

Zur Talgeschichte zwischen Domodossola und Locarno: Valle d'Ossola, Val Vigezzo (Prov. di Novara)–Centovalli (Kt. Tessin) 2. Teil* mit Kartenbeilage

7. Die pleistozäne Ausräumung in der Vigezzo–Centovalli-Talung

Die bescheidene Eintiefung längs der Centovalli-Störung (S. 16) hängt vor allem mit der quer zur Hauptstoß-Richtung des Eises verlaufenden Talung zusammen. Das von Domodossola in die V. Vigezzo eingedrungene Toce-Eis hatte dabei eine Felsstufe von über 230 m zu überwinden. Zudem drang von Locarno Tessin-Eis gegen W vor, staute das aus V. Maggia und V. Onsernone austretende Eis und drängte dieses in die Centovalli. Damit wurde das Toce-Eis zurückgestaut und die kaltzeitliche Erosion stark reduziert. Daß dies – mit Ausnahme der Kolkiefen um Domodossola und um Locarno – in den älteren Hochglazialen viel anders gewesen sein soll, ist unwahrscheinlich.

In der V. Vigezzo konnte eine Eintiefung nur in engen Vorstoß- und Abschmelz-Bereichen stattfinden, bei Eisständen zwischen Druogno und der Mündung der Ribellasca. Dies entspricht einer zusätzlichen Eismächtigkeit von 200–250 m. Auf der Alpen-N-Seite, etwa beim frontalen Reuß-Gletscher, kommt dies einem Anstieg bzw. Abschmelzen vom Gersauer Stand bis Luzern gleich. Damit verbunden war eine Zeit klimatisch bedingten Waldsterbens beim Vorstoß und eine solche des Wiederhochkommens, bis ein Wald die freigegebenen Gebiete wieder zu schützen vermochte. Werden für das Abschmelzen 4000, das Vorstoßen 16 000, die Zerstörung des Waldes mit all seinen Phasen 25 000 und für sein Wiederhochkommen je 5000 Jahre eingesetzt, so ergäbe dies pro Kaltzeit 50 000, bei 6 pleistozänen Kaltzeiten rund 300 000 Jahre. Selbst wenn für die kühlen Eisaufbauphasen und die sie trennenden Interstadiale, in denen die Waldgrenze tiefer lag als heute, pro Kaltzeit weitere 20 000, insgesamt nochmals 120 000 Jahre hinzugefügt werden, umfaßt der Zeitraum erst 25% des Eiszeitalters. Dabei waren Talsohle und die aus Seitentälern austretenden

Schuttfächer bewaldet; in den Interstadialen stieg der Wald um einige hundert Meter an, auf 1000–1200 m. Die warmzeitliche Ausräumung hat – infolge der weitgehenden Bewaldung – vor allem steile Gebiete ergriffen. In den wärmsten Phasen lag die Waldgrenze – heute um 1800–2000 m – um 200–300 m höher, wie aus der interglazialen Flora der Seetone von Re mit ihren wärmeliebenden Arten hervorgeht.

Besonders in tektonisch zerrütteten Bereichen hinterlassen katastrophale Unwetter ihre Spuren. Da sich die Schadengebiete erst mit den neuzeitlichen Rodungen – vorab in steilen Quellbereichen – gehäuft haben, darf ihre Erosionswirkung nicht auf alle Warmzeiten mit über 80% Waldbedeckung ausgedehnt werden.

N des Sassetto und an der W-Flanke der Cima Trubio N Malesco reicht der Wald bis 1900 m; die Baumgrenze liegt auf 1980 m, die Krüppelgrenze auf 2040 m. Oberhalb der Bocchetta die Ruggia (1990 m) und weiter NW steigen Lärchen bis 2100 m; am P. di Fontanalba stehen die obersten Baumkrüppel um 2150 m.

8. Kaltzeitliche Eishöhen in der Val Vigezzo

E von Domodossola sind Grate und Gipfel überschliffen: vom SW-Grat des Monte Loccia di Peve die Cima la Sella (1712 m) und Croce di Rovareccio (1767 m), von den in die V. Vigezzo absteigenden: M. Corgiolo (1768 m), Costa Cimela (1686 m), La Colma di fuori (1687 m), sodann der Piano di Vigezzo (1714 m, Fig. 5) und La Colma (1670 m) N Craveggia. Bis auf ihre Höhen liegt nur wenig Moräne; Erratiker und eisverfrachtete Geschiebe sind spärlich. Daß aber Eis in den größten und schon in älteren Eiszeiten bis 200 m höher hinaufreichte, belegen Überprägungen am M. Alon (2011 m, 1989 m)

* 1. Teil erschienen in Geographica Helvetica Nr. 1/87, S. 15–26.

René Hantke, Prof., Dr., Geolog. Institut der ETH und Univ. Zürich, Sonneggstr. 5, CH-8092 Zürich.

und in den Sätteln W und E des M. Mater (1920 m, 1865 m).

Aus den Quelllästen des Melezzeo orientale, der V. Cortino, vom P. la Scheggia (2466 m), von der Cima dei Casaletti (2417 m), der V. Verzasco, der Scheggia di Muina und der Cima Trubbio (2062 m) erhielt das in die V. Vigezzeo eingedrungene Toce-Eis Zuschüsse von N, vom Melezzeo-Gletscher, und von S, aus der V. Loana mit der V. del Basso, vom P. Ragnò (2289 m), P. Stagno (2183 m) und von der Cima della Lauresca (2195 m).

