

Zeitschrift:	Bollettino della Società ticinese di scienze naturali
Herausgeber:	Società ticinese di scienze naturali
Band:	76 (1988)
Artikel:	La formazione delle valli tra Domodossola e Locarno : La Val d'Ossola, la Val Vigezzo (prov. di Novara) e le Centovalli (CT. Ticino)
Autor:	Hantke, René
DOI:	https://doi.org/10.5169/seals-1003404

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: 02.01.2026

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

LA FORMAZIONE DELLE VALLI TRA DOMODOSSOLA E LOCARNO: LA VAL D'OSSOLA, LA VAL VIGEZZO (PROV. DI NOVARA) E LE CENTOVALLI (CT. TICINO)

RENÉ HANTKE

ISTITUTO DI GEOLOGIA DEL POLITECNICO FEDERALE,
SONNEGGSTRASSE, 8092 ZURIGO

RIASSUNTO

Ancora durante il Miocene, la parte superiore del Toce scorreva con i suoi affluenti più meridionali, cioè l'Ovesca, l'Ogiana di Pozzolo ed il Melezzo, verso i Passi del Gries e del Grimsel formando l'Aar miocenica. Ciò è testimoniato nei conglomerati del conoide della molassa del Napf. Lo spartiacque tra il Monte Rosa e il S. Gottardo si trovava più a SE, nella V. d'Ossola tra Domodossola e lo sbocco dell'Anza, come pure nella V. Vigezzo vicino a Malesco. Con la formazione delle coltri elvetiche davanti al fronte di quelle penniniche e con il sollevamento del massiccio dell'Aar, il percorso del Toce venne interrotto: il flusso delle acque cambiò direzione. A S di Domodossola, in corrispondenza dell'antico spartiacque si formò un lago; lungo le fenditure della roccia l'acqua trovò sfogo verso S. Il fiume Anza proveniente dal Monte Rosa diventò quindi un affluente del nuovo Toce che seguiva la parte bassa dell'Anza.

Durante i periodi a clima fresco e freddo, per la prima volta tra il Miocene ed il Pliocene, un lobo del ghiacciaio del Toce raggiunse la V. Vigezzo. I ghiacciai della V. Maggia e dell'Onsernone vennero bloccati da quello del Ticino e spinti verso le Centovalli. Il ghiaccio della V. Vigezzo venne così compresso lungo il suo fianco meridionale, perdendo così la forza erosiva. Un solo lembo poté raggiungere il ghiacciaio del Ticino.

I vari stadi della glaciazione würmiana sono documentati da morene e da blocchi erratici. Per i periodi freddi pre-pleistocenici le espansioni glaciali vengono dedotte sulla base di osservazioni eseguite nelle regioni N-alpine. L'altezza raggiunta dai ghiacci viene invece desunta dalle transfluenze e dall'erosione. Per le glaciazioni antiche (rissiane, mindeliane o precedenti) si osserva un livello a 1900 m; per quelle würmiane a 1700 m.

Nelle fasi di massima espansione il ghiacciaio del Toce si spinse nella V. Vigezzo e, oltrepassando la sella di Finero, alimentò il ghiacciaio del Ticino. Questo, a sua volta, penetrò nella V. Cannobina dalla conca del Lago Maggiore, bloccando il ghiacciaio della V. Vigezzo e dando origine ad un paesaggio di rocce montonate.

La sequenza pleistocenica della V. Vigezzo è caratterizzata da morene di base rissiane, da argille lacustri interglaciali con flora a clima caldo, bloccate da frane cementate di età tardo-rissiana, da ghiaie e morene würmiane. La V. Vigezzo è scavata nelle morene rissiane.

Nel tardo-würmiano il ghiacciaio del Toce penetrato nella V. Vigezzo arrivò fino a Malesco. Alcune lingue raggiunsero le Centovalli attraverso il Gridone; i ghiacciai della V. Onsernone, della V. Maggia e del Ticino diventarono indipendenti.

ABSTRACT

In the Miocene, the drainage of the upper Toce river took place northwards along the Gries and Grimsel passes. As an upper Aar river it deposited the Molasse fan of the Napf in the central Swiss lowland. The continental divide was then located in the Ossola valley between Domodossola and the Anza river mouth.

In the younger Miocene, the advanced Helvetic nappes at the Pennine front and the uplifting of the Aar massif interrupted this river course; at the former divide a lake was dammed. Along joints its outlet cut the rock bar, took up the Anza river and followed its lower course to the SE.

During cool phases, the Toce and the Ticino glaciers entered the Vigezzo valley and the Centovalli. Therefore the Vigezzo ice reached the Ticino glacier with reduced erosion power. Uppermost transfluences in the Vigezzo valley show the highest ice level at 1900 m during

the old glaciations, at 1700 m in Würmian so that ice flowed over the Finero pass and reached the Ticino glacier entering the lowermost Cannobina valley from the Lago Maggiore basin.

Rissian till, cemented debris flows, lake deposits with thermophilous flora, Würmian gravel and till represent the Pleistocene filling in the Vigezzo valley. The deepening of the Melezzo river ands in Rissian till. Still in the late-Würmian, Toce ice entered the Vigezzo valley and took up the Melezzo and Loana glaciers; the Ticino glacier and its southern tributaries became independent.

LA PROBLEMATICA

La regione oggetto del presente studio sulla storia morfogenetica comprende la V. d'Ossola, le sue valli laterali, il Lago Maggiore, come pure in particolare la V. Vigezzo e la sua prosecuzione in Svizzera, ossia le Centovalli. Queste valli sono note per le intense precipitazioni ed i catastrofici temporali; negli ultimi decenni spicca l'alluvione dell'8 agosto 1978 (BERTAMINI 1978; AMMANN 1980).

L'idea che dopo un sollevamento polifasato, resti di antichi fondovalle possano venire preservati e correlati in sistemi fissi sia in altezza sia nei tempi (come ad esempio i sistemi di Pettanetto, Bedretto e Sobrio), nata già nel secolo scorso ad opera di RUETIMEYER (1869), trovò sempre numerosi sostenitori anche se non sono mancati autori, fra i quali in particolare GERBER (1960, 1986) che hanno sostenuto il contrario.

GEISSBUEHLER (1967) ha puntualizzato i problemi di queste correlazioni, in particolare riguardo alle forme più alte, cioè ai dossi arrotondati sui versanti della V. Vigezzo. Più che all'erosione del ghiaccio essi sarebbero legati al flusso delle acque di fusione alla sua base. Le parti più alte delle valli dovettero essere coperte da calotte di ghiaccio dalle quali scesero piccole colate lungo il lato verso valle. Soltanto le parti isolate e ripide rivolte a S rimasero scoperte. Anche i piani più bassi sono da interpretare non tanto come resti di antichi fondovalle, quanto come relitti del vecchio substrato roccioso levigato e modellato durante le diverse glaciazioni. A ciò si aggiunga anche il fatto che, come dimostrato dal sondaggio di Villadossola, a partire dal Pliocene si verificarono sollevamenti di alcune centinaia di metri, contribuendo così all'innalzamento delle tracce del passaggio delle glaciazioni di Günz, del Danubio e forse anche di quelle plioceniche. Sembra poco probabile che nei periodi caldi plio-pleistocenici gli ampi terrazzi fossero sottoposti ad erosione: la fitta copertura boschiva riducendo l'azione del gelo ne inibiva infatti l'efficacia. Nella V. d'Efra in Verzasca è stata trovata incisa nel greto di gneiss di un torrente la data 1882 ancora ben leggibile. Ammettendo un'usura di 1-1,5 cm si ottiene un valore di 0,1-0,15 mm/anno. Dato che questo valore non può essere estrapolato sui fianchi della valle, si può dedurre che l'erosione abbia intaccato gli gneiss per almeno 5-7 milioni di anni.

RICAPITOLAZIONE TETTONICA

Dal punto di vista tettonico la regione tra Domodossola e Locarno è interessata dalla zona raddrizzata penninica (gneiss della Piada di Crana – falda dell'Antigorio, dalla zona a scaglie di paragneiss della regione di Orselina-Moncucco e della regione di Locarno-Monte Rosa), dalla zona austroalpina inferiore compresa fra Arcegno e Sesia a N (micascisti, gneiss granitici, anfiboliti e gneiss sillimanitici), dalla zona S-alpina (Canavese con scisti a carbonati, clorite e sericite), e più a meridione dalla zona d'Ivrea-Verbano (gneiss kinzigitici, anfiboliti e marmi).

La Linea insubrica che separa le alpi centrali da quelle meridionali si divide in due rami a partire da Locarno. Quello settentrionale, rappresentato dalla Linea delle Centovalli, è caratterizzato da cataclasiti e può essere seguito dallo sbocco della V. Onsernone lungo il fianco N delle Centovalli, sopra la sella di Blizz nella V. dell'Isornino, fino sul fianco settentrionale della V. Vigezzo in direzione di Domodossola; oltre le alluvioni del Toce questa linea si suddivide in fratture minori e scompare. Il ramo meridionale, quello cioè della Linea del Canavese, è caratterizzato da miloniti e corre da Losone fino alla V. d'Ossola passando per il Pizzo Leone, la zona a N del Gridone, Finero, l'Alpe Scaredi e l'Alpe della Colma, come pure attraverso la regione di Vogogna-Ruminasca, per poi proseguire in direzione SO fino nella V. Strona. A N della Linea delle Centovalli, in corrispondenza di una zona di fratture sull'estradosso di un'ampia culminazione che si chiude verso E, si apre la V. Onsernone. Nello stesso tempo gli elementi tettonici si immergono verso ESE in direzione della V. Vigezzo e, lungo la

cresta di confine della V. Vergeletto, la scistosità degli gneiss e delle anfiboliti ad essi intercalata ha un'inclinazione sempre maggiore; nella catena montagnosa verso la V. Maggia essa ha carattere siniforme. A S della V. Vigezzo le strutture tornano ad essere orientate verso SO. Dalla Bassetta a SO di S. Maria Maggiore, fino a Beura in V. d'Ossola si riconosce un'antiforme incompleta. In corrispondenza dell'elemento trasversale di Antolina, tra Coimo e il Passo Biordo, le strutture ENE-OSO sono dislocate. Una faglia subverticale passa per la bassa V. Loana; un'altra si sviluppa dallo sbocco della V. del Basso verso Cardezza ad E del Toce, a costituire l'elemento di separazione tra la zona del Monte Rosa e quella della Sesia.

