

Zeitschrift: Quaderni grigionitaliani

Band: 26 (1956-1957)

Heft: 4

Artikel: Ricerche sulla morfologia glaciale e geomorfogenesi nella regione fra il Gruppo del Bernina e la Valle dell'Adda con particolare riguardo alla Valle di Poschiavo

Autor: Godenzi, Aldo

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-21811>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. 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. [Siehe Rechtliche Hinweise.](#)

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. [Voir Informations légales.](#)

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. [See Legal notice.](#)

Download PDF: 19.10.2024

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

Ricerche sulla morfologia glaciale e geomorfogenesi

nella regione
fra il Gruppo del Bernina e la Valle dell'Adda
con particolare riguardo alla Valle di Poschiavo.

ALDO GODENZI

IV (Cont.)

CAPITOLO TERZO

Morfologia postglaciale della Valle di Poschiavo

I. I FRANAMENTI

a. *La frana di Miralago*

Nella regione formata dal pilastro eruttivo del granito di Brusio appare un nuovo aspetto morfologico della Valle di Poschiavo.

I due crinali che dalla Cima delle Gande Rosse e dal Pizzo Malgina convergono verso il solco del Poschiavino, formano una strozzatura della valle sul fondo della quale giace il cumulo di un'enorme frana.

La massa litoide costituente «La Motta» occupa una superficie di circa 1,3 kmq. che si estende da Miralago al Piazza e da Selvaplana al Monte di Golbia. In essa distinguiamo due parti, separate da una vallecola lungo la quale sale la strada che da Miralago porta alle case della Motta.

La prima zona assomiglia ad una cupola e culmina a 1153 m. A NO il pendio scende lentamente immergendosi nel lago. Sulla sinistra si apre una piccola valle attraverso la quale passa il sentiero che conduce a Selvaplana. Questa vallecola separa nettamente il cumulo della frana dalla parete che scende da San Romerio ed ha il fondo pianeggiante coperto da alluvioni.

La seconda parte, che è stata deviata a destra con un angolo di 90 gradi, assume la forma d'una cresta che si prolunga fino nelle vicinanze di Ginetto. Alla estremità inferiore la cresta si allarga alquanto, formando un pendio che degrada verso la conoide del Solcone con una pendenza del 400‰.

Trecento metri più a sud appare un piccolo cumulo di massi chiamato «Mottina», alquanto allungato, sul quale si trova la chiesetta del Santo Sepolcro.

«La Motta» è addossata al versante sinistro della valle ed ha lasciato via libera al Poschiavino sul versante destro, dove esso ha intagliato una gola nella massa franata.

Una ricerca petrografica lascia identificare nella frana due specie di granito. Uno chiaro e uno verde-azzurro. Sul punto culminante trovasi un masso schistoso alterato in superficie e due massi di gneiss occhiato.

Lungo la mulattiera che porta alle case della Motta, trovasi una zona morenica dove rinvenni i seguenti elementi petrografici; schisti biancastri laminati, gneiss occhiati, micaschisti bruni alterati, micaschisti sericoliti, calcare cristallino bianchissimo, serpentino, gneiss.

Queste pietre dalle grandezze più svariate si trovano in uno strato di terra rossastra alta circa due metri che i contadini hanno in parte levato, lasciando sul posto i blocchi. In un più minuzioso controllo del morenico ho rinvenuto pietre con gli angoli smussati lungo la piccola cresta che degrada verso sud, sul versante della vallecchia di Selvaplana e sul pendio che scende verso il lago. Si tratta però di blocchi sparsi e il morenico non è molto profondo. La lingua del Ghiacciaio Poschiavino ha probabilmente urtato contro la frana durante una piccola avanzata locale nello stadio dello Gschnitz.

