Zeitschrift: Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern

Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern

Band: 47 (1963-1964)

Artikel: Beitrag zur Morphologie und Glaziologie des Muggiotales und angrenzender Gebiete

Autor: Renfer, Hans

Kapitel: II: Das Muggiotal

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-324034

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 23.08.2025

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

II. DAS MUGGIOTAL

1. MORPHOMETRIE

In der Morphometrie versuchen wir, unter anderem morphologische Charakterist ka eines Gebietes mathematisch zu erfassen und in geeigneter Form darzusteller Derartige Studien basieren auf der Kurvenkarte, die bereits Grundlegendes aussag und durch keine andere Darstellungsart ersetzt werden kann. Es wird uns zusätz lich nur gelingen, gewisse Eigenheiten eines Untersuchungsraumes zu erkenne und graphisch zu verdeutlichen. Dem Bestreben nach möglichst objektivem Er fassen sind in der Wahl des morphometrischen Darstellungsverfahrens Grenze gesetzt.

A. DIE HYPSOGRAPHISCHE KURVE

Die Flächenanteile bestimmter Höhenstufen können wir planimetrisch bestimme und berechnen und durch die sogenannte hypsographische Kurve (Fig. 2 a) darstel len. Diese Kurve stellte meines Wissens ursprünglich nur ein Hilfsmittel zur Berech nung der mittleren Höhe (S. 21) dar. BECK (1926) und REIST (1958) interpretiere diese Kurve als eine Art Gesamtprofil; BECK glaubt sogar, aus dem ähnlichen Ver lauf aller Kurven auf ein gemeinsames Talbildungsgesetz schließen zu dürfen Profilartiger Charakter kommt der hypsographischen Kurve eines Alpentales abe nur in ihrem untersten Teil, wo sie die ziemlich symmetrische Form des Talaus ganges wiederzugeben vermag, sowie in ihrem obersten Teil, wo sie die Versteilung zu den höchsten Erhebungen markiert, zu. Etwas anderes darf aus einer hypso graphischen Kurve nicht herausgelesen werden. Ihr relativ flacher Verlauf im großen Mittelabschnitt verhüllt eine Vielfalt von Versteilungen und Verflachunger in verschiedensten Höhenlagen.

Die Abteilung für Landeshydrographie publizierte zwischen 1896 und 1924 die Flächeninhalte der schweizerischen und angrenzender hydrologischer Einzugsgebiete aufgeteilt in Höhenstufen von 300 zu 300 m. Da für die vorliegende Untersuchung diese Spanne zu groß war, berechnete ich die Flächen der 100-m-Höhenstufen und wählte im Hinblick auf eine hydrologische Bearbeitung als tiefsten Punkt den Standort der projektierten Abflußstation 350 m NE der Straßenbrücke zwischen Castel S. Pietro und Morbio Sup. Dieser Punkt befindet sich auf 380 m ü. M. (Tab. 2). Meine Ergebnisse in den Gebieten I und II (s. Legende S. 21) können mit den 1913 publizierten der Abteilung für Landeshydrographie verglichen werden; dabei ist zu berücksichtigen, daß den Berechnungen verschiedene Karten zugrunde liegen.

Gebiet	Fläche nach Amt für Landeshydrographie km²	Fläche nach Berechnung des Verfassers km²
I	21,149	21,477
II	15,580	15,576
I (Anteil Italiens)	7,610	7,713
II (Anteil Italiens)	7,857	7,920

B. KURVE DER FLÄCHENANTEILE, BÖSCHUNGSKARTE

Zur Verdeutlichung der Vertikal- und Horizontalstruktur des Muggiotales wurden die Kurven der Flächenanteile (Fig. 2) und die Böschungskarte (Fig. 3) erstellt. Erstere basieren auf den in Tabelle 2 zusammengestellten Unterlagen und stellen die Flächenanteile in verschiedenen Höhenstufen graphisch dar. Damit die einzelnen Kurven direkt miteinander verglichen werden können, sind diese Anteile in Prozenten der Gebietsfläche (= 100 %) ausgedrückt.

Die Böschungskarte wurde nach der LK 1 : 25 000 erstellt. Bei einer Äquidistanz von 100 m ergeben sich bei bestimmten Kurvenabständen bestimmte Böschungswinkel:

Kurvenabstand in mm	Böschungswinkel
4	45°
5	38°40′
6	33°40′
7	29°45′
12	18°25′
usw.	usw.

Eine Vergrößerung der Maßeinheit um je 1 mm war aus praktischen Gründen gegeben. Um eine übersichtliche Darstellung zu erhalten, beschränkte ich mich auf die Wiedergabe von vier Hangneigungsgruppen. Die Gruppe mit Neigungswinkeln zwischen 30 und 40° wurde aus morphologischen Gründen gewählt, liegt doch in ihr der für die Erhaltung von Moränenwällen kritische Winkel. Die Berechnung der Böschungswinkel innerhalb zweier 100-m-Kurven besitzt den Nachteil, daß Gefällsänderungen und Verlauf dieser Kurven voneinander unabhängig sind, den Vorteil der Möglichkeit eines direkten Vergleichs mit den die gleichen Zonen erfassenden Kurven der Flächenanteile.

- Die Kurven 2–5 besitzen ihr Flächenmaximum auf der Stufe, in welcher auch die mittlere Höhe liegt.

- Das Maximum in Kurve 1 ist nur 0,4% größer als die Fläche, in welcher die mittlere Höhe liegt.
- Der Einfluß der Verflachungen, ich verstehe darunter im vorliegenden Fall Hangneigungen unter 30°, offenbart sich im Verlauf der Kurven 1 und 3. Kurve 1 besitzt eine zweite Spitze zwischen 1200 und 1300 m. Es zeigt sich hier die Flächenzunahme im Bereich der auch auf der Böschungskarte zum Ausdruck kommenden Verflachung im Quellgebiet der Breggia. Der Flächenanteil dieser Stufe ist aber lediglich um 1,0 bzw. 1,8% größer als derjenige der angrenzenden Stufen.
- Kurve 3 weist durch ihre ausgeprägte Spitze zwischen 500 und 700 m auf die flächenmäßige Bedeutung der Kulturzone (S. 8, 64) auf der E-Seite der Breggia am Talausgang sowie auf den rapiden Anstieg vom Flußniveau auf diese Höhe.
- Im Gebiet des V. della Crotta (Kurve 2) fällt die große Zone mit Hangneigungen von 20–30° zwischen A. Pianella und Colma di Schignano oberhalb 900 m mit der Lage der Kurvenspitze und der mittleren Höhe zusammen.
- Die Verflachungszonen von Cabbio, S. Giovanni (W Muggio), A. Bonello, M. Generoso und P. della Croce, Hinweise auf ihre Entstehung finden sich in Abschnitt II, 4, bewirken durch ihre verschiedene Höhenlage einen relativ flachen Verlauf der Kurve 1 und das kleinste Maximum aller Kurven.
- In den Gebieten 1 und 4 überwiegen in den größenmäßig bedeutendsten Stufen Hangneigungen von 30–40° gegenüber solchen von 20–30°.

Ein Vergleich zwischen LK und Böschungskarte zeigt, daß außer im Südteil des Einzugskessels der Breggia della Crotta die weniger als 30° geneigten Hänge mehrheitlich waldfrei sind. In höhern Lagen dienen sie als Alpweiden, zum Beispiel die Hänge des Generoso und des P. della Croce, in tiefern Lagen werden sie intensiv genutzt und tragen die Siedlungen.

Zusammenfassung: Die größte Gebietsfläche finden wir in der Regel ungeachtet der Böschungsverhältnisse im Bereich der mittleren Höhe. Relative Verflachungen mit Hangneigungen unter 30° sind für Besiedlung, intensive landwirtschaftliche Bearbeitung und Alpwirtschaft, das heißt als Hauptwirtschaftsträger, bedeutend und bedecken eine gleich große Fläche wie die steileren, mehrheitlich waldbedeckten Gegenden.

Tabelle 2. *Absolute und prozentuale Flächenanteile der 100-m-Höhenstufen.*

*	I		II		III		IV		V	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
3– 4					0,006	0,1	0,006	0,2	0,013	0,0
4– 5	0,013	0,1	0,013	0,1	0,445	9,4	0,272	6,9	0,745	1,6
5– 6	0,499	2,3	0,372	2,4	1,058	22,4	0,565	14,4	2,495	5,4
6– 7	1,490	6,9	1,158	7,4	1,098	23,2	0,718	18,2	4,465	9,8

*	I		II		III		IV		V	
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B
7– 8	2,056	9,6	1,896	12,2	0,791	16,8	0,732	18,6	5,477	12,0
8– 9	2,415	11,2	2,762	17,7	0,579	12,3	0,632	16,0	6,389	14,0
9–10	3,174	14,8	3,154	20,3	0,405	8,6	0,519	13,2	7,254	15,9
10–11	3,094	14,4	2,921	18,8	0,279	5,9	0,459	11,7	6,755	14,8
11–12	2,309	10,7	2,242	14,4	0,059	1,3	0,033	0,8	4,645	10,2
12–13	2,509	11,7	0,958	6,1					3,467	7,6
13–14	2,116	9,9	0,093	0,6					2,209	4,8
14–15	1,178	5,5	0,002	0,0					1,180	2,6
15–16	0,499	2,3							0,499	1,1
16–17	0,119	0,6							0,119	0,2
Total	21,477	100,0	15,576	100,0	4,724	100,0	3,940	100,0	45,717	100,0
Höchster Punkt	1701,3		1410		1178		1120		1701,3	
Tiefster Punkt	470		470		380		380		380	
Anteil Italiens	7,713		7,920						15,633	

* Höhenstufe in Hektometern
A Flächenanteil in km²
B Flächenanteil in Prozenten der Gebietsfläche
I Einzugsgebiet der Breggia bis V. della Crotta (exkl.)
II Einzugsgebiet der Breggia della Crotta
III Einzugsgebiet der Breggia S von 2 bis zur Abflußstation E Talseite
IV = III. W Talseite
V Gesamtgebiet

C. DIE MITTLERE HÖHE

Die mittlere Höhe (H_m) eines Gebietes kann mit verschiedenen Methoden bestimmt werden. Beim Zählverfahren (H_mZ) wird auf der Karte über das ganze Untersuchungsgebiet ein durch sich rechtwinklig schneidende Linien gebildetes Netz gelegt, in den Schnittpunkten werden die Höhen abgelesen, fortlaufend addiert; und das Ergebnis wird durch die Anzahl Ablesungen dividiert. Je stärker eine Gegend reliefiert ist, desto kleiner sollte die Maschengröße sein. In unserm

Fall betrug die Kantenlänge der einzelnen Quadrate 5 mm. Diese Methode ist leicht anwendbar und besitzt nur geringe Fehlerquellen.

Gebiet	H_mZ m ü. M.	H_mV m ü. M.	H_mB m ü. M.	Mittel m ü. M.
I	1051	1043	1035	1043
II	940	944	950	945
III	671	701	669	680
IV	752	759	748	753
V	947	951	949	949

H_m kann auch aus der hypsographischen Kurve ermittelt werden, indem das Volumen des Gebietes bestimmt und durch die Gesamtfläche dividiert wird. Der so erhaltene Wert ist zum tiefsten Punkt des Gebietes zu addieren und ergibt die mittlere Höhe (H_mV). Da die hypsographische Kurve die Fläche als Funktion der Höhe wiedergibt, kann das Volumen des Einzugsgebietes durch Planimetrieren der unter der Kurve liegenden «Fläche» erhalten werden. Diese Methode enthält verschiedene Fehlermöglichkeiten (zweimaliges Planimetrieren, Interpolation beim Zeichnen der hypsographischen Kurve), liefert aber bei sorgfältigem Arbeiten mathematisch einwandfreie Resultate.

Beck (1926) berechnet die mittlere Höhe (H_mB) wie folgt: Die prozentualen Anteile der einzelnen Höhenstufen werden vom höchsten Punkt aus nach unten bis möglichst nahe an 50% addiert; die Differenz wird per Dreisatz in Meter umgerechnet und sinngemäß zu der Stufe, bei welcher die 50% ungefähr erreicht wurden, addiert oder subtrahiert. Auf diese Weise ist es möglich, mit einem einmaligen Planimetrieren auszukommen.

Der Vergleich der durch die drei Methoden erhaltenen Resultate zeigt, daß alle beschriebenen Verfahren brauchbar sind. Es fällt besonders die geringe Streuung von 4‰ zwischen den Extremwerten für das Gesamtgebiet auf. Ein deutlich abweichender Wert (4,5%) ist einzig bei H_mV gegenüber H_mZ und H_mB bei Gebiet III festzustellen.

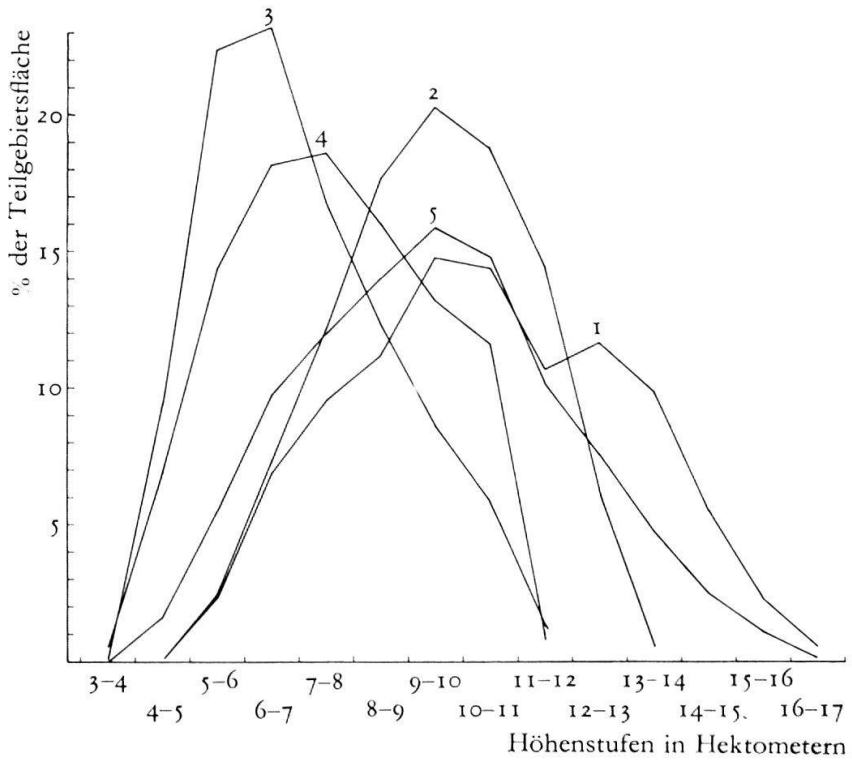
Die Bedeutung der mittleren Höhe

H_m wird in der Wasserwirtschaft zusammen mit der Abflußmenge, bzw. dem spezifischen Abfluß, benützt, um Hinweise auf das hydrologische Kraftpotential eines Gebietes zu erhalten, oder, da in der Schweiz enge Beziehungen zwischen Meereshöhe und Niederschlagsmenge bestehen, um von Gebieten mit erstellten hydrologischen Meßreihen im Sinne eines allgemeinen Hinweises auf das hydrologische Geschehen nicht untersuchter, aber in geologisch-morphologischer Hinsicht vergleichbarer Nachbargebiete zu schließen.

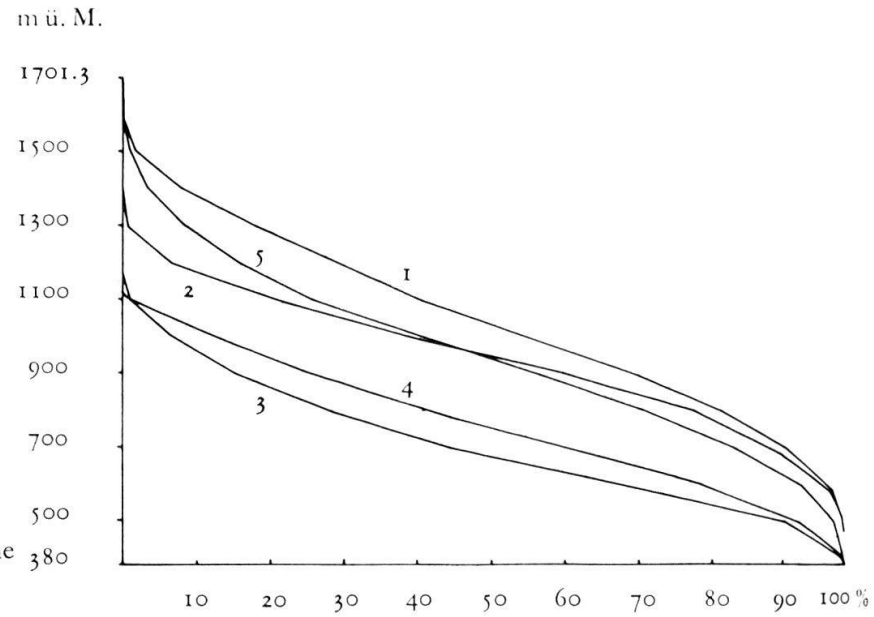
Kurowski (1891) zeigte, daß die mittlere Höhe eines Gletschers auf alle Fälle ohne allzu große Abweichungen mit der Schneegrenze übereinstimmt, und erbringt den später von Brückner (1906, S. 50–54) u. a. wiederholten mathematischen Nachweis, daß sich die Schneegrenze aus der mittleren Gletscherhöhe genau errechnen ließe, falls Ablation und Schneemenge proportional der Höhe ab- oder zunähmen. Beck (1926) rekonstruiert gleichzeitige Lagen diluvialer Gletscherenden in der Schweiz auf Grund der mittleren Höhen ihrer hydrographischen Einzugsgebiete und unter Berücksichtigung der heutigen Schneegrenzenlagen, welche er ruckweise sechsmal je 200 m tieferlegt.

In der Morphologie weist ein Unterschied von H_m in Gebieten mit ähnlicher Gipfelflurhöhe auf verschiedenartige Durchtalung; in den übrigen Fällen bietet H_m gleich allen andern Mittelwerten einen allgemeinen Hinweis und Vergleichswert.

Gebiet	H_m	Autor
Brenno oberhalb Loderio ..	1820	Amt für Wasserwirtschaft
V. Verzasca	1820	Beck (1926)
Tessin oberhalb Bellinzona .	1630	Amt für Wasserwirtschaft
V. Maggia	1550	Beck (1926)
V. di Muggio	949	Verfasser
Birs oberhalb Moutier	930	Amt für Wasserwirtschaft



Figur 2. Flächenanteile der 100-m-Höhenstufen.



Figur 2a. Hypsographische Kurven.

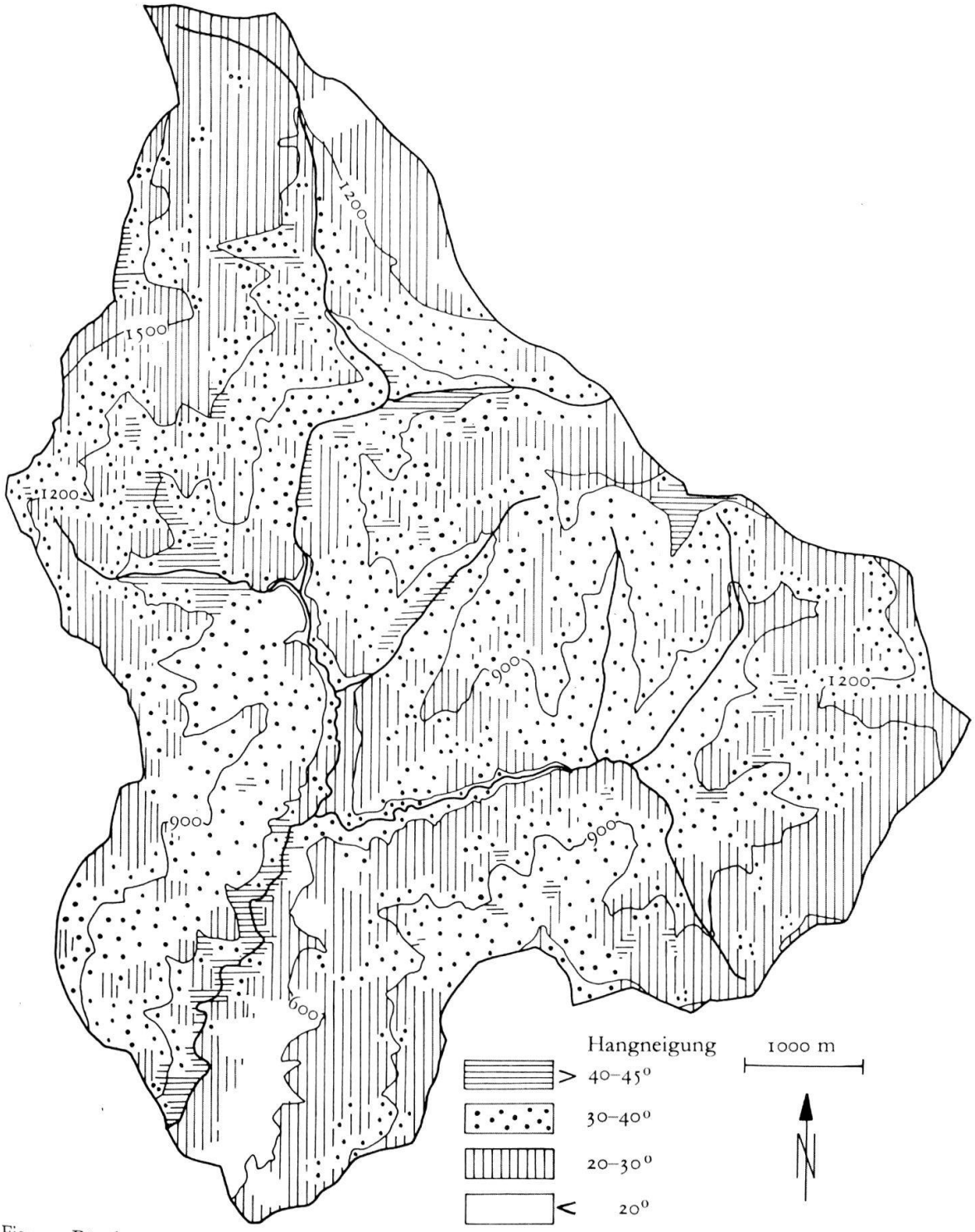
D. RELIEFENERGIE

Das Maß der Reliefenergie ist ein Hilfsmittel zur Veranschaulichung der Oberflächenform einer Landschaft.