IL DEFLUSSO DELLA VAL D'OSSOLA DURANTE IL MIOCENE ANTICO E MEDIO

Nel Miocene antico e medio il deflusso dei corsi d'acqua dell'alta V. d'Ossola e dei suoi rami meridionali (l'Ovesca, l'Ogiana di Pozzolo ed il Melezzo occidentale) aveva ancora luogo «risalendo» il Toce, cioè in direzione del Passo del Gries, attraverso il Passo del Grimsel fino nella V. dell'Hasli, dando così origine, come paleo-Aar, al conoide di deiezione del Napf nella Svizzera centro-occidentale. Nella V. d'Ossola lo spartiacque passava a S di Domodossola, tra Villa d'Ossola e lo sbocco dell'Anza; nella V. Vigezzo lo spartiacque era invece orientato in direzione SE tra Malesco e Finero mentre ad E si trovava tra Malesco e Re.

A S della cresta del P. Castello-P. delle Pecore, il fiume Anza, a partire dal lento sollevamento del M. Rosa, seguì il corso del basso Toce per raggiungere il Lago Maggiore.

Sarebbe importante poter migliorare la conoscenza della storia genetica delle valli primitive, soprattutto della V. d'Ossola e delle Centovalli, analizzando i ciottoli, i sedimenti auriferi della regione del Napf che sono il frutto dell'erosione delle vene presenti nelle montagne ossolane, come pure la storia del sollevamento sia della regione compresa fra il M. Rosa ed il Sempione, sia del massiccio dell'Aar (JAEGER et al. 1963; WAGNER et al. 1973). Sarebbe inoltre necessario approfondire la problematica relativa all'influsso che la tettonica ha esercitato sulla morfogenesi di queste valli alpine.

L'inizio della sedimentazione della Molassa del Napf è rappresentato dal livello con i mammiferi della «zona nm 5» e mostra 300 m più in alto altri strati con mammiferi compresi tra la «zona 5 e 6», senza raggiungere però, nonostante lo spessore di 550 m della Molassa di acqua dolce superiore, l'altezza del conoide dell'Hörrnli nella Svizzera orientale. Questi strati si riferiscono a quasi tutto il Miocene medio terminando 13 milioni di anni fa. La fine della sedimentazione non è in realtà osservabile; i ciottoli assumono dimensioni minori pur essendo ancora elementi di quarzite e di gneiss del diametro fino a 25 cm.

E' improbabile che l'erosione avvenuta sull'altipiano sommitale del Napf sia stata notevole; le creste molassiche, facile preda dell'erosione mostrano fosse profonde fino a 200 m, scavate dal gelo e dalla dissoluzione del cemento carbonatico. Non è facile stimare la cubatura del conoide del Napf al momento del ritiro del mare molassico. In base ai sedimenti rimasti si può pensare, almeno per quello che riguarda i conglomerati, a 60-80 km³; a questo valore vanno aggiunti 20-30 km³ provenienti dalle zone periferiche ed asportati dai ghiacciai come pure 70 km³ trasportati in soluzione per un totale di 150-180 km³. Per l'escavazione del sistema del Toce, dal suo spartiacque fino al relativo fondovalle, si ottengono circa 50 km³ di sedimenti che sommati ai 25-30 km³ dei rami laterali danno circa 65-80 km³ di detrito. Più a N mancano dati sulle superfici mioceniche: i massicci dell'Aar e del Gottardo non erano ancora sollevati e le falde elvetiche non avevano ancora raggiunto la posizione attuale; la zona tra il Passo del Gries e Meiringen era comunque occupata da valli.

Accanto ai rami laterali del Toce attuale che trasportarono calcescisti della Nufenen e conglomerati metamorfici, i ciottoli mostrano come i conglomerati del Toce dovessero essere interessati anche da altre aree di alimentazione: infatti, quarziti, microbreccie, arenarie e calcilutiti indicano serie flyschoidi penniniche; dolomie, arenarie dolomitiche e calcareniti richiamano le successioni della falda delle «Klippen» della Svizzera centro-occidentale; radiolariti rosse e verdi possono provenire da unità equivalenti alla coltre della Simme. Rocce rigide dovettero essere già in movimento al di sopra delle serie flyschoidi più plastiche. In periodi freschi queste rocce possono aver prodotto detriti dovuti al gelo che scesero a valle sotto forma di colate fangose.

Il bacino imbrifero tra il Passo del Gries e Meiringen poteva anche essere molto grande, forse il doppio di quello attuale. Dato che la profondità delle valli diminuisce con l'avvicinarsi al bordo delle Alpi, si può pensare ad un'asportazione di 120-140 km³ di materiale. Per l'insieme

me del sistema della paleo-Aar si ottengono allora 180–220 km³ di detriti; essendo avvenuto questo fenomeno in 2 milioni di anni, si avrebbe un'erosione di 90'000–110'000 m³/anno. Questo valore, se paragonato al Reno attuale che trasporta ogni anno 2–3x10⁶ m³, può sembrare basso visto anche che una sola alluvione può superare questo quantitativo. C'è però da considerare che la regione della paleo-Aar doveva essere coperta da boschi per l'80% della superficie totale mentre l'area del Reno attuale lo è per meno del 30%.

Dei 60–80 km³ della parte conglomeratica della molassa del Napf, circa 30–40 km³, sono stati erosi a partire dalla fine della deposizione avvenuta 13 milioni di anni fa, cui vanno aggiunti 20–30 km³ provenienti dalle regioni periferiche, il che corrisponderebbe a 4700 m³/anno e a 5–8 m³/anno per km². Nella regione del Reno attuale si calcola invece un tasso di 320–530 m³/anno per km². Va ricordato ancora una volta come la copertura boschiva fosse molto elevata mentre nella regione del Reno l'area coperta da detriti è molto vasta e in regioni prive di copertura boschiva l'erosione è risaputamente da 50 a 100 volte più efficace che in zone coperte da vegetazione.

Già GEISSBUEHLER considerò la valle tra il Toce e Locarno come molto antica, STAUB la ritenne invece miocenica. Le intrusioni pegmatitiche delle gole della Melezza vicino ad Intragna, ed i filoni porfirici della V. Loana ricordano le rocce della Bregaglia. Le età radiometriche che si ricavano dalle granodioriti della Bregaglia devono essere collegate in qualche modo all'attività della Linea dell'Engadina e della stessa Bregaglia come pure alla formazione delle valli dei Grigioni meridionali.

La supposizione di GEISSBUEHLER che la V. di Bognanco potesse rappresentare un ramo primitivo delle Centovalli implica che l'evoluzione del Toce fosse praticamente terminata. Lo stesso autore ammise pure l'esistenza di un catenaccio roccioso a valle di Domodossola, non considerando però il problema della sua demolizione.

Dato che le valli di Antrona e dell'Ogliana di Pozzolo sono orientate verso ENE rispettivamente NO, e dato che il conoide del Napf contiene notevoli quantità di pietre verdi e sabbie ricche di epidoto, si può pensare ad uno spartiacque posto a S della struttura interrotta dalla V. d'Antrona, tra il P. Castello ed il P. delle Pecore. Anche la ricchezza di oro della molassa del Napf è un chiaro indice della sua provenienza dalle montagne ossolane. Le età di raffreddamento della biotite svelano nuovi particolari della storia geologica recente della regione tra la V. d'Ossola ed il Napf. Un'età di 13,4 ± 0,5 milioni di anni è stata ricavata dalle biotiti con temperature di chiusura del sistema a 300 °C per gli gneiss di Verampio. Altre età rilevate nelle componenti granitiche dello gneiss conglomeratico del Lebendun presso la cascata del Toce forniscono valori di 13,5 ± 0,7 e 13,2 ± 0,8 milioni di anni (JAEGER et al. 1967; JAEGER e HUNZIKER 1979). A quel momento la regione di Verampio e della cascata del Toce erano quindi ricoperte da serie rocciose spesse parecchi km.

Le coltri N-penniniche occuparono in seguito la zona S del Goms e della conca di Orsera dove si trovavano un tempo le falde elvetiche successivamente scollate. L'arrivo delle coltri penniniche determinò un edificio alpino ancor più alto. Procedendo con l'impilamento, le falde N e medio-penniniche scivolarono insieme a quelle penniniche superiori e a quelle austroalpine inferiori verso OSO essendone impedito il movimento verso N a causa dell'elevazione del massiccio dell'Aar e dagli elementi penninici più settentrionali. Questo movimento verso N può aver avuto luogo soltanto dopo il sollevamento del massiccio dell'Aar, dato che la sedimentazione del Napf è avvenuta fino a 13 milioni di anni fa. Così nel Miocene medio-superiore il deflusso originario fu senz'altro impedito e lo spartiacque si spostò, probabilmente a tappe, verso N. L'Aar attuale rappresenta in questo modo il relitto di un fiume originato durante il Miocene ancora nella regione penninica.

Del massiccio dell'Aar sono state calcolate età di raffreddamento a 300 °C di 12 milioni di anni.