E des Torrente Melezzeo zeigen La Cima (1804 m), P. 1879 und P. 1851 S der Cima Trubbio Überprägungsspuren. Damit hätte das Eis in den größten Kaltzeiten über der V. Vigezzeo um 1900 m, also um 200 m höher gestanden, als bisher angenommen wurde (HANTKE 1983). Da Erratiker und durchgewitterte Moräne fehlen oder von Solifluktionsschutt überschüttet worden sind, hält es schwer, die maximale Eishöhe festzulegen, um so mehr als in den höchsten gar noch ältere, nach-mittelplozän hochgestaute Überprägungen vorliegen können.

Auf der Bocchetta S. Antonio (1841 m) nahm rißzeitliches Vigezzeo-Eis bis auf 1900 m Eis aus der hinteren V. Onsernone auf. Transfluenzen bestanden auch weiter E, beidseits der Cima Caneto (1913 m), bei P. 1821 und 1832, über die Bocchetta di Cortaggio (1674 m) und Alpe Ruscada (1674 m). Erst der P. Ruscada (2004 m) ragte wieder empor, im W und N von 1820 m, im E von 1780 m an.

In den höchsten Ständen wandte sich eingedrungenes Toce-Eis über Passo di Basagrana (2070 m) und Passo di Biordo (2061 m) in Quellläste der V. Grande. Über die Bocchetta di Vald (1822 m, Fig. 5) und Alpe Scaredi (1859 m) floß noch würmzeitlich Eis aus der V. del Basso und der V. Loana gegen SW in die V. Grande über (Fig. 4).

Die den Ultrabasiten des Gridone (2288 m) vorgelagerte Testa di Misella (1596 m) ist in den größten Eiszeiten modelliert und von würmzeitlichem Gridone-Eis überschliffen worden. Über den 1570 m hohen Sattel zwischen P. Ometta (1846 m) und P. Leone (1659 m) floß rißzeitlich Vigezzeo-Eis bis auf 1620 m gegen Brissago zum Tessin-Gletscher über. Am Grat (P. 1597) stand es auf 1550 m; Grat und N-Flanke lagen unter einer Firndecke.

Ein tieferes Niveau zeichnet sich über der Talwasserscheide der V. Vigezzeo um 1700 bis 1650 m ab: auf Costa Cimeta N von S. Maria Maggiore und auf La Colma N Craveggia. Noch in der Würm-Kaltzeit floß Eis von der hinteren V. degli Orti, das NW von Dissimo vom Vigezzeo-Eis gestaut wurde, zwischen Bocchetta di Corteggio und M. Cavallina (1504 m) in die V. Ribellasca.

Tiefere Überprägungen zeichnen sich im Mündungsgebiet der Ribellasca ab: auf den Monti di Dissimo und auf Alpe Gaggio um 1160–1120 m, auf A. Cima und A. Caviano um 1090 bzw. 1030 m. Diese Ni-

veaus sind mit würmzeitlichen und älteren Ständen zu verbinden, bei denen das insubrische Eisstromnetz aufgebaut wurde und Toce-Eis durch die V. Vigezzeo–Centovalli mit Onsernone/Maggia/Tessin-Eis im Becken des Lago Maggiore zusammenhing. Bei den Borromäischen Inseln hatte sich Toce- und Tessin-Gletscher vereinigt, bei Verbania S. Bernardino- und S. Giovanni-Gletscher aufgenommen, das Becken des Lago Maggiore gefüllt und um Sesto Calende gestirnt.

Auf der Alpen-N-Seite dürfte der Konfluenzstand von Toce- und Tessin-Eis beim Linth-Gletscher dem Vorstoß ins Becken des Zürcher Obersees, beim Reuß-Gletscher den Hohlformen des Vierwaldstätter Sees entsprechen.

9. Eisüberprägungen und Transfluenzen in älteren Kaltzeiten

Spätwürmzeitliche Eisrandlagen sind durch stirnnahe Seitenmoränen und hochwürmzeitliche Abschmelzstaffeln mit zunehmender Höhenlage durch immer spärlicher werdende Erratiker belegt. Schon für höchste würm-, erst recht für riß- und mindelzeitliche und gar noch ältere Stände gestaltet sich dies problematisch. Nur Überprägungen an Graten und Transfluenzen über hohe Sättel vermögen Hinweise zu geben. Hoch gelegene Erratiker treten inneralpin nur selten auf, um so bedeutender sind sie. Aufgrund der Reichweiten N-alpiner Vereisungen lassen sich N und S der Alpen präwürmzeitliche Eisoberflächen angeben. Dies setzt voraus, daß der tektonische Hochstau im Pleistozän praktisch abgeschlossen war und daß, wenn noch Veränderungen im Relief auftraten, solche sich regional ähnlich ausgewirkt hätten. Während die erste Voraussetzung kaum erfüllt war, mag die zweite zugetroffen haben. Ausdehnungs- und höhenmäßig sich zwischen riß- und würmzeitlich einschiebende altpleistozäne oder gar pliozäne Eisrandlagen dürften sich auch inneralpin abzeichnen. Diese sind im Mittelpleistozän als vorgezeichnete Lagen von späten Vorstoß- und frühen Abschmelzphasen erneut eingenommen worden. Die Überprägungen sind daher deutlicher geworden und bekunden zu verschiedenen Ständen gehörende Eisoberflächen. Da ihr Auseinanderhalten schon im Alpen-Vorland selbst in Verbindung mit Schotterfluren Mühe bereitet, lassen sie sich als Erosionsformen altersmäßig kaum zuordnen, ältere – pliozäne – noch weit weniger. Dies weil entsprechende Ablagerungsprodukte schon am Jurarand bisher nur vereinzelt genetisch erkannt und zeitlich einzustufen versucht worden sind. Zudem sind auch diese Lagen bei späteren Ständen erneut eingenommen und dabei verwischt worden.

