

STUDIEN ZUR GEOMORPHOGENESE DER SÜDALPEN ZWISCHEN ST. GOTTHARD UND ALPENRAND

Von HANS ANNAHEIM, Basel

Mit 11 Figuren und 8 Abbildungen

Einleitung

Der geomorphologisch orientierten Hochgebirgsforschung sind zwei Hauptfragen gestellt: Einmal soll die jungtertiäre Formenentwicklung vom Abschlusse der tektonogenetischen Prozesse bis zum Eintritt des Eiszeitalters abgeklärt, und sodann die weitere Ausgestaltung des Reliefs unter der Einwirkung von Fluß- und Eisarbeit während des Pleistozäns genetisch erfaßt werden. Die relativ intensive morphologische Durchforschung des Tessingebietes von den Talwurzeln bis zum Alpenrand während der letzten Jahre erlaubt es nun, eine grundsätzliche Beantwortung der beiden Fragenkomplexe mit mehr Aussicht auf Erfolg als noch vor einem Jahrzehnt zu versuchen. Eine Ueberprüfung der Ergebnisse der neuern Einzeluntersuchungen zusammen mit jenen der älteren Arbeiten erwies sich deshalb als besonders wünschenswert, weil manche Auffassungen der verschiedenen Autoren gewisse, für den Fortgang der Forschung eher hinderliche Divergenzen aufweisen, welche teilweise lediglich durch die Verschiedenartigkeit der Untersuchungsgebiete — Sopra- und Sottoceneri — bedingt zu sein scheinen.

Wenn im folgenden versucht wird, die wichtigsten morphogenetischen Fragenkomplexe auf Grund der bisherigen Forschungen, eigener Beobachtungen aus den Jahren 1928 bis 1943 und neuartiger chronologischer Einsichten für unsern Alpenraum zu untersuchen und damit der künftigen Forschung eine breitere Grundlage zum Weiterbau zu vermitteln, so sind wir uns bewußt, daß die zur Verfügung stehenden Vorarbeiten einer umfassenden und ins einzelne vordringenden Abklärung vorläufig noch gewisse Grenzen stecken. Während das Valle Verzasca und das Luganese relativ eingehend durchforscht sind¹, mangeln für viele Teile des übrigen Gebietes einläßliche Angaben. Demzufolge sind auch die entworfenen Kartenskizzen in ihren verschiedenen Teilen von ungleichem Gewichte; sie verfolgen lediglich den Zweck, die Uebersicht zu erleichtern und offene Fragen vielleicht deutlicher als bisher erkennen zu lassen. Andererseits dürfte unsern talgeschichtlichen Ergebnissen deswegen allgemeinere Bedeutung zukommen, weil gerade im Tessin die pliozänen Vorlandsedimente eine stratigraphische Fundierung der Formenentwicklung ermöglichen. Nicht selten mußten wir uns mit vorläufigen Hinweisen begnügen, tauchen doch mit jedem weitem Eindringen in die prächtige alpine Formenwelt neue Problemkomplexe auf, deren letzte Klärung das Ziel künftiger Forschung sein wird. «Vor immer größere Aufgaben, immer verwickeltere Verhältnisse stellt uns dieses rätselhafte Gebirge, je mehr wir uns mit ihm befassen; doch nur mit verstärktem Reiz lockt es den grübelnden Sinn.» (J. SÖLCH 1923.)

Durch die Uebertiefungslehre von A. PENCK und W. M. DAVIS angeregt, hatte um die Jahrhundertwende intensivere Forschungsarbeit auch im Tessin eingesetzt². Nachdem DAVIS die Hängetäler der Umgebung von Biasca als erster scharfsinnig beobachtet und durch glaziale Uebertiefung zu deuten versucht und A. PENCK in den «Alpen im Eiszeitalter» die Uebertiefungsformen des Tessintales bis hinaus an den Alpenrand im Ueberblick geschildert hatte, erschien 1912 der grundlegende und in seiner klaren Konzeption bestechende Interpretationsversuch von H. LAUTENSACH. Auf Grund der eingehend erkundeten pleistozänen Eisstromverhältnisse gelangte LAUTENSACH zu einer eindrucklichen Deutung des gesamten Formenschatzes der Täler unter den Trogschultern, den er im wesentlichen als ein Werk der eiszeitlichen Gletscher auffaßte. In einer kleinern Arbeit beschrieb er die Seebecken des Sopraceneri; einige von ihnen hatte schon vorher E. J. GARWOOD als Gegner der Uebertiefungs-

¹ In beiden Gebieten wurden zur Analyse Querprofile mit einem Abstand von $\frac{1}{2}$ bis 1 km benutzt.

² Ueber die ältere Literatur vgl. LAUTENSACH, 50.

lehre untersucht. P. PATRINI versuchte die Terrassensysteme LAUTENSACHS durch die Langenseefurche zum Alpenrande zu verfolgen. Für diese südlicheren Abschnitte gab T. TARAMELLI manche auch morphologisch bedeutsame Hinweise, wobei er namentlich der Entwicklungsgeschichte des Talnetzes seine Aufmerksamkeit schenkte.

Nach längerem Unterbruche der Forschungsarbeit erschienen in dem letzten Jahrzehnt fast gleichzeitig und unabhängig voneinander die eingehenden Untersuchungen von F. GYGAX über die Morphologie des Valle Verzasca, von SÖLCH über das Tessintal und das insubrische Seengebiet im Rahmen seiner weitgespannten Erkundungen zwischen Oetzthal und St. Gotthard und vom Schreibenden über das Luganerseegebiet. P. BRUNNER befaßte sich in einer kleinen Arbeit mit dem Tresagebiet. Während GYGAX und der Schreibende der glazialen Formschöpfung ein nicht zu geringes Gewicht beimessen, vermag sie SÖLCH, der an den Anschauungen von L. RÜTIMEYER und A. HEIM anknüpft, nur als wenig einflußreich zu bewerten.

Der geologischen Forschung verdanken wir neben zahlreichen Hinweisen auf lokale morphologische Verhältnisse namentlich unsere Kenntnisse der tertiären und pleistozänen Bildungen des Alpenvorlandes, welche von besonderer Bedeutung für die Talgeschichte sind, ermöglichen sie doch eine stratigraphische Koordinierung der Taleintiefung. Neben den ältern Arbeiten von S. BLUMER, A. HEIM und C. SCHMIDT sind für unsere Zwecke namentlich die neuern Untersuchungen von A. BUXTORF und L. VONDERSCHMITT über das Pliozän im Mendrisiotto und von L. G. NANGERONI über die Pleistozänbildungen des Varesino wichtig.

I. Die Haupteintiefungsphasen und ihre Koordinierung

A. DIE EINTIEFUNGSSYSTEME

LAUTENSACH hat als erster im Sopraceneri drei ausgeprägte, allgemeine Terrassensysteme festgestellt. Unter den oft breiten Hochverflachungen des Pettanetto-Systems³ erscheinen die häufig als Trogschultern ausgebildeten Flächen des Bedretto-Systems und endlich, in den Taltrog eingeschaltet, die Leisten des Sobriio-Niveaus. Reste weiterer Leistenfolgen sind nach LAUTENSACH wohl noch zu beobachten, aber nur noch lokal verbreitet. Wenn auch im einzelnen die Zuweisung der Terrassenflächen zu den genannten Leistensystemen, wie sie LAUTENSACH vorgenommen hat, nicht überall bestätigt werden kann, so ändert dies nichts an der Tatsache ihres Vorhandenseins; zahlreiche Geologen haben sie für ihre begrenzten Aufnahmegebiete bestätigt, GYGAX hat sie im Verzascatal gut ausgeprägt gefunden, und eigene Kontrollen gelangten immer wieder zu ihrer Feststellung.

Die Eintiefungseinheiten in Sottoceneri. Im Luganerseegebiete hat der Schreibende innerhalb einer reich gestuften und besser als im Sopraceneri erhaltenen Taltreppenlandschaft drei besonders gut ausgeprägte Terrassenniveaus beobachtet und kartographisch dargestellt (3). Es sind dies von oben nach unten das in Hochverflachungen prächtig erhaltene Arbostora-System, das Barro-System und endlich das tief liegende Pura-System. Außer diesen drei Hauptniveaus konnten die Reste von weiteren 13, mehr oder minder ausgeprägt erhaltenen Eintiefungseinheiten nachgewiesen werden.

Wenn wir uns nicht mit der Untersuchung einiger Hauptniveaus begnügen, sondern die Gesamtheit der Eintiefungsreste zu erfassen strebten, so wollten wir damit der Gefahr einer willkürlichen Auswahl und damit Koordinierung der Formengruppen begegnen. Wohl bringt ein abgekürztes Aufnahmeverfahren mit geringerer Mühe und weit rascher gewisse Resultate; allzuoft halten diese aber einer eingehenden Ueberprüfung nicht stand, und wir möchten diese zum vorneherein auf kurzschlüssiges Arbeiten eingestellte Methode geradezu dafür verantwortlich machen, daß es heute der Alpenmorphologie noch weithin an sicheren Ergebnissen gebricht. Außerdem lassen sich die Feinheiten der Talbildungsprozesse nur durch die Erfassung der Gesamtheit der Formen erkennen. Daher können wir H. v. WOLF nicht beistimmen, wenn er vor einer zu weitgehenden Differenzierung der Niveaus warnen zu müssen glaubt; die Gefahr unzulässiger Vereinfachung, welche schiefe Bilder erzeugt, ist u. E. weitaus beträchtlicher. Dagegen pflichten wir seiner Forderung bei, die Formen nicht «nach ihrer Zahl, sondern nach ihrem Werte» zu bemessen und eine Sichtung in Hauptniveaus und Formen untergeordneter Bedeutung vorzunehmen, wodurch erst ein Vergleich mit Nachbarräumen möglich wird.

Aus Beschreibung und Terrassenkarte (3) geht deutlich hervor, daß die Eintiefungseinheiten des Luganese ungleiche Verbreitungsbereiche und differenzierte genetische

³ Die Bezeichnung ist nicht gerade glücklich, da sie für einen Vorgipfel des Pizzo Pettine (neuere Schreibweise für Pettano) gilt. Die schöne Hochverflachung in 2000 m Höhe heißt Steng (über Catto). Vgl. LAUTENSACH, 50, S. 53.

und landschaftliche Bedeutung besitzen; die nachstehende tabellarische Uebersicht, welche die Systeme nach Talgebieten (Verbreitung) und Formcharakter kennzeichnet, mag dies verdeutlichen.

Zunächst fällt die reich gegliederte Systemtreppe in den hintersten Talkammern auf, wie namentlich im Val di Colla, im Gebiet von Intelvi und auch im auf der Tabelle nicht ausgesonderten Flußgebiete der Magliasina; dagegen ist die Vielstufigkeit im Vedeggiogebiet nur scheinbar, da sich die vermerkten Phasen auf die beiden Talabschnitte ober- und unterhalb Taverne verteilen; zwischen Ceneri und Taverne sind namentlich die höchsten Systeme erhalten, während sie im untern Talraume abgetragen wurden und dafür die tiefern Systeme beherrschend auftreten. Der Mangel höchster luganesischer Systeme im Val d'Isonne ist durch die unstetige Talgestichte bedingt, ist dieses Tal doch erst seit Ausbildung des Arbostora-Systems mit dem Einzugsgebiet des Vedeggio verknüpft. In den alpenrandnahen Talstrecken sind die tiefen Niveaus nicht mehr eruierbar, da sie vernichtet oder durch die gewaltigen pleistozänen Aufschüttungen verhüllt sind.

Von größerer Bedeutung ist die Bewertung der einzelnen Eintiefungseinheiten. Es ergibt sich folgende Niveau-Differenzierung:

1. Die obersten Systeme 1—4 sind nur in den höchsten Gebirgsteilen erhalten (Val di Colla, Cenerigebiet, Monte Generoso).

Verbreitung und Formcharakter der Systeme im Luganese

System	Einzugsgebiete								
	Cassarate				Mara	Muggio	Vedeggio		
	Colla Capriasca	Val Cassarate	Porlezza ⁴	Ur-Cassarate ⁵			Val d'Isonne	Val Vedeggio	Tresa
1	Z ⁶							Z	
2	Z					S			
3	S		S			H			
4	S		Z					Z	Z
5	S		Z					S	
6 } Arbostora-System	S	Z		H			S	H	S
7 }	Z, L		H	S	Z	H	Z	S	
8 Arla-System	L	S	Z	S		L		S	Z
9 }	Z	Z	Z	S		S			S
10 } Barro-System	S	H	L	L	L	Z	L	L	S
11	Z	Z	Z	Z	Z				
12 Ardena-System	S	L		Z	S		S	S	S
13	Z								
14 Albonago-System	S	L	S	Z	Z		Z	S	S
15	V	Z	Z						
16 Pura-System		H	V				S	H	L

⁴ Valle Intelvi und Val Solda; im Porlezza-Seetale selbst sind nur wenige Reste erhalten.

⁵ Ur-Cassarate-Talung: Lugano—Brenno—Arcisate.

⁶ Bedeutung der Abkürzungszeichen: L = Leitsystem mit guten Restreihen. H = Hauptsystem mit landschaftlich beherrschenden Resten. S = Gut erhaltenes System. Z = Zwischen- oder Nebensystem mit lückenhaften Formresten. V = Nur als vollaktive Flachstrecke erhaltene Phase.

Es wurden nur solche Talsysteme berücksichtigt, welche durch eine Vielzahl von Formresten vertreten sind. Lediglich mit Hilfe der Abstandstypik zugewiesene Simse in kleiner Anzahl wurden außer acht gelassen.

2. Erst mit der Arbostora-Systemgruppe (5—6—7), deren höchste und tiefste Flachreste eine maximale Amplitude von 140 m aufweisen, tritt eine Eintiefungsphase auf, welche in prächtigen Kamm-, Hang- und Flachformen im ganzen Gebiete lückenlos zu verfolgen ist. Die drei Systeme gehören dem Formtyp der sanft reliefierten Mittelgebirgslandschaft der Höhenregion an, welchen sie gegen die versteilten Talflanken als Basalniveau begrenzen. Sie treten häufig vikarierend auf: Das eigentliche Arbostora-System (6) ist beherrschendes Niveau im Raume des Seetales von Lugano bis Arcisate und im Vedeggiotal. Im Val Capriasca ist es wohl vorhanden, doch erscheint hier das tiefere Niveau 7 als Leitform, welche dann auch im Valle Intelvi die Grundfläche der sanften Gebirgslandschaft bildet; auch im Valle di Muggio ist dieses System das Hauptniveau. Die weiche Kammlandschaft um Monte Bigorio — Monte Beglio im W des Val Capriasca wird gegen unten durch die Formen der Systeme 5 und 7 begrenzt. Form- und Erhaltungscharakter erweisen alle drei Eintiefungsphasen als Unterteilungen eines einzigen Talbildungskomplexes.

3. Das Barro-System ist im ganzen Luganese als Leit- oder Hauptsystem vertreten, zu dem in engster räumlicher und genetischer Beziehung die Reste des ca. 50 m höheren Systems 9 treten, welches im untern Malcantone großflächig entwickelt ist. Wir fassen beide Einheiten als ein gedoppeltes Hauptsystem auf.

4. Als tiefste, wiederum in Leit- und Hauptniveaus ausgebildete Phase erscheint das Pura-System, welches allerdings noch nicht bis in die obersten Talenden vorgedrungen und gegen den Alpenrand durch die pleistozänen Akkumulationen verhüllt ist.

5. Außer den drei Leitsystemen lassen sich die Zwischensysteme 8, 12 und 14 im ganzen Luganese feststellen. Die Eintiefungseinheiten 11, 13 und 15 sind dagegen lediglich lokal ausgebildet oder erhalten und wurden im wesentlichen in Verbindung mit den Leitsystemen und auf Grund der Abstandstypik eingeordnet. Die genetische Deutung mancher dieser Formen ist noch nicht hinreichend sicher; nur detaillierte Kartierungsaufnahmen vermögen weitere Abklärung zu bringen.

Demnach besitzen folgende sechs Eintiefungsniveaus im Luganese regionale Bedeutung:

	Mittlere Abstände
Arbostora-Systemgruppe (5—6—7) ⁷	120 m
Arla-Zwischensystem (8)	100 m
Barro-Systemgruppe (9—10)	70 m
Ardena-Zwischensystem (12)	50 m
Albonago-Zwischensystem (14)	50 m
Pura-System	50 m

SÖLCH hat sich in seinem genannten Werke auch mit dem Tessingebiete beschäftigt. Er erkennt im Sottoceneri unter drei hohen Restgruppen das Arbostora-System («Brena-System»), ohne allerdings zu bemerken, daß es sich zum Monte Arbostora und Monte Piambello absenkt. Seine weiteren Darlegungen beweisen, daß es in einem so manigfach ziselierten Berglande, wie es das Luganese darstellt, unmöglich ist, durch kursorische Begehungen zu einer richtigen Erfassung der Eintiefungsformen zu gelangen. Er verfolgt ein «Caslano-System» vom Monte Ceneri zum Caslanerberg über eine Anzahl besonders auffallende, ungefähr im selben Horizont liegende Verebnungen. In Wirklichkeit gehören die betreffenden Flächenreste den 4 großen untern Eintiefungsphasen an. Auch das «Origlio-System» entspricht nicht den tatsächlichen Verhältnissen. Dies gilt auch für die Darlegungen SÖLCHs über die mutmaßliche Führung der Niveaus im Sopraceneri, wo er die Beobachtungen LAUTENSACHs u. E. zu wenig würdigt. Die hier vorgenommenen Verknüpfungen weit entfernter Terrassen auf Grund eines supponierten Durchschnittsgefälles⁸ leiden auch daran, daß nicht wenige der angegebenen Gefällswerte unrichtig sind⁹. Damit verlieren auch die Altersangaben und die darauf fußenden Folgerungen

⁷ Diese Bezeichnungen sind nach auffälligen Systemresten gewählt: Monte Arbostora N Morcote, Terrasse von Arla im Val di Colla, Barroberg bei Taverna, Ardena SO Ponte-Tresa, Albonago am Monte Brè, Pura N Ponte-Tresa.

⁸ Wenn SÖLCH zum Beispiel die Terrassen der Leventina mit Hilfe der rezenten Gefällswerte einzuordnen versucht, so kann er unmöglich zu überzeugenden Ergebnissen gelangen, sind doch die Niveaus nachträglich versteilt worden.

⁹ S. 80 zum Beispiel einige unrichtige, um die Hälfte zu niedrige Angaben. Weiter sei darauf aufmerksam gemacht, daß die Tiefenzahlen für den Agnosce falsch sind (S. 9). S. 78 wird LAUTENSACH sinnwidrig zitiert.

ihr Gewicht. Auf weitere Ausführungen SÖLCHs, der auf Grund seiner umfassenden Kenntnisse der alpinen Formenwelt manche Einzelercheinung namentlich des Sopraceneri treffend beurteilt, sei später eingetreten.

B. DIE SYSTEMHÖHEN AM ALPENRANDE

Die Koordinierung der Eintiefungseinheiten des Tessin- und Ceresiogebietes wäre leicht, wenn ein direkter Zusammenhang der fluvialen Bereiche, wie er heute besteht, seit jeher vorhanden gewesen wäre. Dies ist jedoch nicht der Fall. Erst das Pura-System des Vedeggiotales wandte sich durch die Tresafurche nach W. Zur Zeit des Barro-Systems entwässerte der Vedeggio über die Senke von Marchirolo zum Valcuvia und erreichte erst in der Gegend von Gemono-Arolo die Tessintalung, während das Ur-Cassaratal bei Brenno ins Alpenvorland auslief. Eine gleichartige Anlage der Haupttalfurchen dürfen wir auf Grund der morphologischen Tatsachen auch für das Arbostora-Niveau annehmen, während sich für die höchsten Systeme mit ihren mehr isolierten Resten keine Haupttälzue mit Sicherheit rekonstruieren lassen.

Allerdings vermutet TARAMELLI (96) eine ursprüngliche Fortsetzung des Tessintales durch die tiefe Lücke des Ceneripasses, während er das Verzascatal als oberste Stammfurche der Langenseetalung supponiert. HEIM (38) übernimmt diese Auffassung, möchte aber auf Grund der eigenartigen Richtung der Ceneritalung auch die Valle Verzasca durch diese Furche führen. Gegen diese alte, auch von SÖLCH wieder aufgegriffene Hypothese sprechen mehrere morphologische Befunde:

1. Unter den Troghängen der Ceneritalung sind zwischen der Paßhöhe und Camignolo wenig über dem Talboden einige Terrassen erhalten, welche sich zwei tiefen Leistensystemen (Abstand ca. 30—40 m, unter 600 m ü. M.) zuordnen lassen, die anscheinend beide mit Flachresten am Abschwung der Mündungsstufe des Val d'Isonne zusammenhängen. Das tiefer der beiden rundgebuckelten Leistensysteme scheint talauf in die Paßhöhe auszulaufen, deren Trogform in höhere Eckfluren eingeschnitten ist (6, S. 126 f., Systeme 17 und 19). Dagegen setzen sich diese Niveaus an den Abhängen des Tessintales nicht fort.

2. Die beiden Niveaus liegen unter dem Pura-System, welches bei Camignolo durch die Mündungsplattform des Val d'Isonne markiert wird. Der Talboden des Tessintales, welcher das gleiche Alter wie das Pura-System des Luganese besitzt (vgl. S. 73 ff.), liegt aber bei Locarno—Giubiasco über 100 m tiefer als die Cenerihöhe: Gut erkennbar streichen die Terrassen des Sobrio-Systems am Südhang des Tales unter der Paßhöhe hindurch, und noch tiefer müßten jene Leistenreihen hier liegen, welche den beiden untern Niveaus südlich der Ceneri-Paßhöhe entsprechen. Da der Pura-Boden präglaziales Alter besitzt, ist es wahrscheinlich, daß diese beiden Leistenordnungen unter glazialen Einfluß entstanden sind.

3. Schon die außerordentliche Breite der Längstalung Bellinzona—Locarno — namentlich auch im Vergleich mit dem engen Durchlaß der Cenerilücke — dürfte auf das beträchtliche Alter der Talstrecke hinweisen¹⁰; dies wird außerdem durch die prächtigen Terrassensysteme, welche das Tessin-Längstal beidseits begleiten, direkt bewiesen. Die hohen Schulterflächen des Bedretto-Niveaus sind linksseitig in größter Klarheit vom Seetale bis zur Cenerilücke hinauf und auch rechtsseitig deutlich ausgebildet, wenn sie auch gerade zwischen Maggiabucht und Verzascamündung teilweise stark reduziert sind. Wenn daher das obere Tessingebiet wirklich einmal über die Cenerilinie entwässert haben sollte, so müßte dies in einer sehr frühen Periode der Talentwicklung erfolgt sein; da mit dieser Annahme aber der heutige Einschnitt nicht erklärt würde, verliert die alte Stammtal-Hypothese jedes wissenschaftliche Interesse.

4. Die auffallende Richtung des nördlichsten Abschnittes der Ceneritalung ist offenbar tektonisch-petrographisch bedingt. Längs des Bächleins, welches von der Paßhöhe zum Trodo fließt, verläuft eine Bruchlinie, an welcher Cenerigneis und schiefrige Paragneise zusammenstoßen (Vgl. 8, Karte 8).

Die angeführten Tatsachen dürften erweisen, daß nie ein großes Stammtal durch die Cenerisenke geführt hat. Meine früheren Arbeiten (4—6) fußen schon auf diesem Befunde und versuchen daher eine andere Deutung der Paßform und ihrer Genese.

Diese Sachlage macht es notwendig, die alten Eintiefungseinheiten auf Grund ihrer Mündungshöhen am Alpenrande zu koordinieren. Die unmittelbare Nachbarschaft der Talgebiete und ihrer Mündungen ins Alpenvorland berechtigt zur Annahme, daß die insubrischen Talfurchen in gleicher Weise von den Bewegungen des aufsteigenden Gebirges und der randalpinen Erosionsbasis betroffen worden sind; deshalb müssen

¹⁰ HEIM (38, II, S. 437) ist in dem analogen Falle des Rheintalabschnittes Reichenau — Chur auf Grund der Talformung zu den gleichen Schlüssen gelangt wie wir für das Tessintal: «Die Kontinuität in Tiefe und Breite am Uebergang vom Längs- in das unterhalb folgende Quertal am Rhein bei Chur, wie an der Rhone bei Martigny, zeugt auch für sehr alte Verbindung zu den zwei gewinkelten Talwegen.»

sich die zur Ausbildung gelangten Phasen der Taleintiefung in ihnen in analoger Weise spiegeln. Lage und Form-Aequivalenz der koordinierten Systeme bestätigen diese Auffassung.

Für die Niveaus des Luganerseegebietes haben wir seinerzeit die Mündungshöhen bestimmt (vgl. 4, S. 95). Die Hauptssysteme des Tessingebietes, welche LAUTENSACH bis an den oberen Langensee untersuchte, wurden von PATRINI durch die Verbano-talung hinaus verfolgt¹¹. Da dies leider in etwas summarischer Weise geschehen ist, haben wir den Systemverlauf bis in die Gegend von Luino festzulegen versucht; für den südlichsten Seeabschnitt mußten wir uns im wesentlichen auf die publizierten Angaben stützen. Es sei kurz auf die wichtigsten Belege verwiesen.

Das Pettanetto-System, dessen Talbodenhöhe bei Locarno von LAUTENSACH und GYGAX auf ca. 1000 m bestimmt wurde, erscheint linksseitig in den prächtigen Hochlandschaften des Monte Gamborogno, Monte Paglione (über ca. 1200 m), Covretta, Monte Cadrigna, Monte Gradiscia und Monte Colmegna (ca. 1000 m), welche sich über steilen Flanken als sanft geformte Kuppen mit vorgebauten Hochschultern erheben, und im W des Sees im langen Breitsporn der Corona dei Pinci (1296 m) mit der hohen Terrassenfläche der Monti di Ronco (1043 m), auf den hohen Zwischentalspornen am Fuße der Limidario-Kette (Mergugno, 900/1000 m), am Monte Fajeron (San Bartolomeo, Monti l'Agro über 900 m) und jenseits der Valle Cannobina im Bereiche des Monte Carza über 900 m. In Uebereinstimmung mit PATRINI ergeben diese Formen bei Luino eine mutmaßliche Talbodenhöhe von rund 800 m. PATRINI findet dieses beherrschend ausgebildete Formsystem weiter südwärts dann namentlich in den sanft geformten Rücken der um 1000 m hohen Berge W Oggebbio und Ghiffa und endlich um Baveno—Stresa in den Vorbergen des Monte Mottarone in ca. 650/700 m, auf welche Flächen auch SÖLCH aufmerksam gemacht hat (Talbodenhöhe am Alpenrand ca. 600 m).

Weit bedeutsamer für unsere Untersuchungen ist das stärker eingesenkte und deshalb in Talterrassen konservierte Bedretto-System. Mit LAUTENSACH erkennen wir diese Einheit in den prächtigen Schulterflächen auf der Ostseite des Sees: Monti di Vira (unterer Rand ca. 800 m; LAUTENSACH setzt denselben mit 600 m zu tief an), Monti di Piazzogna (750 m), bei Alneda (738 m), Monti di Gerra (750 m), Monti di Abbondio (750 m).

Südwärts gehen die genannten Schultern über die Monti di Pino (850 m) und einige kleine Restflächen in die prächtigen Terrassen von Musignano (um 700 m) und Campagnano (über 600 m) über, denen jenseits des Sees die ebenso beherrschende Ebenheit von Viggiona (650—700 m) entspricht. Weiter im N ist das System rechtsseitig namentlich infolge der starken Zurückschneidung durch die Limidariobäche nur in vereinzelter Relikten erhalten, welche eine zwingende Verknüpfung nicht ohne weiteres gestatten (bei Cortone ca. 900 m, Rovere über 870 m, Borelio über 800 m, um Branscio 750 m). Val Vedasca, Valle Cannobina und Val di Cannero zeigen ebenfalls schöne Reste dieses Systems, doch sind umfassende Einzelstudien nötig, um hier ihre Stellung im Formganzen abzugrenzen¹². Der rekonstruierte Bedrettoboden sinkt von 700 m in der Gegend des oberen Langensees auf 500 m zwischen Viggiona und Luino ab. Weiter südwärts findet PATRINI dieses System namentlich in der Gegend des Busens von Pallanza in 500—400 m gut ausgeprägt, was südlich Stresa eine mutmaßliche Talboden-

¹¹ PATRINI zieht lediglich die größten Reste in Betracht und muß deshalb die Leisten häufig über weite Lücken hin verknüpfen; offenbar trägt er auch der Moränenbedeckung namentlich am Südende des Sees nicht genügend Rechnung. Die flächenreichen Nebentäler berücksichtigt er gar nicht oder nur andeutungsweise, wodurch er sich wertvoller Stützen einer tragfähigen Systemrekonstruktion beraubt. Die Angaben der beiden Arbeiten sind nicht selten widerspruchsvoll, doch sind im allgemeinen diejenigen der spätern Studie besser fundiert; die letzterer beigelegten Profile und eine Terrassenkarte 1:250 000 sind sehr andeutungsweise gehalten und genügen kaum für eine rohe Orientierung.

¹² Im Valle Cannobina die Terrasse von Monti Pianoni, W Cannero die Dorfleiste von Cheglio—Trarego (über 700 m). Verschieden: Dorfterrassen im Val Vedasca zählt Patrini lediglich auf Grund ihrer absoluten Höhenlage zum Pettanetto-System, ohne dabei das beträchtliche Nebentalgefälle, die komplizierte Talentwicklung mit ihrer ursprünglichen Entwässerung über Due Cossani und die Moränenverschüttung zu berücksichtigen. Wie Bächlin möchten auch wir die meisten Dorfterrassen dem Bedretto-System zuordnen; seiner Auffassung, daß das Tal nie vom Gletscher überflutet worden sei, können wir dagegen nicht zustimmen; A. SPICHER nimmt mit uns eine beträchtlichere Eishöhe im Gebiete W des Ceneri an, als dies BÄCHLIN auf Grund erratischer Funde tun zu müssen glaubt.



Abb. 1. Die Terrassenzüge des Be- und Pu-Systems unter dem Monte Gamborogno; die höchsten Formen gehören dem Pe-System an. Vom Pedemonte mit Maggia-Delta. Photo Eidg. Landestopographie.

höhe von 300 m ergibt; eine gewisse Bestätigung dieser Einordnung dürfte sich daraus ergeben, daß der Boden des bis Luino lückenlos ermittelten Systems, bis zum Alpenrand fortgeführt, hier tatsächlich in 300 m Höhe ausläuft (Fig. 4).

Das Sobrio-System ist am oberen Langensee durch die prächtige Sonnenterrasse von Brione—Orselina—S. Trinità (über 400 m) vertreten¹³; fraglich bleibt die Zuordnung der Rundhöckerlandschaft von Losone—Arcegno in 400—450 m. Weiterhin folgt eine Anzahl schmaler Leisten gegen Ronco (355 m) und Fontana Martina (360 m). Am jenseitigen Hange streicht das System über die Dörferterrasse von Fosano—Piazzogna—Vairano—S. Abbondio (360—330 m) über Caviano zur flachen Spornterrasse von Pino (270 m; vgl. LAUTENSACH, R. BÄCHLIN). Gegen S taucht es offenbar unter den Seespiegel. Während die mutmaßliche Talbodenhöhe unterhalb Locarno ca. 300 m und bei Pino um 250 m betragen dürfte, müßte sie bei Annahme gleichmäßigen Gefälles bei Luino unter 200 m liegen (Fig. 5). Die Angaben PATRINIS über dieses System sind so ungenau und widerspruchsvoll, daß es sich erübrigt, näher darauf einzugehen. Es sei lediglich darauf verwiesen, daß er 1911 die hohen Schultern am Gamborogno in 800—700 m dazu zählt, während er 1917 etwas tiefere Hangflächen unter diesem Niveau angibt. Zwischen Brissago und Cannobio rechnet er Dorfterrassen in ganz verschiedener Höhenlage dazu, z. T. lediglich auf Grund der (teilweise irrtümlichen) Höhenkoten der Karte!

¹³ Auch talaufwärts ist das System über zahlreiche Leisten gut zu verfolgen; LAUTENSACH zählt ihm hier zahlreiche kleine, niedrige Reste zu, ohne die etwas höhern, breitem Terrassenformen genügend zu beachten. Ueber die Terrassen ob Agarone, ob Malacarne (450 m), San Defedente (über 480 m), P. 542, Motto dell'Acqua (über 500 m) zieht es zum prächtigen Eck der Monti di Gordola um 500 m. Auch im S sind zahlreiche Schrägterrassen zwischen 400 und 500 m vom Cenergebiet bis Bellinzona diesem System zuzurechnen.

C. DIE KOORDINIERUNG DER SYSTEME

Der Vergleich der Mündungshöhen der höhern Systeme am Alpenrand ergibt folgende Gegenüberstellung:

Tessintal bei Arolo	Höhe	Ur-Cassaratal bei Brenno	Höhe
	m		m
Pettanetto-System	600	Dossi-System (3) am Generoso .	900
Bedretto-System	300	Arbostora-System	620
		Barro-System	400

Wenn man bedenkt, daß die Talbodenhöhen ja nur Annäherungswerte darstellen, und zwar um so mehr, je höher die Systeme in den nach oben breiter werdenden Querschnitten liegen, so ist die Uebereinstimmung der Mündungshöhen auffallend gut. Zudem muß berücksichtigt werden, daß die erwähnten Höhenwerte am gegenwärtigen morphologischen Alpenrande bestimmt sind, der mit dem ehemaligen Alpenfuß nicht identisch ist. Vor dem rezenten, durch die Flucht der aufsteigenden Bergflanken vom Sasso del Ferro im W bis zum Monte Bisbino im O markierten erosiven Alpenrande dehnt sich das Piedmont, dessen Untergrund in einer N Zone und im W aus Jura- und Kreideschichten und im S aus der dislozierten Molasse besteht, also geologisch noch zum Gebirge gehört und im Laufe der Entwicklung erosiv in den Gebirgsfuß hineingelegt worden ist. Es ist deshalb wohl kein Zufall, wenn die Werte für die weiter zurückliegende Ur-Cassarate-Mündung etwas höher sind als für die Tessintalung.

In diese Parallelisation fügt sich das Barro-System des Vedeggiotales vorzüglich ein, welches über den Taltorso von Marchirolo und durch das Valcuvio längs der Salvatore-Mulde zum Alpenrande zieht (vgl. 4, S. 78 f.). Im Valcuvio senkt sich eine Terrassenreihe, welche auch PATRINI erwähnt, von 500 m auf 400 m ab; es sei lediglich auf die Felsterrassen von Duno und Aga (über 500 m), S. Lorenzo bei Orino in 430 m und Casale in ca. 370 m¹⁴ am Ausgange der Talfurche hingewiesen. Auch NANGERONI (68) macht auf die zahlreichen Verflachungen und alten Talböden dieses Raumes in 550—500 m Höhe aufmerksam, welche er mit Recht zu ein und derselben charakteristischen Eintiefungsphase rechnet. Führt man das Barro-System des Val 'd'Agno mit schwach abnehmendem Gefälle durch das Valcuvio südwärts, so verläuft es über die soeben erwähnten Felsterrassen (Talbodenhöhe bei Cuvio 400 m) und geht bei Arolo in 300 m gleichsohlig in den Tessintalboden des Bedretto-Systems über. Das Niveau spiegelt sich im Piedmont in den bemerkenswerten Felsverflachungen bei Gemonio (Monte Fontanello 400 m), Trevisago, Cardana (350 m), am Monte Sangiano (350 m, O Sangiano) und endlich in den eigenartigen Felskuppen am Seegestade in der Umgebung von Arolo: Monte Croce 329 m, Monte Piaggio 282 m, Monte del Bosco 310 m und W davon 291 m, NW Bogno 307 m (vgl. Tavolette Gavirate und Laveno).

Die Parallelisation der höhern Systeme macht es wahrscheinlich, daß auch die beiden untersten Niveaus, das Sobrio-System im Tessintal und das Pura-System im Luganese einander entsprechende Entwicklungsphasen darstellen. Wie erwähnt, senkt sich der Puraboden durch das Tresatal nach W und läuft bei Luino in ca. 280 m in die Tessinfurche aus. Obwohl der Sobrioboden des Tessintales hier gegen 100 m tiefer liegen dürfte, glauben wir die beiden Systeme doch derselben Talbildungsphase zurechnen zu müssen (Mündungshöhen: bei Brenno 230 m, bei Laveno ca. 100 m [?]). Dafür sprechen auch der morphologische Gesamtcharakter der Systeme und ihre typische Stellung im Talraume, welche für Tessin- und Ceresiogegebiet übereinstimmende Züge aufweisen. Während die Hochverflachungen des Pettanetto-Arbostora-Systems und die Schulterflächen des Bedretto-Barro-Systems noch über den jähern Talflanken

¹⁴ Die Terrasse von Azzio in 390—400 m weist Moränenschutt auf.

liegen, schalten sich die Restformen des untersten Hauptsystems als landschaftlich auffallende Abtreppungen in die Steilhalden der Täler ein, wo sie willkommenen Siedlungsraum (Dörferterrassen!) bieten.

Die rekonstruierten Systemböden zeigen in den beiden Einzugsgebieten folgende Abstände:

Am obern Langensee	Höhe	Abstand	Bucht von Ponte-Tresa	Höhe	Abstand
	m	m		m	m
Pettanetto-System . .	1000—950	300—250 350	Arbostora-System . .	730	220
Bedretto-System . . .	700		Barro-System	510	170
Sobrio-System	350		Pura-System	340	

Es wird gezeigt werden, daß die beträchtliche Abstandsdifferenz bei den beiden untern Systemen mit der nachträglichen Herauswölbung des Gebirges (ca. 80 m, vgl. S. 119) und weiteren Modifikationen der untersten Eintiefungseinheiten (100 m, s. S. 79 ff.) zusammenhängt.

Der Einfachheit halber werden wir inskünftig die ältern Ausdrücke Pettanetto- und Bedretto-System für die entsprechenden Eintiefungsphasen des ganzen Untersuchungsgebietes benützen, während wir aus Gründen, welche später noch zur Sprache kommen werden, für das unterste System generell die Bezeichnung Pura-System verwenden (vgl. S. 101), abgekürzt Pe-, Be-, Pu-System.

II. Das Alter der Eintiefungssysteme

LAUTENSACH hat bekanntlich auf Grund morphologischer Indizien dem Be-System präglaziales Alter zugeschrieben¹⁵, während er das Sobrio-System als interglaziales und das Pe-Niveau im Anschluß an PENCK (78) als pliozäner Entstehung hält, welche Auffassungen PATRINI unbesehen übernimmt. GYGAX neigt, obwohl er in der Frage der Altersdatierung zurückhaltend ist, ebenfalls zur Interpretation LAUTENSACHS mit der Modifikation, daß er das Sobrio-System als Rißtrog betrachtet. Die Tatsache, daß die morphologische Methode der Fixierung des präglazialen Bodens immer von der glazialen Uebertiefung ausgehen muß, läßt ihre Resultate als vieldeutig erscheinen und namentlich von allen jenen anfechten, welche die Uebertiefungslehre nicht anerkennen; außerdem begibt sich die Morphologie damit eines wertvollen Beweismittels für die glaziale Uebertiefung selbst, kann sie doch aus der Lage des durch diese Methode gewonnen präglazialen Niveaus keine weiteren Folgerungen morphodynamischer Art ziehen, wenn sie sich nicht der Gefahr der Zirkelschlüsse aussetzen will. Für das Luganese mit seinen direkt auf das Vorland ausmündenden Quertälern haben wir deshalb versucht, die Systeme mit dem marinen Plioziän zu verknüpfen; wir fanden für das Albonago-Zwischensystem (14) prämittelploziäne, für das Be-(Barro-)System frühere und das Pura-System präglaziale Entstehungszeit. Somit ergibt sich eine wesentliche Diskrepanz in der Altersdeutung der koordinierten Systeme von Sopra- und Sottoceneri. Da diese Frage von entscheidender Bedeutung für unsere morphogenetische Interpretation ist, muß sie hier eingehender geprüft werden.

A. DAS PLIOZÄN DES VORLANDES

Das marine Plioziän ist im Alpenvorland zwischen Verbano und Lario bei Taino-Cheglio (275 m), Faido W Varese (325 m), Folla d'Induno (365—330 m), Castigliona d'Olona (275 m), Torba (247 m), Casanova Lanza (376 m), Balerna und Pontegana

¹⁵ «Der Rand der Bedretto-Terrasse scheidet die übertieften Talgebiete von den hochgelegenen, sanftgeböschten, unübertieften. Der Bedrettoboden ist also älter als die Uebertiefung.» (50, S. 58.)

(um 250 m) in kleinern oder größern Entblößungen aufgeschlossen (67). Die blauen Mergel und gelblichen Sande sind den aufgerichteten mesozoischen Schichten und der dislozierten Molasse posttektonogen diskordant auf- und eingelagert. Das Meer transgredierte folglich in ein erosiv bearbeitetes, älteres Piedmont-Relief zwischen geologischem und morphologischem Alpenrand, welches im Varesotto eine Saumbreite von 12 km erreicht; erst südlich der Molassezone folgt der padanische Schutttrog.

Die marinen Pliozänschichten der Umgebung von Varese werden der Piancenziano-Stufe zugerechnet, während die Ablagerungen von Balerna bald zu diesem, bald zum Astiano gezählt werden¹⁶. Jedenfalls ist das eingedeckte Relief zum mindesten prämittelplozänen Alters. In seinem Niveau liegen die tiefsten Teile des Pontegana-Konglomerates, dessen so lange strittiges Alter nun von VONDERSCHMITT bestimmt werden konnte; es ist ein Zeuge des altplozänen Abtrags, war es doch schon vor der Pliozäntransgression zur Ablagerung gelangt und zur Zeit derselben anscheinend schon verfestigt.

Da die Auflagerungsfläche des marinen Pliozäns in unserm Gebiete leider nirgends entblößt ist, muß die prämittelplozäne Zerschneidungstiefe des Piedmonts aus den tiefsten Vorkommen erschlossen werden. Die Höhenunterschiede der alpenrandnahen Pliozänvorkommen sind unbedeutend und vermutlich weniger durch nachträgliche Verstellung als durch spätern Abtrag bestimmt, liegen doch die beiden tiefsten Aufschlüsse im Bereiche der ansehnlich ausgeschürften glazialen Zungenbecken des Verbano und des Mendrisiotto. Die beiden ebenfalls tief aufgeschlossenen Vorkommen von Castigliona d'Olona und Torba fallen mit 8° nach S, liegen demnach schon im Bereiche der padanischen Einmuldungszone und scheiden deshalb für unsere Zwecke aus. Die Höhenlage der tiefsten nördlichen Vorkommen (Taino—Cheglio, Balerna und Pontegana) und weitere stratigraphische Ueberlegungen lassen den Felssockel des marinen Pliozäns in einer Höhe von 230—200 m vermuten (vgl. dazu 4, S. 97 f.).

Diese altplozäne Piedmontlandschaft war Erosionsbasis der korrelaten alpinen Quertalsysteme¹⁷. Die Beobachtung, daß sich das marine Pliozän anscheinend tektonisch ungestört in ein altes Talsystem eingelagert findet, hat schon HEIM [37] bewogen, daraus auf den erheblichen pliozänen Tiefschnitt der Alpen zu schließen. Die Befunde über die prämittelplozäne Talbildung sind so einleuchtend, daß alle Forscher, welche sich mit diesem Problem befaßt haben, zu übereinstimmenden Schlüssen gelangt sind; wir machen auf die Darlegungen PENCKs (78), NANGERONI (67), P. BECKs (10) und namentlich auch HEIMs (37) aufmerksam, welcher im Anschluß an seine Untersuchungen der Breggiaschlucht ausführt (S. 35): «Die große Orographie unserer Gegend war im Pliocaen schon ausgebildet, das Pliocaen hat sich in die gleichen Talbecken eingelagert, die die unmittelbaren Vorläufer der noch bestehenden Täler und Talbecken sind... Die Haupterosion, während und unmittelbar an die Hauptdislokation sich anschließend, hat in dem Zeitabschnitt zwischen der Ablagerung des Molassekonglomerates vom Monte Olimpino und der Ablagerung des Pliocaen stattgefunden.»

Für die einläßlichere Chronologisierung des alpinen Formenschatzes ist die Frage der tektonischen Lagerung des Pliozäns von entscheidender Bedeutung. HEIM findet bei Balerna keine Spuren einer tektonischen Störung der Pliozänschichten. Bei Folla ist ihre Lagerung nach NANGERONI subhorizontal, und für Casanova Lanza wird sie von U. MONTERIN als ausgezeichnet horizontal beschrieben. Von dieser Annahme einer im Verhältnis zum Gebirgskörper ungestörten, ursprünglichen Lagerung des Pliozäns

¹⁶ Genauere Untersuchungen werden nötig sein, um diese und weitere Fragen abzuklären, welche auch morphologisch bedeutsam sind. Die Unsicherheiten der Detailstratigraphie verunmöglichen einen genauen Vergleich der räumlich getrennten Pliozänvorkommen zur Feststellung nachträglicher Krustenbewegungen. Von besonderem Nachteil für unsere Ueberlegungen ist der Umstand, daß die Mächtigkeit der pliozänen Bildungen unbekannt ist.

¹⁷ Die Lage des Meeresspiegels ist für diese Frage nicht von Belang, wie gegenüber neuen Versuchen (z. B. SÖLCH), von seiner Höhe den Betrag des pliozänen Tiefschnitts abzulesen, ausdrücklich betont sei.

ausgehend, haben wir seinerzeit den gleichsohligen Anschluß des Albonago-Systems an die vermutliche prämittelplozäne Erosionsfläche des Alpenfußes angenommen.

Nun hat VONDERSCHMITT an den Tonmergeln von Pontegana eine nachträgliche Kippung von über 10^0 und außerdem eine Verwerfung von vermutlich allerdings geringer Sprunghöhe («wenige Meter oder auch einige Zehner von Metern») beobachtet. Obwohl diese Feststellungen keineswegs eine Aenderung unserer grundsätzlichen Ansichten über die altplozäne Talbildung bedingen, machen sie eine erneute Ueberprüfung der Frage notwendig, in welcher Weise die Eintiefungsniveaus der Alpentäler mit der alten, prätransgressiven Piedmontlandschaft zu verknüpfen seien, wobei namentlich die Möglichkeit einer nachträglichen flexurartigen Verbiegung am Alpenrande ins Auge zu fassen ist.

Leider ist ein unmittelbarer Zusammenhang der Plozänschichten mit den Systemformen der großen Quertäler nicht festzustellen, da pleistozäne Erosion und Akkumulation die Verbindung unterbrechen. Immerhin sind keine Anzeichen einer bedeutenden jungen Randflexur zu erkennen: Die Systeme laufen gleichförmig nach S aus, wo sie scharf über dem mittelplozän eingedeckten Piedmont abbrechen¹⁸. Aufschlußreich sind die Verhältnisse in unvergletscherten Talstrecken, wo die Plozänablagerungen noch heute weit talaufwärts reichen und hier mit Felsterrassen verknüpft sind, ohne daß flexurartige Biegungen größeren Ausmaßes auftreten würden. So steigen im Val Sesia die Plozänschichten von 300 m am Alpenrand bis in die Gegend von Borgosesia auf 500 m gleichmäßig an, wo taleinziehende Felsverflachungen ohne Beugung anschließen (PENCK 78, III, S. 770 f.). Die ganze Abdachung hat lediglich eine nachträgliche Schiefstellung von $10-12^0_{/00}$ erfahren. Das Plozän und die anschließenden Talterrassen sind in ein älteres Flachrelief eingesenkt, welches mit alpenrandlichen Höhen von 600 m und darüber dem Pe-System weiter im O entspricht. Ganz analoge Verhältnisse herrschen bei Almenno, wo marines Plozän in 270 m Höhe auf der Scaglia transgrediert, nach BECK (10) fünf Kilometer alpenwärts wieder aufgedeckt ist und in anschließende Felsterrassen übergeht. In ähnlicher Weise steigt das Pontegana-Konglomerat aus dem Vorland in den untersten Talabschnitt der Valle di Muggio hinein, wo es von BUXTORF bei Pedriolo in 420 m Höhe festgestellt worden ist. Wie im Val Sesia liegen auch hier die plozänen Bildungen in einem Talraum, welcher in die älteren Systemreste von 600 m am Talausgange eingelassen ist. Im Gegensatz zum Alpenrand E des Gardasees ist eine steile Randflexur für das jüngere Plozän also am insubrischen Alpenrand nicht nachweisbar.

Wenn auch alle Tatsachen gegen junge flexurartige Bewegungen großen Ausmaßes zwischen Piedmont und Gebirgsland sprechen, so schließen sie engräumige Deformationen geringeren Maßstabes doch nicht aus. Neben den geologischen Befunden von Pontegana (s. oben) scheinen auch die morphologischen Verhältnisse am Ausgange der Valle di Muggio für derartige Krustenverbiegungen geringerer Amplitude zu zeugen. Das Konglomerat von Pedriolo ist in die Simse des Busnella-Systems¹⁹ eingelassen und erreicht mit seinem tiefsten Punkte (ca. 420 m) das Costa-System, welches namentlich durch die lange Flachstrecke der Breggia von 440 m (unterhalb Costa) bis hinauf gegen die Einmündung des Val della Grotta und einige Schmalsimse in der Talkerbe unterhalb der Flachstrecke vertreten ist. Danach war die Eintiefung am Talausgange schon zur Entstehungszeit der Aufschüttung bis gegen 400 m gediehen und das Costa-System an dieser Stelle unmittelbar vor der Akkumulation angelegt worden. Die alten Niveaus besitzen im untern Talabschnitt ein ausgeglichenes Gefälle von $12-14^0_{/00}$ und ein breites Profil, welches zu seiner Ausbildung längerer Ruhezeiten bedurfte. Es muß daher angenommen werden, daß sie zur Zeit ihrer Anlage gleichsohlig auf die korrele

¹⁸ Die südlichsten Abschnitte der ältesten Talsysteme und damit die Dokumente für eventuell ältere flexurartige Biegungen sind durch die Schaffung des Piedmonts vernichtet worden, was aber unsere Korrelation nicht berührt.