Nella regione di Interlaken–Sarnen la sovrapposizione delle coltri elvetiche, del Flysch e delle «Klippen» è almeno di 3000–5000 m e per le serie stratigrafiche della catena marginale occorre aggiungere altri 800–1000 m. La galleria del San Gottardo e quella del Sempione hanno fornito gradienti termici di 25–34 °C/km; dovremmo così avere degli innalzamenti di temperatura tra 114 e 240 °C. Perciò per il sollevamento del massiccio dell'Aar dall'altezza miocenica di 750–850 m fino ad oggi occorre aggiungere 1300–1400 m, nelle Alpi bernesie persino un sollevamento di 3500–3600 m: risulterebbero così delle temperature di 219–298 °C, resp. 220–296 °C. La temperatura di formazione della biotite sarebbe pertanto già raggiunta quasi senza denudazione. Anche se non ci si volesse attenere strettamente a queste stime, si possono comunque dimostrare le supposizioni fatte: infatti, l'altezza durante il Mio-

cene medio, lo spessore dei sedimenti trasportati, la modesta denudazione ed un altrettanto modesto gradiente termico sono senz'altro più che realistici.

Il sollevamento del massiccio dell'Aar e la messa in posto delle coltri elvetiche ebbero luogo tra 9 e 5 milioni di anni fa, mentre lo spostamento dalla posizione originale avvenne già 14 milioni di anni fa. Dopo la formazione delle coltri penniniche anche gli gneiss di Verampio furono deformati a guisa di cupola. Le falde penniniche non furono quindi denudate, ma si mossero nella direzione di massimo pendio, anche lateralmente sia verso i Grigioni occidentali sia verso il Vallese. Così gli elementi tettonici inferiori furono sollevati ancor maggiormente. Con lo scivolamento delle coltri penniniche anche la posizione della primitiva valle sopra il Passo del Gries fu traslata verso O. Per la formazione delle valli trasversali del Toce, della Maggia, della Verzasca, del Ticino, della Calancasca e della Moesa bisogna tener conto di una rottura della cupola. Per la ricostruzione della genesi delle valli ossolane a partire dal Miocene medio, mancano testimonianze e in particolar modo sedimenti di età nota. Ad O del Lago Maggiore la Molassa sudalpina venne a trovarsi sotto la Pianura padana e fu ricoperta da spessi sedimenti quaternari.

IL CAMBIAMENTO DEL DEFLUSSO NELLA VAL D'OSSOLA DURANTE IL MIOCENE SUPERIORE

Già con un sollevamento minimo nella direzione di deflusso della paleo-Aar, la potenza di trasporto dovette ridursi per poi cessare finalmente del tutto. Nella V. Antigorio un lago di sbarramento si formò dietro la zona di sollevamento, estendendosi fino allo spartiacque fra Domodossola e lo sbocco della paleo-Anza tracimando verso meridione. Dopo una fase caratterizzata dalla presenza di un lago, lo spartiacque nella V. d'Ossola venne abbassato tettonicamente. L'irruzione delle acque attraverso il contrafforte roccioso seguì fratture preformato, prima crepacci poi dislocazioni orizzontali che permisero fra l'altro la formazione di profonde gole. L'avanzata del ghiacciaio in fasi tardive contribuì senz'altro all'erosione, soprattutto in periodi freschi al limite Miocene–Pliocene cioè 5 milioni di anni fa, al momento in cui la regione del Sempione fu elevata come parte frontale penninica e un peggioramento climatico permise l'avanzata dei ghiacci provenienti dalle giovani montagne. In periodi a clima fresco tra il Miocene e il Pliocene il ghiaccio del Toce poté così entrare nella V. Vigezzo e grazie all'influsso del gelo poté spezzare la sella di Finero ed erodere la gola di Re. Nelle valli tra Domodossola e il Passo del Gries si osservano numerosi scalini: uno inferiore caratterizzato dalla resistenza dello gneiss di Pontemaglia dove il ghiaccio scavò un bacino stretto. Il prossimo scalino è situato allo sbocco del Devero e venne condizionato da crepacci orientati NNE–SSE e NO–SE e con l'aiuto del ghiacciaio del Devero che sboccando più ripido in quel punto sgomberò la valle fino a raggiungere il livello degli gneiss di Verampio. Anche nel Tardowürmiano il ghiacciaio del Devero avanzò nel bacino di Crodo e catturò quello del Toce. La V. Antigorio è profondamente incisa fino all'altezza dello scalino tra Rivasco e Fondovalle. Questo scalino, alto 350 m e, come i due seguenti (la gola tra Grovella e Canzo e la gola della cascata del Toce) sono da ricondurre a fratture orientate ONO–ESE. Allo stesso tempo nella V. Vigezzo si formarono bacini dovuti ad escavazione glaciale. Lo scalino più importante conduce da Morasco al Passo del Gries: quest'ultimo è in relazione con un movimento tardivo del fronte penninico. I ghiacciai scesi dal Passo del Gries in epoche fredde formarono uno scalino laterale di 280 m. Il ghiacciaio della Nefelgi proveniente da SO confluiva da una valle pendente alta più di 200 m rispetto al piano. Così i ghiacciai pleistocenici scavarono 200–300 m nei calcescisti. Gli scalini che stanno in rapporto con un movimento tettonico tardivo forniscono un'altezza di 1000 m; a partire dal Miocene medio addirittura di 1600 m rispetto alla paleo-Aar. Ma nella V. Formazza e nella V. Antigorio questi valori spettano per 1000–1200 m ad un'incisione prefigurata tettonicamente.

L'INCISIONE PLIOCENICA E PLEISTOCENICA NELLA VAL D'OSSOLA

Contrariamente alla zona V. Vigezzo–Centovalli, con lo spartiacque situato a 831 m d'altezza, l'incisione della V. d'Ossola è molto più grande, poiché il rilievo divenne più ripido prima e nel corso del Pliocene. L'incisione nella V. Vigezzo può essere valutata a 100 m circa, mentre nella V. d'Ossola e nel Piano di Magadino l'approfondimento è di diverse centinaia di m.

Già all'entrata della V. Vigezzo, a Trontano, fino sul fondo roccioso nei dintorni di Domodossola e alla confluenza della V. Antigorio e della V. Divedro, le rocce montonate a N di Enso e O–SO di Altoggio, mostrano differenze di altezza corrispondenti a 400–450 m, rispettiva-



Fig. 1: La pianura del Toce nei pressi di Domodossola con i quattro sbocchi vallivi: la Valle di Bognanco (in primo piano a sinistra), la Val Divedro (a sinistra) con le rocce mordonate di Enso, la Valle Antigorio (in mezzo) e la Valle dell'Isorno (a destra).



Fig. 2: Il paesaggio all'entrata della Val Vigezzo nei pressi di Trontano è stato modellato dal ghiacciaio del Toce. Sullo sfondo lo sbocco vallivo di Montecretese – Altoggio tra la Valle Antigorio (a sinistra) e la Valle dell'Isorno (a destra).

mente 500–550 m. Le protuberanze rocciose visibili lungo il fianco delle valli non sono però da considerare come relitti di antiche superfici rocciose ma piuttosto come il risultato della limitata azione erosiva dei due ghiacciai che si ostacolarono a vicenda.

A causa della presenza di rocce montonate a livelli più alti originate da glaciazioni più estese, occorre considerare una erosione glaciale di 50–150 m. La regione in cui sboccano le valli a N di Domodossola si sarebbe trovata ancora verso il Pliocene–Pleistocene a 750–850 m d'altezza; per la V. Vigezzo, situata 2 km più a S, si valuta un'altezza di 570–670 m. In quest'ultima valle la denudazione dei versanti ebbe luogo a causa dell'estrema ripidità della scistosità, la cui disgregazione fu accelerata dal gelo.

In questo modo parti rocciose poterono ostruire corsi d'acqua laterali, come per esempio il Melezzo occidentale. Allo sfondamento delle dighe, le acque incisero ancor più profondamente. Questo fenomeno interessò non solo i corsi d'acqua subglaciali bensì anche le intense erosioni glaciali di fasi precoci o tardive.

A Gagnone, ad O di Druogno, la valle inizia con uno scalino formatosi sopra una breccia di frana. A Marone l'incisione è di 80 m, tra Verigo e Trontano è addirittura di 100–120 m. La pendenza risulta essere quindi di 40–75 %o. Una gran parte dell'erosione avvenne in forma subglaciale sia in fase di avanzamento sia al momento del ritiro. Nella regione allo sbocco della V. Antrona si osserva un fenomeno simile a quello presente alla confluenza delle valli laterali e alla medesima altitudine.

In località S.Rocco, a SO di Piedimulera, la roccia venne erosa fino allo stesso livello di Trontano. Nella parte settentrionale delle Alpi le acque di fusione del ghiacciaio del Reno sembrano aver trasportato fino nella Molassa di acqua dolce superiore vicino a S.Gallo ciottoli di Flysch di 30 cm di diametro già al limite Miocene–Pliocene, e il ghiacciaio sembra essere avanzato a quell'epoca fino al piede delle Alpi (HOFMANN 1958, 1973; HANTKE 1980). Nei periodi pliocenici anche i ghiacciai sul versante meridionale delle Alpi sembrano essere avanzati almeno fino nel bacino di Domodossola.

Analogamente, anche il ghiacciaio del Ticino, seguendo predisposizioni tettoniche già definite, può essere avanzato fino nel bacino del Lago Maggiore a seguito dell'elevazione della regione del S.Gottardo e di un deterioramento climatico. Non è da escludere che già a quel tempo acque di fusione o addirittura una transfluenza glaciale abbiano passato la sella del M. Ceneri raggiungendo la regione di Lugano.

