Zeitschrift: Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern

Herausgeber: Geographische Gesellschaft Bern

Band: 42 (1953-1954)

Artikel: Hydrologische Untersuchungen im Gebiete der Valle Onsernone (Kanton Tessin) : mit besonderer Berücksichtigung des Kolkphänomens

Autor: Kistler, Emil-Henri

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-323661

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: 12.07.2025

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

HYDROLOGISCHE UNTERSUCHUNGEN IM GEBIETE DER VALLE ONSERNONE (KANTON TESSIN)

MIT BESONDERER BERÜCKSICHTIGUNG DES KOLKPHÄNOMENS

Mit 6 Photos, 25 Tabellen und

5 Tafeln im Text

von

Dr. phil. nat. Emil-Henri Kistler

Die vorliegende Untersuchung ist die gekürzte Fassung einer Preisarbeit der Schläflistiftung der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, die 1954 mit einem ersten Preis ausgezeichnet wurde und den Titel trägt: «Über Kolke, Kolkbildung und Geschiebeführung in Flüssen der Schweiz, im Zusammenhang mit anthropogeographisch bedingten Veränderungen der Naturlandschaft»

Zur Einleitung

Le opere che un autore fa con piacere sono spesso migliori, come i figli dell'amore sono più belli.

Chamfort

Ziel und Zweck der Untersuchungen

Die vorliegende Studie besteht aus drei kausal zusammenhängenden Abschnitten: einem geographisch-geologischen Teil, dem zentralen Kapitel über das Kolkphänomen und dem Abschnitt «Niederschlag-Abfluss-Erosion».

Die Initiative zu den folgenden Untersuchungen gaben die Maggia-Kraftwerke im Herbst 1949 in Form eines Auftrages an das Geographische Institut der Universität Bern: «Im Hinblick auf die Nutzbarmachung der Wasserkräfte des Isorno (Valle Onsernone) ist in der Gegend der geplanten Wasserfassung eine möglichst eingehende Untersuchung des Flusslaufes in hydrologischer wie auch in geologisch-morphometrischer Hinsicht durchzuführen». Dabei wurden den folgenden zwei Erscheinungen besondere Beachtung geschenkt:

a) Tiefenverhältnisse der Kolke und genaue Darstellung des in Betracht fallenden Laufstückes des Flusses.

b) Aenderungen im Flussbett (Verlagerung von Kiesbänken, Blöcken usw.) sind mit allfälligen Hochwasserspitzen des Isorno zu koordinieren.

In Verbindung mit der Aufstellung der Limnigraphenstation Russo wurde der Lauf des Isorno zwischen Mosogno und Russo schon im Frühjahr 1949 nach hydrologischen Gesichtspunkten rekognosziert. Die eigentlichen, systematischen Untersuchungen begannen im September des gleichen Jahres und wurden bis zum Frühjahr 1951 wiederholt.

Auf Grund dieser Untersuchungen ist dann ein naturgetreues Modell des in Frage kommenden Laufstückes in der Abteilung für Wasserbau der E. T. H. hergestellt worden. Die Modellversuche bestätigten die Untersuchungsergebnisse weitgehend.

Infolge vorzeitigen Beginns der Sprengarbeiten im Flussbett und der oft schlechten Wetterbedingungen konnten die vorgesehenen Untersuchungen nicht vollzählig durchgeführt werden. Dank der tatkräftigen Unterstützung durch die Maggia-Kraftwerke und die Bauunternehmung «Isorno» resultierten aber trotzdem genügend genaue Unterlagen, um die Wasserfassung auf den vorgesehenen Termin (Frühjahr 1953) in Betrieb zu nehmen.

Im Kapitel «Niederschlag-Abfluss-Erosion» beruhen die Ergebnisse aus technischen Gründen leider nur auf den Daten einer einzigen Station (Mosogno). Zu einer umfassenderen Darstellung hätte es unbedingt mehrerer Messstationen und damit der Herstellung einer Niederschlagskarte bedurft, so dass jene Resultate unter Umständen einer späteren geringfügigen Korrektur unterzogen werden müssten.

An dieser Stelle möchte ich vor allem meinem Lehrer, Prof. Dr. F. Gygax, Direktor des Geographischen Institutes der Universität Bern, für seine wertvollen Ratschläge, Anregungen und das Interesse, das er meiner Arbeit entgegengebracht hat, danken. Es würde aber zu weit führen, alle diejenigen mit Namen zu nennen, die mir bei den Messungen und Feldaufnahmen geholfen und eigene Beobachtungen zur Verfügung gestellt haben. Ihnen allen meinen herzlichsten Dank.

I. Geographisch-geologischer Teil

1. Allgemeine Lage

Die Valle Onsernone bildet in seinem schweizerischen Teil in der Hauptsache den Kreis Onsernone des Bezirkes Locarno. Es grenzt im Süden an den Kreis Melezza des gleichen Bezirkes, im Westen an Italien, im Norden an den Kreis Rovana des Bezirkes Valle Maggia mit den Gemeinden Cimalmotto, Campo und Cerentino, im Osten ebenfalls an den Bezirk Valle Maggia und zwar an den Kreis Maggia.

Für die vorliegende Untersuchung kommt nicht das ganze Einzugsgebiet des Isorno in Betracht, da die untersuchte Flusstrecke zwischen Mosogno und Chiosso durch die Limnigraphenstation Russo fixiert wird. Allerdings, wo es die Erfordernisse erheischen, werden wir die Valle di Vergeletto in die Untersuchung einbeziehen. (Siehe Uebersichtsplan des Einzugsgebietes 1 : 50,000.) Im Speziellen finden sämtliche Nebenflüsse des Isorno unterhalb Russo keine Berücksichtigung mehr.

Das massgebende Einzugsgebiet wird in seinem ganzen Umfange durch die Wasserscheide begrenzt, ausgenommen der östliche Abschluss, der durch einen künstlichen Linienzug, beginnend am P. Peloso (2063.6 m), führend über Pkt. 1824.0 zur Limnigraphenstation Russo und endigend auf einem Punkt 1624.6 der südlichen Wasserscheide, gebildet wird. Orographisch können wir im Einzugsgebiet drei Hauptgebirgsketten unterscheiden: eine südliche und nördliche, welche das ganze Gebiet umrahmen und eine mittlere Kette, die am P. Medaro (2550.7 m), der höchsten Erhebung des Onsernone, beginnend, in einem wilden Zackengrat sich bis zum Pilone (2191 m) hinzieht. Sie ist durch den schmalen Einschnitt der Bocchetta di Medaro (2214 m) unterbrochen, ein als Schmugglerweg bekannter, sehr steiler Uebergang von Italien ins obere Valle di Vergeletto. Der Pilone (Bocca dei Molini, 2195 m) bildet den Ausgangspunkt der quer über das südliche Onsernone verlaufenden künstlichen Grenze gegen Italien, die in direkter Linie gegen die Bagni di Craveggia absteigt. Die Fortsetzung der mittleren Kette gehört nun ganz dem Gebiet der Schweiz an, verliert aber schnell an Bedeutung und Wucht. Bei Creste, abgeschirmt durch Bergsturz- und Moränenmaterial, liegt das grösste stehende Gewässer des Onsernone, der Lago di Salei, in dessen klaren Fluten sich die Herden der nahen Alp Salei spiegeln. Ueber diese Alp, übrigens eine der best eingerichteten des Onsernone, führt ein viel begangener Weg in die hintere Valle di Vergeletto. Von Salei gelangt man mühelos auf die berühmte Aussichtspyramide des Pizzo Zucchero (1899 m) und von dort aus zum Endpunkt der mittleren Kette, dem Monte Mottone (1768 m) dessen südlicher Abhang im Steilsturz

gegen Crana nochmals an die Wildheit der Gebirgskämme des hinteren Onsernone erinnert.

Diese mittlere Kette trennt das eigentliche Einzugsgebiet des Isorno hydrologisch in zwei voneinander unabhängige Einheiten: das eigentliche Onsernone, das seinen Ursprung auf italienischem Boden hat und die Valle di Vergeletto, welche vom Ribo entwässert wird. Die Vereinigung der beiden Täler erfolgt bei Russo, südlich des Ponte Oscuro, in einer zirka 30 m hohen Mündungsstufe. Das nun folgende Talstück bildet ausnahmslos eine mehr oder weniger steile, oft sehr tiefe Schlucht, die an manchen Stellen völlig unpassierbar ist. Diese Flusstrecke behält ihren Charakter bis zum Austritt aus dem Gebirge bei. Vor allem das Teilstück zwischen Chiosso und Russo hat den Anlass zu langjährigen Untersuchungen gegeben, als das Problem der Maggia-Kraftwerke aktuell wurde. Somit kann die Behandlung dieses wichtigen Talabschnittes auf den zweiten Hauptteil der vorliegenden Arbeit konzentriert werden.

2. *Die partiellen Untersuchungsgebiete*

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit resultieren aus der Untersuchung von zwei scheinbar völlig voneinander isolierten Landschaftsräumen, die aber in ihrer Wechselwirkung genetisch doch ein Ganzes bilden. Ihre orographisch völlig verschiedenartige Gestaltung wird erst hydrologisch gewissermassen zu einer Einheit zusammengefasst, wobei die strukturelle Bedeutung der Einzelteile doch gewährleistet bleibt. Somit ergibt sich die wesentliche Erkenntnis, dass bei der Behandlung eines Flusslaufes, und wenn es sich auch nur um einen beschränkten Abschnitt handelt, sein Einzugsgebiet ebenfalls mit einbezogen werden muss, um all die exogenen Faktoren zu berücksichtigen, die seine Genese möglicherweise entscheidend beeinflussten.

Das Einzugsgbiet des Isorno umfasst zwei orographisch getrennte, hydrologisch aber zusammengehörige Einzugsgebiete. Dasjenige des Isorno, die eigentliche Valle Onsernone mit dem italienischen Teil, umfasst 60,7 km², wovon 36,6 km² auf italinisches Hoheitsgebiet entfallen. Der Isorno führt in seinem Oberlaufe den Namen Onsernone, und seine Umwandlung in Isorno erfolgt erst auf Schweizerboden. Einen Namensvetter hat er in einem bedeutenden linksseitigen, vom Südabfall des P. Medaro entspringenden Zufluss, welcher sich bei Motta d'Isorno mit dem Onsernone vereinigt. Die meisten bedeutenden Zuflüsse kommen von der rechten Talflanke herunter, während die linksseitigen normalerweise unbedeutende, meist trockenliegende Rinnsale darstellen. Auf diese auffällige Konzentration der Seitenbäche in der rechten Talflanke werden wir später zurückkommen.

Aehnliche Merkmale treffen für das Partialgebiet des Ribo zu. Es umfasst arealmässig 57,9 km², ist also annähernd gleich gross wie dasjenige des Isorno, was z. B. für die Beurteilung der Geschiebeführung sehr wichtig ist. Ungefähr eine halbe Stunde hinter Vergeletto mündet als grösster Zufluss die Camana, der Abfluss der Val Fiumegna, ein, die ihr Quellgebiet im Fornale di Cattogno, einem flachen Karkessel, hat. Die grosse Wassermasse dieses Seitentales überwindet die prächtige Talstufe in einem imposanten Doppel-Wasserfall. Dort betreten wir den obersten ausgeprägten Talabschnitt des Ribo, in dem es sogar zu Geschiebeakkumulationen gekommen ist. Fluviatile Einschneidung hat dort im wesentlichen nicht stattgefunden, im Gegensatz etwa zur schluchtartigen Laufstrecke zwischen Vergeletto und der Mündung in den Isorno. Die Zuflüsse der rechten Talflanke sind infolge der geringeren Ausdehnung ihres Einzugsgebietes alle verhältnismässig kurz, weisen dafür aber ein umso grösseres Gefälle auf, welches sich bei starken Gewitterregen oder nach reichlichem Schneefall verheerend auswirkt. Murgänge fahren mit brausendem Getöse zu Tale, und Lawinen reissen tiefe Wunden in das Waldkleid. Die Vorgänge im schneereichen Winter 1950/51 und die ausserordentlichen Niederschläge im August 1952 reden eine deutliche Sprache! Zum Glück treffen derartige Naturkatastrophen im Tessin selten ein, dafür aber mit umso grösserer Vehemenz. Auffällig ist das beinahe übereinstimmende Gesamtgefälle sowohl des Onsernone-Isorno als auch des Ribo. Die kleine Auswahl der Seitenbäche beider Einzugsgebiete demonstriert aber auch deutlich genug die grosse Steilheit der Talflanken der Valle di Vergeletto und damit unmittelbar auch die Erosionskraft der Bäche nach starken Gewittergüssen, besonders in Gebieten mit relativ hoch liegender, unterer Waldgrenze.

Als eine in sich abgeschlossene Einheit entspricht die hydrologische Wasserscheide der beiden Einzugsgebiete auch der topographischen. Für die generelle Beurteilung der Niederschlagsverhältnisse, sowie auch für die Abflussmassen ist die Kenntnis der das Einzugsgebiet begrenzenden Kammlinie wichtig; sie weist auf die möglichen Einfallspforten der Winde hin und vermittelt ein Ueberschlagsbild über die zu erwartenden Stauungserscheinungen der Luft.

Die hohe Gebirgsmauer, welche das gesamte Einzugsgebiet fest umklammert, weist relativ wenige, meist hochgelegene Lücken auf, durch die die regenbringenden West- und Südwestwinde eindringen können. Die mittlere Kette des P. Medaro-Zucchero schliesst den Kessel der Valle di Vergeletto fast hermetisch ab, sodass nur gelegentliche Gewitter aus Osten über den Passo della Bassa wesentlichen Niederschlag bringen können (siehe Tabelle 2). Die feuchten West- und Südwestwinde laden ihre Steigungsregen fast vollständig im Gebiete des P. di Ruscada ab, der mit einer durchschnittlichen Regenmenge von 2450 mm eines der niederschlagsreichsten Gebiete der ganzen Schweiz verkörpert (siehe Tafel II).

TABELLE 1

Gefällsdaten einiger Seitenbäche des Isorno

Name	*Länge in km*	*Tiefster Punkt*	*Höchster Punkt*	*Höhen-differenz*	*Gefälle %*
RIBO	13,75	640	2000	1360	9,8
Linke Talseite:					
R. Boscaccio	2,5	1180	2170	990	39,6
R. Quarantera . . .	2,6	1040	2400	1360	52,8
R. Ribbia	3,0	1010	2280	1270	42,3
R. Fiumegna . . .	4,6	922	2020	1098	24,0
R. Vergeletto . . .	4,0	880	1960	1080	27,0
R. Quiello	2,8	800	1996	1196	42,0
R. Gresso	0,8	880	1370	490	64,0
Rechte Talseite:					
N. N.	0,9	980	1700	720	80,0
Aufschotterungsstrecke und seitliche Schuttkegel . . .	3,875	922	1080	158	4,0
ONSERNONE (Isorno)	15,1	640	2140	1500	10,0
R. del Chignolo . .	3,5	1230	2050	820	23,4
R. Croso	2,8	1230	1860	630	22,5
R. Bugiola	3,375	1040	1890	850	25,0
R. Rossetti	2,2	1000	1960	960	43,6
R. del Corno . . .	2,75	940	1600	660	24,0
R. Camana	2,25	950	1840	890	39,5
R. Lavadina	3,5	870	1850	980	28,0
R. del Pizzi	2,2	720	1860	1041	47,2
Aufschotterungsstrecke	0,8	960	994	34	4,25

Da in der vorliegenden Tabelle ausschliesslich die perennierenden Bäche berücksichtigt und die nur sporadisch wasserführenden Rinnsale aus technischen Gründen weggelassen sind, kristallisiert sich die Hydrologie der beiden grossen Teilgebiete klar heraus. Allerdings sei festgestellt, dass mit dieser räumlichen Ausscheidung vorläufig noch keine Kausalität zwischen Niederschlagsmenge und Abfluss präjudiziert ist. Cum grano salis kann höchstens ein Hinweis auf die Niederschlagsintensität gegeben werden, doch sei festgestellt, dass die Flussdichte im Vergleich zur Nordabdachung der Alpen eine relativ grosse ist.