Wenn zwischen V. d'Ossola und Locarno mit pliozänen und altpleistozänen Hebungen zu rechnen ist –

um Borgosesia, Balerna, Almenno, am Gardasee, im Bellunese lassen sie sich gar betragsmäßig ermitteln, – dann können die höchsten überfahrenen Bereiche zwischen Domodossola und Locarno im Pliozän auf tieferen Niveaus geprägt und erst später gehoben worden sein.

Da die Vorland-Vereisungen N des Aar-Massivs bis zur Riß-, N der Ostalpen bis zur Mindel-Eiszeit immer bedeutendere Ausmaße angenommen haben, dürften die Alpen schon damals beachtliche Höhen erreicht haben. Da die Gletscher bereits in pliozänen Kaltzeiten weit nach N vordrangen (SCHAEFER 1957, SCHEUENPFLUG 1981), müssen sie schon zu vergleichbaren Höhen emporgestaut gewesen sein; es sei denn, die Niederschläge hätten sich von Kaltzeit zu Kaltzeit fühlbar verändert. Dafür geben aber die interglazialen Vorland-Floren keine Hinweise und sind kaltzeitliche Floren zu selten. In den einzelnen Interglazialen bahnt sich mit dem sukzessiven Ausfall tertiärer Floren-Elemente ein Kühlerwerden der Warm- und Kaltzeiten an; doch dürften sich im Pleistozän nur noch geringfügige Höhenänderungen durch Abtrag oder Emporstau ereignet haben. Daß solche noch stattfanden, läßt sich mancherorts zeigen; sie halten sich aber alle in bescheidenem Rahmen.

10. Jüngsttertiäre Floren-Relikte?

Wie auf der Alpen-N-Seite, am Randen und im Alpenstein (HANTKE 1984d, HANTKE & SEITTER 1985), dürften sich auch in den Gebirgen zwischen V. d'Ossola und Lago Maggiore, auf der Sonnenseite der V. Vigezzo und der Centovalli zwischen 1600 und 2200 m – in den Quelllästen der Torrenti S. Bernardino und S. Giovanni schon in tieferen Lagen – über den höchsten Eisrändern und unter lokalen Eiskalotten Standorte für überdauernde Pflanzen- und Kleintier-Arten geboten haben. Neben rund 200, heute in hochalpinen Lagen bis gegen 4000 m auftretenden kalkfliehenden Kräutern und Gräsern können in den zentralen S-Alpen nur ganz wenige Fels- und Felsschuttpflanzen, *Androsace vandellii* (Vandells Mannsschild) und *Campanula excisa* (Ausgeschnittene Glockenblume) als endemisch betrachtet werden. Sie hätten sich als Relikte dem vorgedruckenen Eis, dem interglazial hochgestiegenen Wald, der Einwirkung der Viehweide und dem Zugriff des Menschen zu entziehen vermocht.

An Nadelhölzern überdauerte wohl nur *Juniperus nana* (Zwerg-Wacholder), der auf der SW-Seite des Monte Rosa, auf der Felsinsel des Naso, bis auf 3570 m ansteigt (VACCARI 1940, HANTKE 1983: 570). Bei um 1800 m tiefer gelegener Schneegrenze dürfte *J. nana* an ausapernden Sonnenplätzen zwischen V. d'Ossola und Lago Maggiore in Kaltzeiten über dem Eisstromnetz bis gegen 1800 m überlebt haben.

11. Die Wasserscheide und die jungen Füllungen in der Val Vigezzo

Im Gegensatz zum Melezso orientale mit 181,5 km² Einzugsgebiet und 147 km² für V. Onsernone und V. di Vergeletto, besitzt der Melezso occidentale mit 53,5 km² keinen Einzugsstrichter (Fig. 3). Von der Talwasserscheide an sind nur Seitenbäche dem gegen W abfließenden M. occidentale tributär. Heute verbauen die Schuttfächer von Rio Ragno und Torrente Melezso die Talung. Mit dem im frühen Spätwürm noch bis Malesco eingedrungenen Toce-Lappen wurden T. Melezso und Rio di Buttogno wieder zu Quelllästen des M. orientale wie in entsprechenden Vorstoßphasen.



Fig. 6 Der Melezso orientale SE von Re, Val Vigezzo, mit rißzeitlicher Grundmoräne im mittleren Flußbett und darüber, das Steilbord bildend, verfestigte, spätrißzeitliche Murgang-Brekzie, die einen interglazialen See staute.

Noch im letzten Interglazial lag die Talwasserscheide weiter E, zwischen S. Maria Maggiore und Malesco. Der T. Loana bildete – entsprechend der Talachse der V. Loana (Fig. 4) – den südwestlichen Quellast des M. orientale. Zwischen den Eisenbahn-Brücken wurde der M. orientale – wie S von Olgia – durch spätrißzeitliche Rufen zu einem interglazialen See gestaut (Fig. 6). Lokal tiefte sich der Melezso orientale in geklüftete Monte Rosa-Gneise ein. Wenig What sich – wie W des Ponte romano bei Re – rißzeitliche Grundmoräne erhalten. Die ebenfalls zementierte und von Schottern und Moräne überschüttete Rufe mit ultramafischem Trümmergut bei der Römerbrücke dämmte einen weiteren interglazialen See ab, der erst in würmzeitlichen Vorstoßphasen durchgebrochen ist. Melezso-Gletscher und in die V. Vigezzo eingedrungenes Toce-Eis müssen über die Talwasserscheide vorgestoßen sein, was aufliegende Schotter und Moräne belegen.

