

Zur Talgeschichte

Objektyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern**

Band (Jahr): **48 (1965-1966)**

PDF erstellt am: **14.08.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

lich der Costa di Faedo und südlich des Mte. Ziccher, die zum Haupttal gegenläufiges Gefälle aufweist.

Ebenfalls tektonisch bedingt ist die Herausmodellierung der aus kleinen Erhebungen bestehenden Vorkette auf der Gridoneseite, betrifft sie doch die Kontaktzone zu dem südlich anschließenden basischen Gesteinszug.

Die genannten Verhältnisse mögen zur Ausbildung eines primären Tales den Grund gelegt haben. Trotz der verschiedenen Hebungsphasen wurde der Talzug nicht verlassen. Der Grund zu einer radikalen Systemänderung hätte auch nur in einer ungleichmäßigen Vertikalbewegung liegen können, die lokal das Gefälle gestört hätte. Sobald aber über das ganze Gebiet sich erstreckende Vertikalbewegungen stattfanden, führte dies bloß zu einer Tieferlegung des ganzen Systems, ohne dessen Grundplan zu verändern.

Flußanzapfungen, von denen noch zu sprechen sein wird und die das Talsystem enthauptet haben, können rein erosiv erklärt werden, ohne daß dazu lokale tektonische Bewegungen nötig wären.

ZUR TALGESCHICHTE

DIE ALTEN TALBÖDEN

Betrachtet man von irgendeinem erhöhten Punkt des Talzuges aus das Tal, so fallen einem mehr oder weniger ausgedehnte Verflachungen in verschiedenen Höhenlagen auf. Diese Verflachungen lassen sich über weite Strecken einander zuordnen und sind als die Reste alter Talböden zu betrachten. Ohne mich damit über das Alter dieser Talbodenreste auszusprechen, möchte ich doch die Gliederung nach der klassischen LAUTENSACHSchen Dreiteilung vornehmen, obschon die Reste nicht ganz den gleichen Charakter aufweisen wie in der namengebenden Beschreibung. Einerseits sind die obersten Verflachungen nurmehr in sehr kleinen Resten erhalten, deren Verbindung zu einem Talsystem mehr aus den Verhältnissen in andern Gegenden der Alpensüdabdachung errahnt werden muß, andererseits ist die Reihe der Talböden nach unten um ein durchgehendes und um ein nur in kleinen Leisten erhaltenes System zu vermehren. Die Schluchtleisten des untersten Systems sind zudem erst noch auf verschiedenen Niveaus, die sich aber als gesonderte Systeme nicht verfolgen lassen. Es mag sich um Zwischenstufen eines sich bildenden Talbodens handeln, die bei den ältern Systemen möglicherweise auch vorhanden waren, die aber in den viel längeren Zeiten, in denen sie den abtragenden Kräften ausgesetzt waren, weitgehend verschwunden sind. Andererseits mögen gerade im Schluchtteil einzelne Leisten als Massenbewegungen in der Höhe verstellt worden sein und nun ein falsches Niveau vortäuschen. Es ist mir allerdings in keinem Falle gelungen, eine solche Verstellung nachzuweisen, weil alle diese Reste stark von Schutt bedeckt sind.

Die Reste der alten Talböden werden in der Reihenfolge ihrer Entstehung benannt:

- a) Pettanettosystem
- b) Bedrettosystem
- c) Sobriosystem = Purasystem (ANNAHEIM)
- d) Intragnasystem = Vionnisystem (SOELCH)
- e) Schluchtleistensystem (SOELCH)

ARBEITSMETHODEN FÜR DIE REKONSTRUKTION DER TALBÖDEN

Anhand der Landeskarte 1:50000 und der publizierten Blätter 1:25000 sowie aus einer Vergrößerung 1:12500 der Siegfriedkarte versuchte ich, Profilreihen zu erstellen, auf denen die Terrassenreste zum Ausdruck kommen sollten. Es zeigte sich aber, daß sich unter den gegebenen Verhältnissen außer Sobrio keine Terrassen eindeutig aus der Karte herauskonstruieren lassen. Höchstens gelang das bei besonders repräsentativen Beispielen in Spornlagen. Natürlich ließen sich die beobachteten Terrassen in die konstruierten Profile einzeichnen. Die erhaltenen Resultate bilden aber schon eine Deutung und haben für eine anschließende Beweisführung recht geringen Aussagewert. Auch liegen die in der Natur gut sichtbaren Terrassen oft so weit von der Talachse entfernt, daß eine geometrische Verbindung zur andern Talseite recht unsicher wird, zumal die Terrassenkanten oft nicht eindeutig feststellbar sind. Noch größer wird die Unsicherheit für den tiefsten Punkt der so extrapolierten Kurve, der die Lage des damaligen Flußbettes darstellt. Gerade aus dieser Talachse sollte aber das Gefälle eines älteren Systems berechnet werden. In einem Gebiet mit deutlichem Talschluß im Haupttal liegen oft so viele Anhaltspunkte vor, daß eine solche Konstruktion gut verantwortet werden kann. Bei all den Unsicherheiten in einem durchgehenden Talzug liegt nun die Gefahr nahe, daß vorgefaßte Meinungen durch Korrekturen, die durchaus im Fehlerbereich der Methode liegen, erhärtet werden und scheinbar Beweiskraft erhalten.

Es wurde deshalb der Versuch unternommen, ob allenfalls durch gemittelte Idealprofile ein sichtbares Resultat zu erreichen sei. Es sollte dadurch vor allem Zufälligkeiten in der Profilstreckenwahl vorgebeugt werden. Im Talabschnitt von zirka 2 km oberhalb Re bis zur Schweizer Grenze wurden Flächenstreifen von 1 km Breite quer zum Tal nach Höhenlage ausplanimetriert und aus der dazugehörigen Isohypsenlänge von 30 zu 30 m das mittlere Gefälle errechnet. Aber auch in diesem relativ einfachen Talabschnitt ergab sich mit dieser Methode aus der Karte kein Profil mit brauchbaren Terrassenlagen. Es zeigte sich, daß offenbar die Unterschiede zwischen Terrassen und Hängen betragsmäßig weit weniger groß sind, als aus der Beobachtung geschlossen werden könnte. Um sie zum Ausdruck zu bringen, müßte die Äquidistanz der Karte wesentlich kleiner sein. Auf der andern Seite spiegelt die Darstellung der Vegetation auf der Karte solche Unterschiede in

den Gehängen oft sehr deutlich wider. Bei der namentlich im italienischen Teil außerordentlich intensiven Ausnützung des Geländes für die Alpwirtschaft sind im Laufe der Jahrhunderte oft die unscheinbarsten Verflachungen gerodet worden und tragen Alpen und Älpchen, die meist ohne Rücksicht auf das Vorhandensein oder das Fehlen von Wasser genutzt werden.

Ich habe deshalb darauf verzichtet, eine vollständige Serie von Profilen entlang dem ganzen Talzug zusammenzustellen, sondern versuche von Fall zu Fall mit benachbarten beobachteten Verflachungen Systeme zu konstruieren und zu verfolgen. Ich erstellte viele panoramische Photoaufnahmen; durch mehrere Aufnahmen der gleichen Talstücke aus verschiedenen Blickwinkeln und Höhenlagen und dem Vergleich der Bilder wurden Trugschlüsse aus zufällig sich ergebenden perspektivischen Überschneidungen und Gleichschaltungen nach Möglichkeit ausgeschaltet. Besonders problematisch ist ein Zusammenfassen der Reste zu einem Pettanettosystem. Diese Terrassenreste und Verflachungen sind im Vergleich zur Gebietsgröße allzu klein und befinden sich viel zu stark nur im Gebiete der Gräte und Gipfel, als daß daraus auf die Gestalt des lebenden Pettanettosystems geschlossen werden könnte. Gerade die wichtige Frage einer eventuellen Aufbiegung in einzelnen Bereichen des Talzuges in einer späteren Phase der Gebirgsbildung kann aus diesen geringen Resten nicht mit Sicherheit beantwortet werden. Ohne über das Untersuchungsgebiet hinauszublicken, könnte nicht einmal die Gefällsrichtung sicher bestimmt werden, weil die Reste je nach Lage bestimmt ungleicher Abtragung unterworfen waren.

CHARAKTERISIERUNG DER EINZELNEN SYSTEME

1. Das Pettanettosystem

Von diesem ältesten System ist im Talzug wenig mehr erhalten. Es befindet sich einerseits in Gratlage, dort wo die Gräte nicht durch rückschreitende Erosion dachgiebelig angenagt sind. Hier finden wir mehr oder weniger breite Rücken als Wasserscheiden zum Onsernonetal, zum Isornotal und gegen den Langensee zu, aber auch auf Gräten im Innern des Gebiets (Monte Mater, La Cima, M. la Cavallina im N, Ragno, Costa Scarone, Testa del Mater im S). Andererseits bleibt das Niveau in den höhern Massiven unter der Gipfellation und zeigt sich als meist sehr undeutliche Verflachungen unter den Felswänden. Hier münden die nur im Laurascagebiet deutlichen Karnischen aus.

Die Höhe der schwer festzulegenden Untergrenze bewegt sich zwischen 1700 und 1800 m im W und im Zentrum; im E sinkt sie im Carona-dei-Pinci-Gebiet bis auf 1100 m hinunter. Aus den kärglichen Resten ein Talsystem zu rekonstruieren, ist aussichtslos. Nur aus Analogieschlüssen zu andern Talgebieten müßten wir dem Pettanettosystem ein E-Gefälle zuschreiben. Der Höhenlage und der Entfernung

von der mutmaßlichen Talachse nach muß dieses System bei seiner höchsten Reife eine sehr breite, flache Landschaft abgegeben haben. Immerhin überragen heute die höchsten Gipfel das Niveau noch um einige hundert Meter, so daß wir dem Pettanetto keine Penepplainlandschaft zuordnen können. Die Gegend mag Mittelgebirgscharakter besessen haben (R. STAUB).

Die Pettanetteste wurden wohl auf der morphogenetischen Karte eingetragen, auf dem Längsprofil aber nicht zur Rekonstruktion eines Talbodens herangezogen.

2. *Das Bedrettosystem*

Steigen wir hinunter auf das nächste Niveau, das die meisten Älpchen trägt, so befinden wir uns auf der Höhe der alten Bedrettotalung. Auch das Tal, das diese Verflachungen hinterlassen hat, muß einen flachen, muldenförmigen Querschnitt aufgewiesen haben. Der sanfte Übergang ins Pettanettosystem hinauf deutet auf einen sehr hohen Reifegrad dieses Systems hin. Am deutlichsten sind seine Reste immer noch in Spornlagen, während an den unzerschnittenen Gehängen meist nur eine Versteilung nach unten zu erkennen ist. Seine Reste folgen deutlicher den Hängen in die Nebentäler. Im untersten Teil sind darauf bereits die obersten Dörfer zu finden, wie Costa und Rasa. Das Auffälligste an diesem System ist, daß es mit ungefähr gleichbleibendem Gefälle über die heutige Wasserscheide hinaus deutlich nach Osten entwässert. Die Reste befinden sich von etwa 1500 m im W bis 700 m im E, wobei die tiefsten Lagen durch glaziale Überformung in Bereiche des aktiven Maggiagletschers tiefer gelegt worden sein mögen. Auch die höchsten Lagen im W und in der Mitte fallen aus dem Rahmen, und zwar nach oben. Dies mag von der größeren Entfernung von der Talachse herrühren, oder die Terrassen gehörten, wie bei der Colma di Fuori, dem gutausgebildeten Nebental an.

3. *Das Sobrio- (Pura-) System*

Das am deutlichsten ausgeprägte Terrassensystem ist das Sobriosystem. Es trägt heute die meisten Dörfer, da es sich in einer für die landwirtschaftliche Nutzung noch recht günstigen Höhenlage hinzieht. Charakteristisch für seine Terrassen ist: eine verhältnismäßig große Steilheit am Fuße der vom Bedrettoniveau sich herabziehenden Hänge, in der Mehrzahl der Fälle gegen unten mit einem felsigen Absturz gegen das Tal hin endend. Es liegt durchschnittlich um die 250 m unter dem Bedrettoniveau. Mit großer Wahrscheinlichkeit hat es, zumindest in seiner ersten Ausbildungsphase, ebenfalls auf seiner ganzen Länge nach Osten hin entwässert.

Das Sobriosystem erreicht auf der Kulmination nahezu den heutigen Talboden.

Gegen Westen schwingt es sich auf über 1100 m auf der N-Flanke auf, während es auf der S-Flanke knapp 1000 m erreicht. Östlich der Kulmination sinkt es von etwas über 800 m auf knapp 600 m in der Gegend von Intragna. Der Steilheit der Gehänge oberhalb der Terrassen entsprechend, muß es sich um ein breites Trogtal

gehandelt haben. Die ausgedehntesten Reste befinden sich nördlich der Talmitte und bei Palagnedra.