La forma attuale del cumulo della frana e la sua delimitazione topografica permettono di ricostruire la fase di crollo. La frana è precipitata dal versante destro della valle. La fronte di distacco si trova tra il Corno del Giumellino e il Corno di Valüglia poco sotto la linea di cresta al contatto tra i graniti e gli schisti della Falda Bernina. L'alveo della frana possiede una pendenza di 60 gradi ed è cortissimo. L'immensa energia cinetica acquistata nella caduta quasi verticale, scaraventò la massa litoide contro il versante di San Romerio sul lato opposto della valle. L'urto avvenne perpendicolarmente al pendio ed essendo in un tal caso esclusa la deviazione, si ebbe un imponente riflusso, in seguito al quale i macigni, rimbalzando su se stessi, formarono la cupola di «La Motta». La massa seguente, urtando contro questo riflusso, venne deviata verso sud senza però dare origine ad una vera corrente di blocchi.

Diversi motivi attestano la caduta della frana dal versante destro della valle.

La massa litoide è formata da granito identico a quello della zona Giumellino-Valüglia, mentre sul versante di San Romerio troviamo dalla linea altimetrica 1460 in su una zona di gneiss.

La fronte di distacco al Giumellino è oggi perfettamente visibile e forma una bellissima nicchia.

Il cumulo della frana si trova oggi addossato al versante di San Romerio. Presumendo una caduta da questa parte, i blocchi sarebbero andati a finire sul versante opposto. È impossibile che una tale massa abbia potuto fermarsi sul pendio della montagna.

Il fiume inoltre intaglia la sua gola dove il materiale offre minor resistenza, cioè nel materiale minuto. Questo segue immediatamente l'alveo della frana per legge di gravità. Il Poschiavino che ha intagliato la sua gola sul versante destro ci attesta che l'alveo, e per conseguenza anche la fronte di distacco, si trovano su questo versante.

Con questo ritengo impossibile l'idea di Brockmann ¹⁾ e l'opinione pubblica.

Resterebbe ora da interpretare la nicchia del versante sinistro che dissimula una fronte di distacco. Il pendio che s'erge sopra il lago cessa improvvisamente all'estremità dello stesso, formando una parete verticale rivolta verso sud. Tale

1) Brockmann H. Op. cit. Cap. primo, pag. 7 e 8.

parte domina la Motta di Miralago e la parte inferiore della valle fino al suo sbocco nell'Adda.

L'ipotesi di un franamento su questo versante non trova nessuna conferma. Solo alcune fessure nei pressi del Monte di San Romerio, attestano la possibilità di cadute di masse litoidi. Tra Miralago e Campocologno non c'è nessun cumulo di frana che potrebbe derivare dalla nicchia di San Romerio.

Se esiste, esso giace in parte sotto la Motta di Miralago ed in parte è stato asportato dall'erosione. Tale franamento risalirebbe ai periodi interglaciali e sarebbe giunto fin verso Campocologno.

In tempi storici hanno avuto luogo dei piccoli scoscendimenti nella zona denominata lo Spinun.

Le dimensioni attuali della frana sono approssimativamente calcolabili. Il problema sta nella ricostruzione del profilo longitudinale della valle che precedeva il franamento. Essendo la presenza di una soglia glaciale probabile, ma non dimostrabile, ho effettuato i calcoli considerando un fondovalle di pendenza regolare. I risultati ottenuti sono i seguenti:

Fronte di distacco: 2270 m.
Deposito del cumulo: 870 m.
Riflusso: 250 m.
Volume: 2.000.000 m³.
Lunghezza: 2200 m. * 1)
Larghezza: massima 1000 m., minima 500.
Punto culminante: Motta: 1153 m.
Spessore: Motta-Poschiavino: 213 m.
Altezza: Poschiavino-Valle antica 140 m.
Altezza totale presumibile: 353 m.
Quota della valle vecchia al termine della frana: 765 m.
Livello del Lago di Poschiavo: 962 m.
Altezza del fondo del Lago: 877 m.
Profondità massima: 85 m.

La presenza di terreno morenico ci può fornire una data approssimativa della caduta della frana. Essa è postglaciale, essendo la massa libera da vera copertura morenica.

