

Zeitschrift: Bollettino della Società ticinese di scienze naturali
Herausgeber: Società ticinese di scienze naturali
Band: 52 (1957)

Artikel: Geomorphologie der Valle Onsernone
Autor: Canale, Alfred
DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-1003575>

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: 23.12.2025

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

GEOMORPHOLOGIE DER VALLE ONSERNONE

mit 5 Tafeln und 4 Karten

Alfred Canale

von Innertkirchen (Bern)

A. Einleitung

1. BEGRÜNDUNG UND ZIEL DER ARBEIT

Als LAUTENSACH um die Jahrhundertwende versuchte, in grossen Zügen die Uebertiefung des Tessingebietes darzulegen, dürfte er der erste gewesen sein, welcher — im Rahmen seiner Gesamtarbeit — das Onsernonetal einer, allerdings summarischen morphologischen Betrachtung unterzog. Zu gleicher Zeit, als LAUTENSACH's Publikation erschien, bearbeitete BAER das Tal erstmals systematisch in Bezug auf seine Flora.

In morphologisch - geologischer Hinsicht aber erfolgte auch in der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts keine weitere Bearbeitung. Das abgelegene Seitental der Maggia blieb bis vor kurzem eine unbekannte Gegend. Es machte erstmals von sich reden, als seine fleissige Bevölkerung das Strohflechtwerk zu einem Bundesfeierabzeichen herstellen durfte. Damit gedachte man, einen Beitrag zur Neubelebung der aussterbenden Kunst des Strohflechtens zu liefern und etwas Verdienst ins Tal zu bringen.

Wenn nun gelegentlich kleine Aufsätze über das Onsernonetal erschienen, trugen diese meist rein anthropogeographischen Charakter. Erst im Zusammenhang mit dem Projekt der Maggia-Kraftwerke begann man vor zehn Jahren, sich für den geologisch-tektonischen Bau des Gebietes zu interessieren. LEUPOLD, ZAWADYNSKI, KOBE und WENK unternahmen erstmals detaillierte petrographisch-geologisch-tektonische Untersuchungen, die KNUP insbesondere für den Zentralgrat Onsernone-Centovalli weiterführte.

Vor zwei Jahren erschien die Dissertation meines Kollegen KISTLER «Hydrologische Untersuchungen im Gebiet der Valle Onsernone». Einleitend weist auch er auf die Lücke in der morphologischen Erforschung des Onsernonetales hin. Insbesondere fehlt hier bis heute jegliche morphologische Kartierung.

Die vorliegende Arbeit verfolgt das Ziel, durch morphologische Aufnahmen und morphogenetische Studien im Onsernonetal diese Lücke schliessen zu helfen.

2. DAS UNTERSUCHUNGSGEBIET

Das Onsernonetal bildet indirekt eines der vielen Seitentäler des Maggiatales. Die sich bei Intragna vereinigenden Täler Onsernone und Centovalli sind durch die Ebene des Pedemonte an das Maggiatal angeschlossen. Das Onsernonetal gabelt sich im oberen Teil in das Onsernone im engeren Sinne und das Vergelettatal. Beide Täler verlaufen beinahe genau in westöstlicher Richtung. Rings von relativ hohen Kämmen eingefasst, bildet das Onsernonetal eine geschlossene orographische Einheit. Der Grundriss bildet ein Oval, mit einer leichten Verjüngung gegen den Talausgang zu und bedeckt eine Fläche von 145 km².

Die Kammlinie gegen das benachbarte nördliche Campo Vallemaggia verläuft vom P. Porcarescio 2467 m ostwärts über Rosso di Ribbia 2545 m zum P. Molinera 2292 m, biegt dann nach Südosten ab und trennt von hier weg das Onsernone- vom Maggiatal. In dieser Linie liegen P. Cramalina 2325 m, P. Peloso 2064 m und Salmone 1560 m. Der Grenzkamm gegen das südlich anschliessende Centovalli verläuft von Calascio 1071 m über Aula 1417 m und P. Ruscada 2004 m bis zur Cima del Sassone 2086 m in nahezu westlicher Richtung, biegt dann nach Nordwesten um und erreicht über den P. Roggia 2289 m den Punkt 2281 m, 500 m nördlich der Pioda di Crana 2430 m. Die Begrenzung des Tales gegen die westlich anschliessenden Einzugsgebiete der Tosa wird markiert durch den Nord-Süd verlaufenden Kamm zwischen der Pioda di Crana und dem nordwestlichen Eckpfeiler des Gebietes, dem oben bereits erwähnten P. Porcarescio. In diesem Westgrat liegt der höchste Gipfel des Onsernonetales, der P. Medaro 2551 m.

Da das Onsernonetal quer zur allgemeinen Südabdachung der Alpen liegt und westwärts gegen die Tosakulmination ansteigt, überrascht es nicht, in der Nordwest-Ecke des Tales die höchsten Gipfel anzutreffen. (P. Medaro, P. Porcarescio, Rosso di Ribbia).

Mittlere Gratumrandung, Schartung und Hypsographische Kurve geben ein anschauliches Bild von der Jugendlichkeit des Untersuchungsgebietes.

OROGRAPHISCHE WERTE DER GRATUMRANDUNG

<i>Vergelettatal</i>	<i>Gipfel</i>	<i>Sattel</i>
NN		2432 m
P. Porcarescio	2466 m	
Pso. Porcarescio		1977 m
Corlonga	2377 m	
Pso. Pianascio		2181 m
Rosso di Ribbia	2542 m	
Btta. di Cattogno		2165 m

P. Molinera	2292 m	
Pso. della Molinera		2154 m
P. Cramalina	2322 m	
Pso. Bassa		1804 m
Peloso	2063 m	
Pte. Oscuro		743 m
P. Zuccherò	1899 m	
Alpe Salei		1773 m
Creste	2060 m	
Pso. Büsen		2004 m
Pne. del Rosso	2200 m	
Btta. di Medaro		2214 m
P. Medaro	2550 m	
<hr/>		
Mittlere Gipfelhöhe	2277 m	
Mittlere Sattelhöhe		1945 m
Mittlere Schartung	332 m	
Mittlere Kammhöhe roh	2111 m	
Mittlere Kammhöhe genau	2085 m	Fehler = 26 m = 1%

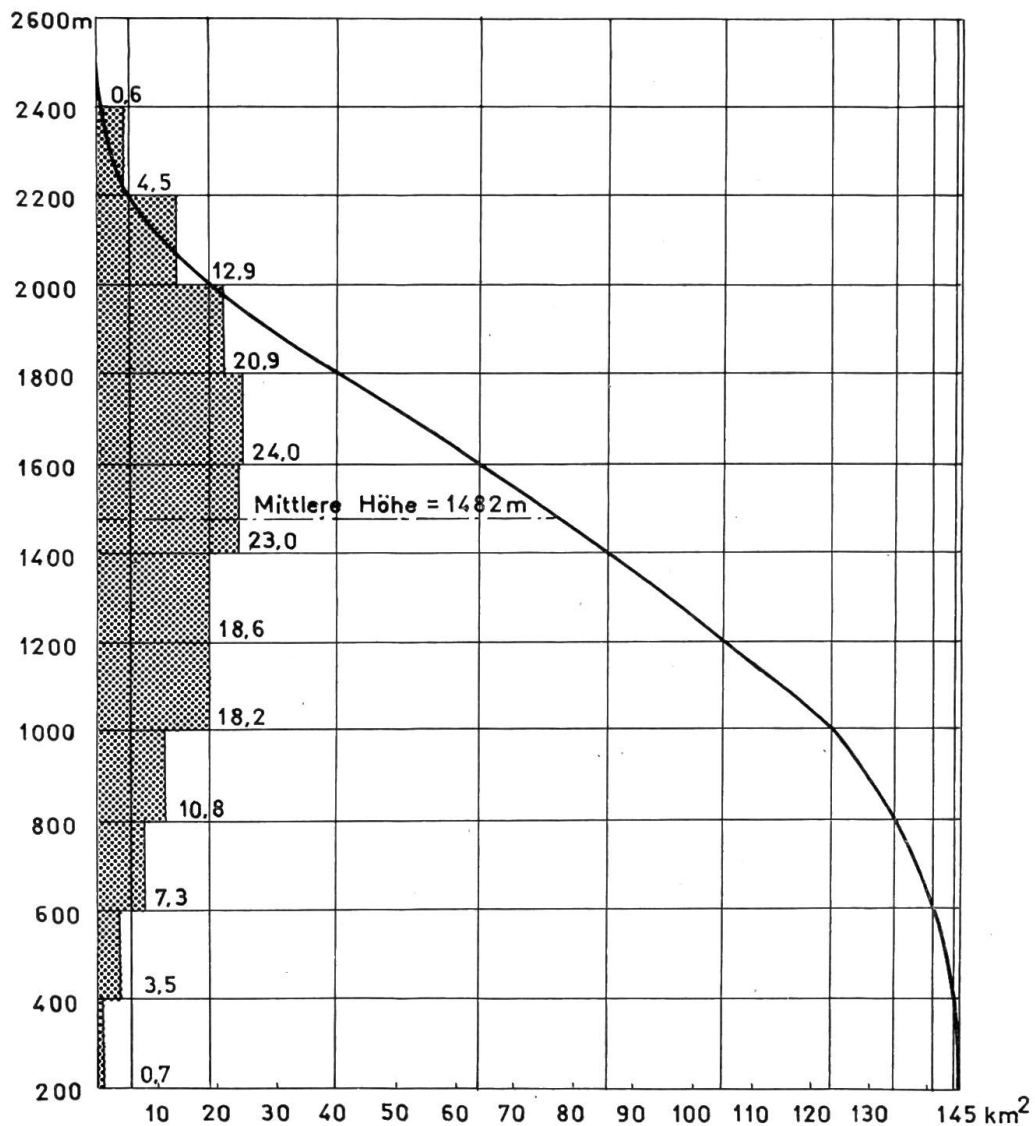
Onsernonetal

	<i>Gipfel</i>	<i>Sattel</i>
P. Medaro	2550 m	
Pso. Campolatte		2149 m
N. Pioda di Crana	2281 m	
NN		2074 m
Schegge di Moino	2157 m	
Btta. Cap. della Colla		1950 m
Cima del Sassone	2036 m	
Btta. di S. Antonio		1850 m
NN	1776 m	
NN		1700 m
P. Ruscada	2004 m	
Cte. Nuovo		1635 m
NN	1642 m	
Segna		1213 m
Aula	1416 m	
Calascio		1012 m
E. Calascio	1071 m	
N. Intragna		400 m
Salmone	1559 m	
Pso. della Garina		1074 m
Peloso	2063 m	
Forcola		1393 m
Teste	1425 m	
Pte. Oscuro		743 m

P. Zuccherò	1899 m	
Alpe Salei		1773 m
Pilone	2191 m	
Btta. di Medaro		2214 m
<hr/>		
Mittlere Gipfelhöhe	1842 m	
Mittlere Sattelhöhe		1952 m
Mittlere Schartung	250 m	
Mittlere Kammhöhe roh	1717 m	
Mittlere Kammhöhe genau	1743 m	Fehler = 26 m = 1,5 %

HYPISOGRAPHISCHE KURVE

Höchster Punkt : P. Medaro 2550,7 m. ü. M.
Tiefster Punkt : Zusammenfluss Isorno - Melezza 250 m. ü. M.
Mittlere Höhe : 1482 m.



72,5 %, also nahezu $\frac{3}{4}$ des Untersuchungsgebietes, liegen zwischen 1000 und 2000 m. Diese Erscheinung ist dem Auftreten der gut erhaltenen alten Talbodenreste (Pettanetto-, Bedretto-, und im oberen Talteil Sobriorniveau) zuzuschreiben, welche die ausgedehnten Alpweiden des Onsernonetales liefern.

Nur 12,5 % der Oberfläche entfallen auf die meist steilen Gipfelpartien über 2000 m, während sich tiefere Terrassen, rezente Talböden und die tiefe Isornoschlucht in die restlichen 15 % teilen.

Der unterste, steil abfallende Teil der hypsographischen Kurve spiegelt die klammförmige Eintiefung von Isorno und Ribowider, die insbesondere dem unteren Onsernonetal das charakteristische Gepräge verleiht.

Vom ganzen Untersuchungsgebiet liegen 113 km², d. h. $\frac{3}{4}$, auf Schweizerboden. Die Landesgrenze folgt im oberen Talteil seit der Zeit der Helvetik nicht mehr den orographischen Gegebenheiten, sie verläuft vom P. Medaro zunächst über den Zentralgrat zwischen Onsernone- und Vergelettetal bis zum Pilone und quert dann in südöstlicher Richtung das obere Onsernonetal, dessen Quellgebiet deshalb zu Italien gehört. Wirtschaftlich und politisch ist dieser Talteil jedoch von geringer Bedeutung, da hier keine Dauersiedlungen liegen. Dank dem Umstand, dass wenigstens auf dem Topographischen Atlas Gebiete jenseits der Schweizergrenze bis auf eine Entfernung von mehreren Kilometern mitkartiert und so in die Neue Landeskarte aufgenommen wurden, kam ich ohne italienische Karten aus.

Als topographische Grundlage dienten mir folgende Blätter der Neuen Landeskarte 1 : 50.000 und Vergrößerungen 1 : 25.000 :

Nr. 551 Val d'Antigorio E
Nr. 552 Verzasca W

Für Untersuchungen entlang des Flusslaufes standen mir die Luftaufnahmen der Eidg. Landestopographie zur Verfügung.

3. DAS FLUSSNETZ

Der Isorno, der Hauptfluss des Tales, entspringt auf italienischem Gebiet. Auf seine rund 25 km Länge weist er ein mittleres Gefälle von 72 ‰ auf. Schon diese Zahl deutet auf seinen Wildbachcharakter, wobei allerdings der Riesenanteil des Gefälles auf die relativ grosse Gebiete entwässernden Quellflüsse entfällt. Diese weisen bei einer Länge von 5 km ein durchschnittliches Gefälle von 200 ‰ auf, während der 20 km lange Mittel- und Unterlauf des Isorno lediglich ein Gefälle von 40 ‰ zu verzeichnen hat.

Der Isorno besteht aus vier Quellbächen, die sich im Gebiet von Fondo Monfracchio vereinigen. Bei meinen Darstellungen wähle ich als Hauptquelle die Adda bzw. Croso, da diese am westlichen Talende entspringt, wo sich auch ein ausgeprägter Talschluss findet.

Der Croso erhält als ersten Seitenbach von rechts den Chignolo aus dem Lago Panelatte. Der erste linksseitige Quellbach ist der unter P. Medaro entspringende Isorno. Kurz nach der Vereinigung von Croso und Isorno nimmt dieser, zum Hauptfluss geworden, im Talgrund Fondo Monfracchio noch den von rechts zufließenden Bugiola auf. In der 1,5 km langen Strecke von Fondo Monfracchio bis zur Schweizergrenze fließt der Isorno genau in östlicher Richtung in einem flachen Bett, meist sogar in eigenen Alluvionen. Beim zertrümmerten Hotel der Bagni di Craveggia beginnt er sich einzuschneiden. Diese klammförmige Eintiefung erreicht 6 km östlich der Schweizergrenze, beim Zusammenfluss des Isorno mit dem das Vergelettal entwässernden Ribo, bereits einen Betrag von beinahe 100 m.

In diesem Talstück nimmt der Isorno als rechtsseitigen Zufluss unmittelbar auf der Grenze den Riale S. Antonio auf, ferner münden aus der rechten Talflanke eine Anzahl wildbachartiger Entwässerungsgräben: Riale del Corno, Riale del Gualdo, Riale dei Pizzi, Riale di Büra. Der erste linke Zufluss erfolgt kaum 100 m diesseits des Grenzsteines aus dem runsenartigen Val della Camana. Den nächsten Seitenbach aus dem Val Lavadina erhält der Isorno gut 3 km talauswärts. Dieser Wildbach entspringt dem Lago Salei, einem nach Osten orientierten Karsee der Kette Pilone - Mte. Zuccherò. Ein nächster nennenswerter Seitenbach entwässert schliesslich die Ostabhänge des letzteren Gipfels.

Im Vergelettal entspringt der aus mehreren Quellbächen bestehende Ribo in den Karen unter dem P. Porcarescio und stürzt mit lautem Tosen den steilen Trogschluss hinunter. Am Fusse der Trogwand vereinigt er sich mit Seitenbächen von rechts und links und fließt dann, teilweise auf schmaler Aufschüttungsebene, ostwärts gegen das Dorf Vergeletto zu. In seinem Lauf nimmt er mehrere linke Zuflüsse auf, die meist mit hoher Stufe ins Haupttal münden. Solche Seitenbäche entspringen dem Val del Boscaccio, dem Val Quarantera, den Abhängen des Rosso di Ribbia und dem trogförmig eingetieften Val Fiumegna. Beim Dorfe Vergeletto, bei der Mündung des Riale Vergeletto, beginnt sich der Ribo in die anstehende Talsohle einzuschneiden, gleichzeitig biegt er in einem Bogen nach Süden um und vereinigt sich nach seinem Lauf durch das 3 ½ km lange Quertal, welches den Charakter einer Mündungsschlucht angenommen hat, tief unter dem Dorfe Crana mit dem Isorno.

Dieser fließt, versteckt in 80 - 100 m tiefer Klamm, zunächst 5 km in östlicher Richtung bis unter Auressio, das unterste Dorf des Onsernotales. In diesem Teilstück wechseln ruhige Laufstücke, z. T. langgestreckte Kolke mit schäumenden kleinen Wasserfällen. Aus der linken Talflanke gesellen sich zwei letzte namhafte Seitenbäche, der Bordione, der den Osthang des Nord-Süd verlaufenden Grates P. Peloso - P. della Croce entwässert, und der Riale del Vò von der Alpe Campo. Der letztere mündet in tiefer, wohl schon interglazial entstandener Klamm gleich-

sohlig in den Isorno. Unter Auressio biegt dieser in engem Bogen nach Süden um und behält diesen Lauf 1 km weit bei. Kurz vor dem Zusammenfluss mit der Melezza in 250 m Höhe entströmt der Fluss der engen Schlucht und biegt in scharfem Knick nach Osten, um in ruhigem Lauf beinahe ohne Gefälle die 750 m talauswärts gelegene Konfluenzstelle mit der Melezza zu erreichen.

Der Isorno ist ein charakteristischer Wildbach. Die grosse Niederschlagsintensität der Alpensüdseite verursacht öfters grosse Hochwässer, die ihn zum reissenden Fluss anschwellen lassen. Während im Winter der Abfluss beinahe auf Null zurück geht, werden bei sommerlichen Gewittern phantastische Hochwasserspitzen erreicht. Bei der Limnigraphenstation Russo wurden in den letzten 10 Jahren folgende Extremwerte der Wasserführung gemessen :

Februar 1952 : 0,66 m³/sec.

August 1951 : 300 m³/sec.

Ausführliche Angaben über die hydrologischen Verhältnisse finden sich in der erwähnten Arbeit von E. KISTLER.

4. TEKTONISCH-GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE

Die geologisch-tektonische Erschliessung des Tessingebietes weist im Gebiet des Onsernonetales eine empfindliche Lücke auf. Erst vor 10 Jahren brachte LEUPOLD erstmals etwas Licht ins Dunkel, indem er das untere Onsernonetal im Rahmen der geologischen Vorarbeiten für den Bau der Maggia-Kraftwerke einer näheren Untersuchung unterzog. Seine Arbeit wurde durch KOBE, ZAWADYNSKI, WENK und KNUP — vorwiegend in petrographischer Hinsicht — in den letzten Jahren auch auf obere Talgebiete ausgedehnt. Eine detaillierte geologische Karte fehlt aber für das Onsernonetal noch heute.

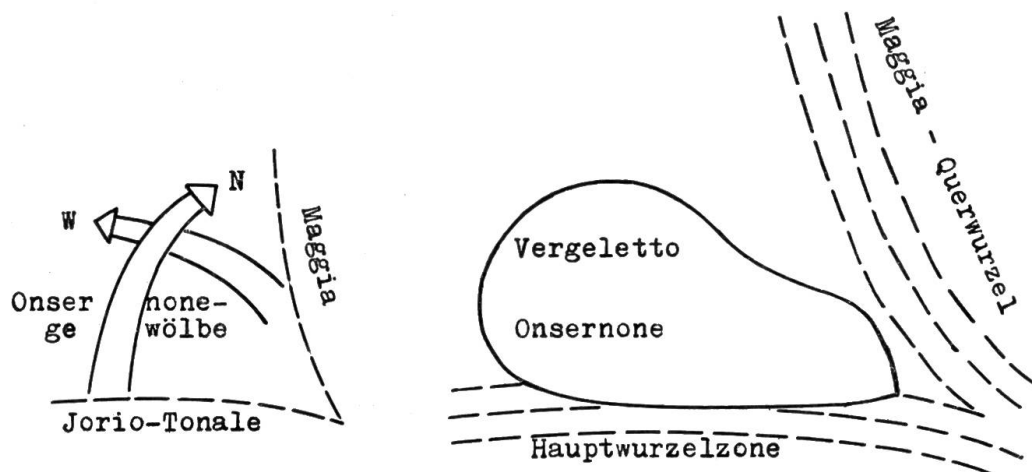
Das Untersuchungsgebiet liegt ganz im Bereich der Penninischen Decken und deren Wurzelzone. Während die südöstlichen Teile noch in dieser selbst ruhen, besteht der Grossteil des Gebietes aus dem Kristallin der Bernhard-Adula-Decke (Decke IV) und gehört also zum mittleren Penninikum.

Die aus der Wurzelzone ausgepressten Decken erstrecken sich in nördlicher Richtung gegen das Gotthardmassiv, sie steigen senkrecht bis überkippt empor und legen sich nach Norden um. Während die Schichten im untern Talteil bis auf die Nordseite des Flusses um die Saigerstellung schwanken, lässt sich dagegen im obern Talteil ein Süd-Fallen feststellen.

Als weiteres Merkmal tritt eine Depression im Gebiet der Maggia in Erscheinung. In Bezug auf die Jorio - Tonale - Wurzel handelt es sich um eine Axialdepression, wobei gegen Osten die Tessinerkulmination und gegen Westen die Tosakulmination einen beträchtlichen Anstieg erkennen lassen. Messungen in der Nordwest-Ecke des Gebietes, unter Alpe Porcascio, ergaben für das entsprechende Gefälle einen Wert von 35°.

Nun ist aber nicht nur die Jorio-Tonale-Zone allein als Ursprung der Penninischen Decken anzusehen; auch die Nord-Süd streichenden Intrusivmassen entlang des östlichen Maggiatales, (Dioriti di Cocco) lassen auf eine Störungslinie grossen Ausmasses schliessen, aus welcher nach CASASOPRA kristalline Massen in ähnlicher Weise und gleichzeitig mit denjenigen der Wurzelzone emporgequollen sind. Diese Zone wird damit zu Recht als die Maggia-Querwurzel bezeichnet, aus welcher die Decken sich gegen Osten und Westen ausgebreitet haben.

Aus dem gleichzeitigen Emportauchen der Decken von Süden und Osten resultierte für das Gebiet des zwischen diesen beiden Wurzelzonen



eingekleiteten Onsernonetales eine starke Aufwölbung, die gegen das Vergeletttotal wieder abnimmt. ZAWADYNSKI spricht deshalb hier von der Vergelettoschüssel. Der Ort stärkster Emporwölbung liegt im Gebiet von Crana. Der zentrale Teil des Untersuchungsgebietes fällt somit in dieses Wurzelgewölbe des Onsernone.

Für die Entwicklung des Tales blieben die tektonischen Verhältnisse nicht ohne Einfluss, ja man ist versucht zu sagen, dass die tektonischen Gegebenheiten das Talsystem schon apriori festgelegt haben, indem die Entwässerungsgräben in grossen Zügen dem axialen Absinken gegen die Maggia-Depression folgten, welche offenbar von Anfang an als eine Art konsequente Sammelmulde funktionierte. Ferner bildeten sich sowohl im Nord - Süd - wie im Ost - West - Streichen Isoklinaltäler aus, deren Schneiden Flussabzapfungen in hohem Masse begünstigte. Auch im heutigen Relief lassen sich noch Anzeichen solcher Isoklinaltäler feststellen, so die leichte Asymmetrie der beiden Haupttäler (Isoklinaltäler in Bezug auf das Nord-Süd - Streichen) und die beiden Seitentäler Val Quarantera und Val della Camana (Isoklinaltäler in Bezug auf das Ost-West - Streichen bzw. aufs axiale Fallen).

Senkrecht zum Streichen und in der Streichrichtung selbst haben sich zwei Hauptklufsysteme ausgebildet, auch sie wirkten sich auf die Talbildung entscheidend aus. Häufig sind, wie dies die Untersuchungen von

ZAWADYNSKI beweisen, Verruschelungen, Zerrüttungen und Rutschungen; wie überhaupt jene Gesteinskomplexe, wie sich besonders deutlich am freigelegten Anstehenden in der Isornoschlucht erkennen lässt, tektonisch stark in Mitleidenschaft gezogen worden sind. (Mylonitzonen, überaus starke Klüftung).

Das ganze Gebiet besteht aus teilweise stark metamorphisiertem Kristallin, (Ortho- und Paragneise). Gegen die Wurzelzone zu und namentlich in dieser selbst treten häufig Aplit- und Pegmatitgänge auf. Intrusivmassen sind dort in die senkrecht gestellten Gneise eingedrungen, wodurch diese den Charakter von Injektionsgneisen angenommen haben. (Abb. 1 und 2).

Nördlich der Wurzelzone treten an Stelle der Aplit- und Pegmatitgänge Einlagerungen aus Quarz und Calzit. Eine Zone besonders stark mylonitisierten Gesteins quert zwischen Comologno und Spruga das Haupttal, streicht durch das obere Val Lavadina bis zur Alpe Salei und verschwindet unter dem Creste nördlich Lago Salei. ZAWADYNSKI spricht hier von ausgedehnter Kakiritisierung. Serizitbeläge in seidig glänzendem Grün überziehen hier besonders augenfällig das feingeklüftete Gestein. Diese glatten Harnischflächen begünstigen in hohem Masse das Abgleiten einzelner Gesteinspakete. Im Gebiet der oben erwähnten Zone zwischen Comologno und Spruga hat ein auf einer derartigen Ueberschiebungsfläche abgeglittener Felsrutsch am 5. März 1955 die Strasse auf einer Länge von 30 m verschüttet; die abgestürzten Fels- und Erdmassen wurden auf 400 m³ geschätzt.

B. Morphologie der einzelnen Talteile

Dem Wanderer, der das Onsernone betritt, offenbart sich ein Gebirgstal von wildromantischer Schönheit. Von steilen Bergketten umgeben, liegt das Tal abgeschlossen und einsam an der Westgrenze. Auf sonnigen Terrassen an südexponierten Hängen kleben schmucke Tessinerdörfer. Tief unter ihnen rauscht, in enger Schlucht versteckt, der Isorno. Wer sich die Mühe nimmt, von den Dörfern höher zu steigen, gelangt nach rund einstündiger Wanderung auf höhere Terrassen, wo sich herrlich gelegene Alpen und Maiensässen ausdehnen. Je mehr man an Höhe gewinnt, desto grossartiger wird die Aussicht. Bald tauchen hinter den das Onsernone umrandenden Gräten Gipfel von Nachbargebieten auf, der Blick weitet sich auf den oberen Langensee und die Magadinoebene, während im Osten die Gräte des Maggia-, Tessin- und Misoxertales aufsteigen.

Diese Terrassen, die als Träger der Siedlungen das Leben im Tal überhaupt ermöglichen, die zerfurchten Hänge und die überaus tiefe Schlucht des Isorno sind wohl die augenfälligsten Merkmale der Onser-

nonelandschaft. Sie sind die beredtesten Zeugen der Talgeschichte. In jener Höhe, wo heute Terrassen das steile Gefälle der Talflanken unterbrechen, erstreckten sich frühere Talböden, deren überformte Reste die Terrassen darstellen.

In meinen Betrachtungen lege ich das Hauptaugenmerk auf diese auffälligen Terrassierungen und den Talweg des Flusses, um im dritten Abschnitt zu versuchen, die Entwicklung des Tales darzustellen. In seiner Schrift: « Die Uebertiefung des Tessingebietes » beschäftigt sich LAUTENSACH eingehend mit diesen Erscheinungen; er gibt auch für das Onsernonetal einige Terrassen an, die nach seiner Ansicht Reste ehemaliger Talböden darstellen. Ich übernehme von ihm die Namen der drei ineinandergeschachtelten Terrassensysteme, die er von oben nach unten als Pettanetto, Bedretto und Sobrio bezeichnet.

