Zeitschrift: Quaderni grigionitaliani
Herausgeber: Pro Grigioni Italiano
Band: 32 (1963)
Heft: 2

Artikel: Aspetti geologici e morfologici della Svizzer Italiana
Autor: Godenzi, Aldo
DOI: https://doi.org/10.5169/seals-25922

Nutzungsbedingungen
Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use
The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 11.09.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Aldo Godenzi

Aspetti geologici e morfologici della Svizzera Italiana

III. continuazione

IV. Mineralogia

I MINERALI DEL MASSICCIO DEL SAN GOTTARDO
I MINERALI DELLA ZONA PENNIDICA
I MINERALI DEL MASSICCIO BREGAGLIOTTO

Compiendo un'escursione sulle nostre montagne capita spesso di arrestarsi improvvisamente per raccogliere da terra qualche pietra diversa dalle altre sia per forma sia per colore. Ma dopo un esame sommario la pietra viene gettata via accompagnata da un gesto di delusione. Pensavamo di aver trovato qualche cosa di valore e invece si trattava di un sasso contenente un po' di mica o un po' di pirite. Un sasso comune insomma.

Ma lo studioso sa esattamente che le montagne della Svizzera Italiana sono ricche di bellissimi minerali dalle forme più svariate e dai colori più meravigliosi. Questi adornano le concavità e le fessure della roccia che si sono formate alla fine dell'orogenesi alpina. Non si tratta di giacimenti metalliferi, ma di singoli esemplari di pietre semipreziose che contribuirono ad arricchire le collezioni scientifiche dei musei. I contadini e i valligiani ricercarono questi minerali la cui giacitura era loro nota attraverso la tradizione già da tempi antichissimi traendone un profitto dalla loro vendita.

La presenza dei minerali è legata ad un determinato tipo di roccia per cui sarà necessario un accenno petrografico alle singole regioni.

La prima zona che vogliamo studiare è quella compresa fra il valico del San Gottardo e la Greina. Gli ortogneis sono di scarso interesse e solo nella regione dell'Alpe Sella si sono rinvenuti individui di un certo interesse. Tra gli ortogneis sono inseriti sottili banchi di paragneis che si lasciano seguire su lunga distanza. In queste rocce metamorfiche sono inclusi in più punti delle piccole lenti di rocce basiche, costituite essenzialmente da anfiboliti le quali portano a loro volta delle piccole segregazioni di serpentino.

La giacitura dei minerali è legata a queste antiche conche sedimentarie e soprattutto alle anfiboliti. Delle tre batoliti è solo quella del Fibbia molto ricca di minerali. I scisti cristallini della Val Tremola che derivano da antichi depositi marnosi e argillosi contengono pure dei magnifici cristalli molto noti. Nelle rocce granitoidi della Fibbia e del Pizzo Lucendro distinguiamo due associazioni caratteristiche. Nell'una predomina la ematite, nell'altra l'apatite. Caratteristici sono i cristalli di ematite che formano delle meravigliose rosette, alcune delle quali hanno un diametro di 6 cm. Questi si rinvengono soprattutto sul versante meridionale della Fibbia fra il laghetto di Fieud e il Passo di Lucendro. Essi sono dovuti ad un processo di sublimazione.

Sullo sperone sud-est della Fibbia, Kenngott trovò nel 1863 un minerale rarissimo chiamato hessenbergite. Questi cristalli che sono stati rinvenuti una volta sola, sono associati all'ematite e posseggono lucentezza adamantina. Un'altra rarità di questa regione è un cristallo incolore alto 20 mm trovato da Wiser nel 1868. Descritto prima come turmalina incolore è oggi stato riconosciuto come fenichite. Rari e bellissimi sono pure i cristalli di quarzo in cui si osservano dei tubi capillari vuoti, lasciati dall'anidride.

L'adularia presenta una ricchezza di forme straordinarie e ha dato i più magnifici esemplari delle Alpi. Alcuni di essi hanno dei riflessi azzurrognoli che li fanno assomigliare alla famosa pietra di luna dell'isola di Ceylon. Il peso di singoli campioni può raggiungere persino due chilogrammi. Essi sono spesso verdognoli per patine o inclusioni cloritiche.

L'apatite, che è il secondo minerale tipico della paragnenesi si rinviene in moltissime litoclasi del versante est del pizzo Lucendro. La forma è molto appiattita, il colore talvolta azzurrognolo, come quello dell'ametista. L'apatite è accompagnata da bruchite, anatasia, quarzo affumicato, muscovite, calcite, titanite, epidoto e zeoliti.