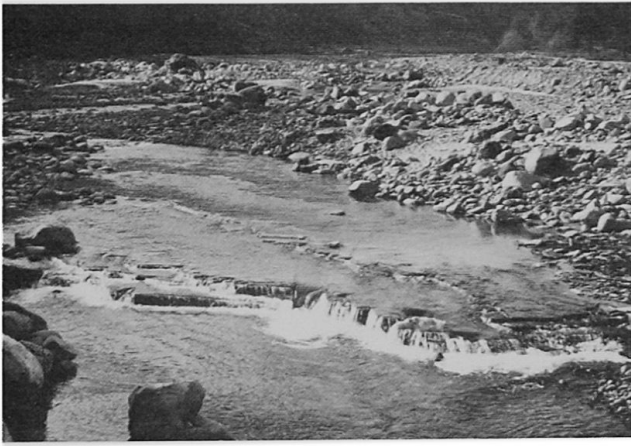


Fig. 7 Der Melezso orientale S von Re, Val Vigizzo. Die interglazialen siltigen Tone bilden im Fluß eine Stromschnelle und das südliche Ufer. Darüber liegen über das ganze Flußbett verstreut würmzeitliche Geschiebe, die beim Hochwasser vom 7. August 1978 weiterverfrachtet worden sind.

Die Eintiefung seit Ablagerung der interglazialen Silte und Tone beträgt maximal 15 m (Fig. 7). Die eingeschlossenen Pflanzenreste (SORDELLI 1883, CERETTI 1969, HANTKE 1983, AMMANN & HANTKE in Vorber.) wurden im letzten Interglazial von umgebenden Laubmischwäldern mit *Quercus petraea* (Trauben-Eiche), *Rhododendron sordellii* (Pontische Alpenrose) und *Picea abies* (Fichte) in einen zunächst über 2 km langen und 20 m tiefen See eingeweht. Weitere derartige seenstauende, verkittete Brekzien hat schon GEISSBÜHLER (1967) von Olgia und Gagnone W von Druogno erwähnt. Bei Marioccio S von Dissimo liegen hausgroße Sturzblöcke und bergwärts sowie S von Olgia steht die Brekzie an der südlichen Talflanke wandbildend an. All diese Vorkommen belegen, daß in der V. Vigizzo im letzten Interglazial nicht erodiert, sondern akkumuliert wurde.

Noch im frühen Spätwürm reichte das in die V. Vigizzo eingedrungene Toce-Eis bis Re, wo stirnnahe Moränen ins Tal absteigen. Spätere frontale Ufermoränen bei Craveggia und Toceno bekunden einen Wiedervorstoß bis Malesco. Bei Crana stand das Eis bis auf 900 m und vereinigte sich noch mit dem Melezso-Gletscher, was Wälle belegen. In einer jüngeren Staffel, in der das Toce-Eis bei Buttogno endete, wurde der Melezso-Gletscher selbständig. Aus Gleichgewichtslagen um 1650 m läßt sich bei SSE-orientierter Talachse eine klimatische Schneegrenze um knapp 1700 m ermitteln. Für entsprechende Vorstoßlagen ergibt sich eine nur wenig tiefere, um 1600 m gelegene Schneegrenze, eine um 900 m tiefere Wald- und eine um 800 m tiefere Baumgrenze, so daß diese um 700 bzw. 800 m lagen. Damit dürfte der Wald auf der Sonnenseite bis Re eingedrungen sein; W von Intragna wären einzelne Bäume bis Bri-

gnoi und Selna hochgestiegen. In der V. Vigizzo konnten sich bis zu analogen Eisrandlagen an Schattenhängen Rufen lösen und zu Tal fahren.

Auf der Alpen-N-Seite dürfte der Stand von Malesco dem Gersauer Stadium des Reuß-Gletschers entsprechen. E der Rigi-Hochflue, am Gottertli (1396 m), hat schon BUXTORF (1913) Erratiker bis 1370 m festgestellt, so daß rißzeitliches Eis N der subaquatischen Gersauer Moräne gegen 1000 m höher stand als im frühen Spätwürm. Eine analoge Höhendifferenz zwischen rißzeitlichem Höchststand und frühem Spätwürm zeichnet sich auch in der V. Vigizzo ab. Dies zeigt neben einer Bestätigung der Zuordnung, daß sich das südalpine Toce-System in den Proportionen gut mit dem nordalpinen Reuß-System vergleichen läßt.

Bei der Wasserscheide von Druogno haben sich nach dem Eis-Abbau zwischen den spätwürmzeitlichen Schuttfächern Moore gebildet.

Jungholozäne Endmoränen, wohl das 1850er Stadium, bildeten sich verschiedentlich, besonders markant E der Forcola di Larecchio (2148 m) als Blockschüttung auf eine Alpweide. Auf der N-Seite des Vorgipfels (P. 2280) der Pioda di Crana bekundet dieser Stand bei einer Gleichgewichtslage um 2180 m eine klimatische Schneegrenze um 2350 m, also eine Depression um fast 200 m gegenüber heute. Auf der NE-Seite der Pioda hing eine Zunge bis 2000 m herab.