4. Das Intragna- (Vionni-) System

Dieses Talsystem tritt in zwei getrennten Flußsystemen in Erscheinung.

a) *Nach Osten:* Hier handelt es sich um eine weitere Eintiefung in der Kette der alten Talbildungen. Es beginnt, an die Mündung des Isornino anschließend, als Felsterrasse von nur wenigen Metern Höhe über den Melezza-Akkumulationen und zieht sich auf der Höhe des Riegels von Olgia talauswärts. Seine Reste sind, entsprechend der Verengung des Talquerschnitts, bereits recht spärlich. Die Dorf-terrasse von Camedo ist einer der breitesten Reste. Es mündet in Spornlage bei Intragna in ungefähr 350 m aus. Seine Gefällsverhältnisse sind nicht so ausgeglichen wie bei den beiden obern Systemen. Versteilungen mögen bei der Ribellascamündung und bei Corcapolo gelegen haben. Der Unterschied in der Talbodenhöhe an der Ero-sionsbasis beträgt rund 200 m in einer Entfernung von zirka 20 km vom «Talschluß».

b) *Im Westen:* Im Gegensatz zum Ostsystem handelt es sich nicht um eine bloße Tieferlegung eines bestehenden Talsystems. Hier widerspiegelt sich deutlich ein ausgereifter Talboden mit Gefälleumkehr nach Westen. Die Terrassen sind so breit, daß hier auch die Südseite Dörfer trägt. Die untersten Lagen (Trontano, Roncal-dina, S. Antonio) passen allerdings nicht ganz ins allgemeine Gefälle. Sie liegen an der Terrassenkante fast 100 m zu tief. Es handelt sich um eine ähnliche Erscheinung wie bei den äußersten E-Vertretern des Bedrettosystems: starke, glaziale Über-tiefung durch den Tocegletscher. Ein eigentlicher Talschluß ist nicht zu erkennen. Die Höhenlage bewegt sich zwischen 700 und 400 m. Trotz der unterschiedlichen Genese habe ich die Namengebung beibehalten, damit bloß andeutend, daß es sich um das dem Sobrio folgende System handelt, ohne jedoch damit eine Gleichaltrig-keit einzuschließen.

5. Das Schluchtleistensystem

Besonders auf der Ostseite finden wir in der Schlucht unter dem Intragnasystem eine ganze Schar von leistenförmigen Verebnungen, die stellenweise nur 10 m Breite aufweisen und sich im Durchschnitt auf etwa halber Höhe zwischen den Intragnaresten und dem heutigen Talweg befinden. In diesen Leisten sieht SOELCH den Rest des interglazialen Troges.

Oberhalb Camedo sind diese Leisten nicht mehr nachzuweisen. Auf der West-seite finden sich ähnliche Verebnungen, die aber eher regellos zu liegen scheinen.

Das Schluchtleistensystem mündet im Osten auf der untersten überschotterten Terrasse von Intragna aus.

Daß es sich um eine Schar von Verebnungen handelt, braucht nicht auf unter-schiedlichem Alter zu beruhen. Es besteht eine hohe Wahrscheinlichkeit, daß solche Verebnungen als zusammenhängende Massen stellenweise abgerutscht sind, in der Folge ein anderes Niveau anzeigend. Ein Nachweis für diese Annahme gelang aber

wegen der starken Schuttbedeckung der Reste und fehlender seitlicher Aufschlüsse nirgends.

ZUR TALGESCHICHTE

Wenn wir, vom Pedemonte aus kommend, die Talstufe bei Intragna erklommen haben und ins eigentliche Centovalli vordringen, deutet vorerst nichts darauf hin, daß wir uns in einem anders gearteten Tale als etwa in den größeren Nebentälern der Maggia weiter im Norden, dem Onsernone, dem Vergeletto, dem Valle di Campo oder dem Valle die Bosco befinden. Die Straße windet sich am Rande einer tiefen Schlucht dem nördlichen Talhange entlang, Felssporne umfahrend und in die Runsen der Seitenbäche eindringend. Von Malesco an, spätestens im Bereiche der Talwasserscheide auf der Höhe von Santa Maria Maggiore wird man aber gewahr, daß der Talzug von wesentlich anderem Charakter sein muß als in den genannten Maggiatälern. Das Centovalli ist nicht einfach ein Nebental eines konsequent zum Hauptalpenkamm entwässernden Tales, sondern es ist ein eigenes, sehr altes Tal-system, das das Maggiatal seiner Anlage nach an Bedeutung möglicherweise übertrifft. Im gesamten Rahmen der südlichen Alpenabdachung nimmt es den Rang eines alten Haupttales ein und befindet sich als Längstal in der würdigen Gesellschaft des Engadins und des Veltlins, gaben doch dieselben tektonischen Geschehnisse und Verhältnisse Anlaß zu seiner Entstehung. Wie weiter oben erwähnt, läßt sich die Störungszone der Engadiner- und der Veltlinerfurche bis über die Zosa hinaus nach Westen verfolgen (Veltlin, Passo San Jorio, Val Morobbia, Magadinoebene, Centovalli).

R. STAUB legte in seinen «Grundzügen der alpinen Morphologie» dar, in welcher Weise sich während der Auffaltung der Alpen die interne und externe Entwässerung abgespielt haben mag.

Wenn ein Talsystem unbekümmert um wesentliche axiale Kulminationen im Längsprofil der Alpen seinen Längstalcharakter beibehalten und sich einen ausgeglichenen Talweg geschaffen hat, deutet das auf sein Alter und seine Bedeutung zugleich hin. Heute stellt diese Talanlage nur noch einen Torso seiner einstigen Größe dar. Wir versuchen nun, aus den Terrassenresten, die wir als die Reste alter Talläufe betrachten, die Talgeschichte zu rekonstruieren.

Das älteste System, das *Pettanetto*, ist in seinen Resten zu kärglich, um sichere Rückschlüsse zuzulassen. Auf der N-Seite betrachte ich den Grat bei der Cima la Sella (1712 m) als letzten westlichen Rest, der sich relativ schnell zum Mte. Alom (2011 m) aufschwingt. Der südlich vorgelagerte Mte. Corgiolo (1768 m) dürfte ein ursprüngliches Talflankenstück darstellen.

Weitere Reste nach der Talachse zu sind im Mte. Margineta (2017 m) und seinem S-Ausläufer bis auf zirka 1800 m zu finden. Ferner der ganze von da nach E streichende Grat mit dem Mte. Mater (2026 m) bis P. 1897, der den Melezzakessel nach S abschließt. Möglicherweise gehört auch noch die Costa Cimeta (1686 m) dazu.

Jenseits der Melezza im E setzt sich das System in der Colma die dentro (1701 m) und der Cima (1804 m) gegen den Hauptgrat bei der Cima Trubbia (2064 m) hin fort, einen weitem S-Ausläufer nach S. Rocco (1685 m) aussendend.

Im Innern des Melezzakessels sind Verflachungen, bei Cazzola (1800 m), A. Forno (1888 m), A. Cortevicchia (1776 m), A. i Motti (1810 m) und unterhalb des Pzo. di Fontanalba auf entsprechender Höhe zu finden. Es muß schon zur Pettanettozeit ein Melezzakessel existiert haben, dessen Entwässerung allerdings nicht senkrecht auf das Haupttal hin erfolgt sein muß. Ich halte vielmehr eine stärkere Mündungsverschleppung für wahrscheinlich.

Weiter läßt sich eine Verflachung um den ganzen Einzugsstrichter des R. Vasca herum verfolgen, immer auf einer Höhe von rund 1800–1700 m.

Als weiterer markanter S-Grat, der dem Pettanetoniveau angehört, ist der Mte. la Cavallina zu betrachten bis zu seinem Vorgipfel mit 1504 m.

Weiter im E sind wir auf dem N-Grat auf Mutmaßungen angewiesen. Auf der steil abfallenden S-Flanke des Pzo. di Ruscada sind Verflachungen allzu kärglich. Auf dem Grat selbst mag Corte Nuovo (1635 m) zum Pettanetto gehören, ebenfalls Pescia Lunga (1511 m) beide aber eher von der Onsernoneseite her darauf angesprochen als von der Centovalliseite her, wo die Abstürze allzu steil sind.

Im S sind es Gratstücke um den Margologiokessel herum: die Costa dei Bagnoli (um 1800 m) und der Grat zum Pzo. Marcio (um 1900 m), ferner im Kessellinnern etwas unter 1800 m.

Vom Pzo. Nona–Pzo. Ragno zieht sich die Costa Scarone nach ENE, das Loana-gebiet vom Haupttal abtrennend und den Talschluß des R. del Castello, eines Quellbaches des R. del Basso, umfassend. Grat und Talschluß befinden sich im Pettanettobereich mit Höhen um 1900–2000 m. Mit der Porcella (1829 m) klingt das Niveau aus. Am Moncucco (1968 m), dem Trenngrat zwischen R. del Basso und Loana, ist es bis etwa 1800 m hinunter zu finden. Deutlich bildet es den Rücken zwischen der Loana und dem Fiume S–N von P. 1850 bis zur Cima (1810 m). Hier biegt der Grat nach E um gegen P. 1559. Auf dessen NE-Ausläufer ist das Niveau bis auf nahezu 1400 m hinunter zu verfolgen, nur 1,5 km von der heutigen Talachse entfernt und damit der tiefste Pettanettorest im ganzen westlichen Gebiet.

Im Gebiet der Gratdepression von Finero verschwinden naturgemäß die Pettanettoreste, um erstmals wieder beim Mte. Torrigia und A. Polunia um 1500 m herum aufzutreten. Die Testa di Misello (1546 m) und der Gridone-N-Grat um 1400 m gehören dazu. Das letzte wieder ausgedehntere Gebiet mit Verflachungen ist der S-Grat vom Pzo. Leone (1659 m) bis zur Corona dei Pinci (1293 m). Nach dem Centovalli klingt es auf Salticcio um 1200 m und gegen NNE in zirka 1000 m Höhe aus.

Daß mit diesen wenigen Resten kein alter Talboden rekonstruiert werden kann, liegt auf der Hand, sind doch die höchsten Teile kaum eindeutig begrenzt, während die tiefsten Teile im E im Bereich der Erosion des Maggiagletschers liegen.

Es spricht aber nichts gegen ein E-Fallen, wie das CANALE für das Onsernone als nördliches Seitental nachgewiesen hat. Ferner bin ich geneigt, dem Pettanettotal ein kleineres mittleres Gefälle als dem heutigen Talzug zuzuweisen, weniger auf Grund der Höhenlage der Terrassenreste als vielmehr wegen ihres Gefälles in den Spornlagen, das auf eine flachere Talanlage hindeutet. Flaches breites Tal bedeutet aber automatisch größere Reife und damit im Gebirgsinnern auch kleineres Gefälle.

Auf welcher absoluten Höhe sich der Talweg des Pettanettosystems befand, läßt sich nicht mehr abklären, doch mag eine Höhendifferenz von 150–200 m im W und 400–450 m im E gegenüber dem darunter liegenden Bedrettosystem wahrscheinlich erscheinen. CANALE nimmt durch Einbeziehung des Salmone (1560 m) ins Pettanettosystem einen gegenüber der Corona-dei-Pinci-Verflachung um rund 270 m höheren Pettanettoboden an. Dadurch kommt er zu einer Differenz Pettanetto–Bedretto von 570 m, die meines Erachtens zu hoch ist, insbesondere als er die Terrasse von Pian dell'Agro (674 m) und Artore (702 m) dem Bedretto statt dem Sobriosystem zuordnet und dadurch das erstere etwas tief legt. Ein Talschluß fehlt aber vollkommen, und ein Augenschein jenseits des Tocetales scheint unter der Cima Larie auf etwa 1800 m Höhe auf Pettanettoverflachungen hinzuweisen. Es bedarf aber ausgedehnter Detailuntersuchungen im ganzen Tocegebiet, um einen durchgehenden Pettanettoboden rekonstruieren zu können. Immerhin liegt kein Grund vor, an einem Toce–Centovalli-Talnetz im Pettanettoalter zu zweifeln, wenn wir dieses Netz für das darunterliegende Bedrettosystem annehmen. Das bedeutet, daß die heutige Talsohle des Toce mindestens 1200 m unter dem ihn kreuzenden oder von ihm nach E abzweigenden Pettanettoboden liegt. Nachdem sich das Pettanettosystem bis zur Reife entwickelt hatte, müssen wieder tektonische Bewegungen eingesetzt haben, sei es durch allgemeine Hebung des Gebirgskörpers und damit verbundener relativer Absenkung der Erosionsbasis am Fuße des Gebirges, sei es durch eine allgemeine Kippung und damit verbundener Vergrößerung des Gefälles. An der Abflußrichtung änderte sich nichts, sie erweist sich im Gegenteil jetzt zum erstenmal deutlich als nach E gerichtet. Die erreichte Stabilität nach der Anpassung an die neuen Verhältnisse zeichnet sich in den Terrassen des Bedrettosystems ab.