Il livello che segna l'inizio della sedimentazione che diede origine agli affioramenti pliocenici fossiliferi lungo il bordo meridionale delle Alpi, a Balerna, ad Induno e ad O del Lago Maggiore fornisce preziose informazioni sull'altezza dei fondovalle e delle zone marginali.

Pianure costituite da ghiaie rappresentano sempre l'altezza massima affinché le lingue del ghiacciaio posseggano ancora una forza erosiva che permetta loro di scavare in profondità. Pur ammettendo la possibilità che le lingue glaciali non siano avanzate così considerevolmente verso S, sembra comunque che le stesse dovessero avere ancora uno spessore di 100–150 m. Con l'apparizione di sedimenti marini occorre tener presente una diminuzione eustatica del livello del mare e poi una elevazione en bloc di quasi 300 m. Questo fenomeno è visibile in alcuni giacimenti del Pliocene sudalpino: a Borgosesia, a Gozzano, a Borgomanero, a Balerna, ad Almenno a NO di Bergamo, sul Monte S. Bartolomeo a N di Salò e a Cornudo nel Bellunese. I fondovalle si trovarono quindi già a quel tempo sotto il livello del mare. Nella fascia pedemontana settentrionale delle Alpi sono noti almeno 3 complessi di ghiaie con ciottoli alpini appartenenti al periodo freddo pliocenico del Biber (SCHAEFER 1957; SCHEUENPFLUG 1981; LOESCHER com. scritta). I periodi freddi si ripercossero, anche se non in modo così evidente come durante il Pleistocene, sia verso N sia verso S. Già al tempo della glaciazione di Donau il ghiacciaio del Ticino potrebbe essere avanzato oltre il Lago Maggiore come proverebbero i depositi di ceppo antichissimo.

Nella V. Olona, a SE di Varese, il ceppo si trova a un livello molto basso (NANGERONI 1932, LONGO 1968); o l'età pleistocenica antica ad esso attribuito non è corretta o, più probabilmente, l'incisione dev'essere avvenuta lungo il bordo sudalpino similmente a quanto avvenuto a S di Monaco, dove le ghiaie più antiche sono situate lungo il fiume Isar e le più giovanili si trovano sulle colline ad altezze maggiori (PENCK 1901; JERZ 1979) a riprova di una subsidenza avvenuta durante il Pleistocene.

Sulla base della flora caratterizzata da *Tsuga*, *Persea* e *Platanus*, i periodi a clima mite furono soltanto un po' più caldi di quelli degli interglaciali del Pleistocene se si considerano i valori climatici ridotti a livello del mare. Sulla durata dei 2 ultimi interglaciali (15–16'000 anni per l'interglaciale di Holstein, 11'000 anni per quello di Eem) esistono anche indicazioni ba-

sate su osservazioni marine. Il Pliocene, con una estensione di 3,5 milioni di anni, durò 2 volte più a lungo del Pleistocene. Ma i valori di incisione dei versanti rocciosi delle valli sono nel medesimo ordine di grandezza nonostante la durata dei periodi caldi. Per il Pliocene occorre aggiungere ancora 100–300 m di approfondimento. Per l'inizio del Pliocene nella regione allo sbocco della V. Vigezzo e della V. Anzasca risulterebbe così un'altezza di 670–1070 m.

La denudazione della cresta che si estende dal P. delle Pecore al bastione roccioso del P. della Rossola è limitata. Il dosso ad O del P. Castello venne ricoperto da un po' di ghiaccio soltanto durante gli stadi massimi, perciò la denudazione pleisto- e pliocenica dovette essere poco significativa.

Una semplice tracimazione del presunto lago formatosi durante il Miocene medio non sarebbe mai stata sufficiente per allargare e modellare la V. d'Ossola.

Un sistema di fratture orientato secondo l'asse N-S e una dislocazione laterale sono in rapporto con una compensazione di tensione dovuta ad una fase tardiva dell'elevazione delle coltri penniniche. Quest'elevazione post-miocenica media può soltanto essere stimata; vicino a Domodossola, grazie alle informazioni di un sondaggio eseguito a Villadossola, l'innalzamento è di almeno 250 m; nella regione del Sempione, con pendenze crescenti, è ancor maggiore. Sulla soglia P. Castello–P. delle Pecore, il paleo-Toce che già scorreva verso S tra il Miocene medio-giovane e il Pliocene più antico deve essersi approfondito di 800–1200 m. In periodi caldi l'alterazione causata dal gelo fu molto modesta.

Indicazioni per una deviazione verso N della V. Divedro e della V. dell'Isorno si riscontrano soltanto sopra i 1600 m.

Nella regione del Sempione questo livello primitivo fu innalzato tettonicamente per poi essere nuovamente modellato dalle successive glaciazioni.

La V. Divedro e quella dell'Isorno, entrambe profondamente incise, seguono l'orientamento tettonico. L'incisione sembra iniziare immediatamente sulla base erosiva del Miocene medio. Dato che dal punto di vista morfologico non sono conosciute elevazioni improvvise né incisioni successive, resta aperto l'interrogativo se questi fenomeni si siano prodotti in modo più o meno continuo per un periodo prolungato.

IL GHIACCIAIO DEL TOCE E I SUOI AFFLUENTI

Durante i periodi freddi, dalle montagne tra l'alto Vallese e l'alto Ticino scesero potenti lingue di ghiaccio che unendosi diedero origine al ghiacciaio del Toce e del Devero. Questi ultimi si riunivano poco sotto Baceno. A N di Domodossola il ghiacciaio del Toce raccoglieva altri 3 confluenti: uno dalla V. Divedro, l'altro dalla V. di Bognanco e il terzo dalla V. dell'Isorno. Nel circo del Lago di Larecchio, in un ramo del ghiacciaio dell'Isorno, si osservano rocce montonate fino a un'altezza di 2126 m. Ad un'altitudine di 2150 m il ghiaccio poté senz'altro transfluire attraverso selle più basse.

Presso Domodossola il ghiacciaio del Toce abbandonò ghiaccio attraverso la V. dell'Isorno e, sulla parte sinistra della V. Formazza–V. Antigorio, passando attraverso la V. Vigezzo–Centovalli, raggiunse il ghiacciaio del Ticino. Nelle fasi precoci come pure in quelle tardive, le acque subglaciali di fusione ed il gelo scavaron, a partire dal Pliocene, una valle nella zona tettonizzata delle Centovalli. Ma l'escavazione glaciale fu piuttosto modesta a causa della presenza del ghiacciaio del Ticino.

A N di Domodossola il ghiacciaio del Toce raggiunse durante gli stadi massimi würmiani 2000 m di quota, nei periodi ancor più freddi toccò 2200 m come testimoniato dall'abrasione glaciale.

A valle del Toce, il Moncucco, situato a SO di Domodossola, fu pure raggiunto dai ghiacci. Altre testimonianze più basse si trovano a quota 1650 m, a 1480 m, a 1240 m e specialmente a 1100 m. Ad E del Toce, la cresta che scende dal P. delle Pecore a Beura fu raggiunta in epoca würmiana fino a 1530 m d'altezza, in epoca rissiana a più di 1660 m.

L'ESCAVAZIONE PLEISTOCENICA IN VAL VIGEZZO E NELLE CENTOVALLI

La modesta incisione lungo la Linea delle Centovalli è dappertutto in rapporto con la direzione perpendicolare al movimento principale del ghiaccio. Il ghiacciaio del Toce, entrato a Domodossola attraverso la V. Vigezzo, dovette superare uno scalino roccioso alto più di 230 m. Contemporaneamente, da Locarno avanzò ghiaccio del Ticino ed ostruì così il ghiaccio della V. Maggia e della V. Onsernone costringendo entrambi verso le Centovalli. Il ghiaccio del



Fig. 3: Veduta dalla Colma a N di Malesco della Valle Loana che sbocca nella Val Vigezzo. A sinistra la Testa del Mater, raggiunta dal ghiaccio rissiano, il Moncucco (a destra), in secondo piano il P. Stagno (a sinistra) ed il P. dei Diosi con la Bocchetta di Vald e la transfluenza nella Valle Grande.



Fig. 4: Il Piano di Vigezzo con la Cima a N di S. Maria Maggiore sono state raggiunte dal ghiaccio rissiano, in secondo piano il solco trasversale della Val Vigezzo con le cime modellate dai ghiacci (in mezzo all'immagine), il Pizzo dei Diosi (a sinistra), la Bocchetta di Vald, la cresta del P. Nona, la piramide del M. Togano e la catena di montagne degradante verso Domodossola.

Toce fu pertanto ostacolato e l'erosione nei periodi freddi fu senz'altro fortemente ridotta. Questa situazione non dovette essere molto diversa in epoche glaciali più antiche. Nella V. Vigezzo, un'incisione poté aver luogo soltanto nelle fasi di avanzamento e di ritiro tra Druogno e lo sbocco della Ribellasca; ciò corrisponderebbe ad uno spessore supplementare di 200–250 m. Sul versante N delle Alpi lungo il ramo principale della Reuss, questa situazione corrisponderebbe ad una fase di avanzamento o di ritiro dello stadio di Gersau nei pressi di Lucerna. In stretta relazione a questa fase si può osservare, al momento dell'avanzamento del ghiaccio, un regresso dei boschi di carattere climatico e di una riconquista da parte della foresta di quelle zone liberate dai ghiacci al momento del loro ritiro. Per un periodo glaciale freddo risulterebbero così 50'000 anni, per 6 periodi pleistocenici 300'000 anni. Pur ammettendo che il limite dei boschi dovesse essere più basso durante le fasi di avanzamento o nelle fasi interstadiali, si dovrebbero aggiungere ancora 20'000 anni, per un totale di altri 120'000 che comunque comprenderebbe solo il 25% del Pleistocene.