Nach GUTERSOHN (1932, S. 14/15) definierte PARTSCH (1911) den von ihm eingeführten Begriff der Reliefenergie wie folgt: «Reliefenergie ist der Abstand zwischen dem Niveau der Höhenscheitel und dem der Talgründe.» SCHLÄPFER (1938) bezeichnet diesen Begriff, mit welchem der Niveauunterschied zwischen dem höchsten und tiefsten Punkt in einem bestimmten, in ein und demselben Untersuchungsgebiet immer gleich groß bleibenden Raum ohne Rücksicht auf die Modellierung des Geländes gemeint ist, als maximale Reliefenergie. KREBS (1922) berechnete die Reliefenergie, nach SCHLÄPFER die typische Reliefenergie, nicht innerhalb einer bestimmten Fläche, sondern zwischen benachbarten Erhebungen und Vertiefungen.

Der Wahl der Lage und Größe der Felder, in denen die Höhen bestimmt werden, kommt entscheidende Bedeutung zu. PARTSCH wählt Quadrate von 5–6 km Kantenlänge, SCHLÄPFER solche mit 2 km Kantenlänge, und bestimmt in ihnen die maximale Reliefenergie. KREBS wählt Quadrate von 10 km Kantenlänge und sucht in ihnen zur Bestimmung der typischen Reliefenergie je vier Höhenpaare, deren Horizontalabstand nicht mehr als 5 km beträgt. Für die gleiche Berechnung benützt SCHLÄPFER auch 4 km² große Quadrate und sucht Punktepaare im gleichen Formelement, die höhenmäßig möglichst verschieden sind.

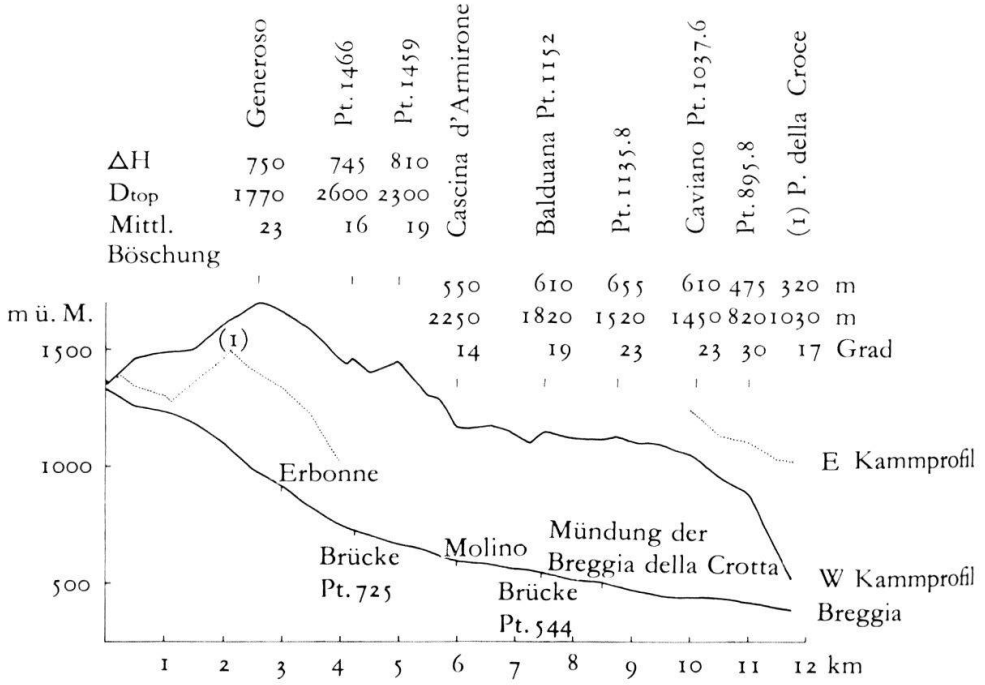
Da sich diese Darstellungsverfahren nur für große Untersuchungsräume eignen, nach SCHLÄPFER wurden sie für Süddeutschland, das Harzgebirge, das Burgenland usw. angewendet, versuchte ich, eine Art typischer Reliefenergie des Muggiotales durch gleichzeitige Darstellung eines Kamm- und Flußlängsprofils



Figur 3. Böschungskarte.

in derselben Figur (Fig. 4) zu veranschaulichen. Ideal für eine solche Darstellung wäre ein paralleler Verlauf von Talsohle und Hauptwasserscheide. In unserm Fall liegen die Verhältnisse so, daß auf der W-Seite des Tales eine derartige Wiedergabe ohne störende Verzerrungen möglich ist. Nach der LK steht einer effektiven Länge der Hauptwasserscheide von 10,9 km eine Länge der Breggia von der Quelle bis zur Abflußstation von 12,5 km gegenüber; durch Nichtberücksichti-

gung der Kleinmäander S von Muggio wurde sie auf 11,75 km reduziert. Für diese Darstellung der Reliefenergie ungünstigen gegenseitigen Verlauf von Fluß und Grat stellen wir im Quellgebiet und SE von Scudellate fest; auf der linken Talseite ist sie wegen der topographischen Eigenheiten nur im Quellgebiet und am Talausgang möglich. Die generelle NS-Orientierung des Muggiotales ergab zweckmäßigerweise eine WE-Projektion, das heißt, die in den verschiedenen Kurven übereinanderliegenden Hauptpunkte befinden sich auf der gleichen geographischen Breite. Die Ausnahme bildet der Abschnitt von der Quelle bis zur A. d'Orimento. Zur weitern Veranschaulichung werden an ausgewählten Punkten D_{top} und ΔH zwischen zwei sich entsprechenden Berg- und Talpunkten dazu der mittlere Böschungswinkel angegeben.



Figur 4. Reliefenergie, vierfache Überhöhung.

Figur 4 zeigt, daß die Reliefenergie unseres Untersuchungsgebietes durchwegs bedeutend ist. Im Gebiete der größten ΔH-Unterschiede, das heißt zwischen A. d'Orimento und Cascina d'Armirone, besitzt die Breggia auch ihr größtes Gefälle. Mit dem Übergang zum flachen, sich nach Caviano hinziehenden Dosso macht sich eine Gefällsverminderung in der Talsohle bemerkbar; die Werte der Reliefenergie verzeichnen jedoch nur geringe Abnahme gegenüber dem Generosogebiet.

Flußabschnitt	Gefälle der Breggia in Promille
Quelle–Orimento	91
Orimento–Molino (W Muggio) ..	135
Molino–Abflußstation	32

Die Reliefenergie in dem nicht auf diese einfache Weise darstellbaren V. della Crotta ist derjenigen im Haupttal vergleichbar:

	Talboden beim Gehöft Crotta–Pne. di Cabbio	Talboden beim Gehöft Crotta–Bisbino
$\triangle H$	640	705 m
D_{top}	2300	2050 m
mittl. Böschung .	16	19°

Die Oberflächenform des Muggiotales können wir auf Grund der durch die Feldbegehungen gewonnenen Eindrücke und der durch die verschiedenen morphometrischen Darstellungsarten erhaltenen Bestätigungen und neuen Erkenntnisse wie folgt charakterisieren:

Die NS- und WE-orientierten Täler unseres Untersuchungsgebietes vermitteln den Eindruck einer gut gegliederten, fluviatil markant zerschnittenen Landschaft mit steilen V-Profilen. Dank einer für Tessiner Verhältnisse geringen mittleren Höhe von 949 m ü. M. kann fast das ganze Gebiet wirtschaftlich genutzt werden. Die menschliche Tätigkeit beschränkt sich aber zur Hauptsache auf die Zonen relativer Verflachungen, die sich stellenweise vom übrigen Relief deutlich abheben und 52% des Gesamtgebietes ausmachen.

E. MORPHOMETRISCHE GESTEINSANALYSE

Für Vergleich und Deutung verschiedener Akkumulationen bediente ich mich der von CAILLEUX aufgestellten Formel für den Zurundungsindex, nämlich 2 r/L, «worin L die größte Länge des Schotters ist und r den kleinsten Zurundungsradius darstellt, der sich in der Umrandung der Hauptschnittebene des Schotters findet, wobei als Hauptschnittebene diejenige definiert ist, in der L als größte Längsachse und I als größte Querachse sich rechtwinklig schneiden» (POSER u. HÖVERMANN, 1950, S. 69). Diese Bestimmung ergibt bei Ausrechnung auf die dritte Stelle nach dem Komma und Multiplikation mit 1000 stets Werte, die zwischen 1 und 1000 liegen und mit ihrer Größenzunahme eine Rundungszunahme der Schotter bis zur kreisförmigen Hauptschnittebene als dem einen Extremfall mit dem Wert 1000 ausdrücken. Nach Möglichkeit sollten 100 auf alle Fälle petrographisch gleichartige Schotter, erfahrungsgemäß am besten mit Hauptachsenlängen zwischen 2 und 15 cm (POSER u. HÖVERMANN, S. 70), pro Meßstelle ausgewertet werden. Die Ergebnisse werden in Indexgruppen von je 50 aufeinanderfolgenden Werten (1–50, 51–100 ...) samt ihrer prozentualen Häufigkeit in geeigneter Form (Tab. 3), graphisch im sogenannten Morphogramm, dargestellt und sind je nach Art der Akkumulationsmasse und Länge des Transportweges verschieden.

Unsere Resultate bestätigen die Aussage von POSER und HÖVERMANN, wonach fluviatile Ablagerungen Morphogramme ergeben, in denen mehrere Indexgruppen vorkommen. Der Anteil der kleinen Indizes 1–100 ist sehr gering. Die größte Höhe des Morphogramms liegt über einer mittleren der vorkommenden Indexgruppen. Flußschotter erreichen nach 3–5 km ihre Endproportionen. Solifluktionsmaterial zeigt ein markantes Maximum in der Gruppe 1–50 und kaum nennenswerte Vertretung von Indizes über 150. Die Komponenten erreichen bereits nach einem Transportweg von 700 m eine Art Endform. – Es ist günstig, wenn unklare Herkunft eines Schuttvorkommens nicht auf Grund derartiger allgemeiner Angaben, sondern durch direkten Vergleich mit eindeutigen Ablagerungen aus demselben Untersuchungsraum bestimmt werden kann. Mit der Schotteranalyse verfolgte ich zwei Zwecke:

1. Zusätzliche Aussage über das fragliche Schuttvorkommen von Scudellate.
2. Erweiterung der Kenntnisse über das Ponteganakonglemerat.

Das Schuttband von Scudellate

Im Graben E Scudellate zieht sich von der Höhe der Straße nach Roncapiano ein etwa 50 m breites, ausschließlich aus Kalkmaterial zusammengesetztes Schuttband talwärts, ist bald nur noch auf der E-Seite des Grabens festzustellen und biegt dann auf 760 m ü. M. nach SE, wo es S der «ss» von «Dosso dei Crotti» (Koordinate 724350/086500) längs einer 5 m hohen Stufe der Breggia etwa 3 m über dem Flußniveau dem Anstehenden aufliegt. Verschiedene Feststellungen lassen die Frage auftauchen, ob es sich um Relikte eines Bergsturzes oder um solche einer auf eine Eigenvergletscherung des Generosogebietes hinweisenden Moräne handelt. Für die Deutung des Schuttbandes als Moräne spricht folgendes:

- Neben vorwiegend eckigen finden sich auch einzelne gerundete Komponenten. Zum Beispiel liegt ein besonders gut gerundeter Block mit einem Durchmesser von etwa 40 cm an schwer zugänglicher Stelle zuunterst im Schuttband, nur wenig über dem Anstehenden.
- Das relativ schmale Schuttband zieht nicht nur in der Fallinie talwärts und besitzt auf Höhe 840 sowie unmittelbar über der Breggia deutliche Wallform.
- Blöcke verschiedener Größe verteilen sich gleichmäßig zwischen dem höchsten und tiefsten Punkt des Schuttbandes.
- Es handelt sich um ein isoliertes Vorkommen ohne die Möglichkeit einer durch Einzelblöcke belegten direkten Verbindung in ein Anrißgebiet.

Für die Deutung als Bergsturzrelikt sprechen Überlegungen allgemeiner Art und Analogieschlüsse:

- Eine Eigenvergletscherung im Sottoceneri ist bis jetzt nirgends nachgewiesen worden.
- In der Gipfelregion des Generoso fehlt jeglicher glaziale Formenschatz.
- Auf den für die Erhaltung von glazialen Deponien geeigneten Verflachungen in der Nähe des zu deutenden Blockstromes fehlen Lockermaterialablagerungen.
- Gebiete, die als Ursprungsort eines Bergsturzes in Frage kommen, sind NW Scudellate vorhanden.

Um weitere Anhaltspunkte zu erhalten, bediente ich mich der morphometrischen Gesteinsanalyse nach CAILLEUX, untersuchte das zu deutende Schuttband von Scudellate und zum Vergleich den weniger als 1 km entfernten Bergsturz von

Erbonne. Die beiden Resultate (Tab. 3, Analyse 1 u. 2) sind einander sehr ähnlich, das Schuttband von Scudellate muß demnach als Bergsturzrelikt angesehen werden und der erwähnte gerundete Block als Einschwemmung während der Durchschneidung des Schuttriegels durch die Breggia. Die Analyse der Würmmoräne von Morbio darf zum Vergleich nicht beigezogen werden, da dieses Material und dasjenige einer möglichen Lokalmoräne eine allzu unterschiedliche Transportstrecke hinter sich hätte.

Das Ponteganakonglomerat

Als Ergänzung zu Abschnitt A in Kapitel III, 1 soll in diesem Zusammenhang untersucht werden, welche Aussagen über das Ponteganakonglomerat durch die Schotteranalyse ermöglicht werden.

Im Gegensatz zu HEIM, BUXTORF und VONDERSCHMITT glaubt BECK (1933), das Ponteganakonglomerat stelle aus einer Lokalmoräne hervorgegangene Schotter dar. Er benützt diese zur Stützung seiner Theorie von dem bis ins Tertiär reichenden Alter der jüngsten Kälteperioden.

Das Ponteganakonglomerat erfüllt die alte Breggiaschlucht, deren Breite der EW-Ausdehnung von Morbio Sup. und Morbio Inf. entspricht, bildet weiter S einen Kegel mit den Eckpunkten S. Simone und S. Antonio/Bisio und bedeckt eine Fläche von 1–1$^1/_2$ km^2. Daneben befindet sich bei Motta ein isoliertes Vorkommen von Ponteganakonglomerat; die Bestimmung seines Ablagerungsalters und seiner Ausdehnung sowie die Beantwortung der Frage nach Herkunft und Transportweg bietet Schwierigkeiten. Es besteht keine Möglichkeit, diese ansehnliche Rutschmasse, deren durchschnittliche Mächtigkeit etwa 30 m betragen dürfte, durch Gesteinsrelikte mit einem Anrißgebiet in Verbindung zu bringen oder ein solches zu erkennen. Zudem fällt auf, daß die das Rutschgebiet begrenzenden Dossi nur etwa 1000 m hoch sind. Wir stehen vor ähnlichen Problemen wie beim Schuttband von Scudellate. Entstehung und Verbreitung des Ponteganakonglomerates ließen sich durch Verbindung mit einer Eiszeit auf einfache Art und Weise erklären. POSER und HÖVERMANN beschreiben, wie auch im Harz Schuttmassen, die sich bezüglich Blockgröße und Mächtigkeit dem Ponteganakonglomerat offenbar vergleichen lassen, Anlaß zu Diskussionen über die Frage glazial- oder nicht glazialbedingter Herkunft gegeben haben. «In allen Aufschlüssen stellt sich die Schuttmasse als ein Materialgemisch dar aus großen Blöcken, darunter auch solche von 4 bis 6 Kubikmeter Inhalt, aus mittelgroßem bis kleinem Gesteinsschutt, und sandiggrusigem bis toniglehmigem Feinmaterial» (POSER u. HÖVERMANN, 1950, S. 68). Diese Beschreibung paßt auch auf das Ponteganakonglomerat, für welches noch zusätzlich die Entfärbung der Komponenten und die starke Verfestigung in tiefern Lagen charakteristisch ist. Im V. della Creda sind Blockgrößen von mehreren Kubikmetern keine Seltenheit.

Die Proben zu den Analysen wurden dem Ponteganakonglomerat im V. della Creda, bei Morbio Inf., Pontegana und S. Simone entnommen; diejenige von

Pontegana stammt aus unter den beiden Sandbändern liegendem Material. Allen Ergebnissen ist eine große Zahl der auftretenden Indexgruppen eigen. Kein Resultat läßt den Schluß zu, daß eine Moräne vorliegt. Analyse 1 besitzt in Gruppe 1 ein deutliches Maximum, welches auf Bergsturzmaterial hinweist. Die verschiedenen Gerölle mit hohem Zurundungsindex stellen bergsturzfremdes Material dar, nämlich Schotter, die im pliozänen Muggiotal bereits vorhanden waren, als es zu den das Ponteganakonglomerat liefernden Rutschungen kam. Die in den beiden folgenden Analysen festzustellende Rundungszunahme der Komponenten deutet auf Wassertransport und damit auf deren Herkunft aus dem V. della Creda hin. Der Aufschluß, welchem die Probe 4 entnommen wurde, besitzt eine größere Entfernung von Probe 1 als die Probe 3, jedoch einen geringeren Zurundungsgrad als diese und stellt demzufolge eine aus einem neuen Rutschungszentrum hervorgegangene Ablagerung dar. Wenn vom Ponteganakonglomerat heute offenbar nur noch Reste vorhanden sind, so ist daran zu erinnern, daß Mindel- und eventuell ältere Moränen im Becken von Chiasso überhaupt nicht mehr vorhanden sind. Die Gefällsverhältnisse bei Morbio Sup. genügen bei weitem für das Zustandekommen von murgangartigen Massenbewegungen.

2. EISZEITLICHE VERHÄLTNISSE

A. ALLGEMEINES

Sowohl zum Verstehen der an sich unbedeutenden diluvialen Einflüsse im engern Untersuchungsgebiet wie auch zur Beantwortung der Frage nach Flußverlegungen der Breggia und ihrer Datierung war es nötig, die Untersuchungen über eiszeitliche Verhältnisse auf die Nachbargebiete des Muggiotales und dessen Vorland auszudehnen. Dabei konnte ich mich auf eine ganze Reihe neuer und zum Teil bedeutender Aufschlüsse stützen, die durch die rege Bautätigkeit im Mendrisiotto und Varesotto entstanden sind.