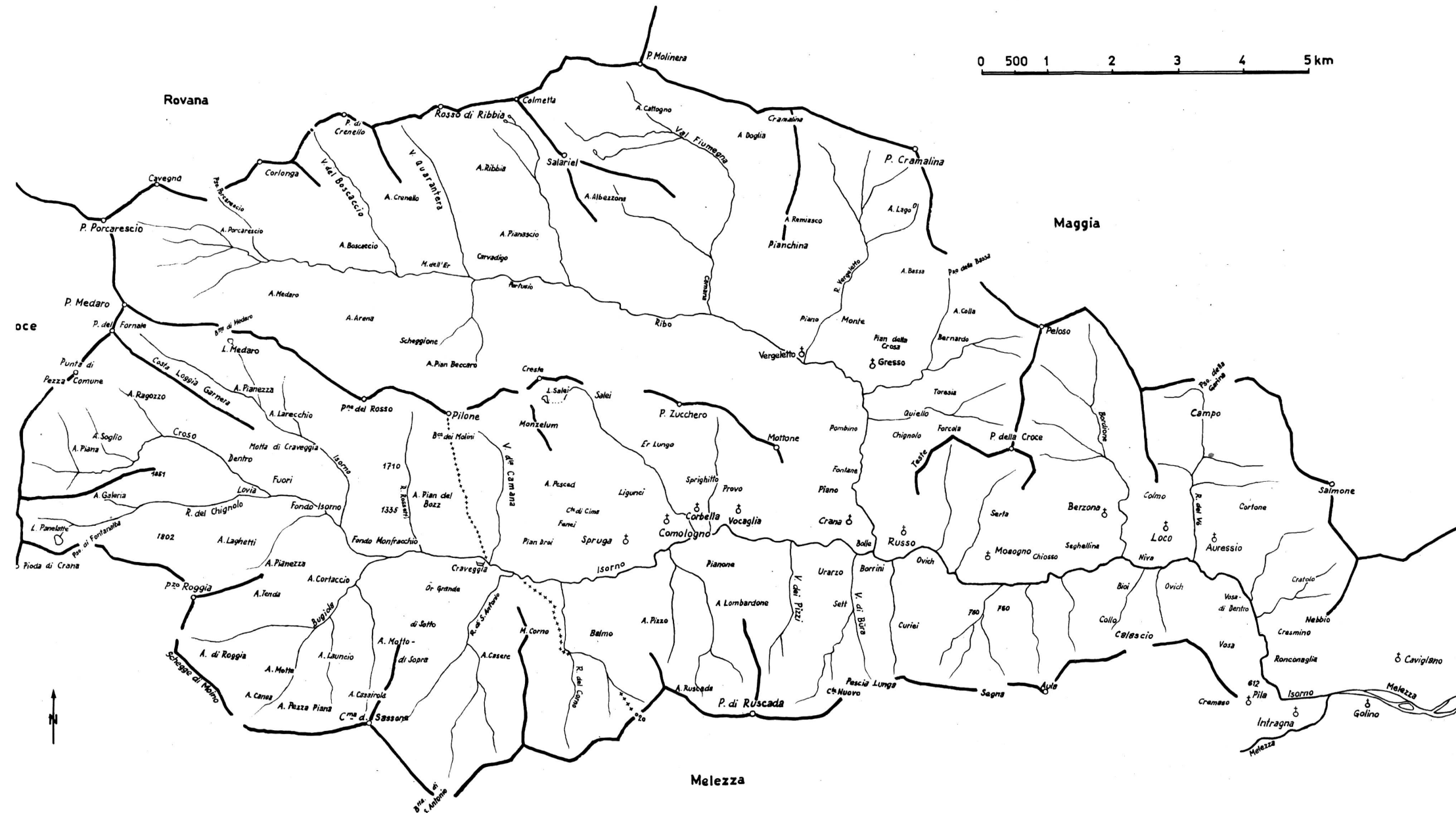
- a) Das Pettanetto-Niveau besteht aus hochgelegenen ältesten Verebnungsflächen, die meisten Kare laufen stetig auf diese Hochflächen aus.
- b) Die Bedretto-Terrassen sind Verflachungen, welche die oberen Gehänge vom U-förmigen Taltrog scheiden. Sie werden daher als Trogschultern bezeichnet, ihr halbkreisförmiger Abschluss im Talhintergrund ist die Trogplatte.
- c) In den Wänden des Taltroges tauchen sehr oft tiefere Terrassen auf, bevor erstere in den spätglazialen Boden abfallen. Sie sind Reste eines früheren, m. E. interglazialen Talbodens, der von LAUTENSACH als Sobriosystem bezeichnet wurde. Auch hier kann eine Trogplatte im Talhintergrund auftreten.
- d) Da sich der Isorno postglazial stark eingeschnitten hat, ergibt sich im Onsernonetal ein viertes Terrassensystem aus den Resten des zersägten würmeiszeitlichen Talbodens. Auf einem solchen Terrassensporn steht das Dorf Intragna. Ich bezeichne diese untersten Talbodenreste deshalb als Intragna-Niveau.

In den folgenden Ausführungen sollen die verschiedenen Talteile eine nähere Beschreibung erfahren, wobei die vorliegende top. Uebersichtsskizze auf die wesentlichen Lokalitäten hinweist.

1. TALSCHLUSS - SCHWEIZERGRENZE

Das oberste, auf italienischem Gebiet liegende Talstück des Onsernone besteht bis Fondo Monfracchio aus den vier Quelltälern des Isorno. Der mit seiner West-Ost- Richtung wichtigste Quellbach Adda-Croso entspringt einer riesigen Karmulde, deren Gratumrandung von Punta di Pezza Comune in einem, sich nach Nordosten halbmondförmig öffnenden Bogen über den Pso. Campolatte führt und in nordöstlicher Richtung Pt. 1851 erreicht. Am Fuss der teilweise verschütteten Karwände lassen sich an vielen Stellen Rundbuckel erkennen. (Abb. 3).

TOPOGRAPHISCHE ÜBERSICHTSSKIZZE DER VALLE ONSERNONE



Der Boden dieser Karmulde, grösstenteils durch gewaltige Moränenmassen überlagert, stellt zugleich ein Musterbeispiel einer Bedretto - Trogplatte dar. Vorne auf deren Kante, nahe dem Absturz ins Trogtal, liegt Alpe Soglio. Ein Ausläufer der Trogplatte streicht als schmale Leiste leicht ansteigend vor dem Ostgrat der Punta di Pezza Comune nach Norden und trägt hier, am Fusse eines prächtigen Kares, die Alpe Ragozzo. Kurz hinter der Alp leitet eine steile Stufe zum höheren Pettanetoboden über, der sich hier in den höchsten Karen erhalten hat. Die unteren Teile der Karwände sind hier allenthalben stark mit Gehängeschutt bedeckt, allfällige spätglaziale Moränen müssten unter diesen verborgen sein.

Von Alpe Ragozzo fällt die Böschung steil von 1880 auf rund 1500 m in den Boden des Trogtales ab. Während Alpe Soglio und Alpe Ragozzo als Bedretto - Trogplatten ausser Zweifel stehen, fehlt von einem Sobrioschluss jede Spur.

In 1500 m Höhe beginnt der in mehreren Wasserfällen die Trogwand herunterstürzende Croso seinen ruhigeren Lauf durch das Onsernonetal. Bis zur Einmündung des Isorno fliesst er auf dem Anstehenden; teilweise hat er sich sogar 10 bis 20 m tief eingeschnitten. Bei Croso Dentro treten erstmals die dem Intragnaboden auflagernden Akkumulationen in Erscheinung. Sie setzen sich in unbekanntem Verhältnis aus Glazial- Bach- und Gehängeschutt zusammen. Sie werden besonders bei Lovia und Croso Fuori recht mächtig und rufen hier epigenetische Flusslaufstücke der Flüsse Croso und Chignolo hervor.

Im Einzugsgebiet des letzteren liegen sehr schöne glaziale Eintiefungen südlich der bereits erwähnten Mulde im Pettanetto-Niveau. Zwei in 2050 m Höhe gelegene nordexponierte Kare fallen in Stufen in eine tiefere Karmulde auf 1900 m ab. Im oberen der beiden leicht in die Terrasse eingetieften Kare liegt ein kleiner, rund 100 m breiter See, der Lago Panelatte. Auch hier fällt die starke Verschüttung der Wände auf. (Abb. 4)

Der im Lago Panelatte entspringende Riale del Chignolo durchfliesst das oben erwähnte Stufenkar, durchbricht dessen Schwelle und mündet 3 km weiter unten, nach steilem Lauf durch ein glazial geweitetes V-Tal, mit einer Stufe von 50 m in den Croso.

Die Bedrettogleiten, beinahe die einzigen Verflachungen am rechten Talhang, sind hier durch das tiefere Stufenkar, Alpe Galeria 1896 m, Pt. 1802 und Alpe Laghetti markiert. Sie ziehen sich über Alpe Pianezza 1651 m um den Ostgrat des Pzo. Roggia 2289 m, der, beinahe in der Verlängerung des unteren Haupttales liegend, als markante, dreieckige Pyramide das ganze Onsernonetal beherrscht. An seinen südöstlichen Abhängen erkennen wir in 1850 bis 1900 m Höhe die Schliftgrenze. Der schroffe, plattige Dreikanter muss auch zur Zeit maximaler Vergletscherung die Eismassen überragt haben.

Stark verwitterte Schichtköpfe dieses Gipfels liefern das Material zu ausgedehnten rezenten Schutthalden, die sich gegen Alpe Laghetti hinunterziehen. Die Alp selbst ist ein Sackungsgebiet. Im Nacken der Sackung, an der Kontaktstelle mit dem Gehängeschutt, hat sich ein heute verlandetes Seelein gebildet.

Alpe Tenda in 1851 m Höhe gehört bereits ins Einzugsgebiet des Bugiola, eines von Süden zuströmenden Quellbaches. Er entwässert die Abhänge von Pzo. Roggia und Schegge di Moino zur Cma. del Sassone. Diese nach Norden exponierten Gräte weisen mehrere schöne Kare auf, insbesondere der Schegge di Moino. Rings um das muldenförmige Einzugsgebiet des Bugiola ziehen sich in gleichmässiger Höhe wie ein Kranz die gut erhaltenen Pettanettoleiten mit den Alpen Tenda 1851 m, Roggia 1860 m, Canoa 1820 m und Casairola 1840 m. Von Alpe Motta 1740 m weg lassen sich ostwärts die Trogshulterreste des Bedretto-Niveaus über Alpe Launcio bis Alpe Motto di Sopra und Motto di Sotto 1721 m verfolgen. (Abb. 5)

Auffallend ist auch hier das Fehlen eindeutiger Sobrio-Terrassen. Wahrscheinlich wurden sie spätglazial während eines Rückzugsstadiums des Würmgletschers unterschliffen und zum Absturz gebracht, ihre Trümmer bilden einen integrierenden Bestandteil des Gehänge- und Glazialschuttes der tieferen Talflanken. Die ehemalige Trogsohle des Tales ist infolge dieser Akkumulationen kaum mehr zu erkennen; in engem Bett rauscht der Bugiola Fondo Monfracchio zu, in mehreren Wasserfällen an der Zerschneidung der glazialen Mündungsstufe arbeitend.

Das kleinste, wenn auch am höchsten hinaufreichende Einzugsgebiet besitzt der Isorno selbst. Die nördliche Grenze bildet vom Pzo. Medaro 2550 m bis Pn. del Rosso 2200 m der Zentralgrat zwischen Onsernone- und Vergeletttotal. Gegen Süden wird das schmale Quellgebiet des Isorno vom Pzo. del Fornale, 500 m südlich des Pzo. Medaro aus, durch die nach Südosten gerichtete Kette der Costa Loggia Garnera begrenzt. An diesem Grat verläuft die Schliffgrenze in 1950 bis 2000 m. Im prächtig ausgebildeten Karzirkus unter den Gipfeln Pzo. Medaro und Pzo. del Fornale entspringt der Isorno und fliesst bis zur Alpe Pianezza 1879 m über die relativ schwachgeneigten Pettanettoflächen. Von hier fällt diese oberste Talsohle mit einer Stufe von teilweise über 300 ‰ Gefälle steil auf den Bedretto-Talboden der Alpe Larecchio 1799 m ab. Die Trogplatte ist indessen hier sehr schmal, noch schmaler aber erscheinen die sich talauswärts ziehenden Bedrettoleiten, indem oft nur ein deutlicher Gefällsknick den Uebergang in den glazialen Trog markiert. Erst oberhalb Fondo Monfracchio findet sich in 1710 m wieder eine deutliche Bedrettoverflachung. Dafür lässt sich in diesem Quelltal, insbesondere im unteren Teil, am deutlichsten die Troggestalt erkennen, da namentlich der linke Hang kaum verschüttet ist. Beim Passübergang der Btta. di Medaro ins Vergeletttotal besitzt das Einzugsgebiet des Isorno auf 2135 m Höhe einen kleinen, rund 100 m breiten Karssee, den Lago Medaro. Sein

Abfluss vereinigt sich bei Alpe Larecchio mit dem Isorno, der sich dort in die schmale Trogplatte eingeschnitten hat. In Fondo Isorno ergiesst sich dieser in den oben erwähnten Croso. Infolge grosser Akkumulationen am Talausgang hält es schwer, einen zuverlässigen Wert über die Höhe der ehemaligen Mündungsstufe anzugeben. In mehreren kleinen Wasserfällen stürzt der Isorno auf die Haupttalsohle ab, der unterste Teil der Stufe misst noch 10 Meter.

Kaum einen Kilometer talauswärts mündet in Fondo Monfracchio der bereits erwähnte Bugiola in gestaffelter Stufe von rechts ein. Seine Mündung ist um 250 m verschleppt. Wahrscheinlich gelang es zur Zeit des Rückzuges des Würmgletschers den Schmelzwässern des Bugiola nicht, geradlinig in den Isorno zu münden, da sich offenbar der Haupttalgletscher noch nicht genügend zurückgezogen hatte und damit den Seitenfluss nach rechts abdrängte. Möglicherweise war es aber auch nur eine heute abgetragene Stirnmoräne des Isornogletschers, welche auf analoge Weise die Verschleppung hervorrief.

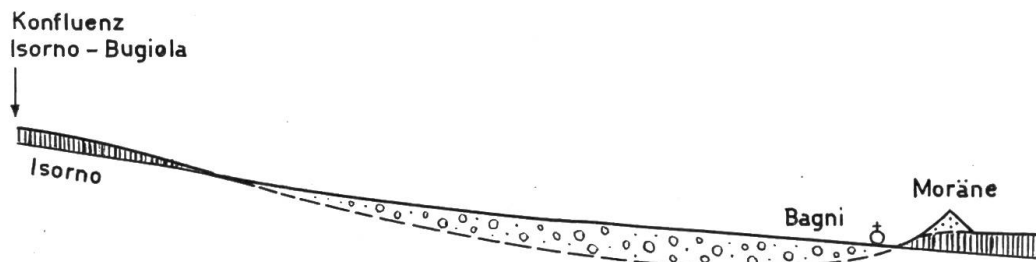
Im Gebiet von Fondo Monfracchio weitet sich das Haupttal, und auf der Sohle tritt das Anstehende deutlich zum Vorschein. Isorno und Bugiola haben sich hier bis zu 10 m tief eingeschnitten, während sowohl oberhalb wie auch unterhalb Fondo Monfracchio eher Aufschüttungstendenz besteht. Es handelt sich hier offenbar um ein glazial wenig eingetieftes Talstück, das möglicherweise als Beckenschwelle funktionierte.

Sehr augenfällig sind hier die grossen Moränenablagerungen am Nordhang des Tales. Einige grosse Aufschlüsse mit teilweise geschichteten Schottern lassen sogar auf fluvioglaziale Bildungen schliessen. Diese mächtigen Akkumulationen sind unzweideutige Zeugen eines Rückzugsstadiums des Würmgletschers. Damit ist wohl auch die Mündungsver-
schleppung des Bugiola hinreichend erklärt.

Grosse Massen seitlicher Grundmoränen und fluvioglazialer Schotter zwischen Croso und Isorno einerseits, Bugiola und Isorno andererseits, lagern hauptsächlich im spitzen Winkel bei den Einmündungen dieser beiden Seitenbäche in den Haupttalfluss. Da die seitlich mündenden Nebengletscher durch den Hauptgletscher talabwärts gedrückt wurden, konnten sich diese Ablagerungen im toten Winkel anhäufen und erhalten, denn die glaziale Hauptarbeit wurde am Gegenhang des Nebentalausganges geleistet. Hier sind denn auch nur geringe Akkumulationen anzutreffen.

Besonderes Interesse verdienen die — allerdings geringen — fluvioglazialen Bildungen unterhalb Alpe Cortaccio 1178 m am linksseitigen Ausgang des Bugiolatales, welche dort den mächtigen Moränen auflagern. Offenbar hat sich der Seitengletscher rascher zurückgezogen als derjenige des Haupttales. Der Sander des Bugiola wurde durch den vor dem Talausgang liegenden Isornogletscher teilweise gestaut und damit ein Teil jener Schotter am Talhang erhalten. Aus ihnen wird heute der Sand zum Bau von Hausmauern auf Alpe Cortaccio gewonnen.

Schwierig gestaltet sich die Deutung der bereits erwähnten prächtig geschichteten Schotter im Anschluss an die Moränen von Monfracchio. Ein schöner Aufschluss liegt bei der Mündung des Wildbaches Riale Rossetti und lässt eine Schottermächtigkeit von über 100 m erkennen! (Abb. 6). Die äussere Form der Ablagerung spricht für einen Schuttkegel des Riale Rossetti. Die vielen stark gerundeten Komponenten lassen jedoch (wie wir auch bei den Ausführungen über das Vergelettetal sehen werden) ebensogut auf fluvioglaziale Bildungen schliessen, die möglicherweise beim Gletscherrückgang in einen seitlichen Randsee abgelagert worden sind. Vielleicht lag am Ende der Würmvergletscherung, zur Zeit des Gletscherstandes bei Monfracchio, noch eine ziemliche Toteismasse im



Das aufgeschotterte Becken hinter Bagni di Craveggia 1 : 10 000
2,5 fach überhöht

schattigen Becken bei Bagni di Craveggia. Die Schotter wären dann als Rückzugsschotter zwischen dem Gletscherende und jener Toteismasse abgelagert worden. Diese Deutung schliesst nicht aus, dass der Riale Rossetti mit seinem Bachschutt zur Bildung jener Akkumulationen kräftig beigetragen hat.

Die 1,5 km lange Talstrecke von Fondo Monfracchio zur Schweizergrenze verläuft genau in östlicher Richtung. Von besonderem Interesse ist der letzte Kilometer vor der Grenze. Hier fliesst der Isorno plötzlich auf relativ breiter Aufschüttungsebene. Erst an der Schweizergrenze taucht das Anstehende wieder aus den Alluvionen auf, und zwar in Form eines Riegels (Beckenschwelle), der von einer Moräne gekrönt ist. (Abb. 7)

Es handelt sich hier unzweifelhaft um das Zungenbecken des würmeiszeitlichen Isornogletschers während eines Rückzugsstadiums. Dieses glazial zu tief überformte Talstück wurde in der Postglazialzeit vom Fluss in Ausgleichung des Gefälles aufgeschüttet, während die abschliessende Würmmoräne auf der Südseite wegerodiert und der Riegel zerschnitten wurde. Die dort beginnende Isornoschlucht erreicht im Anstehenden bei der Schwelle sofort eine Tiefe von über 10 m.

Unmittelbar neben dem schweizerisch-italienischen Grenzstein nimmt der Isorno als linksseitigen Zufluss die Wasser aus dem Val della Camana auf, die gleichsohlig in sein Bett einmünden.

Auf dem schmalen Südufer des Isorno, auf italienischem Boden, liegt hier das im Februar 1951 von einer Lawine zerstörte Bäderhotel

der Bagni di Craveggia. Eine Mineraltherme von 27° C, die hier dem kristallinen Gestein entspringt, wurde bereits in den Zwanzigerjahren des letzten Jahrhunderts gefasst und den Badegästen zugänglich gemacht. (Abb. 7).

Die Gehänge auf diesem letzten, zu Italien gehörenden Haupttalstück sind recht steil, links steigen sie auf zwei Kilometer Horizontal-distanz bei einem durchschnittlichen Böschungswinkel von 30° von 1000 m im Talboden auf 2191 m zum Pilone auf. Als einzige kleine Verflachungen sind die beiden Bedretto-Terrassen Pt. 1710 und Alpe Pian del Bozz 1636 m zu erwähnen, während tiefer, bei Pt. 1335, erstmals eine Sobrio-verflachung auftritt. Die rechte Talflanke wird von der Pyramide der Cma. del Sassone dominiert; die ersten Sobrio-Terrassen auf dieser Tal-seite sind Oer Grande 1265 m und Pt. 1372 im rechtsseitigen Hängetal des Riale di Sant'Antonio. Dieses, einen beinahe regelmässig-sechseckigen Grundriss aufweisende Einzugsgebiet erreicht mit seiner Spitze den süd-lichsten Punkt des Untersuchungsgebietes im Raume des durch Erosion von Nord und Süden her vertieften Sattels der Btta. di Sant'Antonio.

Der Riale Sant'Antonio gabelt sich bereits im unteren Talteil. Der kleinere, westliche Bach entwässert ein hochgelegenes Hängetal, dessen Abschluss ein weites, prächtig eingetieftes Kar am Fusse des Ostgrates der Cma. del Sassone bildet. In 1950 bis 2000 m Höhe verläuft an diesem pyramidenförmigen Gipfel die Schliffgrenze. Der östliche Oberlauf ist wesentlich stärker eingetieft, hier bildet der Sattel der Btta. di Sant'Antonio den Abschluss. Beide Hängetäler weisen im Querschnitt eine weite V-Form auf, es sind vom Gletscher nur schwach überformte, flu-viatile Kerben. In zersägter Stufe mündet schliesslich der Riale Sant'An-tonio mit leichter Verschleppung 500 m östlich Bagni di Craveggia in den, dort bereits rund 20 m tief eingeschnittenen Isorno, gerade auf der Schweizergrenze. Diese folgt von Bagni di Craveggia weg zunächst 500 m dem Isorno, zieht sich dann über die südlichen Talhänge und erreicht beim Grenzstein 20 den Grat.

Gemeinsame Merkmale dieser meist U-förmigen Täler des Ober-laufes sind das grosse Gefälle, die meist starke Verschüttung der Basis der steilen Talflanken mit Glazial- und Gehängeschutt und die teilweise beträchtlichen, heute vielfach zerschnittenen Stufenmündungen. Die bei-den letzten Erscheinungen sind Folgen der glazialen Uebertiefung, die gerade im Quellgebiet am ausgeprägtesten wirkte, da dieses zu Beginn der Eiszeiten jeweils früher und am Ende länger vergletschert war.

2. SCHWEIZERGRENZE - CRANA

Der anschliessende Talabschnitt wird im Norden vom Pilone weg ostwärts durch den Zentralgrat zwischen Onsernone- und Vergelettal abgeschlossen, der, vom P. Medaro ostsüdostwärts verlaufend, beim Pilone leicht umbiegt und in östlicher Richtung über die flache Senke von Alpe

Salei 1773 m und den Kegel des P. Zuccherò 1899 m zum Mottone 1768 m streicht und hier steil zum Quertal des Ribo abfällt.

Südlich begrenzt von Alpe Cortascio bis Alpe Pescia Lunga der West-Ost streichende, nach Osten immer niedriger werdende Grat zwischen Onsernone und Centovalli das Einzugsgebiet dieses Talstückes. Als einziger markanter Gipfel in dieser Kammlinie überragt der P. di Ruscada um 4 Meter die Zweitausendergrenze. Der Isorno fliesst in diesem Talabschnitt beinahe genau in östlicher Richtung, wobei gerade Laufstrecken mit solchen leichter Mäandrierung abwechseln.

Der ganze Talabschnitt ist gekennzeichnet durch die überaus grosse Uebertiefung. Die nördliche Talflanke z.B. weist mittlere Böschungswinkel von 29 - 40° auf; das Maximum von 40° erreicht der steile Südabhang des Mottone. Mitschuldig an diesen grossen Mittelwerten ist die rund 100 m tiefe Klamm des Isorno; bei deren Vernachlässigung reduziert sich der Maximalwert von 40° auf 38°.

Von der Schweizergrenze weg erscheinen auffällig die Terrassenformen der verschiedenen Niveaus. Während allerdings das oberste, das Pettanettosystem, allmählich an den Gipfeln austreicht, erscheint nebst den beiden mittleren das unterste, das Intragna - Niveau, in Form von schmalen Resten des würmeiszeitlichen Trogtalbodens, den der Isorno postglazial in sich talauswärts rasch vertiefender Schlucht aufgespalten hat. Dieser beim Riegel von Bagni di Craveggia beginnende Einschnitt erreicht am Ende des vorliegenden Talstückes, beim Zusammenfluss mit dem Ribo, eine Tiefe von 100 m. Der Ort grössten Gefälles liegt unter Vacaglia. Anscheinend hat ein zweiter Zyklus der postglazialen Erosion heute diese Stelle erreicht und dadurch eine — allerdings etwas gestreckte — Stufe ausgebildet.

Einen Kilometer östlich des Pilone besitzt der Zentralgrat einen süd-südostwärts verlaufenden, durch den 1980 m hohen Sattel von Pso. Büsen abgetrennten Ausläufer, der im Monzelum mit 2061 m den höchsten Punkt erreicht.

Im spitzen Winkel der beiden Gräte liegt ein nach Osten orientiertes Kar, das in Stufen gegen die Alpe Salei auf rund 1800 m. abfällt. Seine tiefste Stelle füllt heute ein Seelein, der Lago Salei 1952 m. Durch glaziale Verwitterung ist die rückseitige Karwand, welche ursprünglich als schmaler Grat bestanden haben mag, durchbrochen und abgetragen worden. Ihr Rest bildet heute den Sattel zwischen Pso. Büsen und dem Monzelum.

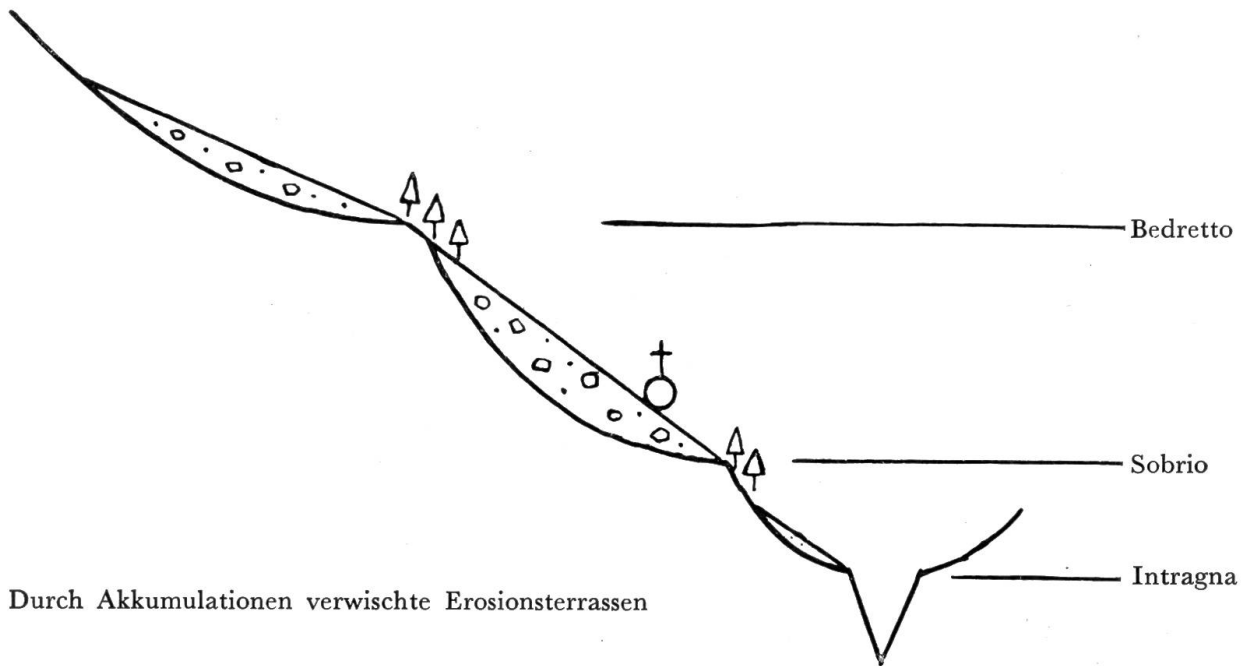
Auch in diesem Gebiet fällt die starke Verschüttung der Hänge auf. Der Ausfluss aus dem Lago Salei verschwindet auf einer Horizontalstrecke von 250 m in diesen Schuttmassen und tritt erst auf einer tieferen Karstufe wieder zum Vorschein.

Auf der Höhe der Alpe Salei in 1780 m beginnt er sich ins stark mylonitisierte Anstehende einzuschneiden. In immer tiefer werdender

Klamm erreicht dieser Bach nach seinem 3 km langen Lauf durch das runsenartige Val Lavadina den Isorno.

Die Verflachungen auf Alpe Salei entsprechen dem Pattanetto-Niveau, dem obersten, von LAUTENSACH angegebenen Talsystem. Kleine Reste solcher Terrassen lassen sich ferner am Südhang des P. Zucchero und am Ostabfall des Mottone erkennen.

An der Nordflanke des vorliegenden Talstückes sind die Uebertiefungsterrassen besonders gut erhalten. Eine breite, teilweise stark mit



Grundmoräne und Gehängeschutt bedeckte Bedretto-Terrasse trägt die Maiensässen Fenei und Corte di Cima. Auf dieser Verflachung, welche von der postglazialen fluviatilen Erosion relativ verschont blieb, konnte sich eine der wenigen würmeiszeitlichen Seitenmoränen erhalten.

Talauswärts lässt sich die kaum unterbrochene Bedrettoterrasse über die Maiensässen Ligunci 1300 m, Er Lungo 1380 m, Sprighitto 1311 m, und Provo 1288 m verfolgen. (*Abb. 8*).

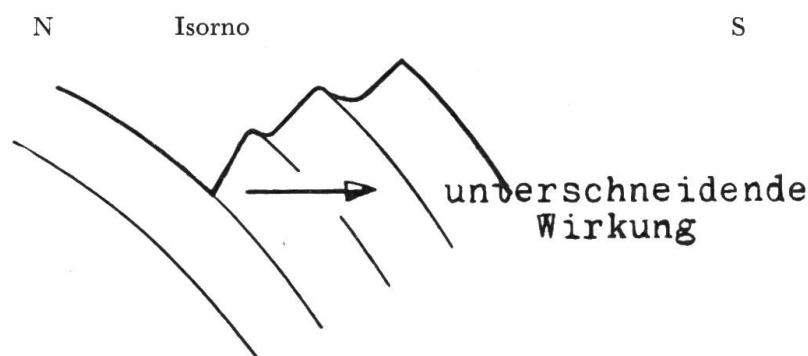
Mit Pian Droi 1260 m beginnt das System der gut entwickelten Sobrioterrassen des Nordhanges. Solche Verflachungen tragen talauswärts die Dörfer Spruga, Comologno, Corbella, Vocaglia und Crana. Die auflagernden Akkumulationen bedingen häufig eine viel stärkere Neigung der Terrassenoberflächen, als dies im Anstehenden der Fall ist, sodass die höhergelegenen Bedretto-Terrassen oft ohne felsigen Steilabfall in diejenigen des Sobriosystems übergehen, besonders, wenn auf eine beträchtliche Strecke hin kein Seitenbach solche Felsen herausgerodiert hat, (Ligunci-Comologno, Fenei-Spruga). Die Kanten der anstehenden Terrassen lassen sich jedoch trotz der auflagernden Akkumulationen oft beobachten, da sie bisweilen als felsige Rippen aus der Moränendecke austreichen. So

ergeben sich hinlängliche Anhaltspunkte zu einer recht genauen Kartierung der anstehenden Verflachungen, besonders dort, wo ein Seitenbach das Anstehende aufgeschlossen hat (Val Lavadina, zwischen Comologno und Spruga).

Auch die Bewachung der Hänge gibt Aufschluss über den Untergrund. Felsige, nur von einer dünnen Humusschicht bedeckte Hänge sowie die wasserdurchlässigen Schutthalden sind zufolge ihrer Sterilität meist nur von lichtem Buschwald bestanden. Wiesen und Aecker jedoch lassen meist mit ziemlicher Sicherheit auf Hangpartien mit Grundmoränenbedeckung schliessen.

Schöne Grundmoränenaufschlüsse finden sich westlich Comologno, bei Vocaglia und unter Crana.

Die Intragna-Terrassen lassen sich beidseitig des Flusses beinahe lückenlos verfolgen, da sie steil in die Isornoschlucht abfallen. Sie sind so



schmal, dass die ihnen auflagernden Akkumulationen meist zu wenig mächtig sind, um an die Kanten der höhergelegenen Sobrio-Terrassen hinaufzureichen. Die beiden untersten Systeme sind deshalb oft durch felsige Abstürze getrennt und damit gut auseinanderzuhalten.