I fondonalle ed i coni di deiezione furono senz'altro ricoperti di boschi. Durante gli interstadiali, i boschi, elevandosi di alcune centinaia di metri, raggiunsero quota 1000–1200 metri. L'escavazione in periodi caldi ebbe ragione solo sui pendii molto ripidi essendo molto più diffusa la copertura boschiva. Nelle fasi più calde il limite dei boschi, attualmente situato fra 1800 e 2000 fu addirittura di 200–300 metri più alto rispetto ad oggi, come è testimoniato dalla flora interglaciale di Re. Le zone molto tettonizzate furono particolarmente soggette all'erosione ed anche oggi il maltempo vi lascia spesso tracce molto catastrofiche. I danni in queste regioni furono ulteriormente aggravati dai disboscamenti in epoca storica recente specialmente nelle ripide zone sorgentizie, dove l'effetto dell'erosione non può essere esteso a tutti i periodi caldi con una copertura boschiva superiore all'80%.

A N di Sassetto e sul fianco E della Cima Trubbio a N di Malesco, il bosco si estende fino a 1900 m, il limite superiore degli alberi è a 1800 m, quello delle forme arbustive e degli alberi contorti a 2040 m. Sopra la Bocchetta di Ruggia e anche più a NE i larici si spingono anche fino a 2100 metri, sul P. di Fontanalba ad esempio, gli alberi isolati più alti crescono fino a 2150 m.

L'ALTEZZA DEL GHIACCIO PLEISTOCENICO NELLA VAL VIGEZZO

Ad E di Domodossola le creste e le cime furono raggiunte e superate dal ghiaccio würmiano fino ad un'altezza tra i 1770 ed i 1660 m, ma fino a questo livello si osservano oggi ben poche morene; pure gli erratici ed i ciottoli trasportati dal ghiacciaio sono estremamente scarsi. Che questo ghiacciaio durante tempi glaciali più estesi e più antichi raggiungesse una quota più elevata di 200 m è testimoniato sul M. Alon e dalle selle ad O e ad E del M. Mater. Dai rami sorgentizi del Melezza orientale, il ghiacciaio del Toce, penetrato nella V. Vigezzo, ricevette confluenti da più parti: dal ghiacciaio del Melezza, dalla V. Loana, dalla V. del Basso, dal P. Ragno, dal P. Stagno e dalla Cima della Lauresca.

Ad E del torrente Melezza, la Cima (1804 m) ed altre sommità a S della Cima Trubbio mostrano chiare tracce di transfluenza. In questo modo il ghiaccio raggiungerebbe nella V. Vigezzo un'altezza di 1900 m, quindi 200 m più in alto di quanto supposto fino ad oggi. Poiché mancano sia gli erratici sia le morene alterate, o le stesse furono ricoperte da detrito di soliflusso, è difficile stabilire l'estensione massima del ghiaccio anche in considerazione del fatto che per le altezze maggiori bisogna tener conto senz'altro della possibilità di profonde alterazioni e trasformazioni post-plioceniche medie.

Alla Bocchetta di S. Antonio il ghiaccio rissiano della V. Vigezzo raggiunse un'altezza di 1900 m, ricevendo ghiaccio pure dalla parte terminale della V. Onsernone. Transfluenze esistono anche più ad E sui due lati della Cima di Caneto. Soltanto il P. Ruscada dovette emergere da questo mare di ghiaccio.

Negli stadi più elevati il ghiacciaio del Toce penetrò nella parte sorgentizia della V. Grande attraverso il Passo di Basagrana ed il Passo di Biordo. In epoca würmiana il ghiacciaio della V. Basso e della V. Loana transflui ancora senz'altro verso SO nella Val Grande, attraverso la Bocchetta di Vald e l'Alpe Scaredi.

La Testa di Misella situata davanti al complesso di rocce ultrabasiche del Gridone fu modellata in epoche glaciali di massima estensione e venne poi trasformata ulteriormente dal ghiaccio würmiano del Gridone stesso. Attraverso la sella situata tra il P. Ometta e il P. Leone, ad un'altezza di 1570 m, transflui senz'altro ghiaccio rissiano nella V. Vigezzo fino alla quota di 1620 verso Brissago, in direzione quindi del ghiacciaio del Ticino.

Un livello più basso si profila lungo lo spartiacque tra 1700 e 1650 m sulla costa Cimeta a N

di Santa Maria Maggiore e la cima della Colma a N di Craveggia. Ancora in epoca würmiana il ghiaccio della V. degli Orti dovette transfluire nella V. Ribellasca.

I modellamenti glaciali più bassi sono testimoniati pure nella regione allo sbocco della Ribellasca: sui Monti di Dissimo e sull'Alpe Gaggio a 1160–1120 metri di quota e sugli Alpi di Cima e di Caviano a 1090 e 1030 m d'altezza. Questi livelli possono essere congiunti ad altri stadi würmiani o a stadi ancor più antichi durante i quali si sarebbe formata la rete dei ghiacci insubrici e all'epoca in cui il ghiacciaio della V. Vigezzo–Centovalli si congiungeva nel bacino del Lago Maggiore con quello dell'Onsernone–Maggia–Ticino.

Il ghiaccio del Toce e del Ticino si riunivano all'altezza delle Isole Borromee e a Verbania catturarono il ghiacciaio di S. Bernardino e quello di San Giovanni, riempiendo così il bacino del Lago Maggiore e depositando nel contempo una morena frontale nei pressi di Sesto Calende.

La confluenza del ghiaccio del Toce e di quello del Ticino corrisponderebbe al N delle Alpi alla lingua di ghiaccio della Linth in fase di avanzamento nel bacino dell'Obersee zurighese, oppure alla lingua di ghiaccio della Reuss nei dintorni di Lucerna.

MODELLAMENTI GLACIALI E TRANSFLUENZE DURANTE PERIODI FREDDI ANTICHI

Gli stadi tardo-würmiani sono documentati da morene laterali molto vicine a quelle frontali, per contro, gli stadi würmiani di ritiro lo sono invece con una progressiva riduzione di altezza e con erratici sempre più scarsi. Riconoscere questi fenomeni risulta però essere già difficile per gli stadi würmiani e a maggior ragione lo diventa per quelli rissiani o mindeliani o addirittura per le glaciazioni più antiche. Gli erratici in posizioni alpine elevate sono rarissimi e quando se ne trovano sono di estrema importanza. Grazie alla conoscenza delle estensioni delle glaciazioni N-alpine, è possibile ricostruire sia a N che a S delle Alpi le superfici del ghiaccio pre-würmiano. Ciò lascia presupporre che l'elevazione tettonica dovesse essere praticamente terminata e che nei casi dove ancora dovessero sussistere modificazioni del rilievo, gli effetti si facessero sentire solo a livello regionale. Gli stadi che sono spazialmente ed altimetricamente da intercalare tra quelli würmiani e quelli rissiani devono essere considerati come stadi del Pleistocene antico o del Pliocene intralpino.

Nel Pleistocene medio queste posizioni furono poi riprese come stadi di avanzamenti tardivi e fasi precoci di fusione. Le tracce risultano ora essere più accentuate e testimoniano la presenza di livelli diversi del ghiacciaio. Poiché la separazione pone già parecchie difficoltà nell'area pedemontana, persino in combinazione con ghiaie le forme di erosione di quest'area non possono essere attribuite ad un'età precisa.

Ciò sarebbe anche provato dal fatto che sedimenti analoghi presenti nel Giura sono stati riconosciuti geneticamente solo in parte e che rari sono stati fino ad oggi i tentativi per inserirli temporalmente. Inoltre occorre tener presente che questi stadi furono rimaneggiati da altri avanzamenti tardivi e che quindi ebbero tutto il tempo per essere cancellati anche se parzialmente.

Nel caso si dovessero considerare le elevazioni plioceniche e pleistoceniche antiche tra la V. d'Ossola e Locarno, eventuali differenze d'altezza si lasciano senz'altro estrapolare sulla base delle conoscenze acquisite nei dintorni di Borgosesia, di Balerna, di Almenno, del Lago di Garda e del Bellunese, per cui vi è da ritenere che gli attuali livelli più alti tra Domodossola e Locarno siano stati modellati già nel Pliocene ma a quote più basse, per essere poi innalzate in epoca post-pliocenica. Le grandi glaciazioni ebbero un'estensione considerevole sul versante N-alpino assumendo durante il Riss e nell'area di alimentazione del massiccio dell'Aar una dimensione inconsueta come fu già il caso in precedenza durante il Mindel per il bacino di alimentazione delle Alpi orientali.

I ghiacciai dovettero quindi essere abbondantemente avanzati verso N già in periodi freddi plioenici (SCHAEFER 1957; SCHEUENPLUG 1981): allora le Alpi presentavano quindi senz'altro altezze analoghe alle attuali, o, altra possibilità, le precipitazioni sono cambiate considerevolmente da un periodo freddo all'altro. A conferma di ciò non esiste comunque nella zona pedemontana la testimonianza di una flora interglaciale e pure un'eventuale flora indicatrice di clima freddo è rarissima.

Nei diversi interglaciali i relitti terziari tendono a scomparire a causa del clima divenuto più fresco. Nel Pleistocene avvennero soltanto cambiamenti d'altezza minimi a causa della denudazione. In diversi luoghi questi fenomeni sono visibili seppur in forma modesta.

RELITTI FLORISTICI DEL TERZIARIO RECENTE ?