Gleich wie im benachbarten Südalpengebiet (nach PRACCHI, RIVA u.a.) wird auch im Generosomassiv die maximale diluviale Eishöhe nur noch durch Einzelerratiker belegt. Im engern Untersuchungsgebiet können diese leicht erkannt werden. Im Bereich der Molassehügel ist dies, obschon die Nagelfluhblöcke immer gut gerundet sind, seltener möglich, und die Unterscheidung alter fluvioglazialer Schotter und eventuell aufgearbeiteter Nagelfluh ist schwierig. So sind zum Beispiel an der Straße von Drezzo nach Parè, in diesen beiden Ortschaften und in den Gräben der nordwärts anschließenden Nagelfluhhügel mehrere Aufschlüsse zu sehen, in denen kristalline und wenige kalkige Gesteine in bedeutenden gelben Sandschichten liegen. Die Verwitterung kann schon derart fortgeschritten sein, daß die Grenze zwischen den einzelnen Komponenten und den sie umgebenden Sanden nur bei

Tabelle 3. *Resultate der morphometrischen Gesteinsanalyse.*

Analyse	Ort der Probeentnahme	Gesteinsart	Rundungsindizes															Beurteilung
			1–50	51–100	101–150	151–200	201–250	251–300	301–350	351–400	401–450	451–500	501–550	551–600	601–650	651–700	701–750	
1	S Erbonne	Kalk	91	9														Ausschließlich Bergsturzmaterial
2	SW Scudellate	Kalk	82	17	1													wie Analyse 1
3	V. della Creda	Kalk (Pontkgl.)	63	8	9	8	4	2	1	3	1		1					Bergsturzmaterial mit Schottern
4	W Morbio Inf.	wie 3	32	8	13	25	7	4	5	4		1	1					wie 3; jedoch längerer Transportweg
5	Pontegana	wie 3		9	11	23	22	17	7	1	6	3	1					Schotter
6	NW S. Simone	wie 3	1	3	15	30	19	10	8	9	2	1	1				1	wie 4
7	Kiesgrube SE Balerna (Pt. 297.9)	Kalk		4	15	22	20	16	11	4	2	3		2		1		Schotter
8	Scò di sotto (Straße Obino–Càmpora)	Kalk	85	6	3	4	1	1										Gehängeschutt mit Moränenmaterial
9	NE Morbio Sup.	Kalk	13	31	24	17	7	4	2	2								Moräne

genauem Hinsehen zu erkennen ist. Da im Vergleich zu der Nagelfluh am Sasso di Cavallasca und S Chiasso in diesen Vorkommen die Verwitterung weiter fortgeschritten und der Anteil des sandigen Bindemittels relativ groß ist, stellte sich die Frage, ob hier nicht mit Glazialdeponien durchsetzte Nagelfluhumlagerungen vorliegen. Da eckige Komponenten völlig fehlen, bzw. nur die Verwitterung eckige Kerne ehemals runder Blöcke übriggelassen hat, glauben wir, daß zwischen Drezzo und Parè lediglich eine besondere Nagelfluhfazies zu sehen ist. Auch in der eindeutig als solche erkennbaren Nagelfluh kommen Kalkgerölle vor. Nach M. PFISTER (1921, S. 10) beträgt der Anteil der kristallinen Gesteine 90–99%, derjenige der Kalke jedoch stellenweise 1–20%.

Einzelne Moränenzüge, besonders ihre Grenzen, können in der Kulturzone wegen der einschneidenden menschlichen Eingriffe in die Oberflächenbedeckung und -gestaltung oft nur ungenau festgestellt werden. Zudem sind die Moränen häufig nur noch in Bruchstücken, die verschiedene Rekonstruktionsmöglichkeiten offen lassen, erhalten.

Auf der Alpennordseite erfolgte während der Interglazialzeiten eine markante Durchschneidung der Schotterfelder, so daß eine Unterscheidung verschiedener Eiszeiten durch die Rekonstruktion ihrer Schotterlagen möglich wird. Wegen der geringeren Höhendifferenzen ist dies im Vorland der Alpensüdseite selten der Fall (vgl. z. B. Fig. 1), und wir müssen versuchen, die Unterscheidung verschiedener Eiszeiten durch eine Analyse der Moränen vorzunehmen. Unter dem Einfluß des bereits ans mediterrane Regime erinnernden Klimaablaufes sind die Verwitterungsunterschiede der verschiedenaltrigen Moränen so markant, daß eine Trennung nach rein visuellen Gesichtspunkten möglich ist. Wir können drei Verwitterungsstufen feststellen:

Ferretto. Als Ferretto bezeichnet man seit TARAMELLI (1876. Nach PENCK, 1909, S. 749 u. 787) glaziale Ablagerungen, in denen die einzelnen Komponenten durch ein roströtliches Bindemittel, dessen Farbe zum Teil auf zerfallene Porphyre zurückzuführen ist, zusammengehalten werden. Die Verwitterung ist bereits derart fortgeschritten, das Aufschlußwände eine kompakte, glatte, mosaikartige Fläche bilden. Diese Glazialdeponien werden übereinstimmend der Mindelzeit zugerechnet. In unserm Untersuchungsgebiet ist das Fehlen großer Blöcke im Ferretto ein Hinweis dafür, daß dieser hier eine leicht geschotterte Fazies der Mindelmoränen darstellt. Daß daneben auch eine Blockfazies vorkommt, erwähnt zum Beispiel PENCK (1909, S. 789). In den *Rißmoränen* sind viele Kalke zerfallen und haben den Ablagerungen dieses Alters eine hell- bis kräftig dunkelbraune Farbe gegeben. Andere sind durchgehend entfärbt, gebleicht und relativ leicht oder besitzen eine braune Verwitterungsrinde, die sich markant von einem unverwitterten Kern abhebt. Auf fortgeschrittene Zersetzung weist auch das Kristallin mit Ausnahme der Quarzite und Serpentine. Granite und Gneise können vielfach mühelos von Hand zerdrückt werden. In den grauen, immer sehr frisch aussehenden *Würm-*

moränen überwiegen in unserm Gebiet die Kalke, welche oft gekritzt sind und keinerlei Verwitterungsspuren aufweisen. Interglaziale oder interstadiale *Schotter* müssen vorwiegend nach ihrer stratigraphischen Lage und ihrer Stellung zu den Moränen datiert werden, da sie nicht denselben Verwitterungsbedingungen unterworfen sind wie diese. Eine wichtige Rolle für die Verwitterung spielt offenbar ein Feuchtigkeitsgrad, wie er in den gleichmäßig von Feinmaterial durchsetzten Moränen vorhanden ist. In den gut wasserdurchlässigen Schottern wird dieser Feuchtigkeitsgrad abwechselnd unter- oder überschritten, es kommt zu Kalzitausscheidungen und zementartiger Verfestigung der Schotter, somit zu einem Schutz vor weiterer Verwitterung, welcher durch überlagernde Moränen noch verstärkt werden kann. Aus diesem Grunde können zum Beispiel Nagelfluhablagerungen weniger stark verwittert sein als die jüngern Mindelmoränen, Schotter weniger stark als Moränen derselben Eiszeit. Der Verfestigungsgrad darf zur Unterscheidung verschiedener Fluvioglazialablagerungen nicht benützt werden. Schließlich sei auch noch auf die Möglichkeit hingewiesen, daß älteres Moränenmaterial durch einen neuen Gletschervorstoß umgelagert und mit jüngerem vermischt werden kann.

Für die Erhaltung von Moränenwällen spielt auch die Hangneigung eine Rolle. Die folgende Zusammenstellung zeigt den kritischen Winkel. Nach PRACCHI (1954, S. 331) beträgt er bei einer durchschnittlichen Streuung von 11% im Mittel von zwölf Messungen $33\,^1/_3\,^\circ$.

Kritischer Winkel für die Erhaltung von Moränenwällen

S. Martino (W-Seite)	38°40′
S. Martino (S-Seite)	31°40′
Salorino	33°40′
Caviano	31°00′
Sasso Gordona	28°10′
Mittel	ca. 33°

B. VALLE DI MUGGIO UND BECKEN VON CHIASSO

Die Ausdehnung der Moränen zwischen Morbio Sup. und Caneggio geht aus Figur 17 hervor. Es handelt sich um zwei Wallmoränen, welche morphologisch deutlich in Erscheinung treten und die beiden Hügelzüge E und W der bei Pt. 561 nach Sagno abzweigenden Straße bilden. Der östliche Wall stellt eine Rißablagerung dar, setzt auf der N-Seite des Spornes von S. Martino in einer Höhe von 640 m ein und zieht als breiter Rücken von Càmpora (Pt. 609) bis Pidriolo. Auf der flachern, ehemals dem Gletscher zugewendeten W-Seite dieser Moräne liegt ein Würmwall. Den Aufschluß an der Straße von Morbio Sup. nach Caneggio, 80 m

WSW Pt. 561, möchte ich als typisches Beispiel einer Moräne der letzten Eiszeit besonders hervorheben. Die Doppelmoräne reicht im V. della Creda bei Pt. 387 E der Breggia bis auf das Hochwasserniveau, W davon bis auf 4 m über den Wasserspiegel. An der Straße ins Muggiotal ist 100 m nach der obern Kirche von Morbio Sup. Würmgrundmoräne und nach weitern 200 m die durch diese überdeckte Rißmoräne zu sehen. Der auf der geologischen Generalkarte der Schweiz als Moräne identifizierte Rücken N Caneggio besteht aus Mesozoikum.

Diese Morbiomoräne konnte ich auf Schweizer Gebiet gegen E bis auf die W-Seite des V. Codriga (E Sagno) verfolgen. Ihre Obergrenze befindet sich E Trevalle in 720 m und verläuft dann durch den N-Rand von Trevalle und den S-Rand von Sagno nach Breccio (Pt. 670). Der Sporn von S. Martino ist zu steil für die Erhaltung einer Moräne. Die Untergrenze der Moräne ist nicht eindeutig feststellbar, dürfte aber bei Sagno auf etwa 600 m liegen. Die besten Aufschlüsse dieser Riß-Würm-Moräne finden wir im Graben S Sagno (Würm!) und an dem im Ausbau begriffenen Weg am SE-Ausgang von Trevalle (Riß!). Die höchsten Erratiker zwischen Sagno und Breccio liegen auf 720 m.

Nach NW kann der Eisstand, welcher die Morbio-Rißmoräne hinterlassen hat, bis nach Salorino und Somazzo verfolgt werden. Die Verbindung zu den Aufschlüssen bei diesen beiden Orten wird durch den mit Moränenmaterial durchsetzten Gehängeschutt (722 700/080 690. Gesteinsanalyse Nr. 8, Fig. 17) NW von Pt. 387 (V. della Creda) auf der Bergseite der Straße von Castel S. Pietro nach der Ortschaft Càmpora sowie durch ein Überbleibsel der Rißmoräne längs der Straße von Obino nach Caviano zwischen 640 und 680 m ü. M. sichergestellt. Weitere Moränen konnte ich auf diesem Hang, dessen Neigung bis zu 40° zudem verschiedentlich mit Richtung und Neigung des Schichtfallens übereinstimmt, nicht feststellen. Einige Erratiker sind jedoch noch im Graben, welcher von Albareda nach Scò di sotto zur Breggia hinunterzieht, zwischen 670 und 690 m ü. M. zu sehen. Die altersmäßige Entsprechung der Morbiomoräne finden wir beidseits der Morea bei Somazzo. Auf der E-Seite dieses Baches setzt die Moräne 200 m N Salorino ein, erreicht ihre größte Höhe von 640 m zwischen Ceree und Bosco della Torre, von wo aus die Obergrenze bei Bonello vorbei gegen NW zur Morea (550 m ü. M.) hinunterzieht. Von hier an fließt der Bach 450 m weit mehrheitlich in der Moräne und erreicht das Anstehende erst wieder E Somazzo. Der flache Rücken von Torretta, wo bei Pt. 669 ein schöner Aufschluß von vermischtem Riß- und Würmmaterial zu sehen ist, über S. Nicolao–Pt. 722.7–Pt. 701 bis zum Beginn der Versteilung ist von einem Moräneschleier bedeckt.

Daß auch eine Vereinigung der Würmgletscher von Capolago und Como stattgefunden hat, darf auf Grund der Lage der Würmmoräne von Morbio und des Würmmaterials von Torretta als gesichert angenommen werden. Die Morbio-Würmmoräne ist jedoch W der Breggia nur noch E von Castel S. Pietro zu sehen, wo sie an der Straße S des Hügels Dré (Pt. 507) teilweise direkt auf dem Mesozoikum liegt und bis zu den Häusern N von Ponte festzustellen ist. Die südlichste

Würmablagerung des Capolagogletschers befindet sich bei Corteglia (S Mendrisio), wo sich von einem vorwiegend aus Flysch bestehenden Unterbau eine Wallmoräne abhebt, welche von Selva über Pt. 464 nach Pt. 449.1 zieht. Sie besteht aus Würmmaterial, welches dasjenige aus der Rißzeit überlagert. Die Kontaktstelle ist in einem kleinen Aufschluß im Wald am Weg zwischen Torre und Selva zu sehen.

Der Gletscherstand, welcher die Morbio-Rißmoräne geschaffen hat, hinterließ seine Spuren um das ganze Generosomassiv. Sie können auf der W-Seite des Lario N Masliànico von der Croce dell'Uomo (790 m) gegen N weiterverfolgt werden (PRACCHI, 1954) und reichen von Intelvi, wo Transfluenz zwischen den Eismassen des Luganer- und Comerseegebietes bestand, über A. di Cerano, den 970 m hohen Sattel zwischen Sasso Gordona und P. della Croce, in unser Untersuchungsgebiet. Heute läßt sich hier ein dreifacher Rißmoränenbogen (Abb. 1) feststellen: der erste erreicht gerade die Wasserscheide, der zweite überschreitet sie nur unbedeutend. Der dritte, westlichste und gleichzeitig größte Moränenwall setzt auf dem von A. di Cerano Richtung P. della Croce ziehenden Grat in einer Höhe von 1100 m ein, läßt sich gegen SE über Pt. 1032 weiterverfolgen, quert die Vallaccia etwa 400 m W der Wasserscheide, biegt nach W bis zum zweiten «a» von Falmoira (LK 286: 726280/086460) aus und tritt schließlich am N-Hang des Sasso Gordona morphologisch besonders deutlich in Erscheinung. Seine höchste Stelle erreicht er in 1120 m auf dem markanten Rücken, der vom Sasso Gordona nach N hinunterzieht. Die östlichste und kleinste Moräne erreicht hier 1030 m. Während die höchstgelegenen Moränenreste praktisch mit dem höchstgelegenen vereinzelten Erratikum zusammenfallen, kann festgestellt werden, daß der Gletscher im Zeitpunkt seiner größten Ausdehnung über die Moränen nach W in unser Untersuchungsgebiet reichte. Ich fand beweiskräftige kristalline Blöcke in 960 m Höhe, knapp oberhalb der nach Erbonne führenden Straße, 500 m W der Wasserscheide, sowie auf 1000 m im Graben, der vom Passo Bonello nach N hinunterzieht. Ein mindestens $^1/_2$ Kubikmeter großer eckiger Gneisblock liegt auf 860 m im Graben der Vallaccia, ca. 3 m über dem Bachbett. Es darf angenommen werden, daß dieser Block nicht durch die Vallaccia verfrachtet wurde; jedoch besteht die Möglichkeit, daß er mit einem kleinen Bergsturz von N um einen geringen Betrag heruntergerutscht ist. Das westlichste Kristallinstück liegt im Bachbett der Vallaccia auf einer Höhe von 820 m ü. M. Der Einfluß des Intelvieises auf die Morphologie unseres Gebietes ist somit gering: Eine schmale Eiszunge reichte kurze Zeit ungefähr 850 m von der unter einer 140 m mächtigen Eisdecke liegenden Wasserscheide bei A. di Cerano nach W in eine Tiefe von ca. 860 m ü. M.

Die Ceranomoräne zieht in der E-Flanke des P. della Croce in einer Höhe von etwa 1100 m nordwärts und erreicht N A. d'Orimento am Fuß des Filone M. Cristé in 1150 m ihre größte Höhe im Intelvi (PRACCHI, 1954).

Die zahlreichen Erratikerfunde im Quellgebiet der Breggia, S C. Boll auf einer Länge von 250 m im Bachbett, zeigen, daß Intelvieis nicht nur bei A. di Cerano

(970 m) ins Einzugsgebiet der Breggia vorstieß. Auch die Übergänge von C. Boll (1333 m), A. d'Orimento (1275 m) und eventuell Barco dei Montoni (1350 m) wurden vom Eis überströmt. Beim 1135 m hohen, zwischen Sasso Gordona und M. di Binate gelegenen Sattel von Schignano liegen folgende Verhältnisse vor: N Pt. 1135 befindet sich auf einer Höhe von 1110 m ein mehrere Kubikmeter großer, zum Teil mit Humus bedeckter Kristallinblock. S davon liegen in der Nähe der Wasserscheide einzelne, kleine, kristalline Gesteinsbrocken, die allerdings sehr selten sind und als Beweis eines Eisüberfließens in die V. di Rema nicht genügen.

Auch im Intelvi reichen die höchsten Würmablagerungen bis an die Rißmoränen. An der Straße von Casasco nach A. di Cerano ist im Graben S Pt. 901 (Preda) ein großer Würmaufschluß vorhanden. Ein weiterer befindet sich ebenfalls auf etwa 900 m an der Straße von Casasco nach C. la Bolla, nur 40 m tiefer als der nächstgelegene Aufschluß einer Rißmoräne.

Im Muggiotal sind erratische Blöcke, außer im Bachbett der Breggia zwischen Morbio Sup. und Casima, selten. Eine ganze Blockkolonie befindet sich im V. di Bregno (S Caneggio) zwischen 560 und 600 m; einen Erratiker findet man hier aber noch auf 640 m, auf dem Rücken N Caneggio auf 610 m. Bei S. Giovanni (W Muggio) befinden sich die nördlichsten Ablagerungen der von S her ins Muggiotal eingedrungenen Eismassen. Diese Siedlung ruht auf einer von Gräben durchzogenen Verflachung, deren Entstehung fraglich ist. Liegt eine Sackung oder eine Erosionsform vor? Um einen Bergsturz handelt es sich nicht, denn nirgends können die auf ein solches Ereignis hinweisenden Blocktrümmer festgestellt werden. Für die Erhaltung glazialer Deponien ist diese Verebnung gut geeignet. Solche sind denn auch vielerorts zu finden, doch handelt es sich durchwegs um kleinere Kristallintrümmer; sie besitzen keinerlei Anzeichen von Zurundung. Die höchstgelegene Komponente, ein 35 × 25 × 10 cm großer Gneis, liegt im Graben NW des Kirchleins von S. Giovanni auf 660 m, die größte, ebenfalls ein Gneis (100 × 35 × 25 cm) im Trockenmäuerchen, welches teilweise neben dem nach Muggio führenden Weg verläuft. Es ist nicht anzunehmen, daß zu Bauzwecken solches Gestein über längere Strecken nach dem für moderne Transportmittel unzugänglichen S. Giovanni gebracht worden ist. Die nächstgelegenen Erratiker befinden sich in einer Entfernung von 600 bzw. 1400 m im Bachbett der Breggia auf der Höhe von Tamogno (S Muggio), und Camasciora, Pt. 750 (S Scudellate); der gut gerundete Block von Camasciora dürfte aus der Vallaccia stammen. In der Breggia della Crotta liegen kristalline Blöcke flußaufwärts bis auf die Höhe von Orsera. Ein einzelnes kristallines Handstück habe ich hingegen noch in Mobia (650 m ü. M.) und im Bachbett S davon gefunden[1].

[1] Die Kristallinschotter auf der Straße SW des Gehöftes Crotta und besonders der ansehnliche Gneisbrocken (70 × 50 × 30 cm) bei Pt. 1092 an der Straße zwischen Dosso Bello und Balduana seien lediglich erwähnt. Da sie aber nicht genügend beweiskräftig und fraglicher Herkunft sind (Straßenarbeiten?), dürfen vorläufig keine Schlüsse aus ihnen gezogen werden.

Für die Bestimmung der maximalen Eisausdehnung sind zudem die folgenden Funde erratischen Materials von Bedeutung:

Mti. Madrona (N Cernobbio)	850 m ü. M.	nach PRACCHI
A. di Melano	920	nach FRAUENFELDER
S. Giorgio (oberhalb Serpiano)	900	nach FRAUENFELDER
Einzugsgebiet der Morea		
V. dell'Alpe	Pt. 676	nach unveröffentlichten Kartierungen von Prof. GYGAX
Weg V. di Selvano nach Cragno	660–670 m ü. M.	
Ceree (NW Salorino)	760 m ü. M.	

Capolago- und Comogletscher erreichten während des heute nachweisbaren Maximalstandes am Alpenrand eine Höhe von 800 bis 900 m ü. M., bei Mendrisio eine Mächtigkeit von 440 m und im Becken von Chiasso eine solche von 470 m. Die Eismächtigkeit bei Morbio Sup. betrug 310 m, und eine Eiszunge stieß von hier aus, bei einem durchschnittlichen Gefälle des Talbodens von 46‰ und einer im entgegengesetzten Sinne geneigten Eisoberfläche, deren Gefälle lediglich 7‰ betrug, 4,3 km talaufwärts, bis Muggio im Haupttal und bis Mobia im V. della Crotta.