TABELLE 2

Flussdichte der Valle Onsernone und Valle di Vergeletto

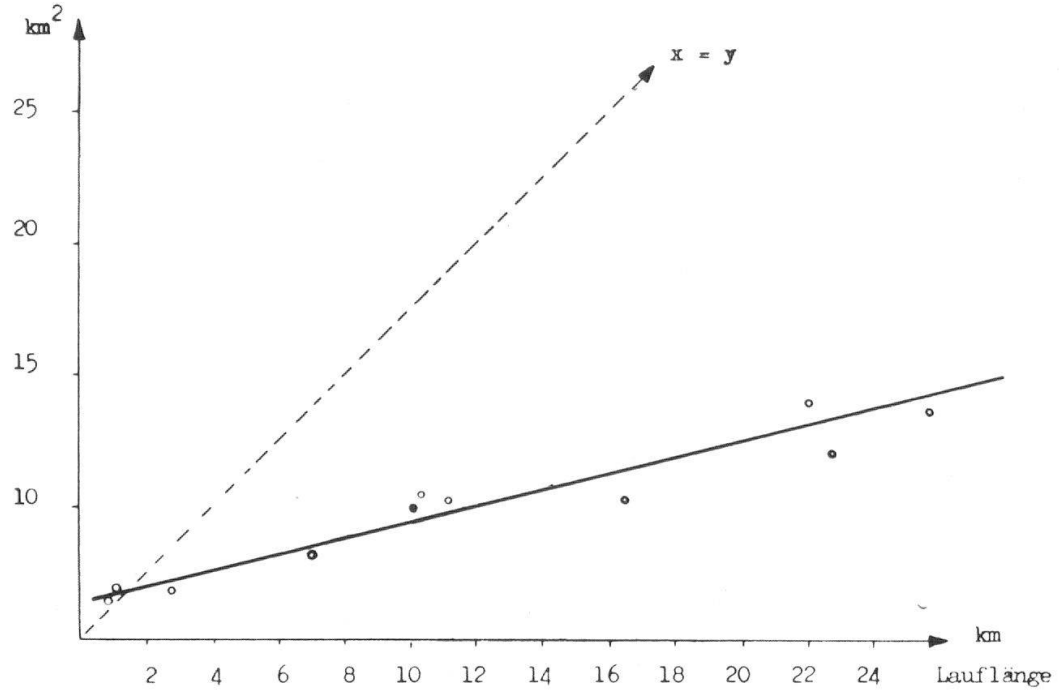
Teilgebiet	*Fläche in km²*	*Flusslänge in km*	*Dichte*
1	17,0	22,00	1.3
2	5,5	9,95	1.8
3	9,6	22,05	2.3
4	6,8	10,20	1.5
5	4,9	16,45	3.3
6	3,1	7,05	2.2
7	1,8	1,10	1.3
8	1,4	0,80	0.5
9	1,7	2,75	1.6
10	6,2	11,25	1.8
11	24,4	68,50	2.8
12	6,7	22,65	3.4
13	9,0	25,60	2.8
14	10,1	31,65	3.0
15	10,6	29,25	2.7
Total	118,8	281,25	2.3

Der Vollständigkeit halber mag auch die Wasserscheideentwicklung des Beobachtungsgebietes interessieren. Definitionsmässig stellt sie den Quotienten aus der Wasserscheidelinie des ganzen Gebietes und der dazugehörigen Kreisperipherie dar, ein Aequivalent zur Küstenentwicklung bei Kontinenten. Sie beträgt für unser Gebiet 1,3. Zieht man als Vergleich die mittlere Flussdichte von 2,3 heran, so lässt sich ohne weiteres ein intensives Abfluss-System nachweisen.

Die graphische Darstellung der Relation zwischen der Lauflänge eines Gewässers und dessen Einzugsgebiet ergibt die verblüffende Erscheinung, dass die Flusslänge rascher zunimmt als das dazugehörige Einzugsgebiet, unter der Voraussetzung, dass ähnliche Bodenbeschaffenheit und adaequate Niederschlagsverhältnisse vorliegen.

Einzugsgebiet des Isorno

Relation: Lauflänge — Einzugsgebiet



Sind ein oder mehrere dieser Faktoren stark divergierend, so wird der Vergleich gegenstandslos. Andererseits lässt sich aus der Gegenüberstellung zweier Kurven möglicherweise auf die generelle Beschaffenheit der betreffenden Gebiete ein Rückschluss ziehen, sofern genügend Vergleichsmaterial vorhanden ist. Wir dürfen nicht vergessen, dass Zahl, Verlauf und Länge der Bäche unter direkter Einwirkung der geologischen Grundlage, des Reliefs (Gefälle, Entwicklungsstadium), der Niederschläge und ihrer Verteilung und der Art der Vegetationsdecke stehen. Da für die Teileinzugsgebiete des Ribo (Valle di Vergeletto) und des Isorno (Valle Onsernone, inkl. italienischer Anteil) diese bestimmenden Faktoren sich mehr oder weniger die Waage halten, dürfen wir es auch wagen, die beiden Gebiete direkt miteinander zu vergleichen: weist die Valle di Vergeletto bei einer Gesamtflusslänge von 103,6 km eine Fläche von 58,0 km² auf, so lauten die entsprechenden Werte für den Isorno 177,65 km und 60,8 km². Die prozentualen Unterschiede ergeben folgendes Bild:

Flächenvermehrung = 4,8% Längenzunahme = 7,1%

Zusammenfassung

Die Gebirgskette P. Medaro-Zucchero trennt das Einzugsgebiet des Isorno in zwei hinsichtlich mittlerer Höhe gleiche, in Bezug auf die Fläche ungleiche Teile. Die stark gegliederten Bergzüge bewirken eine einseitige Niederschlagsverteilung, die sich in der Flussdichte ausprägt. Die konsequente Entwässerung wird einzig im Unterlauf des Ribo durchbrochen. Steile Bachläufe kennzeichnen die rechten Talflanken beider Einzugsgebiete.

3. Geologisch-tektonische Uebersicht

Die Geologie des Onsernone ist, soweit sie im Rahmen dieser Arbeit gewürdigt werden kann, verhältnismässig einfach zu charakterisieren. Das gesamte Gebiet gehört zur grossen «Urgesteinsmasse», die sich südlich der Val Bedretto durch den ganzen Kanton Tessin bis zum Langensee erstreckt und in der Hauptsache aus Gneisen und Glimmerschiefern besteht. Kalk fehlt fast völlig; wenn auch hie und da die Gneise einen solchen Gehalt in geringem Masse aufweisen, der meist in Form von Verwitterungsprodukten als blätteriger oder körniger Ueberzug an der Oberfläche überhängender Felspartien oder in Spalten des Gesteins in Erscheinung tritt. Salzsäureproben verlaufen auf frischem Bruche meist negativ.

Die steilaufstehenden, leicht nach Norden überliegenden Schichten beweisen, dass wir uns in unmittelbarer Nachbarschaft der Wurzelzone befinden. Die geologische Struktur kommt im Landschaftsbild des Onsernone vor allem in einer mehr oder weniger ausgeprägten Asymmetrie der Talanlage gut zum Ausdruck. Diese Tatsache erklärt sehr wahrscheinlich auch die Entstehungsweise der tiefen Isornoschlucht, die bei Intragna beginnend, zuerst subsequent, dann parallel zum Streichen der Schichten verläuft und erst weit im Westen an der italienischen Grenze in eine flachere Talmulde ausmündet (postglaziales Talniveau). Auch die morphologischen Erscheinungen deuten darauf hin, dass postglaziale tektonische Störungen wesentlich zur Bildung der tiefen Isornoschlucht beigetragen haben, ohne dabei die Mitarbeit des Wassers in irgend einer Weise in Frage zu stellen.

Das Tal des Isorno, wie auch dasjenige des Ribo, sind am Rande der Deckenkuppel der Bernhard-Decke eingeschnitten. Die Hauptmasse des Gesteins bilden die Orthogneise vom Typus der zweiglimmerigen Osognagneise. Nicht selten sind auch die grünlichen Serizitschiefer, die hauptsächlich an Stellen mit starken Dislokationen auftreten, so namentlich im Bereiche der Uebergangszone

zwischen den sehr steilgestellten Schichten des südlichen Onsernone zu den flacher geneigten Komplexen der nördlichen Gebiete, die wahrscheinlich bereits zum Ostschenkel der Tosakulmination gehören. In dieser Uebergangszone liegen auch die Serizitschiefer beim Ponte Oscuro, halbwegs zwischen Russo und Crana, eine Verwerfung begrenzend, die sich nach STUDER von Varzo über Crana nach Lodano und durch die Gebirge der Valle Verzasca bis Biasca zieht. Auch die Serizitschiefer bei Comologno und Spruga sind möglicherweise mit dieser Verwerfungslinie in Zusammenhang zu bringen. Eine bemerkenswerte Modifikation der Genese sind ferner die im Onsernone hauptsächlich in den höheren Partien auftretenden Granatschiefer. Die Partikel erreichen oft eine beträchtliche Grösse und werden in den Vertiefungen häufig in ganzen Haufen vom Wasser zusammengespült.

Stratigraphisch ist das Gneisgebiet des Onsernone noch wenig untersucht, das heisst, es liegen darüber zur Zeit noch keine neueren Publikationen vor. Die Verhältnisse scheinen sehr komplexer Natur zu sein. Zwischen Cavigliano und Auressio fallen sofort die steilstehenden, am Beginn der Schlucht oft sogar nach Süden überliegenden Schichten auf. Entsprechend der Anlage der Wurzelzone streichen sie ziemlich genau in west-östlicher Richtung. Der Isorno bildet in seinem Unterlaufe eine deutliche Querfurche, die wahrscheinlich postglazial entstanden sein dürfte. Bei Auressio liegt der tiefeingeschnittene Flusslauf im Streichen der Schichten und gewährleistet damit die konsequente Entwässerung im Sinne der Anlage der Wurzelzone des penninischen Deckensystems. Der kleinste beobachtete Einfallswinkel beträgt etwa 55—60° (siehe Abb. 1). Dadurch ist eine durch das ganze Onsernone zu beobachtende Einheitlichkeit in der Ausbildung der Berggipfel zu konstatieren. Infolge des nördlichen Einfallens der Schichten sind die Südabhänge in der Regel weniger steil ausgebildet als die Nordhänge, was zu einer noch zu besprechenden Asymmetrie des Querprofils Anlass bietet. Die Gesteine gehören dem Alter nach zum Archaikum. Jüngere Gebilde, vor allem die ehemalige junge Sedimentdecke, sind bisher nicht sicher nachgewiesen, weil sie teils durch Metamorphose umgearbeitet, teils durch Erosion verschwunden sind. Nach dem Grade der Abtragung muss unser Gebiet unzweifelhaft zu den ältesten Partien der Alpen gezählt werden.

Bei der näheren Untersuchung der eigentlichen Flussrinne fällt dem Beobachter die Unzahl der Klüfte und Verwerfungen auf, die i. a. N—S verlaufen. Sie finden ihren markantesten Exponenten in der oben erwähnten Dislokation von Crana, die für den Abfluss des Ribo wegweisend war. Sie muss schon präglazial oder zum mindesten in einem frühen interglazialen Stadium entstanden sein, denn eine mögliche postglaziale Entwässerung der Valle di Vergeletto nach Osten über den Passo della Bassa kann wegen des Fehlens von Schottern und fluviatilen Erosionsformen bis heute nicht nachgewiesen werden.

4. *Morphologie des Diluviums*

Morphologisch sind beide Tallandschaften glazial und fluviatil bearbeitet worden. Vor allem das Tal von Vergeletto scheint eine bedeutende Lokalvergletscherung aufzuweisen. Mit Sicherheit kann angenommen werden, dass zur letzten Eiszeit das ganze Onsernone von Eis bedeckt war. J. BAER konnte bis zu einer Höhe von 1600 m deutliche Grundmoränenreste nachweisen. Die im obersten Teile der Valle di Vergeletto mehr oder weniger typisch ausgebildeten Kare lassen auf eine mächtigere Vereisung schliessen, als dies scheinbar im südlicheren Onsernone der Fall gewesen ist. Problematisch scheint mir das Postulat einer dreifachen Terrassenfolge zu sein, die von verschiedenen Autoren verfochten wird, ohne dafür einen hinreichenden Beweis erbringen zu können. Rutschungen, Sackungen und rudimentäre Schuttfächer mit einer intensiven Vegationsdecke haben bisher sicher oft zu unrichtigen Schlüssen Anlass gegeben, womit aber die Existenz ehemaliger Talböden grosso modo nicht negiert sei. Was die Valle di Vergeletto anbetrifft kann mit Sicherheit in einer Höhe von 1700 m das Vorhandensein eines präwürmeiszeitlichen (?) Talbodens nachgewiesen werden. Auf ihm liegen heute die bedeutenderen Alpen des Vergeletto wie Salei, Medaro, Arena, Porcarescio auf der rechten, Boscaccio, Pianascio, Mazèr, Remiasco und Bassa auf der linken Talflanke. Oberhalb dieser deutlichen Verflachungen (mit zum Teil stark verwachsenem Moränenmaterial) lassen sich weitere rudimentäre Verflachungen nachweisen, die aber wahrscheinlich mit einem höheren Talniveau nichts zu tun haben.

Wandert der Beobachter von Vergeletto aus taleinwärts bis zum Punkt Piano delle Cascine, so kann er dreierlei konstatieren:

1. Einen relativ flachen Talboden mit einem durchschnittlichen Gefälle von zirka 2% ohne Eintiefungsfolgen.
2. Schuttakkumulationen von Murgängen und vom Flusse selbst, die relativ wenig eingeschnitten sind.
3. Grosse Schuttkegel mit den besten Wirtschaftsflächen, vor allem auf der linken Talflanke, ohne deutliche Moränenreste.

Was sagen uns diese Erscheinungen? Vergleichen wir ein Querprofil in der Valle Bavona mit einem in der Valle Onsernone, so lässt die Valle di Vergeletto noch mehr als das eigentliche Onsernone keinen Zweifel an der fluviatilen Ausbildung aufsteigen. Zwischen der Verflachung von 1700 m und dem heutigen Talboden ist der glaziale Formenschatz im Anstehenden ohne Bedeutung. Schliffspuren konnten bisher nirgends nachgewiesen werden, ebenso fehlen eindeutige Moränenreste. Der flachgründige Boden, auf welchem die Schuttfächersiedlung Piei steht, weist auch keine eindeutige Moränenüberführung auf. Somit lassen diese Tatsachen folgende Hypothese zu: Entweder war die letzte

Eiszeit in der Valle di Vergeletto (dasselbe gilt abgeschwächt auch für das obere Onsernone) derart unwirksam, dass mögliche glaziale Akkumulationsformen ausgetilgt wurden (dafür spricht allerdings der kerbförmige Talquerschnitt) oder dass der Höhenunterschied zwischen der erwähnten Verflachung auf 1700 m und dem heutigen Talboden der postglazialen fluviatilen Eintiefung gleichzusetzen ist. Der Betrag von rund 700 m scheint etwas hoch zu sein, es sei denn, man weise die schon öfters erwähnte Verflachung nicht der letzten, sondern einer füheren Eiszeit zu. Es wäre sehr verdienstlich, diese offensichtliche Lücke in der Beurteilung des Diluviums des oberen Onsernone endlich zu schliessen. Der Talausgang bei Cavigliano bietet dagegen den Beweis eines wirksamen Diluviums in Form ausgdehnter fluvio-glazialer Stauschotter bei Ronconaglia.

Die eingangs erwähnten, von verschiedenen Autoren verfochtenen Terrassen tragen die Siedlungen oder das anbaufähige Terrain, weil das Grundmoränenmaterial den fruchtbaren Ackerboden liefert, während der oft nur schwer von der Moräne zu unterscheidende alte Gehängeschutt durch die viel grössere Wasserdurchlässigkeit und die damit verbundene Sterilität gekennzeichnet ist (Ginstergestrüpp). Diese echten Terrassen sind auch meistens die Träger der ausgedehnten Kastanienselven und die bis Comologno in Freikulturen gezogenen Weinreben.

Die jüngsten morphologischen Gebilde sind die Alluvionen und Schutthalden. Glaziale und zum Teil auch postglaziale Ablagerungen bildeten sich an den Flanken der Seitentäler. Das grösste Gebilde dieser Art ist das schon erwähnte Staudelta von Ronconaglia. Gleiches Alter hat auch die analoge Erscheinung zwichen Berzona und Mosogno und noch mehrere andere, die aber leider oft schwer von den eigentlichen Moränen zu unterscheiden sind. Grosso modo erkennt man sie aber an ihrer Pflanzendecke: Diese meist als Adventivterrassen auftretenden Schotterbildungen tragen eine offene Pflanzenformation in Gestalt lichter Büsche, während sich die echten Moränen in der Regel mit einer dichten geschlossenen Grasnarbe präsentieren. Abgesehen von kleinen Alluvialvorkommen in unmittelbarer Nachbarschaft des Flusses treffen wir solche rezenten Alters in grösserem Masse erst im Hintergrunde der beiden Täler, wo sie z. B. bei den Bagni di Craveggia auf relativ breiter Fläche den Talboden einnehmen. Allerdings beginnt der Fluss sich besonders bei Hochwasser bereits einzuschneiden, was wir in günstigen Augenblicken ad oculos studieren können.

Bei der Betrachtung des Längsprofils des Isorno und Ribo könnte man leicht in Versuchung geraten, wegen der Ausgeglichenheit des Gefälls den beiden Talböden ein präglaziales Alter zuzuschreiben. Wohl lässt sich dieses Prädikat dem Flussgebiet des Onsernone-Isorno einigermassen mit Berechtigung zuschreiben, nicht aber ohne weiteres auf den Tallauf des Ribo übertragen. Feh-

lende eindeutige Glazialformen rechtfertigen die Annahme einer postglazialen Eintiefung, was vor allem für die Seitentäler sicher zutrifft, weisen doch deren zwei eine typische Stufenmündung auf. Ins gleiche Kapitel gehört das Problem der Steilen. Nicht jede Steile ist genetisch mit einer Eintiefungsfolge verbunden. Die Hypothese Annaheims «Steile entspricht Eintiefungsfolge» führt in unserem Gebiet nicht immer zu positiven Ergebnissen, besonders dann nicht, wenn der Fluss sein Bett im eigenen Schutt eintieft. Grosse Blöcke können eine Zäsur im gleichmässigen Gefälle hervorrufen ohne logischerweise eine genügende Bestätigung der Annaheim'schen Eintiefungsfolge zu liefern. Damit werden auch eventuell postulierte Talbildungsphasen erneut zur Diskussion gestellt. Da jedoch eine vollständige morphologische Arbeit das ganze Onsernone zum Gegenstand eingehenderer Forschung haben muss, gehört sie nicht in die Konzeption der vorliegenden Untersuchung.