Analogamente alla parte N delle Alpi dovettero esistere anche tra le montagne della V. d'Ossola e del Lago Maggiore luoghi dove una flora alpina ed una microfauna senza eccessive pretese abbia potuto sopravvivere ai periodi glaciali. Ciò fu senz'altro possibile sulla parte soleggiata della V. Vigezzo e delle Centovalli fra 1600 e 2000 metri di altezza, cioè immediatamente sopra al livello glaciale più elevato oppure anche sotto le calotte di ghiaccio locale. Accanto ad oltre 200 specie vegetali alpine calcifobe che crescono oggi fino a 4000 metri d'altezza nelle Alpi centrali meridionali, soltanto pochissime piante che vivevano direttamente sulla roccia o sul detrito sono da considerare strettamente endemiche come ad esempio la specie *Androsace vandellii* e *Campanula excisa*. Questi relitti hanno resistito all'avanzamento del ghiaccio, all'espansione dei boschi interglaciali, al bestiame e all'uomo. Fra le conifere sarebbe sopravvissuto solo il Ginepro nano (*Juniperus nana*) che sulla parte SO del M. Rosa sale fino a 3570 m (VACCARI 1940; HANTKE 1983). Con il limite delle nevi ridotto di 1800 m verso il basso, il Ginepro ha senz'altro potuto superare periodi glaciali in luoghi protetti tra la V. d'Ossola ed il Lago Maggiore attorno a quota 1800 m.

LO SPARTIACQUE ED IL RIEMPIMENTO RECENTE DELLA V. VIGEZZO

Contrariamente al Melezzo orientale che fa capo ad un bacino imbrifero di 181,5 km², l'area del Melezzo occidentale interessa soltanto 53,5 km² e non possiede un imbuto iniziale. A valle dello spartiacque, quali tributari del Melezzo occidentale, ci sono soltanto alcuni torrenti laterali. La valle è oggi ostruita dal conoide di deiezione del Rio Ragno e del torrente Melezzo. Con il ghiacciaio del Toce, entrato ancora nel tardo-würmiano fino a Malesco, il torrente Melezzo ed il Rio di Buttigno alimentano di nuovo il ghiaccio del Melezzo orientale come durante le corrispondenti fasi di avanzamento.

Lo spartiacque ancora durante l'ultimo interglaciale era situato più ad E tra Santa Maria Maggiore e Malesco. Il torrente Loana dava origine al ramo più a SO del Melezzo orientale in corrispondenza all'asse della valle.

Il Melezzo orientale fu inoltre ostruito da una colata di fango detritico di età tardo-rissiana all'altezza dei due ponti ferroviari di questa zona, come tra l'altro è avvenuto anche a S di Olgia. Venne così a formarsi un lago interglaciale. Localmente il Melezzo orientale si aprì un varco negli gneiss fratturati del M. Rosa. Poco più ad O, come d'altronde ad O del ponte romano di Re, si è conservata una morena di fondo rissiana. La colata fangosa cementata con frammenti di rocce ultramafiche venne coperta da ghiaie e da morene; il tutto ostruì un altro lago all'altezza del Ponte romano di Re. Questa diga naturale venne rotta solo più tardi in una fase di avanzamento würmiano. Il ghiacciaio del Melezzo e del Toce, penetrati nella V. Vigezzo, dovettero essere avanzati ben oltre lo spartiacque come testimoniato dalla presenza di ghiaie e di morene.

L'erosione e l'incisione dei sedimenti, in particolare delle sabbie e delle argille, è al massimo di 15 m. I resti delle piante fossili comprendono dappertutto foglie di *Quercus petraea*, *Rhododendron sordellii* e *Picea abies*, che provengono senz'altro da boschi misti situati nei dintorni di un lago lungo un tempo più di 2 km e profondo almeno 20 m.

Analoghe colate di fango cementato che un tempo diedero origine a laghi interglaciali sono già segnalati da GEISSBUEHLER (1967) per la zona di Olgia e Gagnone ad O di Druogno. Nei pressi di Marioccio a S di Dissimo si possono osservare blocchi della dimensione di una casetta e più sopra si nota una breccia che forma una parete lungo il fianco S della valle.

Tutte queste presenze testimoniano che nella V. Vigezzo, durante l'ultimo interglaciale non vi fu attività di erosione, ma piuttosto una fase di accumulo.

Il ghiacciaio del Toce penetrò anche durante il tardo-Würmiano antico nella V. Vigezzo raggiungendo la località di Re. In questo punto si può fra l'altro notare come dal fronte dovesse scendere delle morene verso la valle. Le morene laterali tardive nei pressi di Craveggia e di Toceno rappresentano un nuovo avanzamento fino a Malesco. All'altezza di Crana il ghiacciaio raggiunse quota 900 m e poteva così ricongiungersi ancora una volta con il ghiacciaio del Melezzo come documentato da una serie di morene. Grazie ad una situazione di equilibrio attorno a 1650 metri di altezza e in base all'orientamento SSE dell'asse della valle è possibile ricostruire un limite climatico nivale localizzato a quasi 1700 m.

In base alla posizione dei rispettivi stadi di avanzamento risulterebbe un limite delle nevi

solo di poco inferiore, situato cioè a 1600 m di altezza, come pure un limite superiore del bosco più basso di 900 m e degli alberi di 800 m, essendo venuto a trovarsi il bosco a 700 m e gli alberi singoli a 800 m di altezza.

Il bosco penetrò così fino a Re lungo la parte soleggiata della valle. Ad O di Intragna, alcuni alberi avrebbero raggiunto la località di Brignoi e di Selna. Colate di fango detritico poterono quindi staccarsi lungo i versanti ombreggiati della V. Vigezzo e raggiungere più o meno le stesse posizioni del ghiacciaio.

Lo stadio di Malesco corrisponderebbe sul versante N delle Alpi allo stadio di Gersau del ghiacciaio del Reuss. Ad E della Rigi-Hochflue, già BUXTORF (1913) aveva osservato la posizione degli erratici fino ad una quota di 1370 m. Il ghiacciaio rissiano era quindi in quel punto di quasi 1000 m più alto rispetto alla morena subacquea tardo-würmiana di Gersau. Una differenza analoga di altezza fra la posizione più alta rissiana e quella più bassa tardo-würmiana antica, si riconosce anche nella V. Vigezzo. Ciò confermerebbe la tesi che il sistema glaciale sudalpino del Toce può senz'altro essere confrontato nelle grandi linee con il sistema nordalpino della Reuss.

Al momento della fusione del ghiaccio lungo lo spartiacque di Truogno, tra i conoidi di deiezione tardo-würmiani, si formarono numerose paludi. Morene terminali oloceniche recenti appartenenti probabilmente allo stadio del 1850, si formarono in più punti e in modo abbastanza evidente ad E della Forcola di Larecchio a SE di Domodossola. In questa zona infatti il pascolo alpestre venne ricoperto da una coltre detritica costituita tra l'altro di grossi blocchi. Pure a N della Cimetta della Piada di Crana questo stadio recente è testimoniato da un limite di neve climatico situato a 2350 m con una posizione di equilibrio ad una quota di 2180 m, corrispondente pertanto ad una depressione di quasi 200 m rispetto ad oggi.

LA SELLA DI FINERO E LA VAL CANNOBINA

La catena montagnosa meridionale della V. Vigezzo è ricca di fratture trasversali visibili tra la Testa del Mater e il Monte Torriggia. Analoghe fratture caratterizzano anche il tratto iniziale superiore del torrente Cannobino che defluisce verso il Lago Maggiore.

La sella di Finero formò verso SE, cioè verso la V. Cannobina, lo spartiacque dell'Aar già durante il Miocene medio. Ma l'incisione non dovette ancora essere così profonda. Il limite del bosco, sulla base della flora fossile era situato temporaneamente 1500 m più in alto rispetto ad oggi. La regione dovette quindi essere coperta durante i periodi miocenici caldi da fitti boschi e di conseguenza l'erosione fu ridotta quasi a zero.

Durante gli stadi glaciali massimi, il ghiacciaio proveniente dai nevai del Melezzo orientale allontanò sempre più in direzione della sella di Finero il ghiaccio del Toce, penetrato pure nella V. Vigezzo. In questo modo la già citata zona, tectonicamente debole, poté essere ulteriormente scavata ed approfondita dal ghiacciaio. Inoltre il ghiacciaio ricevette confluenti da diverse cime e transflui a S e a N del M. Bavarione in direzione della lingua di ghiaccio di San Giovanni.

Il ghiacciaio del Ticino penetrò nella bassa V. Cannobina a S del M. Faironi e respinse il ghiaccio della V. Vigezzo transfluito con tutti i suoi confluenti attraverso la Sella di Finero. Rocce mtonate si formarono sul complesso ultrabasico di Finero tra i due rami sorgentizi del torrente Cannobino. Queste forme assunsero dimensioni notevoli sugli gneiss kinzigitici dei dintorni del M. Colmine, del Sasso Durone e del M. Riga. La formazione di queste rocce mtonate è da ricondurre alla presenza del ghiacciaio del Ticino che ripetutamente sbarò la strada al ghiacciaio della V. Vigezzo impedendo a quest'ultimo di transfluire nella valle principale.

TRANSFLUENZE DI GHIACCIO DELLA V. MAGGIA IN DIREZIONE DELLA VAL ONSERNONE E DEL GHIACCIAIO DELLA VAL ONSERNONE VERSO LE CENTOVALLI

Il ghiaccio proveniente da SE della V. di Campo, valle tributaria della V. Maggia, passò durante la glaciazione di Riss sopra la Bocchetta di Caszei nella V. Alzasca. Sulla cima di Müzz, (1926 m) il ghiaccio raggiunse il culmine della montagna. Il ghiaccio della Maggia transflui inoltre in direzione della bassa V. Vergeletto attraverso il Passo della Bassa situato tra il P. Cramalina ed il P. Pelosa. Su quest'ultima cima il ghiaccio toccò quota 1900 m. Le rocce mtonate della Bassa e la sella davanti al P. Pelosa, condizionata tectonicamente, vennero transfluite ancora una volta. Sulla cresta a NE il ghiaccio raggiunse 1860 m d'altezza. Gli erratici würmiani si trovano sul M. Zucchero a SO di Lodano fino a quota 1500 m.