Die Angaben über die Lage der höchsten Einzelerratiker und diejenigen über den Verlauf der Morbio-Rißmoräne zeigen, daß mindestens während der Rißzeit der Capolagogletscher und der ins Becken von Chiasso vorstoßende Ausläufer des Comogletschers zwischen Mendrisio und Castel S. Pietro aufeinanderstießen und sich gegenseitig nach SW drängten.

Verhältnisse wie im Muggiotal bestanden nach RIVA (1957, Karte 1:50000) auch anderswo. Der Leccoarm des Comogletschers schickte beim heutigen Ausfluß der Adda aus dem See einen in die sich gegen den M. Serrada (1875 m) hinaufziehende V. della Galavesa vorstoßenden Ausläufer, der bei Costalottiere zweigeteilt wurde. Der größere Teil stieß von der Kirche Erve aus noch 1570 m nach N, wo er in einer Höhe von 750 m endete. Diese Gletscherzunge besitzt N Bora auf einer Länge von 900 m nur noch eine Breite von 100 m. Weiterhin fällt auf, daß das Eis am Taleingang auf der W-Seite 420 m, auf der E-Seite, offenbar infolge Stauung am M. Spedone (1104 m), 780 m erreicht. Von hier aus stößt es 2,4 km nach N, dabei nur 30 m an Höhe verlierend.

Es ist schwierig, den maximalen Eisstand im Muggiotal genau zu datieren. Entweder stellen die extrem gelegenen Einzelerratiker Ablagerungsrelikte der Mindelvergletscherung dar, welche nach NANGERONI u. a. die größte Vereisung auf der Alpensüdseite ist, oder, dies scheint auf Grund des Verwitterungsgrades wahrscheinlicher, es handelt sich um Zeugen eines kurzen Rißvorstoßes, welcher keine Moränen hinterlassen hat. Zu diesem Schluß gelangen wir auch durch folgende Überlegung: Die drei Faloppio- und die zwei oder drei Stabiomoränen dürften

zusammen mit den drei Ceranomoränen als Ergebnis derselben Gletscherschwankung einander gleichzusetzen sein. Da sich nun einerseits die Morbio-Rißmoräne mit den Ceranomoränen verbinden läßt, anderseits weder die Faloppio- noch die Stabiomoränen das Rißmaximum repräsentieren, dürfte dieses die Erratiker bei S. Giovanni und im Quellgebiet der Breggia zurückgelassen haben.

Neben den Morbio- und Cortegliamoränen existiert im Becken von Chiasso noch eine dritte Wallmoräne: die Rißmoräne von Vacallo. Ihre Obergrenze liegt N Roggiana auf der E-Seite des V. Codriga auf 510 m, sinkt nach W vorerst nur wenig und befindet sich N Vacallo auf 470 m. Hier biegt die Moräne nach SW und bildet einen Wall, dessen Scheitel (Pt. 360, 318, 301) die langgezogene Häuserreihe von Vacallo trägt und dann nach SE gegen Pt. 297 abbiegt, wo durch Bautätigkeit eine Bedeckung durch Würmgrundmoräne aufgeschlossen wurde. Die W-Grenze der Rißmoräne wird N Vacallo durch den das Dorf durchfließenden Bach markiert, liegt dann aber weiter S am E-Rand von Fontanella (Pt. 320). Die Vacallomoräne stellt auf Schweizer Gebiet die letzte Rückzugsphase des rißzeitlichen Chiassoarmes des Comogletschers dar und entspricht möglicherweise der Corteglia-Rißmoräne des Capolagogletschers. Vor dieser Phase entstanden die Rißbedeckungen der Hügel von Loverciano und Nebbiano (?) sowie die Molinimoräne; diese ist W von Morbio Inf. am linken Ufer der Breggia bei der neuen Zementfabrik als Ausfüllung eines einstigen Nebenbaches der Breggia aufgeschlossen.

Daß unmittelbar W von Morbio Inf. zwischen dem oberflächlich von Ceppo bedeckten Hügel (Pt. 420.1) und der auf Ponteganakonglomerat ruhenden Kirche (Pt. 361) von Morbio Inf. keine tiefreichende Querrinne in der Streichrichtung des Mesozoikums vorhanden ist, geht daraus hervor, daß durch Kanalisationsarbeiten und natürliche Aufschlüsse beidseits des N von Morbio Inf. einsetzenden und nach W zur Breggia fließenden Bächleins die Scaglia bis auf 320 m ü. M. nachgewiesen werden kann.

S der neuen Zementfabrik ist E der Breggia bis zu dem 400 m weiter S liegenden Mäander, wo auf der linken Flußseite, 15 m über dem Wasserspiegel und der Scaglia aufliegend, infolge künstlicher Erdbewegungen ein neuer Aufschluß (Abb. 8) entstanden ist, teilweise mit Blöcken von Ponteganakonglomerat durchsetztes Riß- und Würmmoränenmaterial zu sehen.

Eine Fortsetzung der Vacallo-Rißmoräne auf dem M. Olimpino konnte ich nicht feststellen. Hingegen befindet sich S von Quercino, längs der Straße nach der Ortschaft M. Olimpino ein Rest der das S-Ende der Vacallomoräne überlagernden Würmmoräne, welche bis S von Pt. 314 verfolgt werden kann.

Von den Quartärablagerungen im Becken von Chiasso haben die *Schotter* besondere morphologische und technische Bedeutung. Als Alluvionen unbekannter aber mindestens 30 m betragender Mächtigkeit bilden sie die Ebene von Chiasso und verdeutlichen zudem anschließende Terrassen. Während die niedrigste Terrasse, diejenige von Balerna, eine Höhe von 300 m erreicht und beidseits der Breggia zu sehen ist, kann die nächsthöhere Terrasse von Gorla nur noch W der Breggia festgestellt werden. Die Gorlaterrasse geht nach W über die Flyschschwelle von Coldrerio in die ebenfalls 350 m hohe Ebene von Stabio über. Eine 20 m hohe

Stufe führt auf die nächsthöhere kleine Terrasse von Croce. Die höchste Schotterterrasse, diejenige von Pt. 406 (Friedhof Castel S. Pietro), liegt auf 400 m und ist W der Breggia deutlich, E davon noch in Resten (Hügel N Morbio Inf.) vorhanden. Sie stellt nicht eine eigentliche Terrasse, sondern eine durch Schotter eingeebnete Talung dar, deren mesozoische Ränder bei Loverciano und Vigino zutage treten. Diese Terrassen liegen als Alluvionsformen auf einem durch Erosion und Tektonik geschaffenen gestuften Unterbau aus Mesozoikum, Flysch und Ponteganakonglomerat, welcher durch Breggia und Raggio (Bach W Balerna) aufgeschlossen ist. Die Terrassen von Balerna und Gorla werden durch Schotter gebildet, die in den Kiesgruben N und S Balerna sowie 150 m SW Pt. 308 (S. Lucia) abgebaut werden. Es handelt sich um geschichtete und etwas verfestigte Kalk- und vereinzelte Kristallingerölle mit Zwischenlagen von Sand, die mit einer Neigung von 20–25 Grad nach S fallen. Aus Zurundungsgrad (Gesteinsanalyse Nr. 7), lithologischer Zusammensetzung und aus der Lage geht hervor, daß es sich um Deltaablagerungen der Breggia, vorwiegend morränenfremdes und bezüglich Verwitterung junges Material handelt, um Ablagerungen, welche in einen See geschüttet wurden, der sich beim Eisrückzug im Becken von Chiasso bildete. Die verschiedenen Terrassenniveaus weisen auf verschiedene Rückzugsphasen. Wegen der dammartigen Wirkung des Ponteganakonglomerates von Morbio Inf. wurden die höhern Deltaschotter nur W der heutigen Breggia abgelagert.

Die Deltaschotter von Balerna und die Faloppioschotter (Fig. 5) werden von Rißmaterial bedeckt. Ein Vergleich mit dem Ferretto schließt die Möglichkeit, daß es sich um Prärißablagerungen handeln könnte, aus, und es stellt sich sogar die Frage, ob diese Schotter der Riß- oder der Würmzeit zuzurechnen sind. Die Rißbedeckung der Schotter in der Kiesgrube von S. Lucia beträgt lediglich 1,5 m, gleichviel wie diejenige der Faloppioschotter in der Kiesgrube E Trévano. Eine ähnliche Bedeckung besitzen auch die Schotter der untersten Terrasse W der Breggia. Von einer etwas weniger mächtigen, nun aber nicht mehr als Moräne anzusprechenden Schicht werden auch die Deltaschotter der zweiten (Kiesgruben N Balerna) und dritten (kleine Kiesgrube 130 m E der Wirtschaft Croce) Terrasse bedeckt. Während bei den obern Terrassen diese oberste Schicht als Ergebnis des Bodenbildungsprozesses zu betrachten ist, müssen wir diese Möglichkeit für die unterste Terrasse und die Faloppioschotter ausschließen. Die Herkunft der 1,5 m mächtigen Schicht Rißmaterial, daß es sich um solches handelt, geht aus dem Gegensatz zur Würmgrundmoräne bei Trévano (Fig. 5) und den früher besprochenen Verwitterungsunterschieden zwischen den Moränen der verschiedenen Eiszeiten hervor, könnte noch durch Solifluktion erklärt werden. Falls wir aber diese zur Stützung der Annahme vom Würmalter dieser Schotter beiziehen wollen, erschiene auf Grund der gegenseitigen Lage von Würm- und Rißmoränen bei Morbio Sup. und Merlina (SW Ronago) sowohl bei S. Lucia als auch bei Trévano eine Überdeckung durch Würmmaterial wahrscheinlicher. Da bei den untersten Deltaschottern W der Breggia aus topographischen Gründen Solifluktionsbewegungen nicht in Frage kommen, in den Faloppioschottern relativ stark verwitterte Kristallingerölle und in den Würmmoränen frische Kalkkomponenten überwiegen, scheint es mir vorläufig unumgänglich, Faloppio- und Deltaschotter von Balerna mit der Rißvereisung in Verbindung zu bringen, und am wahrscheinlichsten, sie als Ablagerungen zwischen zwei Rißvorstößen zu betrachten.

Die Terrassen von Croce und Pt. 406 werden vorwiegend durch Ceppo gebildet, welcher in der Brückenrinne (Abschnitt II, A, 3) als höchste, das heißt seinerseits nicht mehr überdeckte Ablagerung, über Würmgrundmoräne liegt und die leicht verschwemmte Fazies der Morbio-Würmmoräne darstellt.

Mindestens vor der letzten Würmvereisung sind auch die Schotter, welche in den beiden Kiesgruben N und S Masliànico zu sehen sind, abgelagert worden. Es handelt sich gleich wie bei Balerna um gut geschichtete Kalkgerölle, welchen in der N Grube in einer Höhe von 280 m Würmmoräne anliegt. Vielleicht ist in einer überlagernden Tasche sogar noch etwas Rißmoräne vorhanden.

Der epigenetische Breggialauf N Chiasso führt durch Schotter, die auf der italienischen Seite von Würmgrundmoräne, auf Schweizer Seite auch von der Vacallomoräne überlagert werden. Zusammen mit den Schottern in der alten Talung zwischen der Bianconerippe von S. Giorgio und Fontanella liegen sie auf dem Niveau der Balernaschotter und entsprechen diesen altersmäßig. Die Tiefe der Breggiarinne zwischen S. Simone und dem NW-Ende des M. Olimpino ist nicht bekannt. Zwei Bohrungen beim Zusammenfluß von Breggia und Faloppia wurden in 30 m Tiefe eingestellt, ohne daß das Anstehende erreicht worden wäre. Dieses erscheint hingegen bei der Brücke von Masliànico (Pt. 222) am rechten Ufer der Breggia und besitzt Spuren fluviatiler Überformung, die nicht durch den heutigen Flußlauf entstanden sein können. Das Anstehende zieht in der Verlängerung der erwähnten Brücke nach SW, bildet den SE-Rand der auf 280 m einsetzenden Schotterterrasse und erscheint wieder an der Landesgrenze. Auch auf der gegenüberliegenden Seite ist diese Schotterterrasse erhalten geblieben. Auf 280 m ü. M. wird sie von der Vacallomoräne überlagert; im Graben S Pt 360 (Vacallo) ist jedoch bis auf 280 m hinunter das Anstehende festzustellen.

C. SCHWELLE VON NOVAZZANO

Die terrassierte Schwelle von Novazzano mit den Ortschaften Brusata, Novazzano, Coldrerio trennt das Becken von Chiasso und die etwa 100 m höherliegende Alluvionsebene von Stabio. Aus dieser fließt die Roncaglia, letztes Überbleibsel einer ehemals bedeutenderen Verbindung zwischen den beiden tektonisch wohl zusammengehörenden Landschaften, durchs V. della Motta nach Chiasso. N dieses Baches besteht die Schwelle zur Hauptsache aus Flysch, unter anderem aufgeschlossen in den Gräben S Coldrerio und W Balerna, S davon aus Moränenmaterial, welches das durch die Roncaglia besonders gut aufgeschlossene, jedoch auch weiter S vorhandene (s. geol. Generalkarte der Schweiz) marine Pliozän überlagert und den Nagelfluhhügeln Pt. 533, Pt. 518 (W und E Bizzarone in Italien), M. Prato (NE Uggiate) anliegt. Dieses Moränenmaterial ist in verschiedenen Gräben bloßgelegt. Es handelt sich weniger um reine Moränen als um umgelagertes, verschwemmtes Moränenmaterial. Verschiedentlich, zum Beispiel im V. Grande auf der Höhe W Casate, sind Sandbänke zu sehen. Die Quartärbildungen auf dem SW Teil der Schwelle von Novazzano sind das Ergebnis der sich während der Eiszeiten in diesem Raum berührenden Moränen der von N und E aufeinanderstoßenden Gletscher. Da diese Vereinigung bald stärker bald schwächer war, wurde diese

Mittelmoräne mehrmals umgelagert. Beim Abschmelzen der Eiszungen kam es, da Moränen, anschließende Berge und Hügel und abschmelzendes Eis geschlossene Wannen bildeten, bei der Schwelle von Novazzano zu An- und Auflagerungen von Schottern, die wir auf Grund ihrer Schichtung und Zusammensetzung als fluvioglazial, im Becken von Chiasso am Ausgang des Muggiotales sogar als limnisch bezeichnen. Von den zahlreichen Kiesgruben seien erwähnt:

- Kiesgrube S Prella direkt an der Landesgrenze. Die Obergrenze des 30 m hohen Aufschlusses fällt mit einer auf 410 m ü. M. einsetzenden Terrasse zusammen.
- Neue Kiesgrube an der Roncaglia E Genestrerio. Großer Aufschluß mit interessanten Kleinstrukturen.

D. DIE ENDMORÄNEN VON STABIO

Im Dreieck Clivio–Gaggiolo–Stabio hat SENN (1924) zwei Endmoränenwälle und vom Museo Vela bei Ligornetto bis zum M. Oliveto (500 m N Rancate) eine Seitenmoräne, von der er annimmt, es handle sich um diejenige eines jüngsten Rückzugsstadiums, erkannt. Die verschiedenen Wallreste zeugen meines Erachtens von zwei oder drei Riß-Stirnmoränen und einer Würmmoräne.

Der innerste Rißwall ist gut erhalten und zieht von S. Pietro über Monticello (Pt. 439.0), wo durch Terrassierungsarbeiten für einen Weinberg ein großer Aufschluß entstanden ist, nach Monticello (Pt. 382). Den mittleren Wall bilden M. Albanascio, M. Astorio und die Hügel von Bella Cima. Der isolierte Hügel Pt. 385 W Gaggiolo ist zur Hälfte abgetragen worden, und es zeigte sich, daß er durchwegs aus Rißmoräne besteht. Zusammen mit Moränenresten zwischen Gaggiolo und Monticello (Pt. 423) ließe er sich, damit lägen die gleichen Verhältnisse vor wie im Faloppio, zu einem dritten Rißwall rekonstruieren. Auch die Seitenmoräne von Rancate ist, neue Aufschlüsse zeigen dies eindeutig, zur Hauptsache eine Rißablagerung. Einzig ihr SW-Ende stellt eine Würmanlagerung dar. Der Übergang zwischen diesen beiden verschiedenaltrigen Moränen ist am Fuße dieser Wallmoräne 300 m NNE Museo Vela festzustellen. Die Rancatemoräne bildet die Fortsetzung der Stirnmoräne von S. Pietro. Weitere Wallrekonstruktionen sind nicht mehr möglich. Der Hügel von Prella besteht aus Nagelfluh, gleich wie diejenigen von Bizzarone und S. Maffeo, auf deren N-Hängen sich keine Moränenreste befinden. Die Umgebung von Besazio ist durch die Tektonik von SW nach NE strukturiert und besitzt auf den einzelnen Erhebungen einen unbedeutenden, aus Riß- und Würmmaterial gebildeten Moränenüberzug.

SW von Clivio (Hügel Pt. 490) setzt eine Würmmoräne ein, welche nach NE zur Schweizer Grenze zieht und in den zur Hauptsache aus Mesozoikum bestehenden Hügel von Ör (Pt. 545) übergeht. Während der letzten Eiszeit waren die Übergänge von Lanzo d'Intelvi ins V. Mara (Moränenaufschlüsse an der Straße von Arogno nach Rovio S Pt. 575 und 529) und von Serpiano nach Meride (Bohrergebnis bei der Fabbr. di Olio. Moräne von S. Silvestro N Meride) eisüberströmt,

und die Moränen von Clivio und Corteglia sind die sichern Belege für das Haup stadium der maximalen Würmvereisung des Capolagogletschers. Daneben ist au vereinzelten frisch aussehenden Kristallinblöcken und gekritzten Kalken auf eine kurzen und morphologisch wirkungslosen Vorstoß bis in die Gegend von Saltri und zur Vereinigung mit dem Porto Ceresiogletscher zu schließen.

Es ließe sich auch die Auffassung vertreten, daß die Moräne von Clivio al Mittelmoräne zwischen dem Eis von Serpiano–Meride und demjenigen von Stabi entstanden ist.

Die jüngste Rückzugsmoräne im Mendrisiotto quert das Tal des Laveggi S Capolago und ist unter anderem auf der E-Seite der Kantonsstraße bei Segom zu sehen.

E. FALOPPIO

SAIBENE (1950) stellte im Faloppiogebiet die folgenden fünf in die Nagelfluhhüge von Bizzarone/Uggiate und die Ausläufer des Sasso di Cavallasca eingespannten halb kreisförmigen Moränenbogen fest:

Moräne von Casanova–Albiolo–Olgiate Comasco
Lanza–Pt. 399 (N Olgiate Comasco)
Uggiate–Gironico al Piano
Trévano–Camnago

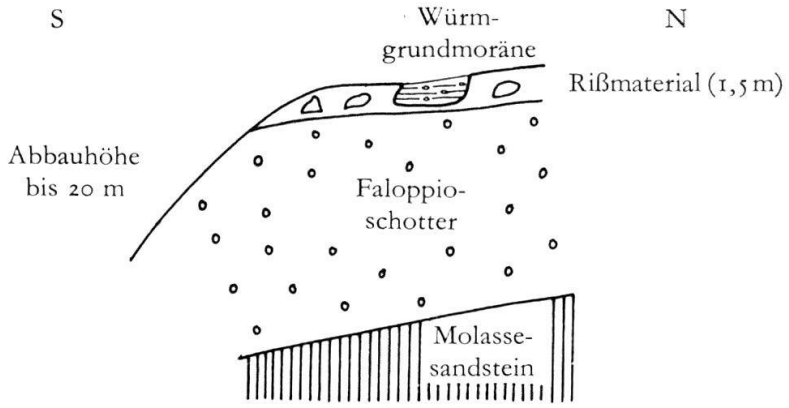
Als älteste Ablagerungen bezeichnet SAIBENE die oligo-miozäne Molasse un fluvioglaziale Schotter, die Ceppo s.s., also Ablagerungen des Günz-Mindel Interglazials darstellen sollen. Die Moränen selbst sind in der Würmzeit entstanden Sie sind aber, immer nach SAIBENE, nicht Zeugen der größten Eisausdehnung diese Zeit, denn Würmmaterial liegt noch auf den Wällen von Solbiate–Comasco un Binago, die ihrerseits der Rißzeit zugerechnet werden.

Die Ergebnisse meiner Untersuchungen stimmen mit denjenigen von SAIBEN nur teilweise überein. Die Moränen von Albiolo, Lanza und Uggiate existieren al solche. Der zuletzt genannte Wall ist besonders gut erhalten, lehnt sich bei Uggiat an den M. Prato, bei Parè an den P. Bruciato und trennt das von der Lura nach S entwässerte äußere Faloppiogebiet von dem durch die Faloppia entwässerten inne ren. Einblick in Zusammensetzung und Verwitterungsgrad aller drei Moräne geben verschiedentlich Wegeinschnitte und Baugruben. Dabei zeigt sich, daß dies Moränen altersmäßig den Wällen von Stabio gleichzusetzen sind und ebenfall Rißablagerungen darstellen. Die «Moränen» von Gaggino und Trévano steller Erosionsformen dar, Relikte einer durch Wasserkräfte reliefierten Schotterebene Dies beweisen gute Aufschlüsse, die zum Teil erst in jüngster Zeit entstanden sind Unter anderem seien erwähnt:

- Neue Zufahrtstraße ab Gaggino (N-Ausgang) zur Kiesgrube an der Faloppia.
- Kiesgrube an einem Seitenbach der Faloppia S des Friedhofes von Gaggino.