Aus der rechten Talflanke münden mehrere seitliche Wildbäche, welche — in tief eingeschnittenen fluvial angelegten Kerben fliessend — die Abhänge entwässern. Ihre rein fluviale Anlage erklärt auch das gleichsohlige Einmünden dieser Bäche in den Isorno, soweit sie eine angemessene Wasserführung aufweisen. Solche seitliche Wildbachgräben sind talabwärts V. di Corno, V. Gualdo, V. dei Pizzi und V. di Büra.

Diese Bäche haben dort die Terrassen, soweit diese die Eiszeit überhaupt zu überdauern vermochten, weitgehend zerstört. Da indessen — als Folge der allgemeinen Südabdachung der Alpen — der Hauptgletscher sicher mit grösseren Kraft auf die südliche Talflanke einwirkte, ist es aber sehr wohl möglich, dass diese Talbodenreste schon zur Eiszeit stark dezimiert wurden.

Die grössere Steilheit und Terrassenarmut des südlichen Talhanges ist aber auch tektonisch, durch die primäre asymmetrische Talanlage bedingt. Der Isorno, der hier im allgemeinen auf der Lehne der schwach nach

Norden umgelegten Schichten fließt, tendierte von jeher auf eine Unterschneidung der südlichen Talflanke und hat dadurch sicher viele Verflachungen zum Einsturz gebracht.

Andererseits besteht an der Nordseite des Tales, infolge der Lage auf der Schichtlehne, leichte Sackungstendenz. Es ist nicht ausgeschlossen, dass solche Vorgänge an der auffällig schönen Terrassierung des Vorliegenden Talabschnittes mitverantwortlich sind.

Bedretto-Terrassen an der südlichen Talflanke sind Balmo 1377 m, Alpe Pizzo 1382 m, Sett 1173 m und Pt. 1153. Schmale Sobrioleisten erkennt man bei Pt. 1081, Gualdo, Pianone, Pt. 1131, oberhalb Pt. 977 und Urazzo 911 m.

Unter Crana offenbart sich bis aufs Flussniveau hinunter besonders deutlich die starke Zerrüttung des mehr oder weniger anstehenden Gesteinssockels. Möglicherweise bildet der Sporn von Crana eine interglaziale, terrassierte Sackung, welche stark von Grundmoräne und fluvioglaziale Bildungen überkleistert ist. Die grossen Akkumulationen in diesem Raume sind das Resultat des Zusammenflusses von Isorno- und Ribogletscher, welche ihre Moränen hier im toten Winkel ablagerten. Das Dorf Crana dürfte, wenigstens teilweise, auf einer solchen Mittelmoräne zwischen Onsernone- und Vergelettogletscher stehen.

3. DAS VERGELETTOTAL

Das Vergeletttotal, eine langgestreckte Mulde von überwältigender Eintiefung, hinterlässt einen wesentlich wilderen Eindruck als das Onsernone-tal. Schroffe, zackige Gräte umranden den oberen Talteil, hochgelegene, z. T. gut erhaltene Verebnungsflächen fallen oft beinahe senkrecht 300 bis 400 m tief in den Taltrog ab. Auf dem schmalen, seitlich stark verschütteten Talboden rauscht der wilde Ribo, in den über hohe Stufen von Norden her die Seitenbäche einmünden. Nur der unterste Talteil ist dauernd bewohnt; hier liegt im Talgrund Vergeletto, und an sonniger Terrasse klebt der Weiler Gresso. Im oberen Talteil erlauben karge Weiden die Sömmerung des Viehs, Ziegen und — seltener — Kühe. Lawinen haben hier grosse Teile des Waldes zerstört, die teilweise beinahe nackten, an feuchten Stellen jedoch üppig mit Erlen- und anderem Buschwerk bewachsenen Hänge wirken öde und unwirtlich. Sie lassen das Vergeletttotal als eine vom Menschen kaum berührte, urweltlich anmutende Landschaft erscheinen. Die orographische Abgeschlossenheit des Tales, das nur durch die enge Mündungsschlucht des Ribo mit dem Onsernonetal verbunden ist, unterstreicht diesen Eindruck.

Die beiden Eckpfeiler des hintersten Vergeletttotalen sind der Cavegna und der P. Medaro. Zwischen ihnen, in der verlängerten Talachse, ragt der P. Porcarescio aus dem Grat empor. (*Abb. 9*).

Während im Süden, vom P. Medaro ostwärts, der Zentralgrat zwischen Onsernone und Vergeletttotal in südsüdöstlicher Richtung über Pn. del

Rosso, Pilone und P. Zuccherò zum Mottone streicht und das Tal abschliesst, erstreckt sich der nördliche Grenzkamm, zwischen Cavegna und Corlonga durch die Einsenkung des Pso. Porcarescio kurz unterbrochen, in einer durchschnittlichen Höhe von 2300 m nordnordostwärts über P. di Crenello, Rosso di Ribbia und Cimetta di Cattogno zum P. Molinera, das Tal von Campo Vallemaggia vom Vergelettal trennend. Die Kette, die alsdann nach Ostsüdost umbiegt, erreicht den P. Cramalina, biegt hier nochmals um ca. 45° nach Süden und führt in südöstlicher Richtung über den Sattel von Pso. della Bassa zum Peloso, als Grenze gegen das rechtsseitige Einzugsgebiet der Maggia. Der in gleichmässiger Höhe vom Peloso südwärts zum P. della Croce verlaufende Grat trennt schliesslich unteres Onsernone- und Vergelettal. Dieses verläuft bis zur Ortschaft Vergeletto 10 km in westöstlicher Richtung als Längstal, biegt hier in weitem Bogen nach Süden um und durchbricht in kurzem Quertal zwischen Mottone und Teste den Zentralgrat.

Auffällig ist auch hier die Asymmetrie des Quertalstückes, in diesem Falle bedingt durch den axialen Anstieg gegen die Tosakulmination. Dementsprechend wiederholt sich erwartungsgemäss die Terrassenarmut der an ihrem Fusse unterschrittenen südlichen Talflanke des Haupttales auch für dieses isoklinale Quertalstück (hier als Isoklinaltal in Bezug auf das Axialgefälle).

Der Talschluss gleicht einem riesigen Amphitheater, indem der Grat das Talbecken halbkreisförmig abrundet. (*Abb. 9*).

Starkverwitterte Kare am Fusse des Grates münden in die durchschnittlich 19° geneigten, ohne Stufe stetig ineinander übergehenden Petanetto- und Bedrettoflächen. Diese Reste alter Talböden zeigen mit ihren Rundbuckeln deutlich Spuren glazialer Ueberformung. Die hintersten Bedrettoleisten des Tales sind Alpe Medaro 1744 m und Alpe Porcarescio 1792 m. Sie entsprechen einem damaligen Talschluss von 1800 m Höhe. Jedoch fehlt hier jegliche Spur einer Trogplatte. Einzig ein Gefällsknick deutet die Höhenlage des ehemaligen Bedrettobodens an. Mit einem Gefälle von 500 ‰, dem ein Böschungswinkel von 27° entspricht, sinkt der Talhang auf die schmale, in der Mitte vom Ribo durchsägt Sobriotrogplatte auf 1600 m ab und fällt schliesslich in jäher Stufe in den beinahe idealen Taltrog auf 1400 m.

Infolge der relativ grossen mittleren Höhe des Vergelettalles finden sich an seinen höheren Gehängen am deutlichsten glaziale Erscheinungen. Die den oberen Talteil umrandenden Gräte weisen auf ihrer ganzen Länge prächtig eingetiefte Kare auf. Den Abschluss der langen Kette solcher glazialer Formen in der nach Südosten niedriger werdenden Kammlinie der Nordgrenze bildet ein sehr schönes Kar am Südwestfuss des P. Cramalina und ein höheres an dessen Südflanke. (*Abb. 10*). Das schönste Kar an der Ostseite dieses Gipfels, das auf Alpe Canale ausklingt, entwässert sich zur Maggia.

Diese Becken reichen selten weiter als auf 1900 m herunter; die Gräte des unteren Talteiles liegen deshalb zu tief, als dass sich dort solche Formen hätten bilden können.

Da andererseits im oberen Talteil zur Eiszeit alle höheren Gräte und Gehänge — im Nährgebiet der Gletscher gelegen — von Firn und Eis bedeckt waren, lässt sich eine Schliffgrenze kaum feststellen. Eine Ausnahme bildet der nunatakkerartige Grat des Salariel, der die Eismassen auch zur Hocheiszeit überragt haben dürfte und dessen steile Wände keine Firnbildung erlaubten.

LAUTENSACH glaubt am Abfall des Corlonga gegen Pso. Porcarescio eine Schliffkehle festzustellen. Demnach hätte der Vergelettogletscher mindestens zur Hocheiszeit einen Eiszuschuss aus dem benachbarten höhergelegenen Tal von Campo Vallemaggia erhalten. Einzelne gerundete Felsköpfe auf Pso. Porcarescio lassen tatsächlich auf eine gewisse Eistransfluenz ins Vergeletttotal schliessen.

Die nur an der Nordflanke grösseren Seitenbäche münden in hohen, heute schon stark zerschnittenen Stufen ins Haupttal, so z.B. das Val del Boscaccio, dessen Kar im Talhintergrund durch eine heute zerschnittene Schwelle abgeriegelt ist. (*Abb. 9*).

Die im Vergeletttotal in grosser Ausdehnung erhaltenen Pettanettoverflachungen zeigen vielerorts eine fluvial etwas gerippte Rundbuckeloberfläche. Nebst dem Talschluss sind diese Flächen besonders schön unter den Gräten von Rosso di Ribbia und Gemelli zu verfolgen. (*Abb. 11*).

Die schönsten Kare finden sich am nordexponierten Hang unter dem Grat vom P. Medaro bis zum Creste 2060 m. Steil abbrechende Schichtköpfe und starke Klüftung des Gesteins begünstigten hier in hohem Masse die Bildung von Karnischen. Infolge der starken Verwitterung dieser Schichtköpfe sind die Böden der Kare meist von beträchtlichen Schuttmassen und bergsturzartigen Gesteinstrümmern bedeckt, die sich weit talwärts über die Pettanetto-Terrassen hinunterziehen. Selbst die Karwände tauchen mit ihren unteren Partien oft unter einen mächtigen Schuttmantel.

Die grosse Wasserdurchlässigkeit dieses Bergsturz- und Gehängeschuttes führt zur Bildung ausgesprochener Quellhorizonte am unteren Rande dieser Akkumulationen. Insbesondere auf der im Pettanetto-Niveau gelegenen Alpe Pian Beccaro entströmen diesen Schuttdecken eine grosse Anzahl Quellen, die selbst im Hochsommer durch die tiefe Temperatur des klaren Wassers auffallen.

Die bisherigen Ausführungen über das Vergeletttotal zeigen, dass das Pettanetto-Niveau hier recht gut erhalten ist. Die Kare liegen meist oberhalb oder in diesen Flächen. Dieses Verebnungssystem wurde deshalb gelegentlich auch schon als Karniveau bezeichnet. Die tieferliegenden Bedretto-Terrassen lassen sich etwas schlechter verfolgen. Sie sind an der rechten Talflanke markiert durch Alpe Medaro 1744 m, Alpe Arena

1692 m und unter Scheggione auf 1640 m, am linken Hang durch Alpe Porcarescio 1792 m, unter Pt. 2033 in 1800 m, unter Alpe Crenello in ca. 1700 m, Alpe Pianascio 1580 m; im Tal des Riale Vergeletto durch das Kar unter P. Cramalina in 1680 bis 1780 m, Pt. 1687 und Pt. 1437. Ferner sind auch die schmalen Terrassen von Monte 1467 m, Pian della Crosa 1369 m, Bernardo 1338 m und Toresia 1405 m als Reste des Bedrettotalebodens zu werten.

Die Sobrioleisten ziehen sich von der Trogplatte in 1600 m über Alpe Boscaccio 1591 m talauswärts bis in die Gegend von Pertusio. Hier brechen sie plötzlich ab und sind erst wieder im untersten Talteil von Piano 1113 m an über Gresso 1000 m, Quiello 1002 m, Chignolo 996 m und Pt. 1088 an der linken Talflanke, Pombino 1010 m und Piano 1065 m am rechten Hang wieder zu erkennen. Das Fehlen dieser Gehänge-reste auf eine bestimmte Talstrecke (vgl. oberstes Onsernonetal) lässt vermuten, dass der Würmgletscher während eines Rückzugstadiums gerade unter die in dieser Höhe liegenden Terrassen gereicht, diese unterschliffen und zum Absturz gebracht hat. Der Nordhang des Zentralgrates weist beispielsweise vom Creste bis zum Mottone keine einzige Verflachung mehr auf! Auf diese Weise erklärt sich auch, wie schon im obersten Onsernonetal, die überaus starke Verschüttung der Talflanken.

Leider fehlen am linken Abhang des Talausganges guterhaltene Sobrioterrassen. Der Haupttalgletscher hat wohl den Eisstrom aus dem Vergeletttotal derart an die talauswärts liegende Seite gedrückt, dass diese dort durch dessen unterschleifende Wirkung jeglicher grösserer Verflachungen beraubt wurde, während auf der gegenüberliegenden Seite die breite Terrasse von Piano erhalten blieb. (*Abb. 12*).

Die Intragna-Terrassen kommen nur im untersten Talteil vor und lassen sich leicht erkennen. Während nämlich der Fluss im Ober- und Mittellauf mit einem durchschnittlichen Gefälle von 58 ‰ auf der teilweise anstehenden, vielfach aber leicht aufgeschotterten Talsohle fließt, beginnt er sich beim Dorfe Vergeletto in diese einzuschneiden.

Das durchschnittliche Gefälle des Ribo steigt hier plötzlich auf 83 ‰, und der Fluss mündet 3 km talauswärts über eine Sturzbachterappe in den Isorno.

Ungefähr in der Mitte der Schlucht hat der Fluss seinen Lauf spätglazial verlegt, da — wahrscheinlich bei einem letzten Gletschervorstoss — das alte Bett mit Moränen und Schottern verstopft wurde. Die starke Klüftung bewog den Ribo, an dieser Stelle die Akkumulationen nicht wegzuerodieren, sondern sich ein neues Bett zu schaffen. Die Vergelettostrasse folgt heute auf eine Distanz von über 100 m dem alten Flusslauf, da sich hier dem Strassenbau die geringsten Hindernisse entgegensetzten.

Auffällig ist im Vergeletttotal die besonders starke Verschüttung der unteren Teile der Trogwände auf der Nordseite des Flusses durch Glazial- und Gehängeschutt, sowie Schwemmkegel der Seitenbäche. Infolge des homogenen und zudem harten Gesteinsmaterials (Gneis) hält es sehr

schwer, Glazial- und Gehängeschutt einerseits, Bachschutt und fluvioglaziale Schotter andererseits eindeutig zu trennen. Wahrscheinlich sind die grossen Akkumulationen an der linken Talflanke, analog denjenigen im hintern Onsernonetal, verschiedenster Herkunft. Die durch postglaziale Erosion geschaffenen Schuttkegel scheinen nebst Bachschutt auch grosse Mengen fluvioglazialer Schotter und Moränen aufzuweisen.

Durch diese mächtigen Ablagerungen am Fusse der Talflanken wird die ursprünglich ideale Trogform des Tales etwas verwischt.

KISTLER schreibt deshalb der Vergeletttotalanlage eine rein fluviale Entstehung zu. Eine nähere Betrachtung lässt jedoch deutlich den U-förmigen Talquerschnitt erkennen. Wenn sich auch an den Wänden des Taltroges selber keine Schliffspuren erhalten haben, sprechen doch genügend Argumente für eine ausgedehnte eiszeitliche Vergletscherung des Vergeletttotalen (Trogform, Moränen, fluvioglaziale Schotter, Stufenmündungen).

Von den Seitentälern des Vergeletttotalen seien zwei grundverschiedene Typen ausführlicher charakterisiert. Besonders Interesse verdient das offensichtlich rein fluvial entstandene, runsenartige Val Quarantera. In einem tektonisch bedingten, nordsüd verlaufenden Isoklinaltal fliessend, mündet der Wildbach, der ein gleichmässiges, starkes Gefälle von über 500 ‰ aufweist, stufenlos in den Ribo, mächtige, heute schuttkegelförmige Ablagerungen von 150 m Höhe glatt durchschneidend. Auf Resten dieses geteilten Kegels, dessen grösserer östlicher Teil durch den Ribo vorne stark angeschnitten ist, liegen die Lokalitäten Mte. dell'Er 1212 m und Carvadigo 1240 m. (*Abb. 13*). Diese Akkumulationen liefern im Vergeletttotal das kärgliche anbaufähige Terrain. Sämtliche Weideflächen des Talgrundes liegen auf solchermassen aufgeschüttetem Boden.

Val Quarantera ist das einzige Seitental, welches ohne Stufe mündet. Alle andern Seitenbäche arbeiten heute noch an der Vernichtung der hohen Mündungsstufen. Mit fortschreitender Tiefenerosion werden dann sehr oft die schuttkegelförmigen Akkumulationen am Talausgang zerschnitten, wie dies bereits beim Val Quarantera gezeigt wurde.

Den grössten Seitenbach erhält der Ribo aus dem 5 km langen, trogförmig eingetieften Val Fiumegna, welches ein Gebiet von 10 km² entwässert. Es ist im Norden begrenzt durch das Hauptgratstück von Colmetta bis zum Cramalina, von hier weg durch den von Nord nach Süd zur Pianchina streichenden Kamm. Die südostwärts verlaufende Wasserscheide von Colmetta über den Salariel nach Mazer trennt das Val Fiumegna vom oberen Vergeletttotal. Der höchste Punkt des Einzugsgebietes ist Colmetta mit 2420 m. Im Val Fiumegna lassen sich alle Uebertiefungssysteme feststellen. Von der rudimentären Trogplatte bei Alpe Cattogno ziehen sich die Bedrettoleisten über Alpe Doglia talauswärts. Ein Gefällsknick markiert tiefer unten die Sobriokanten, welche zu dem eigentlichen Trog von Fiumegna überleiten. Mit einer Stufe von total 100 m Höhe mündet die Camana in einem Doppelwasserfall ins Haupttal.

Die östlich ans Val Fiumegna anschliessende, hängetalartige Mulde wird vom Riale Vergeletto entwässert, der bei diesem Dorf über eine ursprünglich 200 m hohe, heute aber zerschnittene Stufe ins Haupttal mündet. Vorne auf der Stufe bezeichnet Piano 1113 m die Stelle, wo früher der Riale Vergeletto über eine hohe Wand als Wasserfall hinausgestürzt sein muss. In diesem Einzugsgebiet stellen wir einzig die teilweise ineinander übergehenden Pettanetto- und Bedrettoterrassen fest, während das Sobriosystem zu fehlen scheint.

Ein letzter, runsenartiger Seitenbach aus dem V. di Quiello entwässert die Westabhänge des P. Peloso und fliesst stufenlos in die Mündungsschlucht des Isorno.

4. RUSSO - TALAUSGANG

Auch im untersten Talteil fallen die nördlichen Hänge, besonders beim P. della Croce, noch recht steil und schroff ins Tal ab. Der mittlere Böschungswinkel beträgt hier 35°. Die Flanken der südlichen Talseite nehmen jedoch sanftere Formen an, felsige Abstürze werden selten.

Westlich grenzt ein Ausläufer des P. della Croce, der Teste, das untere Onsernone- gegen das Vergelettal ab. Die Wasserscheide zwischen diesen beiden Gebieten verläuft in nördlicher Richtung vom P. della Croce in gleichmässiger Höhe über den Grat zum P. Peloso 2063 m. Von diesem Gipfel aus trennt der in weitem Bogen südostwärts verlaufende, allmählich niedriger werdende Kamm das untere Onsernone- vom Maggiatal. Beim Pso. della Garina sinkt er vorübergehend auf 1074 m ab, erreicht aber 2,5 km südöstlich im Salmone nochmals eine Höhe von 1560 m. Den Abschluss der Wasserscheide bildet die Terrasse von Nebbio 910 m, genau 1 km nördlich der Konfluenzstelle Isorno - Meleza.

Die südliche Begrenzung des unteren Onsernonetales bildet das in westöstlicher Richtung streichende Gratstück von Alpe Pescia Lunga 1511 m bis Calascio. Die höchste Erhebung dieser Kette ist Pt. 1642; der Grat sinkt dann beim Sattel von Segna vorübergehend unter 1200 m und erreicht anschliessend im Aula nochmals 1416 m.

Von Norden her münden zwei Seitentäler mit den Bächen Bordione und Riale del Vò. Das erste ist ein Hängetal mit recht gut erhaltener Stufe, beim zweiten lässt sich eine solche nicht mehr erkennen, da der Riale del Vò sie vollständig zerschnitten hat. Diese Durchschneidung mag durch die Klüftung begünstigt worden sein, dennoch glaube ich, dass die Postglazialzeit nicht ausgereicht hat, eine Klamm von 150 m Tiefe zu schaffen. Vielmehr begann die Eintiefung dieser Mündungsschlucht schon in jenem Interglazial, in dem der Sobriotalboden vom Isorno zerschnitten wurde. Durch diese starke Eintiefung des Riale del Vò, die beinahe bis zur Wasserscheide nach Campo zurückreicht, ist der Hängetalcharakter des Einzugsgebietes nur noch schlecht erkennbar. Zu-

dem erscheint das Gebiet von Campo stark glazial modifiziert. Die tiefe Lage des Pso. della Garina erlaubte zur Eiszeit einem Seitenarm des Maggiagletschers den Eintritt ins Onsernonetal. Prächtige Rundhöcker auf der Alpe Campo sprechen eindeutig für eine ansehnliche Eistransfluenz in südlicher Richtung. (*Abb. 14*).

Ich glaube, dass die demzufolge beträchtlichen sub- und interglazialen Schmelzwässer zu einem grossen Teil an der Entstehung der tiefen Klamm des Riale del Vò mitverantwortlich sind, während das Einzugsgebiet des Bordione, grösstenteils unter der Schneegrenze gelegen, kaum eine eigene, nennenswerte Vergletscherung aufgewiesen haben dürfte und damit weniger übertieft und zertalt wurde.

Die Bedretto-Terrassen, erstmals durch die Verflachung von Colmo 1000 m markiert, streichen am linken Talhang beim Sporn von Nebbio aus. Am rechten Hang sind sie nur schlecht erhalten. Immerhin lassen sich mit Sicherheit Curiei 1222 m, Pt. 1041 und Collo 923 m als entsprechende Verflachungen erkennen. Auf der Terrasse von Colmo hat sich eine würmeiszeitliche Wallmoräne erhalten.

Die Sobrioleisten sind sehr deutlich zu verfolgen. Sie ziehen sich beinahe als zusammenhängendes Band dem Nordufer des Flusses entlang, allerdings stark von Glazial- und Gehängeschutt bedeckt, sodass eine Verflachung an der Oberfläche oft kaum erkennbar ist.

Eine genaue Beobachtung des Anstehenden gestattet jedoch die Konstruktion deutlicher, relativ breiter Erosionsterrassen. Die Sobrioverflachungen tragen hier, wie im oberen Onsernonetal, die Siedlungen. Wir erkennen talauswärts: Russo, Barione, Mosogno, Chiosso, Seghellina, Loco, Auressio, Cresmino und Ronconaglia. Die entsprechenden, allerdings rudimentären Talbodenreste am Südhang werden repräsentiert durch Borini 881 m, Pt. 780, Pt. 794, Pt. 734, Pt. 612 und Pila 571 m.

Beinahe lückenlos lassen sich auch die Reste des zerschnittenen würmeiszeitlichen Trogtalbodens, das Intragna-System, verfolgen. Freilich sind sie teilweise so stark von Akkumulationen bedeckt, dass sie gelegentlich von den höheren Sobrioterrassen nur indirekt, anhand einer Konstruktion aus dem Querprofil, zu unterscheiden sind, so z.B. bei Loco, Auressio und Ronconaglia am linken, bei Ovich und Vosa di Dentro am rechten Talhang. Die Akkumulationen setzen sich aus verschiedenem Material zusammen. Neben Glazial- und Gehängeschutt lässt sich gelegentlich auch Bachschutt feststellen, den die Seitenbäche unmittelbar zu Beginn der Postglazialzeit auf dem damals noch unzerschnittenen Intragnaboden abgelagerten.

Rund 1 km vor der Einmündung des Isorno in die Melezza ist die Schlucht des ersteren so eng, dass die beidseitigen entsprechenden Intragna-Terrassen noch knapp 100 m auseinanderliegen! Damit übertrifft die Tiefe der Klamm an jener Stelle die Breite. Der Isorno, zwischen Crana und Russo durch die Wasser des Ribo bereichert, setzt in diesem

Talstück seinen ostwärts gerichteten Lauf leicht mäandrierend fort. Er folgt dabei abwechselungsweise dem Streichen der senkrecht gestellten Gneise oder den senkrecht dazu stehenden Klüften. Daraus resultieren vielfach kleine, geradezu rechtwinklige Mäander. Ein ca. 1,5 km langes, gerades Laufstück unter Mosogno weist mehrere tiefe, langgestreckte Kolke auf, welche als kleine Seen mit ruhiger Oberfläche die rauschenden Wildwasser vorübergehend bändigen. Neben den erwähnten Zuflüssen aus der linken Talseite nimmt der Isorno nur unbedeutende, namenlose Seitenbäche auf, deren Runsen aber immerhin die Talflanken stark auflösen und gliedern. Unter dem Dorf Auressio biegt der Isorno scharf nach Süden um und behält diesen Nordsüd-Lauf 2 km weit bei. Das Onseronetal durchbricht hier als Quertal die senkrecht aufsteigenden Gneise der Wurzelzone; die starke, senkrecht zum Streichen verlaufende Klüftung scheint hier dem Isorno den Weg nach Süden gewiesen zu haben, während das rechtwinklig zum ersten stehende, im Streichen verlaufende, zweite Kluftsystem den Fluss nördlich Intragna, kurz vor seiner Mündung in die Melezza, plötzlich in eine westöstliche Laufrichtung zwingt. Die Schlucht nimmt unterhalb Auressio immer mehr die Form einer engen Klamme an, in welcher der Fluss vielfach gänzlich verschwindet, um erst im letzten Laufstück nördlich Intragna wieder sichtbar zu werden. (*Abb. 15*).

Neben dem Quertal des Isorno lassen auch die Anlagen kleiner Seitenbäche eine grosse Abhängigkeit von der Tektonik erkennen. Ein gegenüber Vosa di Dentro mündender Graben folgt in seinem Lauf abwechselungsweise der Richtung der beiden Hauptkluftsysteme, indem er seine Richtung beim Uebergang vom einen ins andere System jeweils beinahe um 90° ändert und so in einer Zickzacklinie dem Isorno zufließt. Auch der zwischen Cratolo und Cresmino mündende Seitenbach streckt Verzweigungen in die Klüfte des Hanges. Es ist deshalb weiter nicht verwunderlich, wenn sich solche Gewässer trotz geringer Wasserführung rasch eine verhältnismässig tiefe Klamme geschaffen haben.

Ein südlich Mosogno dem Isorno zufließender Seitenbach besitzt einen karähnlich modifizierten Quelltrichter, dessen Einzugsgebiet durch Pt. 1642 und Aula begrenzt ist. Diese Mulde läuft gleichsohlig auf das Intragna-System des Haupttales aus; der Ausfluss, der offenbar früher in westlicher Richtung erfolgte, hat sich epigenetisch nach Osten gewandt und eine kurze Mündungsschlucht zum sich immer tiefer einschneidenden Isorno geschaffen. Möglicherweise liegt aber auch eine Epigenese des Hauptflusses vor.

Zwischen Pt. 1642 und dem Aula liegt der Sattel von Segna. (*Abbildung 16*). Die Wasserscheide verläuft hier mitten durch ein kleines Moor, aus dem nach Süden der Riale della Segna, nach Norden eine Quelle des oben erwähnten, südlich Mosogno mündenden Seitenbaches abfließen. Auf der Onsernone-Seite lassen sich, abgesehen von den Sumpfablagerungen, keinerlei Akkumulationen feststellen, während jenseits der Wasserscheide die Flanke von Comino von einer Moränendecke überzogen

ist. Der stark bewaldete Aula und die zerfurchten Hänge westlich Segna liefern keinerlei Anhaltspunkte über Schliffgrenzen und Schliffkehlen, und allfällige Moränenreste und Rundbuckel sind durch die Sumpfbildung zugedeckt, sodass es schwer hält, eine Eistransfluenz über den Sattel von Segna zu beweisen.

Das Onsernonetal fällt im Intragnasystem, also dem spätglazialen Talboden, in steiler Stufe ins Pedemonte ab. Die gleiche Erscheinung wiederholt sich für den oberen Teil des Centovalli, sodass das tiefer liegende Pedemonte im Gebiet von Intragna einen würmeiszeitlichen Trogabschluss besitzt. Durch die postglaziale Erosion von Melezza und Isorno ist die betreffende Trogplatte, die sich halbkreisförmig vom Nord- zum Südhang des Pedemonte zog, zerschnitten worden. Melezza und Isorno haben ihren Talweg derart tiefer gelegt, dass sie heute in tiefen Schluchten — beim Isorno beträgt sie über 100 m — gleichsohlig auf den Talboden des Pedemonte ausmünden. Von der Trogplatte ist das mittlere Stück als felsiger Sporn stehengeblieben, hier steht Intragna. Unterhalb dieses Dorfes weist jene Bastion eine tiefere, sehr flache Akkumulationsterrasse auf, die von Reben bestanden ist. Ihr Niveau entspricht demjenigen der Terrasse von Cavigliano.

Auf Resten des Intragnabodens lagern am Talausgang unterhalb Ronconaglia prächtig geschichtete Schotter, die erstmals durch den Strassenbau, besonders aber in den letzten Jahren durch die Sandausbeutung aufgeschlossen wurden. Es handelt sich hier um Stauschotter aus der ausklingenden Eiszeit, als der Onsernonegletscher sich bereits etwas zurückgezogen hatte, im Pedemonte aber noch eine grosse Toteismasse lag, in deren seitlichen Randsee die Schmelzwässer des Isorno diese fluvioglazialen Bildungen ablagerten. Diese Schotter überlagern Moränen aus der Würmeiszeit, die dadurch recht gut erhalten geblieben sind. (*Abb. 17 und 18*).

5. ZUSAMMENFASSUNG

Das Onsernone ist ein typisches Alpental. Ganz besonders eindrücklich ist seine ungeheure Eintiefung ins Gebirgsmassiv, Ergebnis sowohl fluvialer als auch glazialer Kräfte. Im Vergeletto- und oberen Onsernonetal spiegeln prächtig ausgebildete Taltröge die Wirkung des Eises wieder. Die Hänge fallen hier bisweilen aus schwindelnder Höhe beinahe senkrecht in den Talboden ab. Das untere Onsernone jedoch trägt heute bereits deutlich den Stempel fluvialer Erosion aufgedrückt, allfällig bestandene, durch Gletscher geschaffene Formen hat das fliessende Wasser meist zerstört.

