocciosi trascinati dal movimento del ghiaccio. Come le rocce montonate le strie glaciali indicano la direzione del movimento del ghiacciaio.

Le rocce delle Montagne di Val Grigna



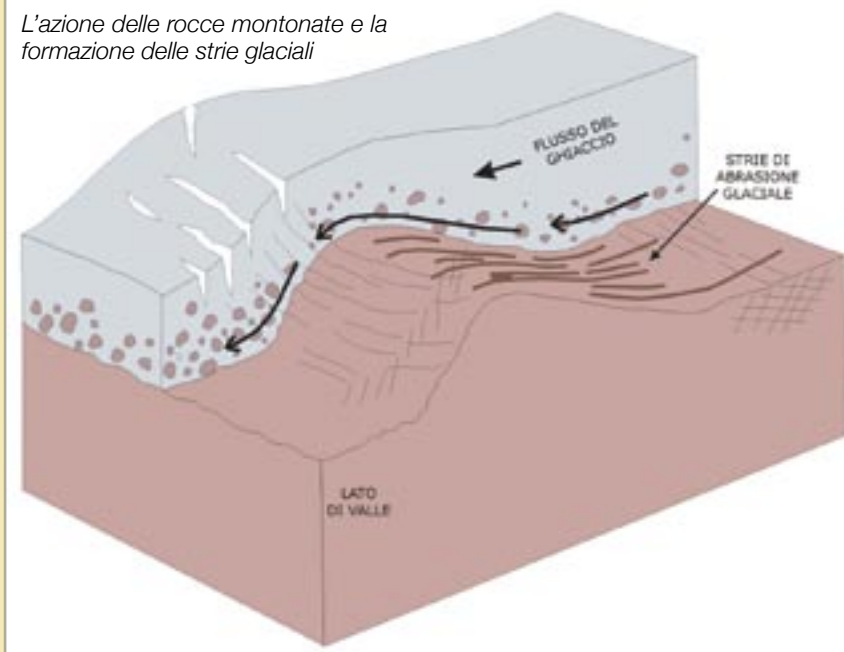
Modellamento di rocce montonate per effetto di processi di abrasione sul lato di monte