12. Der Sattel von Finero und die Valle Cannobina

Die südliche Kette der V. Vigizzo ist zwischen Testa del Mater (1846 m) und Monte Torriggia (1703 m) von schiefen Querstörungen durchsetzt (Karte). Solche haben auch die obersten Windungen des zum Lago Maggiore abfließenden Torrente Cannobino vorgezeichnet.

Schon im mittleren Miozän bildete der Sattel von Finero die Wasserscheide der Ur-Aare gegen SE, gegen die V. Cannobina. Doch die Eintiefung hatte noch nicht so tief hinuntergegriffen. Die Waldgrenze lag – aufgrund fossiler Floren – zeitweise über 1500 m höher als heute, so daß das Gebiet in den miozänen Warmzeiten dicht bewaldet war.

In den eiszeitlichen Höchstständen hat das aus den Firngebietern des Melezso orientale austretende Eis das immer stärker in die V. Vigizzo eingedrungene Toce-Eis gegen den Sattel von Finero abgedrängt. Dadurch ist die tektonisch vorgezeichnete Schwächezone in den Kaltzeiten weiter vom Eis ausgeräumt und niedergeschliffen worden. In den höchsten Ständen brach das Eis zwischen Testa del Mater und M. Torriggia in die V. Cannobina ein (Fig. 3). Im NE der T. del Mater reichte würmzeitliches Eis bis 1640 m. Bis zum Motto Canté (1618 m) fiel seine Oberfläche auf 1500 m ab; dabei nahm es von der

Cima Marsicce (2135 m), vom Torrione (1984 m), von La Piota (1925 m), vom Monte Zeda (2165 m) und M. Vadà (1814 m) Zuschüsse auf und floß S und N des M. Bavarione (1505 m) zum S. Giovanni-Gletscher über (Fig. 3).

S des M. Faierone (1715 m) drang Tessin-Eis in die untere V. Cannobina ein und drängte das über Finero übergeflossene Vigezzo-Eis samt den rechtsseitigen Zuflüssen über die Sättel beidseits des M. Spalavera (1534 m) ebenfalls zum S. Giovanni-Gletscher ab. Zwischen den Quellästen des T. Cannobino bildeten sich auf dem Sattel und auf den Ultrabasiten um Finero Rundhöcker; in den Kinzigitgneisen um Gurro nehmen diese am M. Colmine (1212 m), am Sasso Durone (797 m) und am M. Riga (1292 m, 1290 m, 1285 m) beachtliche Dimensionen an. Ihre Bildung ist auf mehrfach und über lange Zeit stauendes Tessin-Eis zurückzuführen, welches das übergeflossene Vigezzo-Eis am Münden hinderte (Fig. 9).

13. Transfluenzen von Maggia-Eis in die Valle Onsernone und von Onsernone-Eis in die Centovalli

In der Riß-Eiszeit drang Eis aus der südöstlichen V. di Campo, einem westlichen Quellast der V. Maggia, über die Bocchetta di Casgei (2036 m) in die V. Alzasca. An der Scima di Müzz (1926 m) reichte es noch bis zum Gipfel. Sodann floß Maggia-Eis über den Passo della Bassa (1804 m) zwischen P. Cramalina (2322 m) und P. Pelosa (2064 m) in die untere V. di Vergeletto. Um den P. Pelosa stand es um 1900 m; die Rundhöcker (P. 1871) zwischen der Bassa und der bruchbedingten Senke vor der P. Pelosa wurde noch überfahren. Am NE-Grat reichte das Eis bis 1860 m. Würmzeitliche Erratiker finden sich am Zucchero SW von Lódano bis auf 1500 m. Aus der V. di Vergeletto floß Eis der Cresta (2060 m) über den Grat, der das Tal von der V. Onsernone trennt; nur P. Zucchero (1899 m) und Mottone (1769 m) ragten empor. In der hintersten V. Onsernone ist P. 1848 E der Alpe Soglio noch überschliffen. Am Grat zum P. della Fontanalba stand Eis bis über 2000 m; SE des M. Castello ist der Grat bis über 1860 m und S des Pilone (2192 m) ein vorgelagerter Rundhöcker (P. 1893) an der Bocca dei Mulitt überprägt. In der italienischen wie in der tessinischen V. Onsernone folgen selbst kleinste Tälchen streng Bruchzonen und Klüftungen, was sich bei der geringen Moränendecke klar zeigt (Kartenbeilage). Am E-Grat des P. Ruggia (2289 m) reicht die Überprägung bis 1900 m; die Alpe Pianezza di Vocogno (1645 m) ist würmzeitlich überschliffen. An der Cima del Sassone (2085 m) haben sich auf der N- und E-Seite Kare gebildet. In der tessinischen V. Onsernone lassen sich am Grat vom P. Ruscada

(2004 m) gegen Comologno frühere Eishöhen erkennen. Eine Überprägung ist bis 1700 m angedeutet. Der Grat S der Alpe Lombardone (1588 m) ist bis 1630 m deutlicher überschliffen.

Schon bei frühen Vorstößen drang jeweils Tessin-Eis in die unterste V. Maggia ein und staute das Maggia-Eis zurück. Dieses wandte sich über die Forcola (464 m) gegen Tegna–Verscio, was Überprägungen belegen (Fig. 3).