Sowohl Eis als Wasser haben auf das im Innern des Alpengebietes gelegene Onsernonetal vorwiegend erodierend gewirkt, ausgedehnte Akkumulationen, wie wir sie aus dem Alpenvorland kennen, sind nur im Talhintergrund auf dem unzerschnittenen Würmboden und am Talausgang im Pedemonte anzutreffen. Es fehlen vor allem gut erhaltene Wallmoränen,

die Anhaltspunkte über die Höhe der eiszeitlichen Gletscheroberfläche liefern würden. Im ganzen Untersuchungsgebiet konnte ich nur spärliche würmeiszeitliche Wallmoränen feststellen (Fenei, Colmo). Auch die Beobachtung von Schlifffspuren der eiszeitlichen Gletscher gestaltet sich schwierig, weil das Tal, insbesondere seine unteren Teile, schon zu lange der Verwitterung und fluviatilen Erosion ausgesetzt ist, als dass sich an den steilen Flanken gerundete und geglättete Gesteinsoberflächen hätten erhalten können. Immerhin lassen sich an einigen Gräten die höheren, zackigen, nie vergletscherten Teile von den unteren, sanfter geformten Partien scheiden ; diese Trennungslinie wird als Schlifffgrenze bezeichnet und gibt einen recht zuverlässigen Wert über die Höhe der Gletscheroberfläche zur Hocheiszeit. Schon LAUTENSACH hat mehrere solcher Schlifffgrenzen im Onsernonetal angegeben, einige lassen sich bestätigen, während andere meines Erachtens recht hypothetisch sind.

Schliffkehlen sind, nebst der Scharte oberhalb Nebbio, auf der Südseite des mittleren Onsernone sowie an der Südflanke des Vergelettalles anzutreffen. Alle anderen, von LAUTENSACH angegebenen sind meist auf tektonische Einflüsse zurückzuführen (Schichtköpfe).

Der Boden des Onsernonetals ist in den unteren zwei Dritteln des Tales durch eine auffallend tiefe Schlucht von überwältigender Steilheit gekennzeichnet, in welcher sich der Isorno bisweilen den Blicken des Beobachters entzieht. Der späteiszeitliche Talboden, wie ihn der Würmgletscher verliess, scheint den Gefällsverhältnissen des Wassers nicht entsprochen zu haben, insbesondere aber bildete die 100 m hohe Stufe bei Intragna eine vom Fluss als fremd empfundene Unstetigkeit seines Laufes. Sie wurde deshalb auch sofort zerschnitten und der Talweg gestreckt ; die Klamm muss sich in der Folge rasch taleinwärts ausgedehnt haben, denn sie erstreckt sich heute bereits bis an die Schweizergrenze.

Im gleichen Mass, wie der Isorno seinen Lauf schluchtartig in den Talboden eintiefte, zerschnitt auch der Ribo den Boden des unteren Vergelettalles, im Bestreben, stets gleichsohlig in den Hauptfluss zu münden ; so schuf er eine Mündungsschlucht, die heute bis hinter das Dorf Vergeletto reicht. Andererseits weisen beide Flüsse im Oberlauf Stellen leichter Aufschüttung auf. Vom Gletscher zu tief überformte Stücke des anstehenden Talbodens wurden hier vom Fluss durch eigene Schotter solange aufgefüllt, bis sie seinem Lauf entsprachen. Im Gebiet dieser unzerschnittenen Talböden treten uns häufig mehr oder weniger gut erhaltene Reste von Seitenbachschuttkegeln entgegen, während sich im Bereich der grossen postglazialen Tiefenerosion solche Bildungen nicht zu erhalten vermochten.

Drei Typen von Seitentälern münden ins Onsernone- und Vergelettetal. Sie sind alle relativ kurz, das längste misst nur 5 km. Wir unterscheiden:

- a. Stark übertiefte Seitentäler mit einer, den Haupttälern analogen Trogform. Eine solche Ausbildung bedingt intensive Arbeit des Eises, wir finden solche Täler deshalb im Nährgebiet der eiszeitlichen Gletscher.

Es sind die Quelltäler des Croso, Chignolo, Bugiola und Isorno, sowie das Val Fiumegna.

Alle diese Täler mündeten nach der Eiszeit in Stufen ins Haupttal, deren Höhe umgekehrt proportional ist zur Grösse des betreffenden Einzugsgebietes und damit zur Wasserführung des Baches, bzw. der Mächtigkeit und Fliessgeschwindigkeit des Eises. Andererseits spielt auch die Grösse der glazialen Uebertiefung des Haupttales sowie der Reifegrad der fluviatilen Seitentalanlage eine nicht zu unterschätzende Rolle. Viele dieser Stufen sind heute durch die Seitenbäche grösstenteils durchschnitten.

- b. Hängetäler mit stark geneigter Talachse. Sie sind meist wenig übertieft und liegen zum grössten Teil oberhalb der Trogschultern, oftmals auf diese ausklingend, um dann in hohen Stufen in den Trog des Haupttales abzufallen. Die meisten Seitenbäche arbeiten heute an der Zerschneidung dieser vorwiegend glazial entstandenen Mündungsstufen. In tiefer Klamm rauschen die Wasser talauswärts. Solche Hängetäler sind der obere Teil des Isornoquelltales bis Alpe Larescio, Val S. Antonio, Val del Boscaccio und die Einzugsgebiete von Riale Vergeletto, Bordione und Riale del Vò.
- c. Wildbachgräben oder Runsen. Ihre Anlage ist rein fluviatil, der Querschnitt stellt eine mehr oder weniger enge V-Form dar. Mit grossem, ausgeglichenem Gefälle münden diese Bäche gleichsohlig ins Haupttal. Grössere solche fluviatile Kerben sind Val Quarantera und Val della Camana, ungezählte weitere gliedern als Entwässerungsgräben die Talhänge.

Mit recht grosser Sicherheit lassen sich die Terrassensysteme verfolgen. Sie sind, wie bereits erwähnt wurde, Reste alter Talböden. Von ihnen soll im nächsten Abschnitt ausführlicher gesprochen werden.

Die Oberflächenformen des Onsernonetales lassen sich zwangslos in ein Schema einordnen, das uns erlaubt, die einzelnen Elemente bereits im Hinblick auf ihre Genese zu beurteilen.

a. *Strukturformen*

Viele Oberflächformen verdanken ihre Entstehung nicht exogenen Kräften, vielmehr sind sie Ausdruck der Beschaffenheit des Untergrundes. Oftmals sind aber auch Erosionsformen entscheidend durch die Tektonik beeinflusst worden; auch sie seien in diesem Zusammenhang erwähnt.

Reine Strukturformen sind die Schichtköpfe, die an den Flanken von Onsernone- und Vergelettal recht zahlreich auftreten und bei flüchtiger Betrachtung leicht als Erosionsterrassen angesehen werden könnten. Stark tektonisch beeinflusst sind im weiteren die Isoklinaltäler Val Quarantera und Val della Camana, sowie viele Runsen, welche ihre Entstehung der starken Klüftung des Gesteins verdanken.

b. *Erosionsformen*

Sie überwiegen im ganzen Talgebiet, denn dieses war seit seinem Bestehen dauernd grosser Erosion ausgesetzt. Als Folge der Doppelwirkung Eis/Wasser lassen sich heute sowohl glaziale wie fluviatile Formen unterscheiden, während andere Elemente, so z.B. die weitverbreiteten Erosions-Terrassen, ihre Existenz sowohl fluviatilen wie glazialen Kräften verdanken.

Glazial : Kare, Stufenmündungen, Hängetäler, Trogtäler,
Rundbuckel, Schriffkehlen.

Fluviatil : Quelltrichter, Runsen, Mündungsschluchten.

c. *Akkumulationsformen*

Als ausgesprochenes Alpental ist das Onsernone arm an grösseren Ablagerungen. Das grosse Gefälle bewirkte einen raschen Abtransport jeglichen Lockermaterials. Einzig auf den relativ schmalen Terrassen und in Trogtalböden konnten sich lokal Akkumulationsreste erhalten. Durch Halden aus Gehänge- und Glazialschutt wird oft der U-förmige Querschnitt eines Trogtales stark verwischt und Terrassen zeigen an der Oberfläche eine wesentlich grössere Neigung, als dies im Anstehenden der Fall ist. Vielerorts haben sich Schuttkegel der Seitenbäche auf dem intakten oder vom Haupttalfluss zerschnittenen würmeiszeitlichen Trogtalboden ganz oder teilweise erhalten. Schotterterrassen finden wir erst im breiten Trog des Pedemonte, auf solchen liegen die Dörfer Verscio, Tegna und Golino, sowie die Weinberge von Intragna.

C. Zur Talgeschichte

1. ARBEITSMETHODE UND HILFSMITTEL

Die Tatsache, dass das Relief des Onsernonetales einst ein ganz anderes Gesicht aufgewiesen hat, ist wohl über jeden Zweifel erhaben. Vielmehr steht fest, dass verschiedene Faktoren in den ausgedehnten Zeiträumen seit der Aufwölbung der penninischen Decken gestaltend auf die heutige Form des Onsernonetales gewirkt haben.

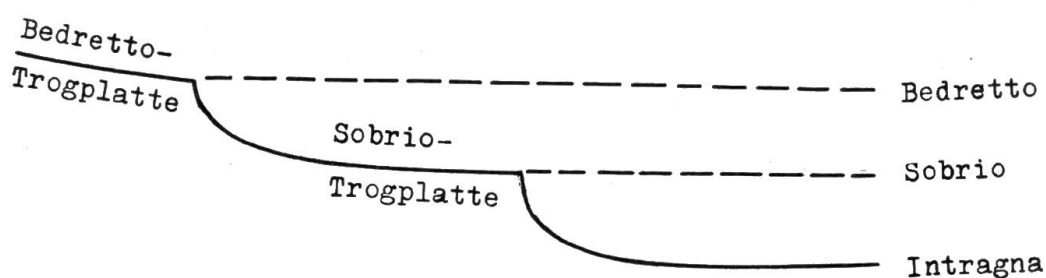
Ueber Wirkung und Anteil der übertiefenden Elemente Wasser und Eis gehen die Meinungen der Fachleute stark auseinander. Von der Ansicht eines Tyndall, der die Erosionswirkung einzig dem Eise zugesteht, bis zum Standpunkt Rütimeyers, dessen Theorie dem Gletscher jegliche Erosionsfähigkeit abspricht, treffen wir auf die verschiedensten gegenseitigen Abstufungen zwischen Wasser- und Eisabtragung.

Um die spezielle Wirkung der einzelnen Kräfte hinsichtlich Zeitdauer und Grösse, und nach Möglichkeit auch ihr Verhältnis zueinander kennen zu lernen, muss aus den heute bestehenden Formen das Beweismaterial

herausgesucht und zusammengetragen werden. Besonders schwierig und hypothetisch gestaltet sich die Rekonstruktion einer Talgeschichte überall dort, wo direkte Beweise fehlen und der Weg dadurch über Analogieschlüsse, Extrapolation oder Interpolation bekannter Tatsachen gefunden werden muss.

Die Herleitung der Genese einer Alpenlandschaft läuft schliesslich vorwiegend auf das Problem der Uebertiefung der Täler hinaus, da, wie im vorangehenden Abschnitt gezeigt wurde, Akkumulationen im heutigen Relief eine untergeordnete Rolle spielen.

Als deutlichste Zeugen der schrittweisen Eintiefung des Tales dürfen die recht zahlreich auftretenden Erosionsterrassen betrachtet werden, die indessen scharf von den Strukturterrassen zu scheiden sind. Das Haupt-



kriterium zur Definition einer Erosionsterrasse ist im allgemeinen die Diskordanz der anstehenden Terrassenoberflächen mit den Schichtflächen, wie überhaupt jegliche Unabhängigkeit von der Struktur. Diese Scheidung kann unmöglich anhand der Karte erfolgen. Eine ausgedehnte Begehung des Gebietes unter genauer Kartierung der Struktur-, Skulptur- und Akkumulationsformen, insbesondere der Terrassen, war deshalb unumgänglich.

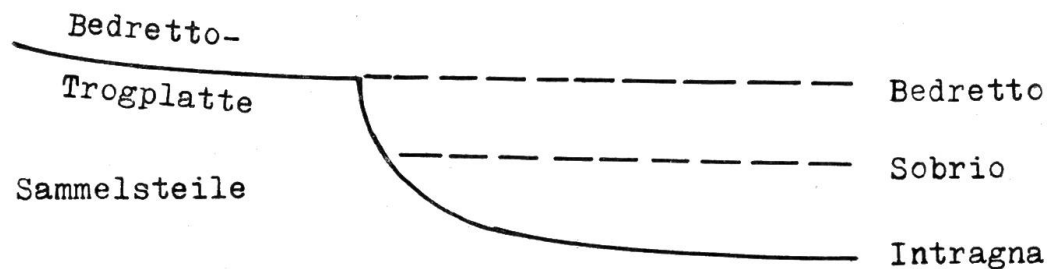
Die Erosionsterrassen sind Reste früher bestandener Talböden, die durch nachfolgende Erosion wieder zerstört wurden. Das Bestehen solcher ehemaliger, höherer Talböden lässt den Schluss nahe, dass die Tiefenerosion nicht stetig fortgeschritten ist, sondern vielmehr von Ruhephasen unterbrochen war, in denen sich relativ breite, flache Täler ausbilden konnten. In der Regel beginnt die Eintiefung am Ausgang eines Tales, an einer Gefällsunstetigkeit der Erosionsbasis, und schreitet, den Gesetzen der Erosionsterminante folgend, taleinwärts. Nach GYGAX wird dabei eine Stufe nicht einfach sich selbst parallel talaufwärts verlegt, sie wird vielmehr gestreckt, d.h. die Gefälldifferenz verteilt sich auf eine grössere Horizontaldistanz. Erst im Talhintergrund bzw. an einer Härtezone kann sich die Stufe wieder in ihrer ursprünglichen Form ausbilden. Bisweilen hat ein Erosionszyklus den Talhintergrund nicht erreicht, dann bildete sich im Längsprofil des Flusses eine Stufe aus. Talstufen stellen also Endpunkte ehemaliger Eintiefungsfolgen dar.

Oberhalb solcher Unstetigkeiten des Talwegs ist dann der ältere, höhere Talboden noch erhalten. Liegt ein solcher, im Längsprofil relativ kurzer

alter Talbodenrest im Hintergrund eines Trogtals, bezeichnet man ihn als Trogplatte.

Bisweilen tritt aber der entgegengesetzte Fall ein, indem ein Erosionszyklus bis an den Talschluss zurückreichte oder die vorangehende Eintiefungsfolge einholte. Zwei Talstufen summieren sich hier zu einer einzigen; nur die auf ein bestimmtes Niveau ausklingenden Leisten und Terrassen der seitlichen Hänge deuten noch auf die Lage einer früher bestandenen Trogplatte. Wir sprechen dann von einer Sammelsteile.

Diese Erscheinung treffen wir beispielsweise im Onsernonetalschluss unter Alpe Soglio und Alpe Ragozzo, indem dort die Bedrettotrogplatte steil auf den Boden des würmeiszeitlichen Troges abfällt, während im



Vergeleitetotal noch eine, allerdings sehr schmale Sobriotrogplatte erkennbar ist.

Es zeigt sich also, dass aus Quer- und Längsprofil heute noch hinreichend Elemente herauszuerkennen sind, welche die einzelnen Stadien der Eintiefung und damit in groben Zügen die Entstehungsgeschichte des Tales widerspiegeln.

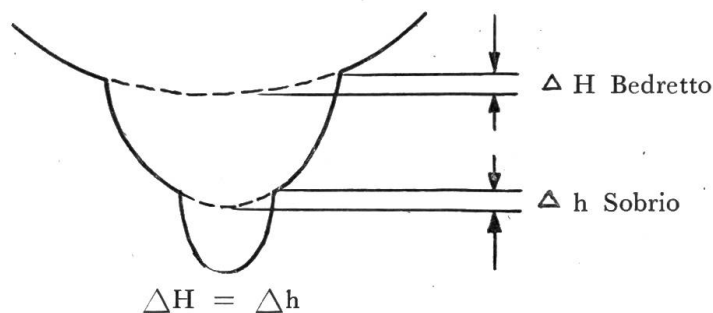
Die Aufzeichnung der heutigen Talstufen und Steilen, sowie der Trogplatten, ist relativ einfach. Schwieriger gestaltet sich die Rekonstruktion der alten Talböden aus ihren seitlichen Resten, den Terrassen, die zuweilen nur sehr rudimentär erhalten sind. Zudem sind sie — insbesondere die tiefer gelegenen — stark von Grundmoränen und Gehängeschutt bedeckt, sodass die Verflachung im Anstehenden oft nur indirekt durch Konstruktion aus dem Querprofil gefunden werden kann, besonders dort, wo Aufschlüsse fehlen. Viele Terrassen sind so stark verschüttet, dass ihre Existenz überhaupt nur noch anhand der auf ihnen lagernden Akkumulationen erkannt werden kann, indem diese an den steilen Talflanken Stellen sanfterer Neigung hervorrufen.

Bisweilen kann auch der entgegengesetzte Fall eintreten, indem die anstehenden Terrassen durch später einwirkende Kräfte überformt und vertieft worden sind.

Es scheint nun aber sehr unwahrscheinlich, dass diese Terrassen auch das Niveau der Mitte des damaligen Talbodens repräsentieren. Als seitliche Reste solcher Mulden liegen jene vielmehr höher, und zwar umso höher, je konkaver der damalige Talboden war. Zur annäherungsweise

Konstruktion der Mitten der alten Talsohlen erachte ich zwei Möglichkeiten als brauchbar :

- a. Parallelisierung der beidseitigen entsprechenden Terrassenreste, indem man eine Linie, die etwa einem durchhängenden Seil entspricht, hineinkonstruiert. Die tiefste Stelle dieses durchhängenden Seiles würde dann die Mitte jenes Talbodens darstellen. Diese Konstruktion ergibt sicher eine annehmbare Annäherung, ist aber in vielen Fällen etwas problematisch.
- b. Graphische Ausmittlung der Terrassenreste, die durch Beobachtung und Konstruktion von Querprofilen hervorgehen. Die äussersten Kanten solcher Erosionsterrassen werden in einem Längsprofil des Tales aufgetragen und Niveaus mit Häufungspunkten zu alten Tal-



böden zusammengefasst. Eine so konstruierte Talsohle wird meist etwas zu hoch liegen, doch wird andererseits auch keine Genauigkeit vorgetäuscht, die doch nicht erreicht werden kann. Es gilt hier den Einwand zu widerlegen, dass gerade bei höheren Terrassensystemen, wo die beidseitigen entsprechenden Verflachungen weit auseinanderliegen, der so konstruierte Talboden viel zu hoch liege, während der Fehler bei tieferen Terrassensystemen kleiner sein möge. Es ist hier zu bedenken, dass gerade die höheren Terrassen meist ein kleineres Gefälle aufweisen als die tiefergelegenen; man darf also mit grosser Wahrscheinlichkeit annehmen, dass auch die entsprechende Talmulde flacher war, während die tieferen Terrassen, welche Reste von glazialen Trogtalböden darstellen, wesentlich stärker geneigt sind.

Damit dürfte der Fehler bei allen Systemen annähernd derselbe sein und es handelt sich nur noch um eine relative Höhenverschiebung, deren Betrag für alle alten Talböden derselbe ist. Dieser Wert übersteigt aber auch die allgemeine Fehlerquelle kaum wesentlich; die auftretenden Differenzen gegenüber der ersten Konstruktionsmöglichkeit schwanken zwischen 0 und 40 m.

Die genannten Erosionsrelikte sind die Hauptkriterien zur Herleitung der Talgeschichte. Sie lassen sich durch — allerdings teilweise etwas problematische — Korrelate ergänzen : Schlifffgrenzen, Moränen und Schotter geben uns brauchbare Anhaltspunkte über die Ausdehnung der eiszeit-

lichen Gletscher, die in nicht unwesentlichem Masse an der heutigen Form des Tales mitverantwortlich sind. Freilich sind gerade die Grundmoränen oft schlecht von Gehängeschutt zu trennen, da sie äusserlich keine spezifische Gestalt besitzen und meist nicht in reiner Form vorkommen. Auch bei Aufschlüssen ist es oft schwer, die harten, kantigen, ungekritzten Gneisblöcke eindeutig als Moräne oder Gehängeschutt zu klassieren. Insofern kommt diesen Faktoren bisweilen ein etwas hypothetischer Wert zu.

Das Hauptgewicht liegt nach wie vor auf den Terrassen, bzw. den aus ihnen rekonstruierten alten Talböden. Diese sollen deshalb nochmals kurz zusammengefasst und beschrieben werden.

2. DIE ALTEN TALBÖDEN

a. *Das Pettanettosystem*

Unter den höchsten Gipfeln und Gräten des obersten Onsernone- und Vergelettotales finden sich häufig ansehnliche Verebnungen, die mit relativ geringer Neigung gegen die Talmitte zu einfallen. Sie sind, die schmalen rezenten Talböden ausgenommen, die flachsten Partien des ganzen Untersuchungsgebietes. Der aus ihnen rekonstruierte, sehr flache ehemalige Talboden weist auch ein wesentlich geringeres Gefälle auf, als beispielsweise der aus den tieferen Sobrioterrassen rekonstruierte, und verläuft stufenlos talauswärts. Freilich gestaltet sich die Konstruktion eines Längsprofils im unteren Talgebiet recht schwierig, indem die Erhebungen dort zu niedrig sind, um noch hochgelegene Pettanetto-Terrassen tragen zu können. Diese streichen im mittleren Onsernone am P. Ruscada und am Zentralgrat aus, im Vergeletttotal südlich Cramalina beim Pso. della Bassa. Im untersten Talgebiet stellt einzig der flache Hang unter Salmone einen letzten Pettanettorest dar.

Die damaligen Täler waren flache Mulden mit einer sehr weit geöffneten Bogenform als Querschnitt. Das ganze Gebiet war zu jener Zeit nur sehr wenig übertieft, einzig die höchsten Gipfel und Gräte überragten dieses wohl früheste Verebnungsniveau der Hochfluren.

Die hochgelegenen Pettanetto-Terrassen waren zur Eiszeit die Hauptnährgebiete der riesigen Gletscher, welche die Täler ausweiteten und übertieften; hier bildeten sich Firn und Eis, die alsdann mit immer grösserer Geschwindigkeit und Wucht in die Taltröge strömten. Am Fusse der spitzen Gräte entstanden dabei aus den Quelltrichtern der ersten Bäche durch Rückverwitterung die beckenförmig eingetieften Kare, sie mündeten meist stetig, seltener in Stufen in die Pettanettoflächen, die deshalb auch schon als Karniveau bezeichnet worden sind. Aus leicht verständlichen Gründen lassen sich auf diesen höchsten Terrassen noch am deutlichsten glaziale Schliffspuren feststellen. Einmal blieben diese Kare am Schlusse der Eiszeit am längsten von Gletschern ausgefüllt, jene Gesteinsoberflächen blieben deshalb lange vor Verwitterung und fluviatiler Erosion verschont. Da ferner die Pettanettoflächen fast ausnahmslos über der Waldgrenze

liegen, sind sie meist nicht oder nur spärlich bewachsen und das nackte Gestein lässt uns leicht die glazialen Rundbuckel erkennen, besonders deutlich im Vergelettotalschluss südlich Alpe Porcarescio, sowie unter dem Grat von Rosso di Ribbia.

Die meisten Seitenbäche entspringen im Pettanettosystem. Schmelzwasserinnen der in den Karen liegenden Gletscher, vielleicht aber auch schon Wasser aus den Quelltrichtern des ersten Verebnungsniveaus haben hier den Talweg vorgezeichnet. Viele Seitentäler im Nährgebiet sind in der Folge von Wasser und Eis stark übertieft und ausgeweitet worden. In anderen Fällen waren die Erosionskräfte zu schwach, um grosse Eintiefungsbeträge hervorzurufen, es entstanden die ins Pettanettoniveau nur leicht eingetieften Hängetäler, wie oberes Isornotal bis Alpe Larescio, Val Boscaccio und das Tal des Bordione. Diese Täler mündeten präglazial wohl stetig ins Haupttal, erst durch dessen glaziale Ausweitung und Eintiefung gingen die Mündungsstufen hervor.

b. *Das Bedrettosystem*

Die Bedrettoterrassen sind im allgemeinen nicht sehr breit, oft deutet sogar nur ein Gefällsknick des seitlichen Hanges die Lage eines früheren Talbodens an, nämlich dann, wenn die nachfolgende Erosion von diesem nichts mehr stehengelassen hat. Die meist recht schwach geneigten Bedrettoterrassen lassen auf ein sehr flaches Tal schliessen, der Querschnitt gleicht stark demjenigen der Pettanettotäler.

Während wir oft vergeblich nach einem Absatz zwischen Pettanetto- und Bedrettoterrassen suchen, weil diese stetig ineinander übergehen, fallen die Hänge von den Bedrettoleisten steil in den Taltrog ab. Diese Tatsache hat jenen Talbodenresten die Bezeichnung Trogschulter, bzw. Trogplatte, eingetragen. Diese Trogschultern scheiden, oft als schmale Kanten, die höheren, flachen Gehänge vom eigentlichen Taltrog. Diese Grenzstellung lässt das Bedrettosystem zu einem wichtigen Element werden, weil auch in andern Teilen der Alpen ein solches Uebergangsniveau vorkommt. Damit können Resultate aus den verschiedensten Tälern miteinander verglichen werden. Die erwähnten Verflachungen liegen in meinem ganzen Untersuchungsgebiet gerade unter der Waldgrenze. Analog scheinen die Verhältnisse in der entsprechenden Region auf der Alpennordseite zu liegen, denn HELBLING bezeichnet das System im Sernftal als Waldniveau, während es im Berner-Oberland dem von BECK eingeführten Burgfluhniveau entspricht.

Eine schöne Bedrettotrogplatte bildet Alpe Soglio im Talschluss des Onsernone, gut erhaltene, ausgeprägte Bedrettoterrassen tragen an der Nordflanke des Onsernonetales die Maiensässen Fenei, Ligunci, Sprighitto und Provo.

c. *Das Sobriosystem*

Wir haben gesehen, dass die Bedrettoleisten in einen anscheinend glazialen Taltrog überleiten. Innerhalb dieses U-Tales existiert jedoch

sehr oft noch eine ziemlich deutlich abgegrenzte, tiefere sekundäre Mulde, die naturgemäss wesentlich enger und der ersten untergeordnet ist. Der Grund dieser Einschachtelung zweier Trogformen besteht im Auftreten eines tieferen Terrassensystems, des Sobrioniveaus. Die Verflachungen sind eher breiter und auf weitere Strecken hin zusammenhängend zu verfolgen als diejenigen des Bedrettosystems, ihre stärkere Neigung infolge ziemlich mächtiger auflagernder Akkumulationen lässt sie im Landschaftsbild aber eher zurücktreten. Sie liegen jedoch in einer für ein Gebirgstal idealen Höhe, sodass der Mensch hier seine Siedlungen erbaut hat. Mit Ausnahme von Vergeletto liegen alle Dörfer des Onsernonetales auf solchen Terrassen.

Der rekonstruierte anstehende Sobriotalboden erscheint ziemlich konkav; das überrascht nicht, wenn man ihn als Grund eines glazial geformten Trogtals betrachtet. Im Längsprofil dieses Talbodens erkennen wir eine Konfluenzvertiefung im Gebiet von Russo. Eine Trogplatte findet sich in diesem System nur rudimentär im Vergeletttotal. Im Onsernone scheint der nachfolgende Erosionszyklus, der diesen Boden zerstörte, den Talhintergrund erreicht zu haben, der hohe Abfall von der Bedrettotrogplatte auf den spätglazialen Talboden spricht jedenfalls für eine Sammelsteile.

Die Sobrioleisten des Vergelettotales leiten nicht stetig auf diejenigen des Onsernonetals über; die beiden Terrassenreste von Piano 1065 m und Tempie 1058 m lassen klar erkennen, dass der Sobriotalboden des Vergelettotales mit ca 100 m hoher Stufe auf denjenigen des Onsernonetales abfällt. Dieses mündet seinerseits in jenem System mit einem ebenso hohen Gefällssprung ins Pedemonte.

Damit treten im Sobrioniveau erstmals zwei glaziale Merkmale auf: Stufenmündungen und Konfluenzvertiefungen.

In seiner Arbeit «Die Oberflächenformen des Trienttales» stellt HESS Gefällsunstetigkeiten insbesondere in seinem Mindel- und Rissniveau fest. Teilweise scheint dort der alte Talboden sogar rückläufiges Gefälle aufzuweisen. HESS deutet diese Erscheinung als Terrassendeformation infolge eustatischer Vorgänge im Gebirgskörper.

Da seine Niveaus eindeutig glaziale Entstehung aufweisen, frage ich mich, ob die vorliegenden Gefällsunstetigkeiten (vorwiegend beim Zusammenfluss grösserer Bäche) nicht wenigstens zum Teil auf Konfluenzeintiefungen zurückgeführt werden könnten.

Von Terrassendeformation ist im Onsernone keine Spur festzustellen. Die Lage des Tales quer zur Abdachung der Alpen hat zur Folge, dass sich auch eine ungleiche Hebung des Gebirgskörpers (stärkere Aufwölbung des Zentrums oder der Randpartien) auf das Längsprofil nicht auszuwirken vermochte.

Das äusserst geringe, beinahe rückläufige Gefälle des Sobriotalbodens im untersten Onsernone- und Vergeletttotal spiegelt die stauende Wirkung der Haupttalgletscher auf die seitlich zuströmenden Eismassen wider, welche offenbar teilweise auf jene hinaufgeflossen sind. Damit war der Tiefenschurf des Seitengletschers im untersten Talteil sehr minimal.