Das Bedrettosystem

Auf Grund der wenig ausgeprägten Übergänge von den Pettanettoverflachungen zu den anschließenden Bedrettohängen und der relativ kleinen Terrassenbreite haben wir im Bedrettosystem ein nur wenig konkaveres Tal als beim älteren System zu sehen, jedenfalls kein U-förmiges Trogtal. (Abb. 1.)

Auf der N-Umrandung setzen die Spuren des Bedrettosystems im W auf Corte dei Saboli etwas über 1400 m hoch ein, mit einer Trogkante auf 1319 m südlich der Hauptverflachung. Das ganze Plateau ist stark glazial überformt. Das rückverlegte

Älpchen Cortino liegt mit seiner Kante nahezu 100 m höher. P. 1326 und A. Fappiano (1326 m), wieder etwas näher der Talachse, entsprechen besser der Trogkante bei Corte dei Saboli. Eine nächste Gruppe von Verflachungen liegt nördlich Druogno bei A. Arvino (1200 m) und bei A. Braghi (1200 m), ebenso bei P. 1136. Damit sind wir am westlichen Abschluß des Melezzakessels angelangt; wir treffen erst wieder jenseits des Melezza-Seitenbaches auf Bedrettoeste, die hier wesentlich höher an der Colma di Fuori ansetzen (zirka 1400 m), jedoch auch in der Fortsetzung bei Lavanca (1200 m) und der Flanke der Cima di Mezzo (von 1200 m aufwärts) noch etwas hoch stehen. Eine Verflachung auf der Costa di Faedo bei P. 1192 entspricht dem Niveau. Besser sind die Verflachungen nördlich des Isorninotälchens zu erkennen, wo das Niveau die Wasserscheide von Blizz bei 1270 m überschreitet und den «Talschluß» des Isornino bildet. (Abb. 6.) Es handelt sich aber nicht um einen richtigen Talschluß, sondern eher um eine Talwasserscheide W-E, die mindestens zu Beginn der Bedrettophase von den Nebenbächen des Isornino möglicherweise in Anlehnung an eine Pettanettofurche zur Entwässerung nach E benutzt wurde, bevor die Umkehr des Isornino stattfand. (Diese war offenbar zu Beginn der Sobriophase abgeschlossen, denn die Verflachungen am Nordhang müssen einem W-fallenden Sobriosystem zugerechnet werden.)

Nach einem leichten Einbiegen ins Ortital kommen wir zu einer der ausgeprägtesten Bedrettoterrassen, auf den Monte di Dissimo (1074 m). Auf dem Grat südlich des Ribellascatales gehören A. Gaggio (1118 m) und A. Caviano (1032 m) dem Bedrettoniveau an. Rund um den Ribellascakessel finden sich Verebnungen um 1000–1050 m. Im E der Ribellasca finden wir die Sommersiedlung Costa, die an der Unterkante einer Verflachung um 900 m liegt, ferner, etwas zurückversetzt, die Alp Visone (um 1000 m). Die Fortsetzung bilden Saorè (970 m) und der von 1160 m von der Segna sich herunterziehende Mte. Comino. (Abb. 1.) Nach zwei weiteren Verflachungen südlich der Aula auf etwas über 1000 m erreichen wir wieder den Hauptgrat bei Calascio, wo das Niveau um 1000 m ausklingt. Jenseits der Isornoschlucht finden wir das Niveau noch deutlich am Nebbio um 910 m. Gehängeunstetigkeiten nördlich Verscio bei Monda um 700 m und Gratverflachungen am Riegel von Pte. Brolla in ähnlicher Höhe sind wegen der Arbeit des Maggiagletschers sehr unsicher.

An den südlichen Talhängen beginnen die Bedrettozeugen der größeren Entfernung von der Talachse entsprechend höher als im N (mit 1400 m bei Piesto, 1435 m Alpe Campo im Tal des R. Graia, um 1500 m bei Noccola, 1532 m bei Alpe Roi, 1498 m bei Alpe Miucca). Etwas talnäher und tiefer liegen Alpe Rosso (1189 m) und Rodo (1200 m), dazwischen liegt ein höherer Rest um 1300 m. Der Grat der Costa della Fracchia gehört, mindestens in seinem tiefsten E-Teil, dem Bedretto an und zieht sich in die Loanatäler, wo wir zum erstenmal Trogplattenreste um 1750 m finden. Die Westgehänge beim Paßübergang von Finero, einem Bedrettoübergang ins oberste Cannobiotal (Abb. 3), dessen nur auf der N-Seite zu findende Bedretto-

terrassen zuunterst einen knapp für die Transfluenz über den Piano di Sale genügenden, alten Talboden abgeben, schließen die beiden Täler störungsfrei aneinander. Östlich des Piano di Sale sind die Bedrettoreste sehr wenig ausgeprägt bis zur Colmona (1060 m) und dem Pian del Barch.

Im V. Monedasco sind keine Reste nachzuweisen. Sie setzen wieder ein mit der Valle di Bordei. Der tief eingeschnittene, rechte Seitenbach von Termine her trennt dabei den Sporn von Rasa ab, wo die Kante knapp unter 900 m liegt. Über die Älpchen Termine und Dorca gelangen wir in den Talkessel des V. Remagliasco und aus diesem heraus ans Gratende, wo wir auf die zu hoch liegenden Verflachungen P. 1101, Gordo (1004 m) und Zota (880 m) gelangen.

Auf dem Längsprofil versuchte ich, aus diesen kartierten Resten einen Flußlauf zu konstruieren, indem ich auf die Talachsenentfernung Rücksicht nahm. Es ergab sich dabei ein Talweg von 510 m Höhendifferenz auf 32 km Tallänge, was einem durchschnittlichen Gefälle von 16‰ entspricht. Anzeichen von Talstufen zeigten sich keine.

CANALE läßt sein Bedrettotal bei 850 m Höhe ins Centovalli münden. Letzte gemeinsame Verflachung ist Calascio. (Cremaso setze ich als S-geneigte Terrasse ins Sobrio des Centovalli.) Hier setzt er seine Kurve um 950 m, während meine Konstruktion rund 820 m zeigt. Berücksichtigen wir diese Differenz in der Talbodenkonstruktion bei der mutmaßlichen Konfluenz in der Fortsetzung der Onsernone-Querstrecke, so kommen wir auf eine Mündungshöhe von zirka 730 m, während bei mir die Konfluenz konstruktiv auf etwa 800 m zu liegen kommt. Darin kommt zum Ausdruck, daß CANALE seine Bedrettokonstruktion im Pedemonte geländemäßig zu tief ansetzt. Hier zeigt sich die Problematik einer Talbodenrekonstruktion besonders kraß, indem ein und dieselbe Terrasse um mehrere Kilometer verschoben in der Talachse erscheinen kann, wie zum Beispiel der Nebbio, der im Onsernone als linke Terrasse *vor* der Konfluenz, im Centovalli aber als linke Terrasse *nach* der Konfluenz betrachtet werden muß. Ich bin der Meinung, daß in einem solchen Falle dem Haupttal der Vorrang für die Einordnung eingeräumt werden sollte.

Die Bedrettoverflachungen zeigen nun ganz deutlich über das Tocetal hinüber. Verflachungen am Talausgang des Bognancotales liegen um 1400–1500 m, was eine Fortsetzung des Gefälles im Talzug Centovalli–Vigezzo bedeutet. Der Talboden dieses Systems wäre mutmaßlich in einer Höhe von 1300 m zu liegen gekommen, was einer Höhe von 1000 m über dem heutigen Talboden entspricht.

Im Laufe der Bedrettoreifung war die vermutete Gefällsumkehr im Isorninotal nicht die einzige Veränderung in der Entwässerung des Gebietes. Gegen den Schluß der Bedrettophase hat sich der Cannobino auf Kosten der Melezza ausgedehnt. Durch die größere Nähe der Tessinfurche mußte sich im Cannobinotal ein größeres Gefälle als im Melezzatal ausbilden, das kräftiger nach hinten griff. Wo die alte Wasserscheide zwischen dem Tessingebiet und dem Melezzagebiet lag, ist ungewiß. Am ehesten können wir sie in der Verlängerung des E-Grates der Cima

della Laurasca in Richtung auf den Mte. Torrigia vermuten. Der Cannobino hätte dann den trennenden Grat in der Nähe des heutigen Riegels beim Mte. Castello, bzw. beim Sporn nördlich davon, durchbrochen. Wie in der Grateinsattelung beim Piano di Sale muß auch hier eine Einsenkung bestanden haben, die einen Einbruch durch rückschreitende Erosion erleichtert hat. Daß diese Anzapfung im Laufe der Bedrettoreifung erfolgt sein muß, schließe ich aus der Tatsache, daß die Bedrettotatform zwar in den Hängen ob Finero deutlich ins Centovalli hinüberzieht, daß aber die Terrassenreste im Bereich von Finero sehr knapp die zum Überfließen des Piano di Sale nötige Höhe besitzen (Tela 1000 m, Piano um 950 m). Da die Terrassen natürlich nicht das Flußbett repräsentieren, vermindert sich die Höhendifferenz von 50 m um eben die Flußbettiefe unter dem Terrassenrand. Bei Annahme eines Gefälles von 20‰ dürfte das Bedrettobett des Fiume nur etwa 10 m unter der Terrassenkante gelegen haben. Wäre der Durchfluß des Fiume westlich der Testa Durone erfolgt, so wären die Terrassen sogar merklich zu niedrig, denn der heutige Sattel befindet sich in 1080 m Höhe. Es wäre nun denkbar, daß die Anzapfung vorerst wenig wirksam war und die Eintiefung im Grattendurchbruch zunehmend langsamer wurde, so daß sich der nach S abgezweigte Oberlauf nur so langsam eintiefte, daß er praktisch seinen Reifezustand beibehalten konnte. Ob noch weitere Zuflüsse des Cannobino der Melezza tributär waren, bleibe dahingestellt; hingegen scheinen die Verhältnisse im Cannobinotal mit seinen mächtigen Talstufen und inselbergartigen Formen reichlich verwickelt zu sein. Möglicherweise wurde auch das Loanatal im Laufe der Bedrettoentwicklung etwas in seinem Oberlauf gestutzt. Pettanettoreste in Paßlage bei A. Scaredi deuten auf eine ältere Transfluenz hin; hingegen setzt der Bedrettoboden mit einer schönen Trogplatte nur wenig tiefer ein.

Das Sobriosystem

Nach einer langen Ausreifungsphase des Bedrettosystems setzten wieder orogonische Bewegungen ein. Diese spiegeln sich in der Eintiefung einer neuen Talgeneration mit gut erhaltenen Terrassenresten wider. Dieses Tal, jetzt eine Trogform, setzt mit steilen Böschungen unterhalb der Bedrettoreste ein und läuft auf zum Teil sehr breiten Terrassen aus, die recht scharf begrenzt sind. Die Terrassen beginnen im W am N-Grat bei Fobello (1127 m), ziehen über Fornale (1091 m) und Travello (1067 m) nach A. Roveria (938 m) und A. Versaia (950 m) nach der großen Verebnung von Albogno (Kante bei 960 m).

Von Sagrogno an verlaufen die Reste endgültig unter 1000 m Höhe. Sie umfassen die Dorfterrassen von Buttogno, Toceno, Vocogno und Craveggia, alle auf rund 900 m Höhe. (Abb. 2.) Hier schließen die N-Terrassen des Isorninotales an, die mit Unterkanten von 1150 m bis auf etwa 960 m sich verfolgen lassen. Die E-W-Entwässerung des Längstälchens hat sich fest eingespielt. Auf dem Costa-di-Faedo-Grat findet sich eine Verflachung mit einer Kante auf rund 960 m Höhe, die nach

der Isorninoseite geneigt ist. An der S-Seite der Costa die Faedo finden sich wegen der glazialen Überarbeitung wenig Terrassenreste bis zur Mitte hin. Hier setzt das Sobriosystem, zunehmend breiter werdend, wieder ein (Abb. 4), die Dorfterrassen von Gagliage und Vallaro bildend (unter 800 m). Unterhalb Re ist es die Dorferrasse von Folsogno (756 m).