¹⁹ Fläche von Morbio Sup. 460 m, moränenbedeckte Leiste von Busnella 460 m, Pedriolo 480 m, Schrägleiste 530/540 m über Spina, unter Mojetta 500 m, Campora 510 m.

randalpine Piedmontlandschaft hinausgingen. In diese ausgeglichene Talform ist das Konglomerat in einer Zeit ausgesprochen stagnierender Tiefenerosion am Alpenrand zur Aufschüttung gelangt, wobei sich die Kegelspitze sukzessive ins Tal hinein vorschob. Heute aber liegen die basalen Teile des mächtigen Konglomeratkegels von Morbio Inf. in der Tiefe vor dem Talausgang, und die Verbindungslinie der liegenden Felsflächen des Konglomerates von Pedriolo und von Morbio Inf. besitzt ein übersteiles Gefälle von 80 ‰. Wir können diese Verhältnisse aus morphologischen Gründen nicht für ursprünglich halten, sondern möchten sie einer nachträglichen flexurartigen Aufbiegung des Alpenrandes zuschreiben²⁰. Diese hat die Ausmündung des Costa-Systems (heute um 400 m Meereshöhe) um gegen 100 m über die Auflagerungsfläche des Konglomerats von Morbio Inf. (um 300 m Meereshöhe) hinausgehoben. Der Betrag der Heraushebung wird noch etwas größer, wenn die tiefsten Punkte des Konglomerates bei Pontegana (250 m) berücksichtigt werden; doch darf das ursprüngliche Talgefälle bis zu diesem Punkte nicht unberücksichtigt bleiben (ca. 30 m). Es ist wohl kein Zufall, wenn diese morphologische Deutung mit den tektonischen Befunden (Kippung der Tonmergel von Pontegana) übereinstimmt.

Trotzdem es sich bei den Erscheinungen an der Ausmündung der Valle di Muggio vielleicht um lokal gesteigerte Störungen handelt, tun sie doch erneut kund, daß der Alpensaum eine labile Zone ist, welche von Bewegungen verschiedener Natur betroffen worden ist. Hier an der Grenze von padanischem Einwölbungsraum²¹ und alpiner Hebungszone haben Krustenschwingungen offenbar nicht selten interferiert; dadurch kamen Schaukelbewegungen zustande, welche den Gang der Abtragung in Mitleidenchaft zogen. Eine derartige Bewegung vom adriatisch-padanischen Raume her mag das Einsinken des südlichen Alpenlandes erzeugt haben, welches in der Folge zur Akkumulation und Pliozäntransgression geführt hat.

Bei der Zuordnung der alpinen Talbildungsphasen sind folglich kleinere Bewegungen flexurartigen Charakters in Rechnung zu setzen, welche nach der Pliozäntransgression in der Uebergangszone vom Piedmont zum Gebirge stattgefunden haben. Weit beträchtlicher aber waren die jüngern Bewegungen, welche Piedmont und Gebirge als Ganzes betroffen und 400—500 m gehoben haben, wie die gegenwärtige Höhenlage des marinen Pliozäns beweist. Anzeichen für bedeutende jungpliozäne Verkrümmungen in der Längsachse des Gebirges sind dagegen in der weitem Umgebung des insubrischen Seengebietes nicht vorhanden, liegt doch das marine Pliozän am Gebirgsrande von Biella bis Bergamo in ca. 300 m.

Mit Recht weist BECK (10) darauf hin, wie vorsichtig man in der Auswertung einzelner hochgelegener Pliozänfunde für die Postulierung von Krustenbewegungen sein müsse. Das neu entdeckte Vorkommen vom Monte Morello liegt mit 435 m volle 185 m höher als das unmittelbar benachbarte Pliozän von Balerna! — Wenn SÖLCH aus der Lage des marinen Pliozäns zwischen Biella und Gardasee eine junge Einmündung des insubrischen Raumes erschließen möchte, so ist dies schon für den W unrichtig, liegt doch das marine Pliozän bei Biella in ähnlicher Höhe wie bei Varese, sofern man wirklich die Punkte am Alpenrand vergleicht (vgl. 78, III, S. 770). Vollkommen unverständlich ist es aber, wenn SÖLCH zwischen Varese und Lecco eine jungpliozäne axiale Einmündung von 300 m mit West-Fallen annimmt. Das marine Pliozän am Brembo hält sich auffallend stabil im Niveau desjenigen des Varesino (vgl. oben S. 74). Wenn postmittelpлиоzäne Bewegungen erfolgt sind, dann waren sie jedenfalls nur von geringem Ausmaße.

Die morphologische Entwicklung des Alpensaumes dürfte sich demnach während des Pliozäns in großen Zügen wie folgt abgespielt haben:

1. Altplioizäne Erosionsperiode: Eintiefung der Täler bis ca. 400 m heutiger Meereshöhe. Erosiv-denudative Bildung des Piedmonts innerhalb der Molassezone und Anlage des gegenwärtigen Erosionsrandes der Alpen.

²⁰ Für eine Aufbiegung sprechen die weitem jungpliozänen Bewegungen, welche in gleicher Richtung verliefen. Auch wenn die Erscheinungen durch Einmündung vom Alpenrande hier erklärt werden sollten, ändert sich nichts an ihrer grundsätzlichen Deutung.

²¹ Die Einmündung macht sich S Varese bemerkbar, wo das marine Pliozän von Castiglione d'Olna und Torba einheitlich mit 8° nach S fällt, um S Torba unter den pleistozänen Akkumulationen zu versinken (67). In der Gegend von Monza, Mailand und Novara wurde es im Meeressniveau oder sogar darunter angebohrt (E. MARIANI, C. S. PARONA).

2. Stagnation der Erosion, vielleicht verstärkt durch eine Einsenkung des Gebirgsrandes samt Piedmont: Aufschotterung des Gebirgsfußes und der untern Talwegabschnitte in den Tälern.

3. Weitere Einsenkung: Pliozäntransgression.

4. Jungpliozäne Hebung des Gebirgsanzuges samt dem Piedmont um 400—500 m. Geringfügige Flexur zwischen diesem und dem Gebirge, welches etwas stärker aufgetrieben wird. Erosionsperiode. Bildung der Breggiaschlucht am Ausgange der Valle di Muggio. Entstehung zahlreicher Epigenesen im Liegenden der alt- und mittelplioziänen Talverschüttung.

Probleme der Morphologie des Mendrisiotto. Gerade durch Krustenschwingungen bedingte Schwankungen zwischen Abtrag und Aufschüttung beeinflussen offenbar das eigenartige Relief des Mendrisiotto, welches voller Rätsel ist und die Wissenschaft noch lange beschäftigen wird. Es sei hier nur auf einige wenige Punkte hingewiesen.

Zunächst ist die Ausbildung der Piedmontfläche selbst problematisch. Wenn auch eine gewisse Anlehnung an leicht zerstörbare Kreidehorizonte, welche hier in die Tiefe abtauchen, erkennbar ist, so erscheint damit die Anlage dieser Form nicht gänzlich befriedigend gedeutet. Von größter Bedeutung sind die Epigenesen und Flußverlegungen; der heutige Breggialauf zum Comersee dürfte als glazial-zentripetale Ablenkung aufgefaßt werden. Die pliozäne Breggia mündete wahrscheinlich, worauf SÖLCH (88) verwiesen hat, durch die auffallende Lücke zwischen den Molassehügeln von Pedrinale-Cavallasca und Monte Prato. Das eigenartige Kuppenrelief dieser isolierten Erhebungen weist eine Reihe auffallender Kammniveaus und tieferer Terrassenverflachungen auf, welche offenbar Talbildungsphasen spiegeln (vgl. 6, 88). Ihre Zuordnung bleibt wohl stets fraglich, da eine direkte Verbindung zu den Systemen des Gebirges fehlt. Wenn unsere Auffassung von einer jungplioziänen Verstellung des Piedmonts in der Gegend von Balerna richtig ist, müßte die schöne Verflachung von Pedrinale (in etwas über 400 m) demnach 100—120 m unter dem korrelaten System am Ausgange des Valle di Muggio liegen; sie würde danach genetisch in die altplioziäne Arbostora-Systemgruppe (S.-Giovanni-System) gehören²². Die Flachkuppenlandschaft über 500 m im S und O von Pedrinale entspräche dann den höchsten Formen der Arbostora-Systemgruppe, welche im südlichen Luganese den gleichen Relieftypus aufweist (Monte Arbostora, Cervello)²³.

Die gegenwärtige Erosionsbasis bei Balerna liegt höher als diejenige vor der Pliozäntransgression. Erst die endogene Bewegung zwischen Piedmont und Gebirge hat, wie dargetan, Anlaß zur Entstehung der Breggia-Mündungsschlucht gegeben. Im übrigen hat aber die Erosion seit altplioziänen Zeiten in dieser Gegend des Alpenrandes stagniert (vgl. 4, S. 92). Noch die altplioziäne Akkumulation ist hier prächtig erhalten²⁴. Gewaltig war die Erosionsbehinderung während des Pleistozäns, in welchem Zeitraum nicht nur eiszeitlich, sondern auch zwischeneiszeitlich die erosive Tätigkeit der Gewässer gehemmt war. Bis in 500 m hinauf reichen am Ausgange des Valle di Muggio die großen Ceppo-Kegel (vgl. HEIM, 37).

Während die großen Flüsse in der Lage waren, sich im Jungpliozän gegen 200 m in ihre Talwege einzutiefen und breite Sohlentäler zu schaffen, gelang den schwachen und äußern Widerständen gegenüber sensiblen Gewässern die Ausräumung der Piedmontfläche nur unvollkommen; Epigenesen zwangen sie außerdem zu vermehrter Arbeitsleistung. So ist es höchst bezeichnend, daß die Rückschnittsquotienten (vgl.

²² Führt man das S.-Giovanni-System mit 15 %₀₀ nach S, so erreicht es bei Segeglio ca. 500 m Höhe (100 m über den Flächen von Pedrinale).

²³ In diesem Zusammenhange sei auf das hochliegende marine Pliozän von Monte Morello (vgl. S. 76) verwiesen, welches die Tone von Balerna um fast 200 m überragt, obschon diese als typische Flachseebildung anzusprechen sind. Weitere Untersuchungen werden die Frage abzuklären haben, ob Krustebewegungen die großen Niveaudifferenzen der Pliozäntone und damit die Heraushebung der Nagelfluhkulmination Monte Olimpino—Monte Prato erzeugten.

²⁴ VONDERSCMITT stellte in der Gegend von Balerna eine dem Pontegana-Konglomerat sehr ähnliche Bildung fest, welche sich von der altplioziänen Aufschüttung dadurch unterscheidet, daß ihre Liasgerölle frisch sind und sie nicht unter, sondern über den Pliozäntonen liegt. Ihr Alter ist unbestimmt; doch ist nicht ausgeschlossen, daß sie ein jungplioziänes Analogon zum Pontegana-Konglomerat darstellt (persönliche Mitteilung).

S. 124) der Eintiefungseinheiten des Valle di Muggio²⁵ im Vergleich zu andern luganesischen Kleintälern um 25 % geringer sind. Die Steilen sind im vordern Talabschnitt durch die häufigen Verschüttungen und Laufverlegungen so intensiv in ihrer Rückwanderung gehemmt worden, daß sich daraus eine merkliche Verzögerung der Talbildung ergeben hat. Deshalb gelangt man talein bald in jugendlich anmutende Talpartien, deren unterste Abschnitte von uralten, pliozän angelegten Steilen erst durch die pleistozäne Rückwanderung geschaffen worden sind. Andererseits ist auch die Mündungspartie eine junge epigenetische Anlage, obwohl sie auf weit ältere Erosionsbasen eingestellt ist; aus diesem Grunde stehen ihre Steilen in keinem Zusammenhange mit der allgemeinen Eintiefungsentwicklung, so wenig ein solcher aus den vereinzelt und teilweise problematischen Terrassenflächen am Gebirgshang zwischen Mendrisio und Chiasso herausgelesen werden kann.

B. DAS ALTER DES BEDRETTO- UND PETTANETTO-SYSTEMS

Auf Grund der obigen Darlegungen dürfte ein alpines Altniveau mit einer schwachen Randflexur von ca. 100 m unter das marine Pliozän des Piedmonts überleiten. Setzen wir die prätransgressive Erosionsbasis bei Folla d'Induno zu 200—230 m an, so ergibt sich die Korrelation zum Be-(Barro-)Niveau des Luganese, welches 120 m über dem Albonago-System talaus zieht. Es besitzt bei Brenno eine Mündungshöhe von 400 m; die Uebereinstimmung mit dem im gleichen Höhenniveau auslaufenden Costa-System des Valle di Muggio, dessen prämittelplozänes Alter direkt bestimmt werden konnte (S. 75), ist vollkommen. Am untern Ende des Langensees lag das Be-Niveau naturgemäß etwas tiefer; doch auch hier ist eine schwache Abbiegung von den 300-m-Flächen dieses Systems um Arolo unter das Pliozän von Taino sehr wahrscheinlich; genaue Untersuchungen müssen hier noch Klarheit schaffen.

Das Be-System ist, dies geht aus allen Beobachtungen zwischen Val Sesia und Valle di Muggio deutlich hervor, vor der Pliozäntransgression zur Ausbildung gelangt und folglich altplozäner Entstehung²⁶. Die Verflachungen in 300—400 m am untern Verbano, die Terrassen in 400—500 m im Valcuvia und die breite Terrassenbastion von Cuasso-Monte in 420—550 m Höhe sind die randalpinen Reste dieser auffallenden Eintiefungseinheit.

Es ist wohl kein Zufall, daß gerade dieses Eintiefungssystem bis in die obersten Talgründe prächtig als breite Talform entwickelt ist, so daß sich Reste davon in großer Zahl und ansehnlicher Dimension bis in die Gegenwart erhalten haben. Eine langdauernde Ruhezeit stand ihm schon vor der Pliozäntransgression zur Verfügung, während welcher seine Steilen talein wanderten und breite Talböden entstanden. Am Alpenrand wurde damals die niedrige Piedmont-Hügellandschaft in der Molassezone geformt. Dann stagnierte im Unterlauf der Täler die Erosion, worauf infolge einer geringen Senkung die Transgression über das Piedmont folgte. Während dieser langen Zeiträume ruhten die abtragenden Kräfte in den obern Talabschnitten keineswegs, so daß die Talböden des Systems weitgehend ausreifen konnten. Ebenso charakteristisch ist der weitere Umstand, daß im ganzen Talgebiet mit dem Wiedereinschneiden der Gewässer in die Böden dieses Systems zahlreiche Epigenesen entstanden (vgl. S. 112 f.).

PENCK verknüpft im ganzen ähnlich wie wir die Be-Terrassenflächen der Gegend von Pallanza und Luino (Viggiona!) mit dem Pliozän von Gattico (78, III, S. 802)

²⁵ Abgesehen von den Hochsystemen sind lediglich vier untere Talsysteme nachweisbar: Zur Arbostora-Systemgruppe gehören die beiden Leistenzüge um Muggio, Cabbio, S. Giovanni. Darunter folgen die beiden Terrassensysteme des Campora- und Busnella-Systems, während das tiefste System nur durch wenige Simse und die Flachstrecke vertreten ist. Die beiden Mündungsteilen besitzen eine Lage analog derjenigen der jungpliozänen Systeme 11 und 13 und sind wie diese rein lokal bedingt (vgl. S. 68 ff.).

²⁶ Sollte die Randflexur nicht den angegebenen Betrag erreicht haben, so wäre noch ein tieferes System prämittelplozän angelegt worden; an der Tatsache des schon früher nachgewiesenen hohen Alters des Be-Systems würde dies aber nichts ändern (vgl. 4). Der Unterschied der neuen gegenüber der früher entwickelten Auffassung besteht einzig darin, daß das prämittelplozäne Niveau ca. 100 m höher im Talraume liegt.

und betrachtet sie daher ebenfalls als pliozäner Entstehung (vgl. 4, S. 96). [Da ihm aber nur spärliche Beobachtungen zur Verfügung standen, verband er fälschlich die genannten Terrassen in übersteilem Anstieg mit den um 1000 m hohen Pe-Flächen der Umgebung von Locarno, ohne zu bemerken, daß sie mit tiefern Flächen zusammenhängen, was auch SÖLCH bestätigt. Da LAUTENSACH diese folgenschwere Fehldeutung übernimmt, können seine Altersangaben weder für das Pe- noch das Be-System den Tatsachen entsprechen. Das Pe-System, das wie oben ausgeführt am Alpenrand in 600 m hoch über dem marinen Pliozän ausstreicht, kann lediglich eine frühpliozäne Talbildungsphase sein.

C. DEUTUNG UND ALTER DES PURA-SYSTEMS

Da die beiden höhern Leitsysteme früh- und spätaltpliozän sind, muß das Pura-System dem jüngern Pliozän zugewiesen werden. Auf Grund morphologischer Indizien wurde es im Luganese als unmittelbar präglazial präzisiert. Die Untersuchungen von NANGERONI (68) ermöglichen es, diese Deutung durch geologische Befunde zu stützen. Dieser Forscher hat im Varesotto ausgedehnte lakustrine Bildungen der Günzeiszeit²⁷ festgestellt, welche von den jüngern fluvioglazialen und glazialen Bildungen bedeckt werden. Sie liegen auffallend tief (370—200 m) und sind deshalb nur an den innern Hängen der Moränenamphitheater und längs postglazialen Flußkerben aufgeschlossen. Es ist nun von größter Bedeutung, daß sich diese Ablagerungen im Langenseetale bis nach Luino fortsetzen, wo sie im Tobel des Torrente S. Giovanni von 260 m bis auf 200 m bei Germignaga hinunterreichen; wahrscheinlich gehören nach NANGERONI auch die Tone von Creva (SO Luino in 220 m) zu diesem Günzglazial. Frühglaziale Akkumulationen finden sich hier also 400—500 m unter den Verflachungen des Be-Niveaus (Viggiona)²⁸. Dagegen liegen sie im Bereiche des Pura-Niveaus, und zwar ca. 80 m tiefer als der vom Tresatal her einmündende Pu-Boden und ca. 20 m über der rekonstruierten Sohle des entsprechenden Seetalsystems. Diese Tatsachen bestätigen nicht nur unsere Altersauffassung, sondern sind auch geeignet, wertvolle Hinweise auf die morphologische Deutung des Pu-Systems zu liefern.

Im Sottoceneri ist das Pu-System in den Nebentälern in Form alter Flachstrecken und in geschützten Refugiallagen (Pura, Neggio, Tresatal) der Haupttäler prägnant erhalten, also stets an Stellen, wo der glaziale Abtrag nicht wirksam sein konnte. Die Systeme der Seitentäler münden anscheinend gleichsohlig aufs Haupttalniveau hinaus. Dies alles deutet auf fluviale Anlage hin. LAUTENSACH führt in ähnlichem Sinne aus, daß das «Sobrio-Niveau» des Tessingebietes ein ausgeglichenes Talsystem darstelle, dem, abgesehen von kleinsten Hängetälchen, Stufenmündungen fehlen. GYGAX ist im Valle Verzasca zu einer Modifikation dieser Ansicht gelangt, hat er doch festgestellt, daß die Pu-Böden der kleinen Nebentäler gestuft auf die gleichaltrigen Talwege der Hauptfurche hinausgehen; er nennt alte Mündungsstufen für das Valle di Mergoscia (100 m), Valle di Corippo (50—70 m) und Evatal (über 100 m). Wenn auch die regelmäßige Niveau-Entwicklung in allen Tälern eine energisch vorgeschrittene fluviale Formung des Systems beweist, so deutet doch nach GYGAX die Tatsache, daß die Mündungsstufen dieser Phase um so größer sind, je kleiner das Seitental ist, auch auf glaziale Mitwirkung hin; der genannte Autor neigt deshalb, wie erwähnt, dazu, das «Sobrio-Niveau» als Rißtrog zu betrachten. Im weiteren macht er darauf aufmerksam, daß am Ausgange des Verzascatales die Leisten des Systems ca. 100 m höher liegen als die entsprechenden Terrassen des Tessintales, welche Auffassung durch unsere Systemrekonstruktion vollauf bestätigt wird. Danach scheint glaziale Mitwirkung auch das Pu-System des Haupttales gestaltet zu haben.

²⁷ Mit Moränen verknüpfte, kalkreiche, bis 70 m mächtige Tone mit eingelagerten, polierten und gekritzten Geschieben.

²⁸ Diese Tatsache allein müßte genügen, um die Unhaltbarkeit der bisherigen Altersdeutung des Pu-Systems als präglazialer Einheit darzutun, es sei denn, man räume der Günzeiszeit von der hier 600 m betragenden Totaleintiefung seit der Be-Phase allein die Hälfte ein!

Weitere Beobachtungen stützen unsere Auffassung. Im Morobbiatale ist über einer stark verengten, teilweise schluchtartigen Kerbe ein beherrschendes, teilweise mit Schuttbildungen bedecktes Schrägleistenniveau prächtig entwickelt, auf welchem im N die kleinen Dörfer willkommenen, besonnten Siedlungsraum gefunden haben und auch die Talstraße aufsteigt, während die auf der Schattenseite liegenden Terrassen in Rodungstreifen eine Reihe von Montisiedlungen tragen²⁹. Das System, welches auch in den Flachstrecken einiger Seitenbäche entwickelt ist, senkt sich von Carena (900 m Sohlenhöhe) mit 94‰ Gefälle zum Talausgang, wo es in 430 m ca. 60 m über dem Puraboden der Tessinfurche ausläuft. Da das kleine Seitental innerhalb einer niedrigen Kammumrahmung liegt, hat es außer einigen unbedeutenden Kargletscherchen keinen eigenen Eisstrom besessen, sondern war in gleicher Weise wie das Centovalli und zahlreiche der luganesischen Täler unter einer ruhenden Masse von Fremdeis begraben. Aus diesem Grunde haben alle diese Täler ihren voreiszeitlichen Reliefcharakter mit ihrer ausgeprägten Terrassierung der Gehänge, dem V-förmigen Talquerschnitt und den relativ scharfen Formzügen erhalten. Der Pu-Boden der Valle Morobbia dürfte dem glazial nicht wesentlich beeinflussten voreiszeitlichen Talbodenniveau entsprechen. Analoge Züge weisen das kleine Valle di Gorduno und Val Traversagna (Roveredo) auf.

Im Valle Cannobina und Val Vedasca liegen unter den Terrassen des Be-Systems schmale Talkerben mit lediglich engräumigen Simsen; in jedem Tal führt eine ausge dehnte Flachstrecke, welche 5—6 km vom Talausgange entfernt einsetzt, auf ca. 300 m Höhe in die Seetalung hinaus. Die Flachstrecken münden hier also wiederum rund 100 m über der Pu-Sohle. Daß das Tresatal-System in 280 m bei Luino ins Haupttal streicht, dessen Pu-Sohle selbst in ca. 180 m angenommen werden muß, wurde schon erwähnt (S. 71). In allen Fällen ist ersichtlich, daß das tiefste guterhaltene Haupttalniveau tiefer liegt als das entsprechende Nebentalniveau. Folgende Zusammenstellung möge die Verhältnisse auf der Strecke Bellinzona—Luino verdeutlichen:

Höhenlage des Pu-Systems in Haupt- und Nebental

	Morobbia-Mündung	Verzasca-Mündung	Tresatal Luino
	m	m	m
Seitentalmündung	430	450	280
Pu-Boden des Haupttales	370	350	180
Gefälle des Pu-Bodens im Haupttal . . .	2‰	7‰	
Gefälle des Be-Bodens im Haupttal . . .	6‰	10‰	
Rezentes Deltagefälle	2‰		

Die Verhältnisse im Centovalli bestätigen unsere Altersdeutung. Das unterste, breiter entwickelte Terrassenniveau ist das Palagnedra-System, welches LAUTENSACH dem «Sobrio-System» (Pu-System) zuweist. Darunter folgt ein Talprofil, welches durch seinen leistenreichen V-Querschnitt auffällt. LAUTENSACH erklärt die ausgeprägte Terrassierung der Gehänge durch die Uebertiefung in der Gegend des Langensees. Jede Eiszeit mußte einen neuen interglazialen Tiefschnitt zur Folge haben. Nun hat

²⁹ Im N liegen die Dörfer Pianezzo, Vellano, Carmenta, Melera und Carena auf breiten Akkumulationsterrassen (offenbar zerschnittene Wildbachkegel, evtl. umgelagerter eiszeitlicher Schutt, talabwärts durch Hanggerinne in wallartige Formen herauspräpariert), deren Felssockel das Niveau bildet und gegen die Schluchtkerbe überall zutage tritt. Auf der linken Talseite gehören diesem System die Schräghänge von Monti di Verona (über 540 m), Monti di Certara (über 630 m), Monti di Stagno (über 720 m) und gegenüber Carena (über 930 m) an. Die Flachstrecke 900—750 m im Val Maggina geht auf das System hinaus, vielleicht auch die Flachstrecke 1300—1230 m der Alpe Valletta. Sölich weist ebenfalls auf dieses eindruckliche Niveau hin. Spicher beschreibt die Terrassen auch, zählt sie aber auf Grund ihrer absoluten Höhenlage zum Be-System, ohne dem steilen Nebentalgefälle Rechnung zu tragen. Die Be-Terrassen folgen erst in 800—1000 m (über La Monda 810 m, Monti di Pauto 947 m, dazu Monti di Ravechia 976 m). Einem Zwischensystem gehören die Flächen von La Monda 600 m, Monti di Certara 700 m, Monti di Stagno 870 m, Monti Pisciarotto 1050 m, unter der Alpe Pisciarotto 1170 m, Monti Ruscada 1140 m und die Flachstrecke La Valletta 1470—1410 m an.

SÖLCH für das unterste Terrassensystem («Schlucht-Leisten») R-W-interglaziales Alter nachzuweisen vermocht. Wenn die beiden nächsthöheren Leistenreihen den älteren Zwischenzeiten entsprechen, rückt das Palagnedra-System selbst in Uebereinstimmung mit unserer Deutung in das Präglazial³⁰. Auch dieses eiszeitlich kaum beeinflusste Nebentalsystem geht mit einer ansehnlichen Stufe in die Langenseefurche aus.

Die Gesamtheit aller erwähnten Tatsachen — Stellung des Pu-Systems im Talraum, Verhältnis zu den Günzablagerungen bei Luino, Stufenmündungen, Sohlenhöhe in glazial wenig beeinflussten Talräumen, allgemeiner morphologischer Charakter — scheint nur folgende Deutung zuzulassen: Das Pura-System repräsentiert die glazial mehr oder weniger deformierte voreiszeitliche Eintiefungsphase. In eiszeitlich nicht oder nur schwach durchströmten Talräumen stellt es im großen ganzen die präglazial-fluviale Talbildungsphase dar, so beispielsweise im überwiegenden Teil des Luganerseegebietes und in den wenig vereisten Nebentälern des untern Tessintales; geringe Abweichungen lassen sich jedenfalls kaum feststellen und noch weniger glazial deuten. In den eigentlichen Gletscherstromtälern dagegen ist die präglaziale Talform während des ersten Glazials intensiver glazial überarbeitet worden und entspricht somit dem Günstrog³¹. Da während der folgenden Interglaziale und Glaziale die Talfurchen mit Ausnahme der hintersten Abschnitte weiterhin intensiv ausgegraben wurden, sind von den breiten Günstrogsohlen nur noch Reste in Form meist recht steiler Leisten erhalten geblieben; doch haben auch diese Relikte gleich wie die höheren pliozänen Systemreste namentlich während der Eiszeiten noch eine gewisse Ueberformung erlitten (vgl. im übrigen S. 140 ff.).

Eine Ueberleitung des «präglazialen» Systems in die Deckenschottersohle wie am N Alpenrande ist hier im S nicht ohne weiteres möglich, weil die älteren Pleistozänbildungen der Lombardei deckenförmig übereinanderliegen. Die aufschlußreichste, weil älteste und tiefste Bildung ist die erwähnte günzglaziale Seeablagerung. Sie wird vom Ceppo der älteren Eiszeit (Erstes Interglazial) überlagert, welcher als gewaltiger Schotterkegel in 400 m Höhe bei Varese (im Mendrisiotto noch höher) ansetzt, langsam nach S absinkt und bei Legnano in 200 m Höhe unter die jüngeren Schotter abtaucht (NANGERONI, 68). Diese Zwischeneiszeit ist morphogenetisch deswegen von Bedeutung, weil sie nicht nur dem Gebirgsfuße, sondern vielleicht auch den tief eingesenkten Alpentälern eine erneute Verschüttung gebracht hat. Wenn sich nicht schon damals hinter den randalpinen Moränenwällen lange Talseen dehnten, mußte die Schotterakkumulation vom Alpenrande bis hoch in die Täler hinauf greifen; aus einem mutmaßlichen Kegelgefälle von ca. 2—3‰ berechnet sich die Höhe der Schotteroberfläche in der Gegend von Lugano auf ca. 440 m (Pazzallo, Ruvigliana über Castagnola!). Im Tessintal würde sie gar bis in die Riviera hinauf gereicht haben.

D. DIE TROGSCHULTERPHASE

Ein bemerkenswertes Ergebnis der chronologischen Einordnung der Talbildungsphasen besteht im Nachweis des altplioziänen Alters des Be-Systems und damit der Trogschultern, welche nach der klassischen Lehre der Alpen-Geomorphologie als Musterformen des Präglazial-Reliefs gelten. Einerseits könnte man nun versuchen, diese erstaunliche Tatsache als singuläre, nur für das Tessingebiet geltende Erscheinung zu betrachten und dadurch zu erklären, daß die ausnehmend tiefe Lage aller Formen-

³⁰ Bei der Alterszuweisung der Terrassen hat SÖLCH ohne Grund das G-M-Interglazial übersprungen (S. 82). Konsequenter wäre u. E., das Vionni-System als G-M-interglazial und folglich das Palagnedra-System als präglazial zu betrachten, was volle Uebereinstimmung mit unserer Auffassung ergäbe und auch mit der Terrassenzuordnung LAUTENSACHs übereinstimmen würde.

³¹ Die Auffassung des Pu-Systems als Rißtrog ist schon aus folgendem Grunde höchst problematisch: Selbst GYGAX, welcher doch diese Ansicht vertreten hat, weist auf die unerklärliche Tatsache hin, daß danach die Eintiefungsleistung der drei ersten Eiszeiten und beiden Interglaziale 350 m (Abstand Be- bis Pu-Niveau) betrage, diejenige des letzten Interglazials und Glazials zusammen allein aber 250 m!

elemente dieses Flußgebietes von den rezenten Talböden bis hinauf zur Flur der Gipfel³² auch die außergewöhnliche Stellung der präglazialen Eintiefungsphase unter den Trogschultern bedinge. Andererseits drängt sich die Frage auf, ob nicht eine Revision des Dogmas vom präglazialen Alter der Trogschulterphase, des Hochtalbodens N. CREUTZBURGS, den Nachweis zu erbringen vermöchte, daß die Trogschultern als Restformen eines weit ältern Reliefs aufgefaßt werden müßten oder aber überhaupt gar nicht einheitlicher Entstehung sind.

Das überaus große Schrifttum beweist, daß über das Alter der Trogschulterphase in der überwiegenden Mehrzahl der Fälle lediglich in herkömmlichem Sinne³³ oder auf Grund gewisser morphologischer Ueberlegungen entschieden wird, deren Vieldeutigkeit schon betont wurde. Auf diesem wenig tragfähigen Fundament ruht dann allzuhäufig die Chronologisierung der andern Talbildungsphasen. Ganz abgesehen davon, daß man in manchen Talgebieten im Zweifel sein kann, welche Formgruppe nun als Trogschulterphase aufzufassen sei, geht es wohl kaum an, eine einmal gefundene Altersdeutung auf Grund einer gewissen Form-Analogie einfach für das ganze Alpengebiet zu übernehmen; ähnliche Formen können durch «morphologische Konvergenz» aus verschiedenartigen Entwicklungstendenzen hervorgehen. Die Bedingungen der Talentwicklung sind in den verschiedenen Gebirgstheilen von derart variablen Faktoren abhängig, daß eine einfache Uebertragung von talgeschichtlichen Erkenntnissen von einem Raum in den andern nicht vorbehaltlos möglich ist. Jedenfalls beweisen die Verhältnisse im Wallis, daß das präglaziale Alter der Trogschulterphase keineswegs so gesichert ist, wie häufig angenommen wird.

Tiefe und breite Paß-Senken verbinden Tessingebiet und Wallis und dieses mit dem Reußgebiet. In den genannten Tälern sind die Talbildungsphasen wenigstens in ihren Grundzügen bis an den Alpenrand hinaus erkundet, so daß Vergleiche der Eintiefungsentwicklung möglich sind. LAUTENSACH hat den Be-Boden aus dem obern Tessintal bis zur Höhe des phasengleichen Nufenenpasses und dann durch das Eginental absteigend bis auf die Trogschultern des Goms hinaus verfolgt und daraus mit Recht auf gleiches Alter der Schulterflächen in den beiden Flußgebieten geschlossen. F. MACHATSCHEK und W. STAUB haben (mit E. BRÜCKNER) dieses Schulterniveau im herkömmlichen Sinne als präglazial betrachtet, trotzdem es nach ihren Terrassenuntersuchungen am Alpenrand in 1400 m, d. h. hoch über dem Plateau Suisse, ausgeht. Erst das dem G-M-Interglazial zugewiesene Bellwald-System läuft auf die Hochflächen des Mittellandes hinaus (M. Jorat 932 m), welchen damit frühpleistozänes Alter zukäme. Diese Auffassung ist unhaltbar und lediglich eine Konsequenz der dogmatisch gebundenen Altersdeutung der Trogschulterphase³⁴. M. KIENER gelangt denn auch auf Grund seiner Analyse des westl. Mittellandes zum Ergebnis, daß die obersten Flächen auch hier Ueberbleibsel der präglazialen Landoberfläche darstellen.

Die Diskrepanz von Trogschulterniveau und Mittelland-Peneplain könnte auch durch eine pleistozäne Heraushebung des Alpenkörpers erklärt werden. Gegen diese Annahme sprechen aber, ganz abgesehen von andern Ueberlegungen und Feststellungen, namentlich die Terrassenreihen und auf sie hinausgehenden hohen Hängetalböden der Alpen, welche gerade im untern Rhonetal so beherrschend entwickelt sind (vgl. auch S. 136). Schon BRÜCKNER hat den Uebergang des hohen Molasse-land-Niveaus in die prächtigen, breit ausladenden und auch in den Nebentälern gut entwickelten Verflachungen des untern Rhonetals festgestellt und auch richtig gedeutet; diesem präglazialen Talboden BRÜCKNERS entspricht das Bellwald-System von MACHATSCHEK und W. STAUB! Dagegen muß BRÜCKNERS weitere Führung dieses Talbodens sowohl in manchen Einzelheiten als auch im großen im Oberwallis abgelehnt werden: Um den Anschluß an die Gomser-Schultern zu bewerkstelligen, muß er seinen «obern Talboden» oberhalb Brig mit einer Stufe von 200 m ins Schulterniveau hinaufleiten! Das Bellwald-System aber verläuft in Wirklichkeit ohne Bruch ins Goms hinauf, wo seine Terrassen

³² Der niedrigste Punkt der Schweiz liegt mit 196,5 m im Mittelwasser des Langensees (alle Höhenangaben beziehen sich auf die alte Höhe der Pierre du Niton, 376,86 m), dessen Boden im S außerhalb unseres Landes bis 175 m unter den Meeresspiegel absinkt. Selbst der kleinere Luganersee greift bei Gandria in einer Kryptodepression bis 14 m unter das Meeresniveau. Ebenso charakteristisch ist die beträchtliche Erniedrigung der Gipfelur im ganzen leontischen Entwässerungsbereich. Vom auffallend tiefen Quellzentrum des Gottthardgebietes sinkt sie von 3200 m rasch unter 3000 m ab, um in den rundlichen Gipfelhäuptern des Alpenrandes in 1300 m auszulaufen. Die mittlere Höhe des ganzen Gebietes zeigt dementsprechend bemerkenswert geringe Werte (2000—2500 m), welche 1500—1000 m unter denjenigen der benachbarten Gebirgsgruppen liegen (vgl. H. LIEZ, M. LEHNER).

³³ E. BREMER (S. 27) sehr bezeichnend: «Dabei stellt der Hochtalboden das Niveau der Trogschulter dar, in den die Tröge eingesenkt sind. Er ist also (von mir gesperrt) als unmittelbar präglazialer Talboden aufzufassen.»

³⁴ Sie würde einen gänzglazialen flächenhaften Abtrag des westschweizerischen Mittellandes von 500 m bedingen. Der Beweis dürfte schwer zu erbringen sein, warum eine einzige Eiszeit hier einen so enormen Abtrag bewirkte, während die folgenden Glaziale und Interglaziale weite Hochflächen als Restformen übrigließen. Die Altersbestimmung der tiefern Systeme durch Korrelation mit den Ablagerungen von Bougy usw. ist nicht überzeugend.

ca. 400 m unter den Trogschultern auftreten; andererseits haben MACHATSCHEK und W. STAUB das Trogschulterniveau mit gleichmäßiger Neigung an die Terrassen unterhalb von Brig anzuschließen vermocht.

Sowohl die Untersuchungen BRÜCKNERs als auch diejenigen von MACHATSCHEK und W. STAUB zeigen jede auf ihre besondere Weise, daß eine Verknüpfung von präglazialen Niveau und Trogschulterssystem auch im Wallis vollkommen unmöglich ist. Das präglaziale Niveau liegt auch im Wallis tiefer als die Trogschultern. Die Verbindung der Trogschultern von Bedretto und Goms über die Nufenenschenke macht Gleichaltrigkeit wahrscheinlich, weshalb wir auch für die Walliser Trogschulterphase alpliozänes Alter vermuten³⁵.

Es darf in diesem Zusammenhange auf die analogen Verhältnisse im Urserental hingewiesen werden, wo Machatschek ein G-M-interglaziales System beobachtet, dessen Stellung unter den Trogschultern vollkommen mit derjenigen des Bellwaldsystems im Goms und des Pu-Systems im Tessintal übereinstimmt³⁶. Das «G-M-interglaziale» System, in welchem wir in Wahrheit die präglaziale Talbildungsphase vermuten, würde am Alpenrande in ca. 900–800 m ausmünden, also wahrscheinlich etwas tiefer, als wir für die ursprüngliche voreiszeitliche Oberfläche am S-Saum des Molasselandes erwarten dürfen³⁷. Auch hier werden nur eingehende Untersuchungen aller Formenelemente letzte Klarheit zu bringen vermögen. Das gleiche gilt für die Talandschaften Graubündens und des Berner Oberlandes, in denen entweder die Eintiefungssysteme nicht bis zum Alpenrande erforscht oder eindeutige Trogschultern vom Bedretto-Typus, von wenigen Fällen abgesehen, nicht ausgebildet sind.

III. Pliozäne Talbildungsphasen

A. DAS PETTANETTO-SYSTEM UND DIE HOCHFORMEN

300–400 m über den Restformen der Trogschulterphase erscheinen die Verflachungen des Pe-Systems, welche die Basis des Hochreliefs bilden. Diese höchste Eintiefungseinheit, welche von den hintersten Talwurzeln bis an den Alpenrand hinaus festgestellt werden kann, senkt sich gleichmäßig nach S, wie folgende Angaben für die untersten Systemreste zeigen:

Maggiagebiet		Verzascatal		Calancatal		Misox	
	m		m		m		m
Talwurzeln . .	2400	Vigornesso . .	2400			Talschluß . .	2400
Bei Maggia . .	1300	Brione	2000	Rossa	2000	Soazza	1900
		Vogorno . . .	1600	Buseno	1500	Roveredo . .	1400
		Talausgang . .	1200				
Tessintal				Luganerseegebiet			
			m				m
Bedretto			2400	Val di Colla bei Colla			1100
Biasca			1700	Tesserete			900
Oberer Langensee			1000	Morcote			700
Unterer Langensee			600	Alpenrand bei Brenno			650

³⁵ Die erwähnten Altersdatierungen erschienen W. STAUB in der Folge selbst als unhaltbar, und er gelangte ebenfalls zur oben dargelegten Deutung. 1934 bezeichnete er daher die Terrassen N Zeneggen im Bellwaldsystem als vorglazial (Saastalführer der Alpenposten, persönliche Mitteilung).

Mit der neuen Auffassung der Walliser Hochsysteme fallen alle andern Datierungen der beiden Verfasser ebenso dahin, wie auch die darauf gebauten weiteren Schlüsse. Die Aufteilung der Niveaus unter die Eis- und Zwischenzeiten war schon deswegen höchst fragwürdig, weil außer den beschriebenen Eintiefungsphasen noch weitere Systemzüge vorhanden sind, wie z. B., um nur auf einen besonders klaren Fall aufmerksam zu machen, die tiefe Terrassenreihe zwischen dem Plan-Baar-Niveau und dem Talboden. Wer sagt uns außerdem, daß unter den mächtigen Aufschüttungen der Rhone-Ebene keine weiteren Phasenreste verborgen liegen? Damit wird auch den viel zitierten Angaben über die Aufteilung der pleistozänen Erosionsleistung auf Fluß- und Eiswerk der Boden entzogen.

³⁶ Im Gegensatz zu MACHATSCHEK möchten wir aus der Höhenlage der Trogschultern in der Gegend von Andermatt (um 2000 m) im Vergleich mit der Höhe des Oberalppasses (2050 m) und aus dem Gefälle der Hochverebnungen am N-Hange des Oberalptrales eine Entwässerung des Urseren-Hochtalbodens nach N zum Reußtal für bewiesen erachten; die der Arbeit von MACHATSCHEK beigegebenen Längsprofile zeigen den mittelbaren Niveau-Zusammenhang der Urseren-Schultern mit dem Trogschulterssystem im N der Schöllenen, welches sich danach bis Brunnen auf 1100 m absenkt. MACHATSCHEK führt für seine Hypothese der präglazialen Entwässerung zum Vorderrhein keine ausführlichen Belege an, mit Ausnahme eines Hinweises auf die Formen in der obern Schöllenen, welche einen ehemaligen Talschluß andeuten sollen. Ausschlaggebend dürfte aber doch das Gefälle der Leistensysteme im Urserental selbst sein.

³⁷ Die Talbodenangaben MACHATSCHEKs scheinen mir meistens etwas zu tief gegriffen zu sein. Er setzt den G-M-Boden bei Brunnen zu 850 m an. — Daß das G-M-interglaziale System MACHATSCHEKs wirklich dem Präglazial-Niveau entspricht, scheint durch die Mündungshöhen der kleinen, glazial nicht oder nur unbedeutend deformierten Hängetalchen bestätigt zu werden (z. B. Riemenstaldental, Kohltal bei Emmeten). — Die etwas tiefe Lage des Reuß-Präglazialbodens am Alpenrand ist vielleicht ein Hinweis darauf, daß der Alpensaum im Raume zwischen Entlebuch und oberem Zürichsee von pleistozänen Einmüldungsbewegungen betroffen worden ist (vgl. A. WEBER, 101), deren Ausmaß bei Luzern allerdings nur wenig bedeutsam (100 m?) gewesen sein dürfte.

In den innern Alpentälern erscheint das Pe-Niveau in auffallenden Hangverflachungen, welche den Fuß steilerer Hänge bilden. Tal aus werden die Reste mächtig ausgehnter, treten als Eckfluren auf Talsporen auf und bilden endlich langhinziehende «Auslaufrücken» (R. v. KLEBELSBERG), ja ganze Hochlandschaften mit typischem, häufig rundlich geformtem Mittelgebirgsrelief. Diesem Altsystem gehören im Tessintal u. a. die langen Kammrücken zwischen Leventina und Val Blenio (Pizzo di Molare bis Sasso Vetro), Riviera und unterm Calancatale (S des Pizzo di Claro) an. Je mehr sich die Gebirgskämme nach S absenken, desto harmonischer und ausgedehnter sind ihnen die Charakterzüge des Pe-Systems aufgeprägt und erhalten, welches die Hänge nicht selten bis zu den Kammverschneidungen hinauf konsequent geformt hat. Besonders eindrucklich ist die eintönige Hochwelt der Kammrücken in den Lavertezotälern, über welche selten ein Gipfel beherrschend hinausragt. S des untern Misox und im Umkreise der Längstalstrecke Bellinzona—Locarno werden die weich modellierten Kämme dieses Niveaus zum bezeichnenden Landschaftselement, welches bis zum Alpenrand die tiefen Furchen in mehr oder minder breiter Zone begleitet.

Die Kämme rings um das Valle d'Arbedo leiten über den Motto della Tappa zur altgeformten Kette Monte Garzirola—Monte Cavaldrossa. Im W des Ceneri erheben sich als Gegenstück dazu und zum Hochrelief des Monte Beglio—Monte Bigorio der Monte Tamaro und die rundlichen Berge Monte Gamborogno—Monte Paglione-Covreta. N der Längstalfurche gehen die von N herabsteigenden Grate ebenfalls in auffallend sanfte Rücken über (Cima di Sassello, Alpe Cardada, Salmone, Corona dei Pinci). Wiederum sehr bezeichnend sind die stark erniedrigten, nur wenig über das basale Pe-System aufragenden Rundrücken des Cervello, Monte Arbostora und des fein ziselierten Monte Piambello. Aus den schuttüberführten Leisten desselben Niveaus erheben sich die Schichtstufenberge vom Monte San Giorgio bis zum Monte Orsa.

Eine Rekonstruktion der Systemböden wird stets nur zu Annäherungswerten führen. Abgesehen davon, daß die Altreste stellenweise stark unter nachträglicher Zerstörung gelitten haben³⁸, bleibt bei der großen Breite der hohen Querprofile dem individuellen Ermessen ein relativ weiter Spielraum überlassen, was beim Vergleich der Angaben verschiedener Autoren zu berücksichtigen ist³⁹. Für das ganze Gebiet ergibt sich ein Absteigen der Böden von ca. 2200 m in den Talwurzeln über 1000 m am obren Langensee bis ca. 600 m am Alpenrand (vgl. Fig. 4).

Reliefcharakter. Die Muldentäler der Phase zeichnen sich durch ansehnliche Breite aus. Schon in der Leventina mag der Talquerschnitt in seinem untern Teile gegen 3 km und im Raume des obren Langensees um die 6 km erreicht haben. Am Alpenrand mündeten die Täler in breiter Trichterform; im Gegensatz dazu ziehen die jüngern Systeme in mehr parallelwandigen Tälern nach S, was namentlich bei den kleineren Furchen deutlich wird. Mit der Breitenzunahme der Systemböden nach S geht eine fortgesetzte Abschwächung der Höhenspannung zwischen Sohle und Gipfelkulationen Hand in Hand, wie die Zahlen für einige beherrschende Erhebungen dartun, welche auf Grund der heutigen Gipfelhöhen berechnet sind. (Tabelle S. 85). Es sind Minimalwerte, da die seitherige Denudation manchen hohen Steilgipfel weiter erniedrigt hat.

Die gebirgseinwärts zunehmende Höhenspannung erreicht in der Breite der mittleren Leventina ihr Maximum, um dann wie gegenwärtig gegen die Ursprungsgebiete abzunehmen; letzteres ist eine Folge der annähernden Konstanz der Gipfelhöhen in diesem Gebirgsabschnitt, wogegen die Talböden weiterhin ansteigen. Während für

³⁸ Im südlichen Gebiete ist diese nachträgliche Denudation relativ gering, wie neben der Formerhaltung auch die dicke Verwitterungsschicht beweist, welche auf diesen Hängen häufig über 1 m Mächtigkeit erreicht (vgl. BÄCHLIN, S. 7).

³⁹ Vgl. dazu die Darlegungen von LAUTENSACH (50) und GYGAX.

GYGAX bestimmt die Bodenhöhe des Systems im Talschluß der Valle Verzasca zu ca. 2200 m, in der Gegend von Lavertezzo zu 1500 m und findet in 1000 m den Anschluß an den entsprechenden Tessinboden, was mit den Angaben LAUTENSACHS übereinstimmt. Im Luganese senken sich die mutmaßlichen Talsohlen von 1100 m im hintern Val di Colla bis 600 m am Alpenrande bei Brenno.

Auf Grund der Angaben von LAUTENSACH, GYGAX, eigener Beobachtungen und der Siegfriedkarte entworfen, veranschaulicht Fig. 4 die Bereiche dieser Hochformenwelt.

Relative Höhe der Gipfel über den Systemböden der benachbarten großen Täler

	Pe-System	Be-System	Rezente Talsohle
	m	m	m
Pizzo Rotondo, 3196 m	1200	1500	1800
Campo Tencia, 3075 m	1400	1800	2400
Rheinwaldhorn, 3406 m	1600?	2100	2700
Pizzo di Claro, 2724 m	1400	1700	2500
Monte Tamaro, 1967 m	1000	1300	1900
Monte Generoso, 1703 m	900	1100	1500
Monte Piambello, 1128 m	400	700	900
Monte Nudo, 1235 m	500	800	1300

die alpenrandnahen Gebirgsteile ein typisches Mittelgebirgsrelief mit maximalen Höhenspannungen von 1000 m bezeichnend ist, wachsen die Höhenunterschiede nördlich der Längstalstrecke Bellinzona—Locarno beträchtlich an und erreichen Werte, welche für das Hochgebirgsrelief gelten⁴⁰. Es ist einleuchtend, daß unter diesen Umständen im Gegensatz zur sanfteren Geländegestaltung des Südens hier im N Gebirgsraume schon in diesen frühen Zeiten ausgesprochene Steilformen entstehen mußten.

Der totale Höhenunterschied zwischen den tiefsten Pe-Sohlen im S und den höchsten Gipfelkulminationen beträgt 2600—2800 m (Pizzo Rotondo, Rheinwaldhorn). Diese Zahl dürfte deshalb zu hoch sein, weil seit der Ausbildung des Pe-Systems eine differenzierte Aufwölbung der Alpen stattgefunden hat, welche das N Tessingebiet gegen 600 m über den Alpenrand hinausgehoben hat (vgl. S. 113 ff.). Dieser Betrag überschreitet denjenigen der seitherigen Gipfeldenudation sicher um das Mehrfache. Unter Berücksichtigung dieser Tatsachen mag sich für das ganze Südalpengebiet in unserm Raume eine totale frühpliozäne Höhenspannung von 2200—2400 m ergeben, während sie heute 3500 m beträgt (über den Seetiefen!)⁴¹.

Ein Vergleich mit dem Wallis ergibt für das offensichtlich korrelierte, ebenfalls 300—500 m über den Trogschultern auftretende älteste Talsystem im ganzen übereinstimmende Verhältnisse. Nicht eingerechnet die seitherige Gipfeldenudation, beträgt hier für diese Phase nach MACHATSCHEK und STAUB die maximale Reliefenergie 2000 m, was eher zu niedrig gegriffen sein dürfte. Die Mündungshöhe des alten Talsystems liegt am Alpenrande in ca. 1700 m, ca. 300 m über derjenigen des Trogschulterniveaus. Dies ergibt für das Montblangebiet eine totale Höhenspannung von ca. 3000 m, für den Monte Rosa entsprechend weniger. Doch sind auch hier nachträgliche Schiefstellungen erfolgt, welche einerseits eine Heraushebung des Montblanc um einige hundert Meter, andererseits aber auch eine gewisse Einmündung im mittleren Wallis zur Folge gehabt haben. Wenn auch die Resultante dieser Bewegungen heute noch nicht genau zu ermitteln ist, so scheint doch die Aufwölbung die axialen Einmündungen zu übertreffen; deshalb möchten wir die frühpliozäne Höhenspannung auf rund 2500 m veranschlagen, wobei sie ursprünglich eher größer gewesen sein dürfte. Das Altsystem wurde bei Zermatt in 2700 m festgestellt (Hohlicht, Leichenbretter), so daß sich selbst in diesem engen Talraum Höhenunterschiede von 2000 m ergeben.