Tabellarische Zusammenstellung über die alten Systeme

VALLE VERGELETTO

<i>System</i>	<i>absolute Höhe</i>		<i>Abstand</i>		<i>Höhendiff. Schluss- Ausgang</i>	<i>durch- schnittl. Gefälle</i>
	<i>Trog- schluss</i>	<i>Tal- ausgang</i>	<i>Trog- schluss</i>	<i>Tal- ausgang</i>		
Pettanetto	2050 m	1700 m	250 m	450 m	350 m	23 ‰
Bedretto	1800 m	1250 m			550 m	36 ‰
Sobrio	1630 m	980 m	170 m	270 m	630 m	43 ‰
			230 m	210 m	630 m	52 ‰
Intragna	1400 m	770 m	0	120 m	630 m	52 ‰
rezenter Talweg	1400 m	650 m			750 m	62 ‰

VALLE ONSERNONE

<i>System</i>	<i>absolute Höhe</i>		<i>Abstand</i>		<i>Höhendiff. Schluss- Ausgang</i>	<i>durch- schnittl. Gefälle</i>
	<i>Trog- schluss</i>	<i>Tal- ausgang</i>	<i>Trog- schluss</i>	<i>Tal- ausgang</i>		
Pettanetto	1950 m	1420 m	200 m	570 m	530 m	21 ‰
Bedretto	1750 m	850 m			900 m	38 ‰
Sobrio	1550 m	480 m	200 m	370 m	1070 m	43 ‰
			300 m	130 m	900 m	46 ‰
Intragna	1250 m	350 m	0	100 m	900 m	46 ‰
rezenter Talweg	1250 m	350 m			1000 m	51 ‰

d. *Das Intragnasystem*

Zunächst stellt sich hier die Frage, ob die Intragna-Terrassen als eigentliches Terrassensystem betrachtet werden sollen. Im Grunde handelt es sich einfach um den fluviatil zerschnittenen würmeiszeitlichen Talboden, dessen Reste uns als tiefste Terrassen erscheinen. Es weisen aber diese tiefsten, kleinsten Talbodenreste eine den höheren analoge Entstehungsweise auf; auf ähnliche Art wie der rezente mussten auch die älteren Talböden zunächst vom Fluss zerschnitten werden, ehe nachfolgende Gletscher die fluviatilen Kerben zu Trogtälern ausweiten konnten.

Die Intragna-Terrassen lassen sich logischerweise nur dort erkennen, wo der rezente Talboden vom Fluss zerschnitten ist, also vom Talausgang bis zur Schweizergrenze, bzw. entlang der Mündungsschlucht des Ribo bis hinter Vergeletto. Da die entsprechenden beidseitigen Terrassen sehr nahe beisammenliegen, — bisweilen weniger als 100 m! — hält es nicht schwer, das rezente Tal bzw. den Intragnaboden, zu rekonstruieren. Wir erhalten auch hier, ähnlich wie beim Sobrioboden, eine enge U-Form mit ziemlich konkavem Grund.

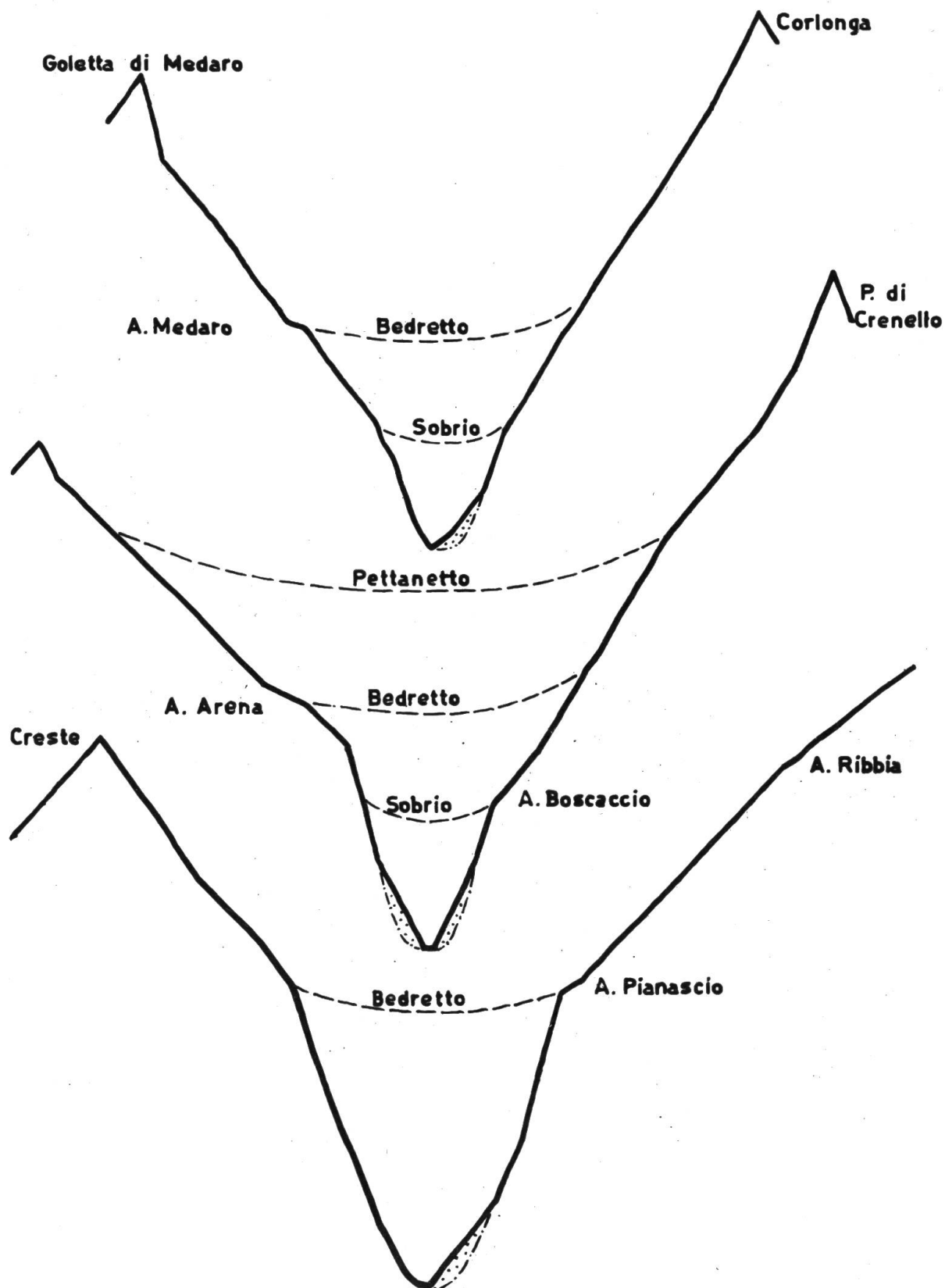
Die Mündungsstufe des Vergelettalles ist in diesem System nur klein, ebenso die Konfluenzvertiefung bei Russo. Der Steilabfall Onsernone - Pedemonte erreicht aber auch hier rund 100 m.

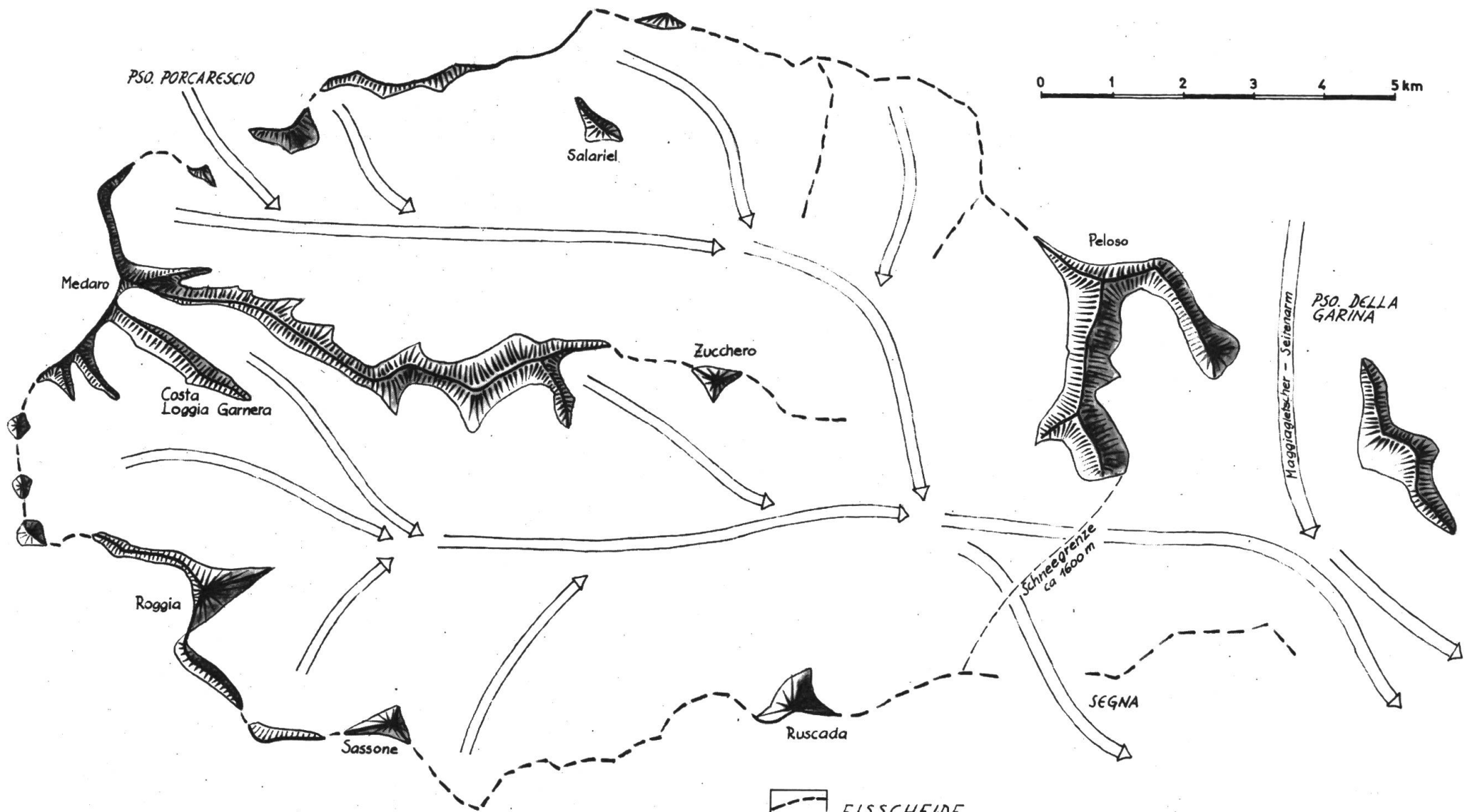
3. DIE UEBERTIEFUNG DER TÄLER

Im folgenden Abschnitt möchte ich versuchen, die Entwicklung des Tales seit dem Bestehen der penninischen Decken bis in die Gegenwart darzustellen. Bis dahin ist das vorhandene Beweismaterial zusammengetragen worden. Es ist immerhin umfangreich genug, um wenigstens die Darstellung einer relativen altersmässigen Entwicklung zu gestatten. Wir haben gesehen, dass ein erstes Talsystem in grosser Höhe bestanden hat, eine Art Hochebene, aus der nur die höchsten Gipfel und Gräte herausgeragt haben. Dieses, von LAUTENSACH als Pettanettosystem bezeichnete, erste Verebnungsniveau mit sehr flachen Talmulden muss unmittelbar aus den tektonisch vorgezeichneten tertiären Abflussrinnen entstanden sein, welche die aufgewölbten Decken durchzogen.

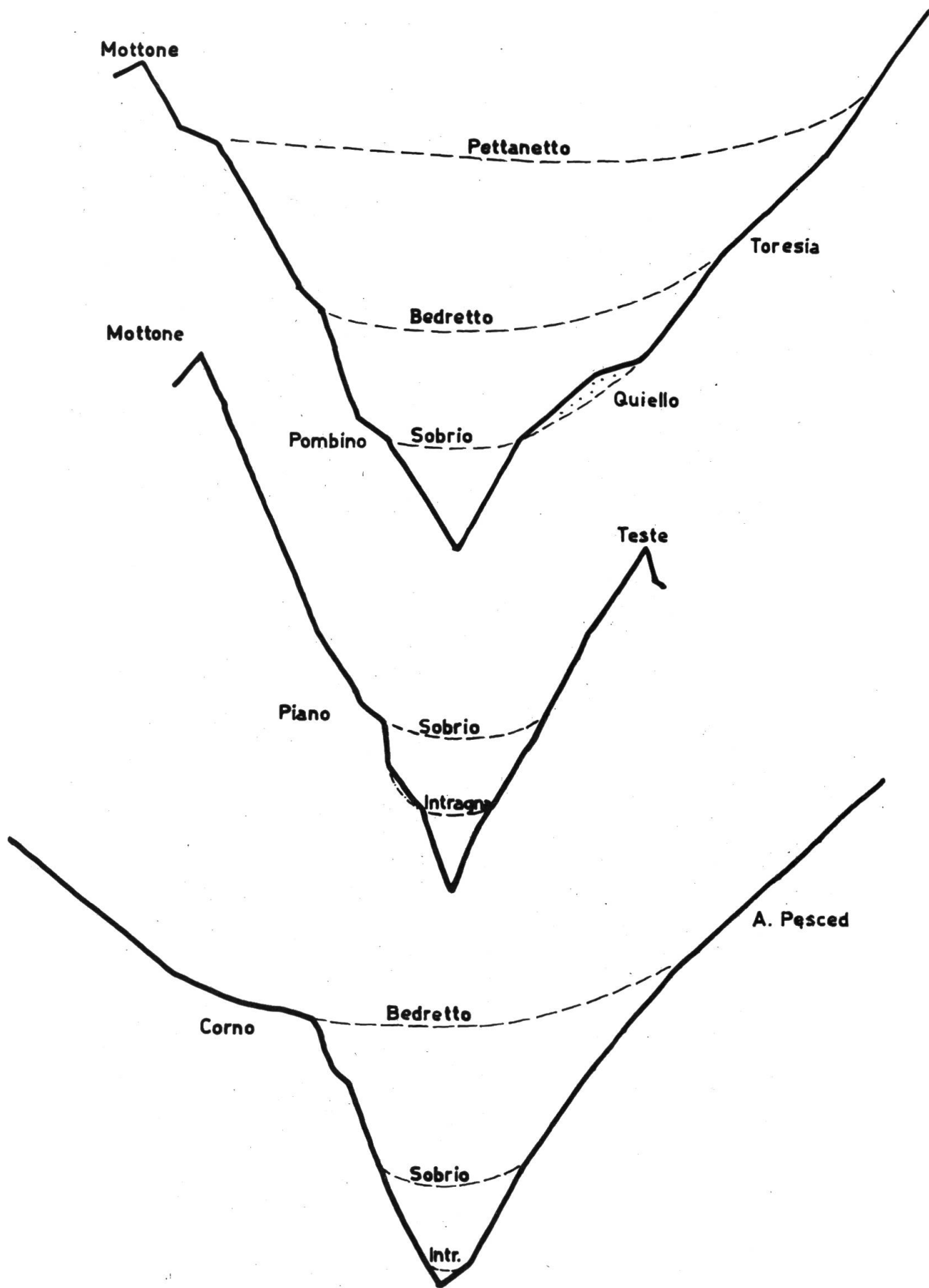
Die Verhältnisse der heute erhaltenen Reste des Pettanettobodens stützen die Vermutung, dass sich diese Täler damals in völlig anderer Weise entwässert haben, als dies heute der Fall ist. Es ist nämlich sehr unwahrscheinlich, dass die Hauptflüsse ursprünglich in ihrem Unterlauf in ein Nord-Süd gerichtetes Quertal umgebogen sind. Die tektonischen Verhältnisse, welche meines Erachtens die Talbildung in hohem Masse beeinflussten, haben den ersten Gewässern vielmehr einen andern Weg vorgezeichnet, indem diese in West-Ost verlaufenden Isoklinaltälern in direktem Lauf der Maggia zuflossen. Das Onsernonetal scheint sich demnach im Pettanettoniveau direkt nach Osten entwässert zu haben. Camana und Ribo flossen über Pso. della Bassa 1804 m ins Valle di Lodano, der

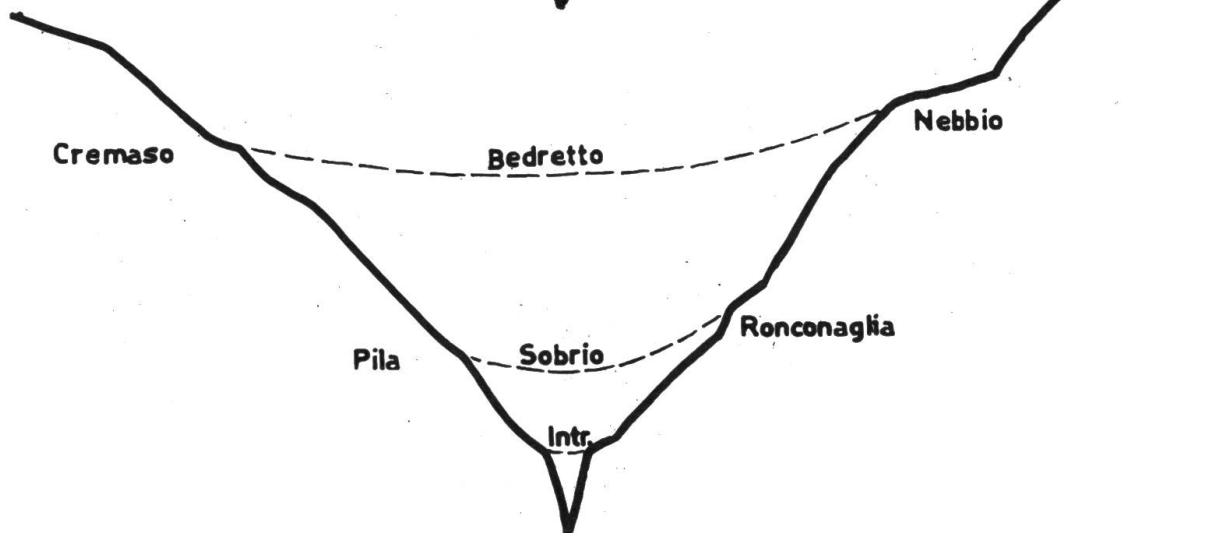
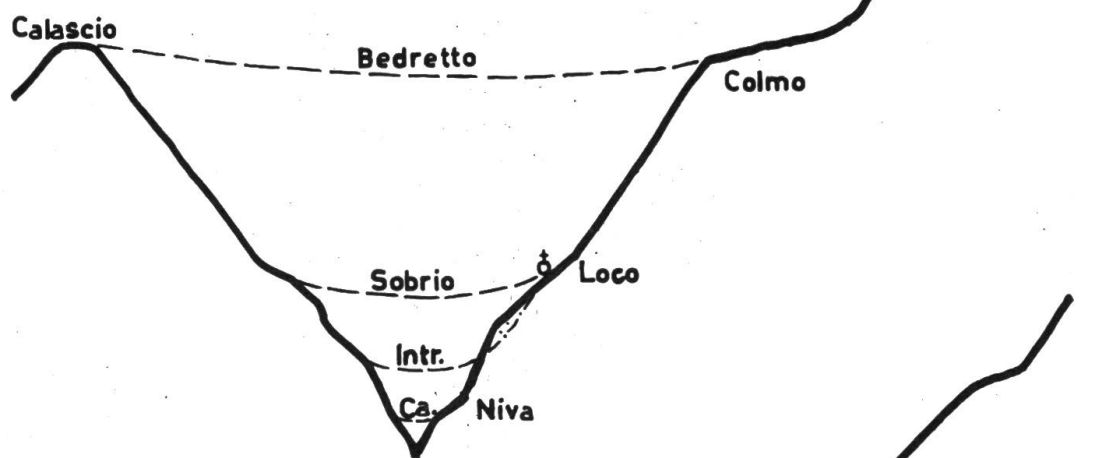
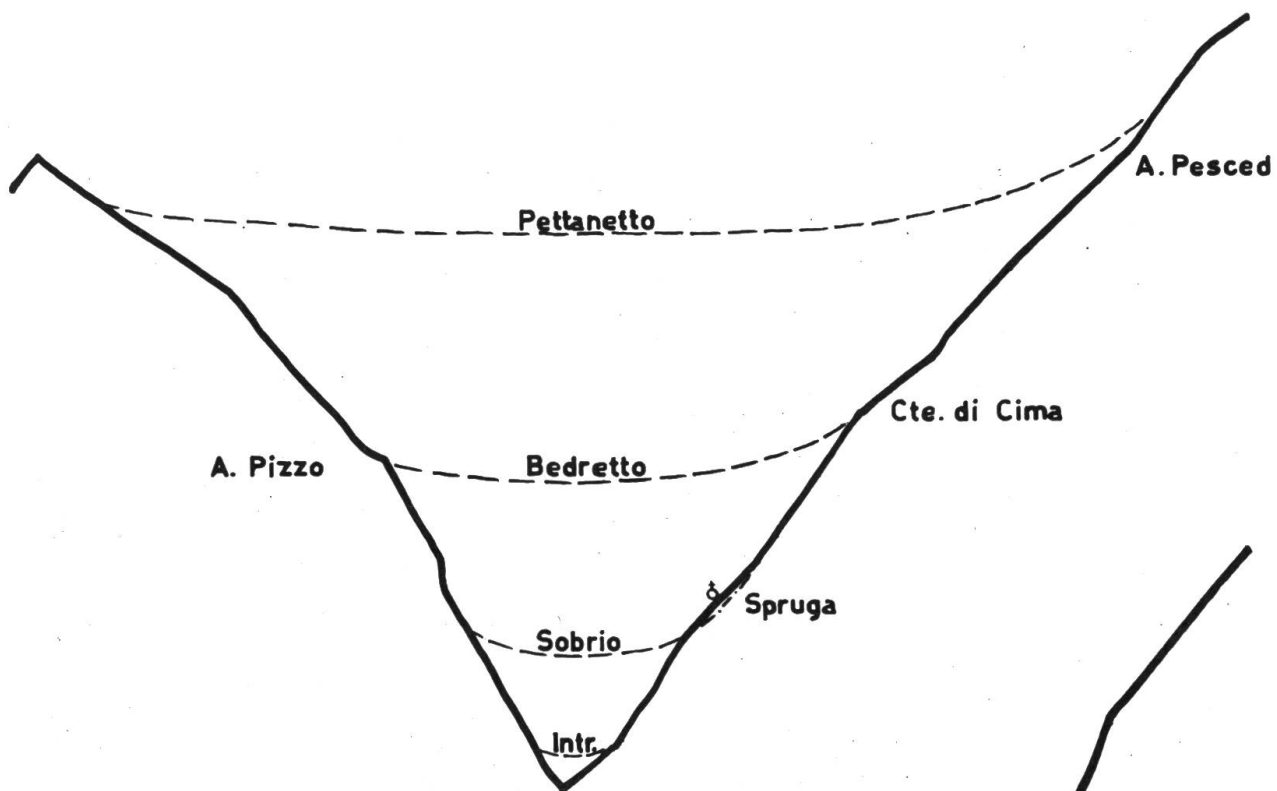
QUERPROFILE DURCH VERGELETTO - UND ONSERNONETAL, ALLE
2,5 - fach überhöht



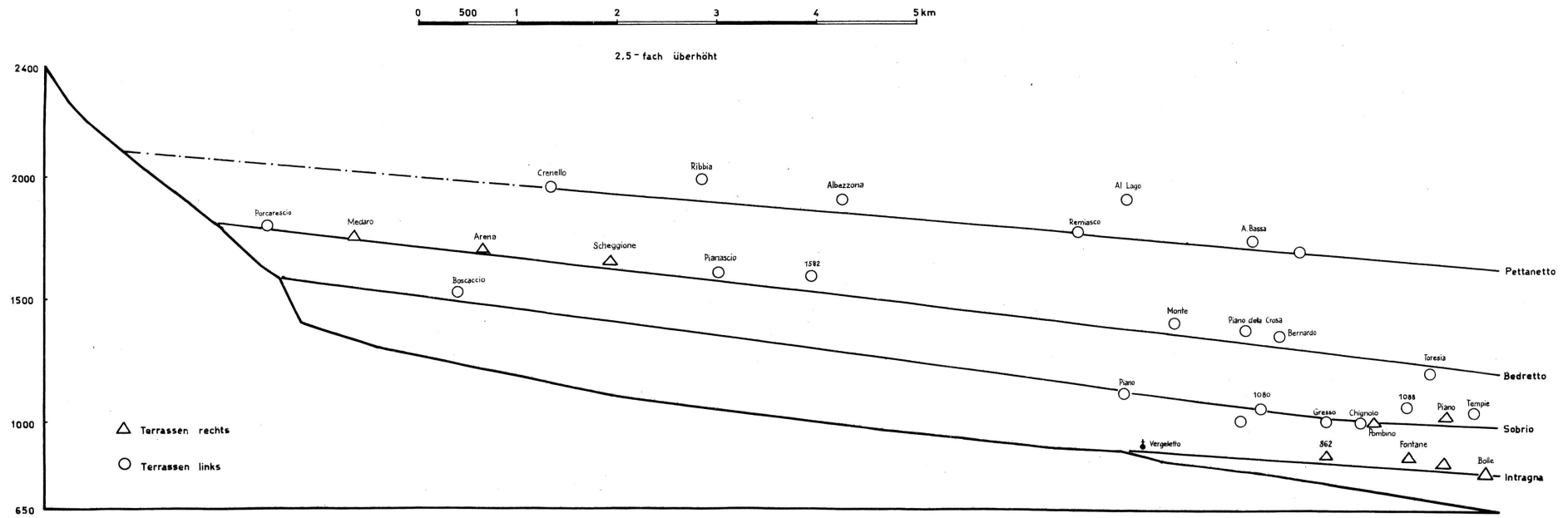


Das Onsernonetal zur Hocheiszeit





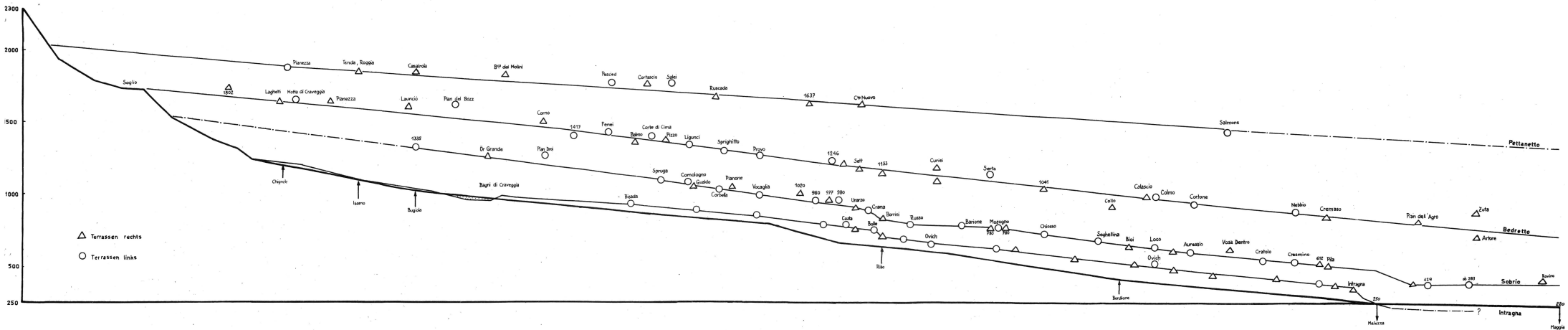
Längsprofil durch die Valle Vergeletto mit den rekonstruierten alten Talböden

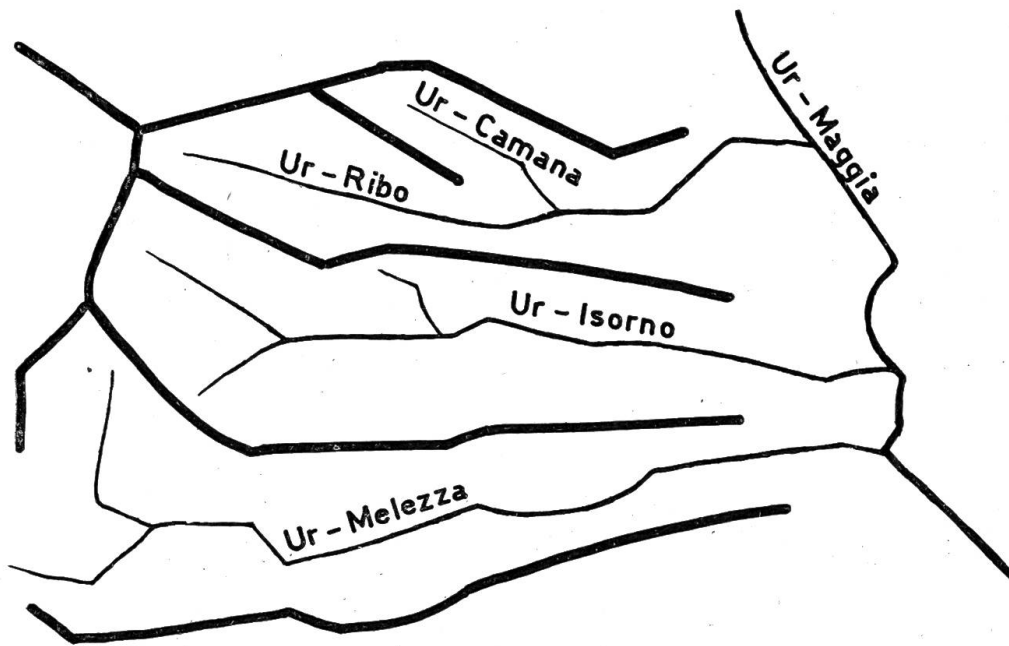


Längsprofil durch die Valle Onsernone mit den rekonstruierten alten Talböden

0 500 1 2 3 4 5 km

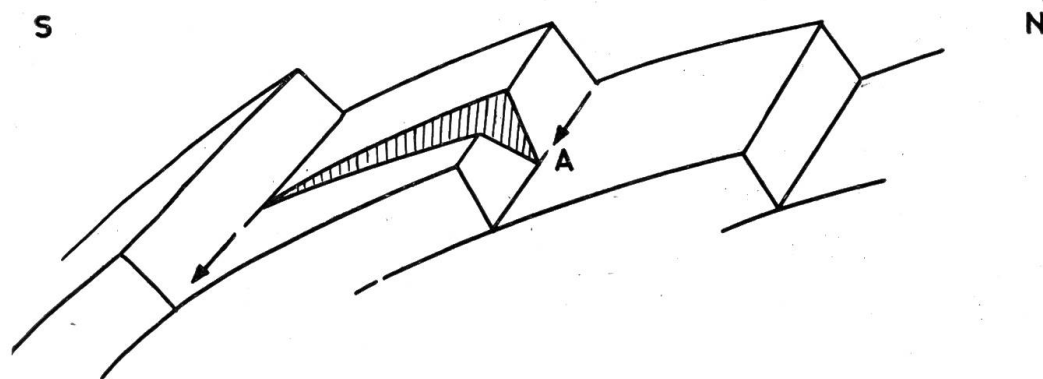
2,5-fach überhöht





Isorno über die Gegend von Val Noca nach Osten, dem axialen Fallen gegen die Maggiadepression folgend. Dafür dürften die breiten Pettanetto-terrassen von Alpe Canale, Confeda und vom Peloso gegen Tramone hin zeugen, denn es ist unwahrscheinlich, dass die Quellwasser des Valle di Lodano allein damals eine so breite Talmulde geschaffen haben.