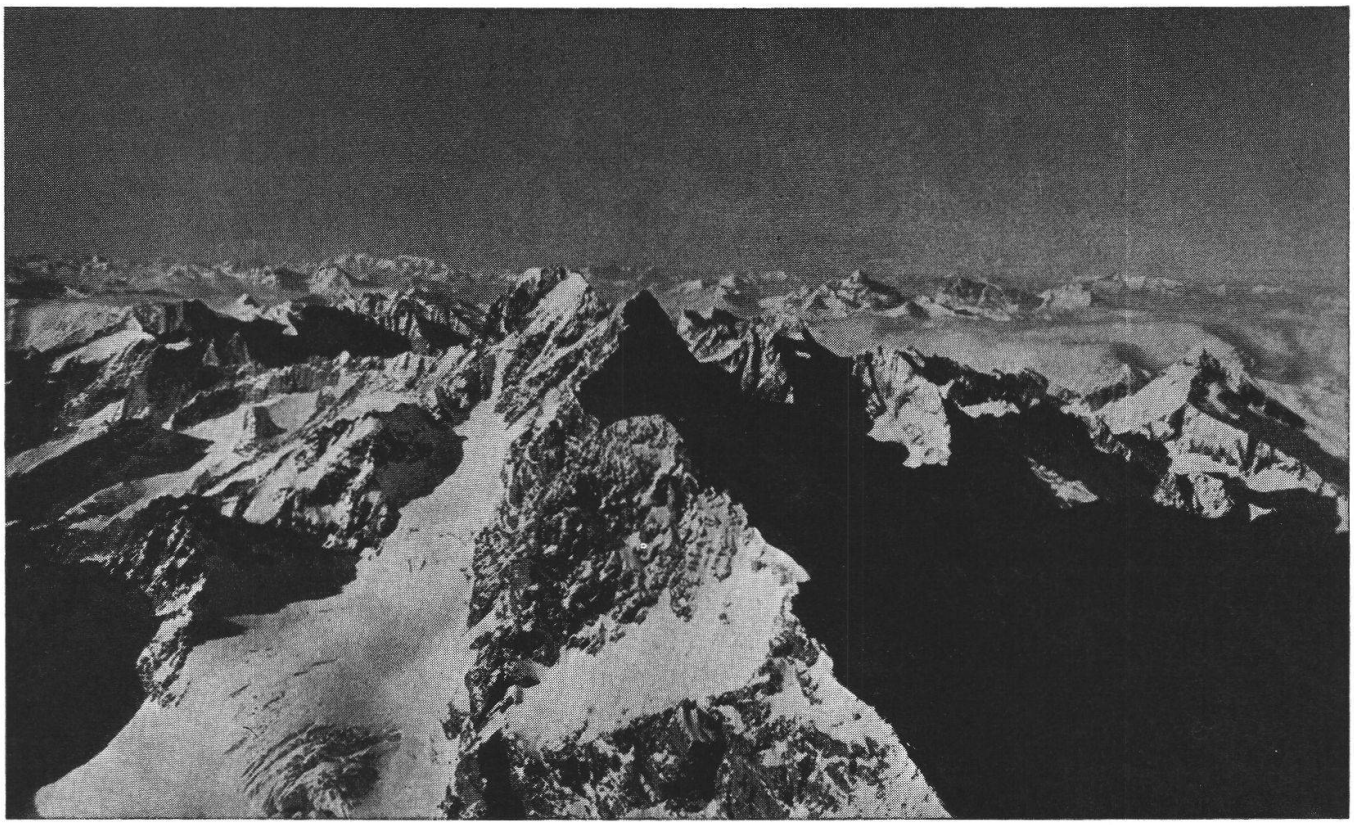
Meravigliosi cristalli di titanite si rinvengono nella zona dell'Alpe Sella. Nella località chiamata Löita di Sfen furono rinvenuti già nel 1908 i primi campioni. Questi si trovano nelle litoclasi di una roccia molto basica chiamata spessartite e hanno generalmente un color bruno, o giallo rossiccio. La loro lunghezza può raggiungere i 5 cm.

I due versanti che costeggiano la Val Piora sono ricchi di albite quarzo clorite tormalina aragonite dolomite e pirite.

Queste paragenesi erano già conosciute da Orazio Benedetto de Saussure, il quale nel 1796 accenna alla grande quantità di tormalina rinvenuta alla Punta Nera. Associati alla tormalina si rinviene l'albite, il quarzo, il rutilo, la pirite.

Nelle vicinanze del Lago Cadagno si sono trovati delle magnifiche druse di ametista, mentre sul versante NE del Pizzo Taneda si rinvenne pure la monazite.

Come formazione eccezionale accenniamo al rinvenimento di una massa di elettro associata a quarzo a calcite e a pirite. Questa paragenesi si trova in uno stretto filone a 490-500 m dal portale sul della galleria del S. Gottardo.



Il Monte Disgrazia 3678 m, costituisce la massima elevazione delle serpentine di Val Malenco che si estendono dalla Valle di Preda Rossa alla Valle di Poschiavo.

Fotografia aerea di A. Godenzi

La zona delle falde delimitata a nord dalla linea Olivone-Airolo e a sud dalla linea Bellinzona-Locarno è pure ricchissima di minerali. La varietà di rocce in cui essi si trovano è talmente diversa che sarà opportuno accennare alla loro formazione ogni volta che se ne presenterà il caso.