Die Uebereinstimmung mit den Verhältnissen im Tessin ist auffallend. Allerdings war die Erosionsbasis des Rhonetales und der Nordabdachung der Alpen überhaupt ca. 1000 m höher geschaltet als am Südhang des Gebirges. Schon damals müssen die Walliser Alpen mit sehr steilen Flanken zu den weit tiefer eingegrabenen Tälern der Südabdachung abgefallen sein. Dasselbe gilt für die gesamte Zone längs der Hauptwasserscheide zwischen dem padanischen Flußgebiet und den übrigen Einzugsräumen.

⁴⁰ Maximale Reliefenergie der deutschen Mittelgebirge durchschnittlich 1000 m. Der Abstand von Tal und Gipfelpunkt überschreitet den Betrag von 5 km nur für die rezenten Werte von Campo Tencia und Rheinwaldhorn, wo die heutige Reliefenergie, bezogen auf 5 km Horizontalabstand, den Werten für das Be-System gleichkommt.

⁴¹ Ein Vergleich des damaligen Gebirgsreliefs mit den N Voralpen ist deswegen nicht erlaubt, weil bei diesen die gleiche Reliefspannung auf viel kürzere Horizontalentfernung erreicht wird, während letztere für den Tessin immerhin an die 80 km beträgt. Dagegen mag ein Vergleich mit dem Rhodope- oder Pindus-Gebirge oder auch den Südkarpaten eher zutreffend sein.

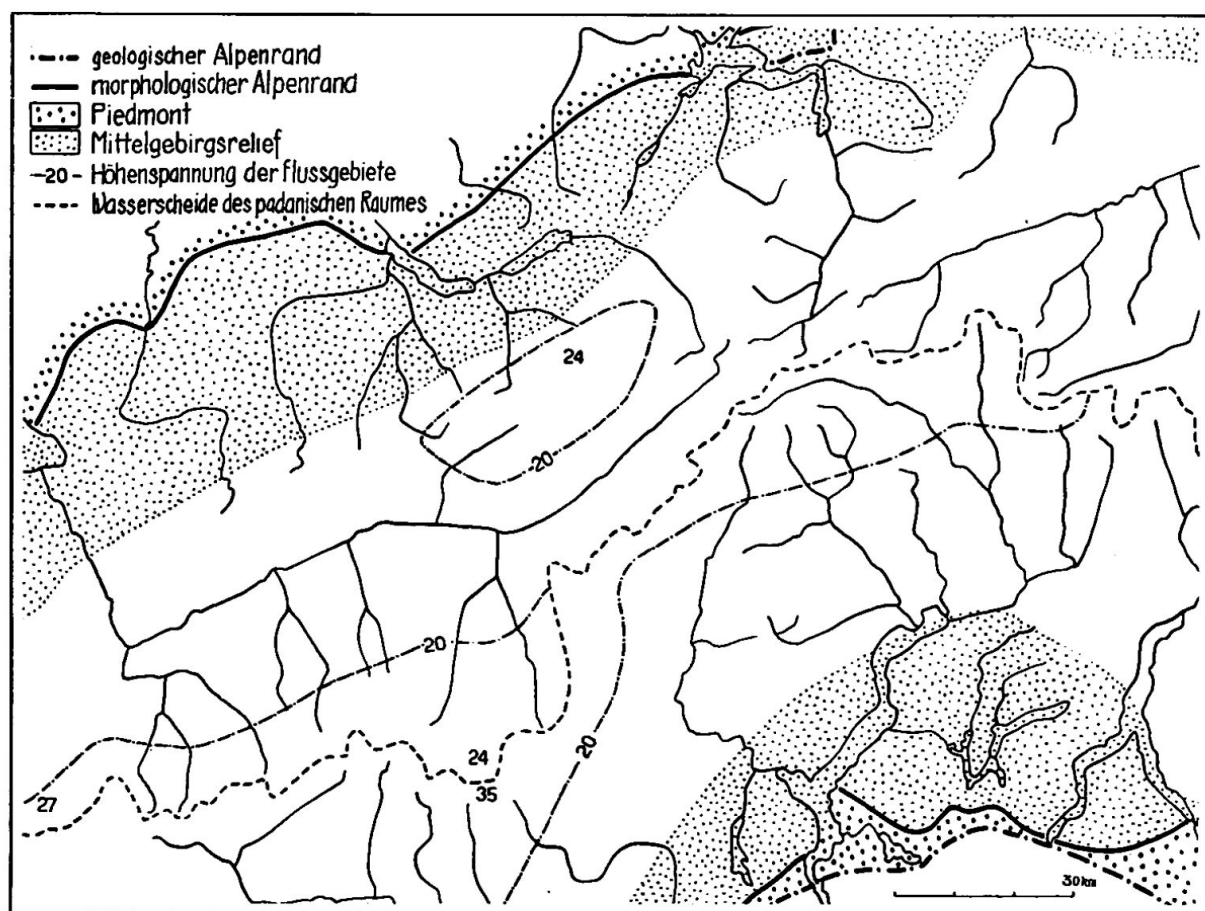


Fig. 1. Die Reliefverhältnisse der frühpliozänen Alpen zwischen Rhonequertal und Adula

Ganz ähnliche Verhältnisse herrschten auch im Reußgebiet, wo sich im Urserental die maximalen Erhebungen ca. 1400–1500 m über dem entsprechenden Altboden erhoben. Die um den Betrag der seitherigen Aufwölbung (400 m) reduzierte totale Höhengspannung darf hier zu minimal 1800 m angesetzt werden; infolge der höherliegenden Erosionsbasis ist sie wesentlich geringer als im Tessingebiet. Es geht aus den Terrassenuntersuchungen hervor, daß schon in frühpliozäner Zeit an der Hauptwasserscheide des Gebirges Räume verschiedener Reliefenergie aneinandergrenzten.

Die Alpen besaßen demnach schon zur Zeit des frühpliozänen Hochsystems sowohl im Wallis als auch im Tessin in ihren innern Teilen ausgesprochenen Hochgebirgscharakter, während die randlichen Gebirgszonen ein Mittelgebirgsrelief aufwiesen, dessen Hang- und Bergformen mit abnehmenden Höhenunterschieden alpenauswärts sanfter wurden.

Die Verbreitungsbereiche von Hochgebirgs- und Mittelgebirgsrelief zur Zeit der Altsysteme von Pe-Typus können der Kartenskizze (Fig. 1) entnommen werden⁴². Sie läßt erkennen, daß das Hochgebirgsrelief bei weitem vorherrschte und die Mittelgebirgsformen nur in mehr oder weniger breiten Randzonen ausgeprägt waren. Hier kennzeichnen noch heute sanfter gestaltete Kammrücken und Gipfelkuppen das Voralpengebiet als Zeugen dieser frühpliozänen Tallandschaft. Sie verleihen dem über 20 km breiten, mild gekuppten Berglande zwischen Val d'Illiez und Alpenrand den bezeichnenden Charakter; mit gewaltiger Breite ist dieser Mittelgebirgsraum im Saanegebiet entwickelt, verschmälert sich aber dann gegen O zusehends. Typisch ist das halbkreisförmige Einspringen der Mittelgebirgszone im Tessingebiet.

⁴² Das Kärtchen wurde auf Grund der totalen Höhengspannung (Mündungshöhe am Alpenrand — Gipfelhöhen) unter Berücksichtigung der nachträglichen Aufkuppelung entworfen. Es möchte lediglich als erster Versuch gewertet werden, ein Bild von den Arealen wichtiger, chronologisch-genetisch bedingter Formtypen geben. Es wird späterer Forschung vorbehalten bleiben, die petrographisch-strukturelle und vielleicht auch klimatische Bedingtheit innerhalb dieser Großformgruppen zu untersuchen.

Die Zusammenschau der Tatsachen aus dem größern, auf der Karte dargestellten Alpenraum ergibt, daß die mächtigen Massenerhebungen der Berner und Walliser Alpen schon zur Zeit der Ausbildung der Hochsysteme vom Pe-Typus vorhanden waren. Die Altniveaus steigen allmählich, wenn auch etwas übersteilt, in die innersten Gebirgswinkel an, was deutlich gegen die immer wieder geäußerte, aber nie belegte Behauptung einer erst jungen Akzentuierung der Massenerhebungen spricht.

Mehrphasigkeit der frühpliozänen Talentwicklung. Während manche der Hochformen des Luganese ungebrochen zum Pe-System hinunterführen, zeigen die höhern Kämme des N Luganese und um den Monte Generoso eine komplexere Reliefformung. Hier erscheinen über den Formen der Pe-Phase weitere, erosiv-denudativ angelegte Formgruppen mit Talkanten, Leisten und zugeordneten Hängen. Diese Formen, welche auch SÖLCH bemerkt hat, sind Reste noch älterer Eintiefungsphasen und konnten einer Anzahl von höchsten Altssystemen zugeordnet werden, deren untere sich teilweise noch in Gewässersteinen abbilden. Es wurden vier dieser höchsten Eintiefungseinheiten beobachtet, die mit Hilfe der schon von HEIM 1879 im Prinzip angewandten Methode der Abstandstypik eine Einordnung zuließen. Dem obersten gehören die Gipfelhauben des Monte Garzirola, Monte Tamaro und Monte Generoso an. Darunter folgen im Val di Colla die prächtigen Hangteile des Systems 2, über dessen breite Muldentäler sich die höchsten Berge nur 600—700 m erhoben. Ein noch etwas tieferes System hat u. a. die ruhig gewellten, prachtvollen Dossi im S des Monte Generoso beidseits des Valle di Muggio geprägt (Dossi-System, 3). Diese höchsten Systeme waren die Ausgangsfläche für die weitere Zuformung der Berglandes. Die Pe-Phase ist demnach nicht das älteste Talsystem unseres Gebietes, sondern nur das tiefste und einzig durchgehend erhaltene der Hochsysteme. Es bedeutet einen Wendepunkt in der diskontinuierlichen Landschaftsentwicklung. Gegenüber der Muldenform der Hochsysteme wird unter dem Pe-Niveau immer mehr das eingesenkte Kastenprofil herrschend, und die Eintiefungsphasen bleiben bis zum Alpenrand auf die eigentlichen Talräume beschränkt. Die Kammrücken werden als Altformen der Hochsysteme konserviert.

Obwohl bisher aus dem Sopraceneri keine ähnlichen ältesten Systemreste beschrieben worden sind, kommen sie auch hier vor⁴³. Abgesehen von Einzelrelikten und den eigenartigen hohen Stufenkämmen, deren Treppung häufig nicht durch sekundäre Zerschneidung oder Spornzerstörung gedeutet werden kann, treten auch ausgedehnter konservierte Formgruppen auf. Es seien lediglich einige Beispiele aus der weitem Umgebung des untern Tessintales angeführt, da hier die Phasengliederung besonders prägnant erhalten ist.

Allein die Tatsache, daß LAUTENSACH vom breiten Kammrücken des Pizzo di Molinera im S des Pizzo di Claro Reste des Pe-Niveaus aus den Höhen von 1230 m (Monti Peruzzana), 1450 m (Monti di Prepianto) und 1900 m (Alpe di Carnaggio) erwähnt, sollte zu denken geben. Da es sich dabei um flachere Formen handelt, können sie unmöglich dem gleichen Eintiefungsniveau angehören. Gleiches gilt für den Fall, daß Hochverflachungen unmittelbar übereinander ein Gehänge abtreppen, wie z. B. am genannten Breitsporn und sehr ausgeprägt beidseits der Valle di Gorduno. Hier stellen sich in eigenartigem und sicher nicht zufälligem Parallelismus über tiefern Stufen teilweise ansehnliche Verflachungen in 1240/1220 m (Monti di Bedretto, Giumello) und 1400—1500 m (bei Alpe di Arrami, P. 1532, Monti di Mornera) ein; LAUTENSACH

⁴³ SÖLCH meint zwar (88), daß in den innern Alpentälern die hochgeschalteten Entsprechungen der Altflächen des Alpenrandes schon längst durch die abtragenden Kräfte zerstört worden seien. In der Tat ist die Vernichtung alter Phasendokumente in der innern Hochregion beträchtlich; doch vermochte sie keineswegs so weitgehend zu wirken, wie Sölch anzunehmen scheint. Unzählige Beobachtungen beweisen nicht nur für das Pe-System, sondern auch für höchste Altphasen das Gegenteil. Das Zurückbleiben des Abtrags in den Talwurzeln war der Erhaltung der Altformen günstig.

zählt nicht ganz konsequent die tiefere Fläche im N und die höhere im S zum Pe-System. In Wirklichkeit handelt es sich um die Reste zweier verschiedener Phasen in einem Abstand von ca. 300 m.

Gleiche Verhältnisse zeigt die Hochregion bis hinüber zum Verzascatal und um die Maggiabucht, wo über den von LAUTENSACH dem Pe-Niveau zugewiesenen Flächen (in 1000—1100 m) in 1200 m und namentlich 1500 m auffallende Verflachungen auftreten, über deren höchsten die sanft geformten Kämme der Cima di Sassello und der Alpe Cardada wenig hoch aufsteigen⁴⁴. Geht es hier teilweise um mehr oder minder breite Spornterrassen, deren Beweiskraft aber, wie die Prüfung an Ort und Stelle zeigt, nicht gut angefochten werden kann, so treten in der Kammregion zwischen unterm Misox und Valle Morobbia weit hinziehende und übereinander gebaute Verflachungsreste und Hangsysteme auf. Man erkennt deutlich wiederum die beiden Niveaus von über 1200 m und über 1500 m beidseits des Valle d'Arbedo: Ueber der untern Verflachungszone⁴⁵, welche dem eigentlichen Pe-Niveau entspricht, legt sich eine höhere im Abstand von 200—300 m⁴⁶ in die Hangflächen. Ganz ähnliche Beobachtungen erlaubt der Auslaufrücken S des Pizzo di Molare.

Das gesetzmäßige Auftreten dieser typischen Hochformen dokumentiert, daß es sich dabei nicht lediglich um lokale Denudationserscheinungen, sondern um Erzeugnisse phasenmäßiger Talbildung handelt. Außer einer ansehnlichen Phase⁴⁷ in ca. 300 m Höhe über den Pe-Verflachungen sind noch kleinere Reste von weiteren Niveaus zu beobachten. Das Pe-System besaß in der Form älterer Phasen demnach Vorläufer der Talbildung, welchen eine noch geringere Reliefenergie zukam als jenem, wie altgeformte Kammrücken und Berghäupter dartun. Der Bereich der Hochgebirgsformen war damals stärker eingeschränkt als zur Zeit des Pe-Niveaus, und die Vermutung ist nicht von der Hand zu weisen, daß am Anfange der ältestpliozänen Landformung ein Mittelgebirgsrelief weitester Ausdehnung stand. Mit diesen Angaben sind wir bis an die Grenzen des noch Feststellbaren vorgestoßen; der Mangel eindeutiger, noch älterer morphologischer Dokumente läßt keine bestimmten Aussagen über eine früheste Gebirgsform zu. Vorlandsedimente und weitere Ueberlegungen hingegen ermöglichen dem Erkenntniswillen, noch tiefer in die Vergangenheit der Gebirgsentwicklung einzudringen, vermitteln aber doch nur allgemeine Gesichtspunkte (vgl. S. 106 ff.).

Einige Hinweise mögen dartun, daß die im Tessingebiet erschlossene Mehrphasigkeit der ältestpliozänen Talentwicklung auch für weitere Alpenlandschaften bezeichnend ist. Es wäre ein leichtes, korrelierte Verhältnisse aus Graubünden anzuführen, wo z. B. im Hinterrheingebiet reich gestufte Hochformen charakteristische Berg- und Kammlandschaften erzeugen. PENCK, J. CADISCH, MACHATSCHEK, SÖLCH und andere Forscher haben hier geomorphologische Untersuchungen durchgeführt, gelangen aber in Systemordnung und Altersdeutung zu so verschiedenen Schlüssen, daß ein Vergleich mit andern Gebieten unmöglich erscheint, solange nicht durch systematische, vom Alpenrand her vorgetriebene Forschungen eine größere Klarheit angebahnt ist. Immerhin sei darauf hingewiesen, daß CADISCH über dem mutmaßlich präglazialen Niveau 2100 m bei Davos zwei noch ältere Flächensysteme in 2400 m und 2600—2800 m beschreibt. Letzteres ist als System der hochgelegenen Gletscherböden das «ältesterhaltene Oberflächensystem», welches CADISCH mit dem ostalpinen Firnfeldniveau N. CREUTZBURGs parallelisieren möchte, was uns angesichts des offenbar altmiozänen Alters dieser Oberfläche allerdings als recht fraglich erscheint.

Auch im Wallis sind mehrgliedrige Altsysteme vorhanden. O. MAULL hat auf die beiden hohen, auffälligen Firnplateaus in 3300—3400 m und 4000 m am Montblanc hingewiesen, welche von den schroffen Steilabstürzen mit ihren bizarren Aiguilles eingefafßt werden (63). Auf dem obern Niveau

⁴⁴ Um 1200 m: Monti di Pianello, Monti di Colla Secca, O Monti di Motti—Monti di Sciesa.

Um 1500 m: Alpe di Mognone, Alpe di Orino, P. 1503 Monti di Colla, Alpe di Foppiano, Alpe Cardada, Corona-dei-Pinci-Sporn.

⁴⁵ P. 1352 — Monti Laura — Motto della Conca, Motto della Croce 1260 m — Motto d'Arbinetto und zahlreiche, gegen O immer höher werdende Sporne am Nordhange der Valle Morobbia bis zu den Flächen in 1600—1700 m Höhe um den Corno di Gesero.

⁴⁶ Alpe Girso — Corte Rodas—Stabbio 1500—1600 m, Motto di Gordino mit der Kuppenform des Motto d'Arbino darüber, dazu auch die Flächen in 1800—1900 m um den Corno di Gesero, welcher sich aus diesen Verflachungen als Restberg erhebt.

⁴⁷ Auf Grund der Abstandstypik würde dieses höchste, guterhaltene System dem System 3 oder 2 des Luganese entsprechen, welche beide ebenfalls durch gute Erhaltung ausgezeichnet sind.

erhebt sich das kuppige Mittelgebirge der Gipfelpartie mit einer Reliefenergie von 800 m. In der Hochgebirgswelt von Zermatt schimmern über den Hochverebnungen von Hohlicht, Leichenbretter, Riffelberg—Gornergrat ebenfalls höhere Reste in Firnniveaus durch: zwischen Matterhorn und Monte Rosa sind Abtreppungen in 3500—3600 m und 3900 m charakteristisch. Die tiefen Firnflächen in 3300 bis 3200 m und 3000 m mögen schon Formen verhüllen, welche im Bereiche der Altsystemgruppe vom Pe-Typus liegen. F. LAMPRECHT (49) gelangt zur Aufstellung von sechs ältesten Eintiefungseinheiten über dem altplozänen Hochsystem⁴⁸. HEIM (38) möchte in den Firnmulden des Aaremassivs zwischen 2500 m und 3000 m ebenfalls alte, später umgestaltete Talhintergründe erkennen. Endlich sei noch daran erinnert, daß auch BECK (9) von der Stockhornkette zwei gut ausgeprägte Stufenflächen über dem hohen Simmenfluhniveau beschreibt, welches nach Lage und Formcharakter unserm Pe-System entspricht.

Die Gipfelflur. Das Ergebnis unserer Formanalyse, wonach der Stockwerkbau der Eintiefungseinheiten bis in große Gebirgshöhen hinaufreicht, ist auch für die Deutung der Gipfelflur entscheidend. Unzählige Alpengipfel tun durch ihre Gestalt kund, daß sie nicht in jüngster Vergangenheit geformt worden sind, sondern wie im Luganese altererbte Züge tragen. Aber auch die scharf geschnittenen Karlinge und Grate sind vorwiegend auf hohe Ebenheiten, wie vorgebaute Verflachungen, Karböden und Firntreppen als unmittelbare Erosionsbasis eingestellt, und diese uralten Formen sind Leithorizonte für den Gang der Abtragung. Die Gipfelflur erscheint demnach, wie SÖLCH (86) treffend ausführt, «als ein Erbe eines uralten, langdauernd erstarrten Reliefs, welches schon sehr lange der glazialen und periglazialen, hochalpinen und subalpinen Zerstörung verhängnisvoll ausgesetzt und ihr trotz alledem noch nicht völlig erlegen ist». In der Gipfelflur spiegelt sich jedoch nicht eine Peneplain (H. v. STAFF, 90), sondern die Ausgeglichenheit der frühplozänen oder sogar noch älteren Talbildungsphasen des aufsteigenden Gebirges. Deshalb ist eine wissenschaftliche Deutung der Gipfelflur nur möglich in enger Verbindung mit der Abklärung der ältesten Talgeschichte mit dem Ziele einer genauen Feststellung und Deutung der flurbildenden Altsysteme, ihrer Lagebeziehungen, Reliefverhältnisse und Verbreitungsbereiche. Allein diese Untersuchung wird imstande sein, die Rolle der Krustenbewegungen bei der Herausmodellierung der Gipfelflur zu erfassen; diese Bewegungen kurzerhand aus der Verbreitung der rezenten Massenerhebungen zu erschließen, wie dies etwa getan wird, ist unzulässig.

Als regionale, weite Gebiete umspannende Erscheinung gibt die Gipfelflur ihre Feinheiten erst auf Uebersichtskarten zu erkennen, welche die Lage dieser kompliziert geformten Fläche im Raume mit Hilfe von Isohypsen veranschaulichen. Für die Schweizer Alpen haben S. VAN VALKENBURG (97) und F. LEYDEN (54) derartige Gipfelflurkarten entworfen. Das Kärtchen von VALKENBURG gibt lediglich eine erste Uebersicht. Die Karte von LEYDEN ist eingehender, kann aber infolge etwas schematischer Methode den lokalen Verhältnissen wenig gerecht werden. Ein weit besseres Bild vermittelt die einfache Skizze von H. PREISWERK (80) für den Sopraceneri, in welcher der Anstieg der Gipfelhöhen nach N gut zum Ausdruck gelangt. Dabei werden allerdings weit einfachere Verhältnisse vorgetäuscht, als sie in Wirklichkeit vorliegen.

Unsere Darstellung (Fig. 2) versucht, die typischen Erscheinungen etwas differenzierter herauszuarbeiten. Da nur die höhern Kulminationen ein Bild von der denudativ angelegten Großformung der Gipfelflur zu vermitteln vermögen, wurden nur diese zur Konstruktion der Karte herangezogen; die zwischengeschalteten niedrigeren Gebirgspartien geringer räumlicher Ausdehnung blieben unberücksichtigt⁴⁹. Aus diesem Grunde konnte die Karte nicht auf der Grundlage eines schematischen Netzes rechteckiger Felder gezeichnet werden. Die Verbindung der Isohypsen über Lücken hinweg läßt der individuellen Entscheidung wohl größern Spielraum; trotzdem glauben wir, daß eine derart aus genauer Landschaftskennntnis heraus entworfene Karte einer schematischen Konstruktion durch ihre Naturnähe überlegen sein dürfte. Die Markierung der zur Rekonstruktion herangezogenen Gipfel durch kleine Kreise soll die Abschätzung des objektiven Geltungsgrades der einzelnen Isohypsen ermöglichen. Es geht daraus hervor, daß erhebliche Isohypsenstrecken durch beidseitige Fixpunkte festgelegt sind, wäh-

⁴⁸ Der Zuordnung der unter Firn und Gletscher vorgebungen Flächen haftet so lange viel Hypothetisches an, als die Dicke des Eismantels nicht bekannt ist. Gerade diese Tatsache setzt LAMPRECHT bei der Ordnung der Flächen des Nikolaitales zu wenig in Rechnung, so daß wir seiner Auffassung nicht überall zu folgen vermögen. Außerdem scheint er das steile Gefälle der obern Talenden und der Nebentäler nicht immer genügend zu würdigen, so daß nur wenig höhenverschiedene Formen in Haupt- und Nebentälern dem gleichen Formkomplex eingeordnet werden.

⁴⁹ Aus denselben Gründen hat auch P. GERBER (32) nur die höchsten, relativ gut erhaltenen Punkte zur Konstruktion seiner Niveaus verwendet.

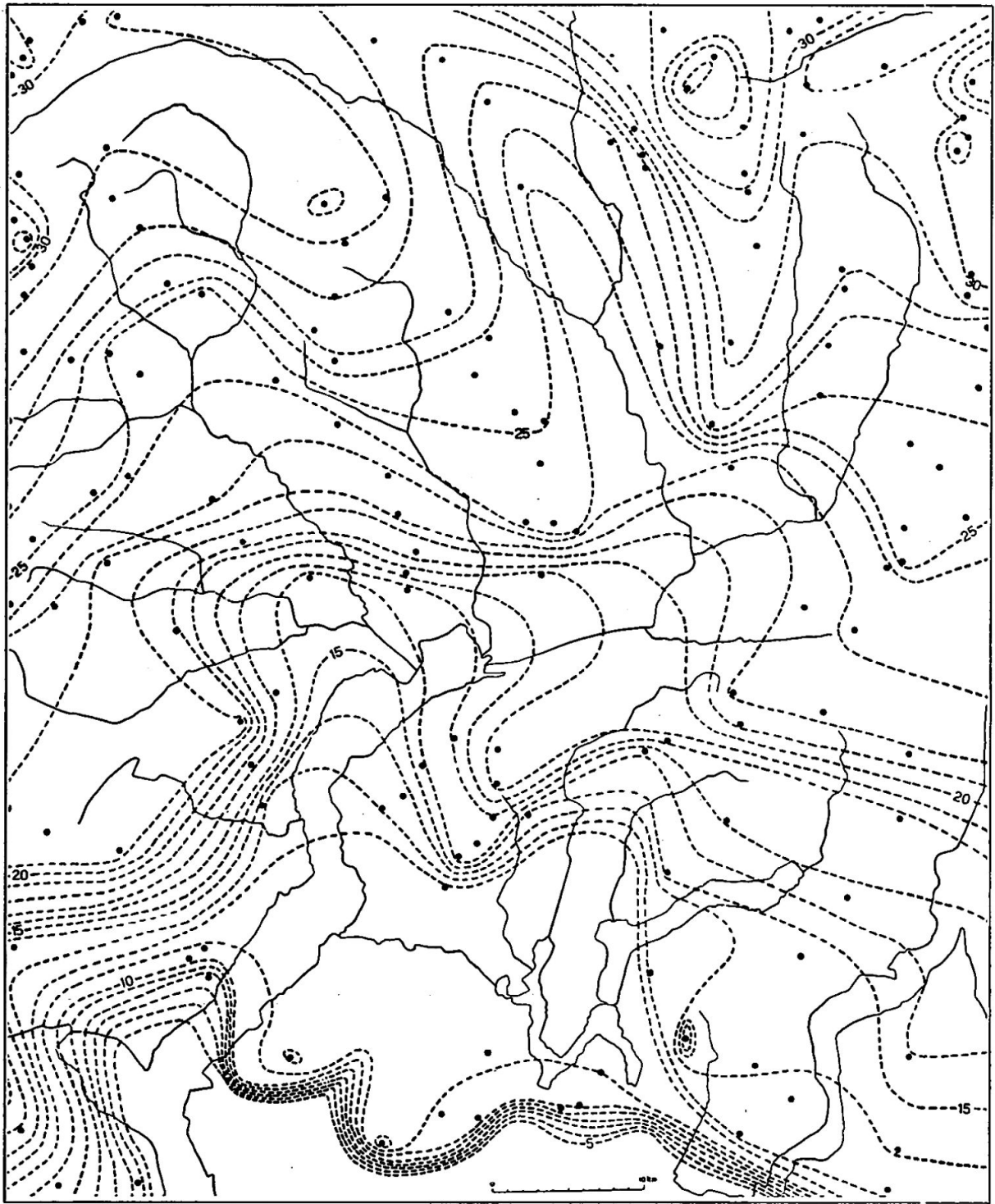


Fig. 2. Die Gipfelflur der Tessiner Alpen

rend andere durch den Verlauf benachbarter Höhenlinien fixiert werden konnten. Das relativ punktarme Gebiet im Luganer Becken und im NW des Campo Tencia ist durch lokale Depression der Gipfelflur bedingt, welche im Luganese beispielsweise mit der dichten Zertalung zusammenhängt (vgl. 4, S. 113 ff.). Am meisten fällt der Entwurf der höchsten Isohypsen (3000-m-Linie beim Campo Tencia) dem persönlichen Ermessen anheim; doch ändert auch hier eine etwas modifizierte Führung der Linien nichts am grundsätzlichen Charakter der Flurfläche.

Die Karte tut eindrucklich dar, daß die Gipfelflur zwischen Gotthardgruppe und südlichem Alpenrand in ausgeprägter Weise treppenförmig entwickelt ist. Ueber der Niedergipfelflur des Luganese folgt eine mittlere, streifenförmige Flur im Raume

Valle Vigezzo—Tessin-Längstal—Valle Morobbia und endlich die höchste, welche über 2400 sanft gegen N auf 3000 m und darüber ansteigt. Die drei Gipfelflurniveaus sind durch zwei relativ scharfe Stufenabfälle getrennt, deren Höhe recht beträchtlich ist. Aus Vergleichsgründen wurde auch der Gebirgsabfall gegen die lombardische Ebene eingezeichnet.

Uebersicht der Gipfelflurniveaus

	Höhe	Höhe über dem Pe-System
	m	m
Gipfelflur III	1000—1200 (1800)	400—700
Gipfelflur II	1900—2400	ca. 1000
Gipfelflur I	2400—3000	ca. 1400

Das Problem der Tessiner Gipfelflur schlechthin wandelt sich zu demjenigen der Gipfelflurtreppe mit wesentlich verschobener Fragestellung, sobald das Phänomen genauer untersucht wird. Die Gipfelflurtreppe ist gerade umgekehrt gestaltet wie die Talwegtreppe: Während diese im Alpeninnern, im Oberlauf der Gewässer, in Erscheinung tritt, ist die Gipfelflur erst in der Nähe des Gebirgsrandes gestuft. Außerdem sind die Stufenhöhen der Gipfelflur weitaus ansehnlicher als diejenigen der Talwege, wogegen diese gewöhnlich eine größere Anzahl Stufen besitzen. Die Gipfelflurtreppe zeichnet demnach im großen die Formung einer Piedmonttreppe nach.

Es stellt sich nun die Frage nach dem Wesen der Einzelfluren und der sie trennenden Stufenabfälle: Ist die Treppe im Laufe der Entwicklung in dieser Form erwachsen oder aus einer ursprünglich einheitlichen Flur durch nachträgliche exo- oder endogene Wirkungen hervorgegangen? Der ungebrochene Anstieg des Pe-Niveaus gebirgseinwärts scheint zu beweisen, daß Krustenbewegungen für die Stufung der Flur nicht verantwortlich gemacht werden können. Andererseits lehrt gerade der enge Zusammenhang weiter Kammhöhen mit den ältesten Systemen, welcher im Sottoceneri im einzelnen nachgewiesen werden konnte, die exogene Genese der Flurentreppe.

Die niedere Flur der luganesischen Gipfel (III) ist typisch zweiteilig entwickelt. Im W Teile liegt sie zwischen 1000 und 1200 m, senkt sich aber im innern Luganer Becken noch tiefer ab; sie wird durch Gipfel gebildet, deren Hänge zum Pe-System gehören und welche 400—500 m über den Talboden dieser Eintiefungsphase aufragen⁵⁰. Im O erhebt sich hinter der Bruchlinienstufe der Luganer Verwerfung, welche sich auch in der Gipfelflurkarte deutlich abzeichnet, die um 200 m höhere Flur des Hochlandes von Intelvi mit der vorgeschobenen Kulmination des Monte Generoso, dessen Gipfel den höchsten luganesischen Systemen angehört. Von hier steigt die Flur unter Einschaltung einer weitem Abtreppe zum Stufenabfall gegen das mittlere Flurniveau hinan. Im NW buchtet sie sich tief in die Längstalzzone von Locarno ein.

Die große Ausdehnung der niedersten Flur im Luganese ist Ausdruck der beherrschenden Bedeutung des Pe-Niveaus in den alpenrandnahen Zonen, wo es frühere Systemreste weiträumig zu vernichten und ein homogenes Abtragsrelief auf seine Talböden hin zu schaffen vermochte. Dieses Relief war eine hügelige Landschaft von der Art, wie wir sie für das Be-Niveau im heutigen Piedmont des Mendrisiotto und Varesotto, wenn auch in gestörter Form, zu erkennen glauben. Die Reliefenergie betrug im S bis 400 m. Wird eine derartige «Piedmontlandschaft» gehoben und in der Folge linear zerschnitten, so entsteht eine mehr oder weniger ausgeglichene Gipfelflur.

⁵⁰ Im Raume der Freiburger Stufenlandschaft (GERBER, 32) ist das Niveau III, die Stockhornflur mit 2000—2200 m, das genetisch-chronologisch und reliefmäßig Entsprechende. Auch die Stockhornflur ragt ca. 400—600 m über die Fläche des Heiti-Berra-Niveaus hinaus, welches dem Pe-Niveau des S entspricht (vgl. Karte S. 148 in GERBER).

In der mittleren Flur mit einem einheitlichen, ziemlich flachen Niveau⁵¹ liegen die höchsten Gipfel des nördlichen Luganese, welche den obersten Systemen 1 und 2 angehören. Sie steigen ca. 700 m über die Niedergipfelflur hinaus, was genau dem Abstände der Böden von Pe-Phase und System 1 entspricht. Die Flur II stellt somit das Relikt einer ehemaligen Hügellandschaft dar, welche dem ältesten noch feststellbaren Talbildungssystem angehörte.

Die Grenzlinie zwischen höherm und niederm Berglande — höchsten Systemrelikten und Bergformen des Pe-Systems — ist häufig durch Kammsenken und Paßdurchgänge markiert. Sie verläuft im einzelnen im Luganese (vgl. 3, 4) vom Südfuße der Monte-Lema-Kette in NO Richtung nach Arosio, darauf der Cenerilinie folgend ins Val d'Isonne und dann südlich über die Gola di Lago ins Val Capriasca. Darauf biegt sie um den Monte Cavaldrossa ins Val di Colla ein, um durch die Lücke O des Bergkegels Settalone nach SW ins Cassaratetal und endlich, der Linie der Luganer Verwerfung im großen folgend, südwärts zu streichen. Das Pe-Hügelland wird derart von den hohen Berg- und Kammfluchten der Lema-Tamara-Kette im W, der Monte-Bar-Kette im N und der Monte-Boglia-Kette und dem Generoso-Intelvi-Berglande im O eingerahmt. Es hält sich im wesentlichen an den Bereich der beiden größeren luganesischen Talzüge, greift aber von hier auch in die Nebentäler unter Ausschluß des Ostflügels hinein.

Das Wesen des Stufenabschwungs von der mittleren Flur zur Flur III ergibt sich aus der Systemanalyse (vgl. 4, S. 105 ff., formanalytische Karte). Alle Abschwünge sind durch Phasenreste gegliedert, welche dartun, daß die Stufen durch die älteste unstete Talbildung geschaffen worden und daher als reine Erosionsränder anzusprechen sind, worauf schon ihre zerlappte Gestalt hinweist. Das Phänomen der beiden Gipfelflurtreppen mitsamt dem sie trennenden Abfall gehört sonach in den Eintiefungszusammenhang der flußbeherrschten Abtragslandschaft der pliozänen Alpen und ist geradezu als Charakterzug ihrer Schachtelreliefierung zu werten. Ganz ähnlich aber wie bei der wesensverwandten Form der Piedmonttreppe, wo die Theorie im großen unschwer zu erfassen ist, im einzelnen aber schwierige Probleme auftauchen, künden sich auch hier mannigfaltige, kompliziert verflochtene Fragengruppen, sobald den Erscheinungen sorgfältig und bis ins Detail nachgespürt wird.

Die Treppung der Flur ist wohl nicht anders denn als Folge der diskontinuierlichen Heraushebung des Gebirges im Laufe seiner Entwicklung zu deuten. Was sich im kleinen an einem Talgehänge, Sporn oder in einem ganzen Talraum ereignet hat — das Hineinlegen immer neuer, tiefer geschalteter Abtragsprofile —, das spiegelt sich in den großen Gebirgsformen und daher auch in der Gestaltung der Gipfelflur.

Die Lage des Erosionsrandes zwischen Flur II und Flur III repräsentiert zunächst ganz allgemein den Grad des Rückschnittes der Pe-Kammformen. Diese wandern naturgemäß als genetisch komplexe Produkte erosiv-subaerischen Abtrages weit langsamer ins Gebirge hinein als die zunächst mehr auf schmale Linien beschränkten Fluß-Steilen. Es ist deshalb leicht verständlich, wenn sich nicht wie im Bereiche der direkten Gewässerwirkung der bewegte Hebungsrythmus des aufsteigenden Gebirges in einer reichbewegten Phasenprägung spiegelt, sondern lediglich die Hauptbewegungen, welche auch dem Quer- und Längsschnitt der Talfurchen seine generelle Profilierung vermitteln, in der Großformung der Gipfelflurtreppe manifestiert werden. Deshalb äußern sich in den Gipfelfluren nur die Pe-Phase und noch zwei ältere Hauptphasen als Abtragshorizonte, während die drei Stufenfluchten von den Haupthebungsrucken des Gebirges zeugen. Die Geschwindigkeit der erosiv-denudativen Erniedrigung eines Ausgangsreliefs hängt vor allem von der Art und Höhe der Initialform, der Gewässer-

⁵¹ Der Streifen der Mittelflur zeigt beidseits des zentralen Tessintalabschnitts (von Bellinzona zum obern Langensee) Anstiege zum Raume rings um das Valle Morobbia im O und zum Gebiete des Centovalli im W. Die Gipfelflurgestaltung in diesem Raume mag ein Hinweis auf die alte Anlage des Tessinlängstales sein. Wäre dieses eine jugendliche Bildung, dann dürfte sich die Talanlage nicht derart prägnant in der Gipfelflur spiegeln.

dichte, der Beschaffenheit des Untergrundes und nicht zuletzt natürlich vom Klima ab. Es wurde seinerzeit (4, S. 113 ff.) darauf hingewiesen, daß die beträchtliche Einmündung der Luganeser Hügellandschaft außer der randalpinen Lage auch dem geringen Abstände der Täler sowie der Gesteinsbeschaffenheit zugeschrieben werden dürfte. Der Stufenabfall Monte Boglia—Monte Generoso ist augenscheinlich durch die Luganer Verwerfung bedingt (vgl. dazu 4, S. 13).

Im übrigen wird immer wieder deutlich, daß heute die Stufenhänge nicht mehr in gleicher Weise zurückverlegt werden wie zur Zeit ihrer Entstehung. Infolge der ansehnlichen Eintiefung der Erosionsbasen schneiden sich gegenwärtig die Gewässer wohl weit intensiver, dafür aber mehr auf schmale Linien beschränkt in die Hänge ein und arbeiten dadurch statt weiter Hangmulden tiefe Tobel und Kammscharten aus. Deshalb werden die Altformen kaum mehr weiter entwickelt, sondern linear zerstört, im übrigen aber weithin konserviert.

Wurde der Stufenabfall zur Flur III durch das Pe-System und seine unmittelbaren Vorläufer geschaffen, so ist die Stufe zwischen den Fluren II und I durch die höchsten luganesischen Systeme bedingt, deren Gipfel die Flur II aufbauen. Wenn auch die Lage der Stufe in erster Linie durch die frühe Eintiefungsentwicklung bestimmt ist, welche den abtragenden Kräften während langer relativer Ruhezeiten eine beträchtliche Rückverlegung ihrer Systemformen ermöglichte, so scheint doch auch die Struktur einen gewissen Einfluß bei ihrer Fixierung ausgeübt zu haben, folgt sie doch genau dem Aufschwung der penninischen Decken N der insubrischen Linie⁵².

Da dieser Stufenabfall durch die höchsten noch feststellbaren Systeme erzeugt wurde, muß die Hochgipfelflur durch noch ältere Talbildungsphasen, von denen Talreste bis heute nicht ermittelt werden konnten, geschaffen worden sein⁵³. Die Uebereinstimmung des Reliefstils der Hochflur mit dem so charakteristischen Verlauf der Be-Talweg-Isohypsen (s. Fig. 7 und S. 119 f.) beweist die gesetzmäßige fluviale Formprägung der Altlandschaft, deren Gipfel die höchste Flur bilden. Aus dem harmonischen Niveau sticht einzig der Adulastock um 300 m heraus; er dürfte als Fernling zu deuten sein.

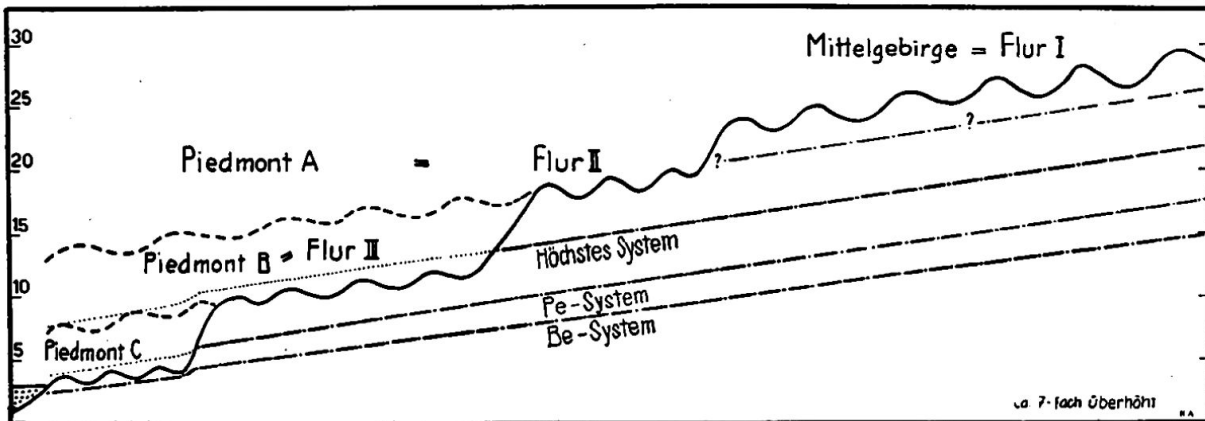


Fig. 3. Die Genese der Gipfelflurterrasse (schematisch)

Die Hochgipfelflur der Tessiner Alpen entspricht demnach dem oberen Denudationsniveau einer sehr alten, gesetzmäßig-fluvialen Talbildungsphase mittelgebirgsmäßiger Prägung, deren ausgeglichener Charakter im

⁵² Die Möglichkeit einer Heraushebung der Flur I durch Krustenbewegungen an der insubrischen Linie ist nicht völlig von der Hand zu weisen, doch mangels erhaltener Höchstsyste nicht zu erweisen.

⁵³ Aus dem Höhenunterschied zwischen Hoch- und Mittelgipfelflur (400 m) und der mittleren Erhebung der Kulminationen der Flur I über das Pe-System (ca. 1400 m) vermuten wir, daß dieses älteste Niveau ca. 400 m über dem System 1 und ca. 1000 m über dem Pe-Niveau lag.

mittleren Verascatal besonders eindrücklich erhalten ist. Die beiden tiefern Fluren sind als Relikte von hügeligen «Piedmontlandschaften» z. T. ansehnlicher Reliefenergie zu deuten, welche sich in Zeiten relativer Auftriebsruhe vom Alpenrande her in die sanfte Ausgangsform — eine Art Mittelgebirgsrumpf — eingegraben haben. Dabei wurde die mittlere Flur durch das «Höchstsystem» (1) und die niedere durch das Pe-Niveau geprägt (s. Fig. 3). Im Wesen sind diese Formen demnach zur Zeit ihrer Entwicklung dem ebenfalls uralt angelegten Piedmont des Be-Systems zu vergleichen. Sie unterscheiden sich von diesem lediglich durch ihre weit beträchtlichere Ausdehnung und Reliefenergie. Die im Laufe der Entwicklung fortschreitende Verschmälerung der Hügel-Randzonen läuft mit der Verengerung der Talquerschnitte nach unten zu parallel und darf demnach auf die nämlichen Ursachen zurückgeführt werden (vgl. S. 111). Im Gegensatz zu den eigentlichen Piedmonttreppen sind die «Hügel-Piedmonte» nicht aus eigentlichen Bergfuß-Ebenen erwachsen, sondern durch randliche Erniedrigung des Gebirgslandes selbst entstanden, indem sich mit jeder erneuten Hebungsphase ein tieferes Abtragsrelief in das Gebirge hinein vortrieb.

Es wurde betont, daß die Massenerhebungen schon zur Zeit des Pe-Systems angelegt waren. Wenn R. STAUB (91) die Hochgipffluren dieser Gebiete auf differenzierte Krustenbewegungen zurückführen möchte, so müssen dieselben schon in die ältesten Phasen der Reliefentwicklung fallen (präpliozän). Junge Bewegungen haben jedenfalls in den SW Schweizer Alpen nur noch unwesentliche Wellungen der Gipfflur erzeugt. Die beträchtliche plioleistozyäne Aufwölbung des Gebirgsscheitels war anscheinend nicht auf die Massenerhebungen beschränkt und hat deshalb lediglich zu einer allgemeinen Schiefstellung der Fluren geführt (vgl. S. 113 ff.).

Angesichts der starken Höhenunterschiede der pleistozänen Taltiefen wirkt die Gipfflur auf den Beschauer immer befremdend. Die morphogenetische Analyse vermag diesen Eindruck zu klären und zu zeigen, daß es sich bei der Erscheinung der Gipfniveaus um langlebige Ueberbleibsel ursprünglicher Gebirgslandschaften weit harmonischeren Gepräges handelt, als es für den heutigen Hochgebirgsstil bezeichnend ist. Unsere Darlegungen konnten jedoch keine erschöpfende Behandlung des Problems geben. Wir mußten uns vorderhand mit wenigen Andeutungen bescheiden in der Hoffnung, daß bald auch die Gipfflur weiterer Teile der Alpen analytisch studiert werde und sich mit der Zeit ein Vergleichsmaterial sammle, welches weitgehendere Schlüsse zuläßt. Als Vorarbeit hiezu mögen unsere Hinweise vielleicht von einigem Interesse sein.

Die Karformen. Es muß auffallen, daß das Pe-Niveau, welches im Sottoceneri fast lückenlos erhalten ist, im Sopraceneri nach LAUTENSACH weit spärlicher erscheint und in den Nebentälern häufig ganz aussetzt. Eine genaue Durchsicht der von LAUTENSACH namhaft gemachten Restformen zeigt, daß sich der genannte Forscher bei der Erkundung der Phase beinahe ausschließlich an das Haupttal gehalten hat. Da die Haupttalflanken aber infolge der zahlreich einmündenden Seitentäler häufig zu Hangdreiecken reduziert sind, deren oberer Teil der Anlage und Erhaltung größerer Hochreste wenig Raum bietet, standen zur Rekonstruktion naturgemäß auch nur beschränkte Formrelikte zur Verfügung. Aus diesem Grunde hat die Forschung gerade bei der Erkundung der Hochformen eine genaue Analyse der Nebentäler anzustreben. Offenbar ließ sich LAUTENSACH bei der Reserve diesen Formen gegenüber durch die Ueberlegung leiten, daß die hohen, meist Kare tragenden Regionen der Seitentäler als reine Glazialformen mit den Hochsystemen zum vornherein keinen genetischen Zusammenhang besitzen könnten.

Nachdem es eine Zeitlang schien, als ob durch die Glazialtheorie das Karproblem im wesentlichen als aufgeklärt gelten könne, hat sich seit 1920 namentlich bei den österreichischen Alpenmorphologen eine gewisse Wandlung in den Ansichten vollzogen, indem die Kare nun als Talschlüsse älterer, präquartärer Oberflächensysteme aufgefaßt werden. Unter dem Einfluß der neuen ostalpinen Morphologen-

schule, welche der Glazialerosion nur noch eine leicht überformende Wirkung zuschreibt, wurde die Frage weiter verfolgt und hat 1929 in W. FELS (28) ihren umfassenden Bearbeiter gefunden⁵⁴. Die neuen Gesichtspunkte lassen auch die Hochmulden des Tessingebietes in andern Lichte erscheinen und verschaffen ihnen für die Aufklärung alter Talbildungsphasen gesteigerte Bedeutung.

In der Tat hat GYGAX für die Karschüsseln des Verzascatales den Nachweis zu erbringen vermocht, daß fluviale Restformen und Kare unmittelbar ineinander übergehen. Dieser Nachweis gelingt im südlichen Teile des Talraumes am schlüssigsten, weil hier die fluvialen Systemreste am wenigsten glazial überformt sind. Wichtig ist dabei die Beobachtung, daß die Kare an fluviale Formen des Pe-Systemes anknüpfen. Besonders rings um die Steilform des Pizzo di Vogorno ist das Hochsystem in einem Niveau von hochgelegenen Terrassen und Karen gut zu erkennen. «Wo wir oberste Verflachungen oder rückenförmige Formen vorfinden, da fehlen meistens die Karformen, und umgekehrt. Sind aber Karformen und hohe Terrassen da, so geht der Karboden stetig in die Pe-Terrasse über. Bei Kartreppenformen ist es der oberste Karboden, der auf die Pe-Terrasse gleichsohlig übergeht.» (GYGAX, S. 21.) Gleiche Beobachtungen lassen sich mit Leichtigkeit aus dem ganzen Sopraceneri beibringen; erstaunlich deutlich tritt die Verknüpfung beider Formgruppen auch an der S-Flanke des Val Bedretto in Erscheinung.

Die Kare sind sonach aus den Quelltrichtern des Hochsystems hervorgegangen, welches, wie die reiche Gliederung des Hochformenreliefs beweist, ein dem heutigen konformes, reich verzweigtes Talnetz aufwies⁵⁵. Infolge der spätern Talvertiefung liegen diese Erosionsrelikte hoch über den Talsohlen, zu denen die Bäche über teilweise gewaltige Gehängestufen (maximal 800 m) hinuntereilen. Es ist verständlich, daß die kleinsten Bäche der Talvertiefung am wenigsten zu folgen vermochten, weshalb in ihrem Bereiche die Hochformenreste — Verflachungen und Kare — am besten konserviert sind. Genetisch-physiognomisch weist also das Pe-System analoge Verhältnisse auf wie das Hochflurensystem der Karwendelkette (FELS)⁵⁶.