Dalla V. Vergeletto altro ghiaccio transflui attraverso la cresta che separa questa valle dall'Onserone. Soltanto il P. Zucchero ed il M. Mattone emersero dai ghiacci. Pure la regione ad E dell'Alpe di Soglio nella parte posteriore della V. Onsernone venne ricoperta di ghiaccio. Sulla cresta del P. della Fontanalba, il ghiaccio superò quota 2000 m; a SE del M. Castello la cresta situata a 1860 m fu modellata dai ghiacci e a S del P. Pilone si osservano oggi numerose rocce mtonate. Sia nella parte italiana della V. Onsernone come pure in quella ticinese ogni piccola valletta è in stretta relazione ad una zona di fratture, fenomeno che può essere osservato molto bene grazie alla minima copertura morenica. Sulla cresta ad E del P. Ruggia, l'azione modellatrice del ghiaccio si spinse fino a 1900 m: l'Alpe Pianezza di Vogogno fu pure sottoposta all'azione levigatrice del ghiaccio würmiano.

Sul fianco N ed E della Cima di Sassone si formarono dei circhi glaciali. Nella parte ticinese della V. Onsernone, lungo la cresta che scende dal P. Ruscada verso Comogno, si possono riconoscere le primitive quote raggiunte dal ghiaccio: la più alta è evidenziata a 1700 m. Già durante antiche fasi di avanzamento il ghiacciaio del Ticino penetrò nella bassa V. Maggia, ostruendo l'omonimo ghiacciaio, costretto quindi a defluire attraverso la Forcola (464 m) in direzione di Tegna e di Verscio come è dimostrato dai numerosi arrotondamenti glaciali. Fratture tettoniche sono messe in bella evidenza nella regione allo sbocco della Maggia, dell'Isorno e della Melezza, come pure più a S nella regione di Losone ed Arcegno, occupata un tempo dal ghiacciaio del Ticino. In questa zona le acque di fusione subglaciali seguono il lineamento tettonico. L'ostruzione del ghiacciaio del Ticino raggiunse l'altezza di Avegno e di Verscio durante la fase di espansione massima.

Il deflusso glaciale della Maggia venne così deviato verso Cavigliano attraverso la sella della Streccia (127 m), caratterizzata da una antica zona di disturbo già servita quale transfluenza in epoche passate. In una fase ancor maggiore l'ostruzione del ghiaccio del Ticino ebbe luogo fino a Gordevio e ad Intragna: il ghiaccio della Maggia fu così dirottato attraverso la sella di Capoli (1001 m) e nel contempo il ghiaccio della V. Onserone venne deviato verso le Centovalli in direzione delle località di Pila e di Costa.

A un livello ancor più alto dei precedenti, l'ostruzione toccò l'altezza di Moghegno ed il ghiacciaio della Maggia transflui attraverso la sella della Garina in direzione di Campo e attraverso la V. del Vo in direzione della V. Onsernone. A sua volta il ghiaccio ostruito della V. Onsernone e della V. Vergelletto venne deviato attraverso il Pian Segna situato tra Aula e Pianascio.

La transfluenza würmiana più alta della V. Onsernone avvenne a S dello sbocco del ghiaccio di Vergeletto attraverso la Pescia Lunga (1511 m).

Le transfluenze del ghiaccio della V. Maggia e della V. Onsernone, al momento dello fusione, ebbero luogo in ordine inverso rispetto alle fasi di avanzamento.

CONFLUENZE CON IL GHIACCIAIO DEL TICINO E TRANSFLUENZE ATTRAVERSO IL MONTE CENERI

Nell'area interessata dal ghiacciaio del Ticino, sulle creste e sulle cime allo sbocco del ghiacciaio della Moesa e del ghiacciaio della V. Verzasca, si possono osservare zone caratterizzate da rocce mtonate e da tracce di erosione glaciale. Come per il ghiacciaio del Toce nella V. Vigezzo e nelle Centovalli è possibile distinguere anche in questo caso alcuni stadi.

A NO di Bellinzona il ghiaccio della Morobbia, deviato da quello della Moesa-Ticino, transflui, attraverso le selle più basse, nella V. Caneggio che rappresenta un ramo sorgentizio del Vedeggio.

Su un largo fronte il ghiacciaio del Ticino potè transfluire attraverso la sella del Ceneri e durante gli stadi più elevati modellò la cresta dell'Alpe del Tiglio-Matro-Cima di Medeglia. Durante la glaciazione würmiana i ghiacci raggiunsero quota 1500 m e durante quella rissiana addirittura i 1700 m d'altezza. In questo modo il P. Corgella dovette emergere di pochi metri dalla colata di ghiaccio.

A Cimetta (1672 m) sopra Locarno, il ghiaccio rissiano toccò quota 1640 m; le selle tra la Cimetta, la Cima della Trosa ed il Madone furono pure ricoperte di ghiaccio. Il ghiaccio in uscita dalla V. Verzasca sfiorò i 1700 m sulla cresta ad E del Madone. Pure l'Alpe Redrisc venne ricoperta di ghiaccio proveniente dalla Verzasca. Un livello più basso, corrispondente ad uno stadio di morene giovani interne (Stadio di Zurigo o di Sesto Calende) si osserva oggi sulla cresta arrotondata di Cardada (1332 m) poco prima che la stessa degradi verso

la confluenza della Maggia con la Melezza. Più a SO tra il Gridone ed il Lago Maggiore, la Corona dei Pinci (1294 m), la Faieda (1374 m) come pure l'Alpe di Naccio (1394 m) vennero transfluiti dal ghiacciaio würmiano. A quota 1400 m si osservano numerosi erratici. Quelli di uno stadio ancor più basso sono dispersi attorno alla Corona dei Pinci e a Suolo.

L'escavazione della pianura di Magadino raggiunse la profondità di -250 m in corrispondenza della zona della Linea Iorio-Tonale lungo le due sezioni Gaggiolo-Quartino e Gudo-S. Antonino, e addirittura -350 m nella sezione di Cugnasco-Contone (BAECHLIN et al. 1974; SPICHER et al. 1981). Il fatto che l'escavazione segua rigorosamente le linee tettoniche è ben evidenziato in tutta la valle. La parte sottoposta ad escavazione puramente glaciale è stata sovente sopravalutata a causa della presenza di profonde gole. Sondaggi per analisi polliniche eseguite a Meikirch, nella Valle dell'Aar a S di Berna, sul Lago di Neuchâtel e sul bordo della pianura della Linth, testimoniano la presenza dell'interglaciale Mindel/Riss (= Holstein) sul fondo delle valli (WELTEN 1982, 1988). Sull'Uetliberg come pure nelle valli della Sihl e della Reppisch l'escavazione antica è evidente anche dal punto di vista geologico (HANTKE 1984b, 1984c). Sondaggi eseguiti nella Valle del Reno nel Vorarlberg hanno confermato la presenza ad una profondità di 15,8 m di una morena di fondo con ciottoli striati mentre poco più accanto la roccia è stata raggiunta solo ad una profondità di 592 m (HANTKE 1983): il ghiaccio del Reno dovette perciò scorrere probabilmente sopra antiche argille lacustri.

A SE della parte settentrionale del Lago Maggiore, gli erratici si trovano sul Passo S. Anna, fra il Gambarogno e la V. Veddasca. Essi testimoniano così un'altezza del ghiaccio di 1360 m.

Per questo motivo le acque di fusione dovettero scorrere verso S cioè in direzione di Indemini, nella valle riempita dal ghiaccio della Veddasca. Tutte le creste a SO furono transfluite in epoca rissiana e solo il Covrito (1594 m) poté emergere dal ghiaccio. Il ghiacciaio del Ticino si spinse allora all'altezza di Brissago e di Pino ad una quota di 1500 m.

Sulla cresta meridionale del Gridone, dal Faierone fino al M. Giove a NO dello sbocco della V. Cannobina, il ghiacciaio della V. Vigezzo e del Ticino sfiorarono appena i 1200 m d'altezza durante il massimo würmiano; al tempo delle morene giovani interne depositate a NO di Cannobio il ghiaccio toccò invece una quota di poco superiore 1000 m.