1: Blocchi sospinti dal ghiaccio contro la roccia, che ne provocano l'abrasione

2: Ciottolo espulso dal ghiaccio

3: Cavità lasciata libera dal ghiaccio sul lato di valle

L'azione delle rocce montonate e la formazione delle strie glaciali



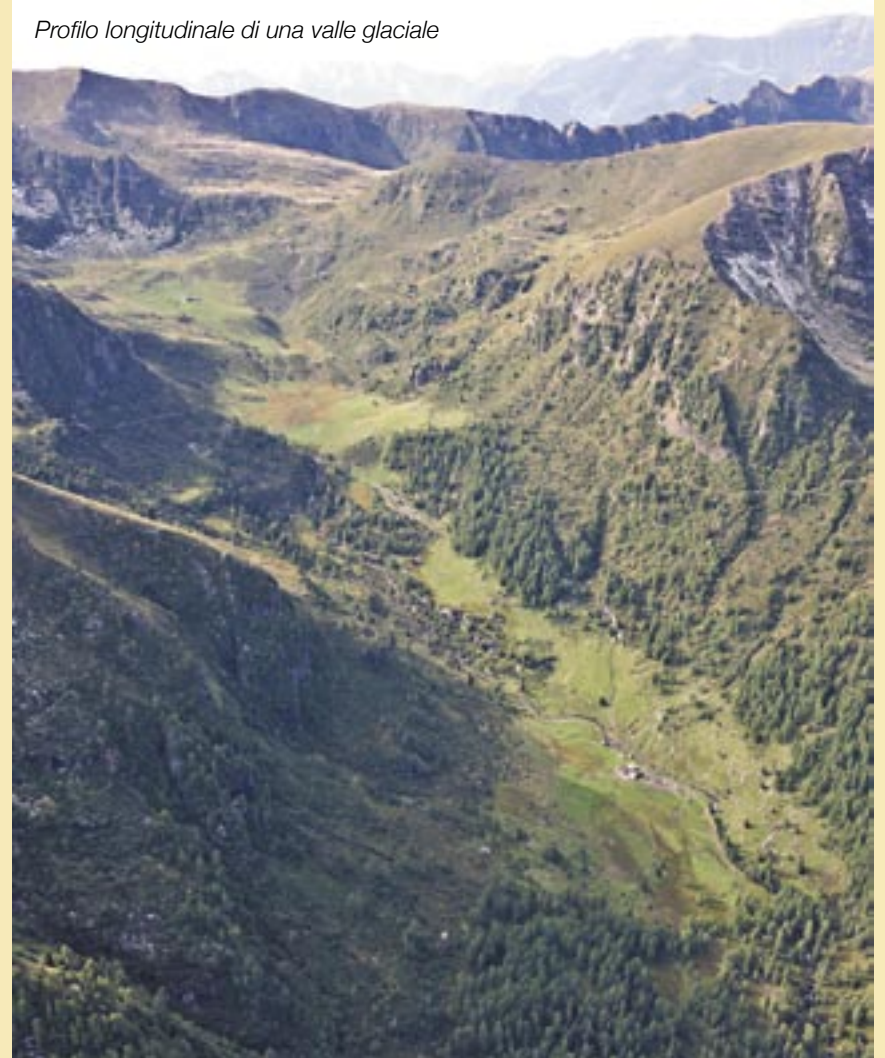
Tutto il tratto intermedio delle valli del versante camuno è ancora ben caratterizzato dall'impronta glaciale. Il profilo trasversale è tipicamente a "U", ovvero con i fianchi ripidi ed il fondo relativamente piatto mentre il profilo longitudinale è caratterizzato da una serie di gradini da escavazione con tratti pianeggianti separati da tratti ripidi. Nel proprio movimento verso il basso i ghiacciai vallivi avanzano scavando e asportando quello che trovano sul percorso e dove incontrano rocce più facilmente erodibili tendono ad approfondire maggior-

Profilo glaciale trasversale dell'alta Val Grigna



mente il solco della valle creando in questo modo una serie di gradini longitudinali. Questa morfologia si presenta ben evidente sul versante camuno a chi, risalendo a piedi le valli lungo le strade o i sentieri che si snodano sul fondo, si trova a percorrere tratti quasi pianeggianti intervallati da brusche

Profilo longitudinale di una valle glaciale



salite. I ripiani sono spesso occupati da conche di escavazione colmate in genere da depositi alluvionali e a volte sede di torbiere. Nei tratti pianeggianti i corsi d'acqua presentano un alveo sinuoso e poco inciso mentre in corrispondenza delle scarpate che separano i gradini gli alvei diventano rettilinei, ripidi, con salti e cascate, e sono in genere bene incisi entro la roccia.

Nel tratto inferiore l'assetto morfologico complessivo delle valli perde buona parte dell'impronta glaciale e diventa preponderante il modellamento dovuto all'erosione che è stata esercitata dai corsi d'acqua a partire dallo scioglimento dei ghiacci alla fine della glaciazione.

L'azione erosiva da parte dei corsi d'acqua al ritiro dei ghiacciai è stata accentuata dalla differenza di quota esistente tra il fondovalle dell'Oglio ed il fondovalle delle valli laterali: la lingua di ghiaccio che occupava il solco della Valle Camonica possedeva infatti una maggiore capacità erosiva rispetto alle lingue glaciali che confluivano in essa provenendo dalle valli laterali ed aveva pertanto approfondito di più il proprio solco. Al ritiro dei ghiacci le valli laterali si sono trovate quindi sospese, con il fondo più alto rispetto al solco dell'Oglio.