Unterhalb der Ortimündung ziehen sich die Terrassen, stets wieder durch Runsen unterbrochen, von Dissimo (Kante 740 m) nach Olgia, dessen Terrassenkante etwas unter 800 m anzusetzen ist. Die Terrassen lassen sich über den Grat unterhalb A. Caviano ins Ribellascatal verfolgen und tragen die Dörfer Borgnone (700 m), Lionza (775 m) und Verdasio (708 m). Die um rund 70 m höhere Lage von Lionza erklärt sich aus der größeren Distanz von der Talachse. Über eine Distanz von 3 km fehlen Terrassenreste. Sie treten wieder auf bei Brignoi (Kante 800 m) und klingen über Calezzo (637 m) und Pila (571 m) oberhalb Intragna aus.

Die südlichen Reste beginnen im W bei A. Faievo (Kante um 1000 m), sinken auf einem Sporn im Graiatal bis auf 900 m ab. Auf dem Sporn zwischen R. Graia und R. Margologio liegen sie knapp höher, um bei Erta, östlich des R. Margologio, wieder 1000 m zu erreichen. Über Ribaula (um 870 m) und P. 933 erreichen wir eine nur durch Runsen unterteilte Verflachung von Dalovio bis Orcesco auf etwa 825 m Höhe. Im letzten Abschnitt führt die Bahn am untern Terrassenrand entlang. Damit haben wir den Talboden im Gebiete der Wasserscheide erreicht. Außer einer Verflachung bei P. 978 fehlen jetzt die S-Terrassen dem ganzen Hochtalabschnitt entlang bis zur Loanamündung. Möglicherweise ist die winzige, nicht kartierte Verflachung auf 1000 m Höhe ein Rudiment des Sobriosystems.

Erst im Gebiet der Loanamündung werden die Reste wieder deutlicher. Sie bilden von unterhalb Malesco an die Alpen zwischen den Wildbächen. Sie liegen in Höhen von 850 m an (Prati Grandi) bis um 800 m bei Cresto; bei Moneto (734 m) reicht die Kante des untersten Ausläufers bereits unter 700 m. Palagnedra weist eine Terrassenkante von 650 m Höhe auf. Bordei (720 m) liegt in Seitentallage. Unterhalb Rasa finden sich mehrere, spärliche Reste (Ovich, Cadalone, unterhalb Renalo und Maglio). Der letzte Rest vor dem Eintritt ins Maggiatal liegt unterhalb Prandell'Agro auf zirka 600 m (Kante) und bei Astore (Kante rund 660 m).

In den Seitentälern lassen sich Verflachungen verfolgen: Im Melezzaseitental bis zu einem Talschluß bei Capella Aruogno um 1200 m. Im Loanatal existiert ein längerer, flacher Talboden von Fondo li-Gabbi (1200 m) bis le Fornaci (1344 m). Ähnliches wiederholt sich im Bassotal von A. Basso bis l'Erta. Diesen flachen Talstücken entsprechen Hangverflachungen bei ihrer Konfluenz in zirka 1000 m Höhe. In der Loanaschlucht oberhalb Malesco finden wir bei S. Antonio einen Rest um 940 m und am Ausgang bei Vigiallo bei 860 m eine Verflachung.

Aus diesen Sobrio-Terrassenresten läßt sich ein Talsystem rekonstruieren, das mit einem Gefälle von 16‰ wie das Bedrettosystem ziemlich gleichmäßig von W nach E fällt. Ich setze die Konfluenz mit dem Onsernone auf 530 m an, CANALE er-

rechnet 480 m. Diese Differenz rührt wieder aus der verschiedenartigen Extrapolation des Talbodens von den Terrassen her. Beim breiteren Haupttalzug setzte ich den Talweg durchschnittlich tiefer an, was bei der letzten, gemeinsamen Terrasse bei Pila eine Konstruktionsdifferenz von 50 m ergibt. Gerade in dieser Gegend muß aber die Konfluenz gelegen haben, und talauswärts gelegene Sobrioverflachungen sind eindeutig zum Haupttal zu rechnen. Dieses besitzt nun mit 16‰ ein wesentlich geringeres Gefälle als das Onsernone mit 43‰. Dies ist auch der Grund, weshalb CANALE, sogar einen Gefällsknick zu Hilfe nehmend, durch Extrapolation seiner Onsernonekurve durch das Centovalli zu Sobrioresten gelangt, die viel zu tief liegen und die auch keine Parallelisierung mit den Sobrioterrassen im Tessintal im Bereiche des Langensees erlauben. Verfolgen wir diesen rekonstruierten Sobriotalboden aufwärts, so verschwindet er im Bereich der Melezza-Seitenbachmündung sogar unter den heutigen Alluvionen, um kurz vor der Wasserscheide wieder aufzutauchen. Nirgends aber erkennen wir im Talgrund anstehenden Fels. Das Flußbett muß also noch unter das Sobrioniveau hinunter eingetieft sein, ohne daß wir in diesem Hochtalabschnitt ein weiteres Talsystem unter dem Sobrio erkennen könnten. Hier werden wir glaziale Erosion zur Erklärung heranziehen müssen. Auffällig ist, daß weiter im W die südlichen Terrassen eindeutig tiefer liegen als die nördlichen, ja stellenweise unter den rekonstruierten Talweg zu liegen kommen. Gerade in der Fortsetzung jenseits des Tocetales, das etwa 700 m über dem heutigen Talboden gekreuzt wird, sind aber sehr schöne Verflachungen um 1200 m zu erkennen. Ich setze nun, von diesem südseitigen Gefällsverlust ausgehend, die Abkehr von der bisherigen Entwässerung in die Zeit der schon fast reifen Sobriorentwicklung. Bis zu diesem Zeitpunkt gab es von Domodossola an abwärts keine Fortsetzung des Tocetales, während dessen oberer Teil bereits der heutigen Anlage entsprach. Das Gebiet unterhalb mag von einer alten Anza entwässert worden sein, die durch den untersten nach SE gerichteten Teil des heutigen Tocetales die Bucht von Pallanza erreichte. Aus der Richtung von Domodossola her kam durch eine kurze, heutige Tocetalstrecke das Val d'Antrona.

Die Wasserscheide Anza–Melezza lag in einer Verbindungslinie Mte. Tignolino–Moncucco. Durch die zweimalige Tieferlegung der Erosionsbasis, des Tessintales, wurde natürlich das Anzasystem noch stärker betroffen als das Melezza-system, weil das Tessintal von der Maggiamündung bis zur Bucht von Pallanza ein ansehnliches Gefälle aufwies. Durch rückschreitende Erosion wurde im Verlaufe der Sobrioreifung schließlich die Melezza vom tieferliegenden Anzasystem angezapft. Daß die Anzapfung erst gegen Ende der Sobriophase erfolgte, zeigt sich darin, daß wir nirgends eine Stufe finden, die natürlich bei der plötzlich verminderten Wasserführung hätte stehenbleiben müssen. Andererseits schließe ich aus den offensichtlich tiefer liegenden Südterrassen im westlichen Teil, daß zu Ende der Phase bereits ein Abfluß nach W bestand, der in diesem Gebiet eine leichte Asymmetrie im Querprofil hervorrief. Wie bei der Anzapfung von Finero im späten

Bedretto mag auch bei dieser Toceanzapfung die erste Zeit nach der Flußableitung noch recht ruhig verlaufen sein. Während der Stufenersägung kann oberhalb der Stufe die Reifung des alten Talbodens noch weitergegangen sein. In dieser Zeit mag sich die flache Wasserscheide, die sich bei der Anzapfung des Toce unmittelbar östlich der Talachse befand, in einem fast ebenen Talabschnitt langsam gegen E bis nahe an den heutigen Abbruch in die Intragnatalung bei Gagnone verschoben haben. Der erste größere Nebenfluß der Ur-Melezza, die jetzige Melezza nördlich des Haupttals, wurde nun zum Hauptfluß des Taltorsos. Dieser blieb oberhalb der Melezzamündung ein totes Tal. Nach einer gewissen Anlaufzeit setzte die Tieferlegung des Tocetales rasch ein, und war einmal die Mündungsstufe zum Anzasystem über den alten Talquerschnitt Vigezzo–Bognanco hinaufversetzt, mußte im westlichen Teil des Vigezzo eine endgültige Talumkehr erfolgen, die um so mehr an Kraft gewann, als sich das Tocetal tiefer legte.

Zusammenfassung

- Das Sobriosystem bildete sich mit den bereits im Bedrettosystem bestehenden Einzugsgebieten bis fast zur vollen Reife aus.
- Gegen den Schluß dieser Phase erfolgte der Einbruch des Anzasystems und machte sich das Tocegebiet von Domodossola an aufwärts tributär. Damit war die aktuelle Entwässerung entstanden. Der vorerst langsame Angriff auf das Vigezzo äußert sich in der etwas tiefern Lage der Sobrio-S-Terrasse.
- Mit dem vollständigen Zerschneiden des alten Talquerschnittes bei Domodossola war der Weg für die Ausbildung eines neuen Eintiefungssystems ins Vigezzo occidentale frei: für das Intragnasystem.
- Die Anzapfung muß auf einer Sohlenhöhe erfolgt sein, die rund 700 m über dem heutigen Tocetalboden liegt.

Man mag nun einwenden, daß die weitere Entwicklung der voneinander unabhängig gewordenen Talsysteme allzu ungleich erfolgt sei:

	West	Ost
Höhe des Sobriobodens	1000 m	500 m
Eintiefung	700–750 m	250–300 m
Zum Vergleich: Sobrio-eintiefung ins Bedrettoniveau	250 m	250 m

Dem ist vor allem entgegenzuhalten, daß es sich bei der Sobrio-eintiefung um die Eintiefung eines Talmittellaufes mit geringem Gefälle handelte, die ihrem Betrag nach auch in einer langen Zeit nur gering sein konnte. Für die weitere Eintiefung in dieses Sobriosystem unterschieden sich der Melezza- und der Toceast nun ge-

waltig: größere Wasserführung und tiefere Basis im W, verminderte Wasserführung bei wenig veränderten Gefällsverhältnissen im E.

Weiter sprechen für den geschilderten Ablauf der Talgeschichte:

- Der außerordentlich tiefe Einschnitt des Isornotales bei seiner Mündung ins Tocetal steht in seltsamem Kontrast zu seinen Verebnungsflächen im Einzugsgebiet.
- Eine summarische Durchmusterung der Tocetalflanken ergibt, daß Verflachungen oberhalb Domodossola häufig vorhanden, jedoch auf der Strecke Domodossola-Anzascatalmündung sehr selten sind. Dies stimmt mit der Forderung überein, daß bei einer am Ende der Sobrioentwicklung erfolgten Toceanzapfung keine Terrassenreste älterer Systeme vorhanden sein dürfen, da sich das Gebiet im steilen Einzugsessel des anzapfenden Baches befand, dessen allfällige Terrassenreste nicht die Ausdehnung des heutigen Talzuges erreichten und der Ausräumung zum Opfer gefallen sind.

Hingegen sollten die Systeme vom Anzascatal an auswärts wieder verfolgbar sein.

Die oberhalb Domodossola liegenden Terrassen wären auf ihre Lage in bezug auf das Melezzatal genauer zu untersuchen, namentlich sollten aber die Talstufen als Relikte relativ rascher Tieferlegung verfolgt und datiert werden.

Das Intragnasystem

Vom Eintritt ins Tocetal an aufwärts bis fast zur Kante bei Gagnone läßt sich im Westteil ein weiteres Talsystem mit relativ breiten Terrassen verfolgen. Es reicht auf der N-Seite, bei Roncaldina (um 400 m) beginnend, bis Coimo (Kante 720 m). Auf der S-Seite beginnt es mit der ausgedehnten, gestuften Terrasse bei Trontano (360 m) und endet oberhalb Marone auf etwa 620 m. In dieser Eintiefung mit relativ breiter Sohle können wir die natürliche Folge eines Einspielens auf das sich tiefer legende Tocetal sehen, ohne daß wir zur Erklärung orogenetische Vorgänge benötigen. Immerhin liegen die untersten Terrassen beidseitig des Melezzo occidentale viel zu tief, um die Stufenmündung des Intragnaniveaus verkörpern zu können. Sie sind durch Eisüberarbeitung wesentlich tiefer gelegt worden. Ich habe deshalb den Intragnatalweg mit einer höhern Stufe im Tocetal enden lassen.