Die Karformen liegen weit über der hocheiszeitlichen Schneegrenze (1600—1700 m). Außerdem steigt das Pe-System vom Talausgang gegen das Innere stetig über das Eisstromniveau empor. GYGAX beobachtet im Verzascatale die obersten Schriffkehlen entweder am untern Rand der Pe-Verflachungen oder mehr als 100 m tiefer. Es besteht entgegen der lange üblichen Auffassung demnach weder ein ursächlicher Zusammenhang zwischen der Schneegrenzlage und dem Karniveau noch ein solcher zwischen den Karmulden und den an ihnen vorbeiziehenden Eisströmen. (Vgl. die Karte der würmeiszeitlichen Vergletscherung bei LAUTENSACH, 50 und GYGAX, 34).

Daß manche Ebenheiten nicht von Karen zerfressen wurden, stimmt mit der jüngst von R. STREIFF (94) wieder betonten Tatsache überein, daß Karformen da zur Ausbildung gekommen sind, wo von der Felsumrahmung hartes, scharfkantiges Material in den Bergschrund stürzte, daß sie aber dort fehlen, wo eine Felsumrahmung nicht vorhanden war. Wo die Hochhalden also gleichmäßig bis zu einem sanften Rücken hinaufgleiten, wurde das ganze Relief eiszeitlich von einem geschlossenen Firnmantel überzogen, der mehr schützend als abtragend wirkte. Wo aber die alten Quellmulden des Pe-Systems von steilen Wandflanken und Gipfeln überragt wurden, da waren die Bedingungen für eine gewisse Kareintiefung, Wandunterschneidung und mechanische Rückwitterung günstig. An diesen Stellen finden sich deshalb die Steilformen des alpinen Hochreliefs, welche demnach als schon präglazial steile, eiszeitlich umgeformte Ursprungsgebiete zu betrachten sind. Bei großen Karen sind die rückwärtigen Kartteile offenbar Neuschöpfungen der Eiszeit, die allerdings im Anschluß an die alten Oberflächenformen geschaffen wurden und deswegen noch heute ihr

⁵⁴ FELS räumt dem glazialen Moment auch für die Ausgestaltung der Kare nur geringsten Einfluß ein, eine Ansicht, welche als Uebertreibung der gegenwärtig herrschenden Tendenz der Ostalpenmorphologie abzulehnen ist. Vgl. dazu die trefflichen Bemerkungen E. BURGERS, 16, S. 34.

⁵⁵ Vgl. das Pe-Hochtal S des P. Campolungo mit seinen Karformen (A. Crozina, Piano del Lago). Ein prächtiger fluvialer Quellzirkus dieses Systems ist in die S-Flanke des Monte Boglia bei Lugano eingelassen. Zahlreiche Quellbäche haben den Kessel seicht zerschnitten, so daß er durch niedrige Spornrippen gegliedert wird. Derart mag die Ausgangsform manches der größern Kare ursprünglich ausgesehen haben.

⁵⁶ Wenn wir im folgenden diesen Ausdruck als Synonym des Pe-Systems verwenden, so möchten wir damit die Formanalogie hervorheben, ohne die Altersfrage irgendwie berühren zu wollen.

Niveau in großen Zügen widerspiegeln⁵⁷. Diese Beobachtungen an toten Karen berechtigen die geomorphologische Forschung, auch lebende, heute verfirnte Karschüsseln zur Rekonstruktion alter Niveaus heranzuziehen. Aus den Formen des Loggia-Kares (Verzasca) und anderer Karschüsseln des Tessingebietes scheint eine glaziale Vertiefung von maximal 100 m unter das Pe-Ausgangsniveau hervorzugehen, was mehr ist, als manche Gegner der Glazialerosion wahr haben möchten, aber mit andern Beobachtungen und auch den neuern Untersuchungen STREIFFs über die Firnbewegung gut übereinstimmt.

Die Zwischenwände mancher Kare sind der intensiven Rückwitterung zum Opfer gefallen, und auch Hauptgrate sind auf diese Weise erniedrigt worden. Weite Karplatten scheinen dagegen nicht häufig herausgebildet worden zu sein. LAUTENSACH

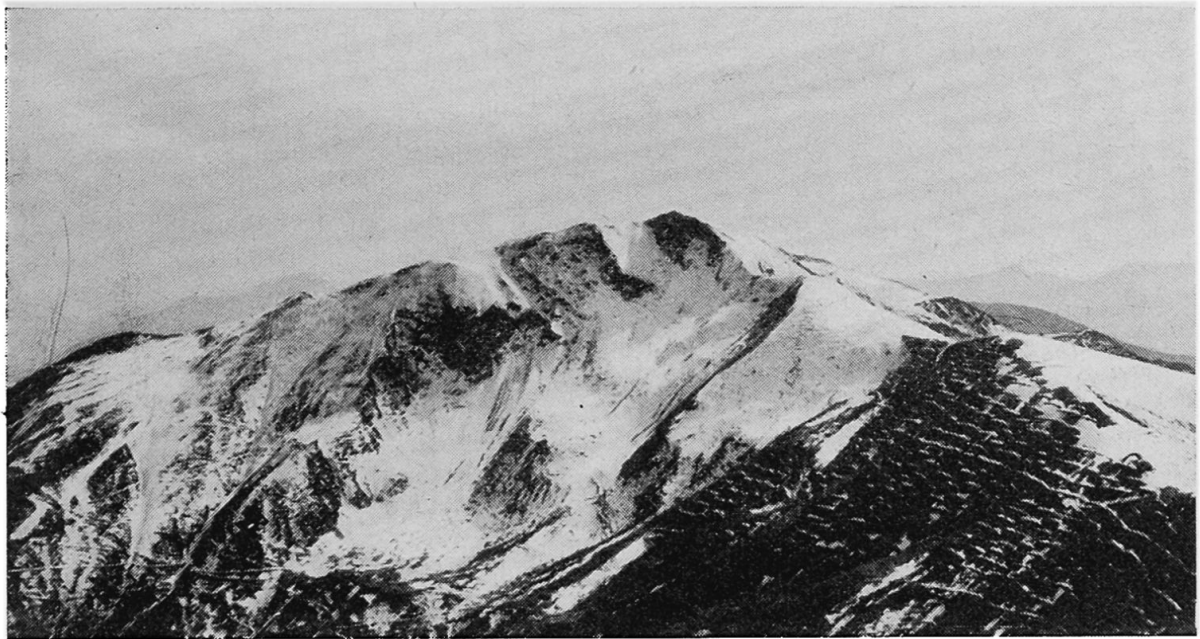


Abb. 2. Embryonal-Kar am Monte Gradicioli (1940 m), vom Monte Tamaro aus. Photo H. Annaheim (April 1943)

hat zeigen können, daß die scheinbare Karplatte im Hintergrunde des Valle di Cama nichts anderes als die durch Kargletscher zerfressene Trogplatte ist, welche sich anschließend in Trogschultern fortsetzt. Auf ähnliche Weise dürften «Karplatten» zu deuten sein, welche im Anschluß an das Hochflurensystem entstanden sind.

Die morphologische Wirkung der Karvergletscherung ist namentlich in den Grenzsäumen der Vereisung oft eindrucklich sichtbar. Das Bergland zwischen Cenerifurche und unterm Misox steigt in maximal 2300 m Höhe empor, ragte also mit seinen altgeformten Kämmen und Gipfeln nur bis 600 m über die hocheiszeitliche Schneegrenze hinaus, während weite Kammzüge mit unter 2000 m Höhe nur wenig über dieser Linie lagen. Ausgedehnte Kammabschnitte waren deshalb lediglich von einer geschlossenen Firndecke überzogen, und es ist zu keiner Karentwicklung gekommen. Sobald die Gipfel aber gegen 2000 m Höhe erreichen, stellen sich auf der Schattenseite in den obern Quelltrichtern typische kleine Karformen ein, die auch heute noch bis weit in den Sommer hinein Schneereste bergen. Dabei weisen nur die hintersten und höchsten Talschlüsse Kare auf, da hier alte Flachstrecken in hoher Lage konserviert worden

⁵⁷ Die Wandverwitterung und Verlegung der Karrückwände war sicherlich weit beträchtlicher, als es von FELS angenommen wird. Nicht nur die Stadial- und Interglazialzeiten wirkten eingreifend; daß auch während der Hocheiszeiten die mechanische Abtragung nicht zu gering veranschlagt werden darf, tut das rezente Zerstörungswerk der Frostsprengung an den alpinen Hochgipfeln weit über der Schneegrenze kund.

sind. Kurze Seitentobel, welche auf die tieferliegende Erosionsbasis des Hauptflusses eingestellt und daher stark eingeschnitten sind, erlaubten die Ansammlung von ewigem Schnee nicht und zeigen daher steile, karfreie Rückwände, was besonders schön an der Nordflanke der Monte-Bar-Garzirola-Kette zu erkennen ist. Die obersten Quellzirken des Val di Sertena und des Val di Caneggio sind dagegen zu gestuften Karmulden umgeprägt worden, welche von SPICHER beschrieben worden sind. Ebenso charakteristisch sind die Karformen am Monte Tamaro und Monte Gradicioli, auf welche GYGAX (35) hingewiesen hat. Prächtig leiten auf der Alpe Duragno die übersteilten seitlichen Karwände talaus, um in ca. 1470 m an einem Endmoränenbogen zu enden. Ebenso schön, wenn auch kleiner und mit steilem Boden versehen, sind die Kare im NO des Tamaro- und Gradicioligipfels entwickelt. Weitere, teilweise nur angedeutete Karformen finden sich am Monte Segor, N des Monte Stabiello, am Corno di Gesero und O des Marmontana; in ihnen haben P. KNOBLAUCH und M. REINHARD (45) Moränenwälle beobachtet.

Es handelt sich bei diesen Formen durchwegs um embryonale Bildungen, in welchen die alten Quelltrichter noch leicht zu erkennen sind. Einige davon haben sich, und dies ist besonders bemerkenswert, nicht aus Ursprungsnischen des Pe-Systems entwickelt, sondern aus solchen der höchsten Systeme (Alpe Duragno, Garzirola-Kar z. B.). Es dürfte eine reizvolle Aufgabe künftiger Forschung sein, die Frage abzuklären, inwieweit in den Karformen und namentlich den Kartreppen die erwiesene Mehrphasigkeit der Hochsysteme noch durchschimmert. Die genannten Kare waren lediglich hocheiszeitlich vergletschert; die höchsten kleinen Moränenwällchen, welche wir in ihnen finden, müssen auf Grund der Schneegrenzbestimmungen (Depression ca. 1050 m) noch der Zeit vor dem Bühlstadium zugewiesen werden. Später aperten die Mulden während des Sommers jeweilen aus.

Mit der Erhebung der Gipfflur gegen N und der dadurch bewirkten Intensivierung der Vergletscherung stellen sich sogleich größere Karmulden ein, und N des Sasso della Paglia (2548 m) erscheinen zum ersten Male ansehnliche Karschüsseln mit übersteilen Rückwänden, welche sich intensiv gegen die Gipfel vorgegraben und embryonale Karlinge geschaffen haben. Mit der Zunahme der Reliefenergie im Bereiche dieser höhern Erhebungen war ohne Zweifel schon voreiszeitlich eine gewisse Formverschärfung verbunden, welche ihrerseits die Entstehung der Karschüsseln begünstigte. Gerade dieser allmähliche, gesetzmäßig erfolgende Uebergang vom fluvialen Quelltrichter zum Embryonalkar und endlich zum echten Muldenkar im Raume zwischen Sotto- und Sopraceneri beweist nicht nur die Anlehnung dieser Bildungen an die Formen des Pe-Niveaus und der noch ältern Systeme, sondern zugleich die gestaltende Kraft der pleistozänen Karvergletscherung. Im höhern Gebirge trug diese zu einer bemerkenswerten Verschärfung des Altreliefs bei. Jäh abfallende Gipfelwände, zerschartete Hochkämme und tiefe Felsbecken, welche heute die stillen Hochseen bergen, sind imponierende Zeugen der pleistozänen Vereisung in der Region der Altformenwelt.

Eindrücklicher als Beobachtungen in stark vereisten Hochgebirgen vermögen solche in einst wenig vergletscherten Gebieten (Deutsche Mittelgebirge, Südkarpaten, Rila), wo glazial umgestaltete und unberührte Quellmulden unmittelbar nebeneinander vorkommen, die Kare als typische glaziale Leitformen zu erweisen. Selbst HEIM hat auf den Gegensatz von Firnkesseln und fluvialen Talschlüssen aufmerksam gemacht (38)! Vgl. auch die trefflichen Beobachtungen LAUTENSACHs am N-Hange der Limidario-Kette (50, S. 106) und F. NUSSBAUMs (72) aus den niedern Ketten der Freiburger Alpen.

B. DAS BEDRETTO-SYSTEM

Da der Talquerschnitt dieser Phase enger als derjenige des Hochflurensystems und mehr kastenförmig ist, wurde das Be-System von der nachträglichen Eintiefung im ganzen weit mehr als das breiter angelegte Pe-Niveau betroffen. Dabei sind allerdings die beiden Systeme in gegensätzlicher Art und Weise konserviert worden, was durch

den Charakter der Eintiefungsentwicklung bedingt ist. Während das Hochsystem im niedrigen Berglande noch weite Kammregionen zu gestalten vermochte (vgl. S. 87 f.), blieb das Be-System ganz auf die eigentliche Talregion beschränkt und nur in den hintersten Talstrecken gut erhalten. Hier war eben die Taleintiefung und damit auch Ausweitung des Querprofils während der jüngern Phasen der Entwicklung nur bescheiden: Mit der Regelmäßigkeit eines Gesetzes finden sich deshalb die schönen Trogschultern, welche von je die Aufmerksamkeit der Forscher auf sich gelenkt haben, stets in den rückwärtigen, hochliegenden Talkammern, wie im Hochtale des Val Bedretto, Val Vigornesso, Valle d'Osola, Goms, Urserental, Haslital. Lokal allerdings sind unter günstigen Umständen, welche namentlich durch Gestein und Struktur bedingt sind, ausgedehntere Flachreste auch in den untern Talstrecken erhalten geblieben.

Um einen genauen Ueberblick über Ausbildung, Höhenlage und Gefälle des Hochtalbodens zu erlangen, wurde derselbe kartographisch dargestellt (Fig. 4). War dies für das Valle Verzasca und das Luganese ein leichtes, da außer Querprofilen oder Terrassenverzeichnissen auch die Längsprofile publiziert sind, so bereitet diese Aufgabe für die übrigen Täler nicht geringe Schwierigkeiten. Die Arbeit Lautensachs enthält nur wenige Angaben über die Höhenlage des Be-Bodens und keine Längsprofile. Trotzdem war eine erste Darstellung mit Hilfe dieser Angaben und der Terrassenlisten Lautensachs in großen Zügen möglich. Die Systemführung im Val Bedretto, in der Leventina und im Talzuge Bellinzona—Luino beruht auf eigenen ergänzenden Beobachtungen und ihrer graphischen Auswertung. Für Valle di Campo-Bosco und Valle di Vigizzo stehen keine Angaben zur Verfügung. Auf Grund dieses Materials wurde die Höhenlage des Systems durch die Isohypsen des Talwegs dargestellt, wobei die Länge der Isohypsenstrecke die mutmaßliche Breite im untersten Teile des Talquerschnittes andeutet. Diese Darstellungsweise, welche übrigens auch auf der Karte des Pu-Systems zur Anwendung gelangt ist, erleichtert eine vergleichende Betrachtung der Eintiefungsphasen in den verschiedenen Talräumen.

Systeme der Leventina. Die Be-Phase besitzt in allen Tälern ein gleichmäßiges, südwärts abnehmendes Gefälle. Diese Auffassung steht für die Leventina und das Val Blenio im Widerspruch zu den Annahmen LAUTENSACHS, dessen ganze Terrassenkonstruktion, wie auch SÖLCH bemerkt, hier unhaltbar und revisionsbedürftig ist⁵⁸. Da die Trogschultern nur noch schmal oder überhaupt vernichtet sind und Rutschungen manchen Hang in Mitleidenschaft gezogen haben, ist die Verfolgung der Eintiefungsphasen durch die Leventina nicht immer leicht. Lediglich eine genaue Analyse, welche sich auch auf die phasenreich entwickelten Nebentäler erstrecken müßte, wird imstande sein, die Formprägung dieses Talabschnittes umfassend abzuklären. Unsere Beobachtungen mögen als Beitrag hiezu aufgefaßt werden.

Das Schulterniveau des Val Bedretto, dessen Bodenhöhe bei Airolo zu 1450 m gefunden wurde, senkt sich rechtsseitig deutlich und nur von kleinen Tobeln unterbrochen über die prächtigen, hier etwas höher, dort etwas tiefer geschalteten Terrassen von Nante (1426 m), Giof (1420 m), Gioet (1380—1400 m) ab und leitet mit einem größeren Unterbruche über die Schrägfläche von Ven (1382 m) südwärts. Die linksseitigen Entsprechungen sind die auffallenden Terrassen über Brugnasco (1470 m, nicht Brugnasco selbst), von Altanca (1370 m) und Cresta-Ronco (1350 m). Rutschungen zwischen Ronco und Deggio haben das Niveau vernichtet, und auch S davon sind linksseitig keine deutlichen Reste desselben zu beobachten. Das aus diesen Formen rekonstruierte Bodenniveau senkt sich allmählich von Airolo auf 1300 m in der Gegend von Fiesso, um dann wenig über der Hochfläche des Monte Piottino in die mittlere Leventina auszulaufen. Für diese Einordnung der Terrassenformen spricht auch ihre bezeichnende Stellung im Talganzen: Nach der Tiefe zu werden sie von den steilen, dunkeln Nadelwald tragenden Troghängen begrenzt, während die nach oben an die

⁵⁸ Vgl. 50, S. 56. Seine durch die theoretische Deutung des Be-Niveaus wesentlich mitbestimmte Auffassung hat zur Folge, daß das Be-System bei Airolo um 150 m in die Höhe schnellte, um dann bei Biasca 180 m zur Riviera abzubrechen. Den nämlichen Sprung soll auch der Be-Boden des Bleniotales an der Mündung in die Tessinfurche ausführen. Wie schon bei der Walliser Trogschulterphase, so wird auch in diesem Falle deutlich, zu welchen unwahrscheinlichen Konsequenzen die Prämisse des Be-Niveaus als präglazialer Talphase und oberer Uebertiefungsgrenze führt. Alle Beobachtungen über das Pe-Niveau und den Verlauf der Systeme in den benachbarten Tälern (z. B. Verzascatal) sprechen gegen das Vorhandensein junger Krustenbewegungen derartigen Charakters.



Abb. 3. Val Tremola mit oberer Leventina. Links die eisüberschliffene Hochflurenlandschaft der Alpe di Sorescia. Ueber Airolo die Terrassenreihe Nante—Giof—Gioer; hinten der Monte Piottino. Photo A. und W. Borelli, Airolo

Schultern anschließenden, meist jähren Halden erst wieder im Hochflurenniveau Abflachungen aufweisen. Jedenfalls war auch PENCK (78, III, S. 800) geneigt, die Zusammenhänge in der eben beschriebenen Weise zu sehen.

Nicht mehr so klar ist der Terrassenverlauf zwischen Faido und Biasca zu erkennen, wo die Vielzahl der rechtsseitig einmündenden Täler die Haupttalhänge weitgehend zu schmalen Hangdreiecken reduziert hat. Außerdem haben Bergstürze und Rutschungen weite Hangabschnitte beeinflußt, so daß bei der Systemrekonstruktion auch in dieser Hinsicht Vorsicht geboten ist. So ist die Hangnische über Osco ein großes Bergsturzgebiet. Erschwerend fällt ins Gewicht, daß das Abrißgebiet der gewaltigen Trümmersmasse der Biaschina noch nicht einwandfrei festgestellt werden konnte, wenn auch manches für ihre Herkunft vom O-Hange aus der Gegend zwischen Calonico und Cavagnago spricht (vgl. H. NÄGELI, 66); wir ziehen deshalb vor, Leisten aus diesem Gebiete (Anzonico) unberücksichtigt zu lassen.

Als Niveaureste betrachten wir rechtsseitig die im Schutze des Sasso Cristallina und Motta di Gribbio prächtig erhaltene, mit Moränen verkleisterte Hochmulde von Gribbio (über 1260 m), den kleinen Erker P. 1306 unter Monti Olina und in Uebereinstimmung mit LAUTENSACH die Reststücke bei P. 1324 N Val Cramosina, Cavadumo (1117 m) und Riarna (1260 m). Linksseitig wird das Niveau über die Flächen von 1320 m unter Molare, Cò (ca. 1300 m), Mariva (1260 m) und die gestufte, nachträglich offenbar stark modifizierte Terrassenbastion von Sobrio (dazu auch Bedretto, 1054 m) in die Gegend von Biasca geführt. In zahlreichen Profilen tritt hier die Be-Schulter über 1000 m gut heraus, und in ca. 700 m erscheinen ebenso eindrucklich die meist zweiphasig unterteilten Pu-Flachformen.



Fig. 4. Alte Flächen und Trogformen

Es wurde erwähnt, daß die Reste des Hochtalbodens in den untern Talabschnitten einer starken nachträglichen Zerstörung unterlagen. An besonderen, meistens auch durch den Untergrund prädestinierten Stellen kam es hingegen zur Bildung von ins Tal vorspringenden Bastionen (Mattro Prelongio bei Bioggio, Cuasso-Borgnana, Cureggia bei Lugano), Riegeln (Barro bei Taverne) und sogar Inselbergen (Monte Caslano), um zunächst nur die Beispiele aus dem Sottoceneri zu erwähnen. Diese auffallenden Relikte tragen in der Höhe eine Restfläche des Be-Systems. Sie sind demnach erst in der Folgezeit herauspräpariert worden. Es ist gewiß kein Zufall, wenn im Sopraceneri eine ganze Reihe auffallender Formen nicht nur die gleichen Charakterzüge aufweist, sondern

auch genau dieselbe chronologische Stellung einnimmt. Es sind die großen Terrassenbastionen von Sobrio, Giova-Santa Maria, Viggiona und Braggio (Calanca) und die beiden mächtigen Riegelhöhen von Monte Piottino und Ponte Brolla. Die verblüffende Analogie des morphologischen Charakters dieser bedeutenden Reste der Be-Phase im Sotto- und Sopraceneri mag nicht nur unsere Führung des Be-Bodens im Livinental stützen, sondern als weitere Bestätigung für die vollzogene Systemkoordination gelten; in hellem Lichte erscheinen jetzt Gesetzmäßigkeiten, wo vordem lediglich störende Singularitäten hervortraten.

Die Tatsache, daß sowohl die Hochfläche des Monti Piottino als auch namentlich die tiefern Teile der Sobrio-Terrasse etwas unter dem Be-Boden liegen⁵⁹, ist in Anbetracht des hohen Alters dieser mitten im Haupttalzug aufstrebenden oder stark vorspringenden Formen verständlich. Sie sind weitgehend durch Wasser und Eis erosiv und akkumulativ umgestaltet worden (vgl. Geologische Karte der Tessiner Alpen von PREISWERK, P. NIGGLI u. a. und SÖLCH, 88, S. 99 f.). Namentlich die N-Seite des Platifer mit seinen weichern Gesteinen ist beträchtlich ausgeräumt worden, während der im Lee der Eisbewegung befindliche Südhang im Leventinagneis mauergleiche Abstürze zeigt. Das Eis des Tessingletschers lag bei Faido 900 m mächtig über den Flachformen des Be-Systems. Talaufwärts nimmt die Dicke der überlagernden Eisdecke ab und erreicht über den Troglplatten des Talschlusses nur noch um die 100 m. Talabwärts sinkt die Gletscheroberfläche etwas rascher als das Be-Niveau, dessen Restformen aber bei Locarno noch 700 m unter ihr begraben liegen. Etwas geringere Werte gelten für das Verzascatal (um 500 m), doch dürfte auch hier die im Vergleich zu den Pe-Flächen weit beträchtlichere Deformation der Schultern mit auf Gletscherschurf zurückzuführen sein.

Auf Grund unserer Beobachtungen ist die Sobrio-Dorfterrasse, nach welcher LAUTENSACH sein tiefstes Terrassensystem benannt hat, eine Restform des Hochtalbodens. Diese Sachlage ergibt sich auch aus dem Vergleich mit den benachbarten Leistenflächen von Bedretto bis Conzanengo—Monte Erto im S und von Cavagnago bis Calpiogna im N, welche LAUTENSACH mit Recht dem «Sobrio-Niveau» zuzählt. Es sind alles stark abgeschrägte Terrassenstreifen, entsprechen also Hangresten des Pu-Systems. Ihr unterer Rand liegt vorwiegend wesentlich tiefer (ca. 950—800 m ü. M.) als der flachere Teil der hohen Bastion von Sobrio (1050—1020 m ü. M.), und zwar noch in beträchtlicher Entfernung talauf von der Sobrio-Terrasse. Die Ueberprüfung bestätigt, daß diese Formen unmöglich dem gleichen Eintiefungssystem angehören können wie die Hochbastion von Sobrio; deren ebener Sohlenrest liegt 250—300 m über dem aus den übrigen Leistenflächen gefundenen Talboden des «Sobrio-Niveaus» von LAUTENSACH. Der Talboden dieses Systems muß tiefer angesetzt werden, als LAUTENSACH vermutet; die Bezeichnung «Sobrio-Niveau» für dasselbe ist daher unzutreffend, weswegen wir es als Pura-System bezeichnen.

Abgesehen von den erwähnten Vorbehalten scheinen uns LAUTENSACHs Angaben über das Pu-System für die mittlere und untere Leventina den Tatsachen im allgemeinen zu entsprechen⁶⁰. Ergänzend sei bemerkt, daß das Niveau in der untern Leventina wie in der Riviera eine deutliche Doppelung aufweist, indem unter einem System in 900 m und darüber ca. 100 m tiefer liegende Simse in regelmäßiger Wiederholung auftreten, so z. B. vom Sporne des Monte Erto bis über Bodio und auch an der gegenüberliegenden Talflanke.

Bei Bedrescio sind scharf drei übereinander angeordnete Terrassen entwickelt. Noch tiefer liegt die auffallende Leistenreihe von Grumo—In Sacco—Piatelle⁶¹. Es bedarf noch eingehender Untersuchungen, um die Natur dieser Formen restlos abzuklären. Wandausbrüche scheinen hier häufig Anlaß zur Simsenstehung gegeben zu haben.

⁵⁹ Monte Piottino 10—20 m, tiefere Teile der Sobrio-Terrasse (Parnasco) 40—50 m unter der Talsohle des Hochtalbodens.

⁶⁰ Die Terrasse von Cavagnago liegt allerdings nicht in ca. 1000 m, sondern steigt bis auf 870/900 m ab. S des Dorfes zieht eine schöne Wallmoräne mit vorgebauter Verschüttung hangauswärts.

⁶¹ Sie scheint SO In Sacco einen Abschwung aufzuweisen, der vielleicht als Zeuge einer alten, ca. 150 m hohen Talstufe zu deuten ist.

Dagegen streicht der Pu-Talboden nicht, wie LAUTENSACH annimmt, über den Piottino-Riegel hinweg, sondern verläuft entsprechend seiner geringern Höhenlage durch die Dazio-Grande-Schlucht, wie dies auch SÖLCH vermutet (vgl. im übrigen S. 127 ff.). In der oberen Leventina tritt uns das System in den schönen Terrassen SO unter Brugnasco (1230 m), unter Altanca, Ronco und Deggio (1170—1140 m) und eventuell bei Catto (1170 m) entgegen; im S erkennen wir es in den Flächen von Sotto Nante (1260 m), S Piotta (1110 m) und endlich bei Prato (1050 m). Die von LAUTENSACH zum Be-System gezählten Formen der obern Leventina gehören ältern Systemen an und leiten daher häufig in Karschüsseln hinein, was besonders schön bei der Alpe Cadonigo und um den Pizzo Tremorgio zu beobachten ist.

Noch sei kurz darauf verwiesen, daß LAUTENSACHs Systemangaben für das Bleniotal ebenfalls überprüft werden müssen, nimmt er doch auch hier den Sprung des Be-Systems am Talausgange an. Weiterhin setzt er bei Olivone den Boden dieser Phase in 1350 m an; reiche Verflachungsfolgen im Umkreise dieser Ortschaft und das Talgefälle lassen uns aber eher eine Höhe von 1500 m vermuten. Eine eingehende Untersuchung des Tales ist namentlich auch im Hinblick auf das gegliederte Talnetz mit seiner interessanten Entwicklungsgeschichte wünschenswert.

C. DIE PRÄGLAZIALE PHASE

200—300 m unter dem Be-Niveau liegen die meist glazial modifizierten Reste des Pu-Systems oder des Mitteltalbodens, wie wir diese Phase in Analogie zum Hochtalboden und auf Grund ihrer typischen Lage im Talquerschnitt bezeichnen möchten. Erst die eiszeitliche Talvertiefung schuf den untersten Abschnitt der Täler mit relativ engem Profil.

Betreffend Umfang und Genauigkeit der Erforschung dieses Systems gilt das für das Be-Niveau Gesagte in erhöhtem Maße. Die Angaben LAUTENSACHs sind etwas ungleich und namentlich für das Maggiagebiet und Val Blenio spärlich; von manchen Tälern fehlen sie überhaupt. Was Spezialforschung in dieser Hinsicht zu leisten vermag, wird wohl durch nichts eindrücklicher demonstriert als durch die Tatsache, daß LAUTENSACH für das Valle Verzasca zwei Leisten mit fraglicher Zuordnung nennt, während GYGAX das Niveau an Hand zahlreicher Relikte bestimmt. Die Höhe des Systembodens wurde überall da, wo nähere Angaben bei LAUTENSACH fehlen, aus den nicht seltenen Flachleisten erschlossen. Für das Tessintal konnten wir uns zudem, wie schon erwähnt, auf eigene Beobachtungen stützen. So mag die Uebersicht Fig. 5 trotz der ungleichen Unterlagen dennoch ein in seinen großen Zügen annähernd richtiges Bild vermitteln.

Vollerhaltene Formen⁶². Während es den rückwandernden Gewässersteinen des Be-Systems schon häufig nicht mehr gelang, bis in die obersten Talwurzeln vorzudringen, um sich hier mit den rückwärtigen Halden zu verschmelzen, gilt dies noch mehr für die Steilen des Mitteltalbodens. Deshalb konnten sich größere Bodenreste des Hochtalsystems in den Talhintergründen erhalten, so beispielsweise im Val di Colla (1500 m lange Flachstrecke zwischen Osnago und Maglio di Colla), im Val di Caneggio und bei Astano an der Lisora. Im Sopraceneri umgürten diese Altformen als Troglplatten die Talschlüsse, wie im Val Bedretto (Val Corno—Nufenenpaß), prächtig in den kleinen Seitentälern der Leventina und des Val Peccia, besonders großartig im Val Calneggia usw.

In verstärktem Maße läßt sich die zunehmende Unfähigkeit, die Talbildungsphasen bis in die obersten Talenden vorzutreiben, an der nach der Ausbildung des Mitteltalbodens einsetzenden Eintiefung wahrnehmen. Mancherorts sind deshalb lange Pu-Sohlenstrecken konserviert worden. Während im Sottoceneri die Flachstrecken dieser Phase in schmalen Sohlentälern ihre ursprüngliche Form weitgehend bewahrt haben (Val di Colla vom Ausgang talaufwärts, Tiefe der Magliasina-Schlucht unter Curio, Flachstrecken des Val Solda und Val d'Osteno), sind die vollerhaltenen Pu-Formen im Sopraceneri trogförmig umgestaltet worden. So sind in den Talschlüssen des Verzascatales nach GYGAX vom Pu-System nicht nur schmale Simse, sondern auch breitere, den Troglplatten ähnliche Formen und endlich längere und trogförmig umgestaltete Talreste erhalten geblieben.

⁶² Wir sehen zunächst davon ab, daß das System glazial beeinflusst ist.

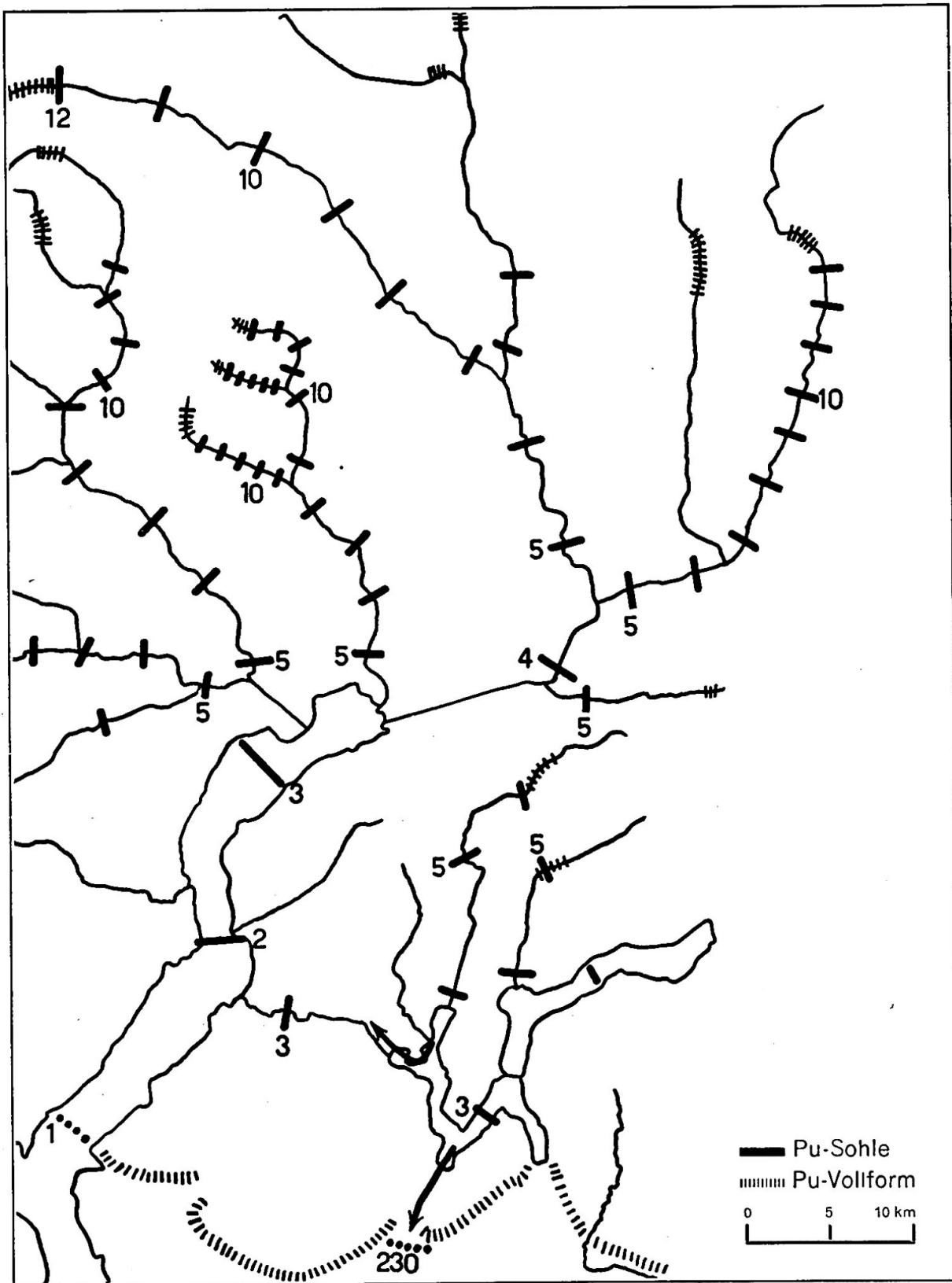


Fig. 5. Das Pura-System

Da die Staffelung der hintern Talabschnitte reich entwickelt ist, bietet die Analyse dieser vollerhaltenen Formen (Vollformen) nicht geringe Schwierigkeiten. Dies ist namentlich dort der Fall, wo zahlreiche Stufen geringen Abstandes die Taltreppe aufbauen und sich glaziale Wirkungen intensiver bemerkbar machen wie im Sopraceneri.

Deswegen beschränken wir uns für dieses Gebiet lediglich auf einige wenige, teilweise im Sinne einer Arbeitshypothese gedachte Angaben bemerkenswerter Treppenhöden, welche wir auf Grund ihrer Einordnung in das Relief als Pu-Vollformen deuten möchten (s. Tabelle).

Vollerhaltene Formen des Pu-Systems im Sopraceneri

Tal	Vollform	Höhe	Talwärtige Stufe	Stufenhöhe
		m	m	m
Val Peccia	La Bolla—Cavallaccio	1750—1500	1500—1170	330 steil
Val Lavizzara	Grasso di dentro—Casone	1800—1740	1740—1650	90 steil
Valle Verzasca	Val Vigornesso	1500—1440	1440—1170	270 steil
	Val Redorta	1590—1500	1500—1080	420 steil
	Valle d'Osola	1470—1350	1350—1200	150 flach
Tessintal	Val Bedretto	1700—1140	1140—1080	60 steil
Val Blenio	Cozzera-Campo	1290—1200	1200— 900	300 steil
	Camperio	1260—1200	1200— 930	270 steil
Val Calanca	? Valbella	1440—1300	1300—1170	130 mittel
Misox	San Giacomo	1200	1200— 840	360 steil

Der Einbau dieser Formen in das Gebirgsrelief ist bezeichnend: Erstens sind es stets einheitliche Trogformen unter den Be-Schulterflächen. Zweitens liegen sie im Längsprofil zwischen der Trogplatte und dem tiefen Taltrog und werden daher talauf von der Trogschlußstufe, talwärts von einem jüngern, häufig gewaltig abbrechenden Abschwunge begrenzt. Zum dritten stehen sie im Zusammenhang mit Pu-Leistenzügen, welche an ihrem untern Ende ansetzen und unterhalb der jungen Stufen hoch über den Tieftrögen talaus ziehen. Außerdem ist im Valle Verzasca deutlich zu erkennen, daß die Pu-Talreste um so kürzer sind und entsprechend dem größeren Gefälle der fluvialen Erosionskurve um so höher im Talraume liegen, desto kleiner die Talfurchen sind, denen sie angehören. Diese Tatsachen sind deswegen höchst aufschlußreich, weil sie den ursprünglich rein fluvialen Bildungscharakter dieser Formen belegen und weiterhin dartun, daß die glazialen Eingriffe in den Talwurzeln nicht sehr beträchtlich gewesen sein können. Die Kongruenz von Talgröße und Länge der Vollform beruht darauf, daß nicht nur die Anlage der Trogschlußsteile im Präglazial mit fluvialer Gesetzmäßigkeit erfolgt ist, sondern auch diejenige der die Bodenreste nach unten begrenzenden jungen, pleistozän geschaffenen Stufe (vgl. dazu weitere Belege S. 123 ff.). Im großen kommen diese Regeln bei allen Vollformen zum Ausdruck, wenn sie im einzelnen auch nicht die vollkommene Gesetzmäßigkeit aufweisen können wie im Valle Verzasca mit seinem gleichartigen Untergrund. So finden sich die höchsten Bodenreste in den hintersten Talwurzeln des Maggiagebietes und die niedrigsten in den großen Quertälern, wo sie auch die bedeutendste Ausdehnung erreichen (Tessintal, Val Blenio, Misox).

Im Val Bavona ist das Trogschulterniveau im Gebiet von Lago Bianco—Alpe Lielpe—Alpe Robiei—Zotto in einer absonderlichen, glazial stark umgeformten Hochlandschaft erhalten. Die Pu-Restform muß hier in dem gewaltigen Abschwung gegen Campo im schmalen Talkanal in der Gegend von Gaggio (1770—1680 m) zu suchen sein. Weit besser ist sie in den beiden andern Maggia-Talwurzeln erhalten. Der Trog von Sambuco ist in die Pu-Hangreste (ca. 1800—1700 m) eingegraben, welche talauf gegen den Talrest von Casone weisen. Dieser liegt zwischen dem Tieftrog von Sambuco und der Trogschulterregion des Talhintergrundes. Die Stufe unterhalb P. 1609 ist

offenbar eine Konfluenzstufe. Noch deutlicher ist der Zusammenhang von Voll- und Restform im Val Peccia, wo der Boden von Cavalliaccio etwas tiefer liegt als die schönen, talaus einsetzenden Pu-Schultern der verschiedenen Corte grande (1664 m, 1609 m). Wiederum ist die Einschaltung zwischen die Trogschultermulde von Alpe della Bolla und den Tieftrog von San Antonio sehr bezeichnend. Der Boden von Bosco (um 1500 m) zeigt analogen Lagetypus.

Im Valle Verzasca hat GYGAX den Zusammenhang der Vollformen mit den korrelaten Leistenreihen nachgewiesen. Im Tessintal setzt das Pu-Niveau bei Airolo mit einer mutmaßlichen Bodenhöhe von 1200 m ein, liegt also nur 100 m über der heutigen Aufschüttungsfläche des Tessins oberhalb des Stalvedro-Riegels. Das Val Bedretto dürfte deshalb als pleistozän umgestaltete Vollform des Mitteltalsystems gelten, dessen Formen zu den heutigen Troghängen umgeprägt worden sind.

Reich gestuft ist die Taltreppe im hintern Val Blenio. Auf Grund der Trogschultern in 1600—1700 m und des Talgefälles vermuten wir den Be-Boden in der Gegend von Olivone, wie schon erwähnt, in ca. 1500 m und möchten daher die auffallenden seitlichen Treppenflächen von Monti Orsera (1470—1410 m) im Val di Campo und von Campra (1470—1420 m) im Val Santa Maria als sekundär etwas abgetiefte Be-Formen betrachten, während im Talhintergrund erst die Hochmulde von Pian di Ceireti (Val Camadra) phasengleich wäre. Unter diesen hohen Be-Formen leiten Abschwünge zum Hochtale von Cozzera—Campo hinunter, welches nach seiner Lage im Talwege und der Größe durchaus dem Val Bedretto entspricht. Im gleichen Niveau liegt der zurückgeschobene Bodenrest Monti Camperio W Olivone.

Im Val Calanca dokumentieren prächtige Schultern das Be-System, dessen Boden wir bei Rossa zu 1500 m und bei Valbella zu ca. 1700 m ansetzen. Das Pu-System scheint durch die gegen 300 m tiefer liegenden Terrassen von Prato di Levrà (1429 m), Monti all'Acquadice (1388 m), Monti alla Motta (oberer Teil 1350 m) und Monte del Gaja (1407 m), welche alle den engen Tieftrog gegen oben abschneiden, vertreten zu sein. Der aus ihnen rekonstruierte Boden läuft auf die lange Flachstrecke von Valbella aus, deren Beschaffenheit allerdings noch genauer abgeklärt werden muß.

Am schwersten sind die Verhältnisse im Hintergrunde des Misox zu entwirren, da hier der über den San-Bernardino-Paß transfluierende Eisstrom anscheinend eingreifend gearbeitet hat. In der eigenartigen Hochlandschaft von San-Bernardino—Monte di Monzotenti möchten wir einen stark niedergelegten und aufgelösten Rest der Be-Flächen erblicken und die nächsttiefere Stufenhöhe von San Giacomo⁶³ folglich als Pu-Vollform deuten. Die von LAUTENSACH festgestellten, in unmittelbare Nähe von San Giacomo hinführenden Terrassen stützen diese Auffassung.

Ein Formäquivalent zu diesen hochliegenden Flächen der alpinen Taltreppe und namentlich zum Bedrettotale ist das Goms. Auch hier führt der Präglazialboden (Bellwald-System) nur in geringer Höhe über der Talsohle hin. Die Flächen von Steinhaus und Mühlibach (1250 m) befinden sich nur 200 m tiefer als das Bellwald-System, was mit den Verhältnissen im Val Bedretto im großen übereinstimmt⁶⁴. Talauf soll dieses Niveau im Gletschboden (1750 m) eine vollerhaltene Form besitzen (?). Im Val Bedretto müßte der rückwärtige Bodenrest unter dem Trogschlusse vorhanden sein. Er ist, wenn überhaupt erhalten, stark durch Akkumulationen (oberhalb All'Acqua) verwischt.

Reliefcharakter. Die präglazialen Talböden führten wohl mit gleichmäßiger Neigung talauswärts und erreichten den Alpenrand in ca. 200 m Höhe. Die engen Systemräume mit ihren steilen Hängen demonstrieren das vermehrte Zurückbleiben des Abtrags hinter den endogenen Kräften, welche das Gebirge seit der Entstehung des Hochfluren-Systems um mehr als 600 m hinausgehoben hatten. Die Hochgipfel erreichten schon imponierende Höhen über den benachbarten Talsohlen (Campo

⁶³ Nach R. MÜHLEMANN (65) ist das Fundament der Fläche von San Giacomo Paragneis und Glimmerschiefer, während Bergsturz- und Schwemmschutt nur oberflächliche Eindeckungen sind (vgl. dazu LAUTENSACH 50, S. 49, 98).

⁶⁴ Die Zahl von 400 m Abtrag seit dem Bellwald-System, welche MACHATSCHECK und STAUB angeben, umfaßt auch die vermutliche Tiefe der Erosion unter den Akkumulationen der Talsohle (200 m).

Tencia über 2000 m, Rheinwaldhorn gegen 2500 m), beträgt doch der Unterschied gegenüber den gegenwärtigen relativen Gipfelhöhen in einem mittleren und südlichen Streifen, in welchem der pleistozäne Abtrag die Täler noch anscheinlich zu vertiefen vermochte, nur um die 400 m, um sich in den innersten Gebirgsteilen auf geringste Werte zu reduzieren (Differenz am Pizzo Rotondo ca. 100 m). Die totale Höhenspannung zwischen Alpenfuß und Campo Tencia beläuft sich, immer ohne Einrechnung der seitherigen Denudation, aber unter Berücksichtigung der nachträglichen Aufkuppelung, auf 2600 m.

Auch das noch weit ins Pliozän hinein sanft modellierte südliche Gebirgsland erfährt eine fortgesetzte Aenderung seines Landschaftscharakters, indem die altgeformten Kammrücken und Kuppengipfel immer mehr über die tief eingesenkten Talwege hinauswachsen und zuletzt Höhenspannungen von weit über 1000 m aufweisen (4, S. 112 f.). Beim Eintritt des Eiszeitalters ist der ganze Raum zwischen Gotthard und Alpenrand Hochgebirgsland. Die mit dieser Entwicklung einhergehende Reliefverschärfung prägt jedoch vorwiegend die Taltiefen, während die Kammfluchten noch den ererbten Mittelgebirgsstil zur Schau tragen.

In den Tälern wird das junge Steilrelief durch nichts so gekennzeichnet wie durch die Entwicklung der ersten Mündungsstufen. Während die größeren Seitengewässer leicht mit der Eintiefung der Hauptflüsse Schritt zu halten vermochten, gelang dies den kleinen und kleinsten Bächen nicht mehr; deren jungpliozäne Steilen arbeiten auch heute noch in den vordern Abschnitten der kleinen Seitenfurchen. So hängt im Talzirkus von Sigrino die V-förmige Be-Flachstrecke 300 m über dem Haupttalboden. Ähnlich verhält es sich mit dem kleinen Val Mugera, der Kerbe der Sovaglia bei Rovio und, wenn auch nicht so ausgeprägt, mit dem Val Capriasca und dem Val di Colla. Wenn auch hier die ältern Systeme schon weiter talein vorgestoßen sind, so ist doch der Talausgang als kleine, mehrstufige Flußtreppe mit allerdings geringen Stufenhöhen (um 20 m) entwickelt. Auch im Verzascatale dringen die Pu-Steilen der Bäche von Organa, Gangello und Eva erst wenig in die Tälchen vor; die anschließenden Pu-Flachstrecken sind wohl ausgebildet, aber sehr kurz und liegen in Kerben eingebettet. Analoge Verhältnisse sind bei den noch kleinern Nebenrinnen zu konstatieren, wo die Phasen infolge der geringen Kräfte nur mehr andeutungsweise zur Ausbildung gekommen sind (GYGAX). Auch im übrigen Sopraceneri wurzelt die Mehrzahl der kleinen Seitenrinnen in hochliegenden Quelltrichtern des Pe- oder Be-Systems, von welchen die Gewässer in jähem Laufe über gewaltige Sammelsteilen zur Tiefe eilen (vgl. die Rinnsale am Leventinahange der Kette Pizzo Lucomagno—Pizzo di Molare, Kessel des Lago Tremorgio u. a.).

IV. Tertiäre Morphogenese

A. ÄLTESTE ENTWICKLUNG

Die älteste morphologisch belegte Gebirgsoberfläche wird durch die Hochgipfel-flur, die Reste der höchsten Systeme und des Hochflurensystems repräsentiert. Rundliche oder wenigstens ausgeglichene Kammformen, breit eingelassene Quellnischen und sanft sich senkende geräumige Muldentäler charakterisieren das Pe-Altrelief. Während im S ausgesprochen milde Formen mit geringen Höhenunterschieden bezeichnend sind, erscheinen N des Längstalzuges bald Höhenspannungen von über 1000 m. Die höchsten Formkomplexe (System 1 des Luganese) über dem Pe-Niveau mit noch sanftern Böschungen beweisen die Existenz eines älteren, noch ausgeglicheneren Relieftyps. Die Höhenspannung innerhalb desselben reduziert sich gegenüber dem Pe-System um 500—700 m, so daß die maximale Reliefenergie zwischen Alpenrand und höchsten Kulminationen nur 1500 m betrug (unter Berücksichtigung der seitherigen Aufwölbung).

Diese alte Landoberfläche schneidet den Bau des Gebirges ohne Rücksicht auf tektonisches Hoch und Tief. Ueber die beiden Flügel der Luganer Verwerfung, Liasbergland, Triasschichtstufen und insubrisches Grundgebirge hinweg, die steil gestellten Wurzeln und mannigfach aufgetürmten Tessiner Decken kupierend, steigt sie unbekümmert um das Gefüge langsam vom Alpenrande gegen N an. Wenn auch heute die tektonischen Höhen über der Wurzelzone und dem anschließenden penninischen Deckensystem nicht mehr so hoch angesetzt werden wie seinerzeit von HEIM, so bleibt doch die Tatsache des Abtrags gewaltiger Gebirgsmassen über den heutigen Gipfeln bestehen. Beherrschend und nivellierend, hat der Abtrag schon vor dem Pliozän die strukturellen Niveaudifferenzen auszugleichen vermocht und aus einem zu gewaltigen Höhenspannungen tendierenden Gerüst eine ausgeglichene Destruktionsoberfläche geschnitten.