In un primo momento i corsi d'acqua laterali si raccordavano probabilmente al fondo dell'Oglio con delle cascate spettacolari, ma l'azione erosiva delle acque ha iniziato da subito a scavare le rocce e ad incidere via via l'alveo fino a creare le profonde incisioni, chiamate forre, che costituiscono il tratto inferiore della maggior parte delle valli laterali della Valle Camonica. Forre tanto più strette e spettacolari quanto più resistenti all'erosione sono le rocce nelle quali sono state incise, come le forre del tratto inferiore del torrente Grigna a valle del Silter di Campo-lungo e soprattutto del torrente Resio. L'andamento in pianta delle forre non è rettilineo, ma è un susseguirsi di curve e controcurve quasi ad angolo retto, poiché i torrenti hanno scavato preferenzialmente dove era più facile, in corrispondenza di fratture o faglie che rendevano più deboli gli ammassi rocciosi.



Forra del torrente Resio, V alle dell'Inferno



La ripida valle dell'Inferno dal caratteristico profilo a "V"

Il profilo trasversale del tratto inferiore delle valli laterali è un profilo composito: con una parte superiore ad "U", di impronta glaciale, ma il fondo della quale è stato approfondito da uno stretto solco a "V" di chiara origine fluviale.

In alcuni tratti del fondo roccioso dei torrenti si possono osservare le "marmitte dei giganti" buche a forma di grosse pentole, cilindriche o a scodella, con il fondo e le pareti ben levigate, larghe in genere da qualche decimetro fino a poco più di 1 metro e profonde altrettanto.



La forra formata dal torrente Grigna

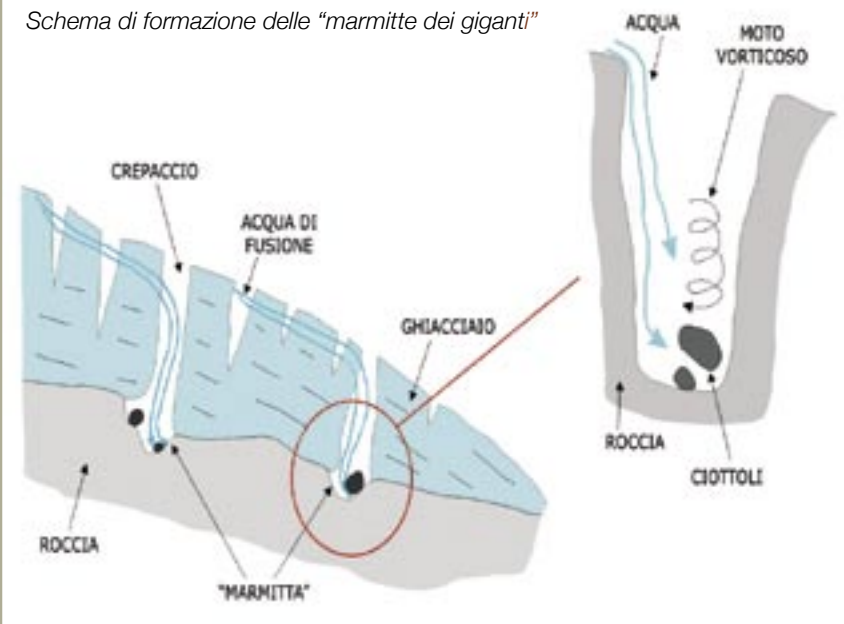


Cascata nella forra formata dal torrente Grigna

Le marmitte si originano dall'erosione dovuta al moto vorticoso dell'acqua nei punti dove la corrente forma a lungo dei mulinelli. Alcune marmitte si sono formate quando erano ancora presenti i ghiacci e le acque di fusione scorrevano al di sotto del ghiacciaio formando dei corsi d'acqua subglaciali: è proprio per questo motivo che a volte si trovano delle marmitte in posizioni distanti dall'alveo dei torrenti attuali.

La lingua di ghiaccio del solco dell'Oglio non solo ha scavato di più

Schema di formazione delle "marmitte dei giganti"



Valle a profilo composito



*Il vortice provocato dall'acqua forma una "marmitta dei giganti".
Alveo del torrente Gabbia*

il propri solco rispetto alle valli laterali, ma è anche penetrata al loro interno portando e depositando parte del materiale morenico che aveva in carico e che in parte è ancora presente sui fianchi delle valli laterali.