Bruchstörungen zeichnen sich im Mündungsgebiet von Maggia, Isorno und Melezza sowie weiter S, in dem vom Tessin-Eis eingenommenen Areal von Losone–Arcegnò ab. Dort verlaufen subglaziale Schmelzwasserrinnen in strukturell geprägter Rundhöcker-Landschaft. Bei einem höheren Stand wirkte sich der Stau des eingedrungenen Tessin-Eises bis Avegno und Verscio aus. Austretendes Maggia-Eis wurde über die Streccia (627 m), eine alte Störung, und einer schon früher benutzten Transfluenz folgend, gegen Cavigliano abgedrängt. Bei noch höherem Stand erfolgte der Stau bis Gordevio und Intragna. Maggia-Eis wich über den Sattel von Cápoli (1001 m) aus. Zugleich wurde Eis aus der vorderen V. Onsernone über Pila–Costa in die Centovalli abgedrängt (Fig. 3).

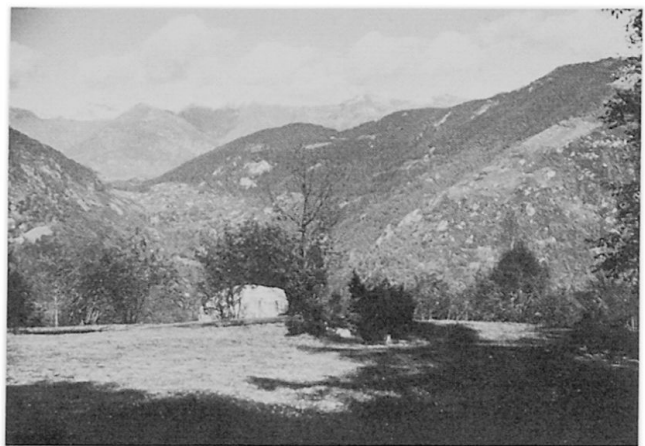


Fig. 8 Gneis-Erratiker W des Sattels von Calascio zwischen Centovalli und Valle Onsernone. Blick gegen NNE zum Transfluenz-Sattel des Passo della Garina (1076 m).

Bei noch höherem Stand und einer Stauwirkung bis Moghegno floß Maggia-Eis über die Senke der Garina (1074 m) nach Campo und durch die V. del Vò in die V. Onsernone. Dadurch wurde gestautes Onsernone- und Vergeletto-Eis über Pian Segna, zwischen Aula (1416 m) und Pianascio (1643 m), abgedrängt (Fig. 8). Ein höchstes würmzeitliches Überfließen aus der V. Onsernone erfolgte S der Mündung des Vergeletto-Eises, über die Pescia Lunga (1511 m).

Beim Abschmelzen funktionierten die Transfluenzen von Maggia- und Onsernone-Eis jeweils in umgekehrter Reihenfolge.

14. Konfluenzen mit Tessin-Eis und Transfluenzen über den M. Ceneri

Rundhöcker-Bereiche und Schlifffspuren auf Graten und Vorgipfeln zeichnen sich beim Tessin-Gletscher an der Mündung von Moesa- und Verzasca-Gletscher ab. Wie beim Toce-Gletscher und in der Vigezzo-Centovalli-Talung lassen sich mehrere Eisstände unterscheiden. NW von Bellinzona, auf dem Rücken der Cima della Pianca, stand rißzeitliches Eis auf 1700 m. S von Bellinzona drang in der Würm-Eiszeit vom Moesa/Tessin-Gletscher abgelenktes Morobbio-Eis über niedrige Sättel in die V. di Caneggio, einen Quellast des Vedeggio, ein. In breiter Front floß sodann Tessin-Eis über den Sattel des Ceneri (554 m) und – bei höheren Ständen – über den überschliffenen Grat Alpe di Tiglio-Matro (1198 m)–Cima di Medeglia (1260 m). In der Würm-Eiszeit reichte es bis 1500 m, in der Riß-Eiszeit bis 1700 m, so daß der P. di Corgella (1708 m) an der Eisgrenze lag.

An der Cimetta (1672 m) N von Locarno stand rißzeitliches Eis um 1640 m. Die Sättel (P. 1610 und P. 1657) zwischen Cimetta und Cima della Trosa (1869 m) und zwischen ihr und Madone (2039 m) lagen unter Eis. Am E-Grat des Madone reichte austretendes Verzasca-Eis bis 1700 m. Die Alp Redrisc wurde würmzeitlich bis 1550 m überschliffen. Ebenso sind Cimetta (1541 m) E der Cima della Trosa und Alpe Cardada (1496 m) überfahren worden: sie bekunden einen auf 1500 m mündenden Verzasca-Gletscher. Ein tieferes Niveau, der Stand der inneren Jung-Endmoränen (= Zürich-Stadium), zeichnet sich im überschliffenen Grat der Cardada (1332 m, Fig. 9) ab, bevor dieser gegen den Zusammenfluß von Maggia und Melezza abfällt.

Weiter SW, zwischen Gridone und Lago Maggiore, wurden Corona dei Pinci (1294 m) und Faieda (1374 m) bis zur Alpe di Naccio (1394 m) würmzeitlich überfahren. Erratiker liegen um 1400 m, solche eines tieferen Standes um die Corona dei Pinci und auf Suolo.

Die Auskolkung in der Magadino-Ebene reicht im Bereich der Jorio-Tonale-Linie bis –250 m in den Querschnitten Gaggiolo-Quartino und Gudo-S. Antonino und bis –350 m im Profil Cugnasco-Contone (BÄCHLIN et al. 1974, SPICHER et al. 1981). Daß die pleistozäne Ausräumung streng tektonischen Vorzeichnungen folgt, zeigt sich in allen Tälern (Karte). Der rein glaziäre Anteil ist aufgrund steiler Schluchtabschnitte oft überschätzt worden.