Besonders deutlich ist die modellierende Wirkung der zuerst nach N und dann nach S fließenden Faloppia zwischen Gaggino und Trévano.

In der Kiesgrube von Trévano (Koord. 719580/075600) und im Graben E von ihr ist das in Figur 5 dargestellte Profil zu sehen: Schotter liegen auf Molassesandstein und werden von einer 1,5 m mächtigen Schicht Rißmaterial (s. S. 39) bedeckt, welches seinerseits von einem durch Würmgrundmoräne ausgefüllten Graben durchzogen wird. SAIBENE (1950) erwähnt, daß die oligo-miozäne Unterlage dieser Schotter auch bei der Mühle Bottia (SW Drezzo) und an der Faloppia S Trévano aufgeschlossen ist.



Figur 5. Schematische Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse in der Kiesgrube von Trévano (Faloppio).

Die Faloppioschotter entsprechen wohl altersmäßig den Deltaschottern von Balerna, bestehen aber im Gegensatz zu diesen aus kristallinreichem Moränenmaterial und sind demzufolge stärker verwittert. Sie bilden eine nach NE geneigte Schotterebene, welche als Terrasse in Resten erhalten geblieben ist und die Ortschaften Camnago (367 m), Gaggino (376 m), Trévano (360 m) trägt; ob sie an den Wall von Uggiate–Parè anschließt oder unter den Faloppiomoränen durchzieht, können wir vorläufig nicht beantworten. E Ronago, diese Ortschaft liegt auf einer Verflachung in der Nagelfluh, bilden die Faloppioschotter die Terrasse von Roncaccio, welcher frisch aussehende, der letzten Eiszeit zuzuordnende Schotter und Sande ohne Rißbedeckung angelagert sind.

Im Faloppio befindet sich der einzige spärliche Rest einer Wallmoräne der letzten Eiszeit bei den Häusern von Merlina (Pt. 360) und zieht hier W der Straße nach N bis zum Graben, an welchem der Friedhof von Ronago liegt. Unmittelbar W dieser Moräne und beidseits des Grabens liegen Reste einer Rißmoräne. Die Würmgrundmoräne über dem S-Teil der Schotter in der Kiesgrube bei Parè (721300/074250), der N-Teil wird von gelben, als Ausschwemmung aus der Nagelfluh zu deutenden Sanden bedeckt, weist zusammen mit dem analogen Vorkommen bei Trévano auf einen bis mindestens an den Rißwall von Uggiate–Parè vorstoßenden Gletscher der letzten Eiszeit.

Zusammenstellung einiger Moränen- und Schotteraufschlüsse

Koordinatenangaben nach LK 1:25000 Mendrisio (Blatt 1373) und LK 1:50000 Chiasso (Blatt 296).

Ceppo		*Faloppioschotter*	
722830/079910/440	Morbio Sup.	719580/075600/320	Trévano
		719500/073650/350	Camnago
Würmmoränen		*Deltaschotter der Breggia*	
723360/080300/560	Morbio Sup.	722430/078650/280	S. Lucia
719300/083880/290	Capolago	721810/079000/340	Balerna
715270/079800/465	Clivio		
719760/076470/365	Ronago		
724200/079470/620	Sagno		
Rißmoränen		*Ferretto (= Mindel)*	
715750/079160/420	Monticello	714500/067850/360	Venegono Sup.
722260/079500/280	Molini	710000/072000/370	Bizzòzero } vgl. Textangaben
720500/080700/410	Mendrisio	714730/080700/460	Viggiù } vgl. Textangaben
720870/082300/550	Somazzo		

3. DAS FLUSSNETZ

A. ALLGEMEINES

Das gesamte Luganerseegebiet betrachtend, schreibt ANNAHEIM (1936 a): «Anordnung von Berg und Tal sind heute im großen unabhängig vom Bau des Gebirges» (zit. S. 12). – «Wunderbar klar sind im Westen des Luganersees die Zusammenhänge zwischen Falten- und Bruchverlauf einerseits und Talbildung anderseits» (zit. S. 434), lautet demgegenüber die Aussage von CADISCH (1953).

Detailuntersuchungen sollen zeigen, welche der beiden Feststellungen im Muggiotal gültig ist. Nachdem in einem vorangegangenen Kapitel die großen tektonischen Linien des Mendrisiotto dargelegt worden sind, wird jetzt untersucht, ob zwischen ihnen und der Anlage des Flußnetzes im Einzugsgebiet der Breggia Zusammenhänge bestehen, ob sich irgendwelche kleintektonische Erscheinungen bemerkbar machen, oder ob wir sagen müssen, das heutige Flußnetz repräsentiere ein übertieftes Entwässerungssystem, welches sich nach den ursprünglichen Gefällsverhältnissen auf den zuerst aus der Thetys gepreßten Sedimenten orientierte.

Die Quellen der Breggia liegen 2 km N des M. Generoso auf 1300 m ü. M. In vielfach gewundenem Lauf fließt sie bis Balerna generell nach S, dann nach einem markanten Richtungswechsel gegen E und bei Cernobbio in den Comersee. Das Längsprofil zeigt den für Alpenflüsse typischen Wechsel zwischen die Fließgeschwindigkeit mindernden Steilen und Flachstrecken mit Tendenz zu Aufschotterung. Diese ist oberhalb des Bergsturzes von Erbonne (Abb. 6) bedeutend, oberhalb der Stufen von Muggio und Motto (W Cabbio) erwähnenswert. Im Gegensatz

zu allen andern Nebentälern ist der Talboden der Vallaccia auf seiner ganzen Länge schuttreich. Das von seitlichen Rutschungen herrührende Material bewirkte zusammen mit der vorübergehenden Stauwirkung wegen des Bergsturzes von Scudellate, der zudem gegen den Anfang einer Breggiasteile niederging, eine Aufschotterung, die von der Straßenbrücke Pt. 725 bis in die Vallaccia hinaufreicht und das Anstehende verdeckt. Weitere Stufen im Laufe der Breggia befinden sich W Pt. 728 (S Rondagno), bei der Mühle 600 m NNW Muggio. Diese als «Stufen» bezeichneten Formen werden von steilen bis senkrechten Felswänden gebildet; ihre größte Höhe von 20 m erreichen diese in den Nebentälern, zum Beispiel W der Häuser von Crotta im V. della Crotta und bei Tur dell'Alpe W Muggio (724000/084650). Diese markanten Stufen zeigen im Gegensatz zu den später zu erwähnenden immer tektonisch ungestörte Schichten und meistens ein Fließen der Bäche über leicht geneigte Schichtflächen. Eine auffallende Ausnahme bildet die Stufe von Dosso dei Crotti. Hier fallen die Schichten am Anfang der Stufe senkrecht und streichen in der Fließrichtung der Breggia. Steilstrecken mit mehreren kleinen Stufen befinden sich zwischen V. Erba Fredda und V. Squadrina, zwischen Erbonne und der Vallacciamündung. Schluchten entstanden bei Càmpora sowie am Ausgang des Muggiotales S Morbio Sup.

Das Flußnetz kann bei niedrigem Wasserstand fast ausnahmslos abgeschritten werden und gewährt wegen der starken Eintiefung und unbedeutenden Schuttführung einen guten Einblick in die kleintektonischen Verhältnisse.

B. ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE

Unsere Untersuchungen haben ergeben, daß über weite Strecken ein Zusammenfallen der Flußläufe und Talanlagen mit tektonisch vorgezeichneten Linien festgestellt werden kann. Es bestehen jedoch keine Anhaltspunkte für die Annahme, daß der Breggialauf von allem Anfang an durch ein und dieselbe tiefgreifende Strukturform bedingt war. Mit zunehmender Übertiefung folgten die Gewässer immer neuen tektonischen Linien, so daß das Flußnetz in seiner heutigen Anlage auch Ausdruck einer vielschichtigen Kleintektonik ist. Daneben spielten auch großräumige morphogenetische Vorgänge eine Rolle. Zu diesen gehören die diluvialen Vereisungen sowie pliozäne Murgänge, die im südlichsten Teil des Muggiotales Flußverlegungen bewirkten. Das Schichtfallen bleibt weitgehend ohne direkten Einfluß auf die Entwässerungsrichtung. Zahlreiche Bäche fließen nie oder nur auf ganz kurzen Strecken im Schichtfallen; so zum Beispiel die W Zuflüsse der Breggia zwischen Càmpora und Casima und oberhalb Erbonne, der vom Bisbino der Schweizer Grenze nach ins V. della Crotta führende Bach oder derjenige im V. Luasca. Die Breggia selbst fließt auf der 13 km betragenden Strecke von der Quelle bis zur Brücke Castel S. Pietro–Morbio Sup. während 2,5 km im Schichtfallen.

C. DIE ABHÄNGIGKEIT DES HEUTIGEN FLUSSNETZES VON DER KLEINTEKTONIK

Unter Kleintektonik seien Erscheinungen wie Faltung, Überschiebung und Klüftung, deren Ausklingen bereits an Ort und Stelle beobachtet werden kann oder deren Auftreten und Auswirkung auf alle Fälle sehr begrenzt bleibt, verstanden.

Faltung

In dem von mir untersuchten Gebiet gibt es zwei Zonen, in denen kleintektonische Falten besonders häufig sind:

- Gegend zwischen Muggio und Càmpora; dazu V. della Crotta samt seinen Nebentälern.
- Gegend zwischen V. di Erbonne und Graben S V. Erba Fredda.

In der zuerst erwähnten Zone sind diese Faltenhäufungen unterhalb 700–800 m konzentriert. Die Krümmungsradien der Falten sind gering. So konnte ich zum Beispiel, dem Bachbett der V. Cugnolo folgend, zwischen 650–710 m ü. M. auf einer D_{top} von knapp 700 m 9 Antiklinalen feststellen; davon fällt ein dreimaliger Wechsel Synklinale/Antiklinale auf eine D_{top} von ca. 120 m. Die morphologische Wirkung solcher Falten ist unbedeutend. Ihr Studium erweckt aber trotzdem Verständnis für die wechselvolle Abhängigkeit der Morphologie von der Tektonik.

Die zweite Zone unterscheidet sich in doppelter Beziehung von der ersten:

- Sie liegt etwa zwischen 1000 und 1200 m ü. M., also in einer Höhe, wo im übrigen Teil des Untersuchungsgebietes keine Faltenhäufungen mehr vorhanden sind.
- Die Größe der Falten gestattet nur bedingt, hier von Kleintektonik zu sprechen. Die morphologische Wirkung dieser Falten ist bedeutend, auf sie geht die Anlage ganzer Nebentäler zurück.

Die folgende Zusammenstellung zeigt, daß die Kleinfalten zwei verschiedenen Systemen zugeordnet werden können.

Anzahl Messungen	Streuung	Mittlere Achsenrichtung	Bezeichnung
61	N60°W–N100°W	N75°W	Generososystem
27	N30°E–N60°E	N46°E	Muggiosystem

Vereinzelte Messungen ergaben Richtungen von ungefähr N20°E, N70°E und N40°W.

In den wenigen Fällen, wo die Achsenebenen geneigt sind, dominiert Südvergenz. Beispiele: Straße Cabbio–Gaggio auf 780 m, Straße Erbonne–A. di Cerano auf 960 m und ca. 1400 m W der Wasserscheide.

Das Muggiosystem fällt zeitweilig mit der Richtung des Haupttales zusammen. Das Generososystem wird so benannt, weil es im untersten Teil der italienischen

Ostflanke des Generoso am deutlichsten in Erscheinung tritt. Im gesamten Untersuchungsgebiet dominiert dieses Faltensystem. Seine Achsen fallem im allgemeinen mit schwacher Neigung nach WNW; es wurden allerdings auch Neigungswinkel von 20° und, bei der Einmündung der V. del Guasto (S Casima), sogar von 30° gemessen. Einzig bei Càmpora wurde an zwei Stellen ein Achsenfallen nach ESE festgestellt. Die N Faltenzone liegt vollständig, die S Zone nur mit ihrem N-Teil innerhalb FRAUENFELDERS «Faltengürtel des M. Generoso», für den der Autor EW-Richtung angibt. E–W bis NW–SE gerichtete Falten sind nach KUHN und VONDERSCHMITT (1953) im hangenden Teil der Generosoüberschiebung vorhanden, SW–NE-Falten im Gebiet S der Überschiebungsstirne. Diese NE-Großfalten wären demnach älter als die Überschiebung. Die Faltenzone Muggio–Càmpora kann als Auswirkung dieser Überschiebung oder als disharmonische Faltung innerhalb der Randflexur aufgefaßt werden. Letzteres erscheint wegen der Höhenlage dieser Faltenzone wahrscheinlicher. Zudem dürfte die Stauchungszone S der Stirnpartie der Generosoüberschiebung nur bis Muggio reichen. Generoso- und Muggiosystem kommen sowohl in südlich tiefgelegenen als auch in nördlich hochgelegenen Gebieten vor. Ein Beispiel für den ersten Fall finden wir am Zusammenfluß von Breggia und Breggia della Crotta. Es muß aber darauf hingewiesen werden, daß die im Flußbett festzustellenden Falten in den zu beiden Seiten der Bäche fast senkrecht aufsteigenden Felswänden nicht mehr zu erkennen sind. Im Graben W A. Squadrina auf 1290 m ü. M. sind Muggio- und Generososystem durch je eine Antiklinale vertreten; diejenige des Generososystems überschreitet allerdings die angegebene Streuung und verläuft von NW nach SE.

Das Übereinstimmen der Achsenrichtungen groß- und kleintektonischer Falten läßt auf gemeinsame Entstehungsursache schließen. Das erwähnte örtlich verschiedene Auftreten der beiden Systemrichtungen, das Fehlen des sichern Nachweises eines das Muggiotal querenden Überschiebungsausbisses und irgendwelcher oberflächenmorphologischer Hinweise sind jedoch keine Beweise gegen das Vorhandensein der besprochenen Generosoüberschiebung. Für eine solche sprechen jedoch auch in NS-Richtung erfolgte Überschiebungen und Südvergenzen kleintektonischer Falten.

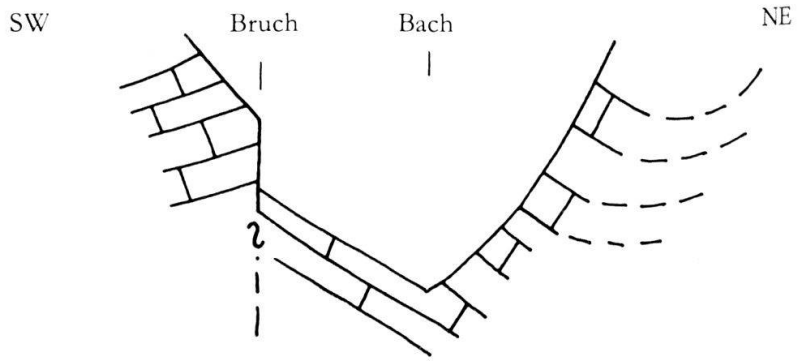
Die in unserm Gebiet vorhandene Abnahme der Faltenzahl mit zunehmender Höhe und die gleichzeitige Zunahme der Faltengröße kann die natürliche Folge der Faltung der mächtigen homogenen Liasschichten sein. Ein durch disharmonische Faltung bedingtes Ausklingen zeigen viele kleintektonische Falten aber auch die von CONCONI (1959), der in seiner Arbeit kurz auf den Faltenbau des S Muggiotales hinweist, beobachtete Falte von «Monte–Caneggio». Der Scheitel einer NW–SE-Antiklinale ist im Mäander der Breggia SE von Monte aufgeschlossen. Anzeichen einer solchen Falte sind aber auf der Caneggioseite, im Gegensatz zur Monteseite, wo infolge lokaler Überschiebungen die Zusammenhänge allerdings nicht ganz eindeutig sind, bereits auf Straßenhöhe nicht mehr feststellbar.

Die Häufung der Kleinfalten in größerer Tiefe wird eventuell auch durch Überschiebungen bewirkt. Es handelt sich im Prinzip um wellenähnliche Erscheinungen, wie sie beispielsweise ein Streichen von Luft über Wasser oder Übereinandergleiten verschiedener Luftschichten auch bewirken können. Der deutliche, den Eindruck einer Reliefüberschiebung erweckende Unterschied zwischen gefaltetem Unterbau und ruhiger verlaufendem Oberbau auf dem Niveau der Breggia bei Craôl (SE Monte) ist so zu erklären. Es liegt allerdings keine zusammenhängende Überschiebung vor, jedoch lassen sich verschiedene kleinere nach S bis SW einfallende Überschiebungsflächen feststellen.

Morphologische Wirkung der Kleinfalten

Die Bäche der V. di Erbonne, der V. Squadrina und der zwischen dieser und der V. Erba Fredda fließende Bach besitzen auffallend parallele Abflußrunsen. Eine gewisse, wohl kluftbedingte Parallelität besteht auch im Einzugsgebiet. Für die Anlage der V. Squadrina können wir eine direkte Abhängigkeit vom Faltenbau nachweisen. Gleiches dürfte für die V. di Erbonne gelten, und es bestehen Anhaltspunkte, daß der erwähnte Graben zwischen V. Squadrina und V. Erba Fredda ebenfalls faltenbedingt ist. Synklinalbedingt ist die Runse, welche 100 m N dieses namenlosen Grabens nach E hinaufzieht.

In der V. Squadrina gilt auf 1080 m das folgende schematische Profil:



Figur 6. Schematisches Profil durch V. Squadrina auf 1080 m ü. M.

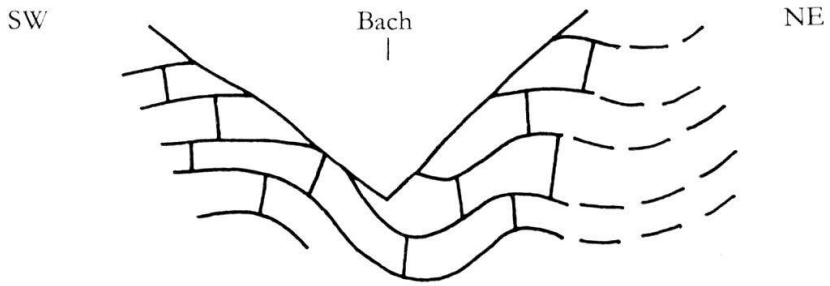
Das Tal ist durch einen infolge starker Zusammenstauchung hervorgerufenen Scheitelbruch entstanden. Es fällt auf, daß der Bach nicht der mutmaßlichen Bruchrichtung folgt, sondern auf der Schichtfläche nach NE abgeglitten ist. Der Bruch verläuft am Fuß der in der Karte eingezeichneten Felswand und gehört zum WNW-Kluftsystem, die Falte zum Generososystem[1]. Die Richtigkeit dieser Deutung wird durch eine Beobachtung auf 1210 m bewiesen. Hier findet sich nämlich der Übergang von der Bruch- zur Faltentektonik (Fig. 7).

Ab 1320 m verengert sich der Richtung M. Generoso weisende Haupteinzugsgraben der V. Squadrina. Die Faltentektonik hört auf, das für dieses Gebiet nor-

[1] Auch längs der Luganer Hauptverwerfung hat der Fluß die eigentliche Bruchlinie verlassen. Hier spielten aber petrographische Unterschiede eine Rolle. Die permischen Eruptiva sind offenbar gegenüber dem Lias erosionsanfälliger.

male SW-Fallen setzt ein. Die gleiche Verengung des Grabens mit aufhörender Verfaltung ist auch auf der Höhe von Uggine feststellbar und zeigt die verminderte Erosionsanfälligkeit bei abnehmender tektonischer Beanspruchung. Die Squadrinastörung läßt sich nach E weiterverfolgen. Der Graben N Erbonne zeigt die gleichen tektonischen Verhältnisse wie V. Squadrina und verdankt seine Entstehung derselben Synklinale (Abb. 2).

In der V. di Erbonne liegen die gleichen tektonischen Gegebenheiten vor, wenn auch nicht so offensichtlich wie im eben erwähnten Beispiel. Die Karte gibt die, analog V. Squadrina, auf der rechten Bachseite vorhandene Felswand nicht wieder. Der entlang dem Weg von Erbonne nach A. di Cerano feststellbare wiederholte Wechsel zwischen SW- und ± NE-Fallen kann als östlichste Auswirkung dieser Falte aufgefaßt werden. Wahrscheinlicher handelt es sich aber nur um oberflächliche Verstellungen durch Rutschungen.