Aus welcher Initialform (Primärrelief) sich das Pe-System entwickelt hat, läßt sich in unserm Gebiete nicht mehr erweisen, da die morphologischen Dokumente erst mit Ausbildung der Höchstsyste zu sprechen beginnen. Die nach oben zunehmende Abschwächung des Reliefs könnte der Vermutung Raum lassen, daß das Primärrelief ein sanft geformtes Berg- und Hügelland war. Die Beschaffenheit der alten Vorlandsedimente beweist jedoch, daß diese Ansicht lediglich für die Ausgangsform der heutigen Gebirgslandschaft gilt. Die Nagelfluhmassen am Alpenfuße bekunden, daß die schuttliefernden Gewässer stoßkräftige, gefällsreiche Gebirgsflüsse waren, welche aus offenbar steil reliefiertem Hinterlande zum Alpenrande strömten (vgl. M. PFISTER, 79). Danach vollzog sich die Genese der Gebirgslandschaft in zwei großen Hebungsphasen, welche durch eine Periode größerer Ruhe getrennt waren:

1. Herausbildung eines Steilreliefs von unbekannter Höhe und Form während des Oligo-Miozäns, welches in steter Hebung begriffen und einem enormen, lange anhaltenden Abtrag unterworfen war, dessen Produkte die Molassetröge füllen: Haupterosionsperiode der Alpen (vgl. dazu CADISCH, 20, S. 53 ff., R. STAUB).

2. Abschwächung dieses Reliefs als Folge wesentlich verlangsamer Hebungstendenz des Untergrundes, offenbar nach der spätsuibrischen Phase. Schaffung der Mittelgebirgslandschaft mit den höchsten, noch heute feststellbaren Systemen (Hochgipfelflur, Höchstsyste).

3. Zweite energische Hebungsphase mit sich verstärkender, diskontinuierlicher Entwicklung: Herausarbeitung des heutigen Schachtelreliefs und Alpenbildes⁶⁵.

In die erste Phase des werdenden Gebirges fällt die Anlage und der Ausbau des Gewässernetzes, dessen genetische Deutung infolge des Fehlens entsprechender morphologischer Zeugen aus diesen ältesten Zeiträumen auf große Schwierigkeiten stößt und der Phantasie ein weites Betätigungsfeld überläßt. Die Anordnung der Gewässer war ohne Zweifel durch die älteste Oberfläche, «auf welcher sie ins Leben treten konnten, nicht bloß für die nächste Zeit, sondern langdauernd und nachhaltig bestimmt» (SÖLCH, 87a), so daß aus ihr auf die primäre Gebirgsform geschlossen werden darf. Die Uebereinstimmung gewisser Talanlagen mit Deckendepressionen, -stirnen und Wurzelzonen ist schon lange aufgefallen (vgl. CADISCH, 19). Das hydrographische Zentrum der Gotthardgruppe verdankt seine einzigartige Stellung offenbar der größten Deckenkulmination der Schweizer Alpen. Gerade für das Tessingebiet dürfte aber eine weitere Abklärung dieser interessanten Probleme erst möglich sein, wenn über die tektonischen Verhältnisse dieses verwickelt gebauten Raumes größere Klarheit gewonnen sein wird. Jedenfalls scheint die Altoberfläche mit der heutigen Großtektonik der Tiefe nicht übereinzustimmen, fließen doch Tosa und Tessin auf langen Strecken in ausgesprochenen Deckenkulminationen. Nur die obere Maggia ist an eine Depression gebunden. Möglicherweise haben isostatische Bewegungen, welche die tektonische Gestaltung überkreuzten und in erster Linie bestimmend für das Primärrelief gewesen sein dürften, auch den Gewässern den Weg gewiesen.

⁶⁵ Vgl. die Hebungskurve, welche DE MARTONNE schon 1910 entworfen hat. Er unterscheidet starke miozäne Hebung, darauf folgende Reliefreduktion und schließlich eine Verjüngung der Formen durch eine präquartäre Hebungsphase (nach dem Astien).

Daß in diesem langen Entwicklungsprozeß die abtragenden Kräfte den Untergrund sorgfältig abgetastet haben, geht mit immer größerer Eindrücklichkeit aus den einschlägigen Untersuchungen hervor (vgl. auch LAUTENSACH, GYGAX, ANNAHEIM und die geologischen Untersuchungen von PREISWERK, KÜNDIG u. a.). Neben den größeren Struktur- und Gesteinszonen werden dabei kleine Brüche und Ruschelzonen herausgearbeitet und als Leitwege der Erosion benützt (E. KÜNDIG, 47). Auch die größeren Längstäler haben sich im Laufe der Entwicklung offenbar schon sehr frühe subsequent in die alten Quertalwege hineingelegt.

Zu Beginn des Pliozäns weisen die Talanlagen des Tessingebietes im großen das heutige Anordnungsbild auf, eine Feststellung, welche in vollkommener Uebereinstimmung mit den Ausführungen R. STAUBS über die Gesamtalpen steht: «Da sind zu Beginn des Pliozäns fast alle großen Talsysteme des heutigen Gebirges an ihre nunmehrigen Einschnitte lokalisiert, und deren weitere Ausgestaltung ist nur mehr das Werk fortgesetzter pliozäner und quartärer Erosion.» (91, S. 175.) Kleinere Verschiebungen haben sich innerhalb des Gebirgsraumes immer noch entwickelt; von ihnen wurden namentlich auch die Grenzsäume des Einzugsgebietes im N und S betroffen.

B. DAS SCHACHTELRELIEF

Die weitere Entwicklung des Gebirgslandes vollzog sich ausgeprägt phasenmäßig. Stockwerkartig tieften sich die abtragenden Kräfte unter Führung der Flüsse in den Gebirgsbau ein. Die Diskontinuität der Taleintiefung, welche sich in der Ausformung der zahlreichen Eintiefungssysteme mit ihren Steilen, Flachstrecken, Boden- und Hangformen ausprägt, kann nur Ausdruck einer ebenso diskontinuierlich gearteten Hebung des Gebirges sein. Daß diese großräumig wirksamen endogenen Vorgänge das Tessingebiet im ganzen gleichförmig betrafen, geht aus der Uebereinstimmung der Haupt-Talbindungsphasen zwischen Gotthard und Alpenrand hervor. Um so auffallender ist es daher, daß für das eigentliche Tessingebiet bisher lediglich drei pliozäne Eintiefungseinheiten, für das Luganese aber neben drei Hauptphasen noch weitere Systeme namhaft gemacht wurden. Diese Diskrepanz ist mehr eine solche der Forschung als der Wirklichkeit, wird sie doch weit mehr durch die Verschiedenheit der angewandten Untersuchungsmethoden als durch genetische Differentiation bedingt.

1. Der Vergleich der Systeme im Luganese (vgl. S. 66 ff.) hat ergeben, daß nur eine Anzahl von Phasen im ganzen Bereiche des Sottoceneri entwickelt ist, während andere lediglich eine lokale Verbreitung besitzen, wie außer den vier weithin abgetragenen Höchstsystemen namentlich die Niveaus 11, 13 und 15. Eine Ueberprüfung der Systemreste zeigt, daß die rein lokale Ausbildung dieser tiefern Systeme anscheinend nicht durch sekundäre Zerstörung der Systemdokumente (Höchstsysteme) bedingt ist, sondern auf örtlich begrenzter Genese beruht.

Beobachtungen und theoretische Ueberlegungen ergeben, daß die ruhige Ausbildung der Eintiefungsphasen, d. h. die ungehinderte Entwicklung der Steilenwanderung, außer durch lokale tektonische Störungen namentlich durch Untergrundverhältnisse beeinträchtigt wird. Harte Gesteinszonen oder Schuttmassen können die Steilenwanderung aufhalten («Resistenzsteilen», O. HESS, 40), so daß sich mehrere Steilen zu Sammelsteilen akkumulieren können. Nach Ueberwindung des Hindernisses rückt die Sammelsteile geschlossen talauf; im obern Talabschnitt wird deshalb an Stelle mehrerer Systeme nur noch ein einziges System ausgebildet (Systemverschluckung). Der umgekehrte Fall tritt ein, wenn eine Steile im angeschnittenen Untergrunde auf härteres Gestein stößt. Der obere Steilenteil marschiert dann weiter, wogegen der untere seine Rückwanderung nur mit Verzögerung fortsetzt. Durch Steilenumformung können sonach nicht nur Systeme ausgelöscht, sondern auch neue lokale Einschaltssysteme erzeugt werden.

Die Verhältnisse im Mendrisiotto belegen, daß jungpliozäne tektonische Störungen geringen Ausmaßes wohl Anlaß zur Bildung lokaler Systeme geben könnten. In jedem Falle aber wird der Nachweis der störenden Ursache schwierig, wenn nicht unmöglich sein. Dies gilt auch für Einflüsse, welche von der Struktur des Untergrundes herrühren; sie dürften in unserem geologisch abwechslungsreich gebauten Gebiete keine geringe Rolle spielen. Ihnen ist vermutlich die Bildung der Einschaltssysteme 13 und 15⁶⁶ im Val Cassarate und das Fehlen von Niveau 11 (Systemverschluckung) im Vedeggiogebiet zuzuschreiben. Als verursachende Störungslinie käme im ersten Falle das Seetalgebiet zwischen Monte San Salvatore und Campione, im zweiten Beispiel das Talgebiet zwischen Morcote und Monte Caslano in Frage, wo jeweiligen Triasmulden die Talzüge queren.

Wohl sind wir uns des hypothetischen Charakters dieser Andeutungen bewußt. Wenn auch ein Nachweis, wie sich die Vorgänge in Wirklichkeit abgespielt haben, nicht mehr zu erbringen ist, so mögen unsere Hinweise doch die Richtung angedeutet haben, nach welcher eine Interpretation dieser eigenartigen Verhältnisse möglich ist. Jedenfalls dürfte klar geworden sein, daß die angeblich vorhandenen Unterschiede der Niveau-Ausbildung zwischen Sotto- und Sopraceneri sehr wohl durch lokale Ursachen bedingt sein können. Auch bei gleichem endogenem Hebungsrythmus über ein großes Gebiet hinweg sind demnach nicht überall absolut parallele Systemtreppen zu erwarten.

2. Es fällt schon im Luganese auf, wie unterschiedlich der Erhaltungszustand der Restformen in den verschiedenen Talräumen ist. So mangeln der Seetalung von Porlezza durchgehende Leistenzüge vollkommen, was sich als Folge glazialer Einwirkung erweist. Im Vorhandensein der Eintiefungsrelikte spiegelt sich demnach häufig mehr die Art nachträglicher Zerstörung als die primäre Phasengenesse. Wenn schon im Luganese die Wirksamkeit der Gletscher lokal so stark ins Gewicht fällt, so muß sie für die großen Eisstromtalungen des Sopraceneri sehr bedeutend sein. Leisten sind hier dem Abtrag in einem Ausmaße zum Opfer gefallen, daß durchgehende Niveaus oft kaum mehr zu erkennen sind. So mag es nicht ausgeschlossen sein, daß namentlich schon fluvial stark zerstörte Zwischensysteme glazial so weitgehend vernichtet worden sind, daß sie nicht mehr als selbständige Phasen erkannt werden können⁶⁷.

Wenn sich im Sottoceneri die eiszeitlichen Gletscher nur lokal durch Leistenauswischung fühlbar machen, so bereiten sie hier durch ihre Ablagerungen der Phasenuntersuchung größere Schwierigkeiten, so namentlich im Luganerbecken, Malcantone und Mendrisiotto. Man findet in weiten Gebieten des Luganese überhaupt keine Terrasse, welche nicht eine Moränendecke oder eine Schuttbildung anderer Art (Hangschutt, Fluvioglazial usw.) trüge. Gerade die Flachformen sind prädestinierte Träger von Lockermassen, worauf auch E. STRASSER und KÜNDIG (47) hinweisen. M. VANNI konnte am Comersee die Stadialmoränen des Addagletschers besonders auf den Terrassensockeln feststellen. Die verbreitete Hangschuttfüllung an der Bergseite der Leisten erlaubt die Höhenbestimmung derselben mit Hilfe der «Hangflächengrenze» (DIWALD) häufig nicht.

Im mittleren Malcantone (Brenno-Mugena) sind beispielsweise alle Flachreste unter 660—650 m von Akkumulationen verhüllt, weshalb eine talgeschichtliche Untersuchung zunächst das Felsniveau unter der Schuttdecke zu eruieren hat. Erneute Kontrollen haben bestätigt, daß die Straßeneinschnitte und Bachanrisse im allgemeinen sehr rasch den Felsuntergrund anschneiden. Lediglich um Torcione sind in diesem Talabschnitt mächtige Akkumulationen verbreitet, welche sich auch durch bezeichnende Kleinformung (dicht gezogene, seichte Hanggerinne) und rasch unter Trockenheit leidende Vegetation kenntlich machen. Ein tieferes Felsniveau ist gut vertreten; in gleicher Höhe liegt aber eine schöne Schutt-Terrasse. An der langen Riedelfläche zwischen Torcione und Mugena (Be-System) klebt im S eine 20 m mächtige Schütt; weiter im N ist aber die Verflachung lediglich durch einen 8 m mächtigen Schuttmantel verhüllt und taucht endlich gegen Mugena vollends als rundgebuckelte Eckterrasse empor. Letzte Klarheit über die reiche, erosiv und akkumulativ bewirkte Detailformung dieses interessanten Talraumes wird nur eine monographische Behandlung und Kartierung auf großmaßstabiger Grundlage vermitteln können.

Es würde einer Preisgabe wertvollen Belegmaterials gleichkommen, ja in manchen Gebieten talgeschichtliche Untersuchungen geradezu verunmöglichen, wenn man auf alle diese verschleierte

⁶⁶ Einzelne Reste in der Höhe von System 13 im Talbschnitt unterhalb dieser Stelle sind so isoliert, daß wir ihnen keine Beweiskraft für das Vorhandensein eines Systems einräumen können.

⁶⁷ Oefters sind die Leisten in ihrer Längsrichtung durch sub- oder randglaziale Gewässer geritzt, worauf STRASSER und KÜNDIG verweisen. Letzterer findet diese Furchen im N der Magadino-Ebene in Anlehnung an blastomylonitische Zonen (48). Die erwähnte Be-Terrasse von Giof (Leventina) scheint derart angegriffen worden zu sein.

Systemreste verzichten wollte. Dagegen gebietet die Vorsicht gerade auch bei derartigen Räumen, nicht nur Leisten zur Abklärung der Eintiefungsentwicklung heranzuziehen, sondern die Gesamtheit der Systemformen und ihres Reliefcharakters, also Eckfluren, Schräg- und Flachsimsse, Hang- und Kammformen, Talkanten, Gewässertreppen, Reliefenergie, Böschungsverhältnisse, Systemneigung und -stellung zu den übrigen Einheiten (Abstandstypik usw.), wie wir das für das Luganese versucht haben. Bei derart umfassender Analyse und Synthese werden die Belege so weitgehend kompensiert, daß einzelne problematische Leisten die Ergebnisse nicht zu beeinflussen vermögen.

3. Der Unterschied der Phasenzahl zwischen Luganese und Sopraceneri ist aber in Wirklichkeit gar nicht so beträchtlich, wie es auf Grund der Literatur erscheint. Während sich die ältere morphologische Forschung im allgemeinen mit der Beobachtung der Haupt-Eintiefungseinheiten begnügte, stellten die meisten neuern Untersuchungen durch einläßliche Formenanalyse eine weit größere Zahl von Eintiefungsphasen fest. So unterscheidet z. B. LAMPRECHT im Nikolaital von den höchsten Firntreppen bis hinunter zum präglazialen Niveau 11 Systeme⁶⁸. E. NEEF differenziert im Bregenzerwald gar insgesamt 25 Systeme. In Wahrheit ist auch im Sopraceneri die Phasengliederung reicher, als bisher angenommen wurde.

Zunächst sei an unsere Feststellung höchster Phasenreste über dem Pe-System erinnert (S. 87 ff.). Sodann hat LAUTENSACH im Tessin- und Bleniotal Leistengruppen zwischen seinen Be- und Sobrio-Terrassen namhaft gemacht («Zwischenterrassen»), welche allerdings auf Grund unserer Beobachtungen anders eingeordnet werden müssen. Seine in der mittleren Leventina dazu gerechneten Formen müssen entweder als Phasenreste ausschalten, da sie in Bergsturzgelände liegen (Casinella), oder gehören dem Be-System an, wie Cò, Monte Capinengo, Campello. Dagegen bilden die von LAUTENSACH diesem letzteren Niveau zugezählten Reste von Tarnolgio, Monte Carico (allerdings stark mit Moräne eingedeckt), Molare, Cassina (mehrstufig), Aldescio, Angone links und Monte Chesso, Monti Olina und Monti Osadigo rechts in 1600—1440 m Höhe ein deutliches System zwischen dem Be- und Pe-Niveau, dessen Reste in diesem Talabschnitt in ca. 1800 m einsetzen. Es dürfte ca. 150—200 m höher liegen als das Be-Niveau und nimmt daher dieselbe Stellung ein wie das Arla-Zwischensystem im Luganese.

Eine ähnliche Verschiebung muß mit den Zuordnungen LAUTENSACHs im Val Blenio vorgenommen werden, wo sein am flachern W-Hang festgestelltes Zwischenniveau (Rasoir—Censo) dem Be-Niveau entspricht, während die höheren Reste von Puscedo—Cavato—Pozzo (dazu wahrscheinlich auch das Eck Moriscio—Sasso di Pollegio 1350—1500 m) in ca. 1500 m wiederum dem in der Leventina festgestellten Zwischensystem angehören.

Aus der Riviera nennt LAUTENSACH eine tiefere Terrassenreihe zwischen dem Be- und Pu-System, welche in 800—900 m über Cresciano klar hervortritt und auch im Talkessel über Claro erhalten ist. Zu diesen Relikten müssen die Terrassen über Iragna und Lodrino in gleicher Höhenlage gezählt werden, welche LAUTENSACH als Zeugen für das Be-Niveau erwähnt. Dokumente dieses Zwischensystems konnten wir über Gorduno (Monti di Lasagno 715 m) und namentlich im Valle Morobbia (s. S. 80) nachweisen und möchten dazu auch die tiefste der drei Terrassenstufen zählen, welche BÄCHLIN am N-Hange der Tamarogruppe zum Be-Niveau (650 m) einordnet. Endlich sind in diesem Zusammenhang die Beobachtungen von cand. geol. H. BUCHMANN wertvoll, der bei Fusio-Mogno zwischen den drei Hauptsystemen immer wieder je ein weiteres Niveau klar erkennt (persönliche Mitteilung). Die zahlreichen Einzelbeobachtungen SÖLCHs (88) belegen ebenfalls eine beträchtliche Phasengliederung für den Sopraceneri. Zukünftige Detailforschung wird hier weitere Abklärung bringen müssen.

Es mag aus unseren Andeutungen hervorgehen, daß trotz der Möglichkeit der Systemverschluckung an Sammelstellen und einer weit intensiveren pleistozänen Vernichtung von Phasenresten als im Sottoceneri auch im Sopraceneri außer den Hauptniveaus noch weitere Eintiefungseinheiten ausgebildet und in Restformen konserviert worden sind. Die im Luganese nachgewiesene Phasendifferentiation gilt demnach grundsätzlich auch für das Tessingebiet. Die Vielphasigkeit der pliozänen Talentwicklung — alle neuen Forschungen tun dies dar — ist charakteristisch für die ganzen Alpen. Für die Ostalpen ist sie längst nachgewiesen (vgl. BREMER; H. BOBEK erkennt im Zillertal z. B. sechs tertiäre Systeme), und auch in den französischen Alpen haben ältere und neuere Untersuchungen stets zur gleichen Auffassung geführt.

So unterschied schon DE MARTONNE 1912 im Isère-Gebiet über dem präglazialen Niveau 4 weitere Phasen. J. CHARDONNET hat an der W-Seite der Montblanc-Gruppe unter zwei Firnboden-niveaus 4 Systeme über dem Präglazial festgestellt, gelangt also zu 7 pliozänen Eintiefungsstockwerken.

⁶⁸ Sein System 11 entspricht im ganzen dem G-M-System von MACHATSCHEK u. STAUB, welches wir als präglazial betrachten. Die morphologische Bestimmung des Systems 8 als präglazial ist ungenügend. Ebenso wenig vermögen wir den weitem Darlegungen dieses Forschers zu folgen, der auf unhaltbaren Grundlagen aufbaut (z. B. Voraussetzung einer «tatsächlich geringfügigen Tiefenerosion der Gletscher».)

Die folgende Uebersicht möge die Grundzüge der Phasengliederung, deren Parallelisierung für die Zwischensysteme im einzelnen noch abgeklärt werden muß, andeuten:

Sottoceneri	Sopraceneri	
4 Höchstsyste	Mindestens 2 Höchstsyste	Altplozän
Pettanetto-System		
Arla-Zwischensystem	Zwischensystem	
Bedretto-System		Jungplozän
Ardena-Zwischensystem	Zwischensystem	
Albonago-Zwischensystem		
Pura-System		

Die pliozäne Morphogenese hat demnach im Gebiet zwischen St. Gotthard und Alpenrand zu einem 7—10 Phasen aufweisenden Schachtelrelief mit zunehmender Reliefversteilung nach der Tiefe zu geführt. Hier im S ist deutlicher als am Nordfuß der Alpen erkennbar, daß diese Herausmodellierung des Plozänreliefs zusammen mit dem Wachsen des Gebirges über seine Erosionsbasis durch eine absolute Heraushebung des Gebirgslandes über den Meeresspiegel oder die darauf eingestellten Akkumulationen bedingt ist, war doch vom älteren Tertiär bis weit ins Plozän hinein der südliche Alpenrand entweder stets vom Meere bespült oder doch nicht wesentlich über seinem Horizont gelegen. Während des spätern Altplozäns (Pe- bis Be-Niveau) stieg das Gebirge um 200—300 m auf, und nach der Mittelplozäntransgression erhob es sich bis zum Eintritt des Eiszeitalters um weitere 400—500 m⁶⁹.

Die Schachtelreliefierung beweist, daß die pliozäne Heraushebung ruckweise erfolgte⁷⁰. Der Rhythmus dieser endogenen Bewegungen wohl isostatischer Natur läßt sich nicht mehr bis ins einzelne rekonstruieren. Es dürften nicht alle Auftriebe von den abtragenden Kräften als besondere Phasen registriert worden sein. Feinere Phasenteilungen sind der Systemverschluckung an Sammelteilen oder, während ausgedehnten Ruhezeiten, tiefern Phasen zum Opfer gefallen, so daß sich nur einzelne Eintiefungseinheiten weiträumig ausbilden und erhalten konnten. Doch auch so lassen sich mindestens fünf altplozäne und zwei bis drei jungplozäne Unstetigkeiten der Hebung erkennen, wobei die einzelnen Höherschaltungen jeweils um 100 m betrugen.

Die sich entwickelnde, für die ganzen Alpen charakteristische Versteilung der Talquerschnitte legt die Annahme einer sukzessiven Hebungsintensivierung während des Plozäns nahe. Doch darf nicht unberücksichtigt bleiben, daß mit zunehmender Reliefspannung die über den Talböden sich heraushebenden Kämme, Hänge und Verflachungen fortgesetzt an Flächengröße zunahmen, so daß die jüngern Eintiefungsphasen zur Erlangung breiter Talböden und ausgeglichener Hangformen eine unverhältnismäßig beträchtlichere Abtragsleistung zu vollbringen hatten als die obern Systeme, welche ihre Formen in ein niedriges Ausgangsrelief eingraben konnten. Um in diesen Fragen zu einer weitem Abklärung zu gelangen, sind genaue Messungen des Ausraumes der verschiedenen Systeminhalte notwendig, wie sie von E. SCHNELL (85) und A. STEINER (92) versucht worden sind. Wir haben an einigen typischen, glazial wenig beeinflussten Talquerschnitten das Verhältnis von später-alt- und jung-

⁶⁹ Infolge der Aufschotterung des Alpenfußes senkte sich die randalpine Erosionsbasis im Jungplozän aber lediglich um 200 m; liegt sie doch heute in ca. 200 m über dem Meeresniveau.

⁷⁰ Zur Erklärung der eigenartigen Tatsache, daß einer fortgesetzten Abtragung und Entlastung des Gebirgskörpers eine unstetige Heraushebung gegenübersteht, zieht O. AMPFERER den in der Physik wichtigen Begriff des «Wirkungsquantums» heran, wonach zur Auslösung einer Ausgleichsbewegung die Ansammlung einer ziemlich hohen Spannung nötig ist, nach deren Erreichung der Ausgleich dann rasch vonstatten geht.

pliozänem Abtrag zu ermitteln versucht und dabei ein Verhältnis von 2,3:1 im Mittel erhalten⁷¹. So sehr diese Angabe als vorläufig zu betrachten ist, so geht aus ihr vielleicht doch hervor, daß im Laufe des Plioziäns in der Tat eine Beschleunigung der Gebirgshebung und damit eine Verkürzung der Ruhezeiten zwischen den einzelnen Phasen eingetreten sein dürfte.

C. MITTELPLOIZÄNE TALVERSCHÜTTUNG

Die Ablagerung des Ponteganakonglomerates kündigt das Ende der altplioziänen Hebungs- und Erosionsperiode an (vgl. S. 73 ff.). Eine völlige Umkehr der morphodynamischen Verhältnisse am Alpenrande wird dann durch die Transgression des Mittelplioziän-Meeres verursacht, welche infolge einer mindestens 200 m betragenden Abbiegung des südlichen Alpenrandes eintritt⁷². Das Meer überflutet nicht nur das Piedmont, sondern stößt auch weit in die bis zur Be-Phase ausgegrabenen Alpentäler vor. Große Delta-Akkumulationen müssen in der Folge das randalpine Talrelief weitgehend eindecken. Mit dem Vorrücken der Deltastirnen steigt die Verschüttung der alpinen Talsohlen weit talauf. Wenn auch in den Alpentälern keine stratigraphischen Belege für diese Vorgänge gefunden werden konnten, so scheinen doch morphologische Tatsachen auf sie hinzuweisen und durch sie aufgeklärt werden zu können. Neben der bemerkenswerten Formprägung des Be-Systems mit seinen breit eingemuldeten Talböden (Trogschultern!) sind die zahlreichen epigenetischen Flußverlegungen, welche sich mit dem jungplioziän einsetzenden Einschneiden der Gewässer in die Be-Böden entwickeln, höchst auffällig. Die Epigenesen haben namentlich im intensiv verschütteten südlichen Gebirgsland zu Laufänderungen ansehnlichen Ausmaßes Anlaß gegeben (vgl. auch S. 78 f.).

Die ansehnliche Eindeckung des alten Mittelgebirgsreliefs mit seinen gerade in der Gegend des untern Val d'Agno und gegen den Alpenrand hin niedrigen Rundkämmen läßt weite Schotterebenen entstehen, welche offenbar selbst bisher getrennte Flußbereiche über niedrige Wasserscheiden miteinander verknüpfen. Damit ist den Gewässern die Möglichkeit gegeben, beim Wiedereinscheiden neue Wege einzuschlagen. So findet die Magliasina nun einen neuen Abfluß zum Val d'Agno, und der Talboden von Novaggio wird zum Torso. Gleiches widerfährt dem Vedeggio, welcher seine ursprüngliche Laufrichtung über die Senke von Marchirolo aufgibt und sich jungplioziän durch die Talung von Brusimpiano zum Ur-Cassarate wendet (Zusammenfluß bei Morcote). Die Origliofurche verliert damals ihren Bachlauf, welcher inskünftig direkt zum Vedeggio fließt. Es sind dies alles Flußverschiebungen, deren genetische Deutung so lange Schwierigkeiten bereitet, als man sie nicht mit diesen mittel-jungplioziänen epigenetischen Erscheinungen in Zusammenhang bringt.

Damals beginnt auch, wie die Höhenlage des Taltorsos von Due Cossani belegt, die Zerschlagung des Ur-Pevereggia-Laufes, indem sich sein Oberlauf (Giona im Val Vedasca) nun zur Langenseefurche richtet (vgl. 4; 6, S. 81 ff.). Gleichzeitig erobert der Cannobino einen ehemaligen Nebenzweig der Melezza orientale⁷³. Wahrscheinlich

⁷¹ Es wurden die Querschnittsinhalte zwischen Pe- und Be-System einerseits und diesem und dem Pu-System anderseits bestimmt, und zwar zwischen M. Arbostora und Monte San Giorgio, Monti di Brena und Barro im Luganese. — SCHNELL errechnet als Verhältnis des plioziänen zum pleistozänen Abtrag 3,2:1 (Rheinisches Schiefergebirge). — Der Morphometrie harren gerade im Hinblick auf die Probleme der Talentwicklung noch große Aufgaben, deren Lösung sich für die Geomorphologie vielleicht als fruchtbarer erweisen dürfte als manche der bisher üblichen Oberflächenberechnungen.

⁷² Von der Absenkung wurde vermutlich nicht bloß das Piedmont, sondern auch das Gebirgsland betroffen, haben doch nach der Plioziäntransgression wiederum beide gemeinsam die Aufwärtsbewegung mitgemacht. Doch wenn auch das Gebirge nicht im gleichen Maße wie das Piedmont eingesunken sein sollte, so würde dies keine grundlegende Änderung der morphodynamischen Konsequenzen bedingen, reichte doch der plioziäne Meeresspiegel nach NANGERONI in ca. 450 m heutiger Höhe hinauf. Bei Annahme einer allgemeinen Senkung der südlichen Alpenzone mußte das Meer im Ur-Cassaratal bis in die Gegend von Porto Ceresio—Lugano und im Tessintal bis Luino—Locarno vordringen (unter Berücksichtigung der nachträglichen Abbiegung des Piedmonts und der seitherigen Aufwölbung der Systeme, vgl. S. 75 f., 113 ff.).

⁷³ Der Oberlauf des T. Cannobino (T. di Fiume) ist auf den Torsopaß von Testa Durone bei Finero gerichtet, über welchen er einst das Valle Vigizzo erreichte. Wie die Be-Terrassen im Centovalli zeigen, gehört die Torsohöhe (1123 m) ebenfalls diesem System an.

sind derartige Entwicklungsfolgen von Aufschüttung mit nachfolgenden Epigenesen ebenfalls an der Gestaltung des eigenartigen Talgeflechtes zwischen Tresalinie und Varesotto (Val Travaglia—Valcuvio—Valganna) weitgehend beteiligt. Auf die gleichzeitig sich entwickelnde Epigenese an der Breggia wurde schon hingewiesen.

Vermutlich gleiche Vorgänge haben auch im Sopraceneri zu bezeichnenden Neuorientierungen Anlaß gegeben (Festlegung des Tessinlaufs im Dazio Grande [vgl. S. 127 ff.], Bildung der neuen Talausgänge von Val Carasina [vgl. S. 137] und Val Calanca), wenn diese auch nicht zu den weittragenden Konsequenzen führten wie im alpenrandnahen Gebirgslande; die Talfurchen waren dort schon zu tief eingegraben, und die Mächtigkeit der Aufschüttung erreichte nicht die beachtlichen Dimensionen wie im S. Es sei hier nur kurz auf den Fall der Calanca-Mündung hingewiesen. Noch zur Zeit des Be-Niveaus verlief sie direkt südwärts über die prächtige Hochfläche von Giova. Darauf hat sich die eigenartige Abbiegung des jüngern Taleinschnittes nach O offenbar in Anpassung an die Schichtstruktur entwickelt. Die im Pu-System liegende Dorf-terrasse von Castaneda bezeichnet schon den neuen Talweg. Die Mündungsform kann unmöglich glaziales Erzeugnis sein und spricht ihrerseits für fluviale Anlage des Pu-Systems.

Erst das Eiszeitalter gab wieder Gelegenheit zu einer größeren Zahl von Gewässer-epigenesen, welche allerdings seltener mehr die weitreichenden Verschiebungen im Gewässernetz zu bewirken vermochten wie die mittel-jungpliozänen, da die Flußläufe im Gebirgsland noch weit mehr als in älterer Zeit an tiefe und enge Talfurchen gebunden waren. Der großen Zahl der pleistozänen Epigenesen steht ihr engräumiger Charakter mit lediglich geringfügigen Laufänderungen gegenüber, ausgenommen die Vorlandsgebiete mit ihrer weitgehenden Umschaltung auf zentripetale Entwässerung.

Ergänzend zu früheren Ausführungen (6, S. 91 ff.) sei bemerkt, daß offenbar die Abdrängung des Baches des Val dei Saraceni (SW Lanzo d'Intelvi) zur Mara durch glaziale Einflüsse bedingt war. Dagegen beweist der Rückschnittsquotient des Be-Niveaus im Valle Mara, daß die Ablenkung der Bäche des Valle del Bove und Valle del Inferno schon vor oder während dieses Systems erfolgt sein muß.

D. DAS GEFÄLLE DER PLIOZÄNEN SYSTEME

Für die Deutung der Gebirgsformung ist die Neigung der alten Eintiefungssysteme höchst aufschlußreich. Die Gefällsverhältnisse im Tessingebiet mögen der folgenden Tabelle entnommen werden; für das Luganese sei auf 4, S. 118 ff. verwiesen.

	Tessintal		
	Alpenrand—Locarno (35 km) ‰	Locarno—Bellinzona (17 km) ‰	Bellinzona—Biasca (20 km) ‰
Be-System ⁷⁴ . . .	10	6	12
Pu-System . . .	7	4	13
Rezente Sohle . .	2	2,3	3,3
	8 (Diff.)		
	8—9 (Diff.)		
	Valle Maggia Bignasco—Avegno (20 km) ‰	Valle Verzasca Brione—Talausgang (15,5 km) ‰	Valle Mesolcina Soazza—Grono (15 km) ‰
Be-System . . .	20	32	28
Pu-System . . .	18	27	30
Rezente Sohle . .	8	ca. 20	14
	12 (Diff.)		
	ca. 12 (Diff.)		
	14 (Diff.)		

⁷⁴ Vgl. Karten 4, 5 und GYGAX, Längsprofil. — Das ursprüngliche Talgefälle der Seetalstrecke setzen wir auf Grund der Verhältnisse anderer großer Alpentäler und der Talstrecke Biasca—Magadino zu 2 ‰ an. Da für Vergleichszwecke nur das Gefälle ungestufter rezenter Sohlen in Frage kommt, wurde beim Misox dazu die Talstrecke Cabbio—Grono verwendet. Aus diesem Grunde ist die Bestimmung der rezenten Talneigung im Valle Verzasca schwierig. Da das Sohlengefälle Sonogno—Brione 24 ‰ und dasjenige von Laverizzo—Vogorno (nach GYGAX) 16 ‰ beträgt, setzen wir als mutmaßliches Flachstreckengefälle für die untere Talstrecke 20 ‰ ein, sind uns aber bewußt, daß es eher noch etwas geringer ist.

Die Auswertung obiger Zahlen für morphogenetische Zwecke verlangt einige Zurückhaltung. Zunächst darf geringen Differenzen der Gefällsbeträge namentlich dort kein allzu großes Gewicht beigemessen werden, wo der Systemverlauf erst in seinen großen Zügen bekannt ist, wie in der Valle Maggia und Mesolcina, ergeben doch schon Höhenunterschiede von 20 m bei diesen kurzen Tälern Differenzen von 1‰ und darüber. Zudem ist zu berücksichtigen, daß das Pu-System glaziale Deformationen erlitten hat, welche allerdings die großen Züge des Phasenverlaufs nicht wesentlich zu überschatten vermögen.

Auch unter Berücksichtigung dieser Vorbehalte ergeben sich folgende bemerkenswerte Tatsachen:

1. Die Systemgefälle der einzelnen Flußgebiete sind in der absteigenden Reihe Valle Verzasca—Valle Mesolcina—Valle Maggia—Riviera vollkommen kongruent zur Talgröße und rezenten Sohlenneigung, was als Hinweis auf die grundsätzliche Richtigkeit der Systemführung gelten mag.

2. Verglichen mit dem rezenten Talbodengefälle, ist die Neigung aller Quertalsysteme wesentlich übersteilt. Die minimale Gefälldifferenz beträgt für das Be-System 8‰.

3. Die Verteilung scheint die Längstalstrecken nicht (Luganese) oder nur unwesentlich betroffen zu haben.

Das übersteilte Gefälle steht im Widerspruch zum Systemcharakter. Die Breite der Systemräume und ihre Ausgeglichenheit in Quer- und Längsprofil beweisen, daß die Flüsse im Laufe der Phasenentwicklung das Endgefälle erreicht haben müssen. Auch unsere Kenntnis des Pliozänklimas spricht nicht gegen die Annahme, daß die Gewässer während der Ausbildung des Hoch- und Mitteltalbodens unter ähnlichen Bedingungen arbeiteten wie heute. Die Uebersteilung der Systemneigung um minimal 8‰ kann deswegen nicht ursprünglich, sondern nur die Folge nachträglicher Krustenbewegungen sein⁷⁵. Da die Verstellungen nur in den Quertalstrecken in beträchtlichem Ausmaße auftreten, in den Längstalstrecken hingegen fehlen oder so gering sind, daß ich daraus keine weiteren Schlüsse zu ziehen wage, muß die Aufwölbungsachse annähernd parallel zum Alpenstreichen liegen⁷⁶.

Halb so groß ist die Schiefstellung im Luganese. Dies ist wahrscheinlich kein Zufall, stellt doch dieses Gebiet den innersten und tiefsten Landschaftsraum der insubrischen Tiefzone dar, welche im Vergleich zu den O und W Nachbargebieten die geringsten Gipfelhöhen aufweist; schon im Val Sesia erreicht die Schiefstellung mehr als 10‰ (vgl. PENCK 78, Bd. III).

Die Kippung der alten Talböden und ihre Konvergenz zum Alpenrande ist eine weithin beobachtete Erscheinung. Im Rhonequertal beläuft sich die Uebersteilung auf 9‰ (vgl. MACHATSCHEK und STAUB). Nämliches wurde von MACHATSCHEK auch im alpinen Reußtal beobachtet; auf Grund eines vermutlichen Minimalgefälles von 4‰ (Reußgefälle zwischen Erstfeld und Urnersee 3,8‰) berechnet sich die Kippung für den Talabschnitt Brunnen—Amsteg zu ca. 9‰. Auch hier konvergieren die Phasenböden gegen den Alpenrand, besteht doch zwischen präglazialer Phase und Hochtalboden eine Gefälldifferenz von 2‰. Ergänzend sei lediglich noch auf die gleichsinnigen Feststellungen von DE MARTONNE (60) aus dem Isèregebiet verwiesen.

Außer diesen prinzipiell wichtigen Feststellungen lassen die Gefällswerte noch weitere Modifikationen erkennen. So ist, vom Misox und der Riviera abgesehen, die Verteilung des Pu-Systems in den S Talabschnitten merklich geringer als diejenige des Be-Niveaus. Die beiden Phasen und rezenten Sohlen konvergieren wie auf der Alpennordseite gegen den Gebirgsfuß. Dies gestattet eine genauere Präzisierung des Alters der Aufwölbung. Diese hat demnach schon in jungpliozäner Zeit sogleich nach der Schaffung der Be-Einheit eingesetzt, bis ins Quartär andauert und damals auch das Pu-Niveau erfaßt.

⁷⁵ Aus den Differenzen der Verteilung der verschiedenen Talgebiete wage ich keine bindenden Schlüsse zu ziehen, da die größten Beträge gerade die weniger gründlich untersuchten Täler (Maggia, Misox) und das kleine Valle Verzasca betreffen, dessen rezentest Sohlengefälle schwer zu ermitteln ist (Mittelwert!). Es wird deshalb auch vorsichtig sein, lediglich den Betrag von 8‰ weiter auszuwerten.

⁷⁶ Es scheint sich bei diesen Vorgängen um letzte Nachwehen einer älteren Aufwölbung zu handeln, welche durch eine Zusammensetzung des tiefen Gebirgssockels (Einklemmung der jungsedimentären Zonen) ausgelöst worden war. Mit diesen Bewegungen stehen vielleicht auch die Störungen in ursächlichem Zusammenhange, welche das marine Pliozän von Pontegana betroffen haben. Das Bewegungsscharnier lag offenbar im Gebiete des Piedmonts. Südlich davon herrschte stets Einmündung, welche auch die südlichsten Pliozänvorkommen erfaßt und um 8° südwärts gekippt hat.

Weiter scheint die Verteilung des Be-Systems in den alpenrandnahen Talwegen größer zu sein als in den rückwärtigen, beträgt sie doch für die Talstrecke Biasca—Airolo nur noch 4 ‰⁷⁷. Im Verzascatal reduziert sich das Gefälle des Bodens, welches auf der Talstrecke Gordola—Brione 32 ‰ beträgt, für den Abschnitt Brione—Confine sogar auf 24 ‰, wie sich aus der Systemrekonstruktion von GYGAX ergibt. Die Bewegung hätte sich demnach als kuppelartige Aufwölbung mit in der Zone Brione—Biasca allerdings nur schwach abnehmender Hebungstendenz ausgewirkt.

Andererseits nimmt gerade N dieser Zone die Neigung der Pu-Böden ansehnlich zu und übertrifft sogar diejenige des Hochtalbodens, was wiederum übereinstimmend aus den Beobachtungen von GYGAX in der Valle Verzasca und unseren eigenen in der Leventina hervorzugehen scheint. So beträgt das Pura-Gefälle in der Leventina im Mittel 15 ‰ gegenüber 13 ‰ des Be-Systems. Ueberzeugender ist die Differenz im Valle Verzasca, wo die Neigung des Pura-Niveaus gar 33 ‰ gegenüber 24 ‰ des Hochtalbodens (Brione—Confine) mißt; in beiden Fällen ist sie beträchtlich größer als das rezente Talgefälle. Die Deutung dieser Erscheinung, welcher wir allerdings vor ihrer Bestätigung durch weitere Beobachtungen aus anderen Gebieten mit aller Reserve gegenüberstehen, ist nicht leicht. Jedenfalls kann es sich nicht um normale Verhältnisse der fluvialen Taltreppe handeln, da sich in letzterer die Gefällszunahme der Systeme talaufwärts mehr minder parallel zu derjenigen der rezenten Sohle entwickeln muß (vgl. 4, S. 79). Außer glazialer Deformation kann sich natürlich auch die Art der Aufbiegungsbewegungen in dieser Erscheinung spiegeln. So aufgefaßt, würden sich in diesem Raume eine schwache, durch die bedeutende jungpliozäne Schiefstellung der S Gebirgszonen bewirkte Abflachung der Be-Sohlen mit einer beträchtlichen quartären Aufbiegung der beiden Hauptniveaus summieren. Wenn auch die erwähnten Belege ungenügend sein dürften, um derart komplizierte Vorgänge zu beweisen, so ist doch an ihrem Bestehen vermutlich nicht zu zweifeln.

Die morphologische Wirkung dieser Bewegungen äußert sich insbesondere in einer beträchtlichen Aufkuppelung der inneren Alpenketten und damit einhergehenden Erosionsbelebung, beträgt doch die Höherschaltung für die Zone Bignasco—Brione—Biasca schon um 400 m und für die innersten Alpentile mutmaßlich gegen 600 m! Im Verein mit glazialen Einflüssen mag ihnen außerdem bei der Akzentuierung der jähren Talstufen eine gewisse Bedeutung zukommen.

E. KORRELATION VON N- UND S-ABDACHUNG DER ALPEN

Damit sind wir am Punkte angelangt, an welchem ein Ueberblick über die seit Beginn des Pliozäns morphologisch bedeutsamen alpinen Krustenbewegungen und damit auch die Talentwicklung möglich ist. Zu diesem Zwecke muß versucht werden, die talgeschichtlichen Untersuchungsergebnisse von N- und S-Abdachung des Gebirges zu koordinieren. Erst eine Zusammenschau erlaubt den charakteristischen Gegensatz von nord- und südalpiner Tal-Entwicklung zu erfassen und die jüngsten großräumigen Krustenbewegungen im Raume zwischen Lombardei und zentralschweizerischem Mittelland annähernd wirklichkeitsgetreu zu rekonstruieren. So lückenhaft das zur Verfügung stehende Material gegenwärtig auch noch ist, so glauben wir doch mit unserm Versuch einer ersten Abklärung zu dienen.

Die folgende tabellarische Uebersicht verzeichnet einige Mündungshöhen der wichtigsten Talbildungsphasen auf Grund der Untersuchungen von MACHATSCHEK und STAUB (Rhonetal), BECK und P. GERBER (Aaregebiet), MACHATSCHEK (Reußtal) und der vorstehenden Ausführungen (vgl. Fig. 6).

Hinsichtlich der Parallelisierung der Systeme des Reuß- und Rhonetales sei auf die früheren Darlegungen hingewiesen (S. 82 ff.). Auf Grund der Mündungshöhen der Systeme dieser Talfurchen darf man wohl annehmen, daß das Burgfluhniveau (BECK, 9) des Berner Oberlandes unmittelbar präglazial entstanden ist. Dessen morphologische Uebereinstimmung mit dem Pura-System des Südens und mit den beiden voreiszeitlichen Phasen des Reuß- und Rhonetales ist auffallend; so gehen z. B. auf jeden dieser Böden die kleinen Hängetälchen gleichsohlig hinaus (vgl. NUSSBAUM, 71, S. 66). Das Tschuggen-Niveau BECKs wäre demnach dem Trogschultersystem gleichzustellen, während das Pe-System hinsichtlich relativer Höhenlage, Stellung im Schachtelrelief und Formgebung dem Simmenfluh-Niveau BECKs und der Berra-Flur GERBERs zu koordinieren ist. Eine geringe Differenz gegenüber den Höhenlagen BECKs ergibt sich daraus, daß unsere Werte für die mittlere Mündungshöhe der Systeme gelten. Die Höhen des Hochfluren-Systems sind für das Rhone- und Reußtal aus den weiter taleinwärts liegenden Verflachungen auf Grund der Systemabstände interpoliert.

⁷⁷ Für die 34 km lange Talstrecke beläuft sich das Gefälle des Be-Systems auf 13 ‰, dasjenige des Pu-Systems auf 15 ‰ bei einem rezenten Talweggefälle von 9 ‰ zwischen Biasca und Giornico.

Die Taleintiefung am N- und S-Alpenrand

Systeme	Wallis		Aaregebiet		Reußtal		Insubrien	
	Höhe	Abstand	Höhe	Abstand	Höhe	Abstand	Höhe	Abstand
	m	m	m	m	m	m	m	m
Hochfluren-System	1700-1600	300-200	1500	200	1400	300	600	300
Hochtal-System	1400		1300	400	1100	200-300	300	200
Präglazial . . .	950		900		900-800		100	
Seespiegelhöhen .	375		560		437		196	
Tiefste Punkte der Seebecken . .	65		340		220		— 180	
Pliozäne Eintiefung (zwischen Hochfluren-System und Präglazial)		700		600		500-600		500

Die vergleichende Betrachtung der Phasenhöhen erlaubt folgende Feststellungen:

1. Am Nordalpenrand nimmt die Mündungshöhe aller Phasen allmählich von W nach O ab, und zwar bei den ältern Phasen beträchtlicher als bei dem präglazialen System. Die Reußtalsysteme nehmen die tiefste Lage ein.

2. Die Systeme der Südabdachung liegen wesentlich tiefer als diejenigen des Nordens: Der Unterschied beträgt bei den ältern Phasen 800—1000 m und voreiszeitlich noch 600—800 m. Auch der Abstand der beiden randalpinen Gipfelfluren hält sich an diese Regel: Die Gipfelflur III der Tessiner Alpen liegt ca. 1000 m niedriger als die Stockhornflur (GERBER). Die heutigen Taltiefen zeigen dasselbe Verhältnis in allerdings wesentlich abgeschwächtem Maße. Die Höhenunterschiede sind für die gegenwärtigen Erosionsbasen, die Seespiegel (200—350 m), etwas geringer als für die tiefsten Stellen der Seebecken (250—500 m).

3. Die pliozäne Einsenkung der Abtragssysteme ist im N beträchtlicher als im S und erreicht hier ein Maximum im Rhonegebiet. Auch der Betrag der pleistozänen

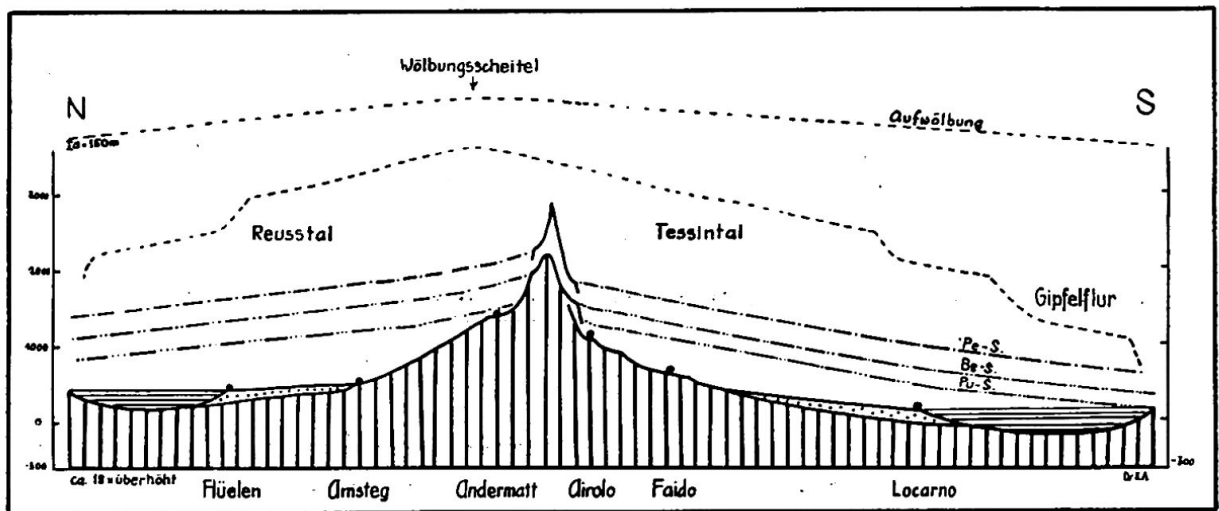


Fig. 6. Die Taleintiefung im Alpenquerschnitt Tessin—Reuß (schematisch)

Taleintiefung im alpenrandnahen Raume (Seebecken) ist im N weitaus beträchtlicher als im S, beläuft er sich doch für das untere Rhonegebiet auf über 800 m, für Aare- und Reußgebiet auf rund 600 m, für die Tessinfurche aber auf annähernd die Hälfte, 300 m.