La piccola morena ci attesta però che la fronte del Ghiacciaio Poschiavino arrivò ancora una volta alla frana forse in un breve periodo di acme. Sarebbe quindi possibile la caduta verso la fine dello stadio Gschnitz, quando il ghiacciaio andava ritirandosi verso il Massiccio del Bernina.

b. La frana di Saoseo

La parte media della Val di Campo compresa tra il Lago di Val Viola e il Monte Terzana è coperta da un enorme cumulo di frana, sfuggito fino ad oggi a ricerche esatte. Esso è uno dei più caratteristici delle Alpi e vi ho dedicato uno studio particolare.

La causa della caduta di questa massa litoide è difficile a determinare. La zona adiacente non presenta nessun indizio, nè litologico nè tettonico a cui appellare. Difficile ammettere che l'erosione glaciale abbia potuto asportare il piede alla montagna, dato che la regione posta a 2500 metri si trovava sopra il livello

* La valutazione di A. Heim che considera la frana lunga 4 km. è errata.

1) Heim A. Bergsturz und Menschenleben pag. 117.

delle nevi persistenti e che perciò la colata di ghiaccio si formava solo più a valle. Dobbiamo quindi ammettere la formazione di fessure che allargandosi per opera di gelo e disgelo hanno provocato la caduta della massa rocciosa.

Tutto il crinale in cui giace la fronte di distacco è formato da gneiss occhiati identici a quelli che formano il cumulo della frana.

Appartenente al tipo delle frane di crollo essa ha generato una corrente di blocchi lunga 6,6 km. ed ha un volume che ho stimato 100 milioni di m³.

La fronte di distacco si trova sulla sponda sinistra della valle lungo il crinale che dalla Cima di Saoseo, 3265 m. conduce al Corno di Dosdè, 3232 m. La nicchia perfettamente visibile è oggi occupata dalla Vedretta del Dügüral ed è compresa tra la cresta che dalla Cima di Saoseo scende al Passo di Sacco e lo sperone che dal Punto Topografico 3232 scende verso il Lago di Val Viola. Se la fronte di distacco si protenda verso il Passo di Sacco non è più visibile, come non è possibile stabilire se la massa precipitata abbia potuto formare la sommità della zona.

L'alveo, che è cortissimo, è coperto da terreno morenico. Verso Quota 2250 si trovano i primi blocchi che costituiscono il cumulo della frana. Il lato destro, adagiato sul fondovalle, sbarrà il Lago di Val Viola, raggiungendo il versante opposto.

La massa principale di blocchi si dirige verso il Lago di Saoseo su una larghezza di 800-1000 metri, mentre un piccolo ramo di grossi macigni raggiunge il laghetto superiore di Scispadus.

Il Lago di Saoseo giace in un complesso di frana e di morena difficile da determinare. La parte a valle è costituita da un vallo morenico al quale è sovrapposta una magnifica corrente di blocchi.

Dalla prima direzione verso NO, al Lago di Val Viola, e verso O, al Lago di Saoseo, la frana viene deviata verso S dall'urto contro lo sperone e il vallo morenico che scendono dal Punto Topografico 2308, separante la Val Viola dalla Val Mera.

Nelle vicinanze di Lungacqua-Rüggjol la frana si dirige verso la base delle Cime di Rüggjol dove si innalza per alcune decine di metri lungo il pendio. In questo tratto pianeggiante abbiamo una scissione della frana in due correnti. Un braccio scende verso Plansena, forse a causa d'una morena, mentre l'altro continua orizzontalmente sbarrando due laghetti. Questo primo tratto frammisto a morena è difficile da determinare, dato che morene giacciono sopra e sotto la frana.

L'interpretazione di Staub, che nella sua carta geologica del Gruppo del Bernina considera questa zona come sola morena, è errata.

Rifluendo su se stessa la frana si dirige poi verso ONO. Dopo una zona di blocchi dispersi, essa riappare in basso ove costeggia il fiume. Il secondo ramo, interrotto sul piano di Plansena, continua in una corrente tra Plansena e Salina. La parte della frana che attraversa la valle costituisce uno sbarramento che accentua il gradino preesistente e contribuì alla formazione di un lago, oggi trasformato in palude.

Salendo verso le falde del Corno di Mürisciola per un centinaio di metri la frana rifluisce ancora una volta su se stessa e volgendo a S, scende a Terzana. Qui, quasi esaurita l'energia cinetica impressagli dalla caduta, la frana s'innalza un'ultima volta per una decina di metri sul versante che sostiene il Piano di San Francesco, e deviando verso NO, si ferma a Quota 1810.