Zusammenfassend kann der Meinung Ausdruck gegeben werden, dass das Einzugsgebiet des Isorno und Ribo eine fluviatile Formprägung ersten Ranges besitzt. Die Eiszeiten haben diese Formenwelt nicht zu verwischen vermocht. Die eigentliche glaziale Ueberformung ist unbeträchtlich, hingegen nicht die eiszeitliche Aufschotterung in einigen Talabschnitten, verbunden mit einer tiefgreifenden fluviatilen Ausräumung.

Die Hypsographische Kurve

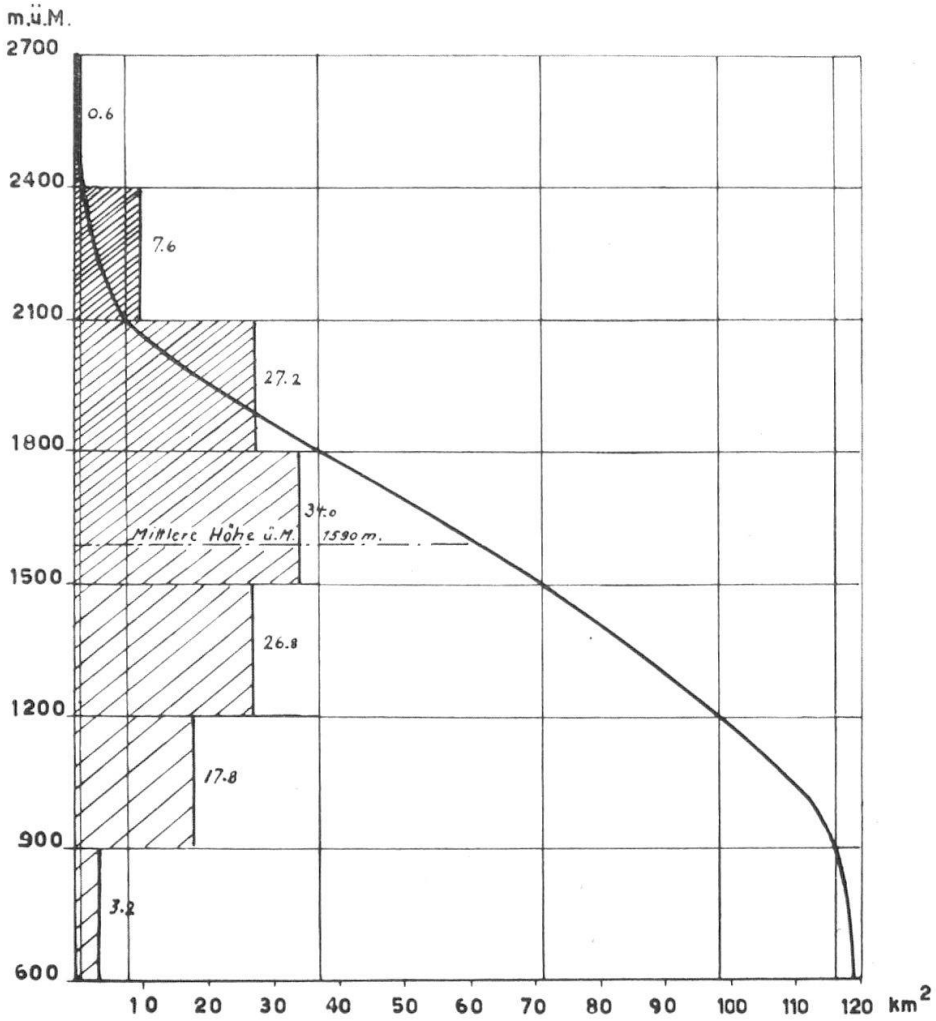
Die prozentuale Verteilung der verschiedenen Höhenstufen auf das ganze Gebiet gibt einen guten Einblick auf den vertikalen Aufbau des Geländes. Nach Höhenstufen mit einem Intervall von 300 m geordnet, erhält man für die Teilgebiete des Isorno und Ribo die nachstehende Flächenverteilung.

TABELLE 3

	600—900 m	900—1200 m	1200—1500 m	1500—1800 m	1800—2100 m	2100—2400 m	2400—2700 m
Ribo							
Fläche in km²	1.5	7.8	11.1	15.1	14.9	6.5	0.4
%-Verteilung	2.6	13.7	19.4	26.4	25.9	11.4	0.6
Isorno							
Fläche in km²	1.7	10.0	15.8	18.8	11.9	3.3	0.2
%-Verteilung	2.8	14.7	26.0	31.3	19.8	5.1	0.3
Teilgebiete zusammen							
Fläche in km²	3.2	17.8	26.8	34.0	26.85	9.6	0.6
%-Verteilung	2.7	14.2	22.8	28.9	22.8	8.1	0.5

Isorno

Hypsographische Kurve des Einzugsgebietes



Tiefster Punkt: 620 m ü. M., Limnigraph Russo.
Höchster Punkt: 2550,7 m ü. M., P. Medaro.
Mittlere Höhe des Untersuchungsgebietes: 1590 m ü. M.

Die Fläche zwischen den Höhenkurven 1500 und 1800 besitzt mit 34 km² oder 28,9% die grösste Ausdehnung; sie umfasst die zum Teil sehr gut entwickelten Alpweiden.

Die Fläche zwischen 600 und 900 m umfasst grosso modo die schluchtartigen 1800 und 2100 m. Zusammen beanspruchen sie 45,6% der Totalfläche; zählt man die oben erwähnte grösste Teilfläche noch hinzu, so ergeben sich 74,5%. Volle 3/4 der Totalfläche liegen zwischen den Isohypsen 1200 und 2100, angenähert gleichmässig verteilt! Die morphologische Deutung dieser planimetrischen Berechnung lautet: Das Einzugsgebiet des Isorno und des Ribo hat seinen Jugendcharakter noch nicht verloren!

Die Fläche zwischen 600 und 900 m umfasst grosso modo die schluchtartigen Abschnitte der beiden Flussläufe und die untersten Siedelungen Russo und

Crana, macht aber bloss 2,7% der Gesamtfläche aus. Dieselbe untergeordnete Bedeutung hat auch die Gipfelpartie des P. Medaro und die Kette des Rosso di Ribbia, eine sehr schmale Zone zwischen 2400 und 2700 m Höhe (0,5% der Totalfläche). Wesentlich gewichtiger ist das eigentliche Siedelungsgebiet zwischen 900 und 1200 m, wobei die Grenze von 1200 m oft leicht überschritten wird. Jene 8,1% der Totalfläche die zwischen 2100 und 2400 m liegen, umfassen vornehmlich die obersten Verflachungen und Schutthalden im Einzugsgebiet des Ribo. Deshalb scheint der italienische Anteil des Einzugsgebietes seinen Jugendcharakter teilweise bereits eingebüsst zu haben, liegen doch 72% im Bereiche von 900 bis 1800 m. Diese Einbusse hat aber an der Vitalität der Landschaft noch keine tiefgreifenden Veränderungen hervorrufen können.

Ein kurzer Seitensprung ins Gebiet der Rovana und Melezza möge die obigen Ausführungen noch abrunden. Das Einzugsgebiet der Rovana mit 111 km² und dasjenige der Melezza mit 126 km² weichen nur unwesentlich von unserem Untersuchungsgebiet ab. Deshalb lässt sich ein überschlagsmässiger Vergleich ohne weiteres verantworten.

Im Gebiete der Rovana mit seiner bekannten Frana di Campo liegt die morphologisch entscheidende Höhenstufe zwischen 1200 und 2400 m mit einer Totalfläche von 89,3 km² oder 80,4% des Gesamthaltes. Allein 73,6 km² oder 66,3% der Gesamtfläche umfassen die Höhenstufen 1500—2400 m. Damit ist auch in diesem Gebiete der jugendliche Charakter der Oberflächenformen gewahrt. Wie stehen die Verhältnisse im Gebiet der Melezza?

Entsprechend der relativ niedrigen Kammhöhen werden die obigen Grenzen etwas tiefer anzusetzen sein: 110,1 km² oder 87,3% der Gesamtfläche umfassen die Höhenstufen zwischen 620 und 1800 m, während dem gebirgigen Teil zwischen 1800 und 2400 m nur 15,4 km² oder 13,7% zuzuschreiben sind. Morphologisch gesehen lautet das Ergebnis: Das Tal der Melezza hat eine gewisse, fortgeschrittene Reife erreicht.

TABELLE 4

	600—900 m	900—1200 m	1200—1500 m	1500—1800 m	1800—2100 m	2100—2400 m	2400—2700 m
Rovana							
Fläche in km²	4.4	8.6	15.7	23.1	28.0	22.5	7.5
%-Verteilung	4.0	7.75	14.1	20.8	25.2	20.3	6.7
Melezza							
Fläche in km²	25.0	29.7	29.9	25.5	12.4	3.0	0.0
%-Verteilung	19.8	23.5	23.8	20.2	9.8	2.4	0.0

5. *Allgemeine Klimaverhältnisse*

Das Gebiet des Onsernone wird in klimatologischer Hinsicht (nach GAUDIN) ganz dem Bereiche des «insubrischen Gebietes» zugeordnet. In einer Abhandlung über das Puschlav zeigt H. BROCKMANN-JEROSCH sehr zutreffend, wie ein kleiner Erdenfleck als Uebergangsglied zweier grosser Klimabereiche dienen kann: Das Onsernone als Verbindung zwischen dem eine stark ozeanische Note aufweisenden insubrischen Klima mit seinen typischen Vegetationsformen und dem anschliessenden eher kontinentalen Klima der Alpen.

Als bedeutungsvollstes Charakteristikum des insubrischen Klimas im Allgemeinen und desjenigen des Onsernone im Speziellen, darf das verhältnismässig hohe Monatsmittel der Temperaturen für die Wintermonate angesehen werden. Diese sind eine Ursache dafür, dass eine stattliche Anzahl südlicher Pflanzen in unserem Untersuchungsgebiet zu gedeihen vermag, während sie aber in der im Winter bedeutend kälteren Poebene erfrieren, obwohl diese beträchtlich höhere Sommertemperaturen aufzuweisen hat. Grosso modo sind die Temperaturverhältnisse des Onsernone dem benachbarten Insubrikum parallel zu setzen, wenn wir die folgenden Zahlen zur Veranschaulichung anführen.

TABELLE 5

Station	*Mittlere Jahres-temperatur*	*Mittlere Sommer-temperatur*	*Mittlere Winter-temperatur*
Locarno . . .	11.7°	20.6°	3.0°
Loco	9.4°	17.8°	0.7°
Comologno . .	7.1°	16.0°	—0.9°
Vergeletto . .	8.1°	16.2°	—0.2°

Infolge seiner orographischen Lage ist das Onsernone mit dem südlich angrenzenden Centovalli, vom Gotthard und San Bernardino abgesehen, eines der niederschlagsreichsten Gebiete der Schweiz. Borgnone (713 m) im Centovalli empfing 1899—1907 im Mittel 2090 mm und Mosogno (784 m) 1956 mm Niederschläge. Für die 40jährige Beobachtungsperiode 1901—1940 erhöht sich der Betrag leicht auf 2051 mm. Diese Zahlen haben in den letzten Jahren eine kleine Korrektur erfahren, ändern aber nichts an der Tatsache, dass dieser abgelegene Winkel unseres Landes doch eo ipso ausserordentlich hohe Niederschlagsmengen empfängt.

Ueber den jährlichen Gang der Temperaturkurve lässt sich leider nicht viel aussagen, da die Station Mosogno nur Niederschlagswerte aufzeichnet. Die in

Tabelle 5 wiedergebenen Werte stammen von privater Seite und basieren auf früheren Beobachtungen. Allerdings darf bemerkt werden, dass der Temperaturverlauf i. a. nicht so grossen Schwankungen unterworfen ist wie die Niederschlagskurve. Dem Wunsche nach Errichtung von einer oder zwei vollständigen meteorologischen Stationen im oberen Onsernone und in der Valle di Vergeletto standen die unzulänglichen finanziellen Mittel hindernd im Wege, sodass bis heute in Bezug auf die Temperatur, Verdunstung, Sonnenscheindauer und Windrichtungen nichts Endgültiges ausgesagt werden kann.

Wind und Wetter

Ueber die vorherrschenden Windrichtungen ergibt sich aus eigener Anschauung und aus Aussagen der ortsansässigen Bevölkerung empirisch ungefähr folgendes Bild: Während der Wintermonate herrscht vor allem der trockene, jedoch nicht immer warme Nordföhn. An zweiter Stelle stehen die Tage mit NW und SW-Winden. Letztere sind vor allem die Regenbringer. Auffällig ist auch die Häufigkeit der Ostwinde. Diese Richtung ist leicht zu verstehen, wenn man die Topographie zu Rate zieht: Die Talanlage ist ja konsequent W—E gerichtet mit dem einzigen Zugang aus Osten. Im Sommer lässt sich anhand der Gewitterzüge die Hauptwindrichtung einigermassen rekonstruieren, wobei aber die Lokaltopographie in Rechnung gestellt werden muss.

Die weitaus grösste Zahl der Gewitter, aus der Gegend des P. Ruscada kommend, zieht zum Teil östlich am Zucchero vorbei und bringt dem unteren Abschnitt der Valle di Vergeletto die Regenmengen. Der übrige Teil dringt durch das Onsernone talauswärts verliert aber in der Gegend von Loco seine Wirksamkeit. Die typischen Herbstregen kommen meist aus südwestlicher Richtung. Es liegt nicht im Sinne der vorliegenden Arbeit, diese klimatischen Faktoren explicite zu behandeln, sondern soweit in den Rahmen einzuspannen, dass der Vollständigkeit einigermassen Genüge getan sei. Auf das Heranziehen von fragwürdigen Unterlagen hat der Verfasser bewusst verzichtet.

6. Allgemeine Vegetationsverhältnisse

Die enge Berührung der ozeanischen Buchenwälder mit den kontinentalen Lärchen- und Tannenbeständen ist für das ganze Untersuchungsgebiet wegweisend. Nur das Studium der Vegetationsdecke in lokal-typologischer Hinsicht liefert das nowendige Material für die Beurteilung des Einzugsgebietes eines Gewässers mit all denjenigen Faktoren, die einen wesentlichen Anteil an der Gestaltung des Wasserhaushaltes haben und an der Ausbildung des eigentlichen Bachbettes mitwirken.

Querschnitt durch die Vegetation des oberen Onsernone

m. ü. M.	SONNENLAGE		SCHATTENLAGE	
		Moorheidelbeere		
2400		Wachholder		
2300	Lärchenwald	Alpenerle		Alpenrose
	relikte	Alpenrose		
2200				
2100				Alpenerle
	Lärchenwald			Heidelbeere
2000			*Lärchenwald*	
1900		Legföhre		
1800	Rottanne		*Rottannenwald*	
1700	*Buchenwald*			
1600	Birkenwald	Hasel-		Birke
		strauch		
1500				
1400		Weisserle, Esche		
		Linde		Weisserle
1300			*Weisstannenwald*	
1200				Linde
1100		Eiche	*Buchenwald*	
		Bergahorn		
1000	*Kastanienwald*			
900			*Kastanienwald*	
800				
700				
600				

N. B. Die Hauptformation ist durch Kursiv hervorgehoben. Die Höhenzahlen bedeuten stets die Obergrenze der Vegetation.

Auffallend ist die Verschiedenartigkeit des Eindruckes, den die Wälder unterhalb der Limnigraphenstation und im eigentlichen Einzugsgebiet dem Beobachter hinterlassen. Das heterogene Verhalten der lichten Buschwälder im mittleren und untersten Talabschnitt steht in krassem Gegensatz zur Einheitlichkeit der dunklen Tannenwälder im westlichen Talabschluss. Der Vegetationstypus gliedert sich in die beiden Hauptgruppen der Laub- und Nadelwälder. Die ersteren zerfallen durch die Art ihrer Bewirtschaftung in zwei auffällige Komponenten: den Hochwald und den Buschwald. Damit streifen wir ungewollt den anthropogenen Faktor, der sich später nochmals eingehender zum Worte melden wird. Der parkähnliche Buschwald leitet organisch in die Buschweiden mit Haselstrauch und Birken über. Im allgemeinen konzentrieren sich die Fichten und Tannen auf die nordexponierten Talflanken, die Lärchen und Buchen auf die Südhänge. Dieses etwas allgemeine Bild bedarf aber noch einer Korrektur in der Vertikalen, indem mit zunehmender Meereshöhe der Laubwald durch Nadelhölzer ersetzt wird. Damit ergibt sich das für unsere Alpen typische pflanzengeographische Höhenprofil, welches in einer Modifikation für das Onsernone auf der Seite 20 dargestellt ist.