Al momento della sua massima espansione, nel corso dell'ultima glaciazione



"Marmitta dei giganti" nell'alveo del torrente Grigna

Nel ramo principale della valle del Grigna questi depositi si distinguono bene dai depositi glaciali legati alle lingue di ghiaccio locali, perché al loro interno si trovano rocce facilmente riconoscibili che non sono presenti all'interno delle valli, ma che provengono da zone esterne, come le rocce magmatiche del plutone dell'Adamello o i micascisti del basamento cristallino che arrivano dalla media e dall'alta Valle Camonica.

Il fondovalle glaciale originario delle valli laterali termina all'incirca alle quote di 1.450-1.400 metri e da questo punto in poi prendono inizio le forre. L'erosione esercitata dai torrenti lungo il tratto inferiore delle valli laterali fino alla creazione delle forre ha comportato anche una significativa rimozione di sostegno al piede dei versanti creando condizioni di instabilità diffuse, sia negli ammassi rocciosi dei fianchi sia nei depositi glaciali presenti sui versanti e favorendo l'innescio di fenomeni franosi.

Fenomeni franosi di dimensioni relativamente consistenti sono avvenuti nel passato, anche recente (particolarmente la frana di Sesa in Comune di Bienno, verificatasi nell'ottobre del 1993) ed altri ne avverranno probabilmente in futuro, perché la tendenza all'erosione di fondo da parte dei corsi d'acqua è ancora forte ed i fenomeni erosivi sono tuttora attivi.

Successivamente al ritiro dei ghiacciai i blocchi ed i frammenti prodotti dalla degradazione delle pareti rocciose che costituiscono i versanti delle valli, invece di cadere sul ghiaccio ed essere trasportati a valle da esso, hanno cominciato ad accumularsi alla base del versante dando origine a delle falde

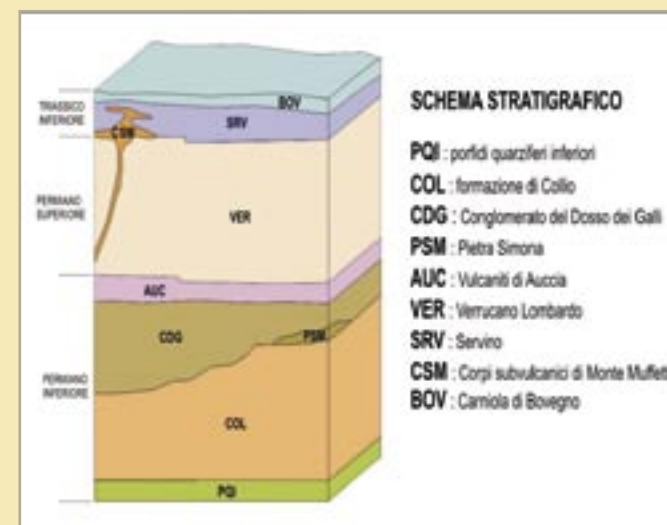
di detrito (dette "gande" in dialetto) più o meno evidenti ed estese in ragione dell'altezza delle pareti in degradazione e della natura delle rocce che le costituiscono.

Buona parte delle unità rocciose presenti nella Val Grigna e nelle sue valli laterali sono caratterizzati da strati spessi o da bancate potenti e quando si degradano danno luogo a blocchi di grosse dimensioni che a volte arrivano a volumi dell'ordine di qualche decina di metri cubi e anche più.

Le falde di detrito che si formano al piede di queste pareti rocciose sono costituite, pertanto, da grossi blocchi accatastati uno sull'altro che originano un insieme di cunicoli sotterranei, a volte, come in Val Giubilina, con dimensioni sufficienti per consentire il passaggio di una persona o in grado di offrire un ricovero agli animali anche di grosse dimensioni.