Sul fianco nord del Pizzo Tremorgio corre in direzione est-ovest un banco di rocce triassiche ricco di dolomia saccaroide dal colore grigiastro o bianchissimo. In questa dolomia sono inclusi un po' ovunque dei minerali comuni, come calcite, pirite, muscovite, flogopite. Ma vi sono dei minerali rari e di un certo valore sia commerciale che scientifico, i quali sono legati a certe aree ben determinate. Questi non si trovano generalmente nelle litocalsi, che d'altronde non sono rare, ma sono cresciuti nella roccia stessa la quale prende una struttura caratteristica chiamata porfiroblastica. Il Passo di Campolungo e il Passo Cadonighino sono le due località più note. Bellissimi cristalli di dolomite per lo più limpidissimi si trovano nelle vicinanze dell'Alpe Cadonighino. La grammatite che si trova sopra l'Alpe Campolungo ha un colore generalmente bianco grigio e una lucentezza sericea. Più raramente il suo colore è leggermente verdognolo. Nelle vicinanze dell'Alpe

Campolungo si rinviene pure la tormalina. Caratteristica è la sua presenza nella zona di contatto tra la dolomia bianca e la dolomia grigia. I cristalli, che si trovano generalmente in piccole cavità hanno una forma perfetta, sono trasparenti o di color bruno verdognolo.

Sul versante nord del Passo Cadonighino su una superficie di 70 m per 60 si rinviene il corindone, nella varietà rossa chiamata rubino e nella varietà azzurra chiamata zaffiro. Sebbene il colore dei cristalli sia intenso e veramente meraviglioso, manca la limpidezza affinché essi possano venire utilizzati come pietre preziose.

Sulla sponda est del Lago Tremorgio fu rinvenuto da Taddei nel 1930 un altro minerale assai raro, chiamato scapolite. I cristalli hanno una lunghezza di 6-7 cm, sono purissimi e per nulla differenti dalla scapolite brasiliana. Tagliati come pietra preziosa, la scapolite del Tremorgio si distingue per il suo fuoco e per il suo colore leggermente bruno.

Sopra l'Alpe Sponda sul versante meridionale del Pizzo Forno si trovano i giacimenti classici della staurolite e della cianite. Essi sono tipici delle rocce scistose micacee, ricche di paragonite. È interessante notare che la presenza di questi minerali era già nota a Benedetto de Saussurre il quale ne parla nella sua opera «Voyages dans les Alpes» edito a Neuchâtel nel 1796. La «cava dei Ingenieri» venne sfruttata già a partire dal 1800. Per lungo tempo fu dato al Monte Forno il nome di Monte Campione — che è una piccola collina gneissica allo sbocco della Val Chironico — onde guidare gli eventuali ricercatori di cristalli su una pista falsa.

La cianite, perfettamente cristallizzata ha un colore azzurro e possiede una forma prismatica molto allungata. La staurolite è rossa e generalmente pura.

Accenniamo da ultimo alla grande varietà di minerali trovata durante la costruzione della galleria per le forze idriche, attraverso il Monte Piottino. La maggior parte di essi venne rinvenuta tra le bocche di scarico numero uno e tre. Si tratta di campioni di dolomite, siderite, calcite, quarzo, muscovite, pirite, ematite, monzonite, inclusi in ortogneis.

La forma di giacimento e la qualità di minerali che accompagnano una data specie, cioè la paragenesi, offre nella zona delle radici un aspetto particolare.

Nei dintorni di Bellinzona e di Claro affiorano delle pegmatiti ricche di minerali, la cui formazione è dovuta generalmente a degli agenti mineralizzatori, mentre rare sono le formazioni dovute a fenomeni di contatto o di iniezione.

Al ponte della Torretta, vicino a Bellinzona, si rinvennero dei cristalli di titanite di dimensioni straordinarie, molto appiattiti di color bruno e completamente opachi.

I gneis di Carasso sono ricchi di filoni di titanite dalla lucentezza adamantina. Nella Val Molino, sulla strada che porta al monastero di Santa Maria di Claro affiora una lente di calcari siliciferi. Questa ha dato dei ma-

In primo piano il Massiccio Bregagliotto. A sinistra le Alpi Lepontine, a destra le Alpi Retiche. L'eccezionale regolarità delle cime e delle creste rappresenta il penepiano derivato dallo smantellamento della catena alpina oligocenica.

Fotografia aerea di A. Godenzi

gnifici campioni di granato, zoisite, quarzo e calcite. Il granato che è della varietà chiamata hessonite è purissimo, ha un colore giallo o rosso bruno e possiede uno splendore eccezionale. La grandezza di questi cristalli può raggiungere i 2 cm.

I minerali che si rinvengono in Bregaglia sono limitati alle pegmatiti della batolite. Queste sono formate da grossissimi cristalli di feldispato e da quarzo grigiastro e interessano soprattutto il versante nord tra il Passo del Forno e la Trubinasca.