Die Flüsse folgten in ihrem Lauf aber in keiner Weise der Fall-linie des Onsernongewölbes. Der kürzeste Entwässerungsweg würde in ost-süd-



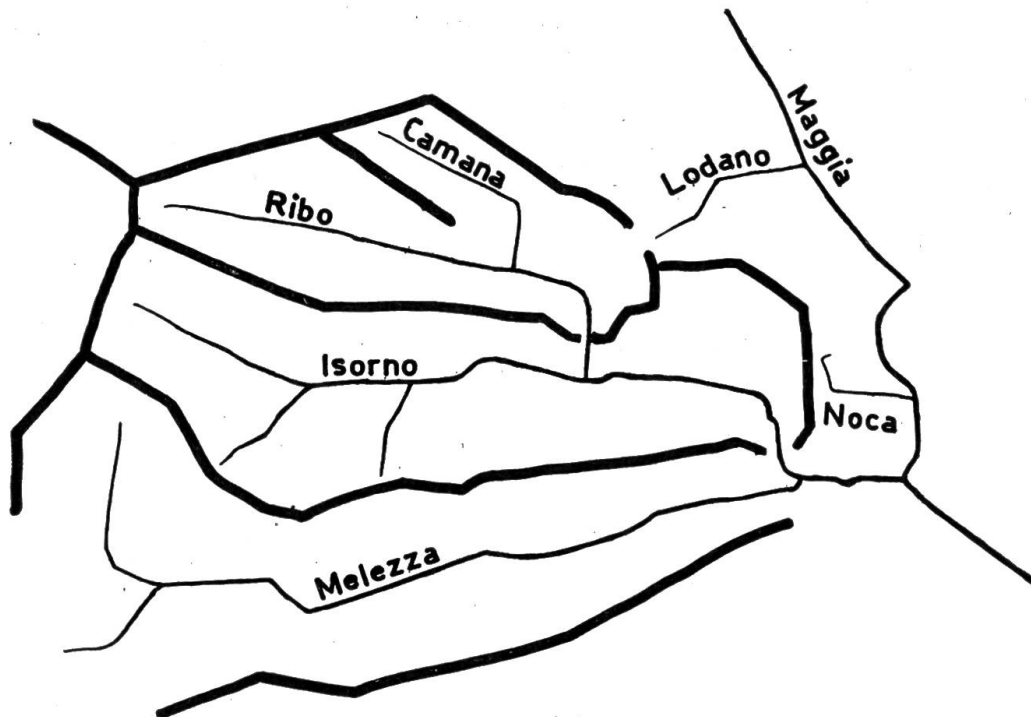
A = Abzapfungsstelle

östlicher Richtung quer durchs Einzugsgebiet gegen Ponte Brolla zu verlaufen, eine Richtung, wie sie einzig der Quellbach Isorno aufweist.

Im Bestreben, ihren Lauf zu verkürzen und in möglichst direkter Linie die Erosionsbasis zu erreichen, kamen den Flüssen die tektonischen Verhältnisse entscheidend zu Hilfe. Sowohl die Nord-Süd verlaufende, starke Klüftung, wie die in gleicher Richtung streichenden Isoklinaltälchen

(in Bezug aufs Ost-West-Streichen bzw. aufs axiale Fallen) begünstigten die Entwicklung von runsenartigen Seitentälern (vgl. Val Quarantera), in denen die rückschreitende Erosion, den Klüften folgend, rasch fortschritt. Die damals nicht sehr hohe Wasserscheide wurde bald durchbrochen und der nördliche Fluss abgezapft.

Damit war den Flüssen der heutige Talweg in groben Zügen vorgezeichnet, durch die Quertäler im Unterlauf folgen sie heute, wenn auch in Zickzacklinie, der Richtung grössten Gefälles. Die Unterläufe der damaligen Urflüsse sind heute durch Val Lodano und Val Noca erhalten.



Die Gewässer müssen in der Folge noch Zeit gefunden haben, die entstandenen Quertalschluchten durch laterale Erosion zu verbreitern, denn zwei Pettanettoreste am Ostabfall des Mottone sprechen für eine ansehnliche Verbreiterung des durch Abzapfung entstandenen Quertals des Ribo noch in diesem höchsten Niveau. Die Ausbildung des heutigen Entwässerungsnetzes würde damit in den ersten Teil der Entstehung des Pettanettosystems fallen.

Aus einem äusseren Anstoss heraus muss zu einer bestimmten, lange andauernden Zeitspanne der Boden des ausgereiften Pettanettotales zerstört worden sein. Welches war der Grund zur Neubelegung der Tiefenerosion? Es kommen nur zwei Möglichkeiten in Frage, entweder ein Absinken der Erosionsbasis oder eine Hebung des Talgebietes. Jedenfalls waren es eustatische Vorgänge, welche die Flüsse veranlasst haben müssen, ihren Talweg tiefer zu legen und damit ihren Talboden zu zersägen. Wie gross die relative Höhenverschiebung war, ist schwer zu beurteilen. PENCK spricht von einer Hebung des Gebirgskörpers um 300 m.

Das meist stetige Uebergehen der Pettanetto- in die Bedrettoterrassen spricht für eine sehr langsame Eintiefung, denn die Flüsse müssen gleichzeitig durch laterale Erosion die Schlucht in das breite Bedrettotal ausgeweitet haben. Auch dieses scheint — ähnlich dem höheren, nun zerstörten Pettanettotalboden — eine gewisse Reife erreicht zu haben. Jedenfalls kam die Tiefenerosion vorübergehend zum Stillstand. In Form einer flachen, ins Pettanettosystem eingeschachtelten Mulde erstreckte sich der neue Talboden stufenlos vom Talhintergrund gegen den Ausgang. Ob zunächst noch überall ein deutlicher, felsiger Absatz zwischen dem Bedrettotalboden und den Pettanettoterrassen bestand und das meist stetige Ineinander - übergehen als eine Folge der überschleifenden Wirkung der eiszeitlichen Gletscher angesehen werden muss, lässt sich heute nicht mehr beurteilen.

Nachfolgende Tiefenerosion hat vom Bedrettotalboden nur geringe Reste, die schmalen Trogschultern, stehengelassen. In steilen Wänden fallen sie meist auf die Sobrioterrassen ab. Aus diesen beiden Elementen lässt sich ein Sobriotal rekonstruieren, dessen Form von derjenigen der bisher bestandenen Tälern wesentlich abweicht. Es ist ein typisches Trog-tal, dessen Ausbildungsform deutlich die Gletscherwirkung verrät. Es muss also, mindestens teilweise, während der Eiszeit entstanden sein. Da in diesen Sobriotrog noch der tiefere, ebenfalls deutlich glazial geweitete Intragnaltrog eingeschachtelt ist, glaube ich im Sobriosystem den Boden eines interglazialen Tales zu erkennen.

Es scheint indessen sehr unwahrscheinlich, dass die Uebertiefung Bedretto - Sobrio nur glazialen Kräften zuzuschreiben ist, ich glaube im Gegenteil, dass der rein glaziale Eintiefungsbetrag nur einen kleinen Bruchteil der Gesamteintiefung ausmacht. Der Gletscher, der bei seinem Rückzug den Sobriotalboden hinterliess, muss zu Beginn seiner ausweitenden Tätigkeit bereits eine ansehnliche Erosionsrinne angetroffen haben, welche sich in den flachen Bedrettotalboden eingefressen hatte.

Die Entstehung einer solchen Klamm verlangt aber eine Neubelebung der Tiefenerosion nach der Ausbildung des Bedrettosystems, wobei einzig eine neuerliche Niveauveränderung der Anstoss dazu gewesen sein kann. Tatsächlich nehmen verschiedene Autoren in diesem Eintiefungsstadium eine neuerliche Hebung, insbesondere des südlichen Teils der Alpen an, PENCK spricht von 110 - 120 m.

Durch einen solchermassen neu einsetzenden Erosionszyklus erlitt auch das Bedrettotal das Schicksal des höheren Pettanettosystems, indem der Talboden zersägt und aufgespalten wurde. Die allsdann einsetzende Vereisung bereitete dieser Fluvialerosion ein Ende, bevor sich eine Gleichgewichtslage herauszubilden vermochte. Dass das neue, V-förmig Tal sich — besonders im Oberlauf des Flusses, — noch im Jugendstadium befand, als die Vergletscherung einsetzte, geht aus dem Längsprofil des Sobriotalbodens hervor. Der Eintiefungsbetrag zwischen Bedretto- und Sobriorniveau nimmt nämlich gegen den Talschluss zu rapid ab. Abgesehen von der

geringeren Wasserführung des Flusses in seinem Oberlauf glaube ich darin die Tatsache wiederzuerkennen, dass der fluviale Erosionszyklus, der den Bedrettoboden zerstörte, sich noch nicht bis in den Talhintergrund voll auszuwirken vermochte. Der Talweg scheint sich bei Eintritt der Vereisung im Oberlauf vielmehr im Stadium einer « gestreckten Stufe » befunden zu haben.

Dem Eis gelang es in der Folge nicht, diese Unterschiede der Eintiefungsbeträge zwischen Talmitte und Talhintergrund prinzipiell auszugleichen, der Gletscher musste sich auf eine vorwiegend ausweitende Tätigkeit beschränken, mit dem Resultat, dass das bestandene V-Tal in ein U-förmiges Trogtal umgewandelt wurde. Da die oberen Talteile naturgemäss jeweils beim Eintritt der Vereisung früher und beim Rückzug der Gletscher länger vereist waren, wird die geringere Tiefenerosion durch das fliessende Wasser im Oberlauf noch verständlicher.

Zur Hocheiszeit lag die Schneegrenze auf ca. 1600 m, ein sehr grosser Teil des Untersuchungsgebietes gehörte damit zum Nährgebiet der Gletscher, insbesondere die Pettanettoterrassen. Gewaltige Firn- und Eismassen wuchsen über die höheren Gehänge in die Talmulden nieder, vereinigten sich mit Seitengletschern und flossen als gewaltiger Eisstrom talauswärts. Hierbei entstanden aus den V-Tälern die weiten Tröge mit relativ breiter Sohle, höher gelegene Terrassen wurden überschliffen und gerundet. Aber auch im Nährgebiet blieb die Vereisung nicht ohne Auswirkung. Die Eismassen verwandelten die Quelltrichter der Flüsse hoch unter den Gräten im Pettanettoniveau durch Rückverwitterung und beckenförmige Eintiefung in die flachen Mulden, Becken und Nischen, die uns als Kare bekannt sind. Die rauhe Oberfläche der Pettanettoterrassen wurde vielfach stark überschliffen und in eine Rundbuckellandschaft übergeführt, wie überhaupt jegliche schroffen, zackigen Formen unter der überschleifenden Wirkung des Eises sich glätteten. Im obersten Onsernone- und Vergelettetal, welche am längsten vergletschert blieben, haben sich, wie aus früheren Abschnitten hervorgeht, solche glaziale Formen noch deutlich erhalten können.

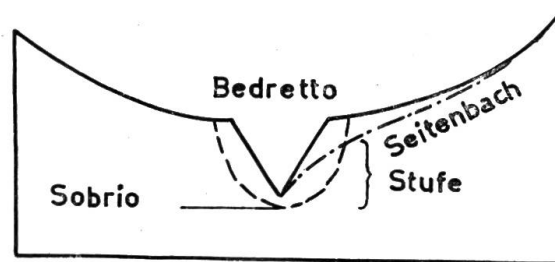
Nach dem — vorübergehenden — Rückzug der Gletscher bot sich der Sobriotalboden dar. Welche der vier Vergletscherungsphasen der Eiszeit diesem Talsystem unmittelbar vorausging, soll später untersucht werden.

Das neu entstandene Trogtal weist nun verschiedene glaziale Merkmale auf, die wir bisher nicht angetroffen haben. Beim Zusammenfluss grösserer Gewässer treffen wir auf deutliche beckenförmige Eintiefungen, die hauptsächlich auf die sprunghaft ansteigende Erosionskraft der sich vereinigenden Gletscher zurückzuführen sind. Solche Konfluenzvertiefungen erkennen wir im Längsprofil im Gebiet von Russo — als Folge des Zusammenflusses von Ribo und Isornogletscher — und besonders deutlich, im Pedemonte, wo sich Onsernone- und Centovalligletscher vereinigten. Ferner fallen die Stufenmündungen grösserer Seitenbäche auf. Das Vergeletto mündet mit einer 100 m hohen Stufe ins Onsernonetal, dieses mit

einem ebensogrossen Gefällsprung ins Pedemonte. Es bleibt die Frage zu klären, ob diese Stufen mit der glazialen Ueberformung in direktem Zusammenhang stehen. Die Erklärung kann, wie GYGAX in der Valle Verzasca zeigt, am besten anhand eines Querprofils, das zugleich das Längsprofil eines Seitenbaches erfasst, gegeben werden.

Durch die glaziale Ausweitung des Tales wurden die Seitenbäche ihres Unterlaufes beraubt, ohne sich gleichzeitig eintiefen zu können, da das Talgebiet von Eis bedeckt war. Ihr Mittellauf mündete deshalb nach Rückzug der Gletscher hoch an der steilen Trogwand in die Luft aus.

Selbstverständlich entsprachen die vom Gletscher geschaffenen Formen des Sobriosystems in keiner Weise den Verhältnissen des fliessenden Wassers der Interglazialzeit. Konfluenzvertiefungen wurden deshalb vor-



übergehend aufgeschüttet, Trogschultern- und Platten zerschnitten, Mündungsstufen zerstört, bzw. gestreckt und taleinwärts verlegt. Ob auch hier, als Folge der Entlastung von der Eisdecke, eine neuliche Hebung des Gebirgskörpers mitspielte, ist schwer zu beurteilen. Sowohl PENCK als NUSSBAUM glauben sie hier festgestellt zu haben, letzterer sogar im Alpenvorland, im Napfgebiet. Ob der Wert PENCK's von 50 m stimmt, lässt sich im Onsernonetal in kleiner Weise beurteilen. Jedenfalls wurde jetzt auch der Sobriotalboden ein Opfer fluviatiler Tiefenerosion, welche offenbar rasch gegen den Talhintergrund geschritten sein muss und hier nun das « Eintiefungsmanko » Bedretto-Sobrio nachholte. Auch muss die jenen fluviatilen Kräften zur Verfügung stehende Zeitspanne nun lang genug gewesen sein, um eine recht grosse Eintiefung, besonders im Talhintergrund, zu bewirken; denn im Onsernonetal erreichte, wie bereits erwähnt wurde, die rückwärtswandernde Stufe den Talschluss und holte damit den Steilabfall Bedretto-Sobrio ein, es entstand die bekannte Sammelsteile von Alpe Soglio.

Erst der Beginn einer neuen Vergletscherungsphase unterbrach die intensive Tiefenerosion der Flüsse. Bis dahin hatte, wie oben hervorgeht, die rückwärtswandernde Stufe im Onsernonetal den Talschluss erreicht und eine Sammelsteile ausgebildet; im Vergelettetal kam es nicht soweit, denn hier setzte, infolge der grösseren Höhenlage, die Vergletscherung etwas früher ein und setzte damit dem Zerstörungswerk des Wassers ein Ende. So konnte sich hier eine, wenn auch sehr schmale Sobriotrogplatte erhalten. Durch die neuerliche Vereisung wurden die fluviatilen V-Täler in einen zweiten, kleineren, in den ersten eingeschachtelten Taltrog über-

geführt, es entstand der Intragnatalboden. Auch hier wiederholen sich, wie schon beim Sobriosystem, die typisch glazialen Merkmale wie Konfluenzvertiefungen und Stufenmündungen, allerdings in kleinerem Massstab. Einzig der Gefällssprung Onsernone - Pedemonte beträgt auch im Intragna-Niveau rund 100 m. Wahrscheinlich wurde das Pedemonte interglazial noch stärker ausgeräumt als das Onsernonetal, weil die Wasserführung infolge des Zusammenflusses Melezza-Isorno unterhalb Intragna wesentlich grösser ist und die Erosion entlang dem Streichen des stark zerrütteten Gesteins der Wurzelzone erfolgte. So dürfte es den darauffolgenden Eismassen möglich gewesen sein, den riesigen Pedemonte-Trog auszuschürfen. Ob allenfalls bei der Entstehung des geräumigen Troges im Pedemonte eine Verwerfung mitgespielt hat, kann hier mangels geeigneter Untersuchungsmethoden nicht beurteilt werden.

Beim endgültigen Rückzug gaben die Gletscher dieses vierte, eingeschachtelte Intragnatalsystem frei, ein letztes Zeugnis ihrer ausweitenden und eintiefenden Tätigkeit. Im Abschnitt über die Postglazialzeit werden wir sehen, wie auch dieser letzte der Talböden, die meist alternierend mit V-förmigen Kerben entstanden sind, bereits das Schicksal seiner höhergelegenen Vorgänger erlitten hat.

4. DATIERUNGSVERSUCH DER ALTEN TALBÖDEN

Es ist apriori ein zumindest problematisches Unterfangen, Skulpturterrassen im Nordtessin altersmässig zu bestimmen. Die Täler liegen zu weit vom Alpenvorland entfernt, um Erosionsniveaus mit entsprechenden Akkumulationshorizonten in Beziehung bringen zu können. Mangels zuverlässiger stratigraphischer Methoden haben deshalb auch die gewissenhaftesten und gründlichsten Untersuchungen lediglich auf eine relative Gültigkeit Anspruch und kommen oft nicht über den Rahmen der Hypothese hinaus.

Während die jüngeren Talbodensysteme noch relativ sicher eingeordnet werden können, ergeben sich bei älteren Bildungen erhebliche Schwierigkeiten. Unbestritten ist die verschiedene Ausbildung der beiden höheren und der beiden tieferen Niveaus, indem die letzteren durch Trogform, Mündungsstufen und Konfluenzvertiefungen deutlich ihre, mindestens teilweise glaziale Herkunft verraten. Pettanetto- und Bedretto-system jedoch sind eindeutig präglaziale Bildungen, wobei das erstere, wesentlich ältere, noch im Tertiär, meines Erachtens im Verlauf des Pliozäns, entstanden sein dürfte. Der ausgereifte Bedrettotalboden scheint der letzten Ruhephase der Alpenhebung vor Beginn der Vereisung zu entsprechen.

Von den beiden glazial entstandenen Trögen fällt der Datierungsbeweis für das tiefste Niveau, das Intragnasystem, weg, es ist die letzte, glazial beeinflusste Talform und stellt somit den Boden des spätglazialen Tales dar, wie ihn der Würmgletscher verliess.

Unbeantwortet ist immer noch die Frage nach dem Alter des Sobriocsystems. Im letzten Abschnitt habe ich die Gründe dargelegt, die mich veranlassen, dieses Niveau als interglaziale Talbildung zu betrachten. Nun kennen wir aber drei Interglazialzeiten, und es ist abzuklären, welchen von ihnen der Sobriotalboden zugeordnet werden soll. Zur Erläuterung sollen folgende Feststellungen herangezogen werden :

- a. Der relativ grosse Abstand zwischen Sobrio- und Intragnaniveau im Talhintergrund verlangt eine enorme Tiefenerosion seit dem Bestehen des Sobriotalbodens. Aus dem letzten Abschnitt geht hervor, dass diese Arbeit vorwiegend jenen fluviatilen Kräften zuzuschreiben ist, die den Sobriotalboden zerstörten. Ihnen muss eine recht grosse Zeitspanne zur Verfügung gestanden sein, sodass auch das « Eintiefungsmanko » im Talhintergrund nachgeholt werden konnte.
- b. Auch die Sammelsteile von Alpe Soglio im Onsernonetalschluss lässt auf einen lange andauernden Erosionszyklus schliessen, die aufwärtswandernde Stufe könnte sonst nie den Talhintergrund erreicht haben, sondern müsste sich irgendwo zwischen Talausgang und Talschluss finden.
- c. Die Sobrio-Mündungsstufe Vergeletto/Onsernone weist eine Höhe von 100 m auf, die entsprechende Intragnastufe nur ca. 20 - 30 m. In der Zeit zwischen der Entstehung von Sobrio- und Intragnasystem muss der Ribo Gelegenheit gehabt haben, jene hohe Sobriostufe zu zerschneiden und gleichsohlig in den sich ebenfalls tiefer einschneidenden Isorno einzumünden. Niemals könnte sonst das tiefere Intragnasystem des Vergeletttales fast gleichsohlig in das entsprechende Niveau des Onsernonetales einmünden, denn die stauende Wirkung des Haupttalgletschers gestattete dem jeweiligen Vergelettogletscher im untersten Talteil bestimmt keine grosse Erosion. Somit ist die riesige Eintiefung Sobrio/Intragna im unteren Vergeletto wohl ausschliesslich fluviatilen Kräften zuzuschreiben. Darauf folgende Gletscher besorgten dann nur noch die Ausweitung zum heutigen Quertal. Wenn auch der Fluss zur Ausgleichung seines Gefälles die Stufe nur in einer engen Klamm durchsägt haben wird, musste immerhin auch dafür eine genügend lange Zeitspanne zur Verfügung gestanden sein.

Aus obenstehenden Ausführungen geht hervor, dass der glaziale Sobriotalboden als Ergebnis der Arbeit jenes Gletschers zurückblieb, auf den eine lange Interglazialzeit folgte. Die längste Interglazialzeit ist aber Mindel/Riss, das Sobriosystem müsste damit den Mindel-Riss-interglazialen Boden darstellen, wobei zu bedenken ist, dass dieser Talboden eben noch in jenem Interglazial wieder zerstört wurde, weil der Fluss die durch den Gletscher geschaffenen Gefällsunstetigkeiten wieder auszugleichen trachtete.

Es gilt hier noch den allfälligen Einwand zu widerlegen, die Sobriomündungsstufe sei deshalb so auffällig hoch, weil ein besonders grosser Gletscher (also der Rissgletscher) sie geschaffen habe. Ich betrachte aber

Die Uebertiefung der Täler im Gebiet der Valle Onsernone

<i>Anstoss zu übertiefenden Vorgängen bzw. zu deren Beendigung</i>	<i>Uebertiefender Vorgang</i>	<i>Resultat</i>
Aufgewölbte penninische Decken mit vielen Formen, die dem Wasser fremd sind. Isoklinaltäler	Das abfließende Wasser sucht sich in den Isoklinaltälern ein erstes Bett, laterale Erosion schafft breites, flaches Tal.	<i>Pettanetto - Talboden</i>
Hebung des Gebirgskörpers Ruhephase der Alpenhebung	Zerschneidung des Pettanettotalbodens durch den Fluss Lateralerosion schafft eine zweite, tiefergelegene Talmulde.	V - Tal <i>Bedretto - Talboden</i>
Hebung des Gebirgskörpers	Fluss schneidet sich erneut in den flachen Talboden ein. Vorwiegend Tiefenerosion.	V - Tal
Schluss der Hebung, Vergletscherung	Leichte Eintiefung, hauptsächlich aber Ausweitung des fluviatilen V-Tales zu einem Trogtal.	<i>Sobrio - Talboden</i> mit Mündungsstufe
Gletscherrückzug (Interglazial) Fluss empfindet die vom Gletscher geschaffenen Formen als fremd	Zerschneidung des Sobrio-Talbodens durch den Fluss, vorwiegend Tiefenerosion.	V - Tal
Vergletscherung	Leichte Eintiefung, hauptsächlich aber Ausweitung des V-Tales in ein tieferes, dem ersten eingeschachteltes, zweites Trogtal.	<i>Intragna - Talboden</i> mit Mündungsstufe
Gletscherrückzug. Mehrere Hebungen des Gebirgskörpers. Fluss empfindet die vom Gletscher geschaffenen Formen als fremd.	Zerschneidung des Intragna-Talbodens durch Fluss. Beginn am Tal- ausgang. Drei fluviatile Erosionszyklen.	V-Tal, heutige Schlucht

die hohe Stufe als eine Summation der Günz- und Mindelstufe, da die im kurzen Günz/Mindel - Interglazial dem Ribo zur Verfügung stehende Zeit sicher nicht ausreichte, um eine totale Zerschneidung der ersten Stufe zu gewährleisten.

Zusammenfassend können die vier alten Talbodensysteme in Bezug auf den Zeitpunkt ihrer Entstehung bzw. Ausreifung folgendermassen klassiert werden :

Pettanetto	=	pliozän
Bedretto	=	präglazial
Sobrio	=	Mindel/Riss-interglazial
Intragna	=	spätglazial (Würmeiszeitlich)

Der Uebertiefungsbetrag zwischen Sobrio- und Intragnaniveau schwankt zwischen 150 und 200 m und wäre dem Mindel/Riss-Interglazial, der Risseiszeit, dem Riss/Würm-Interglazial und der Würmeiszeit zuzuschreiben, also der zweiten Hälfte der Eiszeit, des Diluviums.

Erwartungsgemäss sollte ein ungefähr gleichgrosser Betrag auf die erste Hälfte des Pleistozäns fallen, was recht gut zutrifft, wenn man dem 200 - 300 m höher liegenden Bedrettotalboden präglaziales Alter zuschreibt. Der um 50 - 100 m grössere Betrag lässt sich nach GYGAX erklären, wenn man sich vergegenwärtigt, dass der Günzgletscher schon eine ansehnliche fluviatile Eintiefung ins Bedretto angetroffen hat.

Für die gesamte Eintiefung während der Eiszeit, präglaziale Rinne und Interglaziale mitgerechnet, ergibt sich im Onsernonetal aus Quer- und Längsprofil ein Betrag von 400 - 500 m, der mit den Ergebnissen in andern Tälern recht gut übereinstimmt.

5. DAS TAL AM ENDE DER EISZEIT UND IN DER POSTGLAZIALZEIT

Die meisten glazialen Formen des Onsernonetales sind heute, insbesondere im unteren Talteil, zerstört oder zum mindesten stark verwischt. Einzig im lange vergletscherten Talhintergrund und in gewissen Seitentälern sind solche Erscheinungen da und dort noch relativ gut erhalten.

Die Oberfläche der Landschaft entsprach, wie der Gletscher sie verliess, in keiner Weise den Bedingungen des fliessenden Wassers. Dieses begann denn auch sofort nach dem Eistrückgang das Zerstörungswerk an den ihm fremden glazialen Formen, wobei die tiefer gelegenen Talteile naturgemäss früher erfasst wurden. Allerorts versuchten die Wasserläufe eine Gleichgewichtslage anzustreben und ihren Talweg der Erosionsterminante anzupassen. Hierbei sahen sie sich gezwungen, Unstetigkeiten ihres Laufes auszugleichen. Einerseits wurden dabei Mündungsstufen und Troglplatten zersägt und Trogwände zerfurcht, andererseits Kare und Glazialtröge aufgeschüttet, wie überhaupt alle, vom Gletscher zu tief überformten Stellen vom Fluss durch eigenes Geschiebe erhöht wurden.

Besonders auffällig ist die teilweise bis 100 m tiefe Isornoschlucht in den spätglazialen Intragnatalboden. Sie ist im wesentlichen in den wenigen Jahrzehntausenden seit dem Rückzug der Gletscher entstanden. Diese ungeheure Eintiefung erfolge also sehr rasch, der durchschnittliche jährliche Eintiefungsbetrag erreicht die Grössenordnung von einigen Millimetern. Wir erhalten damit den besten Beweis geliefert, dass in dem auf 100.000 Jahre geschätzten Mindel/Riss-Interglazial die starke fluviale Zertalung des Sobriosystems absolut möglich war.

Den Anstoss zur Neubelebung der Erosion, die den Isorno seinen Talweg postglazial (bzw. interstadial) tiefer legen liess, gab die 100 m hohe, glazial entstandene Mündungsstufe bei Intragna. Ob auch hier eine neuerliche Hebung des Gebirgskörpers zur Auslösung eines Erosionszyklus beigetragen hat, lässt sich nicht beurteilen. Jedenfalls begann sich der Fluss sofort einzuschneiden, die Erosion schritt rasch taleinwärts und hat heute die Schweizergrenze bei Bagni di Craveggia erreicht. In gleichem Masse legte auch der Ribo seinen Talweg tiefer, sobald die rückschreitende Eintiefung des Isorno die Konfluenzstelle erreichte. Die Isornoschlucht erstreckt sich somit in Form einer Mündungsschlucht des Ribo auch ins untere Vergelettetal hinein und klingt hinter dem Dorfe Vergeletto aus. Das Längsprofil des Vergeletttales zeigt deutlich, dass der Talweg des Ribo noch keineswegs eine Gleichgewichtslage erreicht hat. Der Fluss wird, im Bestreben, seinen Lauf der Erosionsterminante anzugleichen, die Mündungsschlucht auch auf den oberen Talteil ausdehnen.

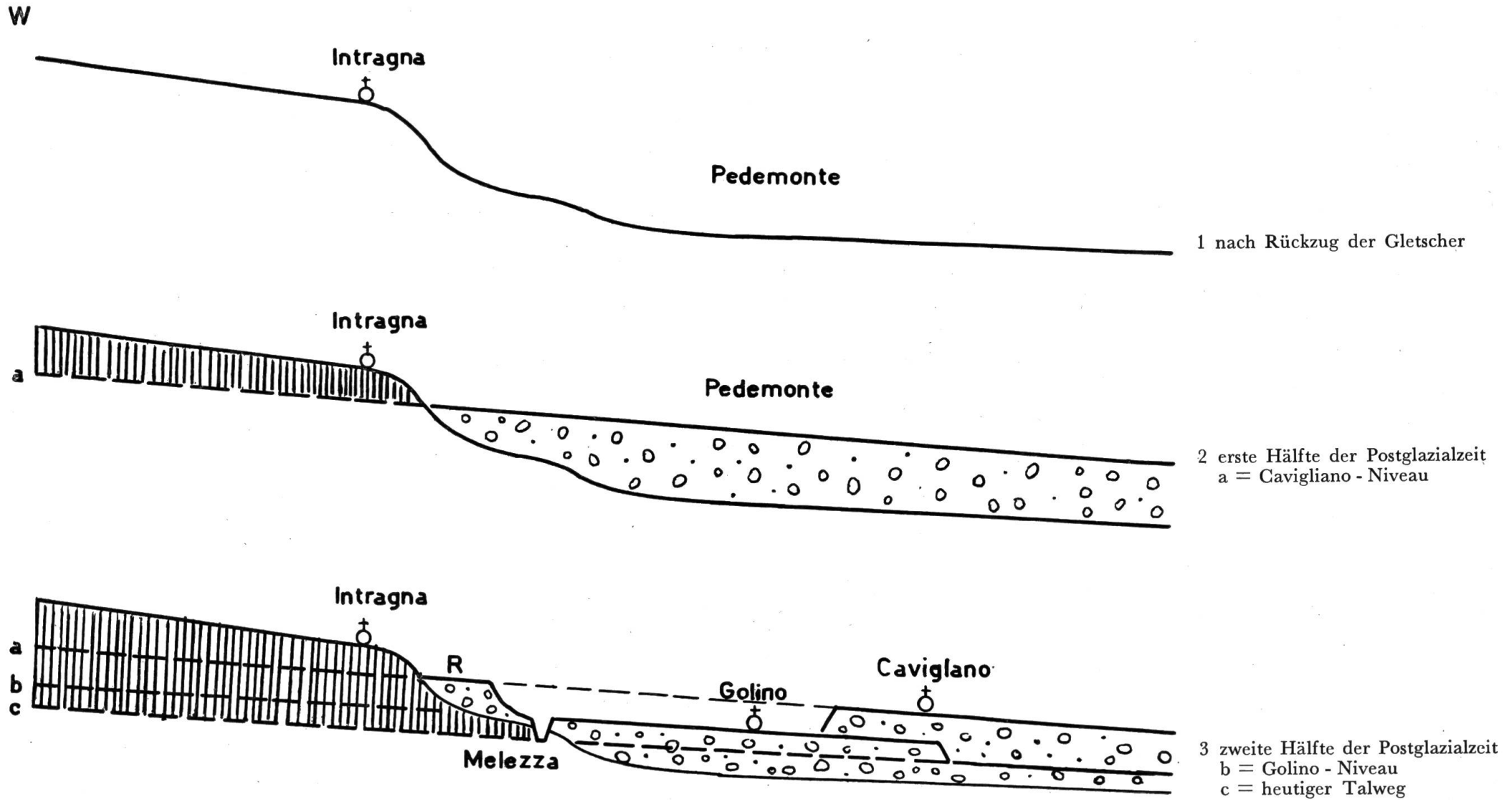
Zwei Niveaus kleiner Sohlentalreste in der unteren Isornoschlucht, deren höhere noch Moränenbedeckung aufweisen, sowie verschiedene, entsprechende Niveaus von Akkumulationsterrassen im Pedemonte gestatten uns, den zyklischen Verlauf der rückschreitenden Erosion der ausklingenden Eiszeit und der Postglazialzeit im untersten Onsernonetal zu verfolgen.