Pollen-Bohrungen in Meikirch BE und im Aaretal S von Bern, am Neuenburger See und am Rande der Linthebene ließen WELTEN (1982, 1988) das Mindel/Riß (= Holstein-)Interglazial in den Talsohlen nachweisen. Am Üetliberg, im Sihl- und Reppischtal ist die frühe Eintiefung auch quartärgeologisch offenkundig (HANTKE 1984b, c). Im Vorarlberger Rheintal erbrachten Bohrungen Grundmoräne mit gekritzten Geschieben in 15,8 m und wenig daneben den Fels erst in 592 m Tiefe (HANTKE 1983), so daß der Rhein-Gletscher wohl auf älteren Seetonen vorglitt.

SE des obersten Lago Maggiore liegen höchste Erratiker auf S. Anna, dem Übergang vom Gambarogno in die V. Veddasca. Sie belegen eine würmzeitliche Eishöhe von 1360 m, so daß Schmelzwasser gegen S, gegen Indemini, in das von Veddasca-Eis erfüllte Tal abfloß. Die SW ansteigenden Höhenrück-



Fig. 9 Zur Zeit der inneren Jungendmoränen war die Höhe der Cardada von Eis überprägt, was zahlreiche Erratiker belegen. Im Würm-Maximum reichte das Eis bis an den etwas steileren Anstieg der Cimetta. Zur Zeit der Riß-Eiszeit stand es beinahe bis auf die Cimetta, bis auf die im Bild erkennbare Höhe.

Foto F. SPINEDI, Locarno

ken – Monte Paglione (1554 m), Piano della Rogna, Costal del Faietto (1376 m), M. Sirti (1344 m) und M. Cadrigna (1300 m) – sind rißzeitlich überfahren worden. Nur der Covrito (1594 m) mag als firnbedeckte Kuppe etwas emporgeragt haben. Damit reichte das Tessin-Eis zwischen Brissago und Pino bis auf 1500 m Höhe. Über dem S-Grat des Gridone, vom Faierone (1706 m) zum M. Giove (1298 m) NW der Mündung der V. Cannobina, standen Vigezzo- und Tessin-Eis um gut 1350 m, im Würm-Maximum um knapp 1200 m, zur Zeit der inneren Jung-Endmoränen NW von Cannobio auf gut 1000 m.

Riassunto:

La formazione delle valli tra Domodossola e Locarno: V. d'Ossola, V. Vigizzo (Prov. di Novara) – Centovalli (Canton Ticino)

Durante il Miocene, la parte superiore del Toce scorreva ancora, insieme ai suoi affluenti più meridionale, l'Ovesca, l'Ogliana di Pozzolo e il Melezzeo, verso i passi del Gries e Grimsel formando l'Aare miocenica, provata dai conglomerati nella conoide molassica del Napf. Perciò lo spartiacque tra M. Rosa e S. Gottardo si trovava più a SE, in V. d'Ossola tra Domodossola e lo sbocco dell'Anza, in V. Vigizzo vicino a Malesco.

Con la formazione delle falde elvetiche davanti alla fronte delle falde penniniche e al sollevamento del massiccio dell'Aare, 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 fenditure l'acqua trovò uno sfogo verso S. Il fiume Anza proveniente dal M. Rosa, diventò quindi un affluente del nuovo Toce che seguiva la parte bassa dell'Anza.

In periodi a clima fresco e freddo, per la prima volta tra il Mio- e il Pliocene, un lobo del ghiacciaio del Toce raggiunse la V. Vigizzo. I ghiacciai dalla V. Maggia e Onsernone vennero bloccati da quelle del Ticino e spinti verso le Centovalli. Il ghiaccio della V. Vigizzo venne così compresso al suo fianco meridionale, perdendo forza erosiva. Solo un suo lembo poté raggiungere il ghiacciaio del Ticino.

I vari stadi della glaciazione wurmiana sono documentati da morene e blocchi erratici. Per i periodi freddi pre-Pleistocene le espansioni vengono dedotte da quelle osservate nelle regioni nord-alpine. L'altezza raggiunta dai ghiacciai viene dedotta da trasfluenze e da levigature. Il livello osservato è 1900 m per le glaciazioni antiche – rissiane, mindeliane o più antiche – e 1700 m per il wurmiano.

Nelle fasi di massima espansione il ghiacciaio del Toce entrava nella V. Vigizzo e, oltre passando la sella di Finero alimentava il ghiacciaio del Ticino. Questo, a sua volta, entrò dalla conca del Lago Maggiore nella V. Cannobina, bloccando il ghiacciaio della V. Vigizzo e causando la formazione di roches moutonnées.

La sequenza pleistocenica della V. Vigizzo è caratterizzata da morene di base rissiane, argille lacustri interglaciali con flore a clima caldo, bloccate da frane cementate tardorissiane, da ghiaie e morene wurmiane. La V. Vigizzo è scavata nelle morene rissiane.

Nel tardowurmiano, il ghiacciaio del Toce entrato nella V. Vigizzo arrivò fino a Malesco, venendo alimentato da quelli della V. Melezzeo e Loana. Alcune lingue raggiunsero dal Gridone le Centovalli; i ghiacciai delle V. Onsernone e Maggia e del Ticino erano diventati indipendenti.

Den Herren G. Bertotti und R. Leoni sei für die Mithilfe bei der Abfassung des Riassunto und Herrn F. Spinedi für die Aufnahme von Fig. 9 bestens gedankt.