Die Intensität der Pflanzenbedeckung, die verschiedenen Arten und räumliche Verteilung spielen in der Erosionsfähigkeit des Wassers und damit auch unmittelbar für die Geschiebeführung unzweifelhaft eine wichtige Rolle, wobei der anthropogene Einfluss früherer Zeiten sich in positiver wie negativer Weise oft erst dato sich bemerkbar macht. Ins gleiche Kapitel gehört auch die Rekonstruktion der ehemaligen Waldgrenze die vor nicht allzu langer Zeit sicher höher gelegen sein muss. Welches sind wohl die Gründe, die zu ihrer Tieferlegung geführt haben? Sind eventuelle Folgen in hydrologischer Hinsicht nachweisbar?

Die Laubwälder und z. T. auch die Larixbestände auf den südexponierten Hängen sind durch ihre Bewirtschaftung, d. h. durch den Einfluss der Oekumene weitgehend gekennzeichnet. Der Buchenhochwald ist mancherorts zu einem Buschwald degradiert, und dort, wo die Kastanie bestandbildend auftritt, stellt sich häufig als Unterwuchs Sarothamnus und Dornengestrüpp ein. Der anthropogene Einfluss hat das Vegetationsbild weitgehend verändert und z. T. zerstört. Die Neuschaffung, bzw. Vergrösserung der Alpweiden bewirkte aus Kausalitätsgründen eine z. T. beträchtliche Herabsetzung der Baumgrenze und eine Intensivierung der Waldweide, was den Wasserabfluss und damit auch die Erosion an vielen Orten stark förderte.

Der Artenreichtum, den das südliche Klima trotz der Höhenlage hervorzaubern kann, möge die folgende Zusammenstellung illustrieren. Die ausgewählte Probefläche von zirka 250 m^2 liegt hart westlich hinter der Försterhütte Piano delle Cascine in der Valle di Vergeletto. Sie umfasst einen Ausschnitt aus einem schön gewachsenen, typischen Buchen-Weisstannenverband.

Abieto—Fagetum—Festucatosum

Piano delle Cascine, 1135—1200 m, auf Gneis, Valle di Vergeletto.

Bäume:

Ch	Fagus silvatica	50—60%	
Ch	Abies alba	20—30%	
Fgt	Fraxinus excelsior	vereinzelt	
Zu	Alnus glutinosa	1.2	
Zu	Alnus incana	+ .2	
Be	Ulmus scabra	+	
Fgt	Betula verrucosa	+	
Be	Cytisus nigricans	+	

Sträucher:

Fag	Sambucus racemosa	+1.2	c. fr.
Zu	Clematis recta	+ .1	c. fr.
Zu	Salix caprea	+ .1	
Zu	Salix glauca	+	
Be	Vaccinium Myrtillus	1.2	
Be	Lonicera Xylosteum	+	
Be	Lonicera alpigena	+	

Stauden und Kräuter:

Be	Adenostyles Alliariae	+	
Zu	Aconitum Napellus	+ .1	c. fl.
Zu	Petasites hybr.	2.3	
Be	Senecio nemorensis	+ .2	c. fl.
Be	Hieracium murorum	+ .2	c. fl.
Be	Aspidium Filix mas	3.2	
Be	Rubus idaeus	4.3	c. fr.
Be	Oxalis Acetosella	2.2	
Be	Fragaria vesca	3.2	c. fr.
Be	Epilobium montanum	+	c. fr.
Be	Veronica chamaedrys	+ .2	c. fl.
Zu	Lapsana communis	+	c. fl.
Zu	Melandrium dioecum	+	c. fl.
Be	Solidago Virga aurea	+ .1	c. fl.
Be	Aruncus silvester	+ .2	c. fl.

Kräuter:

Be	Saxifraga rotundif.	+ .2	c. fl.
Fgt	Asperula odorata	1.2	
Be	Ranunculus acer	+	c. fl.
Zu	Urtica dioeca	2.3	c. fr.
Zu	Rumex scutatus	2.3	
Zu	Gnaphalium silv.	+	c. fl.
Be	Pteris aquilina	1.2	
Be	Agrostis tenella	2.2	
Zu	Prunella grandiflora	+	c. fl.
Zu	Silene vulgaris	+	c. fr.
Be	Majanthemum bif.	1.2	
Be	Chaerophyllum hirs.	+	
Fag	Epilobium mont.	+ .1	
Fgt	Milium effusum	+	
Fag	Prenanthes purpurea	+ .1	
Zu	Cystopteris Fil. frag.	+ .1	
Be	Pyrola secunda	+	
Fag	Actaea spicata	+	
Fgt	Paris quadrifolius	+	
Zu	Geranium silvaticum	+ .1	
Ch	Festuca silvatica	2.2	
Be	Luzula silvatica	1.3	c. fl.

Legende der Abkürzungen:

Ch = Assoziations-Charakterart
Fag = Fagion-Art (Verbandscharakterart)
Fgt = Fagetalia-Art (Ordnungscharakterart)
Be = Begleiter (zeigen weder regelmässiges Vorkommen noch besondere Treue)
Zu = Zufällige (zeigen weder regelmässiges Vorkommen noch besondere Treue)

In der Gruppe der Laubwälder dürfen wir unter keinen Umständen die Formation des Kastanienwaldes vergessen, der leider durch die mittelbaren Einwirkungen der Kriegszeit und durch Krankheiten je länger je mehr dezimiert wird. Er zerfällt in zwei deutlich geschiedene Unterabteilungen: Die Fruchthaine oder Selven, die in der Nähe der Siedelungen auf tiefgründigem Boden wachsen und als zusätzliches Lebensmittelreservoir dienen und die spontanen Nieder- oder Buschwälder, die nur selten der Früchte zuliebe, meistens aber wegen des Holzes, Laubwerkes und der Unterflora als Buschweide genutzt werden. Dieser bosco steigt allerdings nicht viel höher als bis zirka 1000 m, von wo an die Kastanie ausbleibt. Er bildet zur Zeit des Hochstandes in den tieferen Talpartien vielfach eine undurchdringliche, mit Dornensträuchern reich dotierte Wildnis. Es handelt sich hier um eine Art Macchia, schon etwas «nördlich» zugeschnitten, denn es fehlen meistens die immergrünen, typisch mediterranen Pflanzen.

Die mit Grundmoränenmaterial bedeckten Verflachungen sind die Wirtschaftsflächen erster Ordnung. Das Kulturland besteht meistens aus Kartoffelfeldern und Heuwiesen. In der Nähe der Siedelungen wird auch Gemüse für den Eigenbedarf gezogen. Der praktisch vollständige Kalkmangel in Verbindung mit einer noch unrationellen Bebauungsart (Güterzerstückelung, Erbrecht!) lässt die Erträge trotz der relativ hohen Fertilität des Bodens nicht allzu reich werden. Der Getreidebau ist, wohl auch wegen der Höhe, bedeutungslos. Die Weinrebe, ehedem bis Comologno (1082 m) als Terrassenkultur gepflegt, ist heute nur noch sporadisch vorhanden. Die Mitte des vergangenen Jahrhunderts einsetzende Entvölkerung des Tales hat in den von Gestrüpp überwucherten Terrassen, die teilweise auf den Südhängen bis in die eigentliche Schlucht hinunterreichen, mahnende Zeugen hinterlassen.

Eine für das Onsernone charakteristische Formation bildet das Sarothamnetum, zum Teil als Unterwuchs des Kastanienwaldes, zum Teil als Beimischung der Corylus-Assoziation. Häufig findet sich auch Juniperus communis, var. vulgaris mit ihm vergesellschaftet. Die obere Grenze der Besenginsterbestände variiert zwischen 1200 m bei Crana (anthropogen zurückgedrängt) und 1400 m in der Valle di Vergeletto. Infolge seiner Giftigkeit

und besonders auch wegen der Unduldsamkeit gegegenüber andern Pflanzen, ist der Besenginster vom landwirtschaftlichen Standpunkt aus betrachtet als eines der ärgsten Unkräuter zu bewerten. Die Ausrottungsversuche sind denn auch häufig die Ursache der gefürchteten Waldbrände, von denen besonders die siedelungsnahen Gebiete hie und da heimgesucht werden. Der Ginster ist entweder das Anfangs- oder Endglied einer Landumwandlung, indem durch Abbrennen des Gestrüpps neues Terrain gewonnen wird, oder aber wenn bei Umwandlung von Kastanien-Niederwaldungen durch allzu rasche Folge der Kahlschläge vorerst Weide, dann Callunaheide und schliesslich Sarothamnusbestand sich einstellt. Der Ginster verlangt trotz des scheinbar xerophytischen Baues seiner Organe ein ozeanisches Klima mit grosser Sommerwärme und starker Insolation, wozu das Onsernone wie geschaffen ist.

7. Nutzungsintensität des Gesamtareals

Totale Bodenfläche: 118,8 km², unproduktiv: 21,5 km².

Man ist sich sonst im allgemeinen gewöhnt, dass im Hochgebirge der unproduktive Anteil meist wesentlich grösser ist. Zieht man demgegenüber aber den Umstand in Betracht, dass die Oekumene, d. h. das Areal mit geschlossenen Siedelungen bis zirka 1200 m reicht und dasjenige der Wälder ein recht ansehnliches ist, so wird man den relativ kleinen Betrag für das unproduktive Land ohne weiteres verstehen, denn 33% der produktiven Fläche entfallen allein auf den Wald. Ganz generell ist die Waldfläche auf der Schattenseite der Täler dichter. Einzelne, alleinstehende Lärchen stehen an verschiedenen Lokalitäten 100—220 m über der rezenten Waldgrenze. Das Weideland, inklusive die Waldweide und Heuwiesen, beansprucht zirka 60%, während die restlichen 6—7% auf das eigentliche Kulturland in unmittelbarer Nachbarschaft der Siedlungen entfallen. Daraus ist ersichtlich, wie kümmerlich eigentlich die Lebensverhältnisse der Bewohner sind. Umso mehr Verständnis und Wohlwollen muss dem Versuch der Ansiedlung kleiner, arbeitsintensiver Industrien entgegengebracht werden. Die moderne Pendelwanderung hat bereits auf das Tal übergegriffen, denn alltäglich fahren Arbeiter in die nähere und weitere Umgebung von Locarno, um das Brot zu verdienen. Das Elend vieler alter Leute, die ohne Verdienst von der Hand in den Mund leben müssen, ist teilweise bedauerlich! Doch die Gastfreundschaft kennt oft keine Grenzen, was der Verfasser in rührender Weise erleben durfte. Die geringste Erkenntlichkeit vermag die Treue der Leute dauernd zu festigen.

II. Teil

Hydrometrie und Morphogenie des Flussbettes zwischen Russo und Chiosso

Einleitende Gedanken

Die hydrologischen und morphogenetischen Probleme, die ein Flusstal des Mittellandes zu bieten vermag, sind reichhaltig. Um wie Vieles komplizierter, ja komplexer müssen diejenigen eines Gebirgsflusses sein, dessen Flussbett und Wasserführung ständigen grossen Schwankungen unterworfen sind und deren Ausmasse sehr oft nur empirisch sichergestellt werden können, da die Spielregeln der Hydraulik in solchen Fällen meistens zu versagen pflegen. Die folgenden kritischen Beobachtungen sollen die Problematik unterstreichen, die sich bei längerem Studium eines solchen Flusslaufs in morphologischer wie hydrologischer Hinsicht ergeben.

Die meisten Faktoren, die die Ausbildung und Veränderung eines Flussbettes bewirken, sind in vielfacher Kombination miteinander verknüpft: Wassermenge, Rauhigkeit der Flussohle und der Einzugsgebiete; Gefälle, Grösse und Form des Querprofils; Grösse, Form, Menge und Anordnung des Geschiebes, die sehr auffälligen und deshalb auch eingehender zu betrachtenden Kolkbildungen sollen in der Folge auch einen wesentlichen Platz im zweiten Teil der Arbeit einnehmen. Wir werden im Laufe der Betrachtungen zur Erkenntnis kommen, dass sich die Abflussverhältnisse eines Gebirgsflusses nicht ohne weiteres in mathematische Formeln zwängen lassen, wie dies bei einem Mittellandfluss oder bei einem kanalisierten Lauf möglich ist. Die Hydraulik, d. h. die praktisch angewendete Hydrologie beim Bau von Stauwehren und andern Flussbauten, muss sich in dieser Beziehung noch manchen Abstrich gestatten lassen, bis die hydrologische Erforschung vieler Gebirgsflüsse soweit gediehen ist, dass greifbare und vor allem sichere Ergebnisse vorliegen. Dabei sollen aber die wasserbautechnischen Erfahrungen in der Hydraulik nicht negiert werden, sondern die Laboratoriumsversuche müssen in einem natürlichen Gebirgsfluss empirisch angewendet und mit den notwendigen Kautelen versehen werden, bis die Hydrologie genügend Material für eine mathematische Bearbeitung, soweit sie überhaupt in Frage kommt, gesammelt hat.

A. Das Kolkphänomen

I. Begriffsbildung

Kolke sind typische Erosionsformen des fliessenden Wassers, die sowohl im Meere wie in Flüssen entstehen können. Dort sind sie meist ausgewählte Stellen der Brandungsrinne, hier aber ist ihre Genesis sehr weitgehend an die Flussbettgestaltung gebunden. Auf Grund der Erscheinungsformen können wir die Flusskolke wie folgt typisieren:

1. Bei einem mäandrierenden Fluss (Unterlauf) sind diese beckenartigen Vertiefungen und Ausweitungen auf die Gegend der Prallhänge konzentriert, wo die erodierende Kraft des Wassers am grössten ist, also im Stromstrich.

2. In einem Gebirgsfluss sind diese Erscheinungen ebenfalls vorhanden. Ihre Entstehung beruht aber auf der Existenz von Wasserfällen, Klüften und Bruchbildungen.

3. Eine andere Ausbildungsform sind die sogenannten Potholes oder Strudellöcher, wie sie AENGEBY in skandinavischen Stromschnellen nachgewiesen hat. Sie sind eine Erosionssonderform innerhalb der Schnelle selbst, und ihre Entstehungsmöglichkeit hängt weitgehend von der Wasserführung, der Form und dem Gesteinsmaterial der Schwelle ab. Ihr Aussehen hat grosse Aehnlichkeiten mit den bekannten Gletschermühlen, was möglicherweise auf eine gleichartige Entstehungsgeschichte schliessen lässt.

II. Die Kolkbildungen des Isorno

1. Talanlage

Der Isorno durchströmt auf seinem Talweg von den Bagni di Craveggia bis zu seinem Austritt aus dem Gebirge eine tiefe Schlucht. Daher kommt es praktisch nicht zu den typischen Mäanderbildungen, ganz abgesehen davon, dass die Wassergeschwindigkeit viel zu gross ist. Und doch haben wir auf eine grosse Zahl gut ausgebildeter Kolke hinzuweisen. Sie sind auf die relativ kurze Flussstrecke zwischen Russo und Loco beschränkt, und der ganze Oberlauf, wie auch derjenige des Ribo in der Valle di Vergeletto, weist keine derartigen Erscheinungen auf. Diese lokale Beschränktheit deutet ohne Zweifel auf eine morphologische wie auch genetische Sonderausbildung hin.

Wie bereits an anderer Stelle schon angedeutet wurde, verdankt die Isornoschlucht ihre Entstehung primär einer tiefgreifenden, tektonischen Störung.

Darüber hinaus konnte sich die erodierende Kraft des Wassers parallel dem Schichtverlauf voll auswirken, was dann sekundär die Schaffung eines typisch asymmetrischen Querprofils zur Folge hatte.

Tieft sich allgemein (im Speziellen gilt das auch für den Isorno) ein Wasserlauf in den schräggestellten Schichten im Streichen ein, so hat er die Tendenz, während der Tiefenwanderung auf der Schichtlehne in der Richtung des Fallens abzugleiten, also die Talachse nach dieser Richtung hin zu verlegen; dies kann unter Umständen zur Bildung von Epigenesen führen. Trotz dieser Talachsenverlegung erfolgt ein Tiefernagen durch die Pultfläche hinab. Ist dann ein schräger Schichtkomplex durch solchen Tiefenriss seiner Stütze beraubt, so kann die obere Partie als Schichtschlipf abgleiten. An den Schichtköpfen der Gegenseite handelt es sich um ein «stückweises Abbrechen» und damit die Ausbildung eines asymmetrischen Querprofils, welches, in allerdings abgeschwächtem Masse, auch in der Valle di Vergeletto und im Oberlauf des Isorno zur Geltung kommt.

2. *Ursachen der Kolkbildung im allgemeinen*

Im Abschnitt I, al. 3 sind die Gründe programmatisch dargelegt, die zur Bildung der Kolke geführt haben: Klüfte und Verwerfungen kleineren Ausmasses, die zur Bildung kleinerer und grösserer Wasserfälle und Stromschnellen führten. Der höchste Wasserfall erreicht ungefähr zehn Meter, der niedrigste zirka 0,80 m! Beide haben Anlass zu Bildung von Kolken gegeben, deren flächenmässige Ausdehnung allerdings verschieden ist. Ein anderer, sehr gut ausgebildeter Kolk liegt senkrecht unter dem Ponte Vecchio am Wege von Russo nach Oviga. Seine Lage zwischen senkrechten Felswänden, übrigens ganz ähnlich wie beim Kolke «Wanda» südlich Chiosso, verdankt ihre Entstehung einem Wasserfall, der interglazial tätig, sich im Laufe der Jahrtausende durch Rückwärtserosion totgelaufen hat, d. h. an Stelle der Schwelle ist eine Schlucht getreten. Wir sehen also schon anhand der wenigen Beispiele, dass die Genesis der Kolke sehr komplexer Natur ist; hinzu kommen die verschiedenen Klüfte, weil sich in ihnen das Geschiebe ablagert, das zur Bildung eines abgepflästerten Kolkbodens führt, ohne das die typischen Tosbecken niemals im heutigen Ausmasse hätten entstehen können. Diese mehr allgemeinen Ausführungen werden im Abschnitt «Die Kolke als Einzelerscheinungen» detailliert behandelt werden. Die kleinen Seen, die die düstere Isorno-Schlucht etwas beleben, praktisch aber ihrer fast völligen Unzugänglichkeit wegen kaum von Bedeutung sind, wurden erst durch den Kraftwerkbau im Maggiatal aus Jahrtausende währenden Dornröschenschlaf erweckt, werden doch ihre Wasser ebenfalls in weisse Kohle umgewandelt werden!