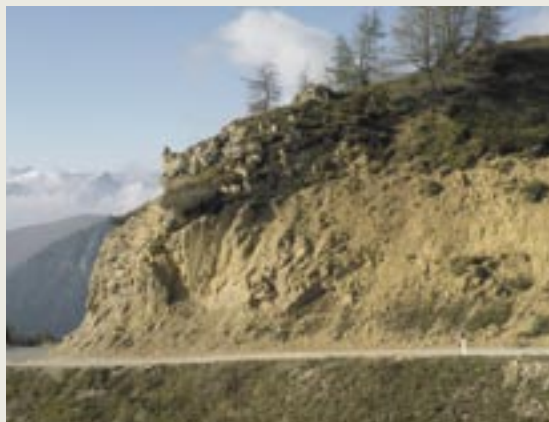
Grosso masso di frana nei pressi del Silter di Campolungo, Conglomerato del Dosso dei Galli



Sulla strada delle Tre Valli per un ripasso generale

La strada delle Tre Valli, nel tratto compreso tra il Passo di Croce Domini ed il Passo Maniva, consente di individuare nelle scarpate che la caratterizzano, tutte le formazioni che sono state descritte.

Km 0 partendo al Passo di Crocedomini i primi affioramenti rocciosi che s'incontrano sono costituiti dalla **Carniola di Bovegno**, la cui facile erodibilità da luogo ad ampi tratti di scarpate franose. La strada è conseguentemente piuttosto dissestata.



Scarpata franosa lungo la strada

Km 2,3 in questo punto si vede il passaggio dalla Carniola di Bovegno alla Formazione del Servino.

Km 2,6 la strada è ora fiancheggiata dalla **formazione del Servino**, che conviene osservare da vicino in questo punto. L'affioramento consiste in strati di calcare da giallo-ocra a grigi, compatti, alternati a strati di marne, di colore marrone-ocra, in laminazioni sottili. In alto, si vede il contatto con il **Verrucano Lombardo** che corre obliquo.

Km 3 contatto tra Servino e Verrucano Lombardo.

Km 4,4 sulla destra vi è il piccolo laghetto di Làvena. La strada è fiancheggiata dal Verrucano Lombardo, di colore rosso e prevalentemente arenaceo, a grana medio-fine, con locali livelli di conglomerati ad elementi più grossolani.

Km 4,8 da questo punto si può osservare la sottostante Val d'Arcina nella quale corre per un tratto il contatto tra il Verrucano Lombardo e i porfidi delle Vulcaniti di Auccia, che sono cavati alla testata della valle.

Km 5 un filone di magmatico rappresentato da una porfirite di colore grigio-verde attraversa il Verrucano Lombardo.

Km 5,7 in questa curva si vedeva fino a pochi anni fa un edificio militare, la caserma di "*Cò de Mort*", ormai quasi completamente distrutto. Fino alla curva la roccia è rappresentata dal Verrucano Lombardo, dopo si passa ai porfidi delle Vulcaniti di Auccia. Alla testata della valle si osserva, dove ancora non è erosa dalle cave, una bella morfologia glaciale con piccoli rilievi alternati a conche occupate da torbiere, con vegetazione d'alta montagna (tutta la strada del Maniva corre al di sopra dei 2.000 metri) come ginepri, mirtilli rossi e neri e molte specie di fiori.

Km 6,1 la strada sale e dopo un paio di tornanti, alla curva dove si diparte a sinistra il sentiero per una "*santella*" (ovvero un'edicola sacra), si vede il contatto tra la formazione del Conglomerato del Dosso dei Galli) e le Vulcaniti di Auccia. Il Conglomerato è infatti una formazione a sé stante e non fa parte del Verrucano dal quale è separato.

Km 8,9 siamo al bivio per la ex installazione NATO e San Colombano. Da qui la strada riprende ad essere asfaltata e scende verso la Val Trompia. Qui si può vedere da vicino la composizione del Conglomerato del Dosso dei Galli, costituito in prevalenza da livelli di conglomerati grossolani a ciottoli di rocce metamorfiche e di rocce vulcaniche. Si può salire verso il fabbricato NATO, ormai abbandonato, e ammirare il bellissimo paesaggio dove spiccano i ripiani definiti dalle bancate del conglomerato e, in direzione di San Colombano, i due laghetti di Ravenola.