Il minerale più diffuso è il berillo della varietà acquamarina. In generale si trova nei massi delle grandi frane e nel letto dei torrenti, ma non è raro di trovarlo anche nelle pegmatiti in posto come al Monte del Forno, al Passo Casnil e sul Pizzo Cengalo. Il granato almandino di un color rosso vino e dalle forme perfette si trova nella parte superiore della Val Bondasca e nelle grandi frane e morene che cingono i piedi delle pareti del Sciora, del Cengalo e del Badile. Essi sono cresciuti nella roccia stessa e sono ac-

compagnati dalla muscovite. In quasi tutte le regioni si trova la tormalina, l'ematite e la biotite. Molto rari sono i minerali contenenti uranio. La Pechblenda fu rinvenuta nel 1924 sul ghiacciaio dell'Albigna. Dove non è alterata si presenta purissima; possiede un colore nero pece ed è accompagnata da una mica dallo strano e insolito colore rosso pallido. L'uranofane, trovata nel 1925 ha un colore giallognolo e si rinviene in piccolissime diaclasi accompagnata da zeoliti e dalla cabasite.

Un minerale rarissimo, trovato nella facies periferica meridionale del massiccio è la dumortierite, che si presenta sotto due forme: una ha il colore quasi violetto, l'altra è gialla.

Innumerevoli sono ancora le qualità di minerali e i luoghi ai quali si potrebbe accennare. Questo piccolo lavoro serva a dimostrare e a dare una idea della diversità delle pietre semipreziose che sono racchiuse nelle rocce delle nostre montagne.

V. Tettonica

TETTONICA GENERALE
RELAZIONE TRA TETTONICA E MORFOLOGIA

La tettonica studia la disposizione del materiale roccioso. Essa s'interessa quindi della direzione e inclinazione degli strati, della potenza dei banchi calcarei, della delimitazione delle singole masse cristalline, del rapporto che corre fra le falde, della presenza e natura delle fratture.

Per comprendere meglio la formazione tettonica delle montagne della Svizzera Italiana occorre considerare le zone limitrofe, come la Valle Antigorio, la Valle Orsera, la Valtellina.

L'elemento fondamentale della tettonica è dato dalla Linea Insubrica o linea del Tonale. Questa ha inizio nel Canavese e attraverso il Piano di Magadino, la Val Morobbia, la Valtellina, la Val di Sole, la Val Pusteria e la Val Passiria raggiunge la Val Drava.

Si tratta di una fascia di rocce intensamente frantumate lungo la quale è avvenuta una immane dislocazione tettonica. Le rocce mostrano fenomeni di frantumazione meccanica come brecce di frizione, miloniti e spesso anche fenomeni di dinamo-metamorfismo come sericitizzazione e argillificazione. La fascia è formata da strati permo-mesozoici — dolomie, calcari, quarziti, conglomerati — compresi fra le formazioni cristalline precarbonifere.

Varie teorie — circa una ventina — sono state emesse su questa gigantesca faglia, ma l'ultima parola sulla sua vera natura sembra non sia ancora stata detta.

Facendo astrazione da tutti i dettagli possiamo dire che la Linea del Tonale separa la regione alpina da quella dinarica. A ovest di Locarno la fascia di fratture è marcata da due linee principali ben distinte. La prima

congiunge Locarno con Santa Maria Maggiore e Domodossola passando per le Centovalli e la Val Vigezzo. La seconda passa a nord di Ascona, corre parallela alla prima fino al confine italo-svizzero, dove volge verso sud-ovest.

A est di Locarno abbiamo una faglia sola che passa sul fondo del Lago Maggiore e sotto le alluvioni del Piano di Magadino. Da Giubiasco si può seguirla di nuovo lungo tutta la Val Morobbia fino al passo San Jorio e da qui attraverso la Valle dell'Adda fino al Monte Padrio.

A est di Locarno essa separa gli scisti del Tonale dal cristallino della Zona Insubrica, mentre a ovest essa forma il confine fra la Zona del Canavese e la Zona d'Ivrea.

Bisogna ora chiarire la posizione delle Alpi poste a sud della Line insubrica, chiamate Alpi meridionali o Dinariche e che interessano il Sottoceneri e le Oròbie.

Secondo molti autori, parte di questa zona e cioè quella più a nord, costituirebbe la radice della falda Austride Superiore chiamata Silvretta. Solo le regioni più a sud, e precisamente il Mendrisiotto e il versante delle Orobie rivolte verso la Padania apparterrebbero alle Alpi Dinariche. Secondo altri, invece, tutto il blocco posto a meridione della Linea del Tonale costituirebbe una unità tettonica indipendente dalla catena alpina. Questa massa sarebbe formata in profondità dalla zolla rigida del continente africano che avrebbe urtato contro la massa del continente europeo determinando il gigantesco accavallamento delle falde. In ultima analisi questa teoria attribuisce alla Linea del Tonale lungo la quale avvenne un'immane dislocazione tettonica il ruolo di confine tra due masse completamente diverse che hanno generato due gruppi di falde, quelle alpine, dirette verso nord e quelle dinariche, rivolte verso sud.