LEGENDA ALLA CARTA ALLEGATA

Carta strutturale e quaternaria della regione tra la Valle d'Ossola e la Valle Verzasca: Val Vigezzo, Centovalli, Valle Onsernone e Valle Maggia

René Hantke 1:100'000

	Terreni alluvionali, palustri	+	Massi erratici di gneiss
	Terrazzi con orli di erosione	×	Massi erratici di antifibolite
	Conoidi di deiezione	○○	Rocce mtonate
	Frane	Cordoni morenici tardo-würmiani
	Scoscenimenti	//	Fratture, faglie, scorrimenti, zone milonitizzate
	Scivolamenti	—+	Sinforme
		—+	Antiforme

BIBLIOGRAFIA

- Ammann, P., 1980 – L'alluvione del 7 Agosto 1978 in Val Onsernone - La rottura dell'equilibrio idrogeologico - Quad. reg. 2.
- Bächlin, R. † et al., 1974 – Blatt 1313 Bellinzona - Geol. Atlas Schweiz 1:25000 - Schweiz. Geol. Komm.
- Bearth, P., 1957 – Zur Geologie der Wurzelzone östlich des Ossolatales - Ecl. geol. Helv. 49/2 (1956).
- Bertamini, T., 1978 – Alluvioni in Ossola 7 Agosto 1978 - Oscellana 8/3.
- Blumenthal, M., 1952 – Beobachtungen über Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona zwischen der Walliser Grenze und dem Locarnese - Ecl. geol. Helv. 45/2.
- Buxtorf, A., 1913 – Geologische Karte der Rigihochfluhkette, 1:25000 - Mit Erläut. - Geol. Spez.-K. 29 - Schweiz. Geol. Komm.
- Canale, A., 1957 – Geomorphologie der Valle Onsernone - Diss. Univ. Bern.
- Castiglioni, G. B., 1958 – Studio geologico e morfologico del territorio di Baceno e Premia (Val d'Ossola - Alpi Lepontine - Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova 20).
- Ceretti, P., 1969 – Il Lago di Vigezzo - Ill. Ossolana 11/1-2.
- Geissbühler, W., 1967 – Zur Geomorphologie und Talgeschichte des Centovalli-Vigezzo - Jber. Geogr. Ges. Bern 48 (1965/66).
- Gerber, E., 1960 – Zur Rekonstruktion alter Talböden - Ecl. geol. Helv. 52/2 (1959).
- Gerber, E., 1986 – Grundzüge einer Geomorphologie des Aargaus - Mitt. aarg. natf. Ges. 31.
- Gygax, F., 1934 – Beitrag zur Morphologie der Valle Verzasca - Diss. Univ. Bern.
- Hantke, R., 1980, 1983 – Eiszeitalter 2, 3 - Thun.
- Hantke, R., 1984a – Zur tertiären Relief- und Talgeschichte des Bergeller Hochgebirges, der zentralen Südalpen und der angrenzenden Gebiete - Ecl. geol. Helv. 77/2.
- Hantke, R., 1984b – Zur Morphogenese des unteren Sihl- und Reppischtales (Kt. Zürich) - Ber. Skripten 17 - Geogr. Inst. ETH Zürich.
- Hantke, R., 1984c – Zur Erdgeschichte der Albiskette - In: Der Üetliberg - Zürich.
- Hofmann, F., 1958 – Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenberg NW St. Gallen - Ecl. geol. Helv. 50/2.
- Hofmann, F., 1959 – Materialherkunft, Transport und Sedimentation im schweizerischen Molassebecken - Jb. St. Gall. Naturw. Ges. 76.
- Hofmann, F., 1973 – Erläuterungen zu Blatt 1074 Bischofszell - Geol. Altas Schweiz 1:25000 - Schweiz. Geol. Komm.
- Hofmann, F., 1985 – Waschgold in der Molasse, in pleistozänen Ablagerungen und in rezenten Bächen und Flüssen der Ostschweiz - Ecl. geol. Helv. 78/3.
- Hunziker, J. C., 1966 – Zur Geologie und Geochemie des Gebietes zwischen Valle Antigorio (Prov. di Novara) und Valle di Campo (Kt. Tessin) - Schweiz. min.-petr. Mitt. 46/2.
- Jäckli, H., 1957 – Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes - Beitr. Geol. Schweiz, Geot. Ser. 36 - Schweiz. Geot. Komm.
- Jäger, E., et al. 1967 – Rb-Sr Altersbestimmungen an Glimmern der Zentralalpen - Beitr. geol. Karte Schweiz NF 134 - Schweiz. Geol. Komm.
- Jäger, E. & Hunziker, J. C., 1969 – Guide book to the field trip of the «Colloquium on the geochronology of Phanerozoic orogenic belts», Switzerland - Bern, Zurich.
- Jerz, H., 1979 – Das Wolfratshausener Becken, seine glaziale Anlage und Übertiefung - E + G 29.
- Kern, R., 1947 – Zur Petrographie des Centovalli - Diss. ETH Zürich - Helsinki.
- Knup, P., 1958 – Geologie und Petrographie des Gebiets zwischen Centovalli – Valle Vigezzo und Onsernone - Schweiz. min.-petr. Mitt. 38/1.
- Kobe, H., 1956 – Geologisch-petrographische Untersuchungen in der Wurzelzone zwischen Vergeletto-Onsernone und Valle Maggia - Schweiz. min.-petr. Mitt. 36/1.
- Lautensach, H., 1912 – Die Übertiefung des Tessingebietes - Pencks Geogr. Abh. NF 1 - Berlin, Leipzig.
- Longo, V., 1986 – Geologie und Stratigraphie des Gebietes zwischen Chiasso und Varese - Diss. Univ. Zürich - Graz.
- Mancktelow, N., 1985 – The Simplon Line: a major displacement zone in western Lepontine Alps - Ecl. geol. Helv. 78/1.

- Matter, A. 1964 – Sedimentologische Untersuchungen im östlichen Napfgebiet - Ecl. geol. Helv. 57/2.
- Milnes, A. G., 1965 – Structure and History of the Antigorio Nappe (Simplon Group, North Italy) - Schweiz. min.-petr. Mitt. 45/1.
- Milnes, A. G., 1974 – Post-Nappe Folding in the Western Lepontine Alps - Ecl. geol. Helv. 67/2.
- Milnes, A. G., Greller, M. & Müller, R., 1981 – Sequence and style of major post-nappe structures, Simplon - Pennine Alps - J. Struct. Geol. 3/4.
- Nangeroni, G., 1932 – Carta geognostica – geologica della prov. di Varese con uno studio sulla geologia, le rocce e le forme del terreno della regione varesina – Ann. R. Ist. Tecn. Varese.
- Niethammer, G., 1910 – Die Wärmeverteilung im Simplon – Ecl. geol. Helv. 11/1.
- Novarese, V., & Stella, A., 1913, rist. 1959 – Fo. 15 Domodossola – Carta geol. d’Italia 1:100 000 – Serv. geol., Roma.
- Novarese, V., & Stella, A., 1921, rist. 1961 – Fo. 16 Cannobio – Carta geol. d’Italia 1:100 000 – Serv. geol., Roma.
- Penck, A., & Brückner, E., 1901 – 09 – Die Alpen im Eiszeitalter – Leipzig.
- Reinhardt, B., 1966 – Geologie und Petrographie der Monte Rosa – Zone, der Sesia – Zona und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d’Ossola und Valle Loana (Prov. di Novara, Italien) – Schweiz. min. -petr. Mitt. 46/2.
- Rütimeyer, L., 1869 – Über Thal- und See-Bildung – Basel.
- Schaefer, I., 1957 – Erläuterungen zur Geologischen Karte von Augsburg und Umgebung 1:500 000 – Bayer. Geol. L.-A. München. Scheidegger, A. E., 1979 – Orientationsstruktur der Talanlagen in der Schweiz – Geogr. Helv. 34/1.
- Scheuenpflug, L., 1981 – Aus der Erd- und Landschaftsgeschichte der Reischenau – Jber. Heimatver. Lkr. Augsburg (1980-1981).
- Schmid, K., 1973 – Über den Goldgehalt der Flüsse und Sedimente der miozänen Molasse des NE-Napfgebietes (Kt. Luzern) – Beitr. Geol. Schweiz, Kl. Mitt. 58.
- Schmid, R., 1967 – Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d’Ossola und Val Grande (Prov. Novara Italien) – Schweiz. min.- petr. Mitt. 47/2.
- Schmid, S., et al. 1987 – The kinematics of movement along the Insubric Line and the emplacement of the Ivrea Zone – Tectonophysics 135.
- Schmid, C., 1908 – Die Geologie des Simplongebietes und des Simplontunnels – Univ. Basel, Rektoratsprogr. (1906/07) – Basel.
- Seiffert, R., 1953 – Zur Geomorphologie des Calancatales – Basel. Beitr. Geogr. Ethnol. 1.
- Sordelli, F., 1883 – Sulle filliti quaternarie di Re in Val Vigezzo – RC. R. Ist. Lomb. Sci. Lett. (2) 16 – Milano.
- Spicher, A., et al 1981 – Erläuterungen zu Blatt 1313 Bellinzona – Geol. Atlas Schweiz 1:25000 – Schweiz. Geol. Komm.
- Stapf, F. M., 1877 – Studien über die Wärmeverteilung im Gotthardtunnel, 1.: Wärmezunahme nach dem Innern von Hochgebirgen – Bern.
- Staub, R., 1934 – Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie – Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. 69/1.
- Vaccari, L., 1940 – Contributo alla flora del Naso, isola rocciosa fra i ghiacciai del Monte Rosa – Ann. Lab. Chanousia 4 Torino.
- Wagner, G. A., et al. 1977 – Cooling ages derived by Apatite fission-track, mica Rb-Sr and K-Ar dating: the uplift and cooling history of the Central Alps – Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova 30.
- Walter, P., 1950 – Das Ostende des basischen Gesteinszuges Ivrea – Verbano und die angrenzenden Teile der Tessiner Wurzelzone – Schweiz. min.- petr. Mitt. 30/1.
- Welten, M., 1982 – Pollenanalytische Untersuchungen im Jüngeren Quartär des nördlichen Alpenvorlandes der Schweiz - Beitr. geol. Karte Schweiz NF 156.
- Welten, M., 1988 – Neue pollenanalytische Ergebnisse über das Jüngere Quartär der nordalpinen Schweiz - Beitr. geol. Karte Schweiz NF 162.
- Wenk, E., 1955 – Eine Strukturkarte der Tessineralpen – Schweiz. min.-petr. Mitt. 35/2.
- Wenk, E., 1988 Geologie der Valle Verzasca und ihrer Umgebung - in Vorber.
- Wieland, H., 1966 – Zur Geologie und Petrographie der Val Isorno (Novara, Italien) - Schweiz. min.-petr. Mitt. 46/1.

Bruchtektonisch - quartärgeologische Karte
zwischen Valle d'Ossola und Locarno
RENÉ HANTKE

1:100 000