Km 9,9 proseguendo in direzione di San Colombano si vede a sinistra il laghetto di Dasdana, e da questo punto per tutta la base del monte Dasdana, fino a quando ci si affaccia sulla Val Trompia, lungo il lato di monte della strada affiorano le rocce della Formazione di Collio, rappresentata da livelli di arenarie, siltiti e argilliti di colore verde, nero, e marrone intercalati a livelli vulcanici di ignimbriti di colore grigio-verde.

Bibliografia

Cartografia Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – Progetto CARG – Documenti *Foglio Geologico 078_BRENO* – Regione Lombardia:
<http://www.cartografia.regione.lombardia.it/cargdoc/index.jsp?foglio=078>

Cartografia Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 – Progetto CARG – Documenti *Foglio Geologico 079_BAGOLINO (Bozze elaborati preliminari)* – Regione Lombardia:
<http://www.cartografia.regione.lombardia.it/cargdoc/index.jsp?foglio=079>
<http://www.isprambiente.gov.it/Media/carg/lombardia.html>
<http://www.montagnedivalgrigna.it/multimedia/pubblicazioni/>

“I quaderni di Valgrigna”, ERSAF – Regione Lombardia

“Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000 – FOGLIO 078 BRENO”, ISPRA Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale – Servizio Geologico d'Italia, a cura di: F. Forcella, C. Bigoni, A. Bini, C. Ferliga, A. Ronchi, S. Rossi; Ente Realizzatore: Regione Lombardia

“Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50000 – FOGLIO 079 BAGOLINO”, ISPRA Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale – Servizio Geologico d'Italia, a cura di: G.M. Bargossi, F. Berra, A. Borsato, P. Brack, D. Corbari, G. Gasparotto, E. Marcato, M. Marocchi, G.B. Siletto, G.L. Trombetta; con contributi di: S. Albini, A. Bini, P. Ferretti, D. Gazzola, M. Gisolo, S. Passamani, S. Racchetti; Enti Realizzatori: Regione Lombardia, Provincia Autonoma di Trento – Servizio Geologico

“Individuazione delle peculiarità geologiche e geomorfologiche e geomorfologiche dell'area vasta di Val Grigna” – Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Pavia (Resp. Progetto: C. Perotti, C. Meisina; coll. B. Quadrio) – Provincia di Brescia, Area Innovazione e Territorio, Settore Assetto Territoriale, Parchi e Via (E. Tironi, F. Fenaroli), Febbraio 2010

“Geomorfologia” di G.B. Castiglioni, ed. UTET

“Storia Geologica d'Italia: gli ultimi 200 milioni di anni” di A. Bosellini, ed. Zanichelli

“Guide Geologiche Regionali – Alpi e Prealpi Lombarde”, a cura della Società Geologica Italiana, 1990

“PTR Regione Lombardia (Piano territoriale regionale) - Piano paesaggistico regionale – Repertori”, Gennaio 2010

“Geositi, una nuova categoria di tutela e valorizzazione del territorio lombardo”, Regione Lombardia, Direzione Generale Territorio e Urbanistica

“Geositi delle province di Bergamo e di Brescia – Un percorso attraverso la storia del nostro territorio”, Regione Lombardia, 2013

“Storie di ghiaccio, di pietre, di foreste – Milioni di anni fa fra Presolana e Sebino”, di C. Ferliga, S. Marinoni, D. Marsetti, R. Marsetti, C. Ravazzi – CNR, Centro di Studio per la Geodinamica Alpina e Quaternaria, Milano – Comune di Cerete – Biblioteca Comunale di Cerete

“Un lago di 800 mila anni fa a Sovere – Guida alla scoperta di un calendario di 50.000 anni: piante, animali e ceneri vulcaniche nel bacino di Pianico-Sellere”, di Cesare Ravazzi, C.N.R. – IDPA (Consiglio Nazionale delle Ricerche e Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, Milano)

Note



A series of horizontal dashed lines for writing notes.