Im E-Teil des Talzuges beginnt das System zuerst nur wenige Meter über dem heutigen Flußbett unterhalb Malesco an der nördlichen Talseite und zieht sich mit Unterbrüchen gegen den Riegel von Olgia. Hier bildet das Riegelniveau den alten Talboden. Von Camedo weg liegen die Terrassenreste etwa auf der Höhe der Talstraße. Sie enden auf der Terrasse bei Intragna auf etwa 340 m Höhe und sind unterhalb der Talstufe nur noch bei Golino zu erkennen. Zweifellos hat sich das Intragnasystem mindestens teilweise durch rückschreitende Erosion in das Sobriosystem eingetieft. Rein glaziale Ausbildung ist sehr fraglich, da Glazialablagerungen tiefer liegen und der Talboden oberhalb des Riegels von Olgia mindestens Prä-

Würm, wenn nicht schon früher, tiefer lag als das Intragnaniveau. In seinem Gefälle scheinen sich zwei Stufen abzuzeichnen, eine unterhalb des Riegels von Olgia und eine andere hinter Intragna. Sein durchschnittliches Gefälle beträgt 24‰. Ob seine Ausbildung auf eine allgemeine Hebung in mehreren Phasen oder bloß auf eine erosive Tieferlegung des Mündungsgebietes zurückgeht, läßt sich nicht entscheiden.

GLETSCHERARBEIT

Bis jetzt haben wir die Entwicklung des Talzuges so beschrieben, als ob bei der Eintiefung der neuen Systeme wegen tektonischer Verstellungen des ganzen Gebirgskomplexes oder einzelner Teile davon – die jeweilen eine andere relative Stellung der Erosionsbasis zum bestehenden Talverlauf und seinem Längsprofil zur Folge hatten – nur das fließende Wasser und die allgemeine Denudation eine Rolle gespielt hätten. Glazialformen im Gebiet, wie Karnischen, Rundbuckel (Finero, Costa di Faedo), Schliffkehlen, und vor allen das viele erratische Ablagerungsmaterial zeigen, daß auch der Gletscherarbeit während der Eiszeiten ein wesentlicher Anteil an der Schaffung des Formenschatzes zukommt. Nun kann sich freilich wieder die Streitfrage erheben, welchen Anteil man der Gletscherarbeit bei der Schaffung des alpinen Reliefs zubilligen und welchen Anteil man dem fließenden Wasser und den anderen exogenen Kräften, wie etwa Wind und allgemeine Verwitterung, zuweisen will. Hier schwanken die Ansichten der verschiedenen Autoren ganz beträchtlich. Tatsächlich lassen sich sowohl für die erodierende wie auch für die konservierende Wirkung des Eises schlüssige Beispiele finden. Wer sich vor Augen hält, wie beispielsweise Tomahügel aus sehr lockerem Material nicht zerstört, sondern mit Grundmoräne überkleistert wurden, wer beobachtet, wie sich das Ende einer Gletscherzunge über eine Neuschneesicht hinwegbewegt, ohne diese sicherlich weiche Masse wegzuschieben, ist geneigt, der Gletscherarbeit jegliche Bedeutung abzuspochen. Wer anderseits massive Übertiefungen einzelner Talteile, die durch Wassererosion schlechthin nicht zu erklären sind, glazial geformte Querriegel und Rundhöckerfluren als besonders repräsentativ betrachtet, wer rezente und alte Moränenwälle beobachtet, ist versucht, dem Gletscher einen fast ausschließlichen Anteil an der Erosionsarbeit zuzuweisen.

Die verschieden starke Wirkung des Eises hängt offenbar sehr stark von den lokalen Verhältnissen ab, beispielsweise von Eismächtigkeit, Gefälle, Fließgeschwindigkeit, Form und Material des Untergrundes, Temperatur des Eises, Art und Menge des mitgeführten Gesteinsmaterials, Anwesenheit oder Fehlen von Schmelzwässern usw. Je nach dem Zusammenspielen dieser und weiterer Faktoren werden die verschiedenartigen, oft geradezu gegenteilig anmutenden Folgen der Eisbedeckung eines Gebietes verständlich. Es sollte deshalb nie aus einzelnen Glazialformen auf eine allgemein starke Überarbeitung eines ganzen Gebiets durch Gletscher geschlossen werden, so wenig man rein fluviatile Erosionsformen wie etwa

das Zerschneiden und Rückverlegen einer Mündungsstufe bei der Datierung von vornherein in eine gletscherfreie Zeit verlegen darf; denn es ist sehr leicht möglich, daß etwa unter einem Nebengletscher fließende Schmelzwässer, die sich unter dem Hauptgletscher mit dessen Schmelzwässern vereinigen, noch während der Vergletscherung des ganzen Gebietes die Mündungsstufe zum Haupttal zu zersägen vermögen. Für den Talzug Centovalli–Vigezzo stellt sich diese Streitfrage nun von vornherein nicht mit der gleichen Schärfe. Die Eisbedeckung während der Eiszeiten hat zwar eindeutige Spuren hinterlassen, die im westlichen und zentralen Teil sicher auf 1400–1500 m hinaufreichen, im E noch bis etwa 1200 m. Diese Spuren bestehen einerseits in einer sehr ausgedehnten Grundmoränenbedeckung, von der allerdings einschränkend gesagt werden muß, daß diese Ablagerungen nirgends ganz eindeutig ausgebildet und auf alle Fälle mit viel Gehängeschutt durchsetzt sind. Auch sind eindeutig geritzte Steine nur als größere Blöcke zu finden, die allerdings meist stark gerundet sind. Aus ihrer Hanglage darf aber sicher geschlossen werden, daß es sich nicht um primäre Flußgerölle handelt, sondern um glazial verschleppte Blöcke. Leiterratika, wie im nördlichen Alpenvorland, dürfen kaum erwartet werden, da die Gleichartigkeit der Gneise und Granite keine sichere Herkunftsbestimmung erlaubt.

Aus den tiefsten vorhandenen Moränenresten und der Obergrenze des Erraticums ergibt sich im Osten (Isornoschlucht bei Intragna) eine Eismächtigkeit von etwa 900 m. Ein solch mächtiger Gletscherstrom muß auch über ein entsprechendes Einzugs- und Nährgebiet verfügen. Ein Blick auf die Karte zeigt, daß dieses Einzugsgebiet im Talzuge mit seinen relativ geringen Seitenästen kaum zu finden ist. Gewiß deuten die Karnischen an den beiden Talflanken und in den Seitentälern darauf hin, daß eine lokale Vergletscherung bestanden haben mag. Einzelne kärgliche Reste von Wallmoränen (Alpe Rovina 1450 m, oberhalb Costa 1050 m) deuten solche Lokalvergletscherungen an. Größere Wallmoränen, die den Verlauf der Gletscherzunge andeuten, fehlen mit Ausnahme des Walles bei Corte dei Saboli aber ganz, sei es, weil sie längst verschleppt sind, sei es, weil sie gar nie deutlich vorhanden waren. Wir haben uns deshalb der schon von PENCK und BRÜCKNER vertretenen Auffassung anzuschließen, daß die Eisbedeckung des gesamten Talzuges nicht eine primäre Vergletscherung des Gebietes war, sondern zur Hauptsache auf die von beiden Seiten in den Längstalzug hineinstoßenden Gletscherzungen des Tessin- und des Tocegletschers zurückzuführen sei. Ein solches Totlaufen der Seitenarme vermag nun sicher weniger erodierende Arbeit zu leisten als ein gewaltig talauswärts strebender Gletscher. Ich halte namentlich eine wesentliche Tiefenerosion auf ein ausgeglichenes Längsprofil hin für unwahrscheinlich, billige aber der Gletscherarbeit im Gebiet eine gewisse seitliche Erweiterung einer bestehenden Rinne zu, die aber weniger in einer eigentlichen Aushobelung bestanden haben mag. Vielmehr halte ich ein Unterschneiden der Talhänge, ein Lockern des Gefüges der Wände, Massenbewegungen wie Sackungen, Rutschungen und kleinere Berg-

stürze in deren Folge für wahrscheinlich. Der Gletscher hätte demnach mehr Transportmittel für das Wegschaffen der schon zerrütteten Seitenwände gespielt, wodurch natürlich ebensogut eine glaziale Trogform entstehen kann wie durch reine Hobelwirkung des Gletschers. Es ist weiter zu beachten, daß bei einer großen Eiserosion auch die bereits bestehenden Terrassen bestimmt weit mehr zerstört worden wären. Die gerade sicher unter dem Eis liegenden Sobrioterrassen sind aber am besten erhalten. Wenn ich der Eisarbeit einen relativ kleinen Anteil an der Ausbildung der heutigen Form zubillige, so kann das nicht für den untersten Talabschnitt, das Pedemonte, gelten, das als breites Sohlental unvermittelt an der Stufe von Intragna endet und das kaum als fluviatile Form angesprochen werden kann. Hier lagen allerdings andere Verhältnisse vor, weil die Eisbewegung nicht einheitlich talaufwärts gerichtet war wie im Abschnitt oberhalb der Stufe von Intragna, sondern durch die wahrscheinlich mehrfachen Eistransfluenzen östlich und westlich des Salmone und durch Gletscher aus dem Onsernone–Vergeletto ein seitlicher Angriff auf das bestehende Tal ausgeführt wurde. Jedenfalls widerspricht die Breite des Tales, der kurze Lauf bis zum Maggiatal und das geringe Gefälle allen andern Beispielen für rückschreitende Erosion durch Flußarbeit bis zur Talstufe von Intragna. Ganz befriedigend läßt sich aber der plötzliche Abbruch im Hintergrund des Pedemonte auch durch Gletscherarbeit nicht erklären. Keines der übrigen Maggiaseitentäler weist eine Mündungsrückversetzung auf, so daß das Pedemonte als Unikum dasteht. Daß immerhin in unmittelbarer Umgebung tüchtige Eisarbeit geleistet wurde, zeigt die Rundbuckellandschaft bei Arcegno.

An eindeutiger Gletschererosion fehlt es auch in der Talmitte nicht ganz. Im Gebiet um den Übergang von Finero haben wir ganz deutliche Spuren von Eisarbeit:

Die glaziale Überarbeitung der Costa di Faedo ist auffällig, und Erratikum bis auf den Gipfelkamm belegt die Eisbedeckung. Auf der anderen Talseite fällt die Überarbeitung der Costa di Orsera auf, wo sich im Bereich der Bedrettoeste eine deutliche Schliffkehle ausgebildet hat. Eindeutig glazial überarbeitet ist der untere Teil der Costa delle Colmine mit ihren rundlichen Formen. Unmittelbar oberhalb des Dorfes Finero ist eine zerstörte Rundhöckerflur anzutreffen, die weiter unten (außerhalb des Gebietes) sich im Sporn von Provola und dem Mte. Castello weiterverfolgen läßt. Südlich des Riegels der Costa della Colmine beim Piano di Sale finden sich Gletscherkolke, die im Zusammenhang mit den anderen Anzeichen auf eine Eistransfluenz vom Centovalli her deuten. Rundliche Gerölle aus hellen Graniten auf dem Piano di Sale, die heute von den Rinnsalen der Hänge der Costa della Colmine verschleppt werden, sind eindeutig fremd und können nur glazial in diese Lagen gebracht worden sein. (Abb. 17.)

Es stellt sich sofort die Frage nach der Herkunft des Eises für die Transfluenz bei Finero, da Lokalvergletscherung als einziger Lieferant ausgeschlossen werden kann. An sich wäre ein Vordringen über den Paß sowohl durch einen Maggia-

gletscherarm als auch durch eine Zunge des Tocegletschers möglich. Die Entfernung der Maggiatalachse vom Piano di Sale beträgt 20 km, diejenige von der Toceachse 16 km. Die Eisbedeckung E reichte etwa auf 1200 m hinauf, im W auf 1500 m. Vom Toce her konnte das Eis, über das Ende des nördlichen Grenzgrates flutend, in den Talzug hinabstoßen, während ein Maggiaarm auf der ganzen Länge sich hätte aufwärts bewegen müssen. Dem Tocegletscher stand mit dem Erreichen des Hochtales von Sta. Maria ein breites Zungenbecken zu Verfügung, während im E die engere Talform doch einem Vorstoß größeren Widerstand entgegengesetzt haben mag, der den Gletscher an Stoßkraft einbüßen ließ. Es ist auch nicht zufällig, daß die einzigen deutlichen Glazialformen größeren Ausmaßes sich dort befinden, wo von W her die Costa di Faedo den Talquerschnitt empfindlich verkleinert. Aus diesen Gründen nehme ich an, daß die Gletscherspuren im Raume von Malesco von einer Zunge des Tocegletschers herrühren, der primär die Costa di Faedo überarbeitet hat und dann, von einer Maggiagletscherzunge am weiteren E-Streben gehindert, den Ausweg über den Piano di Sale gesucht hat, um in dieser Richtung den Anschluß an den Tessingletscher zu finden. Dieser Ansicht mag der Einwand entgegengehalten werden, daß ein tiefer liegender Maggiagletscherarm niemals den höhern Tocegletscher hätte aufhalten können. Doch braucht eine Maggiazunge nicht unbedingt tiefer gelegen zu haben. Es kann sich um einen stationären Zustand dieser Zunge gehandelt haben, die zudem durch die geringen Lokalvergletscherungen von Gridone und Pzo. di Ruscada örtlich erhöht war, ohne wesentlich in Bewegung zu sein. Es wäre demnach einer «statischen» Maggiazunge eine «dynamische» Tocezunge gegenüber gestanden, so daß wir diesem Tocearm praktisch den überragenden Anteil an glazial-erosiver Arbeit im Talzug zubilligen müssen. In der Tat finden sich die Spuren glazialer Überarbeitung in Kleinform praktisch alle im Raume von der Costa di Faedo nach Westen. Zur Erhärtung der Annahme des «dynamischen» Tocegletschers mögen folgende Überlegungen beitragen:

In der letzten Eiszeit befand sich der Maggiatalboden ungefähr auf gleicher Höhe wie der stark mit Alluvionen bedeckte Tocetalboden bei Domodossola. Der Tessingletscher wies jedoch bestimmt auf der Strecke von der Maggiamündung bis zur Bucht von Pallanza ein Gefälle auf, so daß der Tocegletscher – auf die Eisoberfläche bezogen – um mindestens 100 m tiefer einmündete. Umgekehrt stehen den 5 km Entfernung von der Centovalli-Achse bei Ponte Brolla bis zur Tessingletscher-Achse rund 35 km Entfernung von Domodossola bis zur Tessingletscher-Achse bei Pallanza gegenüber, die einen ähnlichen Höhenverlust bedingen wie beim Hauptgletscher von der Maggiamündung bis zur Bucht von Pallanza. Wir können deshalb für die beiden Enden des Talzuges für den Maggia- bzw. Tocegletscher gleiche Mündungsverhältnisse in bezug auf den Tessingletscher annehmen; allfällige Unterschiede in der absoluten Höhe der Gletscherstände im Toce- und Maggiatal müssen dann auf unterschiedliche Eismassen der beiden Gletscher-

systeme hindeuten. In der Tat reicht nun der Tocegletscher am nördlichen Grenzgrat auf rund 1500 m bei Corte dei Saboli hinauf (Abb. 15), während im E Gletscher Spuren kaum wesentlich über 1200 m reichen. Es wäre dem Maggiagletscherarm also noch eine Höhendifferenz von etwa 100 m an seiner Oberfläche verblieben, um die Schliffkehlen bei der Transfluenz über den Piano di Sale auszubilden, während dem Tocegletscher auf kürzerer Distanz 300 m mehr zu Verfügung standen. Ferner waren die Zuströme von N und S (Melezzakessel und Loanagebiet) wenn auch nicht riesig, so doch wesentlich mächtiger als die Zuströme aus den viel kleineren Ruscada- und Gridonegebieten zum Maggiaarm. Der über die Wasserscheide stoßende Tocearm mußte beim Zurückgehen seine Schmelzwässer nach E senden, wo aber der Maggiaarm den Ausgang versperrte. Es kam damit zu den Stauablagerungen hinter dem Riegel von Olgia.

DAS PROBLEM DER DATIERUNG

Um die geschilderten Vorgänge der sukzessiven Einschachtelung der Systeme und die Arbeit des Eises datieren zu können, müssen wir uns im Gebiet nach einer Schlüsselposition umsehen, in der wir einzelne Erscheinungen mit zeitlich sicherer Entstehung mit den allgemeinen Erscheinungen verknüpfen können. Eine solche Möglichkeit bietet sich im Talabschnitt vom Riegel bei Olgia bis hinauf nach Re und Malesco. Diese Gegend soll näher beschrieben werden.

Es sei vorausgeschickt, daß aus der Hypothese des Hinausstreichens des Talzuges ins Tocegebiet bis in die Zeit des reifen Sobriosystems eine Datierung im Sinne LAUTENSACHS mit der Trogschaffung in den Eiszeiten und der Eintiefung in den Interglazialen außer Betracht fällt. Es müßte ja in diesem Falle nahezu die ganze Tocetaleintiefung in einem einzigen Anlauf in der Schlußphase des Diluviums entstanden sein, was außer dem Bereich der Wahrscheinlichkeit liegt und zudem durch Moränenreste in Bacheinschnitten unterhalb der Intragnaterrassen deutlich widerlegt ist.

Bei Malesco schließt sich der Schuttkegel der Loana an denjenigen der Melezza an. Durch die Aufschotterung des Haupttales wurde die Mündung des Isornino stark verschleppt, und es münden an der gleichen Stelle drei Flößchen in die Melezza ein: Von N der Isornino, von S die kleine Riana, die das Haupttal von der Wasserscheide her entwässert, und dazu der mächtigste südliche Nebenfluß, die Loana. (Abb. 2.) Der Schuttkegel der Loana ist wesentlich höher als der auslaufende Schuttfächer der Melezza, so daß sich das Dorf Malesco in einer Art Terrassenlage befindet. Unter diesen Schuttkegeln hätten wir das Ausklingen des Intragnaniveaus zu suchen. Die Loana zieht sich heute am Westrand ihres Schuttkegels hin, die Nahtstelle der beiden Fächer als Rinne benutzend. Dies war nicht stets ihr Lauf, denn ein tiefer Einschnitt zieht sich heute vom untern Teil des Dorfes auf die jüngste Alluvionsfläche unterhalb des Dorfes hin und wurde früher als natürliche

Zufahrtslinie zum Dorf von der Straße benutzt. (Heute ist die unmittelbar oberhalb der Eisenbahnbrücke liegende ehemalige Straßenbrücke zerstört; die neue Straße führt weiter am linken Melezzaufer entlang und umfährt über eine neue Brücke das Dorf im Westen.) Im Dorf selbst ist die Rinne nicht mehr vorhanden, sei es durch ganz oder teilweise natürliche Zuschüttung. Der ganze Schuttkegel ist an seinem unteren Ende stark gestutzt und in verschiedenen Niveaus deutlich terrassiert. Die Gesamthöhe des terrassierten Fächers beträgt etwa 35 m. Ich möchte diese Erosionsterrassen in Zusammenhang bringen mit der Ausräumung der Akkumulationen im Gebiete oberhalb des Riegels von Olgia im Gefolge des Rückganges der letzten Vergletscherung. In die heute ausgeräumten Gebiete unterhalb Malesco haben kleinere Bäche sekundäre Schuttkegel eingelagert. Von Malesco bis zum Steg unterhalb Re fließt die Melezza auf einem Schotterbett. Bei der Station Re wird rechter Hand ein Schuttkegel angeschnitten, der vom Bächlein aus der Senke des Piano di Sale herrührt. Unterhalb des Steges von Re erreicht das Flußbett vorerst rechts das Anstehende. Hier finden sich unmittelbar über dem Flußbett Tone von geringer Mächtigkeit, die Fossilien führen. BALTZER fand darin unter anderem *Rhododendron ponticum* und fordert für die Ablagerungszeit ein wärmeres Klima. Das Flußbett muß also spätestens im letzten Interglazial bereits die gleiche Tiefe erreicht haben.

Etwas unterhalb, gegen die Brücke von Maglione zu, ist das Flußbett bereits etwa 10 m in das Anstehende eingetieft. (Abb. 23.) Auf dem rechten Ufer begleiten es Bänke einer rötlich-violetten Breccie, die stellenweise auch etwas gerundete Komponenten aufweist. Die Härte dieser Breccie ist außerordentlich groß: Nicht selten finden wir im Flußbett abgestürzte Blöcke bis zu 30 m³, die beim Sturz nicht zerbrochen sind. Mit Ausnahme eines kurzen Stückes oberhalb des Brückleins von Maglione und bei diesem selbst ist die Breccie nur rechts zu finden. An diesen Stellen reicht aber die Breccie auch links bis auf die Sohle hinunter (Abb. 24) und beweist das Bestehen eines Flußbettes vor der Ablagerung der Breccie auf der heutigen Höhe. Ganz klar wird dies beim Brücklein von Maglione selber, wo sich ein schluchtartiger Einschnitt in der Breccie gebildet hat.

Unterhalb des Brückleins beginnt wieder ein Abschnitt von etwas mehr als 1 km ohne anstehenden Fuß. Wir haben links den Schwemmkegel des Ortibaches, der die Melezza ganz an den Südhang drängt. Sein Fuß besteht aber zumindest flußabwärts aus sehr tonigen Schottern und Sanden. Sie deuten auf glaziale Herkunft, sind aber wegen des Fehlens gröberer Materials nicht in ursprünglicher Lagerung, sondern verschleppt.

Die Breccie selber taucht flußabwärts in höheren Lagen auf. Darunter finden sich wechselnd Lagen von Schotter, Schottermoräne und Tonen, die als Horizont für die kleinen Sickerquellen dienen. Diese liefern Wasser aus den schmalen Schotterterräßchen. Ob die Tone, die zum Teil in stark E-fallenden Schichten vom Fluß angeschnitten sind, unter die hangaufwärts erscheinenden Breccienreste greifen,

ist nicht auszumachen. Es könnte sich auch um Einlagerung in Erosionsnischen handeln. Auf alle Fälle sagt hier die Höhenlage nichts über die zeitliche Ablagerungsfolge aus. Der Übergang zwischen Moränenmaterial und Schottern ist stets fließend.

Das rechte Ufer wird nun zusehends steiler. Ein Schuttkegel aus dem R. del Motto überdeckt die ganzen Fluvioglazialablagerungen, die hier zusammen mit dem Schwemmkegel den alten Tallauf gänzlich verschüttet haben. Der Fluß hat sich epigenetisch links davon im Anstehenden eine tiefe V-förmige Rinne gegraben. Nach einer Strecke von 400 m erreicht er die Erweiterung bei Iselle di Olgia. Dieser Einschnitt, in den links zwei kleinere Bäche mit etwa 20 m Höhe in einem Wasserfällchen münden, ist eine junge epigenetische Bildung. Am untern Ende der Schluchtstrecke befindet sich ein altes Bogenbrücklein, der Ponte di Pioda, das an beiden Enden auf den anstehenden Fels aufsetzt. Der rechtsseitige Brückenkopf besteht aber nur noch aus einem zirka 10 m breiten Felssporn, der nach der rechten Talseite hin in Talrichtung unter Schottermoräne verschwindet, die teilweise von Tonbänken durchsetzt ist. Hier zog sich der ehemalige Flußlauf durch. Oberhalb dieses Niveaus liegt in der Mündung des R. del Ferro (R. del Molino auf der Siegfriedkarte) verfestigte Moräne der Rißeiszeit (PENCK). Sie befindet sich auf etwa 700 m, unter dem Absturz vom Sobrioniveau der A. Vacchereggio, am Gehänge des Intragnaniveaus im Bacheinschnitt. Sie bildet eine etwa 5 m hohe Wand und verschwindet links und rechts unter Schutt. Sie wurde offenbar von PENCK auf Grund ihrer Härte als Reißmoräne angesehen. Auf Grund ihrer Lage ist über das Alter nichts auszusagen.

Unterhalb der Epigenese treffen wir am rechten Talhang Ablagerungen von Schottern mit viel Glazialmaterial und darüber liegender Grundmoräne an. Ob die Schotter die Moränenschuttschicht unterlagern oder nur talseitig sich anlehnen, ist wegen der leichten Rückversetzung der oberen Aufschlüsse nirgends klar sichtbar. Rund 700 m unterhalb des R. del Ferro mündet der R. del Negro in die Melezza ein. (Abb. 18.) Melezza-abwärts stößt ein niedriger Felssporn von etwa 10 m Höhe mit Grundmoränenbedeckung ins leicht erweiterte Haupttal vor. Von dieser Mündung an ist die Melezza zunehmend gegen den Riegel von Olgia hin eingetieft, eine Schotterfläche von etwa 100–400 m Breite bis zum Eintritt in die Schlucht bildend. Linksseitig fallen die Felsen vom Intragnaniveau, auf dem Straße und Bahn liegen, steil ab. Während der rechtsseitige Felssporn die ehemalige Negromündung deutlich markiert, fehlt links das Anstehende. Es erscheint erst ungefähr 100 m rückwärts, am Fuße eine Mündungsstufe von etwa 20 m Höhe bildend. (Abb. 18.) Die ganze trichterförmige Mündungserweiterung ist auf dieser Strecke von den mächtigen Ablagerungen der Sande ausgefüllt, die an ihrer Vorderkante mit etwa 40 m Höhe die 600-m-Kurve erreichen. Am Fuße der zurückversetzten Mündungsstufe fanden sich noch vor mehreren Jahren ausgedehntere, heute recht kärgliche Reste einer ebenfalls roten Ablagerung, die aber, im Gegensatz zu den Breccien des Pte. Maglione, deutlich gerundete Komponenten aufweist. (Abb. 21, 22.)