A nord della Linea Insubrica, lungo una stretta fascia tra Bellinzona e Claro a ovest, e Tirano e Brusio a est, troviamo la zona delle radici delle Falde Austridi. Nel Ticino mancano completamente i banchi calcarei che separano le singole unità tettoniche e una metamorfosi accentuata ha reso simili tutte le pietre tra di loro. Per questi due motivi la tettonica delle Alpi Ticinesi rimane, malgrado studi molto approfonditi, molto problematica. Più chiarezza esiste invece verso est, dove le ipotesi sulla costruzione dell'edificio alpino sembrano fondarsi su basi più sicure.

Per agevolare lo studio diamo dapprima uno sguardo a due profili: uno trasversale alla catena alpina, da Tirano a St. Moritz, l'altro longitudinale, da Mesocco a Bormio, dopodiché passeremo al Canton Ticino.

Ogni falda è formata da tre parti: le radici, dove gli strati sono verticali o subverticali e compressi gli uni contro gli altri. La zona di culminazione o cerniera, dove le falde raggiungono la loro maggior altezza e la zona delle fronti, dove gli strati scendono dolcemente verso la parte opposta alla regione delle radici. Mettendo assieme questi tre elementi morfologici vedremo una gigantesca volta assimmetrica salire verticalmente dalla regione inferiore della Valle di Poschiavo, dalla Valtellina e dalla bassa Mesolcina,

che costituiscono la zona delle radici. La cerniera di questo arco la troviamo lungo una linea che passa alta sopra Roveredo, Lanzada, Poschiavo, Bormio. Nell'Alta Mesolcina, nella Val San Giacomo, nella Val Bregaglia e nell'Alta Val Poschiavo gli strati s'immergono lentamente verso nord, determinando la fronte delle falde.

Ogni unità tettonica è costituita da un nucleo cristallino precarbonifero — gneiss, micascisti, filladi, rocce magmatiche — coperto da un mantello di calcari mesozoici d'origine marina. Durante le fasi di piegamento le falde superiori sono scivolate su quelle sottostanti portando in avanti la propria copertura sedimentaria. La falda superiore è quindi separata tettonicamente da quella inferiore dalla copertura mesozoica di quella falda che sta alla base. Durante le fasi orogenetiche il materiale calcareo e dolomitico diventato plastico fu strizzato fuori dalla zona delle radici dove la costrizione era massima e inviato verso la regione delle fronti. Ecco perché nelle parti inferiori delle nostre valli i banchi calcarei sono sottilissimi o mancano addirittura, mentre verso nord abbiamo delle vere montagne calcaree e dolomitiche.

Fra Tirano e Campocologno l'erosione ha messo allo scoperto le radici della Falda Campo. Gli strati sono subverticali e tendono verso meridione. Subito dopo Campascio si entra nella zona delle radici della Falda Bernina. Sottilissimi strati calcarei separano queste due unità tettoniche delle Falde Austridi. Più oltre, verso Le Prese passiamo le radici della Falda Margna e raggiungiamo la zona di culminazione.

E qui è opportuno dare uno sguardo al Passo d'Ur. Esso è eroso a modo di finestra nell'anticlinale alpino. La base è formata dalle serpentine della Falda Suretta. Un banco dolomitico ben visibile nella parete nord-est del Pizzo Canciano si allunga verso Le Prese e separa le serpentine dalle banatiti della Falda Margna. Queste portano a loro volta un altro banco calcareo ben visibile alla base del Pizzo Verona. Sopra seguono le monzoniti della Falda Sella. Una terza serie di rocce mesozoiche fa da base alla gigantesca massa cristallina del Gruppo del Bernina. Spostandoci verso destra troviamo le conche sedimentarie de I Gessi e del Sassalbo che separano la falda Bernina dalla Falda Campo, le cui fronti raggiungono le regioni di St. Moritz.

Da ovest verso est si presenta un profilo ben diverso. Una grande culminazione assiale passa alta sopra l'attuale Leventina. Qui le falde raggiungevano la loro massima altezza. Verso est esse s'immergono assai lentamente dimodoché l'erosione ha agito in modo preponderante lungo la culminazione ticinese. Procedendo da Mesocco verso Bormio saliamo come lungo una scala gigantesca, dalle unità tettoniche inferiori verso quelle superiori, da quelle pennidiche verso quelle austridi. La Mesolcina si trova erosa nella Falda Tambò. Sopra corre la Falda Suretta separata dalla unità tettonica sottostante da una fascia di calcari ben visibili al Passo dello Spluga. Più a est le falde vengono interrotte dalla batolite bregagliotta che in maniera discordante irrompe nella struttura regolare di queste unità tettoniche. Si rag-

Il versante meridionale del Massiccio del Bernina. La gradinata Tremogge - Sella - Bernina è dovuta alla tettonica. I tre gradini sono formati dalle rocce cristalline delle Falde: Eutova-Tremogge, Sella e Bernina, separate da rocce calcaree mesozoiche coperte dalle Vedrette di Scerscen inferiore e di Scerscen superiore. *Fotografia aerea di A. Godenzi*

giungono quindi i nuclei delle Falde Margna, Sella, Bernina e Campo che sono sempre separate tra di loro da sottili banchi di rocce mesozoiche.