Literaturverzeichnis (1. + 2. Teil)

- AMMANN, B., & HANTKE, R. (1987): Die Vegetationsentwicklung im riß/würm-interglazialen See von Re, V. Vigizzo (Prov. Novara, Italien) – In Vorber.
- AMMANN, P. (1980): L'alluvione del 7 Agosto 1978 in Val Onsernone – La rottura dell'equilibrio idrogeologico – Quad. reg. 2.
- ANNAHEIM, H. (1935a): Karte zur Morphogenese des Luganerseegebietes – Schweizer Geogr. 12/3.
- ANNAHEIM, H. (1935b): Die Landschaftsformen des Luganerseegebietes – Geogr. Abh. (3) 8.
- BÄCHLIN, R.† et al. (1974): Blatt 1313 Bellinzona – Geol. Atlas Schweiz 1 : 25 000 – Schweiz. Geol. Komm.
- BEARTH, P. (1957): Zur Geologie der Wurzelzone östlich des Ossolates – 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 Rigihochflurkette, 1 : 25 000 – 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 Vigizzo – III. Ossolana 11/1–2.
- GEISSBÜHLER, W. (1967): Zur Geomorphologie und Talgeschichte des Centovalli-Vigizzo – Jber. Geogr. Ges. Bern 48 (1965/66).
- GERBER, E. (1956): Das Längsprofil der Alpentäler – Geogr. Helv. 11/3.
- GERBER, E. (1960): Zur Rekonstruktion alter Talböden – Ecl. geol. Helv. 52/2 (1959).
- GERBER, E. (1986): Grundzüge einer Geomorphologie des Aargau – Mitt. aarg. natf. Ges. 31.
- GYGAX, F. (1934): Beitrag zur Morphologie der Valle Verzasca – Diss. Univ. Bern.
- HANTKE, R. (1979): Zur Geologie von Molasse und Quartär der Nordost-Schweiz – Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. NF 61 – Stuttgart.
- 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.

- HANTKE, R. (1984d): Vermochten an nie vereisten Lagen des Randens (Kt. Schaffhausen und badische Grenzgebiete) jüngsttertiäre Floren-Relikte die Eiszeiten zu überdauern? – *Ecl. geol. Helv.* 77/3.
- HANTKE, R. & SEITTER, H. (1985): Vermochten an nie vereisten Lagen im Alpstein jüngsttertiäre Florenrelikte die Eiszeiten zu überdauern? *Ber. st. gall. natw. Ges.* 82.
- HOFMANN, F. (1958a): Untersuchungen in der subalpinen und mittelländischen Molasse der Ostschweiz – *Ecl. geol. Helv.* 50/2.
- HOFMANN, F. (1958b): Pliozäne Schotter und Sande auf dem Tannenbergr 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. Atlas Schweiz 1 : 25 000* – 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 Wolftratshausener 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 Gegr. Abh. NF 1* – Berlin, Leipzig.
- LONGO, V. (1968): 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.
- MÜLLER, R. (1982): Die tektonische Erforschung der penninischen Alpen – *Ecl. geol. Helv.* 75/2.
- 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 : 50 000 – *Bayer. Geol. L.-A. München.*
- SCHEIDEGGER, A. E. (1979): Orientationsstruktur der Talanlagen in der Schweiz – *Geogr. Helv.* 34/1.
- SCHUEENPFLUG, L. (1981): Aus der Erd- und Landschaftsgeschichte der Reischenau – *Jber. Heimatver. Lkr. Augsburg (1980/81).*
- 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-Verbanò 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.
- SCHMIDT, 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 : 25 000* – 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-Verbanò 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 Tessiner Alpen – Schweiz. min.-petr. Mitt. 35/2.

WENK, E. (1987): 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.

Für die Übernahme eines Teils der Feldspesen bin ich dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung zu Dank verpflichtet.











Kartenbeilage

Bruchtektonisch-quartärgeologische Karte zwischen Valle d'Ossola und Locarno

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

	Alluvialböden, versumpft Terreni alluvionali, impaludinati	+	Erratische Gneis-Blöcke Blocchi erratici di gneiss
	Erosionsränder an Terrassen Orli di erosione nei terrazzi	x	Erratische Amphibolit-Blöcke Blocchi erratici di anfibolite
	Bachschuttkegel Conoide di deiezione torrentizi	∞	Rundhöcker Dossi arrotondati
	Bergsturz, Felssturz Frane		Spätwürmzeitliche Moränenwälle Cordoni morenici tardo-wurmiani
	Sackungen Scoscendimenti		Brüche, Verwerfungen, Überschiebungen, Mylonit- zonen Fratture, faglie, scorrimenti, zone milonitizzate
	Rutschungen Scivolamenti		Synformen Sinforme
			Antiformen Antiforme

Reproduziert mit Bewilligung des Bundesamtes für Landes-topographie vom 13.11.87.

Riprodotta coll'autorizzazione dell'Ufficio federale di topografia del 13.11.87.

Für die Mithilfe sei den Herren Prof. E. Spiess und H. Stoll, Institut für Kartographie an der ETH, PD Dr. R. Schmid, Zürich, und Dr. H.-R. Pfeifer, Lausanne, herzlich gedankt.

Un ringraziamento particolare ai Signori Prof. E. Spiess e H. Stoll, Istituto di Cartografia della SPF, Dr. R. Schmid, Zurigo, e Dr. H.-R. Pfeifer, Losanna, per le loro contribuzioni e il loro aiuto.