Figur 7. Schematisches Profil durch V. Squadrina auf 1210 m ü. M.

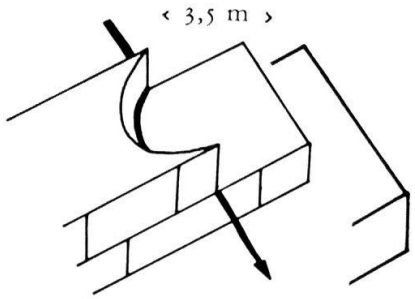
Daß der Graben N V. Squadrina ebenfalls faltenbedingt sein dürfte, geht daraus hervor, daß an zwei Stellen (auf 1090 u. 1270 m) die der Figur 7 entsprechenden Verhältnisse vorgefunden werden konnten, sogar mit einer noch deutlicheren Ausbildung der Synklinale, und daß in der S des Grabens gelegenen Felswand auf 1250 m ein Schichtfallen von 30° gegen SW gemessen wurde.

Der schwach ausgebildete Graben, der N von Carnaa (NW Caneggio) zur Breggia hinunterführt, sowie andere für das Landschaftsbild unbedeutende Zuflüsse im italienischen Teil der Breggia, sind primär durch eine Synklinale bedingt, verlassen diese jedoch öfters auf längeren Strecken. Im folgenden werden einige, teilweise auch auf Verfaltung beruhende Gegebenheiten, die einen Bach aus seiner bisherigen Richtung zwingen können, besprochen.

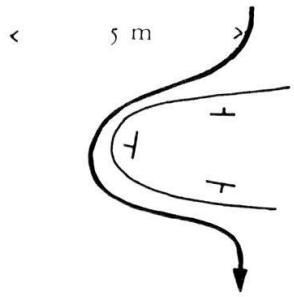
a) Auf der S-Seite des Carnaamäanders (NE Càmpora) folgt die Breggia, wie das auch bei andern Bächen festgestellt werden kann, einem Antiklinalbruch.

b) In der V. Cugnolo ist auf 710 m festzustellen, daß ein Mäander durch eine den Bach querende Antiklinale hervorgerufen wird. Die Ablenkung erfolgt in der Richtung des Axialgefälles (Fig. 9).

c) Ein ähnlicher Kleinmäander kann auch (V. Luasca, 710 m) durch das Schichtfallen und örtlich begrenzte vergrößerte Erosionsanfälligkeit bedingt sein. Dieses Beispiel zeigt, wie der Fluß erwartungsgemäß die Tendenz hat, im Schichtfallen zu fließen. Wo dies nicht der Fall ist, haben zusätzliche tektonische Einflüsse gewirkt.

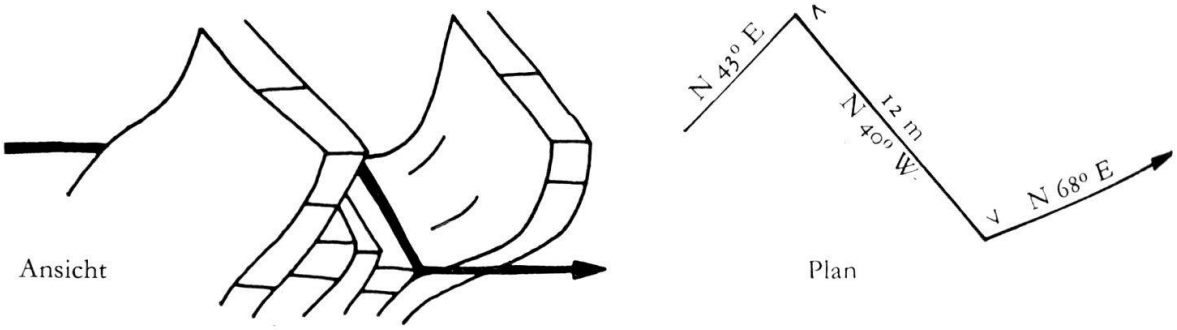


Figur 8. Schichtfallen bedingt Kleinmäander.



Figur 9. Antiklinale bedingt Kleinmäander.

d) Ein Bach kann wegen Vergrößerung des Schichtfallens seine Hauptfließrichtung vorübergehend verlassen. Die Versteilung hat das Gestein gegenüber der erosiven Wirkung des Wassers relativ anfällig gemacht und ihm den Weg gewiesen.

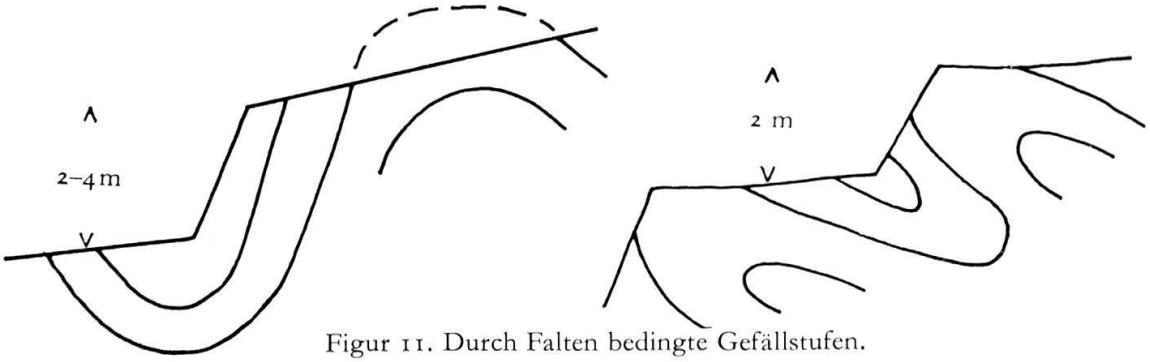


Figur 10. Vergrößerung des Schichtfallens ändert vorübergehend die Fließrichtung eines Baches (V. dei Pascoli, 610 m ü. M.).

Faltenbau kann auch Gefällstufen hervorrufen. Bei der erwähnten Faltenkonzentration in der V. Cugnolo kommt es mehrmals vor, daß die Schichten von einer Synklinale zur unmittelbar folgenden Antiklinale beinahe senkrecht aufsteigen und eine Gefällstufe bedingen.

Gefällstufen, die durch Falten mit geneigten Achsenebenen hervorgerufen werden, fand ich einzig beim Aufstieg aus dem V. Luasca nach Bonello auf ca. 960 m.

Eine großtektonische Falte ist im V. della Crotta mindestens von Crotta an bis nach Brughee feststellbar und biegt hier nach BERNOULLI (1964) Richtung SW ins Muggiosystem um. Der Scheitel dieser Antiklinale liegt auf der S-Seite des Tales. Eventuell besteht ein Zusammenhang zwischen der primären Talanlage und dieser



Figur 11. Durch Falten bedingte Gefällstufen.

Falte, deren Schenkel ihrerseits in der Richtung des hier dominierenden Muggio- aber auch des Generososystems verfaltet sind. Übergänge zwischen den beiden Systemen sind zum Beispiel W der Mündung des Baches von Uggine vorhanden. Diese Sekundärfalten sind für das heutige Flußnetz oftmals richtungweisend (Abb. 3). Auf der Höhe von Orsera und Sorima fließt die Breggia della Crotta im Scheitel von Sekundärantiklinalen. Diesen folgt der Fluß jeweils nur auf kurzen Strecken, in den erwähnten Fällen während 40 bzw. 60 m; dann flachen die Antiklinalen aus oder streichen in den Talhang, der Fluß fließt im N-Schenkel der Antiklinale weiter. Durch einen solchen Wechsel des Fließens vom Scheitel in den Schenkel mit gleichzeitigem Abgleiten nach N ist der markante Richtungswechsel 130 m NE des Gehöftes von Crotta entstanden. Als Ursachen derartiger Wechsel kommen in erster Linie kleine Rutschungen in Frage, die den Fluß aus seiner bisherigen Richtung zwingen.

Überschiebungen[1]

Zahlreiche Einzelbeobachtungen bestätigen die unter anderem von STAUB (1949) geäußerte Auffassung, daß die Kalkmasse des Generoso einen sehr komplexen Bau besitzt. FRAUENFELDER (1916) nimmt an, das geht aus seiner Tafel der «Sedimentationsverhältnisse im Gebiete der Tessiner Kalkalpen» hervor, daß ursprünglich eine etwa 1000 m mächtige Liasschicht sedimentiert wurde. Die Differenz zu der heutigen Mächtigkeit bis zu 1500 m muß als Folge von Faltung und Überschiebung zu Schuppenbau erklärt werden. Es ist nicht gelungen, die an verschiedenen Orten festgestellten Überschiebungen in einen Zusammenhang zu bringen, der das ganze Untersuchungsgebiet durchziehende Störungen erkennen ließe.

Eine bedeutende Überschiebungszone liegt S der Breggia della Crotta. Zwischen Caneggio und Bruzella hat die Erosion der Breggia verschiedene kleintektonische Überschiebungen aufgeschlossen (Abb. 4, 5), die durch Gebiete ohne zusätzliche tektonische Beanspruchung voneinander getrennt sind. 100 m N der Epigenese von Scarp fällt eine Scherfläche mit schwacher Neigung nach S unter das Niveau der Breggia. BERNOULLI (1964) hat erkannt, daß eine ganze Reihe von Falten und überschiebungsähnlichen Erscheinungen als synsedimentär zu bezeichnen sind. Als solche faßt er zum Beispiel die nördliche Fortsetzung der auf Figur 12 dargestellten tektonischen Störung N Caneggio auf.

Die Überschiebungen

- an der Straße 130 m N des letzten Hauses von Caneggio (Fig. 12),
- im Carnaamäander (Abb. 4),
- am Ufer der Breggia auf der Höhe von S. Antonio (S Caneggio), die südlichste Überschiebung im Muggiotal,
- im V. della Crotta, hauptsächlich diejenige bei Koordinate 727500/083250, gehören zu dieser Zone.

[1] Vgl. dazu die Angaben über die Generosoüberschiebung im Kapitel I, 2 und zu Beginn dieses Kapitels.

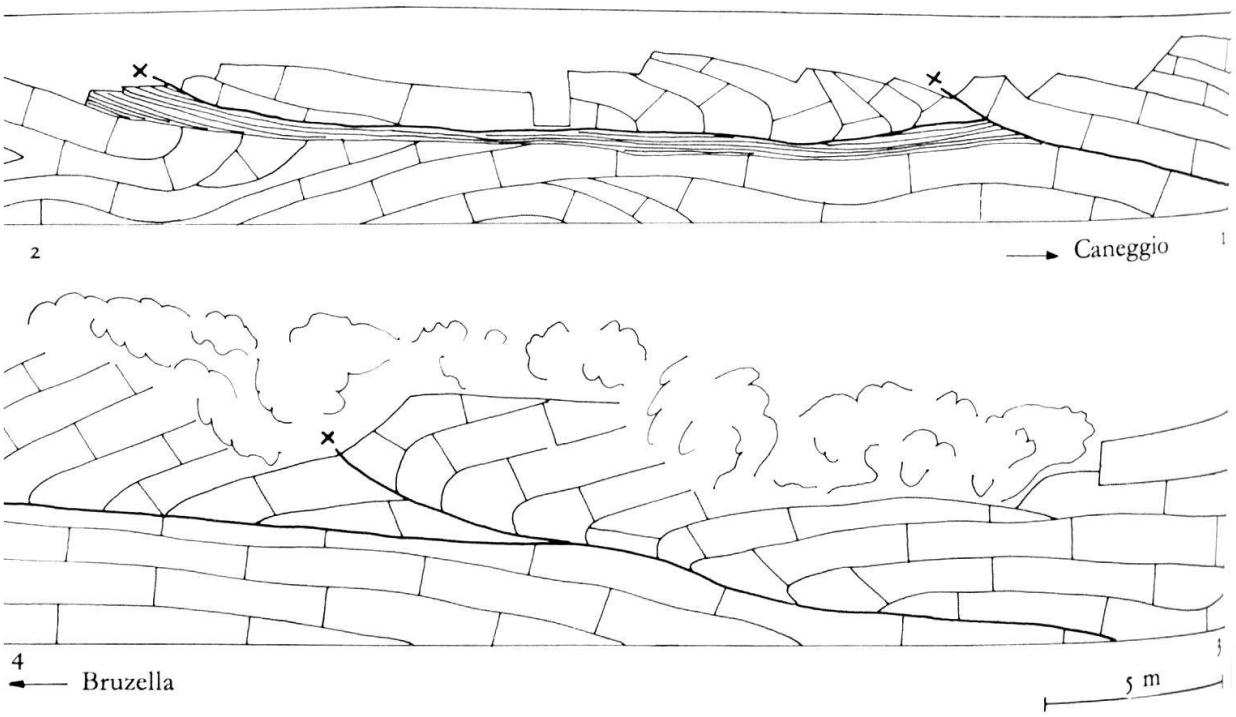
Kleintektonische Überschiebungen wurden bis auf eine Höhe von 720 m festgestellt, sind aber besonders zahlreich unterhalb 600 m ü. M. Aus den Schleppungserscheinungen kann gefolgert werden, daß die Bewegungen vorwiegend in der NS-Richtung, vermutlich von N nach S, erfolgten. Eine morphologische Wirkung der Überschiebungen ist nicht nachweisbar.

Klüftung

Einen geschichtlichen Abriß über die Auffassung der morphologischen Bedeutung der Klüfte gibt BINGGELI (1961). Er zeigt, daß in neueren Arbeiten vermehrt auf die Strukturabhängigkeit des gesamten morphologischen Formenschatzes, aber auch auf die Möglichkeit quartären Entstehungsalters von Brüchen hingewiesen wird. Diese können an präexistente Systeme gebunden sein, die zum Beispiel als Folge isostatischer Ausgleichsbewegungen reaktiviert worden sind.

Im Muggiotal sind der Untersuchung über Zusammenhänge zwischen Klüftung und Talanlage gewisse Grenzen gesetzt. Aus bereits Gesagtem geht hervor, daß nicht Bruch- sondern Faltentektonik unser Gebiet beherrscht; dieses ist zudem über weite Strecken von jüngsten Bildungen bedeckt. Bedeutende, weithin durchziehende Klüfte konnten weder durch Feldbegehungen noch durch Studium von Luftaufnahmen erkannt werden. Auf ein statistisches Erfassen der zahllosen feinen und feinsten Spalten wurde verzichtet. Zahlenmäßig bescheidene Messungen haben aber Gesetzmäßigkeiten und Abhängigkeiten gezeigt, die eine Diskussion rechtfertigen.

Die graphische Aufzeichnung von 130 Kluftmessungen hat mit aller Deutlichkeit vier Spitzen erkennen lassen, deren Ausmittlung die folgenden Werte ergab:



Figur 12. Überschiebung von Caneggio.

Systembezeichnung	Mittleres Streichen
WNW	N77°W
NW	N47°W
NNE	N28°E
NE	N56°E

Das fast vollständige Fehlen von extremen Zwischenwerten und mehrere nachträgliche Bestätigungsmessungen zeigen, daß es sich um Kluftsysteme handelt.

In dem auf Figur 13 wiedergegebenen Abschnitt des Breggialaufes ist im Gelände direkte Abhängigkeit der Bachrichtung von der Klüftung festzustellen. Die zu beiden Seiten der Breggia steil aufsteigenden Felswände machen in der Natur die brüsken Richtungswechsel augenfällig. Den schmalen «Talboden», dieser existiert im «Abschnitt Nord» überhaupt nicht mehr, bildet eine Schichtfläche, die mit etwa 20° nach SW einfällt, den Bach entsprechend abdrängt, so daß durch einseitige Erosionswirkung die ursprüngliche Bindung der rechten Talseite an Klüfte etwas verwischt wird. Auf der linken Talseite lassen unbedeutende Rutschungen zeitweise den Verlauf des Anstehenden nicht mehr genau erkennen.

Figur 14 zeigt, daß die mittlere Richtung des NNE-Systems ziemlich genau mit dem Verlauf der Epigeneseschluchten von Ponte und Caneggio, welche zudem in einer Linie liegen, übereinstimmt. Dieselbe Linie fällt auch mit der mittleren Flußrichtung zwischen Cabbio und Balerna zusammen und zielt mit ihrer SSW Fortsetzung auf die Pforte zwischen Seseglio und Ronago. Eine Abhängigkeit zwischen einem vielfach unterbrochenen, noch in junger Zeit wirksamen Bruch und der Talanlage muß angenommen werden.

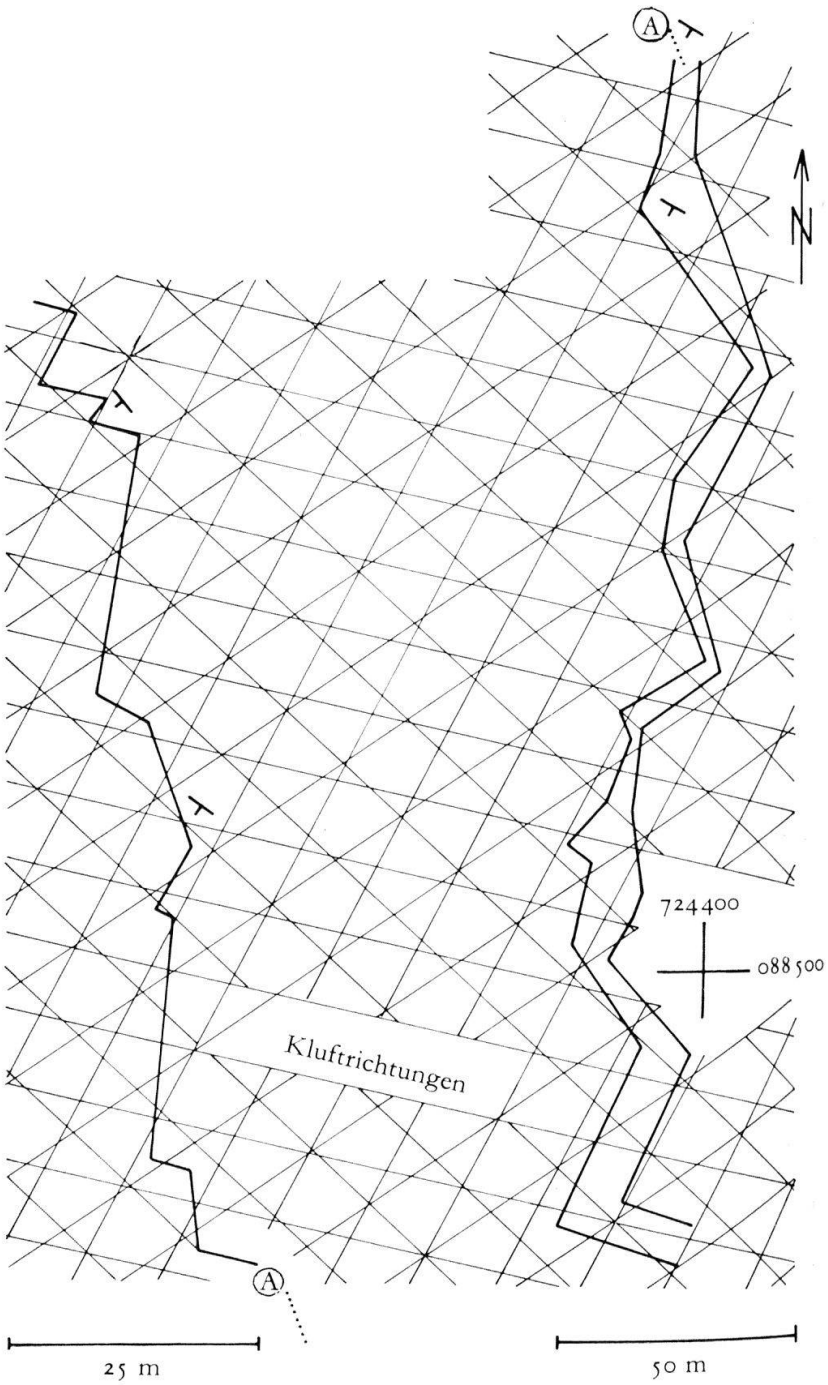
Die Epigenese von Scarp steht in Beziehung zum NW-System.

Der Treppenbau in Bachbett bei Pt. 722 (Landesgrenze NE M. Bisbino) ist durch die Wirkung der Klüftung zu erklären. Die Schichten fallen entgegen der Fließrichtung nach N170°W und bilden bis zu 8 m hohe Stufen, deren Vorderkanten in Streichrichtung liegen und durch das WNW-System vorgezeichnet sind.

Die Richtung des WNW-Kluftsystems stimmt mit derjenigen des Generosofaltensystems praktisch überein. Muggio- und NE-System differieren um 10°. Die Feststellung, daß Bruchbildung von Faltenbau abhängig sein kann, wird somit durch Messungen bestätigt, die Tatsache, daß sich Brüche, zum Beispiel im Graben S Càmpora, manchmal nur bis zu einer bestimmten Tiefe verfolgen lassen, teilweise gedeutet: Brüche entstehen unter anderem in spannungsreichen Zonen über Falten.