3. Arbeits- und Messmethoden

Um einigermassen sichere und brauchbare Unterlagen zu haben, mussten die Kolke mehrmals ausgelotet werden. Es wurden daher Fixpunkte beidseitig des Flusses an geeigneten Stellen in die Felsen eingelassen (Abbildung 5). Mit einem graduierten Drahtkabel wurden Profil- und Messpunkte festgehalten, denn nur auf diese Weise konnten die nachfolgenden Messungen einen praktischen Wert haben. Die Lotungen erfolgten anfänglich von einem Schlauchboote aus. Beim Niederwasserstand des Sommers 1950 konnte eine Anzahl direkter Profilmessungen ausgeführt werden. Im Herbst und Winter wurde ein einfaches Floss zu Hilfe genommen, und endlich stand uns 1951 ein kleines Ruderboot zur Verfügung, welches mit viel Mühe in den Canon hinuntergelotst werden konnte.

Die Tiefenbestimmungen selbst konnten bei Niederwasser und einer nicht allzu starken Strömung mit einer in Zentimeter geteilten Messlatte ausgeführt werden. Bei grossen Tiefen und hohen Wasserständen wurden Gewichte von 5—15 kg mit graduiertem Hanfseil benützt. Im Jahre 1951 wurde eine vom Eidgenössischen Amt für Wasserwirtschaft zur Verfügung gestellte 26 kg schwere Eisenkugel sowie ein graduiertes Gummikabel verwendet.

Um die Wasserstandshöhen einer genauen und regelmässigen Beobachtung zu unterziehen, wurde für jeden Kolk an einer günstigen Stelle ein einnivellierter Nullpunkt festgelegt. Damit wurde auch eine Vergleichsmöglichkeit mit den Werten der Limnigraphenstation Russo geschaffen.

(Siehe Tafel 1.)

Zusammenstellung der Pegelnullpunkte

Kolk	«Wanda»	486,90 m ü. M.
Kolk	2	497,35 m ü. M.
Kolk	3	ohne Angabe
Kolk	4	505,00 m ü. M.
Kolk	5	ohne Angabe
Kolk	6	508,75 m ü. M.

Da in den Kolken 5 und 6 die Veränderungen in der dreijährigen Beobachtungsperiode kaum feststellbar waren, wurden sie 1951/52 vernachlässigt.

4. *Allgemeine Charakteristik der studierten Flusstrecke*

Die in Frage kommende Laufstrecke des Isorno liegt zwischen den Koten 505 (resp. 508,75) und 488,6; ihre Länge beträgt zirka 260 Meter, das durchschnittliche Gefälle zirka 7,5%. Sie wird in fünf Becken zergliedert (Kolke), welche durch kürzere Laufstrecken mit Schnellen oder Wasserfällen unterbrochen wird. Ausserdem sind in den folgenden Ausführungen noch zwei Kolke erwähnt, die leider auf dem Situationsplan 1:250 nicht mehr aufgenommen werden konnten (Kolk 5 und 6). Diese haben wir in der Richtung des Gefälles bezeichnet mit: Kolk 6, Kolk 5 (beide ausserhalb der Situation), Kolk 4, Kolk 3, Kolk 2, Kolk 1 und Kolk «Wanda». Der Name des letzteren ist nicht frei erfunden, sondern wird von der einheimischen Bevölkerung verwendet. Kolk 6 ist mit Kolk 5 durch ein schmales Rinnsal verbunden, welches nur bei höherem Wasserstande überflutet ist und sich dann als zirka 40 cm hohe Schnelle auswirkt. Der anschliessende Kolk 5 ist durch eine breite, anstehende Schwelle von Kolk 4 getrennt. Der flussaufwärts gelegene Teil dieser Schwelle führt zur Bildung einer grossen Schnelle, während die untere Partie einen zirka 2 Meter hohen Wasserfall hervorruft, der bei Hochwasser sehr mächtig wird (siehe Abbildung 6). Der anschliessende Kolk 4 ist mit Kolk 3 in doppelter Weise verbunden: Auf der Nordseite des Talweges liegt eine schmale Rinne mit kleinen Schnellen und Wasserfällen; auf der Südseite fliesst ein Teil des Wassers unter den Blöcken des zwischen Kolk 4 und Kolk 3 auf der Südflanke des Tales niedergegangenen rezenten Bergsturzes durch. In ähnlicher Weise vermitteln eine Anzahl Schnellen über anstehende Rippen und grössere Blöcke den Uebergang von Kolk 3 zu Kolk 2. Eine anstehende Schwelle mit nachfolgendem zirka 3 Meter hohen Wasserfall führt die Wassermassen des Isorno vom relativ kleinen und unbedeutenden Kolk 2 in den prächtigen Kolk 1 (siehe Abbildung 3). Kolk 1 steht seinerseits über eine 7—8 Meter breite anstehende Schwelle, auf welcher heute die Wasserfassung ruht, und einem zirka 10 Meter hohen Wasserfall mit dem untersten der von uns untersuchten Kolke («Wanda») in Verbindung (siehe Abbildung 1).

5. *Morphogenesis der Kolke*

a) Kolk 6

Er ist mit der Pegel-Kote 508,75 der höchsgelegene der ganzen Reihe und auch am leichtesten zugänglich. Seine maximalen Ausdehnungen betragen 27 resp. 12 Meter; die grösste sicher festgestellte Tiefe misst 2,80 m; diese liegt zirka 4 Meter unterhalb der Schnelle, welche ihn flussaufwärts begrenzt. Das linke

Ufer wird durch mehr oder weniger steile Gneisfelsen begrenzt, deren Schichtfläche gegen das Wasser gerichtet ist. Ungefähr in der Mitte des linken Ufers verläuft eine deutliche Kluft und zirka 10 m weiter flussaufwärts eine zweite, ebenso ausgeprägte. Das dazwischen liegende Gesteinspaket ist horizontal in einzelne Teilkomponenten zergliedert. Dadurch konnte das Wasser im Laufe der Zeit Miniaturstufen auswaschen, die einzige Möglichkeit, um überhaupt auf dieser Seite in den hinteren Kolkteil zu gelangen. Das rechte Ufer ist wesentlich flacher und stark nach Süden zurückspringend, dadurch eine kleine Abrasionsterrasse bildend. Die ganze Anlage des Kolkes ist ein Kesselbruch «en miniature», in welchen der eigentliche Kolk sich eingetieft hat. Auffallend sind die bereits zitierten Klüfte. Im Anstehenden sind sie teilweise verklemmt, dafür im Kolkboden umso schöner sichtbar. Hier konzentrieren sich auch die grössten Untiefen. Ihre Auffüllung mit Geschiebematerial ist nicht nur natürlich, sondern notwendig für die Austiefung des Kolkbodens. Durch horizontale Wasserwalzen stets in Bewegung gehalten, reiben sie die Klüfte ständig weiter aus; das Wasser allein wäre dazu niemals imstande. Einen Beweis dafür liefert der zirka 20 m hohe Wasserfall bei Piano delle Cascine in der Valle di Vergeletto. Der Höhe des Falles entsprechend sollte ein tiefes Tosbecken vorhanden sein. Doch finden wir nur eine sehr flache Wanne im Anstehenden ohne eine wesentliche Geschiebekomponente; dies zeigt deutlich, wie gross der Anteil des letzteren an der Gestaltung eines Kolkes ist. Allerdings muss noch gesagt sein, dass die Wassermenge der Valle Quarantera normalerweise wesentlich geringer ist, als diejenige des Isorno. Die grosse Fallhöhe kompensiert aber die geringere Wassermenge, und das Fehlen des Geschiebes beweist zur Genüge ihre Wirksamkeit in der Ausgestaltung der Kolkböden.

Der untere Abschluss des Kolkes 6 wird durch eine riesige Blockmasse gebildet, welche sichtbar auf Anstehendem ruht. Eine verhältnismässig schmale Rinne gestattet den Durchfluss der Wassermassen nach dem benachbarten Kolk 5. Eine einmalige Sehenswürdigkeit bildet das Strudelloch in der linken Uferwand, ungefähr 2,5 Meter über dem Niederwasserspiegel. Damit haben wir einen Anhaltspunkt über die Höhe des niedrigsten Hochwassers. Der schon früher postulierte Vergleich mit den Gletschermühlen*) scheint sich in diesem Einzelfall zu bestätigen, fand sich doch am Grunde des Schlundes ein etwa faustgrosser, beinahe kugelrunder Stein. Dass das Loch nicht tiefer ist, hängt weitgehend von zwei Umständen ab: Erstens ist die Wassermenge viel zu labil, und zweitens ist das Gestein zu hart, wobei aber der erstgenannte Umstand das grössere Gewicht hat.

Die Geschiebeführung macht sich nicht nur auf dem Kolkboden bemerkbar, wenn ihr dortiger Anteil auch ausschlaggebend ist. Je nach der Konfiguration der Ufer und ihrer nächsten Umgebung sind die extraaquaten Ablagerungen ein mehr oder weniger getreues Abbild der jahreszeitlichen Wasserführung.

---

*) siehe J. Brunhes, L'érosion tourbillonaire

Die Abrasionsterrasse des rechten Ufers mit ihrer leichten, flusswärts gerichteten Neigung bietet bei Hochwasser die Möglichkeit für Ablagerung von Alluvionen, die aber vom zurückfliessenden Wasser meist restlos wieder weggeschwemmt werden. Dieses Geschiebe kann in dem Fall als Indiz für einen Hochwasserstand nicht in Frage kommen, wohl aber etwa grosse Baumstämme, die sich irgendwo festgeklemmt haben. Für die Ablagerung von Alluvionen wesentlich günstiger gestaltet sich die Ausbildung des linken Ufers am flussabwärts gelegenen Kolkende. Die grossen Blöcke wirken als ideale Geschiebefänger.

In der unteren Kolkhälfte fällt eine Schwelle auf; eine querliegende Rippe aus anstehendem Gestein führt zur Anhäufung von Geschiebemassen. Diese Schwelle bewirkt aber auch die Bildung von Unterwasserwellen, die beim Niedergang auf der Leeseite eine verstärkte Erosion und damit eine Auskolkung zur Folge haben. Eine ähnliche Wirkung haben auch Wirbel, die in der Nähe von Hindernissen auftreten. Bei rückläufiger Fliessrichtung in der Nähe des Ufers und gleichzeitiger Querschnittverbreitung kommt es dann zur Ablagerung von Alluvionen.

Beim Geschiebe lässt sich einwandfrei eine dachziegelartige Ablagerung nachweisen, eine Abpflästerung des Flussbettes mit überfaustgrossen Geröllen, die sich mit ihrer Längsachse in die Richtung der stärksten Strömung einstellen. Kies und Sand sind zwischen diese groben Partikel eingelagert. Wesentliche Veränderungen in der Geschiebeablagerung konnten in der Beobachtungsperiode nicht nachgewiesen werden. Grosso modo lässt sich über diesen Kolk wie auch für die andern folgendes aussagen:

Eine primäre Tiefenzone liegt unter oder in unmittelbarer Nähe der Stromschnelle. Ihr Wert dürfte direkt unter der Schwelle grösser sein, konnte aber wegen der starken Strömung nicht sichergestellt werden. Eine sekundäre Tiefenregion liegt meistens in mehr oder weniger ausgeprägter Form vor anstehenden Riegeln oder grossen Blöcken, die vom Hochwasser in ihrer Lage kaum verändert werden. Je nach der Wasser- und Geschiebeführung verfallen diese Untiefen leicht einer Aufschotterung, sind also labil. Untiefen, die im Bereiche von Klüften liegen, sind grossen Schwankungen unterworfen und nur durch häufige Messungen zu sichern.

b) Kolk 5

Seine Längsachse liegt, wie diejenige seines Vorgängers, in der allgemeinen Talaxe. Er ist ebenfalls zwischen zwei grosse Klüfte gebettet, wobei besonders die untere wesentlich zu seiner Bildung beigetragen hat. Das typische Merkmal, der Wasserfall, fehlt, und doch ist es zu einer gut ausgebildeten Vertiefungswanne gekommen.

Bei niederem Wasserstand kann man eine Rippe anstehenden Gesteins, die ungefähr in der Längsachse des Kolkes verläuft, feststellen. Beidseitig derselben liegt je eine Rinne. Beide vereinigen sich am unteren Kolkende in einem zirka 2 Meter tiefen Loch. Diese Stelle liegt genau auf der Kluft. Der Boden des Beckens ist an dieser Stelle gegen W leicht eingesunken, was zur Bildung der genannten Untiefe beigetragen hat. Hier haben wir es mit einer tektonisch vorgebildeten Vertiefungswanne zu tun.

Das linke Ufer von Kolk 5 ist von riesigen Blöcken eingesäumt. Das steilgerichtete Anstehende beginnt erst zirka 10—15 m landeinwärts. Dasselbe ist vom rechten Ufer zu sagen, nur dass es flacher ist und die Blöcke, mit Ausnahme eines einzigen, wesentlich kleiner sind.

Zwei riesige Blöcke verengen den Kolkeingang, so dass es in ihrem Stromschatten zur Ablagerung von Alluvionen kommt; auf dem rechten Ufer eine Halbinsel, auf dem linken eine Insel (Kiesbank) bildend. Da die allgemeine Fliessrichtung gegen das linke Ufer gerichtet ist, werden hier Alluvionen bei Hochwasser viel leichter zerstört als auf dem gegenüberliegenden Ufer. Während Form und Umfang der Ablagerung des rechten Ufers vor und nach dem Maihochwasser 1951 beinahe unverändert waren, ist die grosse Insel auf dem linksseitigen Ufer in zwei unbedeutende Teilinselchen aufgelöst worden. Hingegen lässt sich einwandfrei feststellen, dass eine neue Insel am linken Ufer im Herbst 1951 im Entstehen war. Es erfolgt auch hier die Akkumulation in der Periode vom Herbst- bis zum Frühlingswochwasser.

An diesem Kolk ohne Wasserfall können wir feststellen, dass es dann zu Alluvionalbildungen kommt, wenn der Rinnenquerschnitt sich plötzlich erweitert, und die Fliessgeschwindigkeit merklich kleiner wird. Unterhalb des schmalen Durchganges von Kolk 6 zu Kolk 5 lassen sich irgendwelche Geschiebe auf der anstehenden Rippe aus naheliegenden Gründen nicht nachweisen. Dieselben finden sich erst an der unteren Kolkrandschwelle am Uebergang zu Kolk 4.

c) Kolk 4

Dieser Kolk ist einer der typischsten der ganzen Serie. Seine allgemeine Richtung verläuft von West nach Ost, ist aber leicht mondsichelförmig konvex nach Süden gekrümmt, ein Umstand, der für die Gesamtausbildung des Kolkes von entscheidender Bedeutung ist.

Flussaufwärts ist er durch eine anstehende Schwelle mit einem Wasserfall von zirka 2 m Höhe begrenzt, talabwärts durch einen rezenten Bergsturz (siehe Abbildung 6). Die nördliche Uferpartie ist, wenn wir vom haushohen Block (Pkt. 513,2) absehen, relativ flach gestaltet. Dieses Ufer wird bei jedem Hochwasser regelmässig überschwemmt. Dabei schaut der Block nur mit seiner allerobersten Partie aus dem kochenden Strudel heraus.

Das südliche Ufer ist steil bis senkrecht (Schichtköpfe!). Der Kolk erleidet durch eine, in seiner mittleren Partie zutage tretende Schwelle eine Zweiteilung (siehe Abbildung 6). Das Gefälle zwischen dem oberen und unteren Kolkteil beträgt zirka 0,6%.

Nach den Tiefenverhältnissen beurteilt ist, der obere Teil der eigentliche Kolk, während die untere Partie eine Wanne mit sekundären Tiefen darstellt. Der obere Kolkteil weist drei beckenartige Löcher auf: Das eine, der eigentliche Kolkraum mit 2,80 m Tiefe, liegt ungefähr 2 m in Richtung vom Wasserfall weg, weil der Absturz des Wassers kein senkrechter ist. Die beiden andern gliedern sich einer Kluft ein, die den oberen Kolkteil vor dem grossen Block auf dem rechtseitigen Ufer in seiner ganzen Ausdehnung durchsetzt. Diese Untiefen weisen Werte von 3,00 resp. 2,00 m auf. Wir bemerken noch, dass die Kluft zu gewissen Zeiten mehrere solche Vertiefungen aufzuweisen hat. Generell erscheinen dieselben alle Jahre, bleiben sogar über längere Zeiträume konstant, aber ihre Tiefe ist periodischen Schwankungen unterworfen, konform den stets wechselnden Wasser- und damit auch Geschiebemassen. Eigentümlicherweise ist die Kluft nicht etwa mit grobem Gerölle ausgefüllt, sondern mit feinstem Geschiebe ausgepolstert, wie Sondierungen einwandfrei erwiesen haben. Die Hochwasser vermögen das grobe Material mühelos aus diesen Löchern hervorzuwirbeln, um damit weiter unten den Kolkraum auszufüllen. Die feineren Massen werden dann durch schwächere Nachströmungen in die Vertiefungen eingeschwemmt.