Es sei nun versucht, die gesamten Tatsachen im Konnex zu interpretieren. Von fundamentaler Bedeutung für die Beurteilung der pliozänen Morphogenese ist die Tatsache, daß die Gefällsverhältnisse der Systeme beider Abdachungen erstaunlich gut übereinstimmen. Im S wie im N sind die Niveaus als Folge einer anscheinend gleichmäßigen Aufwölbung des Gebirges um 8—9‰ aufgekippt worden. Es ist also keine einseitige Aufrichtung mit Schiefstellung des Gebirgsblockes erfolgt. Mit diesem Befunde stimmt aufs beste überein, daß sich die Eintiefung der Talwege unter das altpliozyäne Niveau im N um 600 m beläuft, also gleich groß ist wie die im gleichen Zeitraum vollzogene Heraushebung des Gebirges im S (altpliozyäne Hebung nach der Ausbildung des Pe-Systems gegen 300 m, mittelpliozyäne Einsenkung 200—250 m, jungpliozyäne Hebung ca. 450—500 m). Alle Dokumente von N- und S-Abdachung erweisen demnach, daß die Schachtelreliefierung unter dem Pe-System das Ergebnis einer das ganze Gebirge gleichartig betreffenden Heraushebung um rund 600 m ist. Sofern man die schlecht konservierten Höchstsysteme über dem Hochflurensystem noch einbezieht, verdoppelt sich der Hebungsbetrag; unter Einschluß des aus der Hochgipfflur erschlossenen, wahrscheinlich frühpliozänen Systems ergibt sich eine totale pliozyäne Hebung von 1600 m.

Da die parallele Höferschaltung des Alpenkörpers seit der Entstehung des Hochflurensystems um 600 m beträgt, eine quartäre Hebung en bloc aber nicht nachgewiesen werden kann (s. unten), müssen die dem Pe-Niveau entsprechenden Talfurchen der Nordalpen in altpliozyäner Zeit in 800—1000 m Höhe auf das Vorland hinausgegangen sein. Der Höhenunterschied von N und S Alpenfuß ist daher, wie unsere morphologische Synthese lehrt, ein für die Alpen seit dem Altpliozyän charakteristischer Wesenszug, welcher für die Beurteilung der Talentwicklung und die Art und Weise der Gebirgsformung der beiden Abdachungen entscheidend ist. «Seitdem sich das Miozänmeer vom N-Fuß der Alpen zurückgezogen hat, ist er immer höher gelegen gewesen als der S-Fuß. Diesen bespülte das pliozyäne Meer noch zu einer Zeit als unmittelbare Erosionsbasis, wo vor der Nordabdachung der Alpen bereits trockenes Land lag und die Donau, der Sammelfluß der Gewässer, erst nach langem Lauf das Meer erreichte» (SÖLCH 88, S. 149).

Diese Feststellungen sind geeignet, auch die Morphogenese des Molasselandes zu beleuchten, kann diese doch nur im Zusammenhange mit der alpinen Talgeschichte abgeklärt werden. Die Stellung des N Vorlandes zu den Alpen war seit der Regression des Molassemeeres eine grundsätzlich andere als diejenige des padanischen Sammeltrages. Während dieser in tektonischer Hinsicht auch in jüngerer Zeit seine Selbständigkeit bewahrte, fand im N eine weitgehende Verkuppelung von Gebirgs- und Vorland statt. Beide wurden gemeinsam von der miopliozyänen Heraushebung ergriffen, und zur Zeit des altpliozyänen Hochfluren-Systems schon betrug die Höhe des Molasselandes am Alpenrand minimal 800—1000 m⁷⁸. Wie diese Entwicklung im einzelnen vor sich ging, liegt noch vollständig im dunkeln. Es sei lediglich auf die beiden folgenden Möglichkeiten hingewiesen:

1. Die Hochbewegung des Mittellandes war zu Beginn des Pliozyäns abgeschlossen. Die Nagelfluhflächen des Napfs und des Hörnli lagen schon damals in ihrer heutigen Höhe. Die Reste der frühpliozyänen Abtragsfläche mußten sich demnach in der subalpinen Molassezone in ca. 800—1000 m Höhe befinden, d. h. ungefähr mit der präglazialen Abtragsfläche zusammenfallen. Während des ganzen Pliozyäns hätte der Abtrag im Mittelland stagniert.

2. Die gegenwärtig höchsten Molassehorizonte lagen im Frühpliozyän in der Höhe des Hochfluren-Systems am Alpenrand (800—1000 m). Erst durch die pliozyäne epirogenetische Aufwölbung im Raume Zentraleuropas wurden sie zusammen mit den Alpen um einige 100 m bis maximal 600 m hochgeschaltet.

⁷⁸ R. STAUB veranschlagt die totale Molassehebung am Alpenrande auf mindestens 1500 m, während HEIM (38, I, S. 195) von einigen hundert bis 1000 m spricht.

In diesem Falle würden die Relikte der frühpliozänen Abtrags-Molasselandschaft im heutigen Niveau des alpinen Hochfluren-Systems zu suchen sein, d. h. alpenrandlich in 1400—1600 m oder etwas darunter. Während des Pliozäns wäre sonach das Mittelland einem energischen Abtrag unterworfen gewesen.

Das Fehlen eines stratigraphischen Korrelates für die enorme pliozäne Alpenerosion im Mittelland, zusammen mit den Feststellungen über die pliozäne Entwicklung anderer zentraleuropäischer Räume sprechen für den zweiten Fall. Es bleibt der weiteren Forschung vorbehalten, in all die äußerst komplizierten Beziehungen zwischen Gebirge und Vorland hineinzuleuchten und sie namentlich auch für die jüngeren Entwicklungsphasen zu klären.

Durch die jungpliozäne Aufschüttung des südlichen Alpenfußes wurde eine geringe Milderung des Höhenunterschiedes zwischen N- und S-Alpenrand eingeleitet. Doch auch beim Eintritt des Eiszeitalters betrugen die Höhendifferenzen noch 600—700 m. Eine Konsequenz dieser Sachlage ist die auffällige Unterschneidung und Zurückverlegung der alpinen Hauptwasserscheide von S her und die pliozäne Ablenkung von ursprünglich nordalpinen Einzugsgebieten nach S (vgl. für unsern Raum Val Torta, Val Piora, Greinagebiet bei LAUTENSACH, L. KRIGE). Erst die pleistozäne Entwicklung brachte einen ansehnlichen Ausgleich und reduzierte die Höhendifferenzen der beidseitigen Randzonen auf 200—300 m, steht doch der gewaltigen pleistozänen Eintiefung der nordalpinen Täler eine stabile Erosionsbasis im S gegenüber. Während die pleistozänen Schotter im N Alpenvorlande infolge einer beträchtlichen Erosionsbelebung vom Rheingraben her gestaffelt oder ineinandergeschachtelt zur Ablagerung gelangten, überdeckten sie sich im S. Erst das jüngere Pleistozän führte hier zu einer Schachtelung geringen Ausmaßes (letztinterglaziale und würmeiszeitliche Schotterkegel), welche nach NANGERONI (68) auf eine wenig beträchtliche Prä-Rißhebung zurückgeführt werden muß. Die tiefe Lage des Präglazials im S zusammen mit diesen Beobachtungen beweisen, daß während des Pleistozäns keine ansehnliche allgemeine endogene Heraushebung des Alpenkörpers mehr erfolgt ist.

Dagegen schreitet die schon im Jungpliozän einsetzende Aufwölbung des Gebirges fort. Sie bewirkt für die Gegend von Amsteg eine Höherschaltung von 350 m und hebt die Gotthardgruppe sogar um 600 m über den Alpenfuß hinaus, so daß sich für die zentralalpine Zone die plio-pleistozäne Hebung en bloc und Aufkuppelung auf über 1800 m⁷⁹ summieren. Der auf Grund der Niveaugefälle konstruierte Wölbungsscheitel (vgl. Fig. 6) liegt N der Hauptwasserscheide und fällt derart mit den maximalen Kulminationen der Gipfelflur zusammen! Für die Formentwicklung der nordalpinen Täler war diese Aufkuppelung von um so größerer Bedeutung, als sie mit einer Kippung des Vorlandes verbunden war, welche den Alpenfuß um ca. 150 m hob⁸⁰. Dieser Betrag allein entspricht einem Viertel der gesamtpliozänen Taleintiefung in diesem Raume. Aus all dem geht hervor, daß die Talgeschichte im N und S namentlich auch im Pleistozän gänzlich verschiedene Aspekte bieten und es deshalb zu Fehlschlüssen führen muß, wenn die in einem nordalpinen Gebiet gewonnenen Einsichten kurzweg auf südalpine Landschaften übertragen werden oder umgekehrt.

Das Ergebnis, wonach schon im Frühpliozän der N Alpenfuß beträchtlich höher als der S lag, steht in Uebereinstimmung mit der frühzeitigen Akzentuierung der Massenerhebungen und den Resultaten tektonisch-molassestratigraphischer Forschung (vgl. R. STAUB). Die ungleiche, differenzierte Höherschaltung ist im wesentlichen ein Ergebnis der miozänen Entwicklung, namentlich der so ereignisreichen Zeitspanne vom Tortonien bis zum Altplio- und Pleistozän. Damit ist auch das hohe Alter der die Alpen querenden Einwalmungszone Tessiner Alpen—Vierwaldstätterseegebiet, die sich auch in der

⁷⁹ Unter Einschluß des hypothetischen Basalsystems der Hochgipfelflur 2200 m!

⁸⁰ Vgl. BRÜCKNER, 78, II, S. 473 f., und R. FREI. Letzterer nimmt an, daß die Kippung des Vorlandes schon im Pliozän begann und im Pleistozän ausklang. Es ergibt sich somit eine vollkommene Parallele mit den gleichartigen Bewegungen der Alpen. — In Fig. 6 wurde diese durch die Kippung des Vorlandes bewirkte Heraushebung des N Alpenfußes durch die um 150 m höhere Ansetzung der Wölbungsbasis im N berücksichtigt. Für Amsteg beläuft sich demnach die totale Aufwölbung auf 500 m.

Einmuldung der Gotthard-Gipfelfur ausprägt, bestätigt⁸¹. Eindrücklich tritt die Querzone auf den Karten der mittleren Höhen von LEHNER hervor. Die bedeutende N Ausbiegung der Isohypsen im Tessingebiet besitzt nur in der Etsch-Brenner-Gegend ein Gegenstück. Parallel damit zeigt die Karte der isostatischen Schwere-Anomalien (LEHNER, auch HEIM, 38, II, S. 52) im Tessinraum einen geringen Massendefekt und am obern Langensee sogar Massenüberschuß. Die miopliozäne, differenzierte Höher-schaltung des Gebirges stellt sich als verzögerte Ausgleichsbewegung der regional kompensierten Isostasie dar, welche vielleicht gerade wegen des geringen Massen-defekts in der Tessiner Querzone ausnehmend klein war, O und W aber schon im Miozän zur Aufbeulung der Massenerhebungen geführt hat. Daß sich die Quermulde gerade in der Zone einer tektonischen Kulmination entwickelte, ist ein weiterer Hinweis auf die außerordentlich schwer zu entwirrende, komplexe Natur der Krustenbewegungen, welche für die Heraushebung und Zuformung der Alpen verantwortlich sind.

V. Pleistozäne Formgebung

A. CHARAKTER UND GRÖSSE DER PLEISTOZÄNEN TALEINTIEFUNG;

Talweg-Isohypsen. Für die pleistozäne Talentwicklung ist die außerordentliche Reliefverteilung unter dem Pura-Niveau kennzeichnend. Sie prägt sich im Talquerschnitt durch tief eingesenkte Trogformen und im Längsprofil durch jähe Talstufen aus. Der frappante Gegensatz von alten ausgeglichenen Talanlagen und neuem Relief der Tiefe ergibt sich eindrucklich aus dem Vergleich der Karten der Talweg-Isohypsen des Be-Systems und der rezenten Talsohlen (Fig. 7 und 8).

Die Karten stellen den Versuch dar, den Charakter verschiedener Talbildungsphasen vergleichbar darzustellen. Es wurden dabei die 100-m-Isohypsen der Haupttalfurichen markiert und miteinander verbunden. Die Kurven vermitteln ein übersichtliches Bild vom Talsohlenverlauf und damit von der Eintiefung in den verschiedenen Tälern. Der Darstellung des Be-Niveaus wurde deswegen der Vorzug gegeben, weil dieses den Charakter der Altformung noch reiner zur Schau trägt als das glazial beeinflusste Pu-System. Die nachträgliche Schiefstellung des Be-Systems wurde bei der Darstellung nicht berücksichtigt; da sie am grundsätzlichen Reliefcharakter nichts ändert. Sie würde sich lediglich in einer das ganze Gebiet gleichmäßig betreffenden geringen Vergrößerung der Isohypsenabstände auswirken.

Die Isohypsen der Be-Phase verkürzen talauf ihre Abstände regelmäßig; da dies kongruent mit der fluvialen Erosionskraft der einzelnen Täler geschieht, entsteht ein ruhiges, ausgeglichenes Isohypsenbild. Wie ganz anders ist dagegen der Charakter des rezenten Isohypsenverlaufs! Während in den untern Talabschnitten überaus große Abstände herrschen, rücken die Isohypsen in den oberen lokal stark zusammen; verglichen mit dem Be-System, haben die untern Talstrecken eine übermäßige Talvertiefung erlitten, während die obersten Talwege in der Eintiefung zurückgeblieben sind. Diese Erscheinung äußert sich aber nicht in allen Talfurichen in gleicher Weise, so daß die Kurven scharf ein- und ausspringende Winkel formen, welche übermäßig und schwach eingetiefte Täler einfassen. Wenn die Talweg-Isohypsen der durch die Verschüttung verdeckten Felssohlen gezeichnet werden könnten, so würde der Gegensatz noch weit schärfer zum Ausdrucke gelangen.

Dieser einschneidende Wechsel des Talcharakters entwickelt sich erst im Laufe des Pleistozäns — und dies rückt ihn erst in hellste Beleuchtung —, ohne gleichzeitige Absenkung der randalpinen Erosionsbasis. Der grundsätzlich neue

⁸¹ Wie die Untersuchungen von MACHATSCHEK und STAUB aus dem Wallis zeigen, haben sich als schwache Nachwirkungen der alten Bewegungen offenbar auch plio-pleistozäne axiale Auf- und Einbiegungen vollzogen. Vielleicht geht das auffällige Ansteigen der Mündungshöhen des nordalpinen Hochflurensystems gegen W, verglichen mit dem präglazialen Niveau, auf ähnliche Erscheinungen zurück, wenn es nicht mit der Formung des Vorland-Abtragsraumes zusammenhängt. In der geringen Aufwölbung der Altsysteme im Luganese (40/100) macht sich möglicherweise die alte Quermulde ebenfalls bemerkbar. Der Aufwölbungsunterschied gegenüber der Tessinfurche beläuft sich für die Gegend von Lugano auf ca. 80 m. Er äußert sich vielleicht auch im geringen Gefälle des Pu-Systems in der Tresaufurche. Damit wäre die Differenz der Abstände von Be- und Pu-System zwischen Sotto- und Sopraceneri teilweise gedeutet (vgl. S. 73).

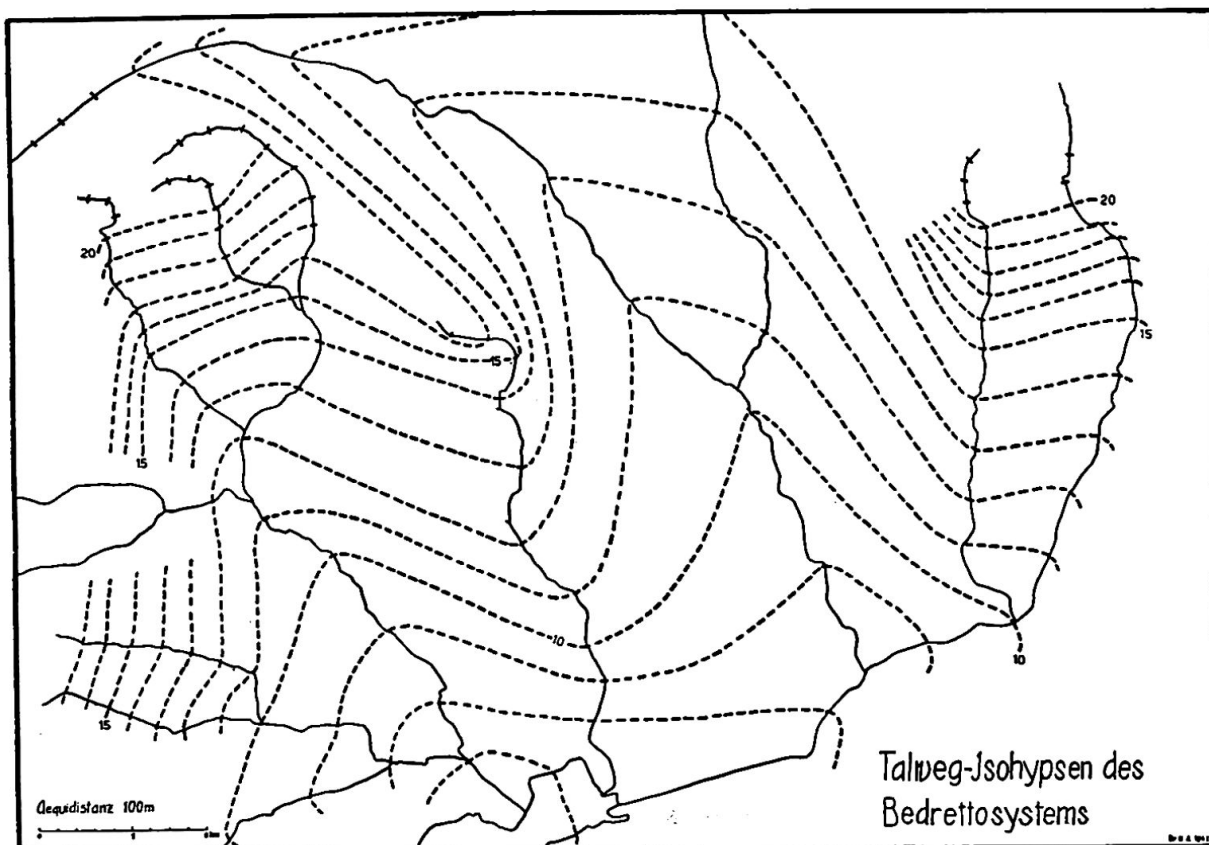


Fig. 7

Formstil der rezenten Talwege kann nicht lediglich das Ergebnis einer modifizierten fluvialen Erosion sein, sondern dokumentiert eine ebenso grundsätzliche Änderung der talbildenden Faktoren, nämlich den Uebergang vom pliozänen Fluvial- zum pleistozänen Glazial-Regime.

Pleistozäne Taleintiefung

Beträge der pleistozänen Eintiefung der Haupttäler⁸²

Maggiatal		Verzascatal		Tessintal		Misox		Luganese	
	m		m		m		m		m
San Carlo	600	Sonogno	250	Airolo	200	Mesocco	550	Taverne	130
Peccia	450	Brione	200	Faido	450	Lostallo	650	Caslano	170
Bignasco	550			Riviera	550	Lumino	400	Osteno	420
Maggia	450			Bellinzona	400			Morcote	150
				Laveno	300				

Karte 9 vermittelt ein übersichtliches Bild der Ungleichheit der pleistozänen Talvertiefung. Der Eintiefungsbetrag wird durch quergestellte Balken veranschaulicht. Als Ausgangsfläche wurde wiederum das rein fluviale Be-Niveau gewählt. Da die Talbildung zwischen dem Be- und Präglazial mit fluvialer Gesetzmäßigkeit erfolgte und beim Eintritt der Eiszeit lediglich in den hintersten Talenden kurze Tal-treppen vorhanden waren, fallen die Ungleichheiten der Talvertiefung vor allem zu Lasten der pleisto-zänen Entwicklung. Die Eintiefungsbeträge der verschütteten Talwege wurden auf Grund der mut-maßlichen Felssohlenhöhen berechnet und stellen, da die Mächtigkeit der Akkumulationen im Zweifels-

⁸² Die für die Aufschüttungstiefe eingesetzten Zahlen sind für Bignasco 40 m, für Peccia, Sonogno, Brione, Airolo 50 m, für Lostallo 70 m und für Maggia, Faido, die Riviera, Bellinzona und Lumino 120–150 m. Für die günzeiszeitliche Vertiefung des Tessin-tales wurde ein Wert von 50–100 m und für diejenige der Nebentäler ein solcher von ca. 50 m berücksichtigt.

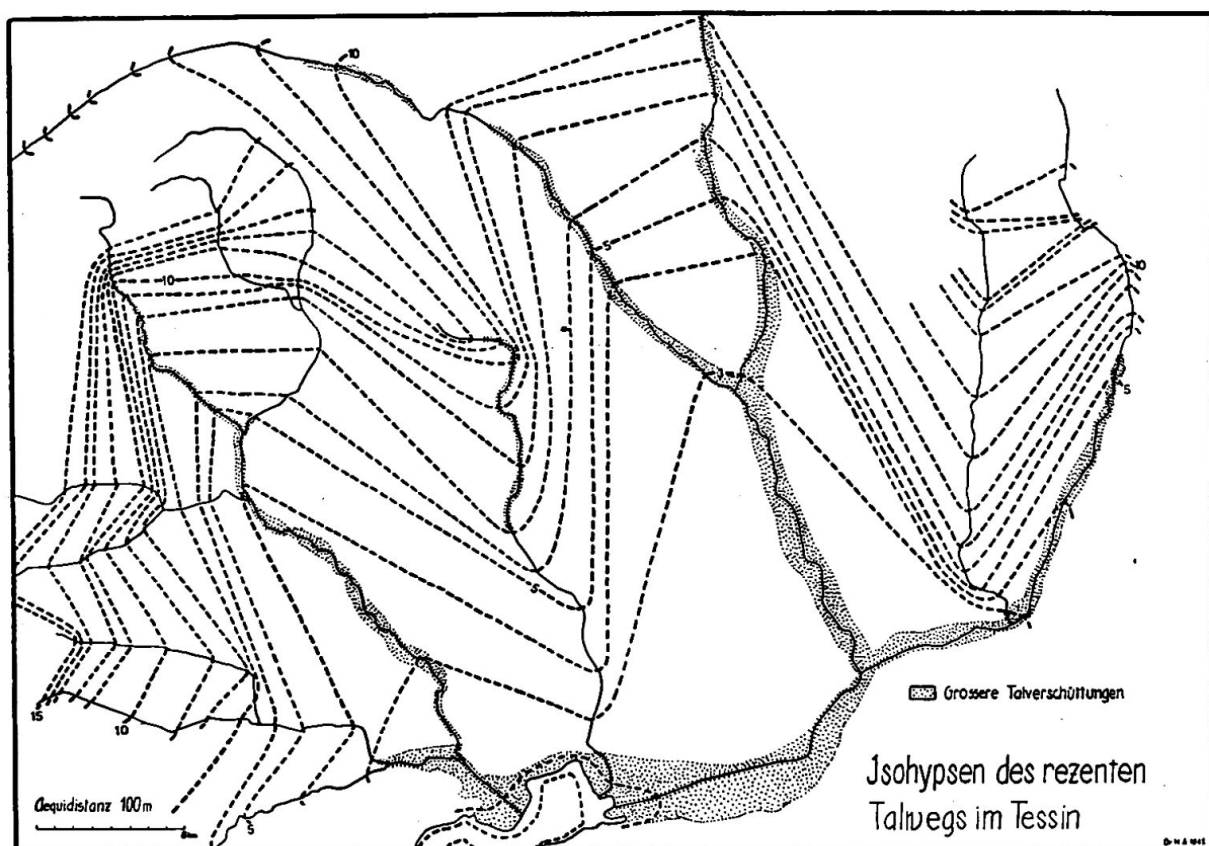


Fig. 8

falle eher zu gering veranschlagt wurde, Minimalwerte dar. SCHARDT hat die Mächtigkeit der Schuttfüllung bei Giornico auf 150 m geschätzt; BOSSARD glaubt aus den beidseitigen Hangböschungen bei Faïdo—Giornico auf maximal 150 m, S Giornico auf 150—250 m schließen zu müssen, was etwas zu hoch sein dürfte (70). Die Kastenform der Seebecken beweist, daß unter den Talschottern Trogprofile verborgen sind und die Sohlentiefe daher nicht aus der Verschneidung der Talgehänge gefunden werden kann. Wir setzen die Schuttiefe für die untere Leventina zu 100 m, die Riviera zu 150 m und die Magadino-Ebene zu 200 m an, welche letztere Angabe durch die Tiefe des anschließenden Seebeckens nahegelegt wird.

Viele rückwärtige Talabschnitte zeigen unmittelbar unter hohen Talstufen besonders bedeutende Abtragswerte (Val Bavona, Val Peccia, Val Vigornesso, Val Redorta, Valle d'Osola, Val Calanca, Misox). Talab nimmt die Uebertiefung gewöhnlich ab und erreicht den bescheidensten Wert an den Talausgängen, wo die Täler in Stufen zum Haupttale abbrechen. Dieses ist wiederum durch größere Eintiefungsbeträge ausgezeichnet. Im Langenseetale dagegen reduziert sich die Ausraumtiefe nach S fortgesetzt; infolge der tiefen Lage der präglazialen Talsohle greift die pleistozäne Erosion jedoch erheblich unter das Niveau des Meeresspiegels und schafft hier die absolut tiefste Hohlform des ganzen Gebietes. Im Sottoceneri sind die Ausfurchungsbeträge eher bescheiden. In den glazial wenig beeinflussten Onsernonetälern sind auch die Unstetigkeiten der Taleintiefung wesentlich gemildert.

Bemerkenswert und besonders aufschlußreich sind die überaus großen Eintiefungsbeträge im Val Bavona und obern Misox. Beide Gebiete sind keineswegs durch besonders ansehnliche Einzugsräume zu derartig beträchtlichen Leistungen prädestiniert. Dagegen liegen sie im Bereiche der maximalen Kulminationen des Sopraceneri, der Nährgebiete mächtiger eiszeitlicher Gletscherströme. Noch heute trägt die Hochumrahmung des Val Bavona zwischen Basodino und Monte Cavagnoli die größten Gletscher des Tessingebietes. Ebenso bezeichnend ist die Lage des obern Misox: Wohl schmückten hier nur kleine Firnfeldchen die wasserscheidenden Kämme; dagegen ent-

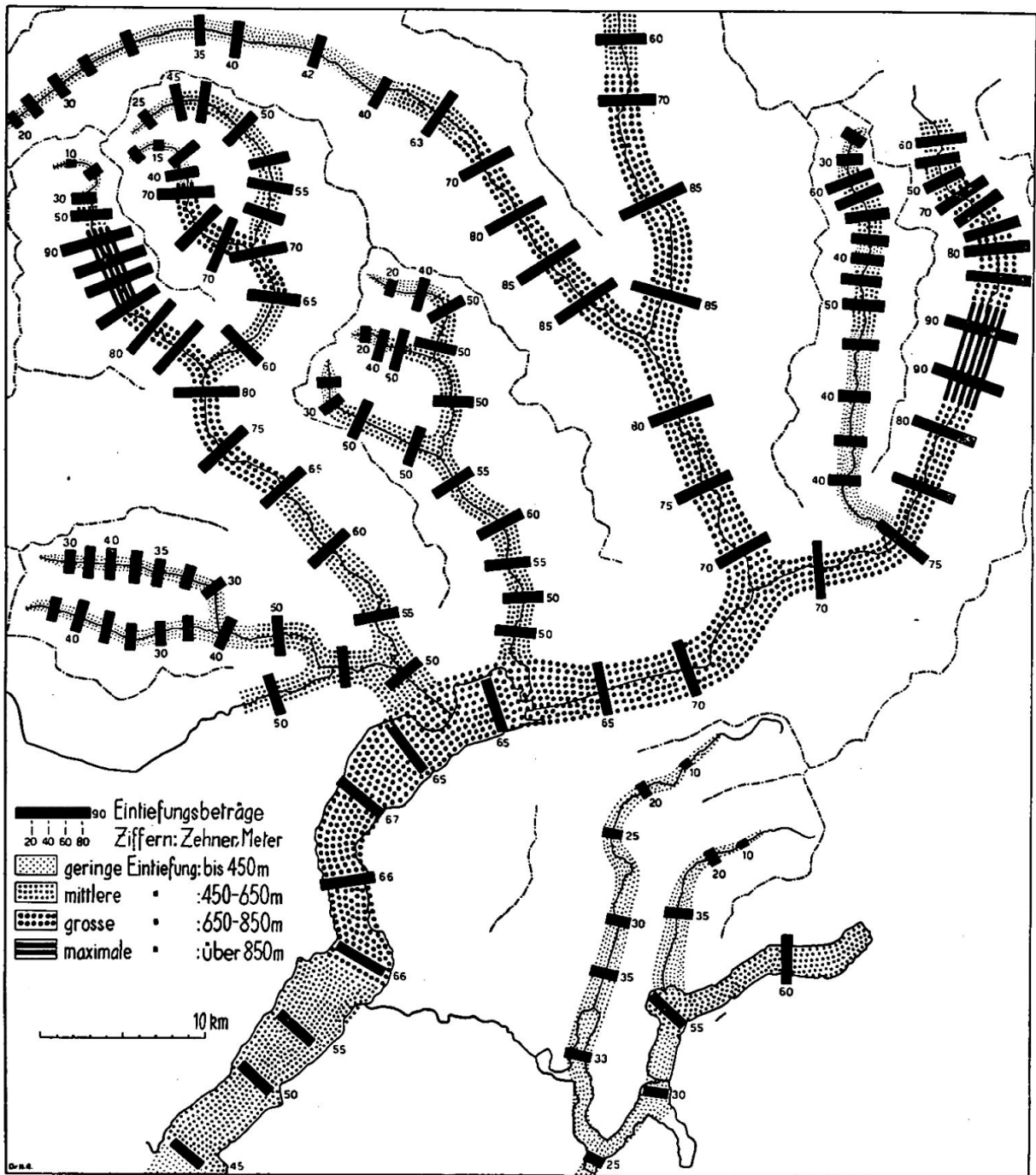


Fig. 9. Größe der Taleintiefung seit dem Bedretto-System

sandte das ausgedehnte Firnsammelgebiet der Adulagruppe eiszeitlich einen ansehnlichen Gletscherast über die Senke des San Bernardino ins Misox. Weitaus beschränkter ist das hohe Einzugsgebiet des Val Bedretto, wo auch heute an den jähren Südhängen der Rotondogruppe nur bescheidene Kargletscherchen hängen. Deshalb erreicht die pleistozäne Eintiefung hier nur bescheidene Beträge. Was wir für das Luganese auf Grund eingehender Untersuchungen (4, S. 129) feststellten, gilt auch im Sopraceneri: Die Strecken bedeutender pleistozäner Talvertiefung sind kongruent zu den Bahnen der großen Eisströme. Umgekehrt fallen Täler mit präglazial bedeutender fluvialer Erosionskraft durch mäßige pleistozäne Eintiefung auf, wie z. B. manche Täler des Luganese, das Centovalli u. a.

Leisten im pleistozänen Talraum. Im Gegensatz zu den Alpentälern der N Gebirgsabdachung sind weder im Sopraceneri noch im Luganese unter den pliozänen Niveaus durchgehende Leistenfolgen entwickelt. Wohl sind überall noch tiefere Simsreihen festzustellen und auch beschrieben worden: So erwähnt LAUTENSACH aus dem Tessintal, Val Blenio und Misox tiefliegende «Zwischenterrassen»; GYGAX macht solche Reste aus dem obern Verzascatal namhaft, und SÖLCH hat ihnen namentlich im Centovalli eingehend nachgespürt. Auch im Luganese konnten wir im Vedeggiotale ausgeprägtere tiefe Leistenordnungen beobachten, während sie im Cassarategebiet fehlen. Eine Zuweisung all dieser meist stark zerstörten Restgruppen zu regionalen Eintiefungseinheiten war aber bis heute nicht möglich, weshalb auch ihre genetische Deutung nicht leicht ist.

Die örtlich regelmäßige Spannung der Terrassenhorizonte und ihr Zusammenhang mit fluvialen Flachstrecken im Val d'Agno scheinen auf fluvialen Ursprung einiger dieser Formgruppen hinzuweisen (4, S. 126), während die tiefliegenden Simse S des Ceneripasses offenbar nur glazial gedeutet werden können (vgl. S. 69). Daß Stufenmündungen im Bereiche des Pura-Systems für dessen glaziale Umformung sprechen, wurde schon erwähnt (S. 79 ff.). HESS (41) betrachtet die pleistozänen Leisten des Trientales als Reste von Trogböden; ein Vergleich mit den letzteiszeitlichen und postglazialen Verhältnissen spricht zugunsten dieser Auffassung, tritt doch der Würmtrog in deutlichen Gegensatz zum nachträglich geschaffenen fluvialen Kerbenstil. DE MARTONNE (60) ist durch Beobachtungen solcher Art vor Jahrzehnten schon zu gleichen Schlüssen gelangt. LEHMANN hat sodann darauf aufmerksam gemacht, daß der häufig vorhandene einspringende Winkel am oberen Rande der Schrägleisten nicht fluvial gedeutet werden könne, da er im Flußbereich nur zwischen Talgrundresten und Hängen auftrete. Manche dieser Formen mögen allerdings «Schrägsimse» sein (vgl. SÖLCH, 88).

Aus all diesen Gründen sind wir geneigt, den Großteil der tiefen Leistenzüge des Tessingebietes als Ueberreste verschieden alter Trogformen zu betrachten. In diesem Falle müssen die analogen Restgruppen im Nebental höher liegen als im Haupttal, gibt es doch im pleistozän geschaffenen Talraume ehemals vereister Gebiete keine gleichsohlige Mündung vom Neben- ins Haupttal. Es geht sonach nicht an, die pleistozänen Terrassenzüge des Haupttales ohne weiteres mit gleich hohen des Nebentales zu identifizieren, es sei denn, der Anschluß könne an Hand von Leisten durchgehend nachgewiesen werden, was aber angesichts der häufig zahlreichen Leistenformen an Talmündungen recht schwierig ist. Im Tessintal mußte in der Tat das Pu-System des Haupttales mit den betreffenden Niveaus der Nebentäler über Stufen hin koordiniert werden.

B. TALWEGSTUFEN

LAUTENSACH hat die Talwegstufen im wesentlichen unter dem Gesichtspunkt der Uebertiefung betrachtet und sie entweder durch Konfluenz, glaziale Selektion oder Aufschüttung zu deuten versucht und damit für zahlreiche Fälle eine einleuchtende Interpretation gegeben. Damit läßt sich aber gerade die auffallende Treppung der obern Talabschnitte, wo die Stufen am häufigsten auftreten, nicht genügend erklären. Daneben finden sich auch im Tessin Stufen an Orten, wo weder glaziale Konfluenz noch Selektion als Entstehungsursache in Frage kommen. Deswegen ist es verständlich, wenn die Wissenschaft neuerdings immer mehr dazu neigt, in gewissen Talstufen alte, fluvial angelegte und eiszeitlich verschärfte Gefällsbrüche zu erkennen, worauf DE MARTONNE als Erster in scharfsinnigen Ausführungen verwiesen hat. Jedenfalls ist heute so viel klar, daß eine einheitliche, monogenetische Deutung der alpinen Talstufen nicht möglich ist, so verlockend sie dem zum Vereinfachen geneigten menschlichen Geiste auch erschiene.

Während die durch das Pe- und Be-System bedingte Staffelung der Talschlüsse genetisch nicht schwer zu erfassen ist, geht sie doch in ihrer Anlage auf die voreiszeitliche Steilenwanderung zurück, so ist die Deutung der im pleistozänen Talraume unter dem Mitteltalniveau liegenden Stufen deshalb um vieles schwieriger, weil sich hier die Eiswirkung in viel stärkerem Maße bemerkbar macht. Die Einordnung der tiefen Treppenböden in Leistensysteme könnte treffliche Hinweise auch über die Stufengenese vermitteln; gerade eine derartige Analyse bereitet aber im Sopraceneri besondere Schwierigkeiten, weil, wie erwähnt, regionale pleistozäne Eintiefungsphasen bisher

nicht festgestellt werden konnten. In dieser Lage erlaubt m. E. die Methode des Rückschnittsquotienten (vgl. 4, S. 62), doch noch zu einer gewissen Abklärung der Stufen-
natur zu gelangen⁸³.

Eintiefungsenden unterhalb der Vollformen des Pu-Systems. Die am weitesten zurückliegenden Stufen im pleistozän vollständig neu geschaffenen Talraume sind jene, welche die Pu-Vollformen von den Tieftrögen trennen. Von der Stufe unterhalb La Bolla—Cavalliaccio im Val Peccia abgesehen, kann keiner der erwähnten Talabschwünge als glaziale Konfluenzstufe gedeutet werden. Die Stufe im Val Bavona oberhalb Campo möchte LAUTENSACH (S. 80) als Härtestufe auffassen, diejenige von San Giacomo im Misox irrtümlich als Aufschüttungsstufe (vgl. S. 105). Die Steilstufe unterhalb Casone im Val Lavizzara und die in die Länge gezogene Steile unterhalb Valbella (Calanca) bleiben ihm vollends unerklärlich (vgl. 50, S. 75, 102). Die Lage dieser Vollformen im Talraume und damit auch der sie nach unten begrenzenden Stufen verrät, wie betont wurde (S. 104), fluviale Gesetzmäßigkeit. Kann nun nachgewiesen werden, daß diese Stufen in benachbarten Tälern ähnlicher Gestaltung an analogen Stellen liegen, also gleiche Rückschnittsquotienten besitzen, so dürfte dies als weiterer Beleg für die geäußerte Auffassung gelten, zudem aber auch die Systematisierung der voll erhaltenen Formen bestätigen, liegen doch über phasengleichen Steilen wiederum unter sich phasengleiche Flachstrecken.

Uebersicht der Rückschnittsquotienten⁸⁴

I Steilen unterhalb der Pu-Vollformen. II Jüngere Talstufen

	Länge		Rück- schnitts- quotient	1% der Tallänge	Differenz vom Mittelwert
	Tal	Rück- schnitt			
I	km	km	%	m	m
1 Gaggio (Val Bavona)—Bignasco	20	14	70	200	400
Casone (Val Lavizzara)—Bignasco	27	20	74	270	540
2 Cavalliaccio (Val Peccia)—Peccia	12	7,5	62	120	180
Casone (Val Lavizzara)—Peccia	17	11	65	170	250
3 1500 m in Val Redorta—Sonogno	6	4	67	60	—
Corte di fondo (Val Vigornesso)—Sonogno . .	9	6	67	90	—
4 Stalvedro (Leventina)—Arbedo	69	49	71	690	(2100) ⁸⁵
San Giacomo (Misox)—Arbedo	42	30	74	420	—
5 Campo (Val Blenio)—Biasca	32	23	72	320	—
Stalvedro (Leventina)—Biasca	54	35	65	540	(3800) ⁸⁵
6 San Giacomo (Misox)—Grono	33	21	64	330	660
Valbella (Val Calanca)—Grono	30	18	60	300	600
II					
7 Castello (Misox)—Arbedo	42	26	62	420	—
Dazio Grande (Leventina)—Arbedo	69	39	57	690	(3500) ⁸⁵
8 Grumascio (Val Blenio)—Biasca	32	15	47	320	—
Dazio Grande (Leventina)—Biasca	54	23	43	540	(2200) ⁸⁵

⁸³ An Stelle des damals vorgeschlagenen Ausdruckes Rückschneidungskoeffizient ziehen wir fortan den oben verwendeten als kürzer und klarer vor.

⁸⁴ Vgl. dazu die Uebersicht der Pu-Vollformen S. 104. — Die Quotienten wurden von je einem der Talpaare vom Vereinigungspunkt bis zum untern Ende der Pu-Vollform bestimmt. Um die Beurteilung der prozentualen Werte zu erleichtern, wird die absolute Länge eines Hundertstels des betreffenden Tales angegeben. Die in Metern berechnete Differenz vom Mittelwert zweier Quotienten mag zur Ueberprüfung der Ergebnisse ebenfalls willkommen sein.

⁸⁵ Zurückbleiben der Leventinasteile; bei Steilenpaar 5 z. B. 7%, was ca. 3800 m (7 × 540 m) ergibt.

Die Uebersicht der Rückschnittsquotienten zeigt in der Tat eine weitgehende Uebereinstimmung der Steilenlagen⁸⁶. Die kleinen Differenzen sind angesichts der zahlreichen Faktoren, welche das Rückwandern der Steilen modifizieren können, belanglos. Eine größere Abweichung (7 %) ist lediglich bei dem Steilenpaar 5 zu konstatieren. Die Tatsache, daß auch bei den Steilenpaaren 4, 7 und 8 die Tessinsteile einen zu geringen Rückschnitt besitzt, beweist, daß die erste Ursache der großen Differenz auch beim Steilenpaar 5 in einem relativen Zurückbleiben der Tessinsteile begründet sein dürfte. Wir möchten dafür die auch in der Querschnittsform der Leventina dokumentierte große Widerständigkeit des Leventinagneises verantwortlich machen. Außerdem dürfte aber das beträchtliche Ausmaß des Quotienten-Unterschiedes auch auf eine Begünstigung der Steilenrückwanderung im Val Blenio hindeuten, wo die Erosion in den mannigfachen, namentlich mesozoischen Gesteinen weitaus vorteilhaftere Abtragsbedingungen fand als im Leventinagneis, was sich auch in der Breite des Tales mit seinen milden Formen der W-Seite äußert (vgl. auch BOSSARD, 70). Aus dem Vergleich der Rückschnittsquotienten ergibt sich ein Mittelwert von 3 km als Betrag der Verzögerung der Rückwanderung⁸⁷.

Angesichts aller positiven und negativen Tatsachen dürfte die fluviale Anlage der analysierten Stufen sehr wahrscheinlich sein. Ihre Verknüpfung mit den voreiszeitlich-günzglazialen Pu-Vollformen spricht für ihr frühpleistozänes Alter. Wir vermuten in ihnen die glazial verhefteten und überformten fluvialen Erosionsenden des ersten Interglazials (Tabelle, I).

Die gesetzmäßige Position der Steilen im ganzen Sopraceneri scheint nur durch einen gemeinsamen Ausgangspunkt der Steilenwanderung begriffen werden zu können. Als solchen können wir lediglich eine günzglazial geschaffene tiefe Erosionsbasis im untern Teile des Talsystems, im Gebiete von Locarno, betrachten, welche wahrscheinlich durch einen interglazialen Seespiegel bestimmt war. Die Steilenwanderung dürfte an den Stufen am Ausgange des Maggia- und Verzascatales und des Misox eingesetzt haben.

Die verlassenen Gletscherbetten boten den interglazialen Gewässern keine ausgeglichenen, sondern glazial deformierte Talsohlen dar, so daß die Flußläufe unmittelbar nach dem Eisrückzuge in eine Reihe von Flachstrecken mit vorherrschender Aufschüttung und zwischengeschalteten Lokalsteilen zerlegt wurden. Diese Gestaltung der Talwege bereitet dem Verständnis von gesetzmäßigen, im ganzen Sottoceneri korrelierten Steilenlagen in den oberen Talabschnitten nicht geringe Schwierigkeiten, und viele Fragen dürften in dieser Hinsicht immer offenbleiben. Schon die Abklärung der analogen Position der frühpleistozänen Rückschnittsenden ist nicht leicht. Im untern Tessintal wurden günzglaziale Mündungsstufen bis zu 100 m Höhe nachgewiesen. Im Verzascatale treten sie auch an der Ausmündung der Seitentälchen auf, und anscheinend sind hier außerdem zwei Konfluenzstufen des Pu-Systems angedeutet (bei Brione und Sonogno, vgl. 34). Ausgeprägt mußte diese Glazialstufung damals schon im Gebiete der Talverästelung des oberen Valle Maggia sein. Konnte die rückwandernde Steile ungehindert ins Val Bavona eintreten, welches höchstens durch eine niedrige Mündungsstufe abgegliedert war, so stellten sich dem ins Val Broglio abzweigenden Eintiefungsende oberhalb Bignasco und wiederum bei Peccia zweifelsohne größere Stufen hemmend in den Weg. Wenn die Eintiefungsenden des Frühpleistozäns in diesen Tälern trotzdem durch gesetzmäßige Position ausgezeichnet sind, so dürfte dies

⁸⁶ Die Berechnung der Rückschnittsquotienten von den teilweise weit rückwärts im Tale liegenden Vereinigungspunkten der Talwurzeln aus ändert nichts an der Tatsache der Phasengleichheit aller Steilenlagen. Dies geht schon aus den übereinstimmenden Werten der in verschiedener Kombination berechneten Steilenlagen und aus der Höhe der Quotienten (niedrige Werte von Paaren 2, 3, 6) hervor. Die auf die Gegend von Locarno bezogenen Quotienten liegen übereinstimmend zwischen 80 und 90% (z. B. Val Bavona 87%, Val Lavizzara 87%, Val Vigornesso 90%, Misox 82%).

⁸⁷ Gleiche Abtragsbedingungen in den Talfurchen vorausgesetzt, sollte demnach die Stalvedrosteile theoretisch bis Albinasca—Fontana und die Steile des Dazio Grande bis Varenzo—Quinto vorgerückt sein.

nur dadurch zu erklären sein, daß die noch bescheidene Höhe der günzeiszeitlichen Stufen den Rückschritt der Steilen wenig behinderte. In den großen Tälern gar war es damals den Flüssen noch ein leichtes, die glazialen Ungleichheiten des Talbodens zu überwinden und sich durch rasche Steilenverlegung ein ausgeglichenes Erosionsprofil zu schaffen.

Jüngere fluvial angelegte Talwegstufen. Weit differenziertere Verhältnisse wiesen die späteren Interglaziale auf. Stärker versteilte und höhere Stufen, vermehrte Bergsturz- und andere Schuttbildungen in den Tieftrögen beeinflussten die Gewässerarbeit immer entscheidender, so daß es den Flüssen immer weniger gelingen konnte, die tiefsten Erosionsbasen durch Steilenwanderung in die Talhintergründe zu projizieren. Trotzdem möchten wir noch drei weitere bemerkenswerte Talstufen als genetisch korrelierte Kerbenseitel (Eintiefungsenden) interglazialer Entstehung deuten. Es sind die für die Uebertiefungslehre problematischen Stufen von Castello—Mesocco, des Riegelberges von Grumascio im Val Blenio und des Dazio Grande. Sie liegen bezeichnenderweise alle in Haupttälern, deren untere Talwege in früheren Zwischenzeiten schon weitgehend verschüttet gewesen sein dürften, so daß sich die tiefe interglaziale Erosionsbasis des unteren Tessintales weit talauf fühlbar machen konnte.

Alle drei Formen werden von LAUTENSACH, da Konfluenz nicht vorliegt, als selektiv herausgearbeitete Härtestufen erklärt. Für den Abschwung von Castello—Mesocco hat R. MÜHLEMANN diese Deutung zurückgewiesen (s. S. 65), und sie scheint auch für die anderen nicht zuzutreffen. Der Riegelberg des Grumascio besteht aus demselben Kalkphyllit, welcher die zahm geformten Höhen des Toira und des Costa-Kammes W Olivone aufbaut. Beim Monte Piottino ist die Sachlage geradezu paradox, liegt doch die Stufe nicht etwa da, wo die formgebenden Gletscher von oben her in weniger widerständiges Gestein eintraten, sondern umgekehrt am Uebergang von der Bedretto-Tremorgio-Mulde mit ihren mesozoischen Phylliten in die Leventinagneise! Der Verdacht auf fluviale Anlage liegt um so mehr auf der Hand, als alle Stufen eine ähnliche Lage im Talwegprofil aufweisen. Dieser Umstand und die im großen übereinstimmende Höhenlage des Riegels von Grumo (880 m) und der Castellostufe (750 m) haben schon SÖLCH (88) die Vermutung aussprechen lassen, daß beide ein und derselben Eintiefungsphase angehören. Die Ueberprüfung durch die Rückschnittsquotienten (Tabelle S. 124) bestätigt diese Auffassung und läßt außerdem auch die Dazio-Grande-Steile als phasengleich erscheinen. Dabei ist bezeichnend, daß die Dazio-Grande-Steile, verglichen mit dem Rückschnittsbetrag sowohl im Val Blenio als auch im Misox, wiederum einen etwas zu geringen Rückwanderungswert aufweist⁸⁸.

Da alle drei Stufen unterhalb der G-M-interglazial angelegten Steilen von San Giacomo, N Olivone und Stalvedro liegen, müssen sie später herauspräpariert worden sein. Ihre Höhen liegen heute ca. 200—400 m unter der Sohle des Pu-Systems und beträchtlich tiefer als die älteren Kerbenseitel, welche die vollerhaltenen Formen dieses Niveaus angraben. Wir möchten daher die stark zerstörten Böden von Grumo und Castello—Mesocco und ihr Entsprechendes in der Leventina, die Talfläche von Ambri—Fiesso, als nachträglich tiefer gelegte Anlagen des Mindelglazials und die sie untergrabenden Steilen als solche des M-R-Interglazials deuten.

Talabwärts sind keine ähnlichen Bildungen mehr zu beobachten. Der Ausschurf war in der zweiten Hälfte des Pleistozäns schon so weit gediehen, daß in den Zwischenzeiten nicht nur kleine Beckenfüllungen ober- und unterhalb der Stufen entstanden, sondern eine tiefgründige Verschüttung die stark abgesenkten Felssohlen der unteren Talabschnitte eindecken mußte. Die von diesen tiefen Erosionsbasen aufsteigenden Steilen verfangen sich daher offenbar erst an den weiter zurückliegenden, älteren Talwegstufen.

⁸⁸ Selbstverständlich kann fluviale und glaziale Selektion stufenpräparierend wirken. Daß namentlich auch die Einzelgliederung der Stufen weitestgehende Anpassungen an den Untergrund aufweist, wird immer mehr erwiesen (vgl. z. B. BOSSARD in 70). Stufenbedingend ist jedoch stets eine Niveaudifferenzen schaffende Kraft, sei es nun Hebung en bloc, Aufwölbung, glaziale Uebertiefung usw.



Abb. 4. Ausgang des Maggiales mit dem Riegelzug Castello 529 m — Colma 795 m (Be-System) und den Terrassen von Costa und Dunzio (Pu-System). Dahinter die Rundhöckerplatte um Arcegno. Links Terrassen-Erker von Piano 987 m. Photo Eidg. Landestopographie

Alle diese pliozän und frühpleistozän entstandenen Formen der Taltreppe sind durch die nachfolgenden Eis- und Zwischeneiszeiten weiter überformt und epigenetisch zerschnitten worden⁸⁹. Mit DE MARTONNE, E. BURGER u. a. glauben wir die Formsprache der alpinen Stufen nur so deuten zu können, daß den Gletschern stufenverschärfende Wirkung innewohnt. Diesem Umstande ist es zu verdanken, wenn sich die Stufen über so lange Zeiträume erhalten haben und trotz sub- und interglazialer Zerstörungsarbeit sogar versteilt worden sind.