Nella Leventina, nella Val Verzasca e nella Valle Antigorio l'erosione ha messo allo scoperto l'unità tettonica inferiore chiamata «Massa Verampio-Leventina». A questa unità, appartenente al pennidico inferiore è sovrapposta la Falda Antigorio che interessa la valle omonima, la Val Bavona, la zona compresa tra la Val Verzasca e la Leventina, la Val Blenio e buona parte della Calanca.

La Falda Monte Leone s'incunea nella Val Vergeletto attraversando la Val Vigezzo. La Valle Maggia e i suoi versanti appartengono ad una digitazione della Falda Gran San Bernardo che corrisponde alla Falda Adula.

Un breve accenno sia fatto pure al Massiccio del San Gottardo. Questo è autoctono ed è circondato da un mantello di rocce mesozoiche pure autoctone. Durante l'orogenesi alpina esso è stato sollevato a più riprese e schiacciato contro il Massiccio dell'Aare. A questo fatto si devono due fenomeni: Primo: i sedimenti mesozoici che giacevano nella grande sinclinale posta fra il Massiccio dell'Aare e il Massiccio del San Gottardo vennero strizzati

fuori e spinti verso nord dando origine alle Falde Elvetiche. La conca sedimentaria divenne così la radice di queste falde ed è rappresentata oggi dalla Valle Orsera. Secondo: sotto l'enorme pressione derivata dalla spinta del continente africano le rocce del massiccio presero una disposizione caratteristica chiamata « a ventaglio ».

Consideriamo da ultimo la relazione fra tettonica e morfologica, vediamo cioè in quale misura la disposizione delle rocce ha influito sull'aspetto morfologico attuale della regione. Questo problema che qui vogliamo appena sfiorare è assai complesso, ma ha già dato dei risultati molto soddisfacenti. È chiaro che i primi fiumi seguirono vie determinate dalla tettonica. L'anticlinale alpino fungeva certamente da linea spartiacque, la quale veniva a trovarsi molto più a meridione di quello che non lo è oggi. Il Ticino, la Moesa e il Poschiavino dovevano quindi scorrere verso nord. Solo in seguito a fenomeni di cattura determinati dall'erosione retrograda il Sistema Insubrico poté penetrare verso nord volgendo a meridione le acque tributarie di un antico Reno. Un caso tipico e quanto mai chiaro si può osservare ancora oggi. L'Eno scorre secondo l'inclinazione degli strati che sono immersi da ovest verso est. Egli ha quindi conservato la sua direzione primordiale mentre la Maira ne ha catturato il suo corso superiore. L'Adda corre invece da est verso ovest, cioè da una zona di depressione verso una zona di culminazione. E chiaro quindi che il corso dell'Adda è stato invertito, partendo dalle regioni di Lugano fino al Colle dell'Aprica e fino allo Stelvio.

In più si può osservare che i valichi alpini sono erosi in zone di contatto tra rocce di durezza diversa, come il Valico del San Bernardino e il Valico del Bernina. Alcune valli, infine, sono erose in rocce tenere, in conche sedimentarie, come la Val Bedretto e la Val Piora.

VI. Morfologia

MORFOLOGIA GLACIALE
OSSERVAZIONI SUL GLACIALE ATTUALE
LA FORMAZIONE DEI LAGHI

La Svizzera Italiana porta l'impronta di una gigantesca esarazione glaciale. Le fiumane di ghiaccio del periodo quaternario scolpirono nell'antica superficie fluviale un paesaggio dalle forme morfologiche completamente nuove e diverse. La roccia molto dura, formata da gneis e graniti ha conservato queste forme fino al giorno d'oggi.

La prima forma tipica che vogliamo analizzare è quella delle valli. Il loro profilo trasversale è foggiato a U per cui le valli glaciali si chiamano semplicemente valli ad U. Esse hanno un fondo ampio e piatto, fianchi ripidi o addirittura verticali, delimitati superiormente da uno spigolo e per lo più

anche da una terrazza sopra la quale il pendio continua molto addolcito. All'altezza in cui cessa ogni modellamento glaciale il versante si eleva ripido e scosceso fino alle creste. La parte foggiata ad U corrisponde al vero e proprio letto del ghiacciaio e prende il nome di doccia o truogolo glaciale. Valli glaciali dal profilo a U caratteristico sono: la Val Bedretto, la Riviera, la Val Bavona, la Valle Maggia, la Mesolcina tra Soazza e Roveredo e la Valle di Poschiavo tra Brusio e Campascio.

Longitudinalmente le valli che furono già fortemente glacializzate presentano un profilo molto irregolare formato da pendenze più o meno accentuate interrotte sovente da contropendenze. Mentre le valli fluviali sono assai regolari e i fiumi tendono a raggiungere un profilo di equilibrio, quelle glaciali costituiscono una vera gradinata gigantesca che porta dallo sbocco alle sorgenti. Alle volte la contropendenza può essere così accentuata da formare un vero sbarramento roccioso dietro il quale si adagia una conca riempita da alluvioni o da un lago.