Die Ablagerung ist von der gleichen außerordentlichen Härte. Sie lagert direkt dem glattgeschliffenen Felsen im Bachbett auf. Ihre Dicke beträgt maximal 50 cm. Die Erosion des heutigen R. del Negro behandelt Anstehendes und Ablagerung wie eine homogene Masse. Ich rechne diese Reste mit Sicherheit den Ablagerungen des Reißgletschers zu. Über diesen Moränen liegen bis 80 m hoch Sande, meist horizontal gelagert mit tonigen Zwischenlagen. (Abb. 19, 20.) An einzelnen Stellen weisen sie leichte Kreuzschichtung auf, auch kommen Verbiegungen kleineren Ausmaßes vor. In diesen sehr feinen Sanden finden sich Schnüre von sehr scharfkantigen Geröllen von Kirsch- bis maximal Faustgröße. Diese Sande sind so hart, daß sie senkrechte Wände bilden. Seit 1960 haben auch hier starke Erosionen stattgefunden, während oft jahrelang offenbar keine größeren Abstürze vorkommen, was die Tannen und Erlen, die sich auf kleinen Leisten angesiedelt haben, beweisen. Gegen den Nebenbach hin gehen die Abstürze der Sande in eine wilde Runsenlandschaft über, die an der Grenze der Begehbarkeit liegt. Oberhalb des kleinen Wasserfalles über dem Anstehenden treffen wir in scharfer Grenze auf die rötliche Breccie, die eine senkrechte Wand von etwa 30 m Höhe bildet. Während an der Grenze gegen das Liegende zu nur die etwa faustgroßen, scharfkantigen, nahezu würfelförmigen Komponenten zu finden sind, treten nach oben zunehmend größere, zum Teil gerundete Blöcke auf, unter denen sich erratisches Material bis zu Kubikmetergröße befindet. Nach Westen läuft das Breccienniveau aus auf A. di Tudia, welche das Sobrioniveau bildet. Hier ist die Oberfläche durch eine Schicht Grundmoränegehängeschutt gebildet. An einer der Vorbastionen des Breccienabsturzes findet sich oben noch ein Keil von Sanden.

Am ganzen linken Melezzaufer – von der Epigenese bei Ponte di Pioda bis zum Riegel – findet sich weder eine Spur von Sanden noch von der Breccie. Daraus ziehe ich den Schluß, daß an dieser Seite diese Ablagerungen überhaupt nie vorhanden gewesen sind, denn bei der Festigkeit der Ablagerungen am rechten Ufer müßten ähnlich verfestigte Ablagerungen sich auf der linken Talseite zumindest in geschützten Nischen erhalten haben. Diese einseitige Ablagerung läßt sich offenbar nur so erklären, daß das linke Ufer zur Ablagerungszeit gar nicht frei war. Als Überdeckung kommt nur Eis in Frage. Unterhalb des R. del Negro finden sich bis zum Grenzbach in entsprechender Höhe noch Fetzen der roten Breccie, die hier in 3–4 m dicken Lagen dem Anstehenden aufliegt. Auf dem Riegel selbst ist nichts mehr zu finden. Vergleicht man die mächtige Brecciendecke mit den Breccien beim Pte. di Maglione, so sind die Ablagerungen beim R. del Negro deutlich kantiger als die Flußbettbreccien. Auch scheint sich vom Pte. di Maglione an aufwärts eine Tendenz zu größerer Rundung abzuzeichnen, allerdings nicht ohne Partien mit sehr kantigem, grobblockigem Material. An einigen Stellen besitzt die Ablagerung am Flußbett fast Nagelfluhcharakter.

Es stellt sich nun die Frage nach der Herkunft dieser ausgedehnten Akkumulation an der rechten Talflanke. Verfolgt man heute die Anrißstellen der Wildbäche

von der Schweizer Grenze bis etwa auf die Höhe der A. Polunia im Westen, so ergibt sich fast überall eine starke Zerrüttung des Gesteins, das aus Peridotiten besteht, die stark braun angewittert und, besonders beim Riale del Motto, in voller Auflösung begriffen sind. Es bricht an einigen Stellen sogar meterweit unter der schwachen Grasnarbe heraus. Diese Gesteine bilden zumindest die festen Bestandteile der Breccienlagen und lieferten wohl auch den außerordentlich harten Zement der Breccie. Die weiter oben eingelagerten Blöcke glazialen Materials lassen sich nicht ohne weiteres nach ihrer Herkunft bestimmen. Die Flußbreccie bei Maglione ist zur Hauptsache ähnlicher Herkunft, muß aber noch glaziale Komponenten mitführen, besonders in ihrem Bereich flußaufwärts.

Niveaumäßig sei festgehalten: Die Altmoränen am Fuße der Mündungsstufe sind eindeutig unter dem Riegelniveau von Olgia, die Sande erreichen es in ihrem mittleren Teil. Die Breccie überschreitet es. Wie weit das Vorderende der Erosion zum Opfer gefallen ist, läßt sich nicht entscheiden. Es kann der Fuß der Brecciendecke gut unter das Niveau gereicht haben.

Von Bedeutung ist hier, daß ein ins Sobriogehänge zurückversetzter Flußlauf eine deutliche Mündungszerschneidung *unter* dem Intragnaniveau aufweist und daß am Ende dieses 100 m langen, wenig steilen Stückes eine Mündungsstufe steht, an deren Fuß wir auf dem Felsbett Altmoränenreste finden. Das bedeutet nun nichts anderes, als daß die Rißeiszeit das Intragnaniveau bereits eingetieft und mit rückversetzten Seitenbachmündungsstufen angetroffen hat. Wollen wir dem Intragnaniveau glaziale Ausbildung zuschreiben, so käme dafür spätestens die Mindelzeit in Frage. Eine Flußkerbung zur Anlage des Intragnatalles müßte demnach ins Günz-Mindel-Interglazial zu liegen kommen.

Wie aber kommt eine Eintiefung hinter einem Riegel zustande, zu der die Seitenbäche bereits ihre Mündungsstufen zurückverlegt haben? Doch wohl nur, wenn der sperrende Riegel bereits zersägt ist und der Talweg tiefergelegt ist. Es muß also die Kerbe im Intragnaniveau des Riegels von Olgia bereits so früh im Mindel-Riß-Interglazial zersägt worden sein, daß die Mündungsrückversetzung des R. del Negro auf dem heutigen Stand gewesen wäre. Der sich aufdrängende Schluß, daß zwei über das Gebiet gehende Eiszeiten, ein Interglazial und das ganze Postglazial zu keiner Niveaueintiefung um die Negromündung herum geführt hätten, ist zu folgenswer, um bloß aus den Beobachtungen dieser kleinen Ecke gezogen zu werden. Gehen wir nun aber wieder flußaufwärts, so kommen wir zur Epigenese von Ponte di Pioda bei Isella. Diese ist postglazial. Der alte Flußlauf auf gleicher Tiefe ist durch Glazialmaterial verstopft. Auch hier lag also das Flußbett zumindest vor der Würmvergletscherung auf gleichem Niveau, wenn auch nicht im gleichen Talweg. Beim Ponte di Maglione bietet sich das gleiche Bild: Ein bereits bestehendes Flußbett ist von der Breccie aufgefüllt worden; der rezente Flußlauf hat seinen Weg durch schluchtartige Neueintiefung im verstopften, alten Bett auf das alte Niveau gebracht.

Es stellt sich nun die Frage nach der Härte der Breccien. Da die Negrobreccien auf ihrer Oberfläche stellenweise glaziale Bedeckung aufweisen, möchte ich sie ins letzte Interglazial stellen. Damit weist aber auch der alte Talweg bei Ponte di Pioda ein größeres Alter auf (also mindestens frühes Riß-Würm-Interglazial), da er sonst nicht mit den Breccien hätte ausgefüllt werden können. Wahrscheinlich ist allerdings sogar hier eine Rückverschiebung, weil die Breccie glaziales stellenweise Material enthält, das eingeschleppt worden ist. Damit kämen wir ins frühe Post-Riß für die Breccien. Falls wir den von den Breccien ausgefüllten Talweg nicht als Untergletscher-Schmelzwasserrinne betrachten wollen, so kämen wir auch für diesen Talabschnitt zu Prä-Riß-Bildung für den aktuellen Talweg. Damit kämen die dahinterliegenden Tone ins große Mindel-Riß-Interglazial zu liegen.

Trotzdem ich dem Eis eine geringe Tiefenerosion zubillige, besonders in diesem Bereich des Talzuges mit dem stagnierenden Maggiaarm, scheint doch eine Abtragung von 0 m in zwei Eiszeiten eine etwas kühne Behauptung zu sein. Nun haben wir bloß zu berücksichtigen, daß sich unsere Betrachtungen nur auf die Lage des Talweges beziehen, daß damit aber nichts über die Ausräumung von Akkumulationen gesagt ist. Das Einschneiden des Flußbettes vollzieht sich ja stets zur Ausmerzung von Gefälleunstetigkeiten. Das Flußbett bleibt stationär, sobald solche Unstetigkeiten fehlen, es ergibt sich Akkumulation, sobald aus irgendeinem Grunde das Flußbett zu tief ist. Gerade solche Änderungen haben aber stattgefunden, wie beispielsweise die Verstopfung und die Epigenese bei Ponte di Pioda es beweisen.

Wir gehen von der tiefen Lage der Rißmoräne in der Negromündung und vom interglazialen Alter (Riß-Würm) der Negrobreccie und der Ponte-di-Maglione-Breccie aus, um Mutmaßungen anzustellen, wie sich die Entwicklung zeitlich gestaltet haben könnte.

1. Am Ende der Mindeleiszeit ist das Intragnaniveau als Trogform fertig ausgebildet und besitzt ein nicht sehr ausgeglichenes Gefälle; namentlich befindet sich eine Steilstelle oberhalb der Ribellascamündung, die vor Isella ausklingt.
2. Nach dem Eisfreiwerden setzt die Erosion zur Schaffung eines Gefällegleichgewichtes ein, einerseits von der Erosionsbasis im Pedemonte her, andererseits von der Ribellascamündung an aufwärts. Die ebensohlig mündende Ribellasca arbeitet an der weiteren Rückversetzung ihrer Stufe, die Melezza zersägt die Steile des Riegels von Olgia. Sie vermag einen ausgeglichenen Lauf bis hinter Re zu schaffen, der vorerst tief eingeschnitten ist. Der R. del Negro vermag sogar seine Mündungsstufe zurückzusetzen, der R. del Motto nicht mehr; bei den oberen Bächen ist die Eintiefung der Melezza nur klein, so daß kaum Veränderungen eintreten.

3. Die Reißzeit setzt ein. Der aus dem Maggiatal eindringende Gletscherarm überfährt den Riegel von unten und verstopft ihn. Akkumulationen vor dem Gletscherende schützen den Talweg vor weiterer Erosion.
4. Der Reißgletscher zieht sich zurück. An seiner Flanke lagern die nachfließenden Schmelzwässer des Tocegletschers die Sande des R. del Negro ab. Verschiedene Schotterniveaus bilden sich in Gletschnähe aus.
5. Der Gehängeschutt bildet in einer murgangartigen Massenbewegung die Brecciendecke beim R. del Negro und bei Ponte di Maglione. Die Nordflanke ist bei Re noch durch Eis geschützt. Bei Maglione ist die Masse der Breccie nur gering.
6. Die Erosion greift den verstopften Riegel von Olgia wieder von unten an und legt den Talweg frei. Der Raum hinter dem Riegel wird geräumt, ohne allzuweit vorzustoßen.
7. Im untern Talabschnitt stellt sich eine Abflußrinne auf der Schluchtkante ein.
8. Die letzte Vergletscherung setzt ein. Noch einmal wird der Riegel von Olgia und auch die Engstelle bei Ponte di Pioda verstopft.
9. Nach dem endgültigen Gletscherrückzug, der möglicherweise durch eine große Toteismasse hinausgezögert worden ist, setzt die Erosion wieder ein.

Im Unterlauf schneidet die Melezza die heutige Schlucht ein. Die Erosion schreitet einerseits über Ponte Ribellasca hinauf gegen die bereits bestehende Stufe der Ribellasca hin, nach rückwärts bleibt sie anderseits im Riegel von Olgia stecken, weil hier zuerst die Akkumulationen ausgeräumt werden müssen. Daher kommt es nur zu einer geringfügigen Eintiefung um die Negromündung herum.

Die Epigenese von Ponte di Pioda wird geschaffen und die Akkumulationen dahinter ausgeräumt. Es erfolgt auch die Zerschneidung der Breccienverstopfung bei Pte. di Maglione.

Die Verhältnisse im Mittel- und Westteil

Wir haben nun zu untersuchen, ob unsere Annahmen von der E-Seite her auch auf die W-Seite zutreffen.