Der Monte Piottino. Der großartigste Talriegel des Tessingebietes spiegelt in seinem hier weich, dort scharf modellierten Formenreichtum eine weit zurückführende und bewegte Entwicklungsgeschichte, deren Leitlinie wir auf Grund der System- und Steilenanalyse nun zu erkennen glauben. Schon im Jungpliozän setzt die Herausarbeitung der Riegel Landschaft ein, gehört doch deren ebene Deckfläche wie beim genetisch verwandten und imposanten Riegel von Ponte Brolla schon dem altpliozyänen Be-Niveau an. Die wechselvolle Entwicklung der beiden Sperr-Riegel findet sprechenden Ausdruck in der Formgebung ihrer engen Durchlässe. Dank der bedeutenden Widerständigkeit des Riegelgesteins sind trotz der Enge des Talquerschnitts eine Reihe von Phasenresten konserviert worden, welche die Diskontinuität der Talbildung spiegeln. Die Riegel sind genau wie im Sottoceneri willkommene Terrassenzeiger und verdienen schon deswegen eingehende Untersuchung. So hebt sich beim Felsentor von Ponte Brolla scharf die ebene Fläche von Castello in 500 m (Pu-System), 300 m unter der Be-Fläche ab. Es bleibt das Verdienst von SÖLCH, diesen Formen sein Augenmerk

⁸⁹ DE MARTONNE (60) hat die sukzessive Tieferlegung alter Riegel im Verlaufe der Talterrassen nachzuweisen vermocht.



Abb. 5. Die Plattform des Monte Piottino von Monte Prodör aus. Links die Mündung des Val Piumogna bei Dalpe. Rechts die Enge des Dazio Grande. In der Mitte Pizzo Campolungo, links Campo Tencia. Photo A. und W. Borelli, Airola

gewidmet und in scharfsinnigen Darlegungen auf die Komplexität dieser bezeichnenden Elemente der alpinen Talandschaft aufmerksam gemacht zu haben.

Auch SÖLCH (88) hält die Plattform des Monte Piottino für den Ueberrest eines fluvialen Talbodens, wobei er an mindestens präglaziales, wahrscheinlich aber oberpliozänes Alter denkt, ohne allerdings diese Ansicht schlüssig belegen zu können. Nach LAUTENSACH handelt es sich bei den erwähnten Formen um echte Härteriegel. Derjenige von Ponte Brolla soll durch die Diffluenz des Maggiagletschers zum Val Onsernone und in die Maggiabucht herausgearbeitet worden sein. Der Monte-Piottino-Riegel wäre eine spezifische Bildung der beiden letzten Eiszeiten, da das «interglaziale Sobriosystem» ohne Knick darüber hinwegstreichen soll. Diese Auffassung läßt sich nicht mehr aufrechterhalten.

Der Hochtalboden, der mit gleichmäßigem Gefälle durch die Leventina talaus zieht, läßt bei genauer Prüfung bezeichnende Ausprägungen erkennen, welche für den zukünftigen Entwicklungsgang bedeutsam werden. Während seine Breite im Val Bedretto bis an dessen Ausgang auf 2000 m ansteigt und sich in der obern Leventina auf 2500 m erhöht, verschmälert er sich unterhalb Ambri und erreicht bei Rodi die schmalste Stelle mit 1000 m. Unterhalb des vorspringenden S-Spornes des Pizzo Pettine erweitert sich der Boden am Monte Piottino sprungartig auf 2500 m. Talab erfolgt eine allmähliche Einengung bis in die Gegend von Calonico (1500 m Breite), und erst am untern Ausgange der Leventina erreicht er wieder knapp 2000 m. Die bemerkenswerten Ausweitungen auf beiden Flanken des Pettine-Spornes sind durch die beiden mächtigen Hangmulden über Deggio und Osco bedingt, in welchen zahlreiche Rinnsale wurzeln. Wie die Pe-Reste in diesen alten Quellnischen und die etwas vorgelagerte Spornfläche von Steng beweisen, geht diese Gestaltung auf uralte Anlage zurück. Sie dürfte durch Gesteinscharakter und Struktur in der Stirnregion der Lucomagnodecke bedingt sein und gelangte daher bei allen Talbildungsphasen zum Ausdruck. Große Schutthalden

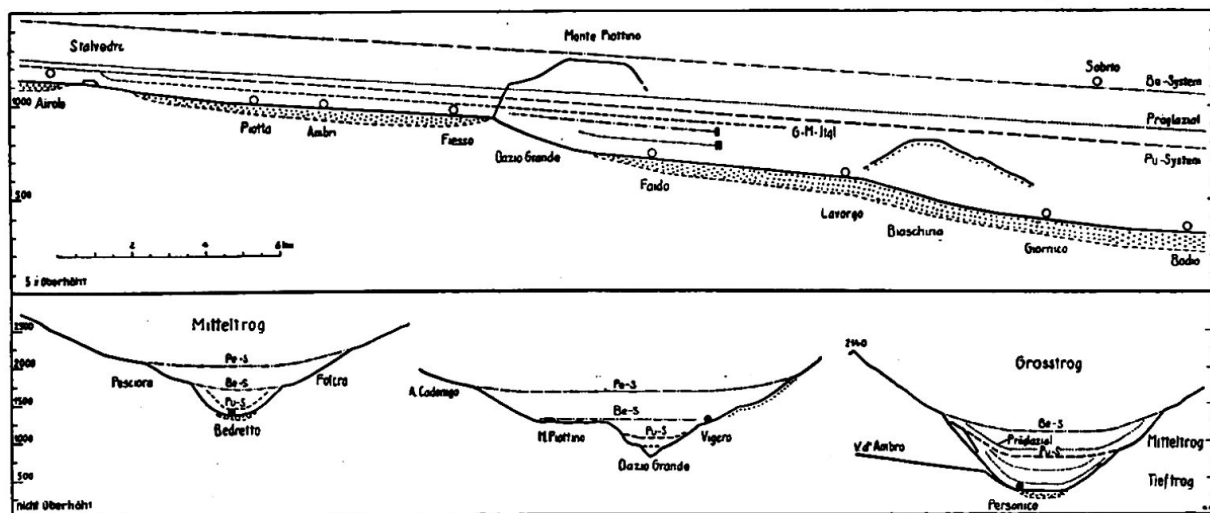


Fig. 10. Längsschnitt und Querprofile durch Val Bedretto und Leventina

in der Kammregion und ansehnliche Gesteinsabbrüche und Bergstürze NW Deggio und über Brusgnano—Osco tun die Labilität dieser Hänge bis in die jüngste Vergangenheit kund. Der Leventinagneis, welcher unter 1500 m die SW-Flanke des Sporns von Steng aufbaut, trägt zu einer Verstärkung der Spornposition noch bei. Auch die Behaldenbucht im S des Sporns ist in ihrer untern, talbodennahen Region schon in den Granitgneiskörper der untern Leventina eingelagert, in welchen sich talab das Be-System unter fortgesetzter Verschmälerung einsenkt. Das rechte Talgehänge der Trogschulterphase zieht von der obren Leventina in einer schwach gebogenen Hangflucht über den Piottino südwärts.

Aus dieser Situation des Hochtalsystems entwickelt sich das weitere Geschehen. Es wurde ausgeführt, daß die Zeit nach der Ausbildung des Be-Systems infolge der Transgression des Pliozänmeeres statt neuer rückschreitender Steilen eine intensive Verschüttung der untern Talabschnitte brachte, von wo aus die Aufschotterung weit in die Haupttäler hinauf vorgedrungen sein mußte. Gerade so wie heute der Tessin in der Riviera zwischen Schwemmkegeln eingezwängt dahinfließt, so pendelte offenbar der Fluß der Leventina damals über einer Schottersohle zwischen den Aufschüttungen der einmündenden Seitenbäche dahin. In unserm Raume drängte der Kegel des ersten bedeutenden Nebengewässers, der Piumogna, den Fluß auf die linke Talflanke, welche sich O des Spornes von Steng einmündete. In dieser Lage wurde der Hauptfluß von der jungpliozänen Steile erfaßt, durchschnitt rasch die Schotterdecke und gelangte in den widerständigen Leventinagneis, womit er epigenetisch in eine stabile Rinne gefaßt war. In der Folge waren die mesozoischen Sedimente im SW der Gneismasse vor dem Zugriff des Tessins geschützt, so daß sie mit zunehmender Talvertiefung zum immer höher ragenden talgeschichtlichen Relikt konserviert werden konnten.

Dreierlei Bedingungen sind es demnach, welche zur Entstehung des Riegels und der eigenartigen Krümmung des Durchbruches geführt haben:

1. Die strukturell mitbedingte außerordentliche Breite des alten Hochtalsbodens ist die Ursache der weit ausladenden Riegeloberfläche.
2. Der Piumogna-Schwemmkegel bedingt die in der Folge epigenetisch festgelegte Führung des Flusses am linken Talgehänge hart am Sporne von Steng entlang. Damit ist die eigenartige Knickung des Tessinlaufes beim Eintritt in die Schluchtstrecke gedeutet.
3. Die Beschleunigung der Gewässereintiefung im Jungpliozän und damit einhergehende Verschmälerung der Talprofile führt, verstärkt durch den harten Granitgneis, zur Einengung des Talraumes im Dazio Grande.

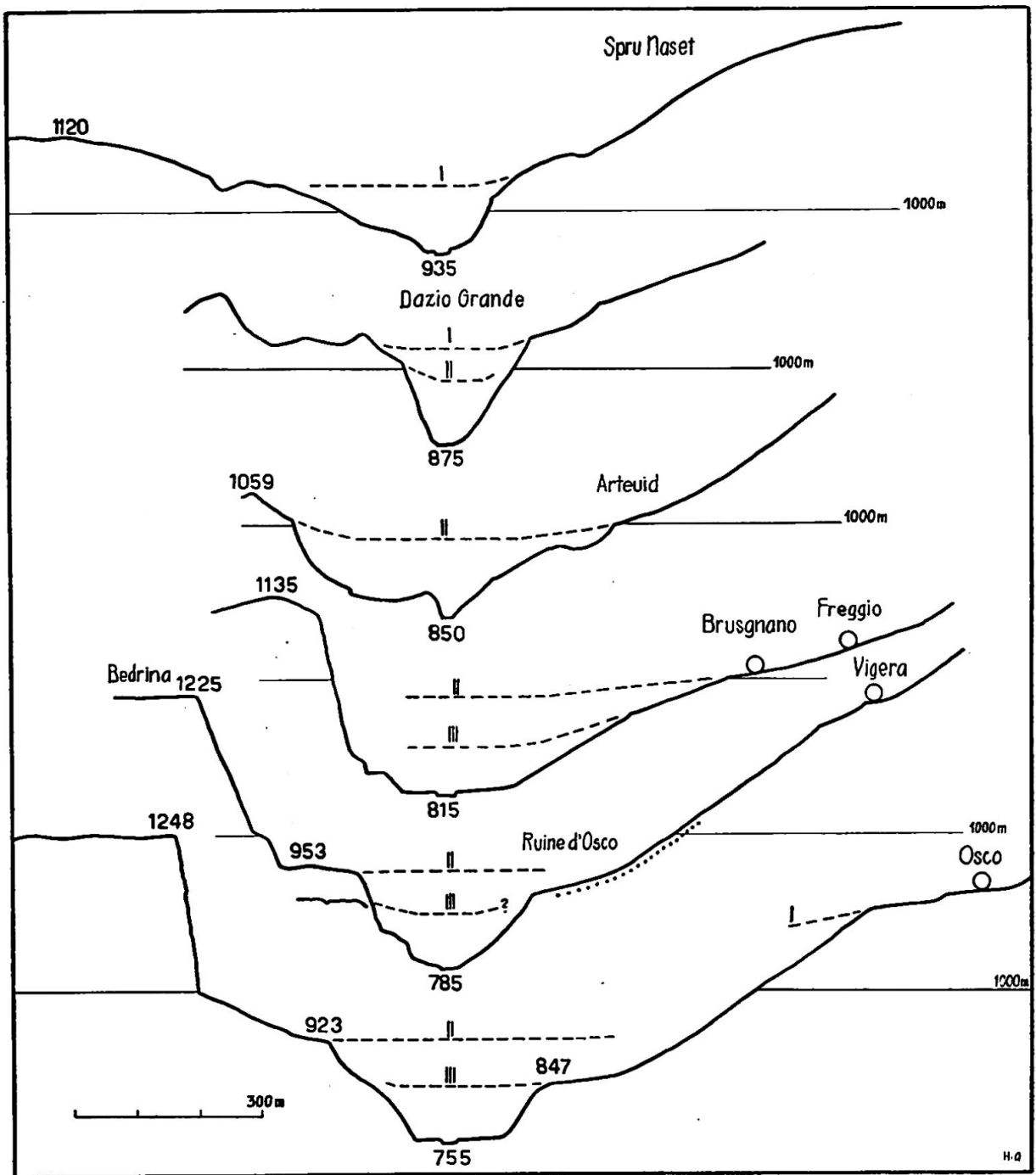


Fig. 11. Querprofile durch den Dazio Grande

Dazio Grande heißt der oberste, schluchtartige und gefällstarke Steilenteil des Tessin-Durchbruches. Talab weitete sich die pittoreske Schluchtkerbe bald, und gegenüber den gewaltigen Wandabstürzen des Monte Piottino steigen die Halden weit gemächlicher aus mehr minder breiter Sohle zur weiten Hangmulde von Oscò hinan. Schon LAUTENSACH ist es aufgefallen, daß manche Teile der Schluchtpartie trogförmig sind und Glazialsuren tragen. Außerdem hat SÖLCH auf die Terrassierung der Engstrecke aufmerksam gemacht. Die auf Grund der neuesten photogrammetrischen Aufnahmen 1:10000 entworfenen Querprofile (Fig. 11) mögen die komplexe Formgebung der Talstrecke veranschaulichen (die Höhenangaben beziehen sich auf den neuen Kartenhorizont).

Trotz der Enge des auf der linken Seite von Rutschungen bedrohten Talraumes sind nicht wenige, kleinere und größere Terrassenreste erhalten geblieben, welche sich in drei Niveaus einreihen lassen. Die höchsten und ausgedehntesten Relikte (I) vertreten das Pu-System, dessen Boden in 1040 m in den Dazio Grande eintritt. Wir erkennen hier Phasenreste in einem Erker (1050 m) unter Spru Naset und namentlich S der Schluchtstrecke in einem kuppig verschliffenen und zerfurchten Niveau in 1060 m bis über 1100 m Höhe, in welches die Dazio-Grande-Kerbe eingelassen ist. Obwohl bereits gegen 300 m in den Gneis eingetieft, besitzt das System selbst im engsten Teile des Dazio Grande eine Breite von 500 m und weitet sich talabwärts rasch beträchtlich aus. Hier ist es in den zurückgeschnittenen und daher höherliegenden Schrägsimsen von Vigera und Osco erhalten, welche am untern Rande der großen Trümmerzone schon im Leventinagneis eingeschnitten sind. Das präglaziale Tal kreuzte sonach die Riegelzone ca. 200—250 m unter der Hochfläche des Piottino⁹⁰.

Weit spärlicher sind die Reste im pleistozän geschaffenen Talraume. Ein höheres Niveau (II) ist vertreten durch die Terrassen von Arteuid (990 m), Brusgnano (1000 m) und rechtsseitig durch drei in den Talraum vorspringende, oben abgeflachte Erker am Fuße der hochragenden Steilwände (948 m, 953 m, 923 m O unter Corgnone). Das tiefste Niveau (III) endlich erscheint in der Umgebung von Faido: P. 847 über Polmegna, Tortengo, 840 m unter Lore und in ähnlicher Höhe unter Calpiogna; zu ihm gehört auch die prächtige Terrasse von Osoglio (um 800 m) S Faido. Das Niveau scheint im obern Teil der Engstrecke in Talbodennähe auszulaufen.

Wenn wir auch die pleistozäne Talentwicklung aus den wenigen, auf uns gekommenen Dokumenten nicht annähernd genau zu entziffern vermögen, so zeigen die Formen doch eines: Auch die pleistozäne Weiterbildung der Talstrecke verläuft diskontinuierlich im Wechsel von Tiefen- und Seitenerosion, wobei vermutlich die Tiefenagung dem Fluß und die beschränkte Ausweitung mehrheitlich dem Gletscher zufiel.

Im einzelnen mag man sich die Entwicklung wie folgt vorstellen: Offenbar nur wenige Zehner von Metern in den Günztrog eingetieft, frißt sich während des G-M-Interglazials eine Steile talauf, welche bis zum Eintritt der Mindel-Eiszeit an das untere Ende des Val Bedretto gelangt (in Fig. 10 angedeutet!); hier wird sie durch den vorstoßenden Gletscher verheftet und verschärft (Stalvedro). Der Boden der obern Leventina gelangt durch die interglaziale Flußwirkung in eine etwas tiefere Lage als derjenige des Val Bedretto. Die auffälligen Restformen des Niveaus II mögen den in diese Talfurche eingesenkten Mindeltrog andeuten.

Das folgende Interglazial (M-R) schiebt wiederum eine Steile langsam durch den Leventinagneis vor, welche aber schon im Dazio Grande durch die Riß-Eiszeit überrascht und festgelegt wird. Damit ist die Untertiefung der obern Leventina im stark abfallenden Schluchtenabschnitt in die Wege geleitet. Die tiefen Terrassen (III) wären sonach Ueberreste des Rißtrog. Wird die Gesamtheit der Formen auf diese Weise interpretiert, so verteilt sich der pleistozäne Abtrag in der Gegend von Faido (um 400 m) annähernd gleichmäßig über alle Abschnitte des Eiszeitalters.

Es braucht wohl nicht besonders unterstrichen zu werden, daß das roh skizzierte Bild der pleistozänen Entwicklung der Schluchtstrecke im einzelnen so lange hypothetisch bleiben muß, als die Flachreste nicht durch Verknüpfung mit weiteren Formen der mittleren und untern Leventina genetisch schärfer und zwingender erfaßt sind. Dieser Vorbehalt ändert jedoch nichts an der grundsätzlichen Erkenntnis der mehrphasigen pleistozänen Entwicklung.

Während das Val Bedretto und die obere Leventina seit dem großen Interglazial immer mehr im Abtrage zurückbleiben, erfahren die mittlere und untere Leventina eine fortgesetzte beträchtliche Eintiefung. Erst jetzt erhält der Monte Piottino seine stolze Höhe über der Talebene von Faido und gewinnt die Dazio-Grande-Stufe jene ansehnliche Höhenspannung, welche sich auch kulturgeographisch so bedeutsam auswirkt. Auch während der letzten Zwischeneiszeit sind ohne Zweifel weitere, durch die talwärtige Uebertiefung bedingte Steilen an den Dazio Grande herangetragen worden. Doch ist auffallend, wie wenig die jüngere regressive Erosion talauf vorzudringen vermochte. Sie erfuhr offensichtlich nicht nur durch das widerständige Riegelgestein we-

⁹⁰ In Fig. 10 (Längsschnitt) wurde neben dem tatsächlich konstatierten Pu-System auch die vermutliche Lage des präglazialen Bodens angedeutet.

sentliche Behinderung, sondern vermutlich ebenso sehr durch interglaziale Felsstürze aus der Gegend von Osco und von den Steilhängen der untern Leventina, ist doch das Ausmaß der postglazialen Massenbewegungen gerade in dieser Talstrecke besonders gewaltig.

Konfluenzstufen und Mischformen. Nicht wenige Talstufen lassen Eigenschaften, welche für die fluviale Taltreppe bezeichnend sind, völlig vermissen. Dagegen scheint ihre Lage, Höhe und Form weitgehend von der Ausbildung der eiszeitlichen Vergletscherung abhängig zu sein. Ganz besonders deutlich kommt der glaziale Stufencharakter in den Talwurzeln des Maggiagebietes zur Geltung. Während das kürzere, aber eismächtige Val Bavona nur eine bescheidene, stark mit Blockschutt überführte Konfluenzstufe besitzt, mündet das fluviale Haupt-, aber eiszeitliche Nebental (vgl. S. 121), das Val Broglio, mit einer hohen Stufenmündung von 100 m über Bignasco. Noch schärfer ist der Gegensatz oberhalb Peccia, wo das lange Val Lavizzara mit gewaltiger, 230 m hoher Stufe zum glazialen Haupttale abbricht, dessen Konfluenzstufe kaum angedeutet ist. Gerade bei diesen Talfurchen mit ihren bezeichnenden Unterschieden zwischen fluvialer und glazialer Abtragskraft manifestiert sich die stufenschaffende Wirksamkeit der glazialen Erosion klar und eindrucklich. Da LAUTENSACH diese Formen vorzüglich beschrieben und interpretiert hat, begnügen wir uns hier damit, noch auf einige genetische Stufentypen aufmerksam zu machen (s. Tabelle).

Die genetische Deutung der Stufen, welche in der Tabelle nach ihrer Höhe geordnet sind, fußt auf den Untersuchungen LAUTENSACHS und unserer Analyse der Pu-Formen und Steilenlagen. Zunächst ist ersichtlich, daß die einzige reine Konfluenzstufe die niederste aller Steilstufen ist, und zwar trotz des nicht beträchtlichen Größenunterschiedes zwischen Haupt- und Seitengletscher. Auch bei den andern Formen, welche unter Mithilfe von Eiskonfluenzen geschaffen wurden, scheint dieser Wirkung ein eher bescheidener Anteil an der Akzentuierung der Stufenhöhe zuzukommen. Dieses Ergebnis stimmt im großen mit jenem O. LEHMANNs überein, der als obere Grenzwert der reinen Konfluenzstufen in der Adamellogruppe 70 m feststellte. Das häufig vermerkte Fehlen des Stufentyps an Konfluenzstellen mag nicht selten nur scheinbar sein, werden doch diese Formen bei ihrem geringen Höhenausmaß leicht von den Talboden-Akkumulationen eingedeckt und dadurch der Beobachtung entzogen.

Genetische Stufentypen der obern Maggiatäler

Stufe	Höhe	Genese
	m	
Val Lavizzara, oberhalb Cortino	70	Konfluenzstufe
Val Lavizzara, unterhalb Casone	90	Frühpleistozäne Steile
Val Broglio, oberhalb Bignasco	100	Mündungsstufe, Schuttstufe
Val Lavizzara, Doppelstufe bei Fusio	150	Konfluenz- und Härtestufe
Val Peccia, unterhalb Corte al Motto	200	Trogschluß-(Pura-)steile, Konfluenzstufe
Val Lavizzara, Salita di Peccia	230	Mündungsstufe
Val Lavizzara, unterhalb Forne	270	Trogschluß-(Pura-)steile, Konfluenzstufe
Val Peccia, unterhalb Cavallaccio	330	Frühpleistozäne Steile, Konfluenz- und Härtestufe
Val Bavona, über Campo	390	Trogschluß-(Pura-)steile, frühpleistozäne Steile, Härte- und Uebertiefungsstufe

Schon ansehnlicher sind die Mündungsstufen. Die höchsten Abschwünge aber erweisen sich ohne Ausnahme als kombinierte Formen, und zwar ist die Summierung von präglazialer Trogschlußsteile mit Konfluenzwirkung vorherrschend. Die beiden mächtigsten Stufungen sind genetisch noch komplexer, verbinden sich doch hier drei und

vier verschiedene Faktoren zu ihrer Modellierung. Die gewaltige Stufe im Val Bavona ist dadurch charakterisiert, daß sich zwei fluviale Kerbenseitel in einer Zone widerständigen Untergrundes zu einer Sammelsteile verbinden und sodann mit der beträchtlichen Uebertiefung des Bavonatoges akkumulieren.

Die wenigen Andeutungen mögen aufgezeigt haben, daß die Taltreppe ein genetisch außerordentlich verwickelt gebautes Gebilde ist, sind doch von den neun hier betrachteten Stufen nur deren vier mehr oder weniger reine Typen, alle andern aber Mischformen. In fünf Abtreppungen lassen sich fluviale Anlagen erkennen, während vier derselben unter vorherrschend glazialem Einfluß entstanden sind.

Es sei lediglich noch kurz darauf hingewiesen, daß die Rückschnittsquotienten für die Talstufe unmittelbar über Bignasco und die Stufe unterhalb Brione—Verzasca ca. 50 % betragen. Möglicherweise sind es daher Formen, welche zeitlich den Stufen von Castello—Mesocco, Grumo und Dazio Grande entsprechen. Sollte diese Auffassung zu Recht bestehen, so würden sich bei der Stufe über Bignasco ebenfalls fluviale und glaziale Wirkungen akkumulieren. Die Stufe von Chiosetto—Brione würde ihrerseits unter den Bergsturztrümmern noch eine fluviale Steile (und glaziale Stufe?) bergen.

C. MÜNDUNGSSTUFEN

Die mannigfaltig gebauten Stufenmündungen des Tessingebietes verdienen eine einläßliche vergleichende Untersuchung. Hier soll lediglich auf wenige, grundsätzlich wichtige Erscheinungen hingewiesen und namentlich die Beziehung zwischen Mündungshöhen und präglazialem Niveau auf Grund der neuen Systemauffassungen überprüft werden. Gewisse Tendenzen, welche in den letzten Jahren in der Deutung dieses eigenartigen Relieftyps stärker hervorgetreten sind, machen einige Bemerkungen allgemeiner Natur zum Problem nötig.

Manche Forscher haben mit dem Hinweise auf das Vorkommen von Stufenmündungen auch in ehemals nicht vergletscherten Gebieten die klassische Auffassung, wonach die Mündungsstufen bezeichnende Formen der glazialen Uebertiefung seien, in Frage gestellt. Eine derartige Interpretation der an sich richtigen Beobachtungen verrät eine m. E. schiefe Fragestellung, welche das eigentliche Problem nicht erfaßt. Es geht nämlich keineswegs um die Frage der Mündungsstufen schlechthin. Bemerkenswert sind erst jene Stufen, an welchen breite Nebentäler mit wohl entwickelter Talsohle hoch über dem ebenfalls ansehnlichen Haupttalboden ausmünden. Dazu tritt als weiteres erstaunliches Merkmal die häufig wandartige Form der Stufe, in welche nur die enge Kerbe des Nebengewässers eingelassen ist, wenn nicht auch sie fehlt (Val Calneggia!). Der Umstand, daß ein erosionsstarkes Seitental der Eintiefung eines breiten Haupttales nicht zu folgen vermochte, hebt die Erscheinung aus allen andern Mündungstypen heraus. Wenn im Schams die kurzen Hochmulden der Ostflanke mit 1000—1300 m hohen Wandstufen hoch über dem präglazialen Niveau in den Talraum ausmünden, wenn die terrassierte Kerbe des Centovalli bei Intragna stufenförmig ins Pedemonte ausgeht oder unzählige kleine Bachmulden in beträchtlicher Höhe über den Talböden der Tessiner Flüsse münden, so ist dies alles auch fluvial leicht zu deuten. Die Mündungsstufen der fluvialen Talandschaften sind meist den folgenden beiden Typen zuzuordnen: Entweder mündet ein erosionsschwaches Nebengewässer auf ein breites Haupttal hinaus oder aber ein weit eingemuldetes Nebental in das jung eingesenkte, schluchtförmige Haupttal⁹¹. Wenn aber das wasserreiche und 36 km lange Valle Verzasca heute mit einer sichtbaren Stufenhöhe von 150 m über der wohl gegen 200 m mächtigen Delta-Akkumulation der Piano di Magadino hängt, oder das sieben Kilometer lange Val Calneggia mit breitem Boden in 270 m hoher, mächtiger Wandstufe, welche von dem Talbach in prächtigem Sturze bestäubt wird, zum Tieftrog des Val Bavona abbricht, so liegen hier doch höchst eigenartige Verhältnisse vor, welche unverkennbar zu den Gesetzen der fluvialen Talbildung in schroffstem Widerspruch stehen, was gerade auch DAVIS für die Leventina dargetan hat. Die Mündungsstufen dieser Art, die sich im übrigen noch durch mancherlei bezeichnende Züge von den fluvialen Typen unterscheiden⁹², erweisen sich wie die Kare als Leitformen ehemals vergletschter Gebirge, deren Entstehung nur durch glaziale Erosion gedeutet zu werden vermag. Dabei kommt der Uebertiefung der Haupteisbahnen entscheidende Bedeutung zu. Schon de MARTONNE hat auch graphisch dargetan, daß die seitliche Ausweitung der Hauptfurchen die Mündungsstufen nicht zu erklären vermag. Der beharrlich immer wieder unternommene Versuch, die Mündungsstufen generell als verschärfte Fluvialsteilen aufzufassen, ist schon so oft mit guten Gründen widerlegt worden, daß hier föglich auf eine Diskussion dieser Ansicht verzichtet werden kann.

⁹¹ Die von DE MARTONNE (62) erwähnten Seitentalstufen des Var-Tales gehören in der Tat alle unbedeutenden Nebenbächen an.

⁹² G. ROVERETO hat jüngst auf den typischen Formgegensatz zwischen fluvialen Mündungsstufen (Valli sospese) und jenen der Vereisungsgebiete (Valli troncate) aufmerksam gemacht. Während bei den erstern die flankierenden Sporne gegen das Haupttal auslaufen, sind sie bei den Valli troncate zu Hangdreiecken abgestutzt.

Höhe der Stufenmündungen

LAUTENSACH hat die Stufenmündungen der Leventina einer genauen Analyse unterzogen und dabei die in rohen Zügen geltende Regel abgeleitet, «daß die Höhen der Stufenmündungen dem Volumfassungsvermögen der Seitentäler bis hinauf zur oberen Gletschergrenze umgekehrt proportional sind», daß es also die Erosion der Gletscher war, welche die Sohlen der Seitentäler verschieden tief einschchnitt (50, S. 73). Es mag auffallen, daß LAUTENSACH das Eisvolumen des Seitentales mit der Stufenhöhe vergleicht, also mit einer Größe, welche im einzelnen durch die Lage der Schotterfläche bzw. der nur annähernd zu bestimmenden Felssohle im Haupttale und damit durch hier wirkende Kräfte und Umstände bedingt ist. Wir werden deshalb im folgenden nicht die Stufenhöhe, sondern die pleistozäne Abtragtiefe des Nebentales an seiner Mündung zu seiner Erosionskraft in Beziehung setzen.

Der Vergleich von Stufenhöhen und präglazialen Niveau für eine größere Anzahl von Tälern (s. Tabelle S.135) führt zu folgenden allgemeinen Feststellungen:

1. Die Ausmündungen der Hängetäler liegen, von einigen Ausnahmen abgesehen, in oder vorwiegend unter dem Niveau des präglazialen Bodens des Haupttales. Die Regel gilt nicht nur für die angeführten Beispiele, sondern wohl für den Großteil der Nebentalfurchen des Tessingebietes und des Luganese. Sie findet sich beispielsweise im Maggiagebiet gut ausgeprägt auch beim Val di Lodano, Val d'Aurigeno, Val Noca und im Misox bei den meisten seitlichen Talkammern; besonders interessant ist hier die Tatsache, daß die V-förmigen Täler der untern Mesolcina, wie das Val di Grono und Val Traversagna ebenfalls deutlich gegen die Höhenregion der Pu-Terrassen hinausweisen. Analoges beobachtet man bei der steilen Kerbe des Valle di Monte Carasso, welches mit einer hohen Wasserfallstufe im Horizont der Pu-Leisten gegen die Talebene von Bellinzona abbricht. Daß auch die Täler der Langenseefurche etwas über dem Pu-System auf das Präglazial-Niveau ausmünden, wurde schon erwähnt (s. S. 80 ff.). Schon DAVIS hat diese Sachlage anscheinend erkannt und in einem Profil der Mündung des Val d'Ambra dargestellt (23). LAUTENSACH bemerkt wohl die weitgehende Anlehnung der Hängetalsolehnen der Riviera an das Pu-Niveau, hält sie aber für zufällig.

2. Das Ausmaß der pleistozänen Taleintiefung erreicht in den untersuchten Tälern maximal 250 m. Für die größeren Nebentäler der untern Leventina wurde der Betrag der pleistozänen Eintiefung einerseits mit dem Areal der Talgebiete, andererseits mit dem Volumfassungsvermögen bis zur oberen Gletschergrenze verglichen, welche Werte der Arbeit LAUTENSACHS (50) entnommen sind (s. untenstehende Tabelle).

Talgröße, Eisvolumen und pleistozäne Ausraumtiefe

Tal	Areal	Eisvolumen	Ausraumtiefe
	km ²	km ³	m
1 Val d'Ambra	17,8	7,90	250
2 Val Chironico	27,8	6,30	200
3 Val Cramosina	7,1	1,95	180
4 Val Osadigo	8,0	1,65	150
5 Val Nadro	6,3	1,35	0

Während sich kein schlüssiger Zusammenhang zwischen Eintiefungsbetrag und Talareal erkennen läßt, tritt die vollkommene Proportionalität von pleistozäner Ausraumtiefe und Eismasse eindrucklich in Erscheinung. Damit sind die Resultate LAUTENSACHS trotz Anwendung einer modifizierten Methode aufs schönste bestätigt, und wir stehen nicht an, daraus die nämlichen Schlüsse zu ziehen.

Verglichen mit den gewaltigen Höhendifferenzen des alpinen Reliefs, halten sich die Abtragswerte auch der größeren Täler innerhalb bescheidener Grenzen. Daß für ihr

Die Höhe der Stufenmündungen

Tal	Höhe über Meer	Höhe über Talsohle	Unterschied zu		Tallänge
			Pura-System ⁹³	Präglazial	
Leventina	m	m	m	m	km
Val Piora	1830	800	680	630	8,5
Val Piumogna	1370	660	390	330	9
Val Chironico	750 ⁹⁴	275	— 100	— 200	9
Val Osadigo	800	375	— 50	— 150	4,5
Val Cramosina	720	370	— 80	— 180	5
Val Nadro	870	600	120	20	4,5
Val d'Ambra	550	250	— 150	— 250	7,5
Val Blenio					
Val Luzzone	1350	150	0	— 50	8,5
Val Carasina	1500	620	300	250	9
Val Soja	1050	300	— 50	— 150	5,5
Val Malvaglia	700	380	— 100	— 200	13
Val Pontirone	750	390	0	— 100	10,5
Riviera					
Val d'Iragna	680	400	30	— 70	6
Val di Lodrino	650	380	50	— 50	7
Val Moleno	700	450	150	50	6,5
Val d'Osogna	720	450	120	20	7
Val di Cresciano	700	430	100	0	6,5
Valle Morobbia	430	210	60	— 90 ⁹⁵	11
Valle Verzasca	350	150	0	— 150 ⁹⁵	36
Valle Maggia					
Val Prato	950	220	— 150	— 200	8
Val Tome	1000	290	— 100	— 150	4,5
Val Calneggia	900	250	— 200	— 250	8,5

Ausmaß tatsächlich die glazialen Verhältnisse bestimmend waren, geht auch aus den minimalen Eintiefungsgrößen der kleinen Nebentäler der Riviera hervor. Diese waren bis hoch hinauf vom Hauptgletscher überflutet und konnten bei ihrer niedrigen Kammumrahmung, welche im W selten 2500 m überschreitet, selbst nur kleine Eigengletscher mit bescheidener Abtragskraft ernähren. Die weitgehende Erhaltung des Präglazial-Reliefs in diesen kleinen Talkammern beweist außerdem, daß auch die interglazial-fluviale Erosion hier nur bescheiden war. Analoge Verhältnisse herrschten in den Seitentälern des Luganese, in denen die pleistozäne Steilenwanderung ebenfalls nur geringe Fortschritte machte, die eiszeitliche Abtragung aber vollkommen unterblieb, da die Formen großenteils von Toteismassen erfüllt waren. Tälchen unter 4—5 km Länge

⁹³ Zahlen ohne Vorzeichen bedeuten Lage über dem betreffenden Systemboden, solche mit — Zeichen darunter. Die Differenzen zwischen dem Pu-Boden und dem ursprünglichen präglazialen Niveau wurden auf Grund zahlreicher Einzelbeobachtungen zu 50—100 m angenommen. Es erübrigt sich, darauf hinzuweisen, daß die erhaltenen Werte nur annähernd sein können.

⁹⁴ Durch Bergsturz gestaut, vgl. LAUTENSACH, 50, S. 45.

⁹⁵ Da das Pu-System des Verzascatales in 450 m Mündungshöhe liegt, muß hier das Präglazial zu ca. 500 m angesetzt werden. Der mutmaßliche Wert des Günz-Abtrages in der Längstalfurche mag deshalb zwischen 100—150 m betragen.



Abb. 6. Val Carasina von S; im Vordergrund die vom Val Soja her niedergelegte linke Talflanke. Der Isoklinalrücken von Colma mit Hochverflachungen; dahinter in der Tiefe rechts der alte Talausgang gegen Val Luzzzone. Im Hintergrund über dem Val Camadra die Medelser Gruppe. Photo A. und W. Borelli, Airolo

gelang nicht einmal mehr die Einstellung auf das präglaziale Niveau, wie die hängenden Hochnischen längs der Haupttäler beweisen (vgl. S. 106).

Gerade die kleinen Nebentäler der Riviera mögen aber ferner unsere Auffassung, daß das Pu-Niveau die günzglazial modifizierte präglaziale Talsohle darstelle, bestätigen, münden sie doch alle mehr oder minder hoch über diesem System aus. Sobald man aber den aus der Höhe der günzglazialen Stufenmündungen bekannten ersteiszeitlichen Abtrag in Rechnung setzt, ordnen sich die Seitenböden befriedigend in das eigentliche präglaziale Niveau ein.

Da die differenzierte glaziale Erosion die größeren Nebentäler verschieden tief eingesenkt hat, laufen sie heute nicht mehr auf das präglaziale Niveau des Haupttales hinaus. Deshalb ist es sicher richtig, wenn LAUTENSACH die allgemeine Verwendung der Hängetäler zur Rekonstruktion alter Talböden im Tessin für unzulässig hält. Sobald man aber nur wirklich Vergleichbares in Parallele setzt und lediglich die Mündungshöhen der kleinen Talfurchen vergleicht (Val Nadro, Rivieratäler), so bestätigt sich das viel beobachtete Ansteigen der Hängetalböden vom Alpenrande gegen das Innere, aus welchem PENCK und BRÜCKNER und auch NUSSBAUM verschiedentlich auf phasengleiche, präglaziale Anlage derselben schlossen. Mit Recht verwendet deshalb NUSSBAUM (71, S. 66) beispielsweise die kleinen Seitenfurchen des Aare- und Saanegebietes zur Festlegung des präglazialen Haupttalniveaus. Das Absteigen der Stufenmündungen alpenauswärts wird in unserem Gebiete wohl durch nichts eindrucklicher demonstriert als durch die von PENCK (78, III, S. 808) geschilderten Alluvialbuchten am mittleren und unteren Verbano (Cannobio, Luino, Laveno u. a.). Die präglaziale Sohle liegt hier so tief, daß die später noch seicht zerschnittenen Nebentalmündungen heute unter dem Seespiegel liegen und deshalb teilweise mit Deltaschutt aufgefüllt wurden.

Höchste Stufenmündungen. Während nach LAUTENSACH die Stufenmündung des Verzascatales ausnehmend niedrig ist, liegt sie in Wirklichkeit für dieses große Talgebiet eher zu hoch, beläuft sich doch die totale Stufenhöhe über dem mutmaßlichen Felsboden auf 300—350 m, anderseits aber die pleistozäne Ausraumtiefe im Mündungsabschnitt auf lediglich 100—150 m! Die Form fügt sich offensichtlich der

Regel der Proportionalität nicht ein. Diese auffallende Erscheinung dürfte wohl im Zusammenhang mit dem weiten V-Profil des untersten Talabschnittes zu deuten sein. Dieses besitzt eine größere Lichtweite als die talauf anschließenden Trogprofile und ist offenbar weitgehend schon altgeformt, wie die Systemreste beweisen. Wir schließen daraus, daß am Talausgange offenbar nicht nur der glaziale Tiefenschurf auffallend gering war, sondern auch der Seitenabtrag. Neben der Stauwirkung des Tessingletschers möchten wir dafür auch die Weite des präglazialen Reliefs verantwortlich machen. Auch im Luganese erwies sich die Gestaltung des voreiszeitlichen Reliefs als entscheidend für Art und Ausmaß der glazialen Eingriffe (4, S. 125 ff.).

Die gewaltige Mündungsstufe des Val Piora mit 800 m Höhenspannung erklärt LAUTENSACH einleuchtend durch die talgeschichtliche Entwicklung dieses interessanten Hochraumes. Danach war derselbe zur Zeit der Hochtalphase noch dem Rheine tributär und wurde erst nachträglich durch regressive Erosion vom obern Tessintale her an dieses angeschlossen. Ein analoger Fall liegt beim Val Carasina vor, welches während des Be-Systems noch nordwärts über die Furche P. 1690 entwässerte. Mit der Entwicklung der jungpliozänen Tiefennagung bildete sich offenbar durch Anzapfung, welche der Stirn der Aduladecke entlang rückwärts tastete, der gewinkelte Talausgang bei den Monti Compieto. Die Stufenhöhe wird durch einen Bergsturz verstärkt (vgl. 42.) Es gelang dem Talbache hier so wenig wie im Val Piora, sich noch in präglazialer Zeit gleichsohlig auf die neue Erosionsbasis einzustellen.

Die Mündungsstufe des Val Piumogna weist eine komplexere Formung auf. Unter dem sanften Muldental der Alpe Piumogna, dessen Verlängerung in der Region des Be-Bodens über dem Monte Piottino ausläuft, folgt ein Abschwung auf die Fläche von Dalpe (1200—1100 m); hier biegt das in die SO-Flanke der Riegelbastion eingelassene Tal scharf nach O ab und bricht in 1100 m jäh über dem 400 m tiefer liegenden Talboden von Faido ab. Dieser Absturz ist die eigentliche Mündungsstufe. Es ist ersichtlich, daß sich die Piumogna nach der Abdrängung des Tessins in die epigenetische Furche des Dazio Grande durch ihren Schwemmkegel in den alten Be-Haupttalboden eingeschnitten und erst talab ihrer ursprünglichen Mündung den Anschluß an den Hauptfluß gefunden hat. Die Talsohle von Dalpe liegt mit ihrer Vorderkante nur wenig über dem mutmaßlichen Präglazialboden (ca. 1050 m), so daß wir ihn als Relikt dieser Phase deuten⁹⁶. Auch hier bestätigt sich demnach der Zusammenhang von Stufenmündung und präglazialen Niveau. Die ausnehmend gute Konservierung der alten Systemformen ist weitgehend durch die Entwicklung des Piottino-Riegels bestimmt. Der in seinem vorderen Teile noch in den Leventinagneis eingebettete Boden von Dalpe war infolge seiner Refugiallage in der Flanke der Riegelbastion dem glazialen Einfluß ähnlich wie die Hochmulde von Gribbio etwas entrückt. Durch die Erhaltung dieses Bodens wurde aber auch die Be-Form der Alpe Piumogna vor dem Zugriff der jüngeren Erosionsphasen bewahrt. Ähnlich wie heute der Bergsturz vom Sasso Cristallina die Kerbenerosion behindert, so mögen ferner ältere glaziale und interglaziale Schuttbildungen hier zur Formerhaltung beigetragen haben.

Die geschilderte Komplikation an der Mündung des Val Piumogna ist deswegen grundsätzlich wichtig, weil sie deutlich auf das Bestehen mehrphasiger Stufenmündungen hinweist. Das kleine und sehr steile Val Folda läßt, wenn auch nicht so ausgeprägt, ebenfalls eine zweiphasige Mündungsstufe erkennen. Ein höherer Boden endet in ca. 1140 m im Niveau des Hochtalbodens. Darunter erfolgt der Abschwung auf eine neue Flachstrecke, unter der dann erst die von LAUTENSACH erwähnte Stufe einsetzt, deren oberer Rand in ca. 800 m im Niveau des Pu-Systems und ca. 100 m unter dem Präglazial liegt. Hier wie schon im Val Piumogna verläuft demnach die Nebentaltreppe in Korrelation zum Hochtal- und Mitteltalboden.

⁹⁶ Die Differenz erklärt sich vielleicht daraus, daß die Piumogna noch einige Zeit parallel mit dem Tessin floß und sich erst weiter unten mit ihm vereinigte. Das jäh Talgehänge W Faido dürfte erst eiszeitlich durch Zurückdrängung der Bastionflanke angelegt worden sein.

Erst auf Grund dieser Beobachtungen ist eine befriedigende Deutung der weitaus höchsten Mündungsstufe des Tessintales möglich: Es ist diejenige des kleinen Val Marc'ri, dessen Ausgang (1350 m) über mächtigen Steilabstürzen 1025 m hoch über dem Talboden hängt (vgl. Skizze in 71, S. 32). Ein Vergleich mit den Nachbartälern zeigt, daß gerade beim Val Marc'ri der Haupttalhang besonders stark zurückverlegt erscheint. Diesem ansehnlichen Hangabtrag ist die jüngere Nebentalphase zum Opfer gefallen und nur die ältere, auf das Hochtalsystem abgestimmte Flachstrecke hat sich erhalten können. Dieser Befund wird durch das unmittelbar benachbarte Val Nadro bestätigt, wo unmittelbar über der Stufe und der anschließenden Flachstrecke wiederum ein Aufschwung auf 1200 m erfolgt. Erst jetzt setzt ein schmaler, sanft geneigter Talboden (Portri) ein, welcher bis zu einer Steilstufe führt, über der nochmals eine Treppenverebnung zu den rückwärtigen Gipfelhängen leitet. Auch dieser Boden von Portri geht auf das Hochtalsystem hinaus. Ebenso schön ist die Zweiphasigkeit im Val Cramosina und in andern Leventinatälern, dann auch in den Nebenfurchen der Riviera und im Maggiagebiet entwickelt.

Hier geht beispielsweise das Val Antabbia unmittelbar neben dem in 900 m mündenden Val Calneggia in 1900 m mit über 1000 m hoher Stufe ins Val Bavona aus. Die Erscheinung bleibt LAUTENSACH unerklärlich; doch zeigt gerade der Vergleich mit dem größern Val Calneggia, daß es wiederum die differenziert entwickelte Zweiphasigkeit des untern Nebentalabschnittes ist, welche zu diesen bemerkenswerten Gegensätzen auf so engem Raume Anlaß gegeben hat. Während die präglaziale Steile im Val Calneggia weit zurückgewandert ist und hier sogar eine weite Form angelegt hat, vermochte die entsprechende Steile im Val Antabbia nur wenig zurückzugreifen. Die erzeugte kurze Flachstrecke ist dann dem Haupttalabtrag zum Opfer gefallen, so daß heute die glazial wenig vertiefte hohe Be-Form über dem Talboden abbricht.

Die untern Abschnitte der Hängetäler weisen demnach in der Regel deutlich zweiphasige Ausbildung auf. Uebereinander sind, durch Versteilungen getrennt, die glazial mehr oder minder beeinflussten Flachstrecken des präglazialen und Be-Niveaus zu erkennen. In größern Tälern wurde die präglaziale Steile ziemlich weit in den Talraum hinein verlegt; in den kleinern dagegen vermochte sie nur sehr langsam talein zu wandern, so daß sie sich beim Eintritt der Vergletscherung erst unweit der Tal-mündung befand. Wenn nun diese kurze Flachstrecke dem Haupttalabtrag zum Opfer fiel, so wurde für die Höhe der Stufenmündung die Lage des Hochtalsbodens im Hängetälchen maßgebend. Betrachtet die Forschung demnach die Seitentalböden über den Mündungsstufen kurzweg als gleichwertig, so vermengt sie qualitativ verschiedenes und verbaut dadurch den Weg zur Erkenntnis. Es ist denn auch charakteristisch und kein Zufall, daß sich gerade das Val Marc'ri außerhalb der Proportionalitätsreihe LAUTENSACHs stellt und der rein glazialen Deutung Schwierigkeiten bereitet.

Erst jetzt ergibt sich mit aller Klarheit, daß sich die phasengleichen Stufenmündungen der glazial nicht stark modifizierten Hängetäler im großen in ein alpenauswärts absteigendes Niveau einordnen, welches die Ausgeglichenheit der präglazialen Talbildungsphase spiegelt. Im Gegensatz dazu fällt die rezente Talsohle zunächst weit stärker, so daß die Stufen talaus rasch an Höhe zunehmen, um dann mit der Abnahme des pleistozänen Abtrags gegen den Alpenrand wieder niedriger zu werden.

Es bedarf noch genauester Untersuchungen, um die mannigfaltigen fluvialen und glazialen, ineinander verzahnten Formen der Hängetäler befriedigend deuten zu können. Die von LAUTENSACH als Trogschultern betrachteten Verflachungen der Leventina-Seitentäler scheinen ohne Ausnahme dem Pe-Niveau anzugehören, während die darüber sichtbaren Flachreste offenbar letzte Dokumente der ältesten Phasen sind. Die «Trog schlüsse» dieser Täler (hinter Portri im Val Nadro, über Ragozzo im Val Marc'ri z. B.) sind nur äußerlich den Trog schlüssen der großen Täler ähnlich, aber älter, da es sich dabei um die rückwärtigen Steilen des Be-Niveaus handelt. Die genetisch den Trog schlüssen (präglazialen Steilen) entsprechenden Formen liegen in diesen kleinen Furchen nach unserer Interpretation im vorderen Talabschnitt.

Mündungsschluchten. Abgesehen davon, daß günzglaziale Stufenmündungen nachgewiesen werden konnten, beweist schon die heute noch enge Bindung der Hängeltäler an das präglaziale Niveau das hohe Alter der Mündungsstufen. Sie sind schon während der ersten Eiszeit angelegt worden und haben mit der wachsenden Eintiefung der Haupttalwege im Laufe der Eiszeit fortgesetzt an Höhenspannung zugenommen, während der Seitentalabtrag nur relativ wenig an einer Reduktion der Stufen von oben her arbeitete. Daraus folgt, daß auch die Mündungsschluchten trotz ihres «jugendlichen» Aspektes alte und recht häufig komplexe Formen sein müssen. Zahlreiche Beobachtungen beweisen immer mehr die bewegte pleistozäne Entwicklung der Stufenabfälle und ihrer Kerben.