Vogliamo ora esaminare alcuni profili tipici. Il fondovalle della Mesolcina corre assai regolare da Roveredo fin sotto Soazza. La pendenza media è del 12 %. A quota 550 un primo gradino porta con un dislivello di 250 m e una pendenza del 60 ‰ alla conca di Mesocco. Il torrente ha eroso lo sbarramento roccioso a valle della conca attraverso due gole di raccordo. Da Mesocco la strada supera con una serie di tornanti il secondo gradino e raggiunge il Piano di San Giacomo. Le alluvioni hanno certamente riempito una vasta conca che si allunga dietro la soglia la quale è accentuata da materiale detritico caduto dalla Cima di Balniscio.

Il terzo gradino porta con un balzo di 400 m alla zona di Viganaia. Da qui si sale lentamente alla Forcola, 1662 m per ridiscendere di 60 m al villaggio di San Bernardino. Questo fondovalle molto ampio, formato da dossi rotondeggianti tra i quali si adagiano laghetti alpini e regioni paludose costituisce una piccola contropendenza, modellata altamente dai ghiacciai. Il fiume si è aperto una strada sul versante destro, erodendo una gola che diventa forra allo sbocco nel piano alluvionale di San Giacomo. Da San Bernardino villaggio il pendio si raddrizza un'ultima volta e ci porta al valico, vasta depressione aperta tra il Pizzo Uccello e il Pizzo Moèsola.

Una valle fatta a gradinata è pure quella di Poschiavo. Da Campocologno a Miralago si supera un dislivello di 500 m su una lunghezza di 7 km. Segue un grande piano alluvionale che conduce a San Carlo. Da qui un secondo gradino porta alla bellissima conca di Cavaglia e un terzo al Valico del Bernina.

A questo punto nasce spontanea la domanda. Perché il ghiacciaio ha creato un profilo longitudinale così irregolare, ultraffondando delle regioni e lasciando qua e là delle barre rocciose?

Come risposta vogliamo citare l'ipotesi più semplice e più probabile, anche se ancora molto discussa. Il ghiacciaio non ha fatto altro che accentuare al massimo il profilo fluviale preglaciale. I tratti di minor pendenza

vennero affondati e tramutati in conca mentre le rapide vennero accentuate e tramutate in cascate.

Il Monte Piottino rappresenta un caso grandioso e classico di morfologia glaciale. Il gradino, quasi verticale è alto 500 m. La conca dove giacciono i villaggi di Rodi e Fiesso è 330 m più bassa del culmine della soglia. La sommità del Monte Piottino rappresenta il resto di un vecchio fondovalle che continua verso sud nella terrazza di Sobrio. Durante la trasgressione pliocenica tutta la Leventina era stata coperta da alluvioni che obbligavano il fiume a correre tortuoso tra le conoidi depositate dai torrenti laterali. Il materiale della Piumogna aveva spinto le acque dell'antico Ticino verso il versante sinistro della montagna in una zona di gneiss granitici. Quando, in seguito a sollevamenti repentini del corpo alpino, i fiumi ripresero la loro potenza erosiva, il Ticino risalì con erosione retrograda sul versante sinistro del Monte Piottino, erodendo una delle gole di raccordo più gigantesche di tutta la catena alpina. A testimoniare questo fatto è rimasta l'improvvisa deviazione del Ticino di 90 gradi all'entrata nella gola di Dazio Grande.

Un'altra caratteristica della morfologia glaciale è data dalle valli sospese. Queste piombano su quella principale con un gradino di confluenza ripidissimo che il torrente supera con una cascata o attraverso una forra vertiginosa. Le valli sospese più tipiche sono: la Val Piora, che possiede il gradino di confluenza più grande pari a 800 m, la Val Piumogna con un gradino di 660 m, la Val Nadro, la Val Carasina, la Val d'Iragna e la Val di Campo.

Come ultimi elementi della morfologia glaciale vogliamo annoverare i circhi glaciali, le rocce montonate e le rocce levigate. I circhi glaciali sono una caratteristica dell'alta montagna della Svizzera Italiana. Sono soprattutto le rocce gneissiche della Valle Maggia e della Valle di Poschiavo che hanno conservato intatte le forme. Il fondo dei circhi, che è stato protetto dalla coltre glaciale è generalmente piatto. Le pareti invece, sottoposte alla degradazione atmosferica, sono ripidissime o verticali.

Ancora oggi si può osservare che il cambiamento di pendenza coincide col crepaccio terminale. Come esempio si può citare il circo dell'Alpe Brunescio dell'Alpe Sovéneda e dell'Alpe Croso nella Val di Peccia, e i circhi del Teo, del Cambrena, del Monte Combolo nella Valle di Poschiavo.