Questo cumulo di frana a serpente è uno dei più caratteristici delle Alpi. I macigni corrono da un lato all'altro della valle, rifluendo ogni volta in un'altra

direzione. In tutto il tragitto non si nota una dispersione di blocchi e la corrente è sinuosa come quella di un fiume.

L'intero cumulo è formato da gneiss occhiati della Falda Campo. Si tratta di uno gneiss chiaro, ricco di quarzo, con grossissimi cristalli di feldispato, nei quali si nota benissimo la superficie di clivaggio. La sua struttura si avvicina quanto mai a quella del granito, mancando in esso una chiara struttura lamellare.

Dati della Frana. * 1)

Tipo: Frana di Crollo.

Epoca: Postglaciale.

Massa: circa 90—100 milioni di m³.

Fronte di distacco: Margine superiore 3265 m.
Margine inferiore 2700 m.

Alveo della frana: Tra 3265 m. e 2250 m.

Pendenza dell'alveo: 500 ‰

Lunghezza dell'alveo: 2 km.

Tratto direzione NO 2500 m.

Tratto direzione O 1000 m.

Riflusso 70—80 m.

Tratto direzione S 1550 m.

Riflusso 40—50 m.

Tratto direzione NO 800 m.

Riflusso circa 30 m.

Tratto direzione S 750 m.

Riflusso circa 10 m.

Tratto direzione 100 m.

Lunghezza totale: 6500 m.

Quota inferiore raggiunta dal cumulo: 1800 m.

II. I LAGHI DELLA VAL DI CAMPO E LE CORRENTI FREATICHE

Il cumulo della frana di Saoseo racchiude tra i suoi ciclopici massi una serie di laghi, molti dei quali sono in comunicazione tra di loro per via sotterranea. Morene concorsero allo sbarramento di alcune conche lacustri, mentre altre sono dovute all'esarazione glaciale ed hanno la soglia di viva roccia.

L'influsso glaciale ha avuto una parte preponderante nella formazione dei laghi della Val di Campo. Qui mi limito a descrivere gli elementi lacustri sotto alcuni aspetti della morfologia generale considerando particolarmente le correnti freatiche.

Al passo di Val Viola troviamo sei conche lacustri site tra le rocce montonate che formano la caratteristica della regione. Il lago a Quota 2389 fa fluire le sue acque al Lago di Val Viola. Il laghetto del Dügüral, a 2280 m. marca il passaggio della corrente freatica che corre sul fondo della valle coperto ora dai massi di una piccola frana precipitata dal Corno di Dosdè. Al suo termine riappare in una sorgente copiosa specialmente durante lo scioglimento delle nevi (maggio-giugno).

Il torrente che proviene dal lago a Quota 2402 viene sbarrato nelle immediate vicinanze del Lago di Val Viola da una morena frontale e forma una palude.

* I dati della Frana di A. Heim in « Bergsturz und Menschenleben » sono imprecisi.

1) Heim A. Op. cit., pag. 117 e 137.

Il lago di Val Viola posto a 2160 m. in una vasta conca è il maggiore della Val di Campo. Esso è sbarrato a sud dal franamento di Saoseo che ha deposto sull'estrema sponda sinistra dei grandissimi macigni. Una stretta lingua di frana lo separa da un piccolo laghetto, al quale l'acqua perviene passando sotto i massi. Il torrente, ingrossatosi alquanto, sfocia nei due laghetti di Scispadùs, sbarrati da una morena laterale del ghiacciaio del Dügüral.

Il Lago inferiore mostra alcuni aspetti particolari. Sul lato sinistro vicino all'immissario affiora una zona di blocchi. In questo punto l'acqua lascia il lago filtrando attraverso la morena. Nel tardo autunno il lago, quasi asciutto, lascia identificare benissimo il luogo dove ha inizio la corrente freatica.