Angeregt durch die Ähnlichkeiten im Verlauf des Comer-, Luganer- und Langensees, Parallelität NE und S der Seeumbiegungen bei Argegno, Lugano und Brissago usw., denen gemeinsame Ursachen zugrunde liegen müssen, untersuchte ich ver-

Figur 13. Plan eines Abschnittes des Breggialaufes zwischen V. Squadrina und V. Erba Fredda.



Abschnitt Nord

schiedene geologische Arbeiten über die Südalpen zwischen Lago Maggiore und Generoso im Hinblick auf eine Deutung der Klüftungserscheinungen; als Hinweis auf deren Alter interessierten besonders Angaben, die das Grundgebirge und die vulkanischen Erscheinungen betreffen.

Die Luganer Eruptivmassen sind nach STAUB (1949) an einem großen «Längsbruchsystem», nach CADISCH (1953) an «SW–NE-Strukturen», die letzte Förderung erfolgte aus einer Spalte Brinzio–Figino–Ferrera, emporgedrungen. Beide Autoren

nehmen präexistente, das herzynische Grundgebirge durchsetzende Schwächezonen an, die dem Magma seinen Weg vorzeichneten. BURFORD (1951) weist allgemein auf die NNE-Strukturierung der Zone von Lugano, die etwa dem Einzugsgebiet des Cassarate entspricht, hin. Die Vertikalverstellungen E der NS-gerichteten «Luganer Hauptverwerfung», diese selbst und ihre Parallele am untern Langensee sind im Abschnitt über die Geologie erwähnt worden. VAN HOUTEN (1929) vermutet einen «Lago Maggiore-Bruch», der vom See überflutet in NNE-Richtung von Arona bis Luino reicht. Auch hier kam es zu einer relativen Hebung der W Gebiete.

«Eine ziemlich mächtige horizontale Tufflage mit zahlreichen Einschlüssen zwischen deutlichen Porphyriten» (zit. S. 250) erachtet FRAUENFELDER (1916) als Beweis dafür, daß das Magma nicht durch bereits vorhandene Verwerfungsspalten aufgestiegen ist und daß Spaltenbildung und Intrusion gleichzeitig «längs Linien geringsten Widerstandes» (zit. S. 251) erfolgten. Eine Gesetzmäßigkeit in der Richtung der magmafördernden Klüfte konnte SENN (1924) nicht feststellen. Er erwähnt zwölf vulkanische Gänge und gibt für acht von ihnen die Streichrichtung wie folgt an: viermal NS, je einmal N10°W, N50°W, N25°E, N65°E. Auch FRAUENFELDER macht genaue Angaben: Bei Rovio maß er ein Streichen nach N10°E, welches dann stärker nach E abbiegt, bei Maroggia ein solches nach NE; von diesem zweigt ein System in N Richtung ab. FRAUENFELDER vermutet aber nicht Linear- sondern Zentraleruptionen aus einem Hauptherd bei Porto Ceresio und einem sekundären Krater bei Rovio.

In der Tabelle 4 sind die Angaben verschiedener Autoren über Brüche und permische Vulkangänge in ihren Untersuchungsgebieten zusammengestellt. Es handelt sich durchwegs um tiefgehende Strukturen, an denen häufig tektonische Verstellungen erfolgten. Die Bezeichnungen der Brüche und ihrer Richtung beruhen auf Textangaben; wo solche fehlen, wurden die beigegebenen Karten ausgewertet.

Die Zusammenstellung ermöglicht folgende Schlüsse:

- Das für die Morphologie des Sottoceneri bedeutsame NS-Lineament zeigt sich verschiedentlich in der Richtung von Brüchen und Gängen; es findet sich jedoch nicht im Muggiotal.
- Die größten Abweichungen von den Muggiorichtungen ergeben die Messungen von VAN HOUTEN, dessen Untersuchungsgebiet von unserm auch am weitesten entfernt ist.
- Die von STAUB, BURFORD und CADISCH erwähnten Hauptlineamente sowie die Muggiosysteme werden unter anderem bestätigt. Die Streuung, dies betrifft hauptsächlich das NW-System, ist aber derart, daß es zumindest als fraglich erscheint, ob den auf der Tabelle erwähnten Gängen und Brüchen irgendwelche Gesetzmäßigkeit in den Strukturen des Untergrundes zugrunde liegt.
- Das Alter der Brüche und Gänge kann nur sehr allgemein bestimmt werden. Sicher sind die Strukturen in den mesozoischen Sedimenten in mehreren Phasen

entstanden. So ist zum Beispiel die von LEUZINGER als «Hauptverwerfung» bezeichnete Störung, sie verläuft in leicht gekrümmtem Bogen von Brusimpiano nach Cabiaglio, durch zwei Transversalverschiebungen, die offenbar jünger sind als die Hauptlinie, etwas versetzt worden. Gleiches gilt auch für den von SENN erwähnten «La Barra-Bruch» und die «Querbrüche 1–4». Als bruchbildende Phase wird auch die spätpliozäne Landhebung gewirkt haben. Ob zu einer bestimmten Zeit ein bestimmtes Bruchsystem entstand, kann mit der vorliegenden Zusammenstellung nicht beantwortet werden.

Obschon die Kluftrichtungen des Muggiotales in Nachbargebieten auch vorhanden sind, läßt die Streuung der Bruchrichtungen und das Fehlen des für die Morphologie des Sottoceneri bedeutsamen NS-Systems im engern Untersuchungsgebiet keine direkte Abhängigkeit seiner Klüfte von den Strukturen des Untergrundes beweisen. Die Abhängigkeit ist höchstens auf dem Umweg über die Faltenbildung vorhanden, diese selbst in erster Linie durch Vertikalverstellungen in den starren triasischen und paläozoischen Gesteinen beeinflußt.

Tabelle 4. *Brüche und vulkanische Gänge zwischen M. Generoso und Lago Maggiore.*

Bezeichnung	Richtung	Stratigraphische Verhältnisse	Autor	Bemerkungen
Brüche:				
Valgannabruch	ca. NS	Perm/Trias	S	
Querstörung von S. Michele	ca. NS*+	Krist./Trias	H	
Querstörung von Roggiano	ca. NS*+	Krist./Jura	H	
Bruch 2	N0–5E	Trias/Jura	S	
Besanobruch	ca. N10E	Perm/Trias	S	
Querbruch von Pessina, S-Teil	N13E*	Krist./Trias	H	
N.N. (A. di Duno)	N14E*	Trias/Jura	H	
N.N. (Serpiano)	N20E	Perm/Trias	F	
Laveno-Cantevria-Störung	ENE	Trias/Jura	H	teilweise unterbrochen
Bruch a (Brauerei Poretti)	N35E	Trias	S	
La Barra-Bruch	N35E	Perm/Trias	S	
Verwerfung von Bédero	N39E*	Glimmerschiefer/Trias	L	Glimmerschiefer = Präkarbon
N.N. (Serpiano)	N50E	Perm/Trias	F	
Hauptverwerfung	ca. N58E*	Perm/Trias	L	
Laveno-Cantevria-Störung W Casere	N65E	Trias/Jura	H	
N.N. (S. Michele)	N66E*	Krist./Trias	H	
N.N. (S. Michele)	N66E*	Krist./Trias	H	
N.N. (A. Calorescio)	N68E*	Trias	H	
Querstörung von Ligurno	N3W*	Krist./Trias	H	
Bruch 4	ca. N5*	Trias/Jura	S	
Querbruch 1	N5–10W	Trias/Jura	S	
Querstörung von S. Martino	N11W*	Trias/Jura	H	
N.N. (Fracce)	N16W*+	Jura/Kreide	H	
N.N. (S. Antonio)	N20W*	Krist./Trias	H	

Bezeichnung	Richtung	Stratigraphische Verhältnisse	Autor	Bemerkungen
N.N. (M. S. Clemente)	N22W*+	Jura/Kreide	H	
N.N. (A. Buca)	N22W*	Krist./Trias	H	vier parallele Brüche
N.N. (Pizzoni di Laveno)	N25W*+	Trias/Jura	H	vier Brüche
Bruch 3	ca. N25W	Trias/Jura	S	
Casa Coletti-Bruch	N27W*	Trias/Jura	L	
Querstörung von Pianazzo	N27W*+	Trias	H	
Rancinaquerverschiebung	N30W*	Trias/Jura	L	
Querverwerfung (N Melano)	N33W*	Perm/Lias	F	
N.N. (M. Nudo)	N37W*	Rhät/Lias	H	
N.N. (M. Nudo	N37W*	Rhät/Lias	H	
Querverschiebung Cureggia–Brè	N37W	Trias/Lias	F	
Querbruch von Pessina, N-Teil	N37W*	Krist./Trias	H	
N.N. (Punta delle Ulive)	N38W*+	Trias/Jura	H	
Querverwerfung (S Melano)	N38W*	Perm/Trias/Lias	F	
N.N. (Pizzoni di Laveno)	N39W*+	Trias/Jura	H	
Transversalverschiebung M. Scerrè	N39W*	Perm/Trias	L	
N.N. (Sasso Galletto)	N49W*	Trias/Jura	H	
Längsverwerfung der V. Ruina	N54W*	Lias	F	
N.N. (Pizzoni di Laveno)	N55W*+	Trias/Jura	H	
N.N. (W Pt. 403)	N50–70W*	Karbon/Rhät	H	
Transversalverschiebung von Roncate	N72W*	Perm/Trias	L	
N.N. (Querstörung von Rovio)	N78W*	Perm/Lias	F	
Verwerfung von Masciago	N85W*	Trias	L	
N.N. (S Sasso Merée)	N86W*	Trias	L	
Transversalverschiebung von km 14	N88W*	Trias	L	
N.N. (A. Caloresco)	ca. EW*	Trias	H	
Vulkanische Gänge				
S. Giorgio-Gebiet	NS	Baryt	S	vier Gänge. Nach Tabelle S. 556
Spaltensystem von Rovio	N10E	Quarzporphyr	F	fünf Gänge, die langsam stärker nach E abbiegen.
S. Giorgio-Gebiet	N25E	Baryt	S	Tabelle S. 556
S. Giorgio-Gebiet	N65E	Baryt	S	Tabelle S. 556
Spaltensystem von Maroggia	NE	Quarzporphyr	F	Ausläufer nach N
S. Giorgio-Gebiet	N10W	Baryt	S	nach Tabelle S. 556
S. Giorgio-Gebiet	N50W	Baryt	S	nach Tabelle S. 556

Zusammengestellt nach Angaben von:
F = A. Frauenfelder (1916)
S = A. Senn (1924)
L = P. Leuzinger (1926)
H = J. van Houten (1929)

* = Richtung durch Nachmessung auf Kartenbeilage des betreffenden Autors erhalten
\+ = vom Autor als «vermutete Störung» kartiert
N.N. = Keine Bezeichnung durch den Autor. In Klammern wird eine in der Nähe gelegene Ortsbezeichnung beigefügt.

D. EINFLUSS VON BERGSTÜRZEN AUF DAS FLUSSNETZ

Wenn sämtliche Gewässer des Untersuchungsgebietes, die Ausnahmen bilden die Breggia bei Muggio und Erbonne sowie die Vallaccia, heute im Anstehenden fließen, so ist dies vor allem auf das steile Gelände und die entsprechend hohe Transportkraft des Wassers zurückzuführen. Bergstürze, Rutschungen oder andere Massenbewegungen, die bei der Entstehung eines Tales eine wichtige Rolle spielen, haben den Lauf der Bäche in der V. di Muggio sicher öfter beeinflußt, als man dies heute feststellen kann. So fließt zum Beispiel N Nosolo (W Bruzella) die Breggia im E-Schenkel einer Muggioantiklinale, biegt dann fast rechtwinklig nach W ab und durchbricht die Falte. Die heutige Schuttanhäufung, an und für sich verschwindend gering, für die Verhältnisse in diesem Abschnitt des Flußlaufes aber immerhin auffallend, legt den Schluß nahe, daß ansehnliche Geröllmassen von der Felswand N Nosolo heruntergestürzt sind und, wohl noch durch den von E herunterfließenden Nebenbach verfrachtet, die Breggia nach W abgedrängt haben. – Daneben kann auch beobachtet werden, wie ein Fluß im Grenzgebiet zwischen Schutt und Anstehendem Tendenz hat, nach Möglichkeit in letzterem zu fließen, da bei zunehmender Übertiefung im Lockermaterial immer neue Rutschungen erfolgen, die den Fluß allmählich gegen den Fels abdrängen, wo eine Tiefenerosion erst recht möglich wird. Im Muggiotal ist dies bei der Rißmoräne von Morbio und dem Bach, welcher gegen das Breggiaknie von Scò fließt, der Fall. Gleiches ist bei Pt. 1057 (1 km NE A. d'Orimento) festzustellen. Es ist somit wahrscheinlich, daß sich Rutschmassen, besonders wenn sie von der Vegetation bedeckt sind, unserer Beobachtung entziehen und wir dazu neigen, den Einfluß von Bergstürzen und ähnlichen Erscheinungen auf die Talbildung zu unterschätzen.

Die Breggia fließt unterhalb Erbonne am Fuße eines Bergsturzes, der von der italienischen Seite herunterfuhr und vorübergehend den ganzen Fluß staute, was zu einer Aufschotterung bis auf die Höhe von 1020 m führte (Abb. 6, LK). Diese ist deshalb so bedeutend, weil Verfaltung und Verwitterung der Felsauflockerung Vorschub leisteten, die Einzugsgebiete der seitlichen Zuflüsse waldfrei und somit einem rasch wechselnden Wasserregime unterworfen sind. In diese Schuttmassen hat sich die Breggia, ihren früheren Lauf nachzeichnend, nach dem Durchbrechen der Sperre eingegraben, ohne aber zwischen 1010 und ca. 900 m das Anstehende zu erreichen.

Der Bergsturz von Scudellate ist in Kapitel II, 1 besprochen worden.

E. EINFLUSS DER VERGLETSCHERUNG AUF DAS FLUSSNETZ

Wenn auch unser engeres Untersuchungsgebiet kaum Spuren einer glazialen Überformung aufweist und seine Entstehung einer tektonisch vorgezeichneten Wassererosion verdankt, so können an Hand von Epigenesebeispielen doch glazial-

bedingte Flußverlegungen, die in ihrem Ausmaß allerdings bescheiden sind, nachgewiesen werden. Diese Beispiele fanden wir nicht, wie man das erwarten könnte, dort, wo die Breggia einen der zahlreichen Mäander bildet, sondern, wo sie in geradem Lauf in der allgemeinen Entwässerungsrichtung fließt.

Epigenese von Caneggio

Ort: E-Seite der Breggia beim Brücklein (Pt. 431) Càmpora–Caneggio. Im Gelände, sogar auf der LK 1:25 000, ist hier ein flacher Rücken zu erkennen, der nach E allmählich in den nach Caneggio hinaufführenden Hang übergeht, nach W hingegen unvermittelt von einer steilwandigen Klamm abgeschnitten wird. In der S-, noch deutlicher in der N-Flanke dieses Rückens finden sich Aufschlüsse von Ceppo, der an seiner tiefsten Stelle 6 m über dem heutigen Flußniveau liegt und eine ehemalige Breggiarinne ausfüllt (Fig. 15). Eine Kluft, welche dem NNE-System (N28°E) angehört und mit 70–80° nach E einfällt, zeichnete der Breggia ihren neuen Lauf vor. Daß es sich um eine Kluft handelt, geht aus dem geradlinigen Verlauf und der großen Tiefenerosion nach der Flußverlegung hervor.

Epigenese von Scarp

Ort: Pt. 475, W der sich in der Nähe des Friedhofes Bruzella befindenden Flurbezeichnung «Scarp».

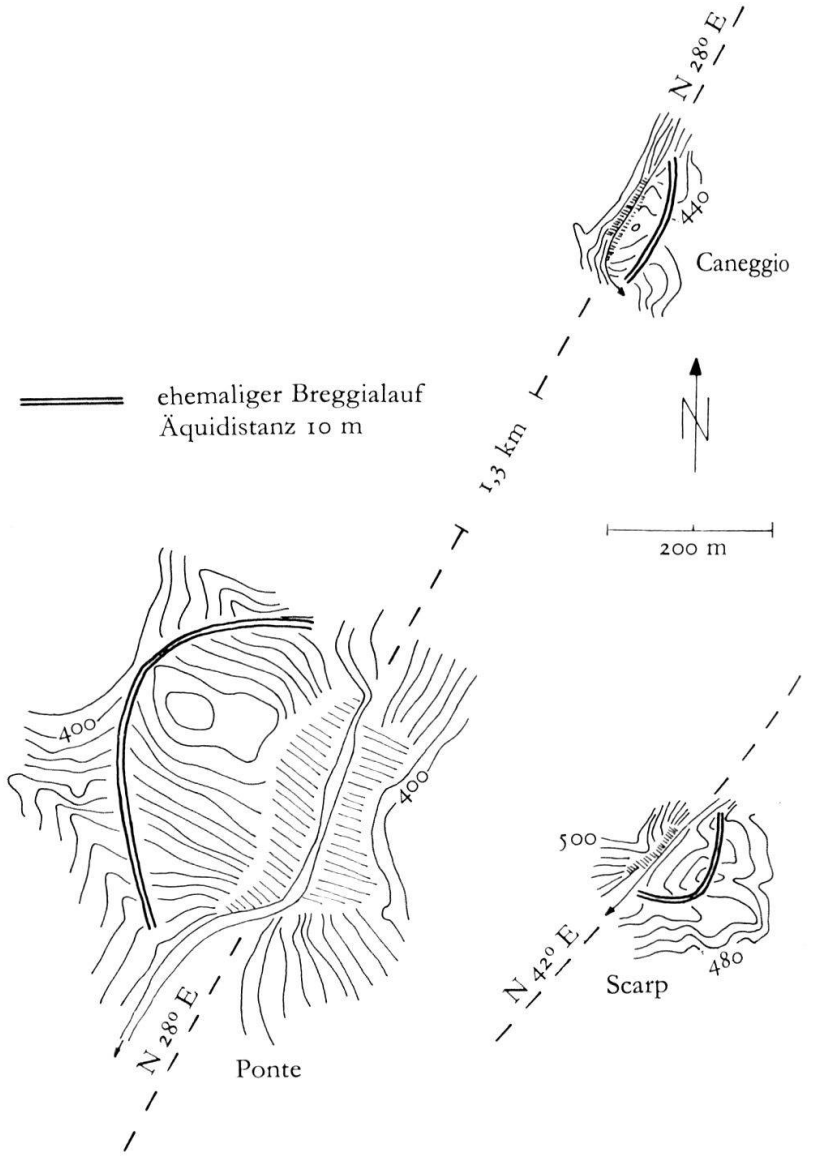
Es handelt sich um ein morphologisches Abbild der Epigenese von Caneggio (Fig. 14). Obschon die wichtigen Aufschlüsse in der N- und S-Flanke des Rückens fehlen, darf aus Analogiegründen auf Epigenese geschlossen werden:

- Das die frühere Flußrinne verschüttende Material findet sich in gleicher Ausbildung wie bei der Epigenese von Caneggio in einem kleinen Aufschluß auf 550 m unmittelbar S der nach Scarp hinaufziehenden Gemeindegrenze.
- Die Vegetation läßt wie bei der Epigenese von Caneggio einerseits auf einen durch Stauwirkung bedingten Wasseraustritt zwischen Füllmaterial und Fels schließen und anderseits auf einen nicht aus Kalkfels bestehenden Untergrund. Daß Graswuchs auf Untergrund aus lockerem, Wald auf solchen aus autochthonem Material hinweist, stellte Canale (1956) auch in der V. Onsernone fest.
- Die Breggia fand ihren neuen Weg in einer NE-Kluft (N42°E), die nach NW einfällt. Infolge Unterschneidung bildete sich auf der rechten Seite der Breggia eine überhängende Felswand, von der sich Blöcke lösten und auf das linke Ufer des Flusses fielen.