So weist SÖLCH (88) auf die zahlreichen, vor- und eingebauten Simse der Stufenabschwünge des Tessingebietes hin, welche die Diskontinuität der pleistozänen Taleintiefung und Stufenzersägung erweisen. O. FLÜCKIGER und A. GUT haben die gleichen Formen vom Gesichtspunkte der Glazialerosion her untersucht und ebenfalls auf die verwickelte Geschichte derselben und namentlich auch auf die eigenartigen Felsvorbauten aufmerksam gemacht. Schon 1920 hat LEHMANN bezeichnende Nischen («Mündungskare») in den Stufen des Genovagebietes (Adamello) beschrieben, welche «doppelte Stufenmündungen» erzeugen. H. WALDBAUR findet manche Mündungsklammern viel zu groß, als daß sie als rein postglaziale Erosionsleistungen angesehen werden könnten. SÖLCH (88) deutet gleiches an, wenn er von der Calanca-Ausgleichsschlucht schreibt: «Die Calancasca hat hier eine ca. 15 m tiefe postglaziale Kerbe in den Fels genagt; das ist wieder einmal die Leistung eines Jahrzehntausends.» Häufige Felsstürze in den steilwandigen Mündungskernen (z. B. im Val Nadro, Val Noca, Val Calanca) behindern die Tiefennagung und tragen dadurch an der Erhaltung der Stufen bei; in die Mündungsplattformen eingesägte Epigenesen wirken, worauf SÖLCH nachdrücklich hinweist, in gleicher Richtung, wird doch der Fluß dadurch gezwungen, eine schon begonnene Arbeit wieder von vorne anzufangen. Entscheidend sind im weiteren Funde von Schlfen und autochthonen Moränen in den Kerben, wie sie z. B. von HESS in der Trientschlucht festgestellt wurden. Schlfen fehlen wahrscheinlich deswegen häufig, weil namentlich enge Schluchten von Toteismassen erfüllt oder aber überhaupt eisfrei waren.

Die bewegte Geschichte der Mündungsstufen wird am eindrucklichsten durch die zahlreichen Epigenesen erwiesen, welche mit dem Fortschreiten der Forschung in immer größerer Zahl an allen Stufentypen der Alpen festgestellt werden. Namentlich breite Mündungsplattformen sind für diese Laufverlegungen besonders prädestiniert. Am Ausgange des Val d'Isonne konnten wir eine eingedeckte alte Rinne nachweisen (6, S. 47 ff.). Von besonderem Interesse ist in dieser Hinsicht die Mündungsstufe des Valle Morobbia. Ihre Mündungsschlucht weitet sich in 360—370 m Höhe prägnant zu einem Muldenprofil aus, das in ca. 400 m Höhe (Loro, Baggio) in die verschliffene Fläche von San Rocco überleitet. Ferner wird die Kerbe selbst unter Pianezzo, bei der Brücke P. 357 und oberhalb davon durch eine Reihe von Sporn-Erkern getrept, auf welche auch die kleine Stufenmündung des Val di Verona in 420 m hinausgeht. Darunter gleiten die Schluchtwände jäh zum rauschenden Fluß hinab. Am Talausgange dürfte dieses tiefste Niveau mit der durch Moränen erhöhten Felsterrasse von San Bartolomeo (296 m) korrespondieren.

Zwischen San Rocco und dem rechtsseitigen Talgehänge ist nun ein Trockentälchen in lokal stark lehmige Moräne eingesenkt, welches erst in ca. 350 m, wo es an der Stufenwand gegen Giubiasco abbricht, den anstehenden Felsboden berührt. Diese verschüttete Rinne scheint am Tobelhang SO Pianezzo auszulaufen, wo das anstehende und auch hier von mächtigem Schutt bedeckte Kristallin eine muldenartige Einsenkung (450 m) abzeichnet, in welcher der Pfad zur Schluchtbrücke absteigt. Es scheint hier eine alte Talmündung abzuzweigen, welche genau die Richtung der Morobbia oberhalb der Brücke P. 357 fortsetzt.

Es sind also über der rezenten Schluchtstrecke drei ältere Phasen zu unterscheiden, deren zwei sich an die postglaziale Kerbe halten und in ca. 290 m und 360—370 m ausmünden, während die dritte durch die eingedeckte alte Mündung N San Rocco repräsentiert wird. Leider ist eine zwingende Altersdatierung aller dieser Formen nicht möglich. Bis in 410 m herabsteigende Moränen im Gebiete des Val Verona beweisen,

daß das tiefste Niveau (Sporn-Erker) schon vor der Würmeiszeit angelegt wurde; es dürfte letztinterglazial sein. Daß die höchste Form zugleich die älteste ist, wird auch durch ihren mehr minder gleichsohligen Anschluß an den Pu-Boden des Haupttales belegt; sie dürfte daher die G-M-interglaziale Ausgleichsschlucht sein. Demnach wäre die eingedeckte Rinne im großen Interglazial epigenetisch entstanden, worauf in der letzten Zwischeneiszeit die älteste interglaziale Kerbe wieder ausgeräumt und durch die neue Furche (Sporn-Niveau) vertieft worden wäre.

Die Tatsache, daß sich die Erosionsfurchen an der Mündung des Morobbiatales im Laufe der Eiszeit mit nur kleinen Intervallen ruckweise absenken, während das Haupttal eine beträchtliche Ausräumung erfuhr, ist offenbar nur derart zu deuten, daß sich interglazial hier rasch hohe Aufschüttungssohlen entwickelten, auf welche die Gewässer ihre Arbeit einstellten. Wenn dem nicht so wäre und sich die Flüsse auf ein Talniveau eingeschnitten hätten, welches unter dem heutigen lag, würde sich das auch in der Form der Mündungskerven äußern, müßten doch deren tiefste Abschnitte breite Schottersohlen in der Art der Alluvialbuchten des Verbano aufweisen. Am eindrucklichsten wird die hohe Lage der alten Mündungen durch die in 260 m liegende Fläche des Ponte-Brolla-Riegels dokumentiert, in welche sich postglazial die Maggia zur tiefen rezenten Erosionsbasis der Maggiabucht hinunter eingesägt hat.

Sowohl bei der Mündung des Val d'Isonne als auch bei jener des Valle Morobbia haben sich die jüngsten Kerben auf der linken, vom Haupttale aus gesehen untern Flanke der Mündungsplattformen entwickelt, während die eingedeckten Rinnen die gegenteilige Lage einnehmen. Die nämliche Tendenz der seitlichen Anlage der Gewässerbahnen äußert sich im so häufigen Abbiegen der Mündungsschluchten aus der Nebentalrichtung, welches die Herausarbeitung einseitiger Mündungsterrassen zur Folge hat (Val Piumogna, Val Soja, Val Malvaglia, Val d'Iragna, Val di Moleno, Val di Cama, Val Soladino, Val d'Aurigeno u. a.). Diese Verlagerung der Mündungstrecken dürfte teilweise schon sehr frühzeitig erfolgt sein, läßt sie sich doch bei manchen Fällen (z. B. Val Soladino) schon beim Be-Niveau erkennen. Sonach dürfte es sich dabei mitunter um Mündungsverschleppungen auf den Schotterfeldern der pliozänen Systeme handeln, während die pleistozänen Vorgänge dieser Art eher durch Eisrandlagen bedingt sein dürften.

D. DER TALTROG

In den Tälern absteigend, beobachtet man eine typische Veränderung der Talformen nach Querschnitt und Einmündungstiefe.

Hochtröge. In großflächige Troglplatten (Be-Phase) sind häufig seichte Hochtröge eingelassen, deren Tiefe gewöhnlich 200 m nicht erreicht. Besonders charakteristisch und relativ groß sind die Hochtröge der Alpe di Bolla im Val Peccia, von Forne im Val Lavizzara, der Alpe Cruina im Val Bedretto, Alpe di Stabbio im Val Calanca und auf der Höhe des Monte di San Bernardino. Sie gehen offenbar auf fluviale Anlage zurück, sei es, daß sie in Anlehnung an eine alte Zwischenphase zwischen Be- und Pu-System oder an eine jüngere, vielleicht erst interglaziale Kerbe ausgearbeitet wurden. Gerade die eigenartigen Hochtröge der Campo la Torba (Val Lavizzara) und die ähnlichen Formen des obersten Val Bavona (Zotto, Alpe Robiei), welche sich unvermittelt in die Troglplatten einsenken, haben LAUTENSACH zur Annahme einer fluvialen Kerbenanlage geführt, ohne welche diese Gebilde nicht leicht zu deuten sind⁹⁷. Analoge Formen treten in der Hochregion der Alpen überall auf und werden von NUSSBAUM auch aus den Pyrenäen beschrieben (74, Diagramm).

⁹⁷ Kleine Seichttrögelein ohne Wasserführung scheinen immerhin auf die Möglichkeit nivaler Entstehung hinzuweisen, wie ein schönes Beispiel unmittelbar N der Prassignola-Paßhöhe (Avers) dartut.

Mitteltröge (Fig. 10). Unter diesen hohen Formen der Troglattenregion folgt der steile Abschwung zum Talabschnitt der Pu-Vollformen (s. S. 102). Hier haben sich durch glaziale Uebearbeitung aus der Sohlentalform der präglazialen Eintiefungsphase einfach modellierte Trogformen entwickelt, welche wir wegen ihrer genetischen Bindung an das Mitteltalsystem und ihrer Lage unterhalb der kleinen Hochtröge des Be-Niveaus und oberhalb der Tieftröge als Mitteltröge bezeichnen möchten.

Der Trogschluß besitzt gewöhnlich keine Beziehung zu Eiskonfluenzen, was LAUTENSACH analog wie bei den Hochtrögen zur Annahme einer fluvialen, voreiszeitlichen oder wenigstens präwürmeiszeitlichen Kerbe geführt hat, deren Eintiefungsende zum Trogschluß umgestaltet worden sei. GYGAX gelangt auf Grund der Formen des Pu-Systems ebenfalls zum Schluß, die Tröge dieser Phase seien aus Mulden-, Kerb- oder Kastenprofilen fluvialer Entstehung hervorgegangen. Unsere Deutung des Pu-Systems als glazial modifizierte präglaziale Eintiefungsphase bringt die Bestätigung für diese beiden Auffassungen. Nicht aber irgendeine hypothetische fluviale Kerbe ist die Initialform der Tröge, sondern das bis in die Talwurzeln gut ausgebildete präglaziale Talystem, dessen Steilen sich im Talschluß in die hohen Verebnungen des pliozänen Hochtalniveaus vorschieben. Die Talwurzeln dieser präglazialen Phase wurden bei Eintritt der Eiszeit Sammelgebiete gewaltiger Firn- und Eismassen, welche sich in den Kastentälern talaus bewegten und den Talraum in seinem ganzen Profile überschliffen und umgestalteten, so daß sich unberührte Reste des fluvialen Systems im Sopraceneri nicht oder nur in Refugiallagen zu konservieren vermochten. Lediglich in einigen schwachdurchströmten oder nur von Toteismassen erfüllten Tälern sind präglaziale Formen relativ gut erhalten und münden in ausgesprochenen Stufen auf den Günstrog des Haupttales hinaus. Im Luganese ist häufig auch in den Haupttälern der gesamteiszeitliche Abtrag so gering, daß die zweifelsohne vorhandene günzeiszeitliche Wirkung nicht aus den Leistensystemen abgelesen werden kann. Wo aber der pleistozäne Schurf bedeutenderes Ausmaß gewinnt, wie z. B. im Seetale von Porlezza, sind ihm alle präglazialen Hänge vollkommen zum Opfer gefallen.

Als Beispiel dieses Trogtyps, der zugleich eine ungefähre Vorstellung vom Aussehen der Trogtäler nach der ersten Eiszeit vermittelt, gelte der in die Serie der Bündner Schiefer eingesenkte Trog des Val Bedretto. Die geringe Trogtiefe von maximal 400 m wird durch den Phasenabstand der beiden Hauptniveaus und die zusätzliche, im ganzen geringe pleistozäne Ausraumtiefe bedingt, welche im Profil von Airolo z. B. nur 150—200 m beträgt. Da im Tessintal zwischen dem Pe- und Pu-System nur spärliche Reste eines einzigen Zwischensystems erhalten sind, waren schon die präglazialen Hangformen des Val Bedretto unter den Be-Flächen höchstens durch einen einzigen Simshorizont modifiziert, so daß es nicht verwunderlich ist, wenn das Eis in diese einfache Ausgangsform einen prächtigen, harmonischen Trog einzuschürfen vermochte. Weder die Gesteinsart noch stadiale Wirkungen sind daher die grundlegende Voraussetzung zur Entwicklung der bekannten schönen Taltröge von Goms, Urseren und Bedretto, sondern vielmehr der geschilderte Charakter des präglazialen Formenschatzes.

So regelmäßig die Trogform des Val Bedretto im ganzen auch wirkt, so ist doch ihre Zerstörung im einzelnen schon weit fortgeschritten. Geräumige Nischen, tief zurückgreifende Tobel und feine Kerben haben die Troghänge weitgehend vernichtet. Die Größe der Schwemmkegel im Talgrunde steht in keinem Verhältnis zum Ausraume der Tobeltrichter. Beträchtliche Schuttmassen müssen schon während frühern Zeiten weggeschafft worden sein. Die tiefe Zerschneidung der Troghalden ist ihrerseits ein eindrucklicher Beweis für das hohe Alter der Region zwischen Hoch- und Mitteltalniveau. Auch im Gome fällt die starke Zerstörung der Trogwände auf.

Da sich in der Region der Mitteltröge lediglich das präglaziale System in die Be-Formen einmuldete, sind über den Troghängen die breit ausladenden Trogschultern



Abb. 7. Der Mitteltrog des Val Bedretto mit dem Pizzo Rotondo und seinen basalen Hochfluren. Links die Terrassen von Nante.
Photo A. und W. Borelli, Airolo

prächtig erhalten, während sie talaus durch die tief eingesenkten jüngern Talbildungsphasen erheblich zurückgetrieben worden sind. Mißt die Trogbreite im Niveau der Be-Flächen im Bedrettotal nur 1000—1200 m, so ist sie in der untern Leventina schon auf das Dreifache angewachsen. Außerdem wurde die Langlebigkeit der Schultern hier ohne Zweifel auch durch die geringe Mächtigkeit der eiszeitlichen Eisdecke, welche sie bedeckte, begünstigt (vgl. S. 101). Die eigentlichen Schultertröge sind daher ausgesprochene Sonderformen, deren Entwicklung durch den morphogenetischen Charakter dieser höchsten Treppenflächen unter dem Trogschlusse bestimmt ist.

Tieftröge (Fig. 10). Unterhalb der G-M-interglazial angelegten Stufen treten wir in den Bereich der ansehnlichen pleistozänen Talvertiefung ein. Während schon die Hangabschnitte zwischen Be- und Pu-Niveau durch eine bemerkenswerte, pliozän angelegte und pleistozän verschärfte Versteilung gekennzeichnet sind, tritt dieselbe noch weit imposanter in der Region des Tieftroges in Erscheinung, wo jähe, felsblank verschliffene und zernarbte Hangfluchten den Tälern ihr Gepräge verleihen, welches sie so sehr von den Tallandschaften des fluvialen Formstiles unterscheidet; durchgehende Leistenzüge sind nicht vorhanden (vgl. S. 123). Die Großtröge unterhalb der Mitteltröge sind demnach aus zwei genetisch durchaus verschiedenen Trogformen zusammengesetzt, nämlich aus den Mitteltroghalden unmittelbar unter dem Schulterniveau und dem rein pleistozän angelegten und ausgearbeiteten, geschlossenen Tieftrög; es sind Doppeltröge.

Eine ähnliche Auffassung hat jüngst NUSSBAUM (74) über die Entstehung des Doppeltroges des Haslitalen entwickelt; jedoch scheint er als Ausgangsform der beiden Tröge weit geöffnete Kerben anzunehmen. CREUTZBURG dagegen trennt seinen «oberen» und «unteren» Trog durch das Hochtalsystem. Im Tessintal fehlt den Talformen über diesem System ausgesprochener Trogcharakter. Schachteltröge im Sinne von H. HESS sind nicht vorhanden.

Das Höhenausmaß der Tieftröge ist etwas geringer als der Betrag der totalen pleistozänen Taleintiefung, da sie erst unter dem Pu-Niveau einsetzen; es beläuft sich für die hintern Talabschnitte auf 500—600 m, nimmt talwärts ab und mißt am obern Langensee nur noch 300 m.

Da die Tieftröge das Ergebnis ausschließlich pleistozäner Erosion sind, geht es bei der Abklärung ihrer Entstehung vor allem darum, eine Sonderung von Fluß- und Eiswerk zu versuchen. Wenn auch die Analyse einiger pleistozäner Talwegstufen die Wirksamkeit interglazialer Steilenwanderung belegen dürfte, so zeugen doch zahlreiche typische Formen für die überragende Bedeutung des Eisabtrages in den Tieftrögen. Schon der Vergleich der Gletscherbahnen mit den von stagnierenden Eismassen blockierten Talräumen dokumentiert den erstaunlichen Gegensatz fluvialen und glazialen Reliefstils. Gleiches gilt für den Formcharakter der pliozänen und rezenten Talwege (Talweg-Isohypsen). Direkt nachgewiesen wird die reliefgestaltende Kraft der Gletscher durch die Konkordanz der pleistozänen Ausraumtiefe mit dem Ausmaße der Vereisung sowohl in den Tieftrögen als auch in den Nebentälern, durch die Konfluenzstufen, Trogformen und nicht zuletzt die eindeutigsten Leitelemente ehemals vergletschter Gebirge, die Mündungsstufen und Karschüsseln.

Auf Grund unserer System-Interpretation ist allerdings die totale pleistozäne Eintiefung weniger groß, als früher angenommen wurde, beträgt sie doch in den untern Abschnitten der großen Täler lediglich 400 m. Da sich hier der günzeiszeitliche Ausschurf allein auf ca. 100 m beläuft, scheint der gesamte pleistozäne Abtrag zum mindesten in diesen Talstrecken vorherrschend durch Gletscherarbeit bedingt zu sein. In den größern Hängetälern erreicht der Totalausraum ähnlich wie im Valle Verzasca und der Gegend von Airolo maximal 250 m. Da GYGAX den würmeiszeitlichen Abtrag oberhalb Brione auf ca. 50 m, also 20—25 % der pleistozänen Eintiefung veranschlagt, bestätigt sich der in den Nebentälern auf anderm Wege gefundene Schluß, daß der Abtrag wesentlich glazial bestimmt war. Analoges zeigen Beobachtungen aus den kleinern Hängetälern (z. B. Val d'Iragna), deren Eintiefung mit derjenigen der größern Kare (ca. 100 m) und der von GYGAX im Gangello-Tälchen festgestellten würmeiszeitlichen Trogeinsenkung von 20—25 m aufs beste übereinstimmt⁹⁸. Die interglaziale Flußerosion hat offenbar wie heute nur lokal stärker und vorwiegend linear in die Tiefe gewirkt.

Für die bedeutende Abtragskraft der Gletscher zeugen endlich unzweifelhaft die tief unter die randalpine Erosionsbasis eingesenkten Seebecken des Ceresio und Verbano mit ihren Kryptodepressionen. Für die Deutung der Seewannen ist die Kenntnis des mutmaßlichen fluvialen Tiefenschnittes am Alpenrand entscheidend. Beim Luganersee vermuten wir die Felsschwelle bei Brenno auf Grund der Systemanalyse in 230 m Höhe (vgl. 4, S. 127). Aus dem mittleren Abstand von Be- und eiszeitlich wenig deformiertem Pu-System (170 m) ergibt sich, daß der Felsgrund am untern Ende des Verbano bis in 100—130 m Höhe über Meer zerschnitten sein dürfte⁹⁹. Wie die pleistozänen Schotter am Alpenrande (vgl. S. 81, 118) zeigen, hat während des ganzen Eiszeitalters die fluviale Talbildung nicht mehr annähernd so tief gegriffen. Daraus folgt, daß auf den durch Akkumulationen bedingten Aufstau des Sees vermutlich nur 70—100 m entfallen und die eigentliche Felsschüssel eine Tiefe von gegen 300 m erreicht, da sich ihr Boden bis 176 m unter das Meeresniveau einmuldet. Trotzdem zeichnet sich die Seetalung keineswegs durch einen enormen pleistozänen Abtrag aus, beläuft er sich doch infolge der tiefen Lage der präglazialen Sohle auf lediglich 300—400 m.

⁹⁸ In Spitzbergen bestimmt W. DEGE die glaziale Uebertiefung eines prächtigen Konfluenzkares zu 130 m und die Trogaustiefung zu 260 m. NUSSBAUM (73) beschreibt aus den Pyrenäen glaziale Seebecken mit 120 m Tiefe.

⁹⁹ Diese geringe Höhe würde zum Abfluß des Wassers ins Meer heute kaum mehr ausreichen; doch war beim Eintritt der Eiszeit die Adriaküste noch weiter westlich als gegenwärtig.

Es ist unmöglich, diese tiefen randalpinen Felsschüsseln durch fluviale Genese zu erklären, um so mehr als die Terrassenuntersuchungen bewiesen haben, daß keine Alpenrücksenkung, sondern gegenteils eine junge Aufwölbung des Gebirges stattgefunden hat¹⁰⁰. Wenn man außerdem bedenkt, daß während der Interglazialzeiten die Erosionsmöglichkeiten in den tiefsten Talräumen durch Seestau und anschließende Verschüttung¹⁰¹ begrenzt oder überhaupt ausgeschlossen und nur die Gletscher nach erfolgter Re-Exkavation befähigt waren, den Felsgrund anzugreifen, wird man den Anteil des Flußwerks an der Eintiefung der südlichen Abschnitte der Tieftröge nur noch gering veranschlagen können. Die bezeichnende Lage der Seebecken innerhalb der großen Endmoränengürtel, die regelmäßig entwickelten Mündungsstufen und die schöne Trogform sprechen positiv für eine glaziale Genese.

Die Gesamtheit der erwähnten Tatsachen läßt nur die eine Interpretation zu, daß der Verbano-Tieftrog ein Werk des eiszeitlichen Tessingletschers ist. Damit ist der entscheidende Anteil der Gletscher an der Schaffung der Tieftröge überhaupt nachgewiesen. Der pleistozäne Eintiefungsbetrag von 400 m dürfte zugleich die maximale Schurfleistung der Gletscher in unserm Gebiete andeuten. Noch größere Abtragswerte weisen lediglich einige hohe Talstrecken unmittelbar unter den frühpleistozänen Steilen auf (600 m). Doch dürfte die Abtragssteigerung in diesen Gebieten zum geringsten Teile der glazialen Wirkung zu überbinden sein, da sie keineswegs mit ansehnlichen Gletscherkonfluenzen zusammenfällt. Gerade hier schuf aber die in dieser Breite nicht unbeträchtliche junge Herauswölbung des Gebirges die besten Voraussetzungen zur Betätigung der fluvialen Erosionskräfte. Wenn auch die Höherschaltung bei Faido nur die Hälfte und in der Riviera sogar nur einen Drittel der pleistozänen Ausraumtiefe beträgt, so genügte sie zusammen mit der durch die Uebertiefung bewirkten Absenkung der Erosionsbasis im Seegebiete, wo die auf den Alpenfuß eingestellten Seespiegel die randalpine Erosionsbasis weit talein verlegten, um den rückwandernden Steilen den nötigen Angriffsimpuls zu verleihen. Deshalb möchten wir die ansehnliche Abtragsleistung hier und nur hier zu maximal einem Drittel den interglazialen Flüssen zuschreiben. Sie haben auch die glaziale Ausarbeitung der Tieftröge durch Anlage interglazialer Kerben im Mitteltrog und in den jüngern, tiefern Trogformen vorbereitet und dadurch die differenzierte glaziale Tieferlegung und Ausweitung der Talprofile unter teilweiser Erhaltung der alten Trogreste begünstigt.

Daß auch der glaziale Seitenschurf das Gestein nicht nur leicht hin zu überarbeiten vermag, beweisen die Hangformen eindrucklich genug. Wir konnten im Luganese auf zahlreiche Beispiele derartiger Wirkungen hinweisen, von denen als eines der schönsten immer wieder die Ostflanke des Monte San Salvatore genannt zu werden verdient. Im Sopraceneri mit seinen intensiven Glazialwirkungen ging die Schaffung des Tieftroges in erster Linie auf Kosten der Pura-Leisten vor sich, welche unterschliffen und weithin zerstört wurden. Beträchtliche Terrassen sind nach dem Rückzuge des Würmeises, ihrer Stütze beraubt, in die Tiefe gestürzt und bilden hier gewaltige Trümmerfelder, welche den Hangfuß vor dem fluvialen Zugriff schützen. Glaziale Prallstellen fallen durch ihren Leistenmangel, die Einmuldung der Hänge und die intensive postglaziale Schuttbildung auf. Die gegenüberliegenden Gleithänge dokumentieren dagegen ihre Altformung durch die konservierten Terrassenzüge.

¹⁰⁰ Das gleiche gilt, wie erwähnt, für die N Gebirgsabdachung. Die Korrelation der nord- und südalpinen Systeme macht wahrscheinlich, daß die in 900 m am N Alpensaum ausmündenden Phasen präglazialer Entstehung sind. Sie gehen demnach bruchlos auf die vor-eiszeitliche Peneplain des Mittellandes hinaus, eine Tatsache, welche auch direkt nachzuweisen ist.

¹⁰¹ Für derartige Vorgänge scheinen auch die Ceppo-Ablagerungen des Alpenrandes zu sprechen (vgl. S. 77). Im Luganese sind typische Eisstaubildungen verbreitet, die namentlich in den früh eisfrei gewordenen Nebentälern abgelagert wurden (Val di Sertena, Val Solda, Val d'Osteno, Malcantone). Die größte dieser Verbauungen ist diejenige von Dino — Canobbio im Val Cassarate, welche, wie erneute Kontrollen bestätigt haben, während des Lugano-Stadiums des Adda-Seitenarmes aufgeschüttet worden ist. A. DESIO ist ähnlichen Gletscherrand-Bildungen in der Gegend von Lecco nachgegangen.

Die gewaltigsten Trogbildungen finden sich im Antigorio- und Leventinagneis. So ist das Val Bavona, soweit es in dem Antigoriogneis liegt, ein typischer Steilwandtrog mit 600—800 m hohen Felsflanken. Aus dem gleichen Gestein baut sich die Wandstufe auf, über welcher das prächtige Trogprofil des Val Calneggia hängt. Die schöne Trogform der untern Leventina mit ihren bei Bodio bis 600 m hohen Steilwänden ist



Abb. 8. Der Großtrog des Val Bavona oberhalb Foroglio. Photo E. Steinemann, Locarno

in den ähnlichen Leventinagneis eingebettet. Für die Entstehung dieser typischen Trogbilder ist offenbar die gute Spaltbarkeit des Gesteins in der Schieferung und quer dazu von Bedeutung. Andererseits verleiht die Festigkeit des Gneises den Trögen eine außerordentliche Lebensdauer. Im Luganerseegebiet herrschen sanftere und wenig prägnante Trogformen vor. Nur präglazial enge Talabschnitte mit starkem Eisdurchfluß sind zu prächtigen Trögen zugescharft worden, wie der Durchlaß des Ceneripasses bis hinunter nach Taverne und ganz besonders das Porlezza-Seetal. Da in diesem alpenrandnahen Gebiet die Eintiefungssysteme schon sehr niedrig liegen, reichte die Eisoberfläche bis in die ältesten Systeme hinauf. Selbst die Rückenformen des Pe-

Systems lagen unter der Eisflut. Daher führen auch die Troghänge in den stark glazial überarbeiteten Talstrecken weit über das Pu-System hinauf bis in die Region der Hochfluren. Es sind hier imposante ganztalige Tröge entstanden. Ähnliche, bis in die Beformen hinaufreichende Tröge erzeugen z. B. im Val Bavona, Val Carecchio, in der untern Leventina und auch im Val Calanca Bilder von eindrucklicher Wildheit und Größe (s. Fig. 4).

Wir erkennen auch im Sopraceneri die drei im Luganese nachgewiesenen Wirkungsgrade des glazialen Eingriffes von der leichten Ueberformung¹⁰² über die Entfaltung vorherrschender Tiefenerosion bis zur kombinierten Wirkung von Seiten- und Tiefenschurf. Ueberall da, wo der Gletscher in ein ihm nicht konformes, zu enges präglaziales Profil vorgestoßen ist, hat er es in kombiniertem Tiefen- und Seitenschurf zu schönen Trogformen zumodelliert. Der im ganzen regelmäßig geformte, einheitliche Tieftrog mit seinen jähren Hängen ist sein eigenstes Werk. Wo er hingegen, wie im untern Valle Verzasca und überhaupt in den untern, breit geöffneten Talabschnitten oder im Luganer Becken weite Talräume betrat, hat er im wesentlichen nur mäßig in die Tiefe und gar nicht nach der Seite gewirkt. Wo bedeutender Seitenabtrag beobachtet werden kann, tritt auch stets Tiefen-Exkavation hinzu. Im ganzen hat die glaziale Uebertiefung starke Unstetigkeiten im Längs- und Querprofil und damit die reizvollen Landschaftsbilder geschaffen, welche den Alpentälern ihr markantes und großartiges Gepräge verleihen.

Diese letzte Phase der Reliefprägung krönt eine Entwicklung, welche seit der Mio-Pliozän-Wende auf eine fortgesetzte Steigerung und Verschärfung der Gebirgsform hintendierte. Welch gewaltiger Gegensatz herrscht doch zwischen dem heutigen Landschaftsbilde und jener ältesten Mittelgebirgslandschaft, deren Formgebung die Forschung aus Kammfluren, Hängen und andern Phasenresten hoch über dem Pe-System wenigstens in einigen wesentlichen Zügen nachzuzeichnen vermag. Vom frühen Pliozän bis zum Eintritt des Eiszeitalters haben die Gewässer die beispielsweise im Sopraceneri ursprünglich um die 1000 m tiefen Täler um 1200 m eingefurcht und dabei Profile geschaffen, welche nach unten stets steiler werden. Erst das glaziale Regime prägt aber jene scharfen Züge im Bilde der Landschaft, welche ihr heute den besonderen Stil verleihen: die zerschlissenen Firste und eingemuldeten Karschüsseln der Höhen, wo Jüngstes in engste Beziehung zu Ältestem tritt (LEYDEN), die tiefen Haupttröge mit ihren jähren Flanken, Schuttbildungen und blinkenden Seespiegeln und endlich die markanten Stufen der Täler. Die Eiszeit fügt dem fluvial-subaerisch geformten Relief die tiefsten Talräume an, haben doch manche Haupttalfurken eine immerhin bis halb so große Eintiefung erfahren wie während der Pliozänperiode.

So stellt sich die Gebirgslandschaft als das Ergebnis eines mannigfaltigen Zusammenspiels fluvialer und glazialer Wirkungen mit diskontinuierlichen endogenen Bewegungen dar, deren Richtung und Rhythmus die Tätigkeit der exogenen Kräfte grundlegend bestimmt. Die innige Verzahnung präglazialen und jüngern Flußwerks mit den glazialen Wirkungen von den Gipfelhöhen bis hinunter in die Talgründe verschafft dem alpinen Relief jenen vieldeutigen Formenreichtum, welcher uns immer wieder in seinen Bann zieht und die Forschung stets vor neue Aufgaben stellt. Gerade wenn wir den Gang der vorliegenden Untersuchung überblicken, werden wir uns der Grenzen unseres Wissens, ja der Fragwürdigkeit selbst scheinbar gesicherten Erkenntnisgutes bewußt. So ergab unsere Koordinierung und Altersdeutung der Systeme, welche durch pliozäne und quartäre Ablagerungen und morphologische Befunde gestützt wird, daß der Trogschulterphase nicht unmittelbar präglaziales, sondern höheres Alter zukommt, eine Auffassung, welche auch für das Wallis bestätigt wurde. Andererseits haben die Darlegungen vielleicht gezeigt, daß namentlich eine einläßliche Analyse der fluvialen Eintiefungsformen imstande ist, manche Erscheinung klarer als

¹⁰² Die glazialen Kleinformen harren noch gründlicher Untersuchung, wobei namentlich die Beachtung der Gesteinseinflüsse wertvolle Einblicke in den Erosionsvorgang verspricht; vgl. die Bemerkungen in SPICHER, BOSSARD, BURCKHARDT.

bisher in ihrer Ursächlichkeit zu erfassen. So lassen Gipfelflur und Karbildung engste Anlehnung an hohe Altsysteme erkennen, während der Taltrog, die Talwegstufen und die meist zweiphasig entwickelten Seitentalausgänge mit ihren Mündungskerb durch die jüngeren Systeme und das Eis geprägt wurden. Jedenfalls zeigt sich immer mehr, daß die Alpenmorphologie ihren Beitrag an eine umfassende Landschaftsdeutung nur zu leisten vermag, wenn sie, auf den Erfahrungen der ersten, mehr extensiv tätigen, vorbereitenden Forschungsperiode aufbauend, heute an eine mutige und voraussetzungslose Ueberprüfung des vorliegenden Wissensgutes herantritt und zugleich eine räumlich umfassende und sachlich intensive Sichtung und Analyse des gesamten Formenschatzes durchführt. Dazu gehört eine breit angelegte kartographische Bestandsaufnahme und Darstellung. Die Vorarbeiten hiezu für einen kleinen Gebirgsraum wenigstens zu beginnen, war der Zweck dieser Studie.

NACHWORT

Die vorliegende Untersuchung wurde im Herbst 1943 abgeschlossen. Wertvolle Hinweise über die Pliozänvorkommen des Mendrisiotto verdanke ich Herrn Prof. Dr. L. VONDERSCHMITT, Basel; die Eidg. Landestopographie stellte mir in entgegenkommender Weise unediertes Kartenmaterial zur Verfügung. Im Frühjahr 1944 wurde die Arbeit von der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel als Habilitationsschrift angenommen. Ihre Veröffentlichung wurde durch einen ansehnlichen Druckbeitrag der Arbeitsgemeinschaft «Pro Helvetia» ermöglicht, der ich für ihre Hilfe auch an dieser Stelle den besten Dank ausspreche. Den Herren Professoren Dr. F. JÄGER, Dr. P. VOSSELER, Dr. H. GUTERSOHN, Dr. W. MUSCHG und nicht zuletzt Herrn Prof. Dr. E. BONJOUR, derzeit Rektor der Universität Basel, bin ich für ihre Unterstützung in allen Fragen der Drucklegung zu herzlichem Dank verpflichtet. Endlich gilt mein Dank der Redaktion der «Geographica Helvetica» für das Entgegenkommen, das sie mir erwiesen hat.

Basel, im März 1946.

LITERATURVERZEICHNIS

1. AMPFERER, O.: Ueber einige Beziehungen zwischen Tektonik und Morphologie. Zeitschrift für Geomorphologie 1, 1926, 83—104.
2. ANNAHEIM, H.: Diluviale Ablagerungen aus der Umgebung von Lugano. Eclogae geol. Helvetiae 27, 1934, 463—505.
3. — Karte zur Morphogenese des Luganerseegebietes. Schweizer Geograph 12, 1935, 88—91.
4. — Die Landschaftsformen des Luganerseegebietes. Pericks Geographische Abhandlungen. Stuttgart 1936.
5. — Die Entstehung des Luganersees. Die Alpen 12, 1936, 362—369, 406—417.
6. — Flußwerk im Sottoceneri. Bollettino della Società ticinese di scienze naturali 30/31, 1936, 153—280.
7. — Zur Geomorphologie des Tessins. Verhandlungen der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft 1942, 176—177.
8. BÄCHLIN, R.: Geologie und Petrographie des Monte-Tamara-Gebietes. Schweiz. Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen 17, 1937, 1—79.
9. BECK, P.: Grundzüge der Talbildung im Berner Oberland. Eclogae geol. Helvetiae 14, 1922, 139—176.
10. — Ueber das Pliozän und Quartär am Alpensüdrand zwischen Sesia und Iseosee. Eclogae geol. Helvetiae 28, 1935, 528—532.
11. BLUMER, S.: Ueber Pliozän und Diluvium im südlichen Tessin. Eclogae geol. Helvetiae 9, 1906, 61—78.
12. BOBEK, H.: Die Formenentwicklung der Zillertaler- und Tuxeralpen. Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde 30, Stuttgart 1933.
13. BREMER, E.: Das präglaziale Relief der Ostalpen und dessen Bedeutung für den heutigen Formenschatz des Gebirges. Diss. Halle 1934.
14. BRÜNNER, P.: Die Tresa als Abfluß des Lago di Lugano. Mitteilungen der Geographisch-Ethnographischen Gesellschaft Zürich 30, 1930, 54—68.
15. BURCKHARDT, C.: Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes. Schweiz. Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen 22, 1942, 99—188.
16. BURGER, E.: Strittige Fragen der Glazialmorphologie. Geogr. Jahresbericht aus Oesterreich 16, 1933, 14—41.
17. BUXTORF, A.: Neue Beobachtungen über die Flußverlegung der Breggia und die Konglomerate von Pontegana. Eclogae geol. Helvetiae 18, 1924, 522—524.
18. CADISCH, J.: Der Bau der Schweizeralpen. Zürich 1925.
19. — Zur Talgeschichte von Davos. Jahresbericht der Naturforschenden Gesellschaft Graubünden, N. F. 64, 1926, 285—299.
20. — Die Entstehung der Alpen im Lichte der neuen Forschung. Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Basel 54, 1942, 105—119.
21. CHARDONNET, J.: La vallée de Montjoie et la bordure sud-ouest du Mont Blanc. Annales de Géographie 47, 1938, 345—360.
22. CREUTZBURG, N.: Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. Ostalp. Formenstudien, Berlin, 1921.

23. DAVIS, W. M.: Glacial erosion in the valley of the Ticino. *Appalachia* 9, 1900, 136—156.
24. — Glacial erosion in French, Switzerland and Norway. *Proceedings of the Boston Society of Natural History* 29, 1901, 273—322.
25. DEGE, W.: Geomorphologische Forschungen im nördlichen Andréland (N-Spitzbergen). Diss. Münster 1938.
26. DESIO, A.: Su alcuni bacini lacustri singlaciali della Lombardia. *Rivista di Scienze naturali* 19, Milano 1928, 158—166.
27. DIWALD, K.: Richtlinien bei der Landschaftsanalyse. *Eiszeit* 2, 1925, 130—133.
28. FELS, W.: Das Problem der Karbildung in den Ostalpen. *Petermanns Mitteilungen, Erg.-Heft* 202, 1929.
29. FLÜCKIGER, O.: Glaziale Felsformen. *Petermanns Mitteilungen, Erg.-Heft* 218, 1934.
30. FREI, R.: Monographie der schweizerischen Deckenschotter. *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz* 67, 1912.
31. GARWOOD, J. E.: The tarns of the Canton Ticino. *Quart. Journ. Geol. Soc.* 62, 1906, 165—194.
32. GERBER, P.: Morphologische Untersuchungen am Alpenrand zwischen Aare und Saane. Diss. Fribourg 1927.
33. GUT, A.: Das Felsrelief an der Vereinigung glazialer Täler. Diss. Zürich 1936.
34. GYGAX, F.: Beitrag zur Morphologie des Verzascatales. *Schweizer Geograph*, 11, 1934, 116—142, 168—187; 12, 1935, 11—45.
35. — Ueber die diluviale Schneegrenze am Monte Tamaro. *Verhandlungen der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft* 1940, 232—233.
36. HEIM, A.: Die Erosion im Gebiete der Reuß. *Jahrbuch SAC.* 15, 1879, 371—405.
37. — Ein Profil am Südrand der Alpen, der Pliocäen fjord der Breggiaschlucht. *Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich* 51, 1906, 1—49.
38. — Geologie der Schweiz. Leipzig 1919/22.
39. HESS, H.: Alte Talböden im Rhonegebiet. *Zeitschrift für Gletscherkunde* 2, 1907, 321—361.
40. HESS, O.: Normalkurve und Erosionsterminante. *Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich* 76, 1931, 420—434.
41. — Die Oberflächenformen des Trientales (Wallis). Diss. Zürich 1935.
42. JENNY, H., FRISCHKNECHT, G., und KOPP, J.: Geologie der Adula. *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. N. F.* 51, 1923.
43. KIENER, M.: Beitrag zur Orographie des westschweizerischen Mittellandes. Diss. Bern 1934.
44. KLEBELSBERG, R. v.: Der Brenner. *Zeitschrift des Deutsch-Oesterreichischen Alpenvereins* 51, 1920, 1—24.
45. KNOBLAUCH, P., und REINHARD, M.: Erläuterungen zu Blatt 516 Iorio des Geologischen Atlases der Schweiz 1:25000, Bern 1939.
46. KRIGE, L.: Petrographische Untersuchungen im Val Piora und Umgebung. *Eclogae geol. Helvetiae* 14, 1916, 519—654.
47. KÜNDIG, E.: Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. *Schweiz. Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen* 6, 1926, 1—96.
48. — Morphologie, Tektonik und Petrographie. *Schweizer Geograph* 13, 1936, 92—99.
49. LAMPRECHT, F.: Morphologische Untersuchungen im Tal von Zermatt. *Dresdner Geographische Studien* 4, 1933, 31—83.
50. LAUTENSACH, H.: Die Uebertiefung des Tessingebietes. *Pencks Geographische Abhandlungen*, Stuttgart 1912.
51. — Die kleinen Seebecken der Tessiner Alpen. *Zeitschrift für Gletscherkunde* 9, 1915, 1—41.
52. LEHMANN, O.: Die Bodenformen der Adamellogruppe. *Abhandlungen der Geographischen Gesellschaft Wien* 11, 1920, 1—87.
53. LEHNER, M.: Beiträge zur Untersuchung der isostatischen Kompensation der schweizerischen Gebirgsmassen. *Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Basel* 41, 1930, 1—76.
54. LEYDEN, F.: Die Entwicklung der Alpen zum Hochgebirge. *Geologische Rundschau* 13, 1922, 18—40.
55. LIEZ, H.: Die Verteilung der mittleren Höhe in der Schweiz. *Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft Bern* 18, 1902, 1—38.
56. MACHATSCHKE, F., und STAUB, W.: Morphologische Untersuchungen im Wallis. *Eclogae geol. Helvetiae* 20, 1927, 335—379.
57. MACHATSCHKE, F.: Talstudien in der Innerschweiz und in Graubünden. *Mitteilungen der Geographisch-Ethnographischen Gesellschaft Zürich* 27/28, 1928, 1—38.
58. MARIANI, E.: Osservazioni geologiche sui pozzi trivellati di Milano e sul pozzo trivellato di San Vittore a Monza. *Atti della Società Italiana di Scienze naturali* 48, 1909, 43—69.
59. — Osservazioni geologiche su tre profonde trivellazioni e sul pliocene marino nel sottosuolo di Milano. *Atti della Società Italiana di Scienze naturali* 66, 1927, 89—104.
60. MARTONNE, E. de: L'érosion glaciaire et la formation des vallées alpines. *Annales de Géographie* 19/1910, 289—317; 20/1911, 1—29.
61. — L'évolution des vallées glaciaires alpines en particulier dans les Alpes du Dauphiné. *Bulletin de la Société géologique de France* 12, 1912, 516—549.
62. — Quelques données nouvelles sur la jeunesse du relief préglaciaire dans les Alpes. *Recueil de Travaux offerts à M. J. Cvijic*, 1924, 121—140.
63. MAULL, O.: Geomorphologie und geomorphologische Wirkungen des rheinischen Lebensraumes. In: *Der Rhein. Sein Lebensraum, sein Schicksal*. Berlin 1928, I, 73—148.
64. MONTERIN, U.: Sul lembo pliocenico marino ora scoperto a Casanova Lanza. *Atti Reale Accademia di Scienze di Torino* 61, 1926, 155—161.
65. MÜHLEMANN, R.: Geologische und morphologische Untersuchungen im Gebiete der Tambodecke. Diss. Zürich 1928.
66. NÄGELI, H.: Die postglazial-prähistorischen Biaschina-Bergstürze. Diss. Zürich 1920.
67. NANGERONI, G. L.: Nuovi affioramenti del Pliocene marino nella Val d'Olena. *Atti Reale Accademia di Scienze di Torino* 63, 1928, 375—387.
68. — Carta geognostica-geologica della Provincia di Varese. Varese 1932.
69. NEEF, E.: Die Landformung des Bregenzer Waldes. *Bad. Geographische Abhandlungen* 9, 1933.
70. NIGGLI, P., PREISWERK, H., GRÜTTER, O., BOSSARD, L., und KÜNDIG, E.: Geologische Beschreibung der Tessiner Alpen zwischen Maggia- und Bleniotal. *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, N. F.* 71, 1936.
71. NUSSBAUM, F.: Die Täler der Schweizeralpen. Bern 1910.
72. — Glaziale Landformen in den Freiburger Alpen. *Eclogae geol. Helvetiae* 20, 1927, 233—236.
73. — Zur Geographie und Morphologie der Pyrenäenseen. *Schweizer Geograph* 12, 1935, 157—164, 177—187.
74. — Beobachtungen über Gletschererosion in den Alpen und in den Pyrenäen. *Comptes rendus du Congrès international de Géographie Amsterdam* 1938, II, 63—74.
75. PARONA, C. F.: Il Pliocene marino nel sottosuolo della pianura presso Novara. *Atti Reale Accademia di Scienze di Torino, Classe di Scienze fisiche, ecc.* 63, 1928, 217—222.
76. PATRINI, P.: I terrazzi orografici del bacino Verbano. *Rendiconti del Reale Istituto Lombardo* 44, Milano 1911, 1026—1042.
77. — Sulla morfologia dei bacini del Ticino e dell'Oglio. *Memorie del Reale Istituto Lombardo* 21, Milano 1914—1917, 185—204.
78. PENCK, A., und BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901/1909.
79. PFISTER, M.: Stratigraphie des Tertiär und Quartär am Südfuß der Alpen. Diss. Zürich 1921.
80. PREISWERK, H.: Vom Gestein im Tessin. *Die Alpen* I, 1925, 441—461.
81. PREISWERK, H., u. a.: Geologische Karte der Tessiner Alpen 1:50000. *Geol. Spezialkarte Nr. 116*, Bern 1934.

82. ROVERETO, G.: Valli troncate e valli sospese non glaciali. Bollettino della Reale Società Geographica Italiana 9, 1932, 243—258.
83. RÜTIMEYER, L.: Ueber Tal- und Seebildung. Basel 1869.
84. SCHMIDT, C., und STEINMANN, G.: Geologische Mitteilungen aus der Umgegend von Lugano. Verhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft Basel 9, 1893, 286—289.
85. SCHNELL, E.: Die Bedeutung der Ausraummessung für die Geochronologie. Diss. Frankfurt a. M. 1934.
86. SÖLCH, J.: Grundfragen der Landformung in den nordöstlichen Alpen. Geogr. Annaler 4, 1922, 147—193.
87. — Neue Ausblicke und Arbeiten der Glazialforschung in den Deutschen Alpen. Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde Berlin 1923, 212—217.
- 87a — Das Formenbild der Alpen. Geographische Zeitschrift 31, 1925, 193—204.
88. — Fluß- und Eiswerk in den Alpen zwischen Oetzal und St. Gotthard. Petermanns Mitteilungen Erg.-Hefte 219/20, 1935.
89. SPICHER, A.: Geologie und Petrographie des obern Val d'Iso. Schweiz. Mineralogisch-Petrographische Mitteilungen 20, 1940, 17—100.
90. STAFF, H.: Zur Morphologie der Präglaziallandschaft in den Westschweizer Alpen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 64, A, 1912, 1—80.
91. STAUB, R.: Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschriften der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft 49, 1934.
92. STEINER, A.: Morphometrische Studien unter besonderer Berücksichtigung des Aargaus. Diss. Zürich 1939.
93. STRASSER, E.: Geologie der Pizzo-di-Claro—Torrone-Alto-Kette. Diss. Zürich 1928.
94. STREIFF, R.: Ueber Firn und Gletscher. Die Alpen 16, 1940, 321—328.
95. TARAMELLI, T.: Il canton Ticino meridionale ed i paese finitimi. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz 17, Bern 1880.
96. — I tre laghi. Milano 1903.
97. VALKENBURG, S. van: Beiträge zur Frage der präglazialen Oberflächengestalt der Schweizer Alpen. Diss. Zürich 1918.
98. VANNI, M.: Gli apparati morenici Wurmiano del ramo occidentale del Lario. Bollettino Reale Società Geographica Italiana 10, 1933, 467—487.
99. VONDERSCHMITT, L.: Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geologischen Gesellschaft in den Südtessin. Eclogae geol. Helvetiae 33, 1940, 205—218.
100. WALDBAUER, H.: Hängetäler im Oberengadin und Bergell. Ostalp. Formenstudien, Berlin 1923.
101. WEBER, A.: Die Glazialgeologie des Tößtales und ihre Beziehung zur Diluvialgeschichte der Nordostschweiz. Diss. Zürich 1928.
102. WOLF, H. von: Entwicklungsgänge morphologischer Forschung in den Alpen. Drygalski-Festschrift München 1925, 203—225.

INHALT

Einleitung	65
I. Die Haupteintiefungsphasen und ihre Koordinierung	66
A. Die Eintiefungssysteme	66
B. Die Systemhöhen am Alpenrande	69
C. Die Koordinierung der Systeme	72
II. Das Alter der Eintiefungssysteme	73
A. Das Pliozän des Vorlandes	73
Probleme der Morphologie des Mendrisiotto	
B. Das Alter des Bedretto- und Pettanetto-Systems	78
C. Deutung und Alter des Pura-Systems	79
D. Die Trogschulterphase	81
III. Pliozäne Talbildungsphasen	83
A. Das Pettanetto-System und die Hochformen	83
Reliefcharakter — Mehrphasigkeit der frühpliozänen Talentwicklung — Die Gipfelflur — Die Karformen	
B. Das Bedretto-System	97
Systeme der Leventina	
C. Die präglaziale Phase	102
Vollerhaltene Formen — Reliefcharakter	
IV. Tertiäre Morphogenese	106
A. Älteste Entwicklung	106
B. Das Schachtelrelief	108
C. Mittelpliozyäne Talverschüttung	112
D. Das Gefälle der pliozänen Systeme	113
E. Korrelation von N- und S-Abdachung der Alpen	115
V. Pleistozäne Formgebung	119
A. Charakter und Größe der pleistozänen Taleintiefung	119
Talweg-Isohypsen — Pleistozäne Taleintiefung — Leisten im pleistozänen Talraum	
B. Talwegstufen	123
Eintiefungsenden unterhalb der Vollformen des Pura-Systems — Jüngere, fluvial angelegte Talwegstufen — Der Monte Piottino — Konfluenzstufen und Mischformen	
C. Mündungsstufen	133
Höhe der Stufenmündungen — Höchste Stufenmündungen — Mündungsschluchten	
D. Der Taltrog	140
Hochtröge — Mitteltröge — Tieftröge	
Literatur	147