In der Tat finden sich auch auf der Westseite beim Dorf Gagnone Breccien von ganz ähnlicher Härte. Sie stehen einmal in einem kleinen Rest östlich der Straße beim unteren Dorfeingang an. Die Hauptmasse bildet den steilen Absturz in der Talachse unterhalb der Brücke. Talauswärts lagern sich ihr am Fuße Moränenreste an. Wir dürfen also mit Vor-Würm-Entstehung der Breccie rechnen. Diese weist große Ähnlichkeit mit derjenigen bei Pte. di Maglione auf. Es könnte sich um bergsturzähnliche Bildungen im Gefolge des Gletscherrückganges (Reiß) handeln.

Wir sind im E auf das Mindelalter des Intragnaniveaus gekommen. Wenn wir auch nicht unbedingt gleichzeitige Entstehung des Intragnaniveaus im W annehmen müssen, so liegen doch Beweise für ein wesentlich größeres Alter als Würm für das Intragnaniveau vor: Auf der diesem Niveau entsprechenden Terrasse von

Trontano und von Verigo hat der R. Graia und weiter anschließend der R. Margologio die Terrassen weit zerschnitten und einen Teil seiner Mündungsstufe in die Gehänge oberhalb der Intragnaterrasse zurückverlegt. In beiden Bachhängen finden wir aber weit unter die Terrassenränder hinunter Moränenmaterial in situ, was mindestens die Prä-Würm-Zerschneidung der Mündungsstufen beweist. Auch die des Haupttales tragen über weite Strecken Grundmoränenbedeckung, und der Ostsporn der Mündung des Margologio besitzt bis weit unter die Terrassenkante eine Moränenkrone. Die alte, verlassene Talstraße, die am südlichen Talhang von Trontano an aufwärts führt, ist heute praktisch überall dort abgerutscht, wo sie in die moränenüberkleisterte Tallehne gebaut war. Sie befindet sich stellenweise bis 80 m unter der Terrassenkante, da sich von Marone an abwärts die Seitenbäche unter der Terrasse besser überbrücken ließen als die schluchtartigen Mündungszersägungen. Im R. Margologio befinden sich unterhalb von Verigo Moränenreste in der Schluchtwand. Ihr Fuß steht auf zirka 480 m Höhe. Dies beweist, daß schon während der letzten Vergletscherung der Melezzo occidentale unter dem Niveau der Terrasse von Trontano ins Tocetal mündete. Dadurch ist auch hier eine frühglaziale Annahme des Sobriosystems außerhalb aller Wahrscheinlichkeit gerückt: Es kämen auf die ersten zwei Interglaziale und Mindel- und Ribßglazial ein Einstufungsbetrag des Toce von rund 600 m, während auf das letzte Interglazial, die Würmeiszeit und das ganze Postglazial nur 100 m entfielen, ein Verhältnis, das wenig glaubhaft ist.

Die Schaffung der Sobrioterrassenränder im Mittelteil zwischen Sta. Maria und Druogno muß durch glaziale Eintiefung im Verlaufe aller Eiszeiten erfolgt sein. Sie mag ein Maß dafür abgeben, mit welchen Gletscherwirkungen wir für den ganzen Talzug rechnen können. Daß dieser Übertiefung, die der Größe nach 100 m kaum übersteigt, keine Flußerosion zugrunde gelegt werden kann, erhellt aus der Tatsache, daß die diesem Talteil zuströmenden Bäche nicht einmal imstande waren, ihr eigenes Geschiebe fortzuschaffen, deshalb den Trog mit ihren Schuttkegeln stark auffüllten und dazwischen ein sich nur mühsam entwässerndes Sumpfbereich schufen. Ich rücke deshalb die Ausbildung des Sobriosystems bis mindestens ins Spätpliozän, womit ich mich der Datierung ANNAHEIMS anschließe.

Die Ausbildungen können dann in folgende Zeiten gesetzt werden:

Pettanetto	Miozäne Primäranlagen
Bedretto	Frühpliozän
Sobrio	Spätpliozän
Intragna	spätestens Mindel
Schluchtleistensystem	(Ribß) Würm
Schluchtweg	Postglazial

Es bleibt die zeitlich andere Ansetzung der Systemausbildungen bei CANALE zu diskutieren, da das Onsernone–Vergeletto-Gebiet ja nicht wesentlich von dem Centovallitalzug abweichen sollte, dem es seit langem tributär ist.

CANALES Ansatzpunkt für eine Datierung ist das Sobriosystem, das er auf Grund seiner Trogform als Glazialform anspricht. Das ältere Bedretto- und das noch rudimentärere Pettanettosystem liegen auch bei ihm präglazial. Dafür muß er dann der weiteren Zerstörung des Sobriosystems eine recht lange Zeit einräumen und faßt zwei Eiszeiten zusammen, um das Intragnaniveau als Würmbildung zu betrachten. Es folgt die Annahme wesentlicher postglazialer Veränderungen, um die Schluchtleisten zeitlich unterbringen zu können. Zwingende Argumente dafür gibt es meines Erachtens nicht. Wenn CANALE einerseits die Tendenz besitzt, alle tieferen Systeme möglichst jung anzusetzen, damit sie in seinen Glazial-Sobrio-Boden hineinpassen, so habe ich andererseits die Tendenz, die unteren Systeme möglichst alt einzusetzen, damit mein Sobrioboden ins Tertiär gesetzt werden kann, weil sonst für die Toceentiefung unwahrscheinlich große Höhendifferenzen in unwahrscheinlich kurze Zeiten fallen müßten. Ohne Kenntnis und Anschluß der Vorlandablagerungen ist aber eine Datierung stets ein unsicheres Unterfangen. Immerhin scheint mir, daß bei gleicher Unsicherheit doch den aus Beobachtungen am Haupttal gezogenen Schlüssen die Priorität gegenüber dem Nebental einzuräumen sei.

ZUSAMMENFASSUNG UND SCHLUSSERGEBNISSE

1. Anhand der Terrassenreste wurden die alten Talsysteme rekonstruiert:
 - a) *Pettanettosystem*: Die Reste sind kärglich, die Rekonstruktion bleibt fraglich. Aus Analogie zu anderen Gebieten muß E-Entwässerung angenommen werden.
Alter: Wahrscheinlich miozäne Primäranlage des Talzuges.
 - b) *Bedrettosystem*: Die Reste sind besser ausgebildet. Das E-Gefälle von 16% deutet auf reifen Mittellauf.
Es umfaßt wegen des Ausstreichens ins Tocetal zwangsläufig das ganze Tocegebiet. Gegen Ende erfolgt ein Gebietsverlust an den Cannobino.
Alter: Wahrscheinlich Pliozän.
 - c) *Sobriosystem*: Es ist das bestausgebildete System mit Dorfterrassen. Das Gefälle beträgt 16%. Trogförmiger als seine Vorläufer, entwässert es bis zu seiner vollen Reife immer noch das gleiche Gebiet wie das Bedrettosystem. Gegen Ende der Periode erfolgt die Anzapfung durch ein altes Anzascasystem entlang dem heutigen Tocetal unterhalb Domodossola.
Durch die Tieferlegung des Talweges erfolgt ein Zerschneiden der Gehänge durch die Bäche. Dadurch nimmt der Charakter des Tales in seiner Flanken an Wildheit zu. Einen Eindruck vom Sobriotal vermittelt das heutige Tal um Sta. Maria Maggiore herum.
Alter: Spätpliozän.
 - d) *Intragnasystem*: Auf der W-Seite ist seine Ausbildung eine Folge der Tieferlegung des Tocetales. Es ist das erste System, das deutlich die heutige Ent-

wässerung zeigt. Seine reifste Ausbildung reicht bestimmt in die Zeit vor der Würmvergletscherung. Auf der *E-Seite* erfolgt, durch unbekannte Gründe ausgelöst, eine Eintiefung ins Sobriosystem mit leichten Versteilungen im Talweg. Ein «Talschluß» ist in der Gegend von Malesco unter den Alluvionen zu suchen. Das Gefälle beträgt 24‰.

Alter: Wenn es sich um eine glaziale Reifungsform handelt, fällt die Reifung spätestens ins Mindelglazial. Die fluviatile Erosionskerbe muß dementsprechend älter sein.

Durch die neuerliche Tieferlegung erfolgte eine Zerschneidung auch der Sobrioreste, die dem Tal trotz seines Alters ein sehr wildes Aussehen geben.

e) *Schlucht*: Eine rund 100 m tiefe Schlucht mit einer Schar von schmalen Leisten tiefte sich in den Intragnaboden ein, die Mündungsstufe bei Intragna zerschneidend und ebensohlig in das breite Pedemonte ausmündend.

Da wir uns auf der Straße und mit der Bahn auf der Schluchtkante bewegen, die Siedlungen aber meist oberhalb liegen, erweckt das Centovalli den Eindruck eines der zerklüftetesten Tessiner Täler, trotzdem es das älteste der Maggiaseitentäler ist.

Die Schlucht weist bis Pte. Ribellasca keine nennenswerten Gefällsstufen auf.

Alter: Erste Eintiefung in den Intragnaboden Mindel-Riß-Interglazial, letzte Eintiefung zum heutigen Talweg postglazial.

Die ganze Talanlage läuft auf der alten Störung der Tonalelinie in der Wurzelzone der penninischen Decken. Noch heute wirken sich die Störungen in einer starken Klüftung des Gesteins und in Massenbewegungen aus, wobei Bergstürze selten sind (Bordei). Sackungen ganzer Hänge mit Nackentälchen finden sich häufig, ebenso kleinere Felsstürze im Schluchtbereich. Auffällig ist die stellenweise vollständige Auflösung der Gehänge, so im Anriß bei Travello.

Das Herausstreichen der Terrassenreste über die Talwasserscheide gegen das Tocetal zu führt zu der Überzeugung, daß der heutige Talzug der Torso eines enthaupteten, alten Systems ist, der das ganze Toce-Einzugsgebiet oberhalb von Domodossola mit umfaßte. Die Abtrennung des mächtigen Einzugsgebietes führte zu einer Rückverlegung der Wasserscheide im Talzug selbst. Im Bereiche dieser Wasserscheide haben wir ein glazial nur wenig umgeformtes Relikt des Sobriotales vor uns.

Die Tieferlegung des Tocetalbodens um rund 700 m seit der Ableitung widerspricht – bei Datierung des Sobrio ins späte Pliozän – nicht den Befunden in anderen Tälern mit vergleichbar intensiver Gletscherarbeit. Als Grund zur Anzapfung wird die größere Reliefenergie Richtung Pallanza angenommen.

2. Durch Untersuchung der Ablagerungen oberhalb des Riegels von Olgia wird das Intragnaniveau als Vor-Riß-Niveau datiert. Damit könnten die drei älteren Systeme alle als präglazial angesehen werden.

3. Somit rückt die vermutete Toce-Anzapfung ebenfalls ungefähr ins späte Pliozän und gewinnt bedeutend an Wahrscheinlichkeit.
4. Die Lokalvergletscherung war, der Höhenlage entsprechend, klein. Die Eisarbeit ist, mit anderen Tälern verglichen, als äußerst gering zu betrachten. Kleinformen wurden durch eine Toce-Eiskonfluenz über die Einsattelung im Südgrat bei Finero geschaffen. Nahezu bewegungslose Eismassen müssen von E das Tal bis hinter Olgia bedeckt haben. Ein dynamischer Arm des Tocegletschers floß, die W-Ausläufer des Nordgrates bis 1500 m überarbeitend, durch das Hochtal, den Sobriotalboden leicht übertiefend gegen den Maggiaarm zu, überarbeitete die Costa di Faedo und stieß hier mit dem Maggiaeis zusammen. Er wich nach S aus und überfloß die Senke des Piano di Sale bei Finero, um durch das V. Cannobina den Tessingletscher zu erreichen. Von E her stieß ein Maggiagletscherarm bis zum geschilderten Tocegletscherarm vor, dort als träge Eismasse liegen bleibend und den Talboden und die Gehänge eher konservierend als zerstörend. Hier ist der heutige Talweg der Melezza wieder auf dem Vor-Riß-Niveau, und die ganze Erosion wirkte sich bloß in der Ausräumung verschütteter Talwege und in der Bildung einer Flußumleitung bei Ponte di Pioda aus.
5. Der Ur-Melezza war bis zur Mitte des Bedrettosystems auch der Oberlauf des Cannobino bis Finero tributär, dessen Wasser sich bei der Einsattelung des Piano di Sale bei Finero ins Melezzatal ergossen. Als Grund dieser Anzapfung müssen nicht unbedingt tektonische Veränderungen eingetreten sein. Die größere Reliefenergie auf der Seite des Langensees genügt zur Erklärung.