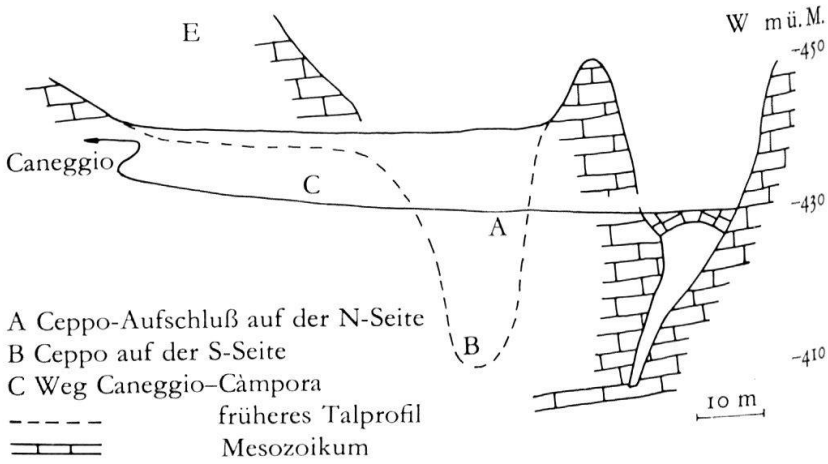
Das Vorkommen kristallinen Materials im Ceppo von Caneggio und Scarp beweist diluviales Alter der Epigenesen; eine Zuschüttung der alten Rinnen während des Rückzuges des Eises nach dessen maximaler Ausbreitung erscheint wegen der relativ hohen Lage des Ceppo von Scarp am wahrscheinlichsten. Ceppoblöcke liegen auch noch im Graben S Càmpora auf 480 m. Bergwärts der abschmelzenden Muggioeiszunge war reichlich Wasser vorhanden, welches Moränenmaterial aus-

schwemmte und zu Ceppo umlagerte. Sedimente, welche bezüglich Korngröße und Schichtung auf limnische Verhältnisse hinwiesen, fehlen.

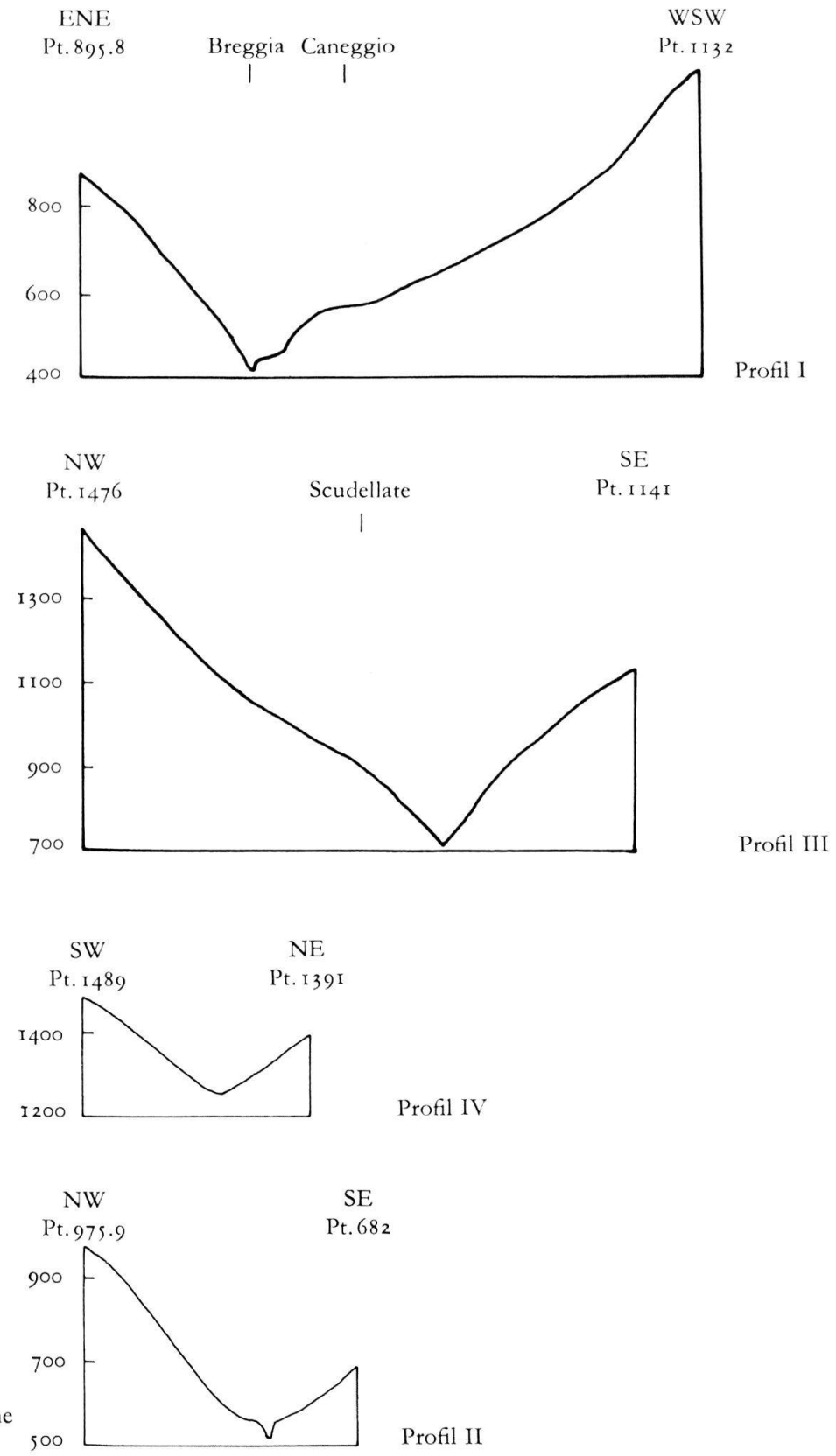
Die Epigenesen von V. della Creda und Ponte werden im Kapitel III, 1 besprochen.



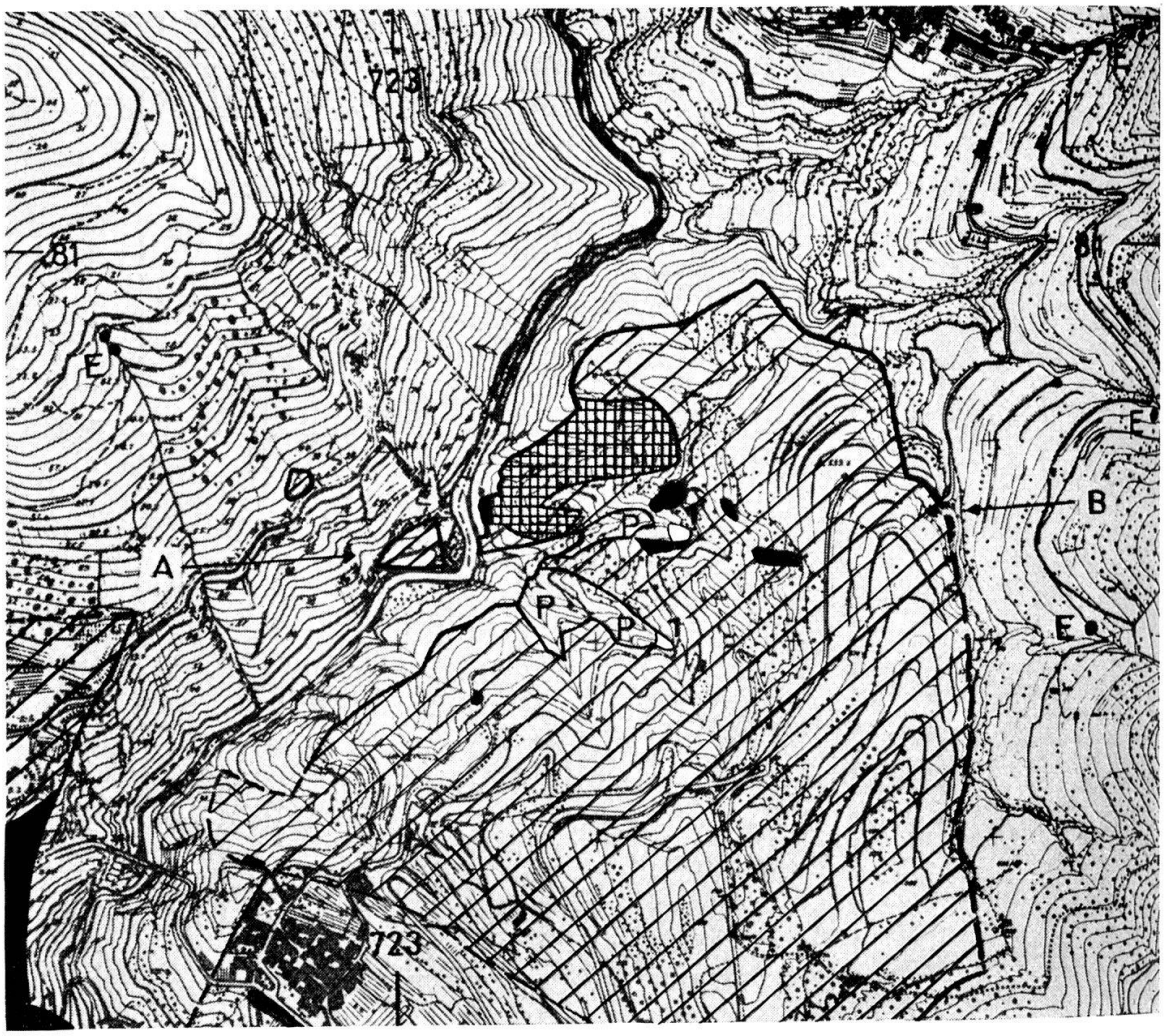
Figur 14. Topographie der Epigenesen von Ponte, Caneggio und Scarp; nach Detailaufnahmen der Eidg. Grundbuchvermessung.



Figur 15. Profil durch die Epigenese von Caneggio.



Figur 16.
Querprofile Valle di Muggio; zweifache Überhöhung.

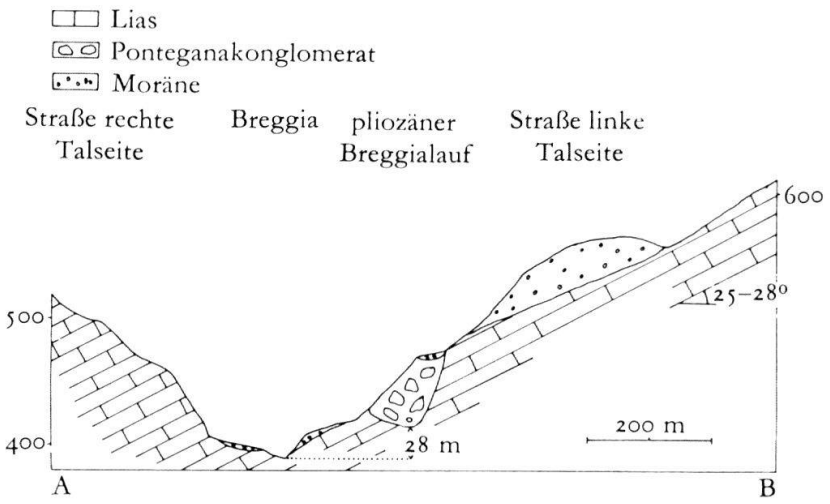


Bewilligung V + D vom 11. 10. 63

● E	Erratische Blöcke
	Ceppo
	Kies-, Sand- und Tonschichten
	Moräne
P	Ponteganakonglomerat
1	Mesozoikum
	Grenze Mesozoikum–Känozoikum
A – B	Profil Fig. 18

200 m

Figur 17. Detailaufnahme im Gebiet des V. della Creda, NE Morbio Sup.



Figur 18. Profil V. della Creda; zweifache Überhöhung.

4. TALGESCHICHTE

In unserm Untersuchungsraum können vier Teilgebiete unterschieden werden. Aus Figur 16 und den Abbildungen 7 und 8 geht hervor, daß, obschon die Talquerschnitte als Ganzes grundsätzlich verschieden sind, eine Differenzierung der morphologischen Formen weniger in den gleichmäßig geneigten und geformten Hängen der Dossiregion als in den letzten 100–200 m über der Breggia festzustellen ist.

Profil II und Abbildung 7 zeigen eine symmetrische Talanlage, wie wir sie zwischen Muggio und dem Zusammenfluß von Breggia und Breggia della Crotta sowie in etwas weniger augenfälliger Form im V. della Crotta sehen können. Die flachen Schultern über dem heutigen Breggialauf zeigen einen ehemaligen Talboden, der nach einer Flurbezeichnung NE Casima als «Fossoboden» bezeichnet werden soll. Er wurde in einer Phase gesteigerter Erosionstätigkeit zerschnitten. Die dadurch entstandenen Leisten lassen sich flußaufwärts bis etwa zu den letzten von S her ins Tal verfrachteten kristallinen Komponenten, das heißt bis S. Giovanni und Crotta, verfolgen; hier gehen sie in den heutigen Talboden über. Gegen den Ausgang des Muggiotales finden sich weitere Reste dieses ehemaligen Talbodens (s. Profil I), hauptsächlich in Form der verschiedenen Sporne, die von der Breggia umflossen werden, bis gegen V. della Creda, wo der mit Ponteganakonglomerat erfüllte Tallauf als südliche Fortsetzung betrachtet werden muß. Der geringe Höhenunterschied zum Pliozänmeer verlangsamte zusammen mit der Stauwirkung der Murgänge den Lauf des Flusses, was zu einer gesteigerten Seitenerosion und zur Entstehung des Fossobodens führte. Die Molinosteile NW Muggio bildet dessen N-Grenze und bestand wohl schon vor der Pliozäntransgression. Auf dem Fossoboden konnten sich einzelne Zeugen der Eiszeit halten, weil sie hier den verschiedenen Transportwirkungen entzogen waren. Dieser tertiäre Boden ist fluviatil

entstanden und wurde, wie das bei einer derart ausgesprochenen Gletscherrandlage nicht anders zu erwarten ist, vom Eis kaum überformt. Im V. della Crotta ist er wegen der geringeren Wasserführung dieser Breggia nicht so deutlich ausgebildet worden wie im Haupttal und in dessen südlichstem Teil wegen der erhöhten Erosionswirkung der vereinigten Hauptbäche stärker zerstört als bei Cabbio. Seine Überhöhung gegenüber der Breggia beträgt im Maximum 60 m und ist eine Folge der spätpliozänen Landhebung. Die bei kleineren Nebentälern regelmäßig vorhandene Mündungsstufe ist zur gleichen Zeit und deshalb entstanden, weil die Erosionsleistung der wasserarmen Nebenbäche hinter derjenigen der Breggia zurückblieb. Bei größeren Nebentälern, V. della Crotta, V. Luasca, Vallaccia, V. dei Pascoli, fehlt eine solche Steile. Während im Falle großer Alpentäler diskutiert wird, ob die Niveauunterschiede bei der Mündung von Nebentälern auch der unterschiedlichen Erosionswirkung des Haupt- und Nebengletschers zugeschrieben werden müssen, ist in unserm Fall eine rein fluviatile Genese derselben nachweisbar, da zwischen dem heutigen und dem präglazialen Talboden kein Höhenunterschied besteht.

Das *Typprofil IV* hat im Quellgebiet der Breggia W A. d'Orimento Gültigkeit. Es handelt sich um ein symmetrisches Talstück, dessen sanfte Formen, ANNAHEIM (1936 a) vergleicht mit einer «Mittelgebirgslandschaft», für große Teile der NE Generosoabdachung typisch sind. In diese Wanne bei Orimento floß Eis aus dem Intelvi, doch muß angenommen werden, daß die Schürfwirkung keine Folgen hatte. Die regelmäßigen Formen sind eher durch Solifluktion entstanden, sind doch Anzeichen von Massenbewegungen im Alpgebiet des italienischen Generosoteiles verschiedentlich zu beobachten.

Profil III verläuft gleich wie die Profile I und II ganz im Anstehenden. Es repräsentiert den Querschnitt des Haupttales zwischen der Quellzone der Breggia und der Molinosteile bei Muggio, also das Gebiet zwischen Orimento und der N-Grenze des Fossobodens. Daneben gilt es für alle Nebentäler und Gräben, besonders für die SE-Seite des Generoso und den stark reliefierten Einzugskessel der Breggia della Crotta, dessen Grenze vom M. Bisbino über den M. S. Bernardo zum Sasso Gordona verläuft. Es ist das Profil mit dem größten Geltungsbereich. Seine V-Form ist das Ergebnis der Wassererosion. Ihre Wirkung richtete sich nach dem Grad der tektonischen Zerrüttung des Untergrundes. Mehrmals verengert sich das Bachbett zu einer unbegehbaren Klamm oder bildet Stufen, die im Sinne GERBERS (1956) als Resistenzsteilen aufzufassen sind. Der gleiche Stufenbau ist auch im Bereich der Profile I und II vorhanden.

Profil I gilt für das Haupttal zwischen Morbio Sup. und der Einmündung des Crottatales. Es zeigt als einziges der vier Profile einen asymmetrischen Bau mit einer steilen W- und einer gestuften E-Seite (Abb. 8). Die Bedeutung der Verflachung auf etwa 600 m als Hauptwirtschaftsträger ist früher erwähnt worden. Sie bot die Voraussetzung für die Erhaltung der Càmporamoräne. Ein Relikt des

Fossobodens, es handelt sich um den Ort der Caneggioepigenese, ist augenfällig. Für die Entstehung der asymmetrischen Form kann höchstens ausnahmsweise das SW-Fallen der Schichten dieser Gegend und somit die häufig festzustellende unterschiedliche Formentwicklung auf der Schichtkopf- und Schichtflächenseite eine Rolle gespielt haben. Für ein allmähliches Abgleiten der Breggia von E nach W bestehen keine Anhaltspunkte; ein solcher Vorgang ist zudem wegen der Übereinstimmung zwischen NNE-Kluftsystem und Hauptrichtung des Flusses S Cabbio auch wenig wahrscheinlich.

Das Einzugsgebiet der Breggia besaß seinen heutigen Reifegrad bereits vor Ablagerung des mittel- bis jungpliozänen Ponteganakonglomerates. Seither erfolgte nur noch eine geringfügige Überformung durch Gletscher, Ausweitung und Übertiefung durch Bergstürze, Rutschungen und Wasserwirkung. Der Zusammenhang der mesozoischen Schichten, die die heutige Gipfelflur bilden, riß wohl mit dem Einsetzen orogenetischer Vorgänge ab, das künftige Muggiotal begann sich abzuzeichnen. Die Flüsse folgten immer neuen tektonisch vorgezeichneten Schwächezonen, im obersten Teil den Klüften, dann sowohl den Syn- und Antiklinalen wie auch den Klüften.

Wenn auch diesbezügliche Studien wertvoll sind, so muß doch gesagt werden, daß die Rekonstruktion ehemaliger Talböden und ihre Verbindung mit orogenetischen Vorgängen erhebliche Schwierigkeiten bietet. Ob durch Analysen der Vorlandsedimente eine weitere Klärung möglich ist, bleibe dahingestellt. Bewußt wurde auf eine Einbeziehung der an und für sich problematischen Verflachungen über dem Fossoboden, sie lassen sich sogar in der Gipfelregion des Generoso feststellen, in die Rekonstruktion der in Tabelle 5 zusammengefaßten Talgeschichte verzichtet. Wenn diese trotzdem noch, wie dies wohl bei allen ähnlichen Versuchen einer Wissenschaft, die sowohl exakt als auch beschreibend ist, der Fall sein wird, nur eine Möglichkeit darstellt, so darf doch auf Grund morphologischer Tatsachen und erratischer Vorkommen damit gerechnet werden, daß sie den tatsächlichen Verhältnissen recht nahe kommt. Fraglich bleibt, welcher Eiszeit das Kristallin von S. Giovanni und Mobia zuzuordnen ist, und ob nicht doch zur Zeit der größten Vergletscherung eine durchgehende Eisverbindung von N nach S, eventuell nur eine solche durch die Vallaccia, bestanden hat.

Tabelle 5. *Zur Talgeschichte der V. di Muggio seit dem Pliozän.*

Zeitabschnitt	Vorgang	Auswirkung	Relikte
Mittelpliozän	Murgänge	Zuschüttung des Breggialaufes zwischen V. della Creda und Pontegana. Stauung bewirkt Mäandrierung bei Cabbio und im V. della Crotta.	Ponteganakonglomerat Fossotalboden

Zeitabschnitt	Vorgang	Auswirkung	Relikte
Spätpliozän	Landhebung um 300–400 m	Durchschneidung des Fossobodens. Das Relief erreicht seinen heutigen Reifegrad.	
Größte Vereisung (Rißmaximum?)	Vereisung von S bis Muggio (1) und Mobia (2). Von N dringen Eismassen ins Quellgebiet der Breggia (3) und über den Paß von Cerano (4).	Epigenesen bei Scarp und Caneggio.	Erratikum bei S. Giovanni (1) und Mobia (2), im Gebiet S C. Boll (3), in der Vallaccia auf 860 m (4).
Rißvereisung			
Caneggiostadium	Vereisung von S her bis Caneggio.		Erratische Blockkolonie im V. di Bregno, S Caneggio.
Morbiostadium		Entstehung der Moräne zwischen Càmpora, Pt. 609, und Pidriolo.	
Weiteres Rückzugsstadium		Vacallomoräne des Comogletschers	
Würmvereisung			
Maximalstadium		Entstehung der Moräne bei Morbio Sup. Kein Eisvorstoß von N ins Einzugsgebiet der Breggia!	
Rückzugsstadium		Capolagomoräne	