Le rocce montonate le troviamo sui valichi alpini dove si verificò il fenomeno di trasfluenza. Bellissime sono quelle che si riscontrano sul Valico del San Gottardo, del Bernardino e del Bernina.

Le rocce levigate si possono osservare nelle zone prive di vegetazione. Le pareti che costeggiano la Riviera mostrano questo fenomeno in tutta la sua particolarità.

Le strie glaciali sono più rare e meno appariscenti. La più grandiosa è forse quella incisa negli gneiss vicino all'alpe Spüligalb sopra Miralago, lunga una trentina di metri e profonda dai 15 ai 20 cm. Altre, meno appariscenti si possono osservare sulle rocce della soglia glaciale della Rösa.

Aggiungiamo a questa piccola considerazione sulla morfologia glaciale un'osservazione sul glaciale attuale. I ghiacciai alpini si trovano attualmente in una fase di oscillazione negativa molto pronunciata. Basta guardare vecchie fotografie per convincerci che delle meravigliose lingue glaciali non sono rimaste che delle superfici coperte da abbondante pietrame e da terriccio. Solo verso il bacino di raccolta la neve ha conservato il suo candore immacolato e il ghiaccio il suo meraviglioso colore verde azzurrognolo.

Le variazioni dei ghiacciai della Svizzera Italiana vengono misurate da un gruppo di studiosi appartenenti alla commissione dei ghiacciai. Anno per anno giungono alla direzione, che ha sede a Losanna, il risultato delle misurazioni. Alcune cifre servano a dare un'idea di questa oscillazione negativa che colpisce attualmente tutti i ghiacciai delle Alpi. Nel 1959 il ghiacciaio del Basodino si è ritirato di 33 m, il ghiacciaio Bresciana di 22. Quello del Corno di Campo è rimasto stazionario mentre per quello del Cambrena si registrò un ritiro di 3 m. Le conseguenze di questa oscillazione negativa sono assai importanti. Le morene frontali sbarrano la via alle acque creando dei laghi che si possono svuotare improvvisamente in seguito alla rottura del vallo morenico. Forme morfologiche nuove sono state messe allo scoperto, i pascoli si sono impoveriti e la salita che conduce alla capanna o alla vetta è diventata più faticosa.

Consideriamo da ultimo i nostri magnifici laghi, la cui formazione è direttamente legata al fenomeno glaciale.

I piccoli laghi alpini, quali il Lago Nero, il Lago Bianco e il Lago Sfundau nell'alta Val Bavona, il Lago del Teo e il Lago dal Matt nella Valle di Poschiavo vengono sbarrati da soglie glaciali ed occupano piccole conche escavate dai ghiacciai. Altri come il Lago di Val Mera e il Lago di Saoseo nella Valle di Campo vengono sbarrati da magnifici valli morenici.

I laghetti del Valico del San Gottardo, del Valico del San Bernardino e del Bernina si trovano in un paesaggio di rocce montonate ed occupano le piccole conche formatesi tra i dossi arrotondati.

Le cause della formazione dei laghi prealpini, come il Lago Maggiore e il Lago di Lugano sono assai complesse. Basta accennare al fatto che il fondo del Lago Maggiore scende a ben 173 m sotto il livello del mare per comprendere quale problema si presenti allo studioso in cerca di una soluzione. L'erosione fluviale è da escludere dato che un fiume deve sfociare nel mare e perciò non può erodere sotto il livello della sua stessa base di erosione.

Alcuni scenziati hanno però cercato di dimostrare che queste valli erose in un primo tempo dai fiumi siano poi sprofondate di centinaia di metri in in un periodo assai recente. Il fiume le avrebbe poi colmate determinando i laghi attuali.

La Valle di Campo. Essa è il residuo di una grande valle miocenica che dal Massiccio del Disgrazia correva verso NE. A sinistra spicca tra la zona di micascisti e di filladi il pilastro grano-dioritico del Corno di Campo, 3235 m. Nel centro il Passo di Val Viola, 2458 m. Sulla destra la costiera gneissica del Corno di Dosdé 3235 m e l'Ortles 3899 m.

Fotografia aerea di A. Godenzi

Un'altra teoria, e certamente la più probabile, attribuisce la formazione dei laghi prealpini all'ultraffondamento glaciale. Solo un ghiacciaio che non deve sfociare nel mare e la cui potenza erosiva non è legata a nessuna altimetria poteva essere in grado di erodere queste conche gigantesche.

Il Lago Maggiore non è altro che la continuazione della valle ultraffondata dal grande ghiacciaio ticinese. Le pareti sono ripidissime, il fondovalle piatto e irregolare.

Il Lago di Lugano deve la sua formazione a due ghiacciai: a quello ticinese e a quello Abduano. Questi invasero il Sottoceneri attraverso due depressioni, e seguendo vie già determinate da valli fluviali crearono la bizzarra conca del Ceresio. Sia rilevato che i rami di Porlezza di Capolago e di Morcote sono opera del ghiacciaio dell'Adda, mentre solo il ramo di Pontre Tresa è dovuto all'azione esaratrice del ghiacciaio ticinese. (Continua)