Die tiefsten Stellen des unteren Kolkraumes liegen vor den grossen Abschlussblöcken des Bergsturzes und im Stromstrich am rechten Ufer. Diese Untiefen sind durch die Wirbelbildung, rückläufige Fliessbewegung des Wassers und teilweise auch durch Stauwirkung der grossen Blöcke bedingt. Damit haben sich auch die wesentlichsten Faktoren für die Genesis dieses typischen Kolkes klar herauskristallisiert: Tektonik, Morphologie und Hydrologie.
Entscheidende Bedeutung kommt den Lockermassen zu, die in diesem, für die Wasserfassung wichtigsten Kolke, zur Ablagerung gelangen. Ihre generelle Anordnung ist die folgende:
(Siehe Tafel 3)

1. Auf dem linken Ufer zwischen Block Pt. 513.2 und dem Kolkausgang Pt. 505.8 (auf der Situation irrtümlicherweise mit 515.8 angegeben). (Siehe Abbildung 6).

2. Die Schuttinsel (Kiesbank) am rechten Ufer war im oberen und mittleren Teil des Kolkes nur im Herbst 1949 vorhanden, seither nie mehr.

3. Unbedeutende Ablagerung in den Bergsturztrümmern und hinter dem grossen Block auf dem rechten Ufer (Pt. 508.2).

Vom Flusse transportierte Blöcke konnten in diesem Kolk nicht konstatiert werden.

Ueber den Zustand und die Anordnung der Lockermassen gibt Tafel 3 erschöpfend Auskunft. Die eingetragenen Umrisse beziehen sich immer auf denselben Wasserstand, um reelle Vergleichsmöglichkeiten zu haben.

Die grosse Kiesbank auf dem rechten Ufer ist bis zum Winter 1951/52 auf ein kleines unbedeutendes Reststück abgetragen worden, resp. überhaupt nicht mehr zur Ablagerung gekommen. Der Grund liegt in einer Veränderung des allgemeinen Stromstriches. Im Laufe des Winters 1950 stürzte am rechten Ufer ein mehrere Kubikmeter grosser Block (Pt. 508.2) aus der steilen Talflanke heraus. Die ersten Folgen waren eine Profilverengung und damit eine Vergrösserung der Stromgeschwindigkeit. Dadurch konnte es im Laufe des Frühjahrs und Sommers 1950 zu der erwähnten Abtragung der Kiesbank kommen, ohne dass sie sich bis zum Abschluss der Beobachtungen wieder regeneriert hätte. Daraus ist ohne weiteres ersichtlich, dass eine geringfügige Störung im allgemeinen Strömungsverlauf das lokale Bild von Grund auf verändern kann, und dass ein gesetzmässiger Zusammenhang auf lange Sicht praktisch an den Tücken der Natur scheitern muss. Temporär ist es durchaus möglich, Gesetzmässigkeiten, wenn auch empirisch, festzuhalten, aber für die Praxis gelten nur auf lange Beobachtungsdauer sich stützende, sichere Resultate.

Die geringsten Veränderungen konnten am grossen Kiesberg des linken Ufers festgestellt werden. Nach jedem Hochwasser bot sich grosso modo dasselbe Bild. Schätzungen ergaben stets einen Wert von 180—200 m^3. Das Mass der Ungenauigkeit darf als relativ klein bezeichnet werden. Während eines Hochwassers mit der Kote 510 oder 511 erfährt der Kiesberg in der Vertikalen eine beträchtliche Erweiterung. Schuld daran ist die Orographie des Kolkausganges. Die plötzliche Querschnittsverengung in den Bergsturztrümmern bewirkt eine Stauung und damit zwangsläufig den Absatz von Geröllen. In diesem Sinne wirkt sich auch der grosse Block Pt. 513,2 aus. Beim Rückgang des Hochwassers auf ein Mittelwasser nimmt die Strömungsintensität merklich zu, so dass ein Abtrag der obersten Partien erfolgt. Dieser Abtrag geht so lange weiter, bis die Schleppkraft des Wassers für die Grössenordnung dieses Geschiebes ungenügend geworden ist. Genauere Angaben darüber folgen im Kapitel über Geschiebetrieb und Geschiebefracht.

d) Kolk 3

(Siehe Abbildung 4)

Dieser Kolk ist ost- und westwärts durch Laufstücke mit grösserem Gefälle begrenzt und schliesst unmittelbar an den erwähnten rezenten Bergsturz an.

An dieser Stelle liegt ebenfalls eine ausgeprägte Kluft, die wesentlich zur Auslösung des Sturzes beigetragen hat. Die Längsachse des Kolkes ist leicht gegen E-N-E abgedreht. Das linke Ufer wird durch anstehende Gneisfelsen gebildet. Am rechten liegen zahlreiche grössere Blöcke auf einer kleinen «Abrasionsterrasse» (Abb. 4 und 5).

Dieser Kolk 3 weist eine schmale Rinne in einem erweiterten Becken auf. Die grössten gemessenen Tiefen betragen 1,45 m; er ist im Grunde genommen nichts anderes als ein durch die grossen Blöcke bedingtes Staubecken (in Abb. 5 durch ein Brett miteinander verbunden). Der grösste Teil des Wassers fliesst im schmalen Rinnsal hart an der linken Felswand. Ein nicht zu unterschätzender Anteil aber strömt, für das Auge unsichtbar, unter den Felstrümmern des Bergsturzes durch. Die Alluvionen treffen wir vornehmlich am rechten, flachen Ufer an. Sie liegen zwischen den zahlreichen, oft mehrere Kubikmeter grossen Blöcken, die bei Hochwasser als Damm wirken und damit den wandernden Geröllen den Weg abschneiden. Wesentliche qualitative und quantitative Veränderungen konnten nie nachgewiesen werden. Einzig beim Hochwasser vom August 1951 erfolgte am Kolkende eine talwärts gerichtete Verschiebung des linksufrigen grossen Blockes um ca. 2,80 m durch Hinterkolkung (vergl. Abb. 4 und 5). Schuld daran waren auch die Sprengungen im Flussbett hart unterhalb des Kolkes 3, die einen völlig anders gestalteten Abflussmodus zur Folge hatten. Diese Sprengungen haben die Beobachtungen für die Kolke 3, 2, 1 und «Wanda» ab Sommer 1951 leider endgültig verunmöglicht.

Die grosse Zahl gewaltiger Blöcke, welche das ganze Flussbett, mit Ausnahme der Kolkböden selbst, durchsetzen, drängt dem Beobachter unweigerlich die Frage nach deren Herkunft auf. Ihre Formgestaltung schliesst einen weiten Wassertransport wegen der ausserordentlichen Heterogenität des Flussbettes von vornherein aus. Viele dieser Blöcke haben gerundete Kanten oder oft ovale Form. Diese sonst rein fluviatile Formgestaltung rührt nicht vom Transport her, sondern von der reibenden Wirkung der Hochwasser. Eine andere Herkunft könnten unter Umständen hochgelegene Hangmoränen sein. Da sie aber in so spärlicher Zahl auftreten und ihre Komponenten nirgends nur entfernt die erwähnte Grösse erreichen, fällt diese Möglichkeit ebenfalls dahin. Es bleibt also nur das übrig, was wir im Kapitel I dieses Abschnittes bei der Talbildung schon gesagt haben: Es ist das Material, welches von den Schichtköpfen der rechten Talflanke herunterstürzt!

Wenn grosse Blöcke «fortbewegt» werden, so darf man sich unter dieser Bewegung etwa nicht eine Distanzerweiterung im hergebrachten Sinn vorstellen, denn die Gestaltung des Flussbettes erlaubt eine solche Bewegung gar nicht. Es handelt sich vielmehr um einen «an Ort» sich abspielenden Vorgang, eine Hinterkolkung, die, wenn sie weit genug fort geschritten ist, den Block beim

nächsten Hochwasser zum Ueberkippen oder Hinunterrutschen veranlasst. Diese Erscheinung ist in andern Hochgebirgsflüssen ebenfalls festgestellt worden und hat mit einem Transport im eigentlichen Sinn nichts zu tun.

e) Kolk 2

Der an sich sehr kleine Kolk 2 liegt zwischen zwei ausgeprägten Klüften, wobei der Kolkboden gegen E leicht eingefallen ist. Dieser Umstand führte an seinem flussaufwärts gelegenen Ende zur Bildung einer Schnellenserie, während der Kolk talabwärts durch einen zirka 3 Meter hohen Wasserfall abgeschlossen ist.

Die grössten Tiefen des Kolkes liegen im Wesentlichen in einer Rinne und sind nirgends grösser denn 1,60 m. Lockermassen von irgendwelcher Bedeutung sind nicht nachzuweisen, abgesehen vom einzigen unbedeutenden Vorkommen im toten Winkel auf dem N-Ufer. Die verbindende Schwelle aus anstehendem Gestein bleibt, ihrer glatten Oberfläche wegen, stets geschiebefrei. Veränderungen hinsichtlich der Lockermassen haben während der Beobachtungsdauer nicht stattgefunden.

(Siehe tekt. Karte Tafel 1.)

f) Kolk 1

Die bisher betrachteten Kolke waren mehr oder weniger flache Wannen, welche in tektonisch bedingten Untiefen eingebettet liegen und die unter sich durch starke Unterwasserströmungen verbunden sind. Erst der Kolk 1 und Kolk «Wanda» stellen jene typischen Vertiefungswannen mit einem Wasserfall, Tosbecken und flussabwärts ansteigendem Kolkboden dar (siehe Abb. 3).

Kolk 1 wird von zwei anstehenden Schwellen begrenzt und liegt dazu in einer breiten Kluft, die sich an den beiden Talflanken weit hinauf verfolgen lässt. Er stellt ein typisches Strudelbecken dar, hat aber mit einem Pothole nicht die entfernteste Aehnlichkeit, weil ja letzterer nach AENGEBY stets als trichterförmiger Schlund ausgebildet ist. Sowohl seine Lage (schwer zugänglich), wie auch die Wirbelbildung und starke Strömung verhinderten eine systematische Auslotung. Mit Hilfe eines Ruderbootes, welches durch fünf Seile verstrebt, einigermassen stationär gehalten werden konnte, gelang es, eine Reihe von Tiefenmessungen durchzuführen. Die ausgeloteten Punkte sind hinsichtlich ihrer Lage nur approximativ in die Situation eingetragen worden.

Bemerkenswert ist weiter die deutliche Querrinnenbildung unmittelbar vor der unteren abgrenzenden Schwelle. Ihre Entstehung ist auf die dort vorhandene

Kluft einerseits und die liegenden Wasserwalzen andererseits zurückzuführen, die zusammen mit dem Wasserfall das mitgerissene Geröll ständig in kreisförmiger Bewegung hält und damit auch zum Abrieb unter sich und den Kolkboden selbst Anlass gibt. Die durchschnittliche Tiefe des Kolkes betrug (heute existiert er nicht mehr) 3,40—4,00 m in der Richtung zwischen Wasserfall und Ausfluss gegen «Wanda». Ein kleineres alluviales Vorkommen liegt im toten Winkel an der Südseite, wurde aber durch das Augusthochwasser 1951 wesentlich intensiviert. Seither hat sich durch den Bau der Wasserfassung die Lage grundlegend verändert, und der Kolk selbst ist heute ein integrierender Bestandteil derselben geworden.

g) Kolk «Wanda»

Dieser grösste und bestausgebildete Kolk ist ebenfalls in die allgemeine W—E Erstreckung des Tales ausgerichtet und im Westen durch einen imposanten, zirka 10 Meter hohen Wasserfall begrenzt. Der heutige Ausgang liegt in einem grossen Kessel, der durch seitlich niedergestürztes Material aufgefüllt und in einer Verengung mit anschliessendem Gefällsbruch endigt. Der eigentliche Kolk liegt in einer oben zirka 10 Meter breiten Schlucht, die sich nach unten, ungefähr in der Richtung des Schichtfallens, auf 6 Meter verjüngt (siehe Abb. 1). Dadurch ergibt sich eine überhängende rechtsufrige Felswand. Der nördliche Kolkrand besteht aus senkrechten Gneiswänden. Der Kolk weist im Einflussbereich des Wasserfalls einen mächtigen, nach Süden stark ausgeweiteten Strudeltrichter auf, der zum Teil in einer wenig sichtbaren Kluft liegt. Direkt nach dem Engpass erfährt der Kolk eine beckenartige Erweiterung mit scharf abgegrenzten, rechtwinklig zueinander stehenden Wänden (Saigersprung).

Besonders zu erwähnen ist der im oberen Kolkteil bei der Verengung nachgewiesene subaquate Gefällsbruch von zirka 7 Metern! Genaue Anhaltspunkte konnten nicht ermittelt werden, aber das ständige Abgleiten der Lotkugel lässt auf eine relativ glatte Oberfläche schliessen, was wohl wiederum nur bei einem grossen Block der Fall sein kann. Eine normale, aus Alluvionen bestehende Kolkböschung wird niemals ein derartiges Gefälle aufweisen! Auch spricht der relativ kurze Kolkraum für diese Hypothese. Leider wurde beim Bau der Fassung nach der Umleitung des Isorno keine Tiefenbohrung durchgeführt, wie anfänglich versprochen worden war, so dass (ohne das Verschulden des Verfassers) heute nichts Sicheres darüber ausgesagt werden kann. Die Erfahrungen bei den übrigen Kolken hat aber Anlass zu der geäusserten Hypothese gegeben.

Aus technischen Gründen konnten an der schmalsten Stelle keine Messprofile gelegt werden. Die angegebenen Punkte wurden von einem Ruderboot aus ermittelt. Ein beträchtliches Abtreiben der Eisenkugel, was eine Fälschung der Messwerte zur Folge gehabt hätte, konnte in keinem Falle beobachtet werden.

Konform dem allgemeinen Kolkhabitus ist der untere Teil desselben mit Alluvionen ausgefüllt, die aber nur am rechten Ufer als Kiesbank aus dem Wasser auftauchen. Diese Kiesansammlung war im Laufe der Jahre den grössten Schwankungen unterworfen. Zunehmende Wassermassen drängen den Fluss merklich auf das Nordufer. Damit ergibt sich eine stärkere Auskolkung auf der Wasserseite der Kiesbank, eine Erscheinung, die auch bei Tieflandflüssen auftritt. Je grösser die Auskolkung seitlich sich manifestiert, desto mächtiger wird die Geröllablagerung auf dem gegenüberliegenden Uferstreifen. Dies macht sich auch in der Gestaltung der Kolkböschung geltend. In Bezug auf die Lockermassen lässt sich ungefähr dasselbe wie bei Kolk 4 aussagen: Eine Verengung des Querschnittes mit darauffolgender Erweiterung bedingt eine Abnahme der Schleppkraft des Wassers bei Mittelwasser und daher des Geschiebes. Eine zusätzliche Komponente in dieser Richtung bietet die Querschnittsverengung am Ausgang des Kolkes und damit einen Stau bei Hochwasser. Der Bau der Wasserfassung hat seit Herbst 1951 die Lage derart verändert, dass anfänglich am Erfolg der bisherigen Beobachtungen gezweifelt wurde, weil dadurch die Messreihe jäh abgebrochen wurde. Zum Glück haben sich diese Befürchtungen nur zum geringeren Teil bewahrheitet.

Anhand der Ablagerungsverhältnisse in diesem grossen Kolk lässt sich folgendes sicherstellen: Je länger ein Kolk ist, desto früher werden flussaufwärts die Geschiebemassen im tieferen Wasser abgelagert, so dass sich flussabwärts nur wenig mächtige Bänke bilden können. Diese verschwinden aber bei einem mittleren Hochwasser und bauen sich erst bei abnehmendem Wasserstande wieder langsam auf.

(Siehe Tafel 4.)