Nel giugno, in seguito allo scioglimento delle nevi e alle piogge abbondanti, il livello s'innalza di 8-10 m. creando un emissario che attraverso una piccola gola raggiunge il sottostante Lago di Saoseo. Verso l'agosto il lago si abbassa di nuovo di 5-6 metri, marcando in modo ben visibile il livello raggiunto nella tarda primavera.

La corrente freatica, dopo aver percorso un tragitto che misura in linea retta 1450 m., finisce in una grande sorgente che sgorga alla base di una morena nelle vicinanze di Rüggiol. Questa forma un piccolo lago, dopo di ché raggiunge il torrente di Val di Campo.

Il Lago di Saoseo viene alimentato da correnti freatiche provenienti dalla Vedretta del Dügüral, le quali dopo un percorso di 2 km. giungono al lago sulla sponda sinistra. La bassa temperatura della sorgente (2 gradi C nel mese d'agosto) attesta la provenienza dell'acqua dalla vedretta.

Durante il suo percorso sotto la frana e le morene l'acqua appare alla superficie in due piccolissime conche poste vicino al sentiero che da Rüggiol conduce al Passo di Sacco.

Il Lago di Saoseo è sbarrato da un grandioso vallo morenico al quale sul lato sinistro si sovrappongono enormi blocchi del cumulo della frana. Attraverso questo terreno permeabile l'acqua raggiunge il monte di Saoseo, trasformando il terreno in una palude.

Oltre ai descritti laghi del fondovalle esistono laghetti su ambo i versanti.

Sotto il Passo di Dosdé, nella regione chiamata Dügüral, si trovano due laghi dovuti all'esarazione glaciale. Alimentati dalle nevi abbondanti delle regioni superiori, sono congiunti fra loro senza però possedere nè emissario nè immissario. Quello inferiore, assai piccolo, si trova al margine superiore di una vasta pietraia.

Sopra Plansena, alle falde della Cima di Rüggiol, la frana di Saoseo ha sbarrato due piccoli laghetti profondi poco più d'un metro, col fondo tutto coperto di tronchi d'alberi. Il lago al Ròan a Quota 2536 sotto il Passo di Val Mera è sbarrato da morene e massi franati. L'emissario si manifesta in una sorgente posta 200 m. più a valle.

Di grande interesse è il Lago di Mürisciola a 2612 m., il più alto della regione studiata. Il problema della sua formazione offre qualche difficoltà.

Esso è sbarrato da una soglia glaciale, mentre a monte si trova terreno morenico. La regione soprastante, che culmina nel Corno di Mürisciola, 2879 m., doveva quindi formare un circo e ospitare un piccolo ghiacciaio. Tale circo è ora in parte andato distrutto.

PARTE SECONDA

Geomorfogenesi

CAPITOLO PRIMO

I. RILIEVO PRIMARIO

a. Orografia oligo-miocenica

La disposizione delle Valli attuali, l'inclinazione di determinati pianalti e la presenza di selle sospese, lasciano stabilire con una certa sicurezza lo sviluppo dell'orografia primaria nella regione tra il Massiccio del Bernina e la Valle dell'Adda.

A questi fenomeni morfologici sono da aggiungere i fattori tettonici che furono la causa iniziale di un determinato scorrere delle acque.

R. Staub ¹⁾ stabilisce una depressione assiale, oggi distrutta, lungo la Valle di Bergün, la Valle del Bernina e la Valle di Poschiavo, fino alla cerniera alpina sopra la regione del Lago di Poschiavo.

Queste tre vallate, oggi disunite e fluenti verso basi d'erosione diverse, si trovano sul medesimo asse e formavano all'inizio del miocene una sola valle.

A sud della cerniera alpina la depressione continua sopra Brusio, collegandosi attraverso la zona del Monte Padrio colla depressione assiale della Val Camonica. La cerniera tettonica che si trova sopra il Lago di Poschiavo fungeva da spartiacque.

Sopra la chiusa di Brusio, ad un'altezza oggi non più reperibile, possedevano i loro grandiosi bacini di raccolta due fiumi. L'uno scorrente verso NO attraverso la depressione del Bernina, l'altro verso SE, passando alto sopra la regione del Monte Padrio.