In der Einzelbeschreibung wurde gezeigt, dass der felsige Sporn von Intragna das mittlere Stück einer Intragnatrogplatte des Pedemonte darstellt, die von Isorno und Melezza postglazial zerschnitten wurde.

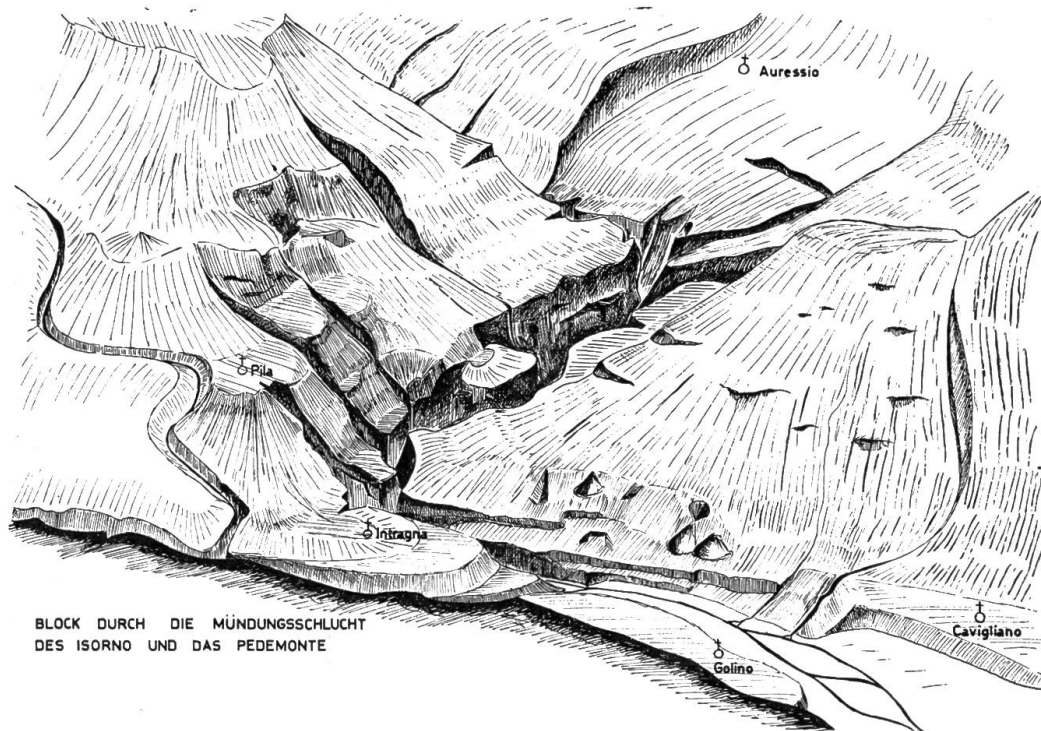
Eine tiefere, auffällig flache Akkumulationsterrasse stellt ein Relikt von einem riesigen Schuttfächer dar, der einstmals das Pedemonte 80-100 m tief bedeckte. Ins gleiche Niveau gehört die talauswärts liegende Schotterterrasse von Cavigliano. Bei der alten Isornobrücke zwischen Cavigliano und Intragna ist der anstehende Fuss der oben erwähnten angelagerten Akkumulationsterrasse aufgeschlossen und erklärt uns, weshalb diese Schottermassen bei Intragna von der Erosion verschont geblieben sind. Sie bilden hier noch ein tiefstes Erosionsniveau. Diesem entspricht die Schotterterrasse von Golino.

Kleine, anstehende Verflachungen in der untern Isornoschlucht entsprechen dem Niveau von Cavigliano, tiefer gelegene, nur wenige Meter über dem heutigen Flusslauf liegende Sohlentalreste lassen sich mit der Terrasse von Golino koordinieren. (vgl. Profil auf der folgenden Seite).

DIE EINTIEFUNGSPHASEN BEI INTRAGNA ca. 1:15000 2,5-fach überhöht



Beim Rückzug der Gletscher (Spiezerschwankung ?) dürfte der Steilabfall in den Pedemonte-Trog sehr auffällig gewesen sein. Die rückwärtsschreitende Erosion von der Stufe gegen das Talinnere zu erreichte schliesslich eine Gleichgewichtslage, indem im Anstehenden ein schmales, schluchtartiges Sohlental entstand, das ins Pedemonte stetig auf eine breite, 80 - 100 m tiefe Schuttfläche auslief. Diese dürfte sich — allmählich ausklingend — allenfalls noch über Ponte Brolla hinaus erstreckt haben. Damit entstand das akkumulierte Cavigliano-Niveau.



BLOCK DURCH DIE MÜNDUNGSSCHLUCHT
DES ISORNO UND DAS PEDEMONTE

Mit dem Einsetzen eines weiteren Erosionszyklus', der eventuell durch eine neue Hebungsphase ausgelöst wurde, vertiefte sich die Schlucht im Anstehenden. Die schmale Sohle wurde dabei bis auf die heutigen kleinen Reste (z.B. bei Niva unter Loco, vgl. Querprofil) zerstört, während sich tiefer eine neue, sehr schmale Sohle ausbildete. Auch die Akkumulationen im Pedemonte wurden nun teilweise wieder ausgeräumt, vom alten Niveau blieben einzig die Schotterterrassen von Cavigliano und mittlerem Intragna (Weinberge) stehen. Als neuer Talboden entstand im Pedemonte das Niveau von Golino und unterstem Intragna.

Eine letzte Eintiefungsfolge — vermutlich wiederum durch Hebung ausgelöst — hat im Isornocannon auch das tiefste anstehende Niveau zerstört. Seine sporadisch auftretenden Reste liegen, wie schon erwähnt wurde, wenige Meter über dem Talweg des Isorno. Im Pedemonte blieben vom Golino-Niveau einzig die Terrassen von Golino und unterstem Intragna stehen.

*Die Eintiefung des unteren Onsernonetales gegen Ende der Eiszeit
und in der Postglazialzeit*

<i>Phase</i>	<i>Vorgang</i>	<i>Resultat</i>
Hauptphase der Würmeiszeit	Ausschürfung (vorwiegend Ueberweitung) des Tales	Letzter eingeschachtelter Taltrog : Intragna - Niveau
Interstadial (Spiezerschwankung ?)	Toteismasse im Centovalli	Stauschotter bei Ronconaglia
	Zerschneidung der Mündungsstufe bei Intragna	Eintiefung der Isornoschlucht, Sohlentälchen : anstehendes Cavigliano-Niveau
	Aufschotterung des Pedemonte	Akkumuliertes Cavigliano - Niveau
Schlussvereisung (Bern-Stadium ?)	Ablagerung von Moränen in der Isornoschlucht auf dem anstehenden Cavigliano-Niveau	Teilweise Verstopfung des Flussbettes führt zu Epigenesen. Moränen auf dem schmalen Caviglianoboden in der Schlucht
		Stauschotter bei Ronconaglia, von Moränen überlagert
Endgültiger Gletscherrückzug : Hebung des Gebirgskörpers	Neuerliche Tiefenerosion des Isorno	Epigenesen, Vertiefung der Schlucht im Anstehenden, Zerschneidung des Cavigliano-Bodens in der Isornoschlucht : anstehendes Golino-Niveau
	Teilweise Ausräumung der Schotter im Pedemonte	Akkumuliertes Golino-Niveau
Neue Hebung des Gebirgskörpers	Neuerliche Tiefenerosion des Isorno	Zerschneidung des Golino-bodens in der Isornoschlucht um einige Meter : heutiger Talweg im Anstehenden
	Ausräumung im Pedemonte	Heutiger Talweg der Melezza, immer noch auf Akkumulationen

Die beiden letzten Erosionszyklen, welche Cavigliano- und Golino-Niveau zerstörten, sind noch nicht zur Ruhe gekommen. Der erste dürfte heute bis in die Gegend von Vocaglia - Comologno gelangt sein, der zweite scheint in der Gegend der Ribomündung auszulaufen.

Zweierlei Erscheinungen im Landschaftsbild des untern Onsernone-ales entstammen der ausklingenden Eiszeit: fluvioglaziale Schotter und Flussepigenesen. Wie bereits in der Einzelbeschreibung erwähnt, liegen am Ausgang des Onsernone-ales nördlich Intragna auf Kote 380 - 420 m (Intragna-Niveau) prächtig geschichtete Schotter. Seit dem Jahre 1953 bestehen schöne Aufschlüsse, denn hier wurde ein Teil des Sandes zum Bau des Staudammes von Palagnedra gewonnen.

Dunkles Moränenmaterial im Liegenden beseitigt die letzten Zweifel an der glazialen Entstehung des Intragnatalbodens, andererseits erscheinen dadurch die Schotter im Hangenden als glaziale Rückzugsschotter. Die schöne Schichtung des Materials zwingt zu der Annahme, dass die Ablagerung im Wasser erfolgte. Da aber der nächstgelegene See, der Lago Maggiore, mit seinem heutigen Spiegel von 193 m nie in jene Höhe gereicht haben kann, kommt einzig ein Gletscherrandsee als damaliges Gewässer in Betracht. PENCK schildert, wie der Toce-Gletscher von Westen in das Val Vigizzo, der Tessingletscher von Osten ins Centovalli je einem Arm hineinstreckten und folgert daraus, dass im Innern dieser Talflucht eine bewegungslose Eismasse gelegen haben muss. LAUTENSACH glaubt, dass der Maggiagletscher sich bei Ponte Brolla teilte, dass der eine Teil dem Tessinergletscher tributär wurde, der andere, sehr langsam fließende, sich gegen das Centovalli hin bewegte. Seiner Meinung nach bestand im Centovalli eine Art Eisteich, wobei sich die Eisstagnation auch auf den unteren Teil der Valle Onsernone ausgewirkt haben dürfte.

Ich glaube, dass tatsächlich beim Rückzug des Würmgletschers am Ende der Eiszeit im Centovalli eine solche bewegungslose Eismasse gelegen hat, die allmählich abschmolz und auf der Seite einen kleinen Randsee bildete, in den die Schmelzwässer des sich zurückziehenden Onsernone-gletschers ihre Schotter ablagerten. Nach den Darstellungen von BECK in der « Karte der letzten Vergletscherung in den Schweizeralpen » scheint eine solche Situation absolut möglich gewesen zu sein.

Die höchsten Horizonte der Schotteraufschlüsse weisen grobe, schlecht gerundete Blöcke auf, die man allenfalls als Moränenmaterial betrachten könnte. (Abb. 19). Jedenfalls muss im Zeitpunkt ihrer Ablagerung das Gletscherende wieder näher gewesen sein. Ich neige deshalb der Ansicht zu, diese Schotter als interstadiale Ablagerungen zu betrachten. Meines Erachtens fällt ihre Anlage in die Zeit der Spiezerschwankung des Aaregletschers, also das erste Interstadial der Würmeiszeit. Die groben Komponenten wären dann im darauffolgenden Bernstadium des Aaregletschers abgelagert worden.

Die Schotter, in der ausklingenden Eiszeit wahrscheinlich fächerförmig als riesiges Delta abgelagert, wurden in der Postglazialzeit bis auf die

heutigen kleinen Relikte wieder wegerodiert, ihre maximale Ausdehnung und Mächtigkeit kann heute nicht mehr festgestellt werden. Auch von höheren Horizonten feiner Schotter, wie sie beim endgültigen Gletscher-rückgang wahrscheinlich nochmals abgelagert wurden, fehlt jede Spur. Vielleicht schmolz damals die Toteismasse im Centovalli rascher ab, da sie im Bernstadium keinen wesentlichen Zuschuss mehr erhielt, und ihre stauende Wirkung auf den Schotterfächer des Isorno fiel weg. So ist es denkbar, dass die feinen Komponenten sich nun direkt in den Kessel des Pedemonte, mindestens aber auf ein tieferes Niveau ergossen, wo sie später wieder weggeräumt wurden.

Im unteren Onsernonetal kommen zahlreiche Flussepigenesen vor, obschon das enge Tal dem Fluss sicher wenig Gelegenheit bot, seinen Lauf zu verlegen. Die epigenetischen Laufstücke liegen unmittelbar unter dem Intragna-Niveau in dieses eingetieft (Cavigliano-Niveau). Nachdem sich — möglicherweise in der Spiezerschwankung — der Onsernonegletscher aus dem vorderen Talteil zurückgezogen hatte, grub sich der Isorno eine, durch interstadiale und subglaziale Schmelzwässer schon vorgezeichnete Rinne in den glazialen Intragnatalboden. Bei seinem letzten Vorstoss verstopfte der Gletscher diesen Cannon teilweise mit Moränen, wodurch der Fluss gezwungen war, sich einen neuen Weg zu suchen. Südöstlich Auressio ist die Schuttfüllung einer solchen alten Talrinne aufgeschlossen, das Füllmaterial lässt sich eindeutig als Moräne definieren. (*Abb. 20*).

Gleichaltrige Moränen lagern auf den anstehenden Resten des Cavigliano-Niveaus, sie liefern bei Niva südlich Loco sogar anbaufähigen Boden für kleine Rebberge.

6. SCHLUSSERGEBNISSE

- a. *Einfluss der Tektonik* : Auf die morphologische Gestaltung der Valle Onsernone haben die tektonischen Verhältnisse entscheidend eingewirkt. Das Onsernone-Gewölbe wies zwei, senkrecht zueinander stehende Systeme von Isoklinaltälern auf, aus denen im Pliozän durch Flussabzapfung das heutige Entwässerungssystem hervorgegangen ist. Dabei begünstigten zwei, ebenfalls senkrecht zueinanderstehende Kluftsysteme die Anlage von Seiten- bzw. Quertälern. Die Saigerstellung der geklüfteten Gneise der Wurzelzone ist massgebend mitverantwortlich an der raschen Eintiefung der postglazialen Isornoschlucht.
- b. *Uebertiefung* : Die grosse Uebertiefung des Tales erfolgte, teilweise alternierend, durch fluviale wie glaziale Kräfte. Während das fließende Wasser vorwiegend klammförmige Eintiefungen schuf, wirkten die Gletscher der Eiszeiten hauptsächlich im Sinne einer Ausweitung der fluvial angelegten Rinnen. Dabei entstanden aus den V-Tälern Tröge mit U-Form. Der Eintiefungsbetrag seit dem präglazialen Bedrettoniveau schwankt zwischen 400 und 500 m. Der grösste Teil dieses Wertes geht meines Erachtens auf das Konto der Fluvialerosion.

- c. *Alte Talböden* : In Ruhephasen der Alpenhebung, bzw. in den Eiszeiten, bildeten sich alte Talböden aus, die von nachfolgenden Erosionszyklen bis auf seitliche Reste — die Terrassen — wieder zerstört wurden. Wir erhalten damit ein mehrfach geschachteltes Talsystem. Eine absolute Altersdatierung der aus den Terrassen rekonstruierten früheren Talböden ist problematisch, obschon sich die von LAUTENSACH erstmals angegebenen Terrassensysteme im Onsernone gut verfolgen lassen. Meines Erachtens ist die folgende zeitliche Fixierung wahrscheinlich :

Pettanetto : pliozän
Bedretto : präglazial
Sobrio : Mindel/Riss-interglazial
Intragna : spätglazial (würmeiszeitlich).

- d. *Erosionszyklen* : Die Auslösung eines neuen Erosionszyklus' kann zwei Gründe haben :
- Beseitigung von glazial entstandenen Mündungs- und Talstufen durch den Fluss.
 - Hebung des Gebirgskörpers und damit relative Tieferlegung der Erosionsbasis.
- e. *Talstufen* : Im Onsernonetal fehlen grössere Talstufen. Rückwärtsschreitende Erosionszyklen haben offenbar den Talhintergrund meist erreicht, frühere, fluviatile Talanlagen scheinen somit ein gewisses Reifestadium erreicht zu haben.
- f. *Postglaziale Erosion* : Die postglaziale Erosion hat, besonders im unteren Talteil, glaziale Formen weitgehend zerstört. Mündungsstufen von Seitenbächen wurden zerschnitten, Trogwände zerfurcht und beckenförmige Eintiefungen, wie Kare und Glazialtröge, aufgeschüttet. Die Tiefenerosion des Isorno erfolgte in 3 Hauptphasen, wobei mindestens die beiden letzten Zyklen durch nachträgliche leichte Hebungen des Gebirgskörpers ausgelöst worden sein dürften. Jede Phase bildete äquivalente Erosions-Niveaus im Anstehenden der Isornoschlucht und in den Akkumulationen des Pedemonte aus.
- g. *Formenschatz* : Entsprechend der verschiedenen Genesis der Talelemente treten im Onsernone sowohl fluviatile wie glaziale Formen auf.
- fluviatil : Quelltrichter, Runsen, Schluchten.
 - glazial : Kare, Stufenmündungen, Hängetäler, Trogtäler, Rundbuckel.
- h. *Epigenetische Flusslaufstücke* : Im unteren Onsernonetal kommen zahlreiche Epigenesen vor. Bei einem letzten Gletschervorstoss wurde der Canyon des Isorno teilweise durch Moränen verstopft. Der Fluss räumte diese schutterfüllten Rinnen postglazial vielfach nicht mehr aus, sondern suchte sich im stark geklüfteten Anstehenden einen neuen Weg.

D. Der Mensch im Onsernonetal

1. WIRTSCHAFTLICHE UND POLITISCHE VERHÄLTNISSE

Der heutige Besucher des Onsernonetales gelangt in bequemer Autofahrt bis ins hinterste Dorf des Tales, nach Spruga, zwei Kilometer von der Landesgrenze entfernt. Eine gute Fahrstrasse ist an Stelle des alten, wohl in der Römerzeit erstmals angelegten Saumweges getreten, der zwischen Ronconaglia und Loco noch recht gut erhalten ist.

Durch die Einmündung des Vergelettotales wird die Verbindung zwischen Russo und Crana unterbrochen. Die Strasse zieht sich deshalb einen Kilometer in das Vergeletttotal hinein, um so ohne grossen Höhenverlust den Ribo zu überqueren. « Ponte Oscuro » heisst die Brücke, welche die beiden Talteile des Onsernone verbindet. (*Abb. 11*). Der Name rührt vom alten Saumwegbrücklein her, dessen Reste tief in der Schlucht noch heute zu sehen sind und zu denen wohl nie ein Sonnenstrahl gedrungen ist.

Politisch ist das Onsernonetal in die 9 Gemeinden Auressio, Loco, Berzona, Mosogno, Russo, Crana, Comologno, Gresso und Vergeletto gegliedert und gehört verwaltungsmässig zum Bezirk Locarno. Der unterste Teil des Einzugsgebietes des Isorno verteilt sich auf die Gemeinden Cavigliano und Intragna, stellt aber mit 3,5 km² einen nur unbedeutenden Flächenanteil. Die restlichen 141,5 km² werden heute von rund 1700 Menschen bewohnt; es resultiert daraus die geringe Bevölkerungsdichte von knapp 12 Einwohnern pro km².

Einwohnerzahlen 1951 :

Auressio	76
Loco	258
Berzona	84
Mosogno	141
Russo	121
Crana	134
Comologno (mit Spruga)	477
Gresso	139
Vergeletto	255
T o t a l	<u>1'685</u>

Die grösseren Siedlungen liegen beinahe ausnahmslos an der gut terrassierten sonnigen Nordseite des Tales auf grundmoränenbedeckten Sobrioverflachungen (vgl. Morphogenetische Karte). Einzig das Dorf Vergeletto steht im Talboden. Die meist dicht von Buschwald überzogene südliche Talseite kommt zufolge ihrer Schattenlage und Terrassenarmut für grössere Siedlungen nicht in Betracht. Kleine, gerodete Verflachungen tragen einzelne Ställe oder kleine Gebäudegruppen. Einzelne Häuser sind

durch das ganze Jahr hindurch bewohnt, andere, insbesondere die höhergelegenen, sind ausgesprochene Sommersiedlungen.

Die Landwirtschaft ist beinahe die einzige heimische Erwerbsquelle der anspruchslosen, freundlichen Bevölkerung. Sie ist an die meist sehr kargen Bodenverhältnisse gebunden. Praktisch sind nur die Terrassen und Schwemmkegel nutzbar. Denn nur bei genügend dicker Grundmoränendecke oder auf Schwemmkegeln kann fruchtbarer Boden entstehen. Hier treibt der Onsernese etwas Ackerbau. Schmale, oftmals gewundene Aeckerlein breiten sich zwischen Bergsturz- und erratischen Blöcken aus. Meist werden Gemüse und Kartoffeln zur Selbstversorgung gepflanzt, nur selten trifft man auf Getreideäcker.

Bis zum Dorfe Mosogno gedeiht auf der Sonnseite die Rebe, teilweise in dichtem Bestand, oft aber auch als Zwischenkultur gezogen. Die bevorzugten Sorten sind die Bondola und Merlot, aus denen der Tessiner seinen Nostrano bereitet. In steigendem Masse hat sich eine amerikanische Rebsorte eingebürgert, welche gegenüber Krankheiten viel widerstandsfähiger ist. Die letzte Betriebszählung während der Kriegszeit gibt für die vier untersten Talgemeinden folgende Rebareale in ha an :

Auressio	0.88 ha
Loco	10.00 ha
Berzona	0.45 ha
Mosogno	0.06 ha
T o t a l	<u>11.39 ha</u>

Früher erstreckten sich Rebberge bis in den Talhintergrund und ins Vergelettal, ja sogar die Schattseite des Tales trug Rebberge bis in die Isornoschlucht hinunter. Grasüberwachsene Rebterrassen zeugen dafür, dass der Weinbau stetig zurückgegangen ist. Billigere ausländische Weine und verschiedene Rebkrankheiten liessen die Arbeit in den wenig ertragreichen, zu schattigen steilen Rebäckerchen nicht mehr rentieren.

Der Hauptzweig der Landwirtschaft ist die Viehzucht. Weiden mit würzigen Gräsern und Kräutern überziehen die Hänge und hochgelegenen Terrassen bis in die Höhe von 2000 m. Im Mai/Juni, wenn der letzte Schnee im Talhintergrund geschmolzen ist, können auch die höchsten Alpen bezogen und genutzt werden. Diejenigen des obersten, italienischen Talteils werden von Italien, von Craveggia aus, bestossen.

Rund 50 % der Einwohner des Tales leben noch heute von der Landwirtschaft. Seit dem Niedergang der ehemals blühenden Strohflechtereie infolge ausländischer Konkurrenz besteht, abgesehen von der Uhrensteinschleiferei, die einige Dutzend Personen beschäftigt, keine nennenswerte einheimische Industrie mehr. Dagegen finden einige Talbewohner immer noch Arbeit in den Gneissteinbrüchen; insbesondere aber brachte der Bau der Maggiakraftwerke mit der Wasserfassung des Isorno bei Mosogno vorübergehend wieder Arbeit ins Tal. Dadurch konnte der weit-

gehenden Entvölkerung vorübergehend vielleicht etwas Einhalt geboten werden. (Vgl. Kurve).

Mit der Einführung eines täglich mehrmals geführten Postautokurses Locarno - Spruga mit Zweigstrecke Russo - Gresso - Vergeletto hat zudem eine Art Pendelwanderung im Tale eingesetzt, indem viele Onsernesen täglich auf ihren Arbeitsplatz in die Gegend von Locarno fahren.

Eine letzte Gruppe von Talbewohnern arbeitet als Saisonsarbeiter in der deutschen Schweiz, im Winter kehren sie dann zu ihren Familien in ihr Heimattal zurück.

2. AUS DER SIEDLUNGSGESCHICHTE DES TALES

Aus der frühesten Geschichte des Tales ist wenig bekannt. Viele Ortsnamen, deren fremder Klang sich nicht mit romanischen Lauten in Beziehung bringen lässt, scheinen auf eine mindestens teilweise Besiedlung durch Walser hinzuweisen, die sich in der Folge mit romanischen Volksteilen vermischten.

Von Loco glaubt man zu wissen, dass es schon von den Römern gegründet wurde und während Jahrhunderten die wichtigste Stellung im Tale einnahm.

Bis zu Beginn des letzten Jahrhunderts gehörte auch der oberste Talteil zur Eidgenossenschaft, erst in der Zeit der Helvetik wurde die Grenze von Napoleon willkürlich von der Wasserscheide weggerückt. Diese Grenzverschiebung zu Ungunsten des Onsernonetales mutet umso komischer an, als ein Onsernese namens Remonda aus Comologno im Heer Napoleons den Rang eines Generals bekleidete.

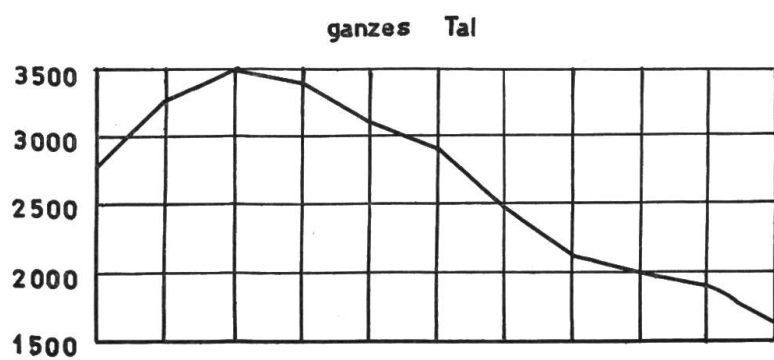
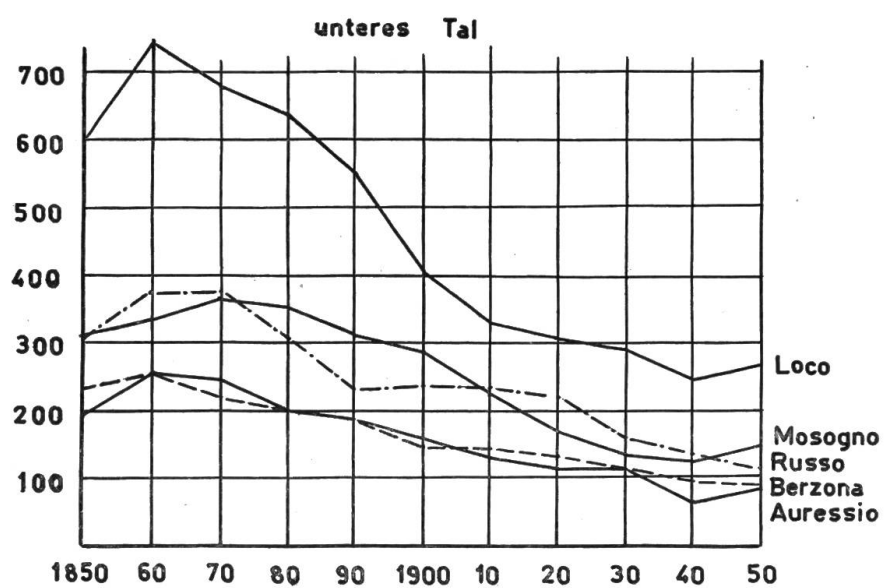
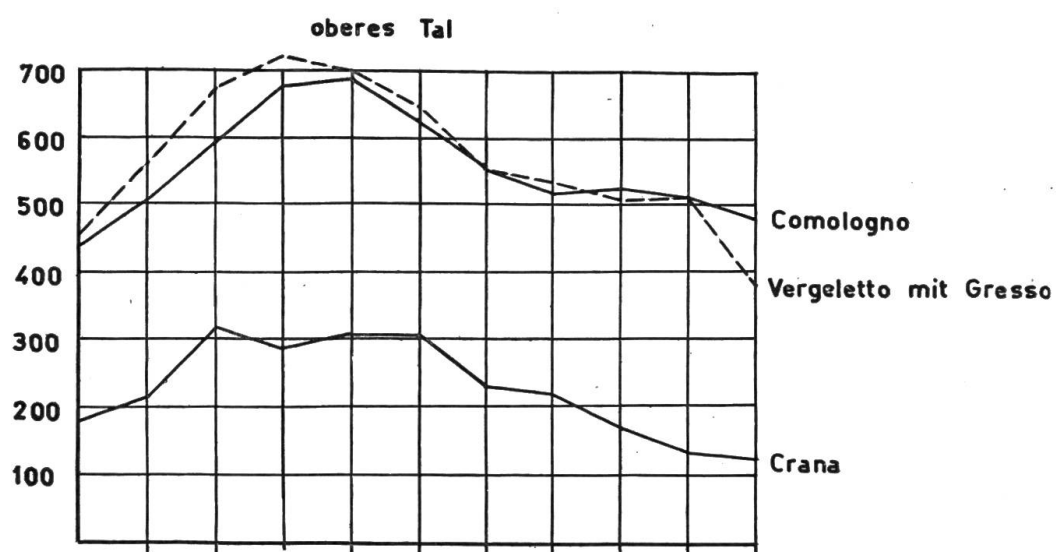
Dieser Mann war nicht der einzige, der in fremden Diensten stand. Der karge Boden des Tales vermochte die zunehmende Zahl von Einwohnern nicht mehr zu ernähren, und so wanderten schon früh viele Talbewohner aus, um in der Fremde ihr Brot zu verdienen. Dabei haben es einige zu angesehenen Stellungen und hohen Aemtern gebracht, wie die beiden Gebrüder Rima aus Mosogno, von denen der eine Finanzminister unter Maria Theresia und später Statthalter der Niederlande wurde, der andere als Militäarchirurg und Spitaldirektor in Venedig amtierte.