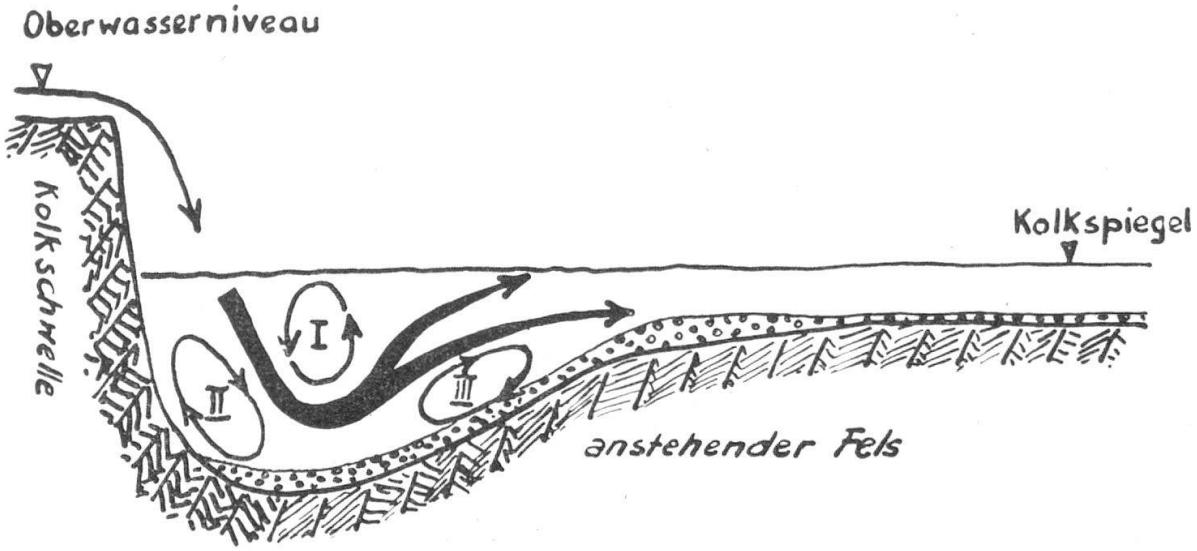
6. Kolkerfahrungen und Berechnungsmethoden für die Kolktiefe

Alle Kolke weisen, falls ihr Bett nicht durch anstehende Rippen gestört ist, ein typisches Längenprofil auf (siehe Abb. auf der folgenden Seite!).

Je nach der Form der festen Schwelle und ihrer Neigung nimmt der Kolk verschiedenen Charakter an: Bei senkrechtem Abfall Kesselform (Wanda), bei geneigter Ausbildung Wannenform (Kolk 4). Gleichzeitig erfolgt eine Anreicherung des Grobmaterials auf dem Kolkboden und damit die Ausbildung einer natürlichen Pflästerungsschicht. Das vorhandene Geschiebe wird durch die Energie des Wassers hochgewirbelt und gelangt teilweise in zerkleinertem Zustande über die Kolkböschung hinaus, teilweise gleitet es wieder auf den Kolkboden zurück, wo es erneut hochgewirbelt wird. Es bildet sich ein fortwährender Kreislauf des Geschiebes, der zu seinem unweigerlichen Abrieb führt.

Dieser Vorgang spielt sich bei normalem Mittelwasser ab. Bei Hochwasser wird ein grosser Teil des Materials weggeführt, das sich dann eben zu den erwähnten Akkumulationen anhäuft, um dann beim nächsten Hochwasser ein Stück weiter transportiert zu werden. Der Ablauf des Geschiebetriebes ist demzufolge kein kontinuierlicher, sondern verläuft synchron mit den jeweiligen Hochwässern. Da die Kolkböschung wegen der Stetigkeit der Korngrösse immer dieselbe Neigung besitzt, der eigentliche Kolk aber seine Tiefe und damit auch seine lineare Ausweitung flussabwärts beständig ändert, können wir einen mutmasslichen Rückschluss auf die verantwortliche Wassermenge ziehen.

Kolkausbildung bei reinem Ueberströmen in natürlichen Flussläufen



Die obenstehende Figur versinnbildlicht in klarer Weise die Entstehung eines Kolkes sowie die verschiedenartige Gestaltung der Wasserwalzen, die zu einem Abrieb des Geschiebes und zu einer Rückwärtsverlegung der Schwelle führen. Die Wasserwalze I ist direkt für die Tieferlegung des Kolkes verantwortlich, Walze II bewirkt die Hinterkolkung der Schwelle selbst und Walze III ist massgebend für die Rückfracht des Geschiebes in den Kolkboden. Verschiedene Autoren vernachlässigen die Wirkung des Geschiebes für die direkte Kolkbildung, meiner Ansicht nach zu Unrecht, denn die Beobachtung an viel grösseren Wasserfällen hat beim Fehlen des Geschiebes die Inferiorität in der Auskolkung weitgehend bestätigt. Die natürlichen Faktoren der Kolkbildung können folgendermassen zusammengefasst werden:

1. Maximale Durchflussmenge.
2. Geschiebeverhältnisse des Flusses.
3. Breite und Gefälle der abwärts liegenden Flusstrecke.
4. Rückstau im Unterwasser.
5. Untergrundverhältnisse.
6. Periodische Wechselerscheinungen.
7. Tektonik.

Ein einziges ausserordentliches Hochwaser hat bedeutendere Folgen als mehrere normale Hochwasser zusammen. Diese Tatsache hat das seltene Hochwasser vom 8.August 1951 klar bewiesen, hatte es doch die umwälzendsten Veränderungen in der ganzen Beobachtungsperiode gebracht. Normale Hochwasser haben andererseits eine ausgleichende Wirkung. Schade ist nur, dass wegen der Bauarbeiten eine eventuelle Rückbildung nicht nachgewiesen werden konnte.

Da das Gesamtspiegelgefälle einer abgegrenzten Flusstrecke für alle Hochwasserstände angenähert konstant bleibt, muss die Hochwassergefahr direkt mit der Menge zunehmen, weil die grössere Menge bei gleichbleibendem Gefälle mit grösserer Geschwindigkeit abfliesst. Da aber das Gefälle an der Schwelle konzentriert ist, wird die Wirksamkeit der grösseren Menge noch erhöht. Der Kolkraum muss sich deshalb bei Vermehrung der Durchflussmenge erweitern. Auch der Grad der Verunreinigung ist nicht minder wichtig. Die Zerstörungskraft durch rotierende Wasserwalzen im Verein mit dem Geschiebe haben wir bereits kennen gelernt.

Die Energiemenge wächst bei gleichem Wasserspiegelgefälle mit abnehmender mittlerer Abflussgeschwindigkeit. Daraus resultiert: Bei kleinem Gefälle unterhalb des Falles sind daher tiefere Auskolkungen zu erwarten, als bei bedeutendem Gefälle. Diese Annahme hat sich an allen Objekten bestätigt. Kleine Flussbreite, und damit Rückstauung bei Hochwasser, hat den gleichen Einfluss wie ein geringes Gefälle. Für den Wassergeschwindigkeit ist das Gefälle des Wasserspiegels und nicht dasjenige der Sohle massgebend. Dieser Umstand macht sich bei Erweiterungen und Verengungen des Bachbettes geltend: Eine Erweiterung des Querschnittes bedingt eine Gefällsverstärkung, diese eine lokale Zunahme der Wassergeschwindigkeit und damit auch eine verstärkte Ausräumung (vor allem bei Hochwasser); eine Verengung hat Stau zur Folge und dieser wiederum eine Gefällsverminderung. Daraus resultiert eine lokale Geschwindigkeitsreduktion mit einer starken Geschiebeablagerung. Bei all diesen Ueberlegungen darf man die orographische Konfiguration des entsprechenden Flussabschnittes nicht ausser Acht lassen.

Der Ort der grössten Kolktiefe befindet sich bei senkrechtem Wasserabfall zunächst der Schwelle. Bei schiefer Ausbildung derselben und einem gestreck-

teren Kolkraum liegt die grösste Tiefe am weitesten von der Schwelle entfernt (siehe Kolk 6 und Kolk 5). Es existiert auch eine auffällige Konstanz in der örtlichen Alluvialbildung, die je nach Abflussintensität und Jahreszeit quantitativ verschieden sein kann. Im allgemeinen erfolgt die Akkumulation zwischen dem Herbst- und dem Frühjahrshochwasser des folgenden Jahres, während die Verhältnisse im Laufe des Sommers meist stabil bleiben.

Berechnungsmethoden für die Kolktiefe

Die mathematische Erfassung der Kolktiefe wurde logischerweise am Ueberlauf von Stauwehren studiert, wo durch das niederstürzende Wasser ebenfalls kolkartige Vertiefungen entstehen, die für das Mauerwerk oft eine grosse Gefahr bedeuten. Die Grundlagen, die für die Schaffung einer Formel nötig sind und die in vielen Modellversuchen entwickelt wurden, können nicht bedingungslos auf jungfräuliche Wasserläufe übertragen werden, da das meist heterogene Flussbett folgende Faktoren negiert:

1. Regelmässiger Querschnitt und
2. konstante Wassermenge, die durch ein bewegliches Wehr ohne weiteres erreicht werden kann.

Das Zusammenwirken der verantwortlichen Faktoren: Wassermenge, Geschiebe und Fallhöhe hat für künstliche Rinnsale zur Aufstellung von Formeln geführt, die aber in der Praxis an natürlichen Wasserläufen mit stets wechselnden Profilen und Wassermengen höchstens cum grano salis angewendet werden dürfen. Dass in dieser Beziehung äusserste Zurückhaltung zu üben ist, beweist das Auseinanderklaffen der Ansichten über die Wirksamkeit des Geschiebes bei der Kolkbildung. SCHOKLITSCH*) und andere Autoren behandeln es als «quantité négligeable», während EGGENBERGER*) und andere im Geschiebetrieb einen wesentlichen Faktor erblicken.

Im Folgenden seien die bekanntesten mathematischen Formulierungen einer kritischen Anwendungsprobe auf den Isorno unterworfen.

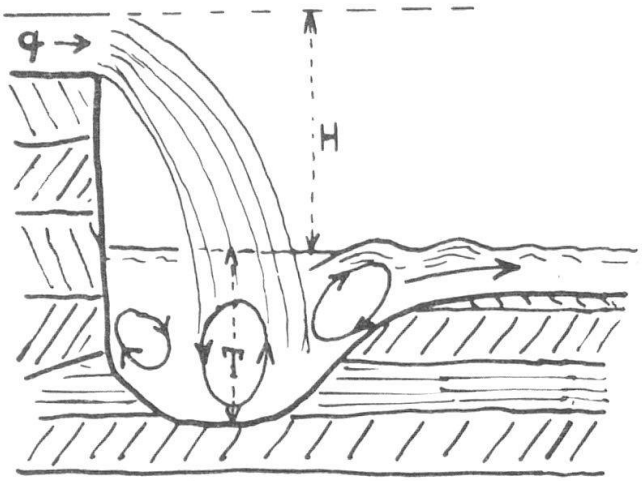
Die Kolktiefe ist nach SCHOKLITSCH und VERONESE*) proportional einer Potenz der Wassermenge q pro Meter Absturzbreite und der Absturzhöhe h und umgekehrt proportional einer Potenz des massgebenden Geschiebedurchmessers d. Entgegen seiner grundsätzlichen Haltung bezieht SCHOKLITSCH das Geschiebe in seiner Formel trotzdem mit ein. Das Resultat seiner Versuchsergebnisse lautet:

$$T = \frac{4{,}75}{d^{0{,}3}} \cdot H^{0{,}2} \cdot q^{0{,}57} \qquad 1)$$

*) Siehe Literaturnachweis

Nach der nebenstehenden Skizze bedeuten:

T = Maximale Kolktiefe in Meter.
H = Absturzhöhe in Meter.
q = Wassermenge in m^3/sec.
d = Massgebender Korndurchmesser der Sohle bei 90% in Millimeter.



EGGENBERGER gibt dafür folgende Formulierung:

$$T = w \cdot \frac{h^{\alpha} \cdot q^{\beta}}{d^{\gamma}} \qquad 2)$$

wobei für $\alpha = 0{,}5$ $\beta = 0{,}6$ $\gamma = 0{,}4$ $w = 22{,}88$ zu setzen ist.

Für q wählte der Verfasser einen Wert, der die Abflusspitzen ausschliesst, da sie nur ganz kurze Zeit andauern und keine bleibenden Veränderungen in der Kolkstruktur hinterlassen. Die Minima kommen aus Similegründen ebenfalls nicht in Betracht. Das Resultat ist ein Mittelwasser, welches zeitlich die entscheidende Kontinuität aufweist. Seine Grössenordnung beträgt für den Isorno 4,3—5,0 m^3 sec^{-1}. Unterhalb dieser Werte ist ein wirksamer Geschiebetrieb im eigentlichen Sinne nicht festzustellen, da der sich ständig bewegende Sand zwischen den groben Partikeln nicht als Geschiebe bezeichnet werden kann und sein Bewegungsablauf scheinbar nach ganz andern Gesetzmässigkeiten vor sich geht.

Aus unbekannten Gründen haben die Urheber der obigen Formeln die Neigung der vorderen Schwellenwand nirgends berücksichtigt. Es scheint mir aber doch, dass dieser Faktor einen Einfluss auf die Reibung des Wassers auf der Unterlage ausübt und somit nicht ohne weiteres vernachlässigt werden darf. Unter Berücksichtigung der Schwellenneigung ist der Verfasser zu folgenden, von den Originalfassungen abweichenden Formulierungen gekommen, die aber vorläufig nur für den Isorno Gültigkeit besitzen, deren Anwendbarkeit aber auch auf andere Gebirgsflüsse und auf anderes Gestein ausgedehnt werden sollte.

Formel 1) modifiziert lautet nun folgendermassen:

$$T = \frac{4{,}75}{d_{90}^{0{,}3}} \cdot H^{0{,}2} \cdot q^{0{,}57} \cdot (\cos e - r) \qquad 3)$$

Dabei bedeutet e = Schwellenneigung gegenüber der Vertikalen
r = Rauhigkeitsbeiwert für Kristallin (Gneis).

Formel 2) verändert sich nun ebenfalls. Die neue Formulierung lautet:

$$T = w \cdot \left(\frac{h \cdot q}{d}\right) \cdot \left(\cos e + \frac{r}{0{,}6}\right) \qquad 4)$$

Setzen wir für d_{90} = 54
H = 10
q = 4,6 (Durchschnittswert)
e = 15°
r = 0,08 ein, so ergeben sich folgende Kolktiefen, angewendet auf den Wasserfall des Kolkes «Wanda»:

nach SCHOKLITSCH	18,80 m
nach EGGENBERGER	15,20 m
nach VERFASSER	16,60 m
ausgelotete Tiefe	16,20 m*)

Die resultierenden Differenzen aus 3) und 4) dürfen aus den bereits erwähnten Gründen nicht tragisch genommen werden. Dass aus einer grossen Fallhöhe, selbst wenn die Wassermenge beträchtlich ist, nicht immer eine entsprechend intensive Kolktiefe resultiert, zeigen die Verhältnisse des Rheinfalls: Einer mittleren Abflussmasse von 1200 m^3 sec^{-1} und einer Fallhöhe von 30 m entspricht eine maximale Kolktiefe von 16,00 m! Geringes Geschiebematerial und schwache Neigung der Schwellenwand, d. h. grosses e, geben der obigen Formelentwicklung durchaus recht. Es wäre wünschenswert, wenn die neue Formulierung anderweitig im Kristallin auf ihre Anwendbarkeit geprüft würde. Andererseits darf an dieser Stelle ruhig behauptet werden, dass die mathematischen Berechnungsmethoden nach SCHOKLITSCH und EGGENBERGER (mit den einschränkenden Kautelen versehen) für die Praxis hinreichend und genügend sind und dass es dem Verfasser nur daran gelegen war, ihre Brauchbarkeit in einem einigermassen kontrollierbaren Gebirgsfluss zu erproben.

7. *Eintiefungschronologie des Isorno*

Das Längsprofil eines Tales ist im Idealzustand eine konkave Linie, die im Oberlauf am stärksten, im Mittellauf schwächer geneigt ist und sich im Unterlauf asymptotisch der Horizontalen nähert (Normalgefällskurve). Die

*) Diese Messung ist mit einem approximativen Fehler von ± 5 % zu verstehen.

meisten Täler jedoch (das gilt im Besonderen auch für den Isorno) weisen kein solch ausgeglichenes Gefälle auf, sondern lassen stufenförmige Gefällsknicke erkennen.

An früherer Stelle haben wir andeutungsweise die Bemerkung gemacht, dass eine Gefällsstufe nicht immer unbedingt einer Eintiefungsfolge parallel gehen muss, was ANNAHEIM als zwingend erachtet. Dass eine tatsächliche Folge vorhanden ist, lässt sich anhand einer Fortsetzung des Niveaus, wenn auch reliktisch, flussabwärts nachweisen. Demzufolge gehören Schnellen in den seltensten Fällen primär zu einem solchen Eintiefungssystem, sondern gelten als Uebergangsglied zwischen zwei Eintiefungsfolgen. Als wesentlicher Faktor gelten nur die eigentlichen Wasserfälle und auch nur dann, wenn sich ihr Oberkantenniveau weiter unten ebenfalls nachweisen lässt. Wird eine Stufe durch grosse Schuttakkumulationen bedingt, so liegt eine Eintiefungsfolge nur dann vor, wenn parallel dazu auch das Niveau des Anstehenden einen Gefällsbruch aufweist. Der Flussabschnitt südlich von Mosogno gibt der ANNAHEIM'SCHEN Hypothese durchaus recht, und wir wollen versuchen, die Ursache dieser Stufenbildung zu ergründen.

Es sei die grundsätzliche Feststellung vorausgeschickt, dass primär weder orographische noch wesentlich ins Gewicht fallende petrographische Faktoren eine Rolle spielen. Letztere haben erst im oberen Abschnitt der Valle di Vergeletto (Piano delle Cascine) eine gewisse Bedeutung, da das Gestein teilweise mit Kalk und Calcit durchsetzt ist, was die Bildung einer Sukkzession von Eintiefungsfolgen verursacht hat. Ebenso kann eine unterschiedliche Wasserführung von Hauptfluss und Nebenbach nur dann die Ursache für eine Eintiefung sein, wenn durch die plötzliche Einmündung eines besonders wasserreichen Nebenbaches sich an dieser Stelle eine verstärkte Tiefenerosion einstellt. Da dies aber nirgends der Fall ist, bleibt schliesslich nur noch das Argument einer tektonischen Ursache übrig, welche sich in der Folge auch als wesentlicher Faktor herauskristallisiert hat.