Un ramo della Val Camonica aveva quindi inizio nella regione del Monte Combolo, mentre lo spartiacque alpino veniva a trovarsi una quindicina di chilometri più a sud dell'attuale. I seguenti aspetti morfologici della regione attestano questo stato di cose.

La chiusa di Brusio, formata dall'avvicinarsi di due crinali secondari, e la costiera che dal Piz Canciano si allunga verso il Corno del Solcone sono i residui dell'antico imbuto torrentizio della Valle del Bernina. Le Valli di Trevisina e di Murascio, indicano ancora oggi l'esistenza di valli scorrenti verso nord. Così pure il pianalto occupato dalla Vedretta dello Scalino, i circhi glaciali del Teo, della Cantonascia e del Sassalbo. Gli attuali pianalti della Salarsa e dell'Anzana attestano l'origine di un ramo della Val Camonica in questa regione. ²⁾

L'attuale Val Grosina formava un altro ramo dell'antica Val Camonica. La sua direzione NS e la vasta sella sospesa del Mortirolo attestano l'interruzione della valle da parte dell'Adda.

Poco probabile ritengo l'idea di Saragat ³⁾ secondo la quale, valli longitudinali sarebbero fluite dal crinale destro della Valle di Poschiavo verso la conca grosina che formava un grandioso circo determinato dal gruppo montuoso Bernina-

1) Staub R. Grundzüge und Probleme alpinen Morphologie. Tav. V. pag. 101-102.

2) Staub R. Op. cit. Tav. VIII e pag. 104.

3) Saragat A. Geografia fisica della Valtellina.

Ortler-Adamello. Saragat si basa sul fatto che il crinale sinistro della Valle di Poschiavo è più basso di quello destro. Tale constatazione non corrisponde col livello attuale delle due creste, la cui altimetria non ci permette inoltre nessuna ipotesi su livelli superiori oggi andati distrutti. Tale ipotesi di un'idrografia primordiale conseguente sul piano oligocenico, che per la Valle di Poschiavo si sarebbe sviluppata verso la conca grosina tanto a nord quanto a sud dell'anticlinale alpino, resta priva di dimostrazioni e poco probabile.

In un secondo tempo la formazione di due grandi conche sopra le attuali valli di Livigno e Val di Campo-Val Viola Bormina, determinarono una prima cattura, e deviarono le acque della depressione assiale primaria verso la direzione NE.

All'inizio del miocene l'antica Val Viola possedeva un ampio circo fra Piz Palü, Lanzada e la chiusa di Brusio ed aveva le sue sorgenti verso il Gruppo del Disgrazia. ¹⁾ In tale zona vi fu la massima erosione che ha abbassato le vette proprio là, dove esse raggiungevano la loro maggiore altezza.

Alcuni aspetti morfologici dimostrano ancora oggi l'esistenza di una tale idrografia. La Val Lanterna, la Valle di Campo e la Val Viola Bormina attestano oggi la continuità di un'unica valle i cui resti sono rappresentati da vaste selle sospese. La più grandiosa di queste corre fra Pizzo Scalino, 3322 m. e Piz Varuna, 3453 m., mantenendosi ad un'altezza media di circa 2600 m.

Le zone occupate dalla Vedretta di Palü e dai pianalti della Fellaria, che hanno per sfondo le pareti del Palü, Bellavista, Zupò, sono ancora in parte rivolte verso NE, sebbene l'Altipiano di Fellaria sia già stato attaccato dal sistema insubrico.

Parallela all'antica Val Viola scorreva la Val Livigno. Il circo del Cambrena, rivolto verso l'attuale Val Livigno, è l'imbuto torrentizio miocenico dal quale ha avuto origine la suddetta valle.

Dalla valle primaria dovuta alla tettonica, in seguito a riviviscenze del rilievo alpino e a catture successive, nacque l'aspetto topografico attuale della regione, i cui cicli genetici iniziatisi nell'oligocene terminarono colla glaciazione del Würm.

b. L'uniformità di altitudine delle cime e delle creste

I Gruppi del Disgrazia, Bernina, Piazzì e le loro diramazioni verso la Valle dell'Adda rappresentano il più vecchio livello erosivo dal quale si sono sviluppate le forme attuali.