Solange die Strohflechtereie im Tale blühte, war wenigstens ein gewisser Verdienst garantiert. Flinke Frauenhände flochten die langen Strohhalme zu Hüten, Taschen und weiterem Flechtwerk. Da und dort verbreitete sich sogar ein bescheidener Wohlstand, von dem noch heute einige besonders schöne Häuser, sogenannte Palazzi, zeugen. Da wurden in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts die Erzeugnisse des Onsernonetales durch billige ausländische Produkte (Panamahüte) vom Markt verdrängt. Damit verloren viele Talbewohner ihren Verdienst und begannen neuerdings auszuwandern. Die Kunst des Strohflechtens erstarb und wird heute kaum mehr geübt. Einzig im Dorfe Loco bietet man dem Touristen noch strohgeflochtene Souvernirs an.

Bevölkerungsbewegung im Onsernonetal

	1850	1860	1870	1880	1890	1900	1910	1920	1930	1940	1950	Zu- oder Abnahme in %	
												seit 100 J.	Maxim.
Auressio	198	260	249	202	193	164	139	111	113	68	76	— 61,6	— 74
Loco	600	745	681	634	556	402	335	306	289	247	258	— 57,0	— 67
Berzona	235	260	224	202	191	151	146	134	111	94	84	— 64,3	— 68
Mosogno	307	333	365	347	312	280	227	168	137	119	141	— 54,1	— 68
Russo	302	276	375	307	242	248	251	226	162	133	121	— 59,9	— 68
Crana	185	221	313	297	308	303	233	222	174	143	134	— 27,6	— 57
Comologno	440	503	592	680	687	624	562	522	529	513	477	+ 8,4	— 30
Gresso					290	278	215	227	187	140	139	—	—
Vergeletto	456	564	671	714	410	371	342	304	321	381	255	—	—
Vergeletto + Gresso	456	564	671	714	700	649	557	531	508	521	394	— 13,6	— 45
	2723	3262	3470	3383	3189	2821	2450	2220	2023	1838	1685	— 38,1	— 52

Die Bevölkerungsbewegung im Onsernonetal 1850 - 1950



Das Tal, das im Jahre 1860 noch 3262 Einwohner zählte, beherbergt heute noch kaum 1700 Seelen. Der grosse Rückgang ist aber nur teilweise durch Auswanderung bedingt. Parallel dazu stellte sich ein rapider Geburtenrückgang ein, der zu einem guten Teil die Bevölkerungsabnahme verschuldete.

Aus der graphischen Gegenüberstellung von oberem und unterem Onsernonetal geht hervor, dass die Entvölkerung zuerst im untersten Talteil einsetzte. (Auressio, Loco). Comologno verzeichnete beispielsweise noch einen Bevölkerungszuwachs, als die Einwohnerzahl von Loco schon um einen Viertel zurückgegangen war. Im allgemeinen hinken die Spitzen der Einwohnerzahlen der oberen Gemeinden gegenüber denjenigen des untern Tales um 20 bis 30 Jahre nach.

Der Grund dieser späteren Entvölkerung der oberen Talgebiete besteht vermutlich in der grösseren Fläche landwirtschaftlich nutzbaren Bodens, der diesen Gemeinden zur Verfügung steht. Den dort ansässigen Einwohnern waren damit noch bescheidene Entwicklungsmöglichkeiten offen, während diese im untern Onsernonetal sehr begrenzt waren. Loco brachte es im Jahre 1860 nur auf Grund der Strohflechterei auf das Maximum von 745 Seelen.

Die Einwohnerzahlen der unteren Talgemeinden sind in den letzten 10 Jahren stabil geblieben. Einige Dörfer (Auressio, Loco und Mosogno) haben seit 1940 sogar einen kleinen Zuwachs zu verzeichnen. Es ist zu hoffen, dass diese Erscheinung anhält. Vielleicht hat doch die Entvölkerung nun einen Punkt erreicht, der nicht mehr unterschritten werden darf, falls nicht die Existenz einzelner Gemeinwesen ernsthaft in Frage gestellt werden soll.

Am stärksten betroffen wurde von der Entvölkerung die früher volkreichste und grösste Ortschaft Loco. Vorangehende Kurven spiegeln die Auswirkung der Auswanderung anschaulich wider. Verlassene, halbzerfallene Häuser und Ställe, treppenförmig gestufte, grasüberwachsene ehemalige Weinberge und verwilderte Wege reden eine deutliche Sprache. Sie sind die Zeugen der fortschreitenden Entvölkerung des Tales, dessen Bewohner vielfach in der Fremde als Bauarbeiter, in Fabriken und landwirtschaftlichen Betrieben ein leichteres Fortkommen gefunden haben. Wirtschaftliche Not hat sie meist gezwungen, ihren geliebten heimatlichen Boden zu verlassen. Viele arbeiten zeitweise in der deutschen Schweiz, wo sie bisweilen in Baufirmen von Landsleuten Arbeit finden, so zum Beispiel bei den aus Comologno stammenden Baumeistern Mordasini und Bezzola in Bern.

Eine beträchtliche Zahl von Onsernesen ist nach Amerika ausgewandert. Wohl wenige kehren in ihren alten Tagen wieder in die Heimat zurück wie jener Anacleto Jelmorini, dessen grosses Haus auf hoher Warte über der Isornoschlucht weithin ins Pedemonte schaut. Hier, auf dem Besitztum seiner Vorfahren, verbringt der alte Mann in seinem für ihn viel zu grossen Haus seinen Lebensabend. Seine Frau ist in Amerika ge-

storben, die Kinder in der Stadt verheiratet. Das Schicksal dieses einzelnen Menschen verkörpert drastisch die immer noch aktuelle Tragödie der Entvölkerung.

ZUSAMMENFASSUNG

Das Onsernone und sein Seitental, die Valle Vergeletto, liegen in der Wurzelregion der Penninischen Decken, eingekeilt zwischen der Hauptwurzelzone und der Maggia-Querwurzel. Die Entwässerung erfolgt grosso modo subsequent Richtung Maggia. Von den 145 km² des Untersuchungsgebietes liegen 113 km², also $\frac{3}{4}$, auf Schweizerboden. Die mittlere Höhe beträgt 1482 Meter.

Die Tektonik hat das Antlitz der Landschaft weitgehend vorgezeichnet: Schichtköpfe bilden vielerorts Strukturterrassen; ferner ist der Isoklinaltalcharakter von Onsernone und Vergeletto die Ursache für die Asymmetrie der beiden Täler. Starke Klüftung und teilweise Saigerstellung der Gneise ermöglichten eine rasche Eintiefung der im Streichen verlaufenden Isornoschlucht. Auch bei der Anlage vieler Seitenbäche war die Klüftung wegleitend.

Wasser und Eis haben auf das im Alpengebiet gelegene Tal im Laufe ausgedehnter Zeiträume im Sinne einer intensiven Erosion eingewirkt. Das fliessende Wasser der Postglazialzeit hat die Spuren der eiszeitlichen Gletscher, insbesondere in den oberen Talteilen, nicht zu verwischen vermocht. Die Oberfläche weist daher fluviatile und glaziale Abtragungsformen auf.

Fluviatile Formen: Quelltrichter, Runsen, Schluchten.

Glaziale Formen: Kare, Trogtäler, Stufen, Rundbuckel.

Akkumulationsformen spielen im Landschaftsbild eine untergeordnete Rolle. Infolge des grossen Gefälles wurden jegliche Lockermassen meistens rasch abtransportiert. Einzig auf Terrassen und Trogtalböden sind Grundmoränen und Schotter erhalten. Sie ermöglichen damit die menschliche Existenz im Tale.

Mehrere Systeme ausgedehnter, teilweise recht gut erhaltener Erosionsterrassen spiegeln die zyklische Uebertiefung des Tales wider. Nach Stadien des relativen Stillstandes der Tiefenerosion eröffnete jeweils ein neuer Erosionszyklus die übertiefenden Vorgänge von neuem. Die Ursache zur Auslösung einer weiteren Eintiefungsfolge waren eustatische Vorgänge im Gebirgskörper, in deren Folge die Erosionsbasis relativ tiefer zu liegen kam. Am Ende der Eiszeiten versuchte das Wasser stets, die ihm fremden glazialen Formen zu zerstören. Auch diese Tendenz war oft Anstoss zur Neubelebung der Tiefenerosion.

Schon in einem frühen Stadium der Uebertiefung, wahrscheinlich im Pliozän, wurden die subsequent fliessenden Gewässer in ihrem Unterlauf durch Seitenbäche der südlichen, tiefergelegenen Parallelflüsse abgezapft. Als Folge davon entwässern sich die Onsernonetäler heute nicht mehr direkt zur Maggia, sie sind der Melezza tributär geworden.

RIEPILOGO

La valle Onsernone e la sua valle laterale di Vergeletto sono incise nella zona di radice delle coltri penniniche, incuneate fra la zona di radice principale e quella trasversale della Maggia.

La regione deve gran parte del suo svariato aspetto alla tettonica. Strutture cupolari hanno favorito la formazione di terrazzi. L'asimmetria delle due vallate è dovuta al loro carattere isoclinale.

Forte fessurazione e posizione degli strati di gneis, inclinati in direzione della gola stessa, facilitano all'Isorno di inabissarsi sempre più profondamente. Alla fessurazione si devono pure i solchi di numerosi torrenti laterali.

Agenti esterni hanno modellato questa romantica valle alpina.

Il lavoro delle acque correnti del periodo postglaciale non è bastato a cancellare le impronte dell'epoca di glaciazione, specie nell'alta valle. Da ciò la presenza di forme fluviali e glaciali.

Forme fluviali : doline di sorgenti, forre, gole.

Forme glaciali : conche glaciali, valli a truogolo, gradini, dossi montonati.

Meno considerevoli le forme dovute ad accumulazioni. La forte pendenza impedisce l'ammassarsi di materiale non cementato. Solo su terrazzi e fondi vallivi a truogolo si sono mantenuti depositi morenici di fondo e deiezioni. A questi, la valle deve gli scarsi coltivi e gli ameni pianori su cui sono sorti gli abitati.

Sistemi di estesi terrazzi dovuti ad erosione, parzialmente ben conservati, rispecchiano cicli di escavazione della valle. Fasi di calma relativa si sono alternate con cicli di erosione che hanno sempre più profondamente inciso la roccia. La causa va cercata in fenomeni eustatici nella massa montuosa, con susseguente relativo abbassamento della base di erosione. Alla fine dei periodi di glaciazione, la tendenza dell'acqua a modificare le forme glaciali ad essa estranee, riattivava il processo di erosione in profondità.

Forse già nel Pliocene, in una prima fase di erosione, gli affluenti dei torrenti, che più in basso scorrevano in parallelo, erano riusciti a captare nel loro corso inferiore le acque dell'Onsernone. Ecco perchè oggi la valle non si scarica direttamente nella Maggia, ma è tributaria della Melezza.

Abb. 1
Pegmatitlinsen im Injektionsgneis der
Isornoschlucht südlich Mosogno.

Photo : Geissbühler

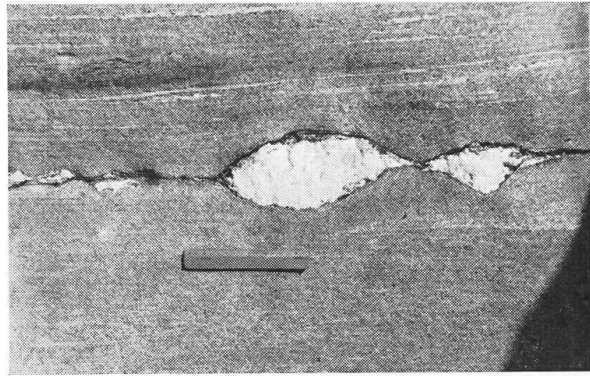


Abb. 2
Eine Nord-Süd verlaufende Stö-
rungslinie im Injektionsgneis der
Isornoschlucht.

Photo : Geissbühler

Abb. 3
Blick vom Zentralgrat in die
Quellgebiete von Croso und
Chignolo. Links Kartreppen
im Gebiet des Lago Panelatte;
Pt. 1802 (ganz links) und Al-
pe Galeria (rechts des Gra-
bens) als Bedrettotrogplatte.
Rechts die grosse Karmulde
hinter Alpe Soglio. Vor den
Hütten der Alp der Steilabfall
in den Taltrog. Links am Bild-
rand der Gipfel Pioda di Crana
2430 m.

Photo : Eidg. Landestop. Bern



Abb. 4

Der Karssee Panelatte an der Südgrenze des Onsernonetales. Rechts macht sich die beginnende Verlandung des Seeleins bemerkbar.

Photo : Bigler



Abb. 5

Blick vom Pilone ins Einzugsgebiet des Bugiola. Die Gipfel sind von rechts Pioda di Crana, Pzo. Roggia und Schegge di Moino (mit Kar). Deutlich sichtbar das ausgeglichene Pettanetto - Niveau.

Photo : Zeller

Abb. 6

Blick von Alpe Cortaccio auf die grossen Akkumulationen im Talkessel bei Monfracchio. Rechts im Vordergrund der Zusammenfluss von Isorno und Bugiola im Anstehenden. Im Mittelgrund rechts durch den von links einmündenden Riale Rossetti aufgeschlossene Schotter.

Photo : Bigler



Abb. 8

Blick von der Aufschüttungsebene hinter Bagni di Craveggia talauswärts. Links die Abschlussmoräne, rechts das von einer Lawine zerstörte Hotel Bagni di Craveggia.

Photo : Verfasser

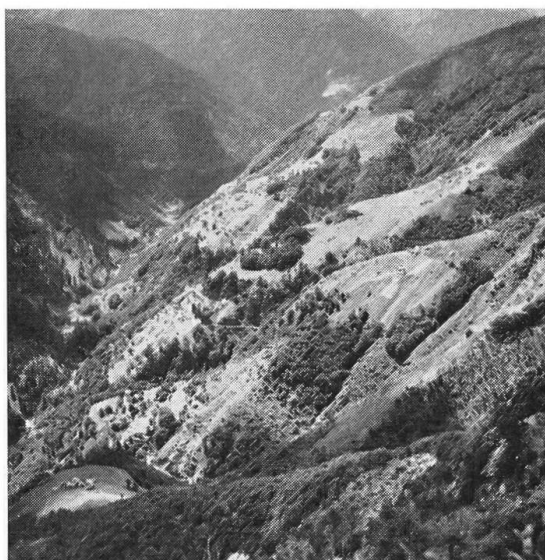


Abb. 7

Bedretto- und Sobrioterrassen an der Nordseite des mittleren Onsernonetales. Auf den letzteren von vorne nach hinten die Siedlungen Corbella, Comologno und Spruga.

Photo : Zeller

Abb. 9

Der Trogschluss im Vergelettal. Die Trogschultern fallen steil in den glazialen Taltrog ab. Hochgelegene Pettanettoflächen, rechts Boscaccio - Hängetal mit Stufe, links der Bildmitte Pso. Porcarescio, anschliessend Cavegna und Pizzo Porcarescio.

Eidg. Landestop. Bern



Abb. 10

Der Nordgrat im unteren Vergelettetal. Links P. Cramalina mit den beiden Karen, rechts der Peloso. Dazwischen Pso. della Bassa. In der Bildmitte der Riale Vergeletto mit zerschnittener Stufe, auf deren Rest Piano (links des Grabens).

Photo : Zeller



Abb. 11

Alte Verebnungsflächen unter Rosso di Ribbia, links das runsenartige Val Quarantara. (Isoklinaltal in Bezug auf das Axialgefälle). Am Grat ist das axiale Aufsteigen der Schichten nach links (Westen) gegen die Tosakulmination zu erkennen.

Photo : Zeller

Abb. 12

Blick vom Südgrat des Onsernonetals in die Riboschlucht. Links Reste des Sobrio- und Intragnatalbodens, welche steil in den Taltrog abfallen, deutliche Trogkanten bildend. Links das Dorf Crana mit dem Weiler Piano auf der Sobrioterrasse, rechts Russo. Dazwischen die Brücke « Ponte oscuro ».

Eidg. Landestop. Bern



Abb. 13

Der zerschnittene «Schuttkegel» bei der Mündung der Val Quarantera. Links Mte. dell'Er, rechts Carvadigo.

Photo : Zeller

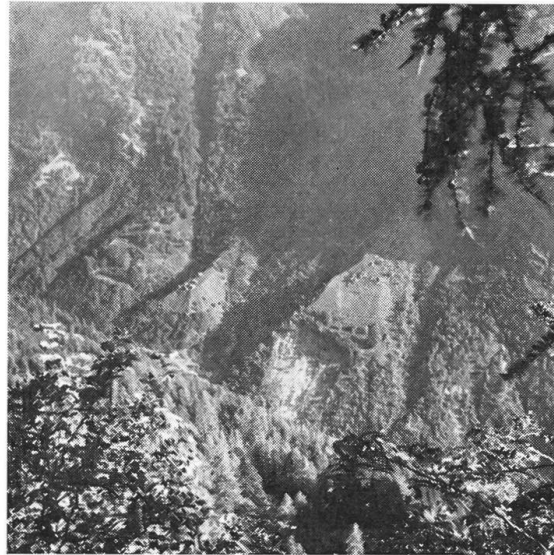


Abb. 14

Rundbuckel auf der Alpe Campo.

Photo : Verfasser



Abb. 15

Die enge Isornoklamm südlich Auressio. Links Reste eines tiefsten Talbodens (Cavigliano-Niveau). Das vorliegende Laufstück des Flusses ist epigenetisch.

Photo : Verfasser

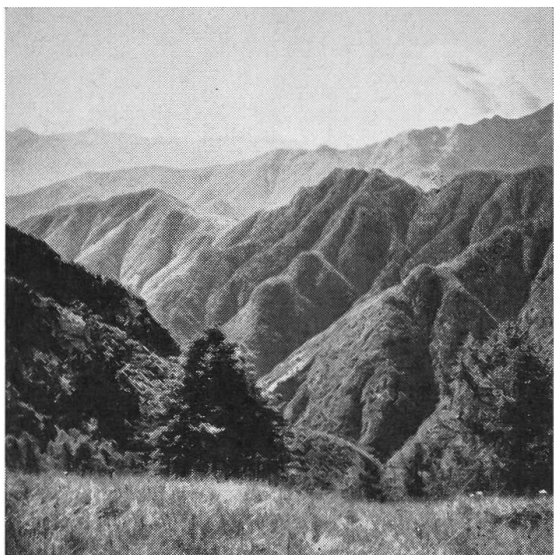


Abb. 16

Der starkbewaldete Südhang des untern Onsernonetales. In der Bildmitte Pt. 1642, links davon der Sattel von Segna und anschliessend der Aula.

Auffällig ist hier die starke Gliederung des Hanges. Die bewaldeten Höcker sind senkrechtstehende Schichtköpfe der Wurzelzone, im Verlaufe der Uebertiefung zu echten Erosionsterrassen mit Schliffkehlen überformt.

Photo : Zeller

Abb. 17

Prächtig geschichtete Stauschotter am Tal-
ausgang des Onsernone. Im Liegenden die
dunkle Moräne.

Photo : Verfasser



Abb. 18

Die Kontaktstelle Mo-
räne - Schotter.

Photo : Verfasser

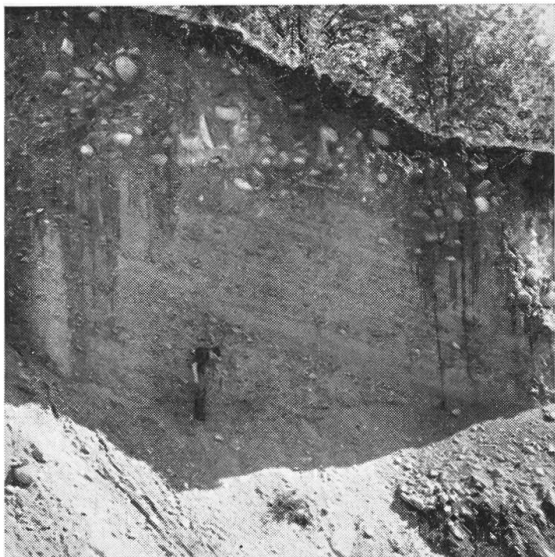


Abb. 19

Aufgeschlossene Stauschotter (Lakustrum) nordöstlich Intragna am Ausgang des Onsernonetales. Oben sehr grobe Komponenten.

Photo : Zeller



Abb. 20

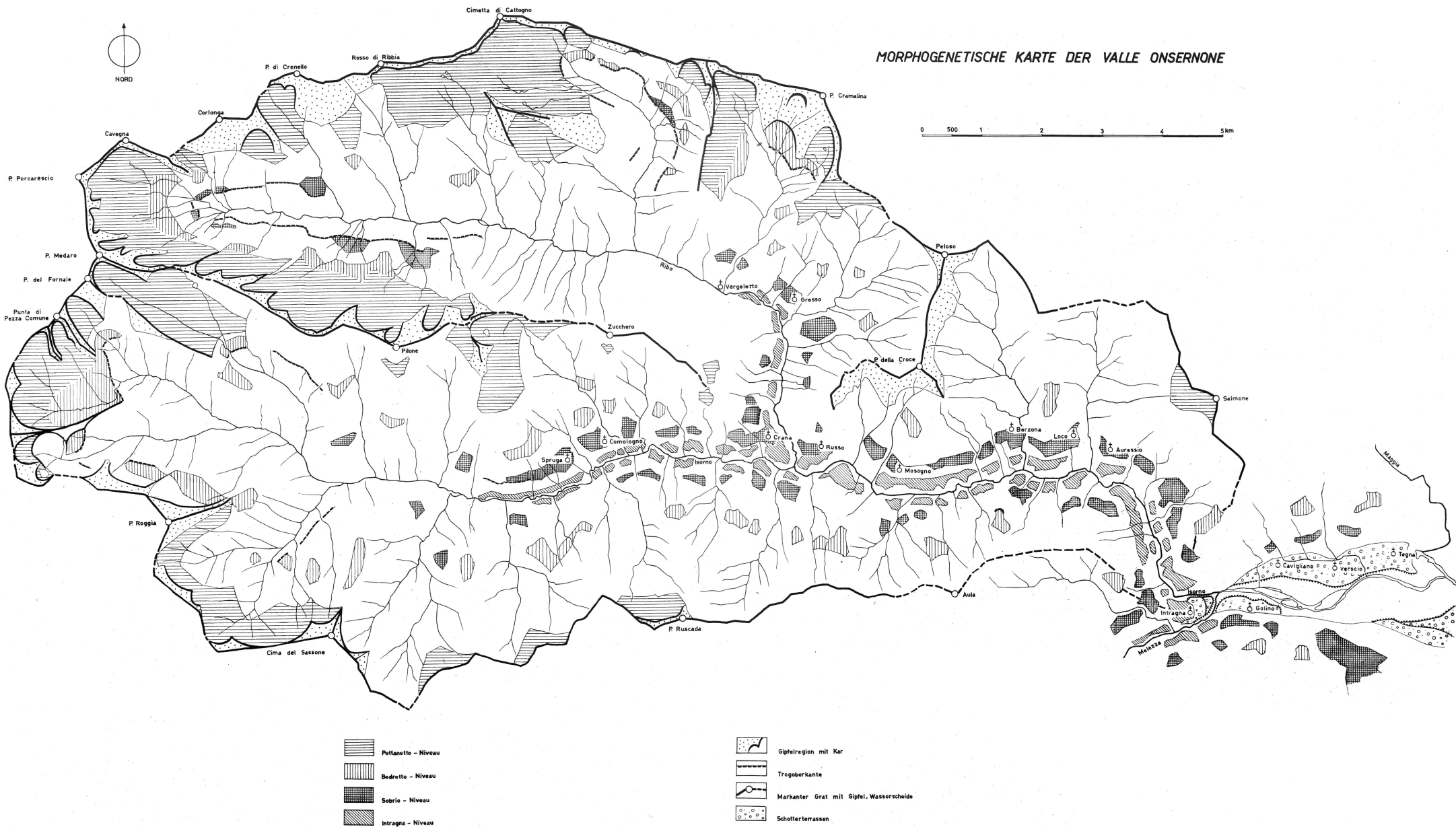
Epigenetische Klamme des Isorno südöstlich Auressio. Rechts vom Felskopf der frühere, nun verstopfte Flusslauf. Am Bildrand links Reste des Intragnatalbodens, Mitte über der Klamme Cavigliano-Niveau.

Photo : Verfasser

Literaturverzeichnis

1. ANNAHEIM Hans : Die Landschaftsformen des Luganerseegebietes. Geogr. Abhandlungen. Dritte Reihe, Heft 8, 1936.
2. BAER J. : Die Flora des Val Onsernone. Diss. Zürich 1914.
3. BECK Paul : Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Ecl. geol. helv., Vol. 16, 1921.
4. BECK Paul : Eine Karte der letzten Vergletscherung in den Schweizeralpen. Mitteilung der Naturwissenschaftlichen Gesellschaft Thun, 1926.
5. BIROT Pierre : Les Méthodes de la Morphologie. Paris, 1955.
6. BORNHAUSER Gottlieb : Morphologische Untersuchungen des Gemeindeareals von Klosters. Diss. Bern, 1950.
7. CASASOPRA : Schizzo tettonico del Ticino occidentale. Struttura geologica del Ticino occidentale, in « Locarno e le sue valli ». PTT Bern.
8. ELLENBERGER François : Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides.
9. FRUEH J. : Geographie der Schweiz. St. Gallen, 1930.
10. GENGE Erwin : Ueber eiszeitliche Ablagerungen im unteren Simmental. Mitteilung der Natf. Ges. Bern, 1955.
11. GERBER E. K. : Morphologische Untersuchungen im Rhonetal zwischen Oberwald und Martigny. Zürich, 1944.
12. GERBER E. K. : Zum Problem der alpinen Talterrassen. Vierteljahresschrift der Natf. Ges. Zürich, Nr. 96, 1951.
13. GRIPP Karl : Glazialmorphologie und geol. Kartierung. Zeitschrift der geol. Ges. Nr. 99, 1947.
14. GYGAX Fritz : Beitrag zur Morphologie der Valle Verzasca. Diss. Bern, 1934.
15. HALDEMANN E. G. : Geologie des Schallenberg-Honegg-Gebietes. Diss. Bern, 1948.
16. HELBLING : Morphologie des Sernftales. Diss. Basel.
17. HESS O : Die Oberflächenformen des Trienttales. Diss. Zürich, 1935.
18. JAECKLI J. : San Bernardino, Lenzerheide, Julier. Ecl. geol. helv. Vol. 44, 1951. ersch. 1952.
19. JAYET A. : Quelques caractéristiques peu connus des dépôts glaciaires pléistocènes et actuels. Ecl. geol. helv. Vol. 45, 1952.

20. KISTLER Emil : Hydrologische Untersuchungen im Valle Onsernone (Kanton Tessin). Diss. Bern, 1954.
21. KOBE Huldrych : Paragesteinsgänge zwischen Onsernone - Vergeletto. Ecl. geol. helv., Vol. 47, 1954.
22. KUENDIG E. : Neue Gesichtspunkte in den Problemen der Tessiner-Tektonik. Ecl. geol. helv., Vol. 27, 1934.
23. LAUTENSACH H. : Die Uebertiefung des Tessingebietes. Penck's geogr. Abhandlung N.F., 1. Leipzig, 1912.
24. LEUPOLD : Geologisch-tektonische Kartierungen im Bereiche des Systems der Maggia-Kraftwerke. Unveröffentlicht.
25. LICHTENBERGER Elisabeth : Stadiale Gletscherstände in dem Schladmiger Tauern (Steiermark). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. III, Heft 2, 1956.
26. LOUIS H. : Zur Theorie der Gletschererosion in Tälern. « Eiszeitalter und Gegenwart » 2, 1952.
27. MATTER Karl : Das Onsernonetal. Aufsatz in » Die Alpen », 1951.
28. NEUENSCHWANDER : Morphometrische Grundbegriffe. Diss. Zürich.
29. NUSSBAUM Fritz : Die Täler der Schweizer Alpen. Bern, 1910.
30. PENCK + BRUECKNER : Die Alpen im Eiszeitalter.
31. PENCK Albrecht : Eiszeitliche Krustenbewegungen. Sonderabdruck aus den Frankfurter Geographischen Heften, XI. Jahrg., 1937.
32. PIPPAN Therese : Glazialmorphologische Untersuchungen im Lake District (Cumberland). Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. III, Heft 2, 1956.
33. PREISWERK H. : Die zwei Deckenkulminationen Tosa und die Tessiner Querspalte. Ecl. geol. helv., Vol. 16, 1921.
34. PREY S. : Die eiszeitlichen Gletscher im Traunstein - Zwillingskogel - Kamm und im Almtal bei Gmunden, Oberösterreich. Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. III, Heft 2, 1956.
35. SCHLAEPFER : Die Berechnung der Reliefenergie und ihre Bedeutung als graphische Darstellung. Diss. Zürich, 1938.
36. SOELCH : Fluss- und Eiswerk in den Alpen.
37. STAUB Rud. : Zur Frage einer Schlussvereisung im Berninagebiet zwischen Bergell, Oberengadin und Puschlav. Ecl. geol. helv., Vol. 31, 1938.
38. WENK Eduard : Prinzipielles zur geologisch-tektonischen Gliederung des Penninikums im zentralen Tessin. Ecl. geol. helv., Vol. 46. Nr. 1, 1953.
39. ZAWADYNSKI : Geol.-petr. Untersuchungen im Valle Onsernone. Diss. Zürich, 1952.



Cinetta di Cattogno



MORPHOLOGISCHE KARTE DER VALLE ONSERNONE

0 500 1 2 3 4 5 km

- Rundhöcker
- Riegel, Schwelle
- Schliffkehle
- steiler Fels mit Grat und Kar
- Prallhang
- Trogerkannte
- Mylonitzone
- Steinbruch, Kiesgrube
- anstehender Fels mit lokaler Schutt- und Humusbedeckung

- Schotter
- Grundmoräne
- Wallmoräne

- Bachschuttkegel, mit fluvioglazialen Schottern
- Gehängeschutt

- Akkumulationsterrasse
- grober Blockschutt
- Sackung
- grosser erratischer Block

- Sumpf, Moor
- Wasserfälle
- Schlucht
- ältere, schotterfüllte Flussrinne
- Quelle, Mineralquelle