Alcune constatazioni preliminari permettono di rilevare quanto segue. L'altezza eccezionale del Gruppo del Bernina è causata dal periodo di stagnazione erosiva in cui si trova l'Engadina. Il Gruppo del Disgrazia è già stato abbassato sensibilmente dal Mallero che ha raggiunto il Passo del Muretto penetrando nel versante nord. Il Gruppo dei Piazzì, il cui livello è di circa 800 m. inferiore a quello del Bernina, è stato sottoposto ad una intensa erosione da parte del sistema insubrico che è penetrato in più parti nell'interno del massiccio.

Da questi gruppi montuosi che chiudono la regione a nord si diramano dei crinali di un andamento altimetrico molto regolare. Il distacco tra i suddetti massicci e i crinali è netto. La differenza altimetrica si aggira sui 1000 m. per la Val Malenco e la Valle di Poschiavo e sui 400 m. per la Valle Grosina. L'antico rilievo possedeva quindi differenze altimetriche pronunciate, ed era già stato modificato altamente da grandiose forze esogene.

¹⁾ Staub R. Op. cit. Tav. VI e pag 103.

I relitti di un paesaggio senile sono invece conservati benissimo a sud, dove la linea d'unione dei crinali forma uno zoccolo ampio e pianeggiante alla base dei massicci che già emergevano dalla topografia regolare di questa regione pedemontana.

L'uniformità delle cime e delle creste venne raggiunta nel miocene. Saragat ¹⁾ pone erroneamente i livelli erosivi tra i 3000 e i 4000 metri nell'oligocene. È invece dimostrato che i livelli alpini oligocenici sono andati distrutti, mentre i rilievi attuali fra i 3000 e i 4000 metri derivano da un paesaggio oligo-miocenico di forma e altezza sconosciuta, il cui prodotto di erosione riempì i bacini molassici. ²⁾

II. FENOMENI DI CATTURA E DI EROSIONE REGRESSIVA

a. *Erosione regressiva nella Valle di Poschiavo*

La configurazione morfologica e topografica della Valle di Poschiavo lascia presumere importanti fenomeni di erosione regressiva avvenuti fra il pliocene inferiore e il preglaciale.

La Val Viola miocenica, rappresentata dal crinale fra Pizzo Scalino e Piz Varuna e dalla sella di Val Viola, venne di nuovo catturata dall'antica Valle del Bernina. Questa risalì lungo i solchi primitivi oligo-miocenici, facendo di nuovo fluire le acque verso la depressione assiale. Questo sistema idrografico si mantenne fino al periodo in cui si manifestò l'attacco da parte del sistema insubrico che esercitò una potente azione regressiva. Le acque fluenti verso nord vennero sistematicamente catturate e così lo spartiacque retrocesse rapidamente. Il solco principale catturò però solo la parte inferiore delle vallecole, mentre gli imbuto torrentizi e le parti elevate delle stesse, mantennero e mantengono tutt'ora l'antica direzione.

La Valle Trevisina, dalle sue origini alla Bocchetta di Val Piana, scorre per due chilometri in direzione della Valle del Bernina. Essa viene interrotta da un marcato gradino verso i 2360 m., dopo il quale la valle cambia pendenza e direzione. Tale gradino marca la fase di cattura.

La Val Alta, parallela a quella di Trevisina, forma il relitto dell'antica valle scorrendo verso NO. Il vecchio fondovalle viene pure qui interrotto da un banco di roccia a Quota 2400. Più a nord, i circhi glaciali di Sassiglione, del Teo e della Cantonascia, la cui balconata si aggira sui 2400 m., marcano l'imbuto torrentizio da dove avevano origine i fiumi della depressione assiale.

Il livello erosivo sottostante lascia intravedere forme morfologiche ben diverse. La sviluppata terrazza di Aura Freida, le terrazze di Campasc e Pradel, hanno valori altimetrici inferiori alla depressione del Bernina, e la loro altezza degrada lentamente dalla Valle di Campo allo sbocco in Valtellina. È naturale che questa valle, documentata dai relitti sopraccennati, non poteva fluire verso nord, in direzione della Valle dell'Eno. Tra la formazione di questi due livelli erosivi, deve quindi essersi manifestato un accentuato fenomeno di erosione regressiva.

Nelle fasi seguenti la contesa per lo spartiacque si manifesta soprattutto lungo il versante sinistro. La costituzione litologica ha favorito la formazione di una valle che attualmente ha raggiunto la Forcola di Livigno. Sul versante destro,

1) Saragat A. Op. cit.

2) Cadisch J. Die Entstehung der Alpen im Lichte der neuen Forschung pag. 53 e seg. Staub R. Op. cit. pag. 33-49.

il sistema insubrico, ostacolato dalla massa granitoidale del Bernina, è risalito più lentamente verso nord, creando sul fianco della valle preglaciale la valle interglaciale di Pila.

b. Fenomeni di cattura nella Valle di Campo, Val Orsera, Val Minur

L'erosione regressiva prepliocenica ha determinato fenomeni di cattura lungo alcune valli secondarie. Gli imbuto torrentizi, costituenti la testata delle valli mioceniche, sono stati catturati e le loro acque indotte a fluire verso le valli che il nuovo ciclo erosivo stava creando.

L'antica testata della Val di Campo rappresenta uno di questi tipici fenomeni di cattura. Attualmente essa è formata da un lungo e ondulato crinale che a forma di arco, dal Pizzo Confine, 2905 m., passando per il Corno di Capra e il Pizzo Zembrasca s'estende fino al Pizzo Bianco, 2832 m.

Questo grandioso imbuto torrentizio, il cui fondo è stato trasformato in un pianalto, possiede un terrazzo fra i 2600 e i 2700 m., che si dilunga verso i laghetti di Forbesana, posti sul versante sinistro della Val Viola Bormina. 1) Sul versante destro lo si trova a Quota 2700 sotto il crinale che sta di fronte al Pizzo Bianco.

Tale imbuto torrentizio che forma attualmente la testata della Val Cantone, e il crinale che lo circonda, sono rivolti verso il Passo di Val Viola. Il pianalto degrada verso questa sella sospesa, con una pendenza del 100%. È quindi da dedurre che tale testata, appartenente una volta alla Val di Campo, sia stata catturata dal torrente della Val Viola Bormina.

La Val Orsera, il cui bacino di raccolta penetra nella zona influenzata del sistema insubrico, rappresenta la testata e la continuazione della Val dal Fain. 2) Essa ha origine sotto la cima di Cardan a 2600 m. e confluisce attualmente colla Valle di Livigno, poco più a valle della Forcola. Un marcato sperone che termina al Punto Topografico 2486 separa la Valle Orsera dalla Val Agoné.

La brusca interruzione della Val dal Fain a La Stretta, marca il punto di attacco da parte dello Spöl. Questo risalì lungo la parte superiore della valle catturata, che in seguito abbandonò, per approfondire il suo solco verso il Plan da li Cüni.

La Val dal Fain venne quindi divisa in due parti. Quella inferiore ha mantenuto la sua vecchia direzione ed ha subito un lieve approfondimento perché influenzata dall'alta base d'erosione stabilita dall'Eno, mentre quella superiore, l'attuale Val Orsera, è stata abbassata rapidamente in seguito alla penetrazione dello Spöl verso le sue sorgenti.

La Val Minur rappresenta il caso evidente di valle il cui imbuto torrentizio non è stato soltanto catturato, ma addirittura demolito completamente. Il suo fondovalle cessa sopra il Plan da li Cüni, formando un gradino alto 135 m. Questo piano a Quota 2400 è la continuazione della Val Livigno, che spingeva fin qui le sue sorgenti e che a sua volta venne catturata dal sistema insubrico. Furono quindi i torrenti dell'antica Val Livigno a penetrare nel bacino di raccolta della Val Minur, prima ancora che si fosse manifestato il fenomeno di erosione retrograda da parte del sistema insubrico.

1) Saragat A. Op. cit.

2) Früh J. Geographie der Schweiz Vol. III pag. 578-579.