Die Flusstrecke zwischen Kolk «Wanda» und Kolk 6 ist bekanntlich durch verschiedene Gefällsstufen gekennzeichnet, wobei dem Beobachter die auffälligen Verflachungen beidseitig der Schlucht des Kolkes «Wanda» zu ihrer Weiterverfolgung flussaufwärts verleiten. Dabei ergibt sich die verblüffende Tatsache, dass der Boden von Kolk 6 einst mit der Oberkante des Kolkes «Wanda» zusammenhing. Das Gefälle betrug im Mittel 1,7%, also wesentlich weniger als das rezente Wasserspiegelgefälle. Grössere und kleinere Verwerfungen haben im Laufe der Erdgeschichte den Tallauf des Isorno quer durchsetzt, wobei die horizontalen und vertikalen Verschiebungen zu einer Knickung der sonst ziemlich ebenmässigen Talsohle führten. Diese Krustenbewegungen «en miniature» lassen sich einerseits am besten im Bereiche der Kolke 3—1 und

«Wanda» verfolgen, wo sie Anlass zur Bildung von Wasserfällen gegeben haben; andererseits liegen sie zeitlich-geologisch z. T. ziemlich weit auseinander, so dass der Fluss jedes Mal Zeit genug hatte, Niveauunterschiede auszugleichen und sein Bett zu konsolidieren. Die Unterschiede zwischen Kolk 2 und Kolk 3 erscheinen als fazielle Variation innerhalb ein- und desselben Vorganges. Ihr Niveauunterschied ist auch entsprechend klein.

Auf Grund der Zahl und Fazies der einzelnen Kolke lassen sich im Ganzen fünf Eintiefungsfolgen nachweisen, wobei eine Haupteintiefung und vier sekundär eingeschachtelte zu unterscheiden sind (siehe Eintiefungsfolgen Seite 65). Die Haupteintiefung liegt zwischen 512,00 m und 486,00 m, überwindet also eine Höhendifferenz von 26 m, die in einem imposanten Wasserfall geendigt haben muss (E-Ausgang der «Wanda»-Schlucht). In diese Eintiefung gliedern sich die vier übrigen ein. Während das Gesamtgefälle vor der Bildung der Schlucht 1,7% betrug, ist es heute als Folge der Unterteilung auf zirka 4,6% gestiegen. Auf Grund der Querprofile lassen sich zusammenfassend für die bezeichnete Laufstrecke folgende Eintiefungsfolgen ableiten:

Eintiefungsfolgen des Isorno bei Mosogno

Eintiefungsfolge	*Niveauhöhe*
I	512,0 — 507,0 m
II	507,0 — 504,0 m
III	504,0 — 497,0 m
IV	497,0 — 494,0 m
V	494,0 — 486,0 m

Das Fehlen irgendwelcher Ueberreste der Folge IV und V im Canon beweist, dass die Entstehung desselben zeitlich früher erfolgte als die Folgen III und IV. Zur Zeit des allgemeinen Niveaus 497,0 m musste sich durch eine Blattverschiebung ein Riss im Horst «Wanda» (bei gleichzeitiger Kippung nach N) gebildet haben. Die Kluft weitete sich aber nur bis zu der Stelle, wo die Schwelle des Kolkes 1 liegt, und gleichzeitig senkte sich aber auch der Riegel selbst. Dies führte zur Entstehung eines neuen Wasserfalles. Das Niveau 494,0 m hatte seine Fortsetzung bis über den östlichen Kolkausgang hinaus. Dann musste ein Einbruch des grossen Kessels östlich des rezenten Ausganges des Canon erfolgt sein, so dass am Ostabsturz des Niveaus II (beim Wort Wanda, Tekt. Karte) ein hoher Wasserfall mit Oberkante bei zirka 494,00 entstanden sein muss. Dieser Fall wurde dann z. T. durch Evorsion bis zu seinem heutigen Standort zurückverlegt (vergleiche Abb. 2). Die Klamm scheint also sowohl *tektonischer wie fluviatiler Provenienz* zu sein.

B. Die Geschiebeführung, ihre Ursache und Wirkung

I. Geschiebeführung und Geschiebetrieb

1. Allgemeine Gesichtspunkte

Eines der schwierigsten Probleme der Hydrologie ist die Erforschung all derjenigen Umstände, welche die Ausbildung eines Flussbettes bedingen. Die Schwierigkeit liegt in der Tatsache begründet, dass die meisten Faktoren in vielfacher Kombination miteinander verknüpft sind und dass die Veränderung eines oder mehrerer Faktoren automatisch die Umgestaltung der übrigen nach sich zieht.

2. Kornzusammensetzung und Lagerung der Geschiebe

Von grosser Wichtigkeit ist eine möglichst exakte Bestimmung des massgebenden Korndurchmessers. Dazu ist auch die Kenntnis der Zusammensetzung des Flussohlenmaterials notwendig. Im Zusammenhang mit den Projektierungsarbeiten für die Wasserfassung des Isorno wurden im Oktober 1950 von W. LIECHTI Untersuchungen über das Sohlengeschiebe und die Kornzusammensetzung beim Kolk «Wanda» durchgeführt, dessen Ergebnisse in freundlicher Weise für diese Arbeit zur Verfügung gestellt wurden. Vorwegzunehmen ist der wichtige Umstand, dass die Kornzusammensetzung, Form und Lagerung des Geschiebes sowohl am Entnahmeort, wie auch weiter oben im Kolk 4, grosso modo dieselben sind. Ausgenommen ist die andeutungsweise Ausbildung einer Deckschicht im Bereiche von Kolk 4.

Das zum Zwecke der Korngrössenbestimmung untersuchte Sohlengeschiebe (eigentliche Deckschicht fehlt) wurde der in Abbildung 1 wiedergegebenen Kiesbank entnommen.

Um Einblick in die Kornverteilung der Geschiebe an der Oberfläche der Kiesbank zu erhalten, wurden innerhalb einer 10 m² messenden Fläche rund 914 kg Geschiebe gesammelt und untersucht. Die Ergebnisse sind auf den beiden folgenden Seiten zusammengestellt.

Auffallend ist die Verteilung der Gewichte auf die verschiedenen Kornfraktionen: 87,2% des Totalgewichtes von 913,95 kg des ausgesiebten Materials liegt zwischen 32,5 und 135 mm. Grössere Geschiebe nehmen auffallend wenig Raum ein. Fraktionen von 193—227 mm z. B. nur 3%! Den grössten Anteil hat die Fraktion 50—71,8 mm mit 31,5%.

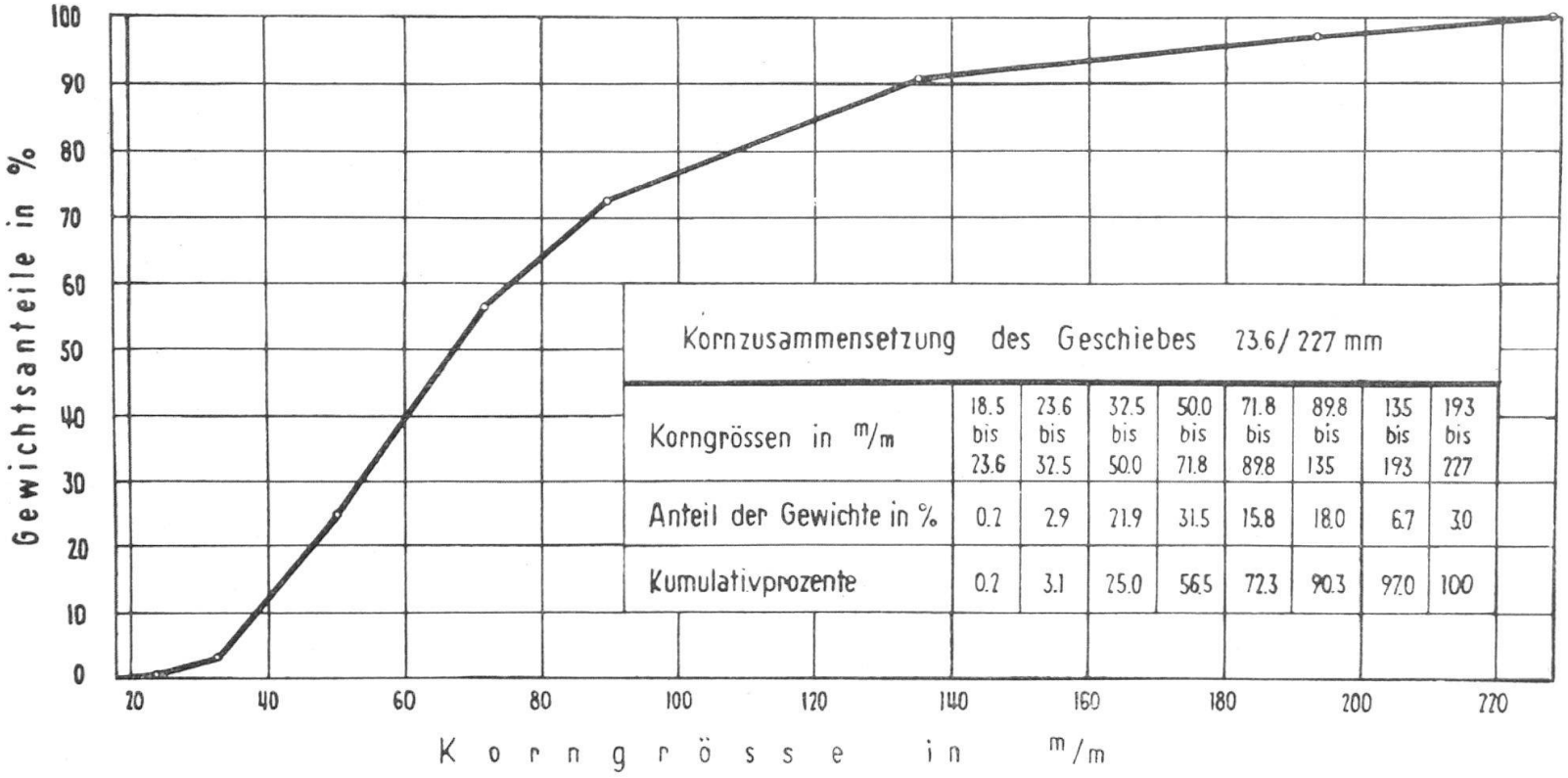
Zur Ermittlung der Kornzusammensetzung der unteren Schichten der Kiesbank wurde zirka 1 m³ Material im Gesamtgewicht von 2183 kg ausgehoben und in naturfeuchtem Zustande gesiebt. Der Wassergehalt betrug rund 2,45 Gew.%. Die Gesamtergebnisse sind auf Seite 47 und 48 zusammengestellt.

Aussiebkurve des Geschiebes 23.6/227 mm auf der Kiesbank am rechten Ufer des Isorno rund 100 m unterhalb der Wasserfassung

(Die Geschiebe wurden an der Oberfläche der Kiesbank, innerhalb einer Fläche von 10 m² gesammelt, eine sogenannte „Deckschicht" auf der Kiesbank ist nicht vorhanden.)

(Untersuchung durchgeführt am 23. und 24. 10. 50)

Ausgesiebte Geschiebemenge: 913.95 kg



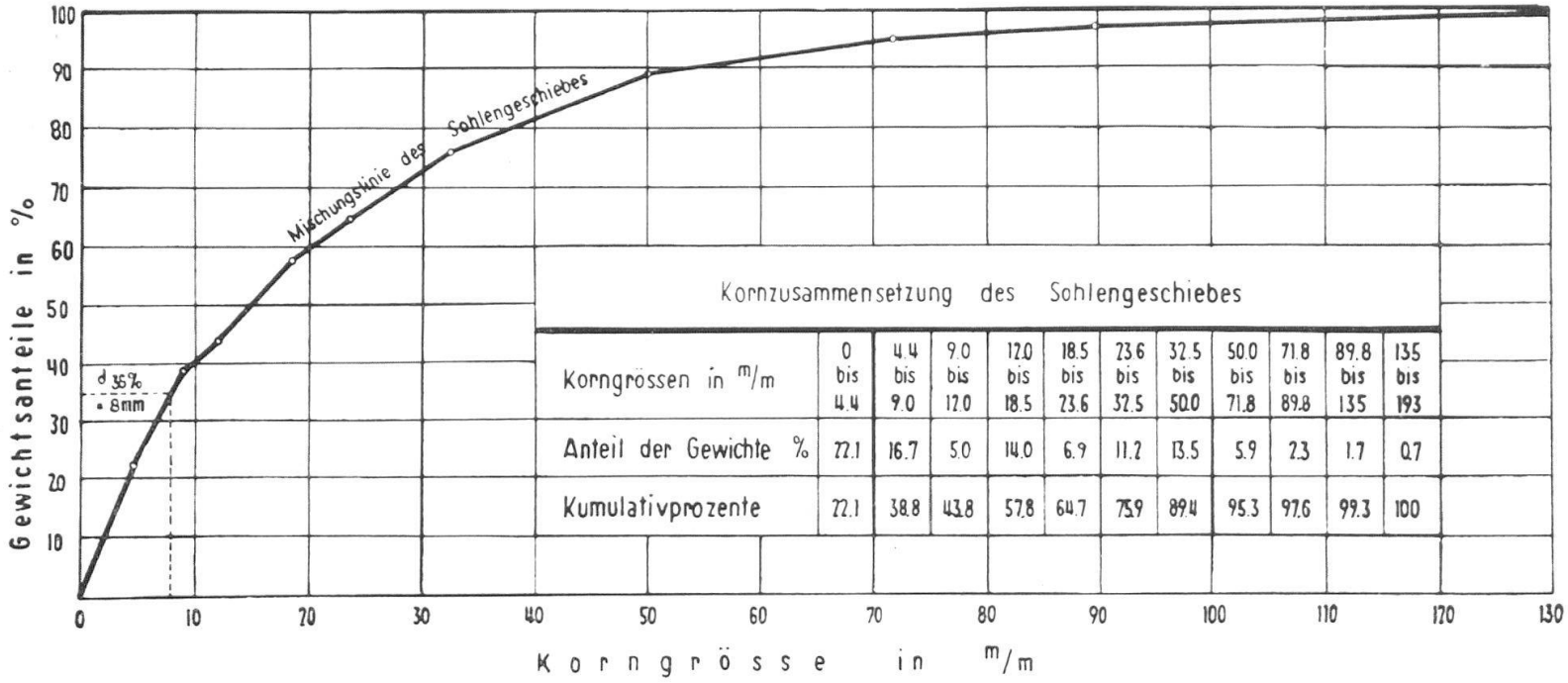
Kornzusammensetzung des Geschiebes 23.6/227 mm

Korngrössen in m/m	18.5 bis 23.6	23.6 bis 32.5	32.5 bis 50.0	50.0 bis 71.8	71.8 bis 89.8	89.8 bis 135	135 bis 193	193 bis 227
Anteil der Gewichte in %	0.2	2.9	21.9	31.5	15.8	18.0	6.7	3.0
Kumulativprozente	0.2	3.1	25.0	56.5	72.3	90.3	97.0	100

Kornzusammensetzung des Sohlengeschiebes auf der Kiesbank am rechten Ufer des Isorno ca. 100 m unterhalb der Wasserfassung

(Untersuchung durchgeführt vom 23. — 30. 10. 50)

Ausgesiebte Geschiebemenge: 2182.05 kg



Kornzusammensetzung des Sohlengeschiebes

Korngrössen in m/m	0 bis 4.4	4.4 bis 9.0	9.0 bis 12.0	12.0 bis 18.5	18.5 bis 23.6	23.6 bis 32.5	32.5 bis 50.0	50.0 bis 71.8	71.8 bis 89.8	89.8 bis 135	135 bis 193
Anteil der Gewichte %	22.1	16.7	5.0	14.0	6.9	11.2	13.5	5.9	2.3	1.7	0.7
Kumulativprozente	22.1	38.8	43.8	57.8	64.7	75.9	89.4	95.3	97.6	99.3	100

Die Zusammensetzung des Sohlengeschiebes beginnt bei einer viel kleineren Kornfraktion, als dies an der Oberfläche der Kiesbank der Fall ist. Dabei hat die Fraktion 0,0—4,4 mm mit 22,1 Gew.% den grössten Anteil. Diese Tatsache kann auch bei klarem Wasser auf den Kalkböden von blossem Auge wahrgenommen werden. Dieses feine Material ist zwischen gröberes eingelagert (4,4—50 mm), welches rund 67% des gesamten Sohlenmaterials ausmacht. Fraktionen von der Grössenordnung 230 mm und mehr konnten weniger häufig festgestellt werden.

Uebersicht der Korngrössen in den verschiedenen Schichten

TABELLE 4

Korngrössen in Millimetern	0 bis 4.4	4.4 bis 9	9 bis 12	12 bis 18.5	18.5 bis 23.6	23.6 bis 32.5	32.4 bis 50.0	50.0 bis 71.8	71.8 bis 89.8	89.8 bis 135	135 bis 193	193 bis 227
Oberfläche Deckschicht in Gew. %	—	—	—	—	0.2	2.9	21.9	31.5	15.8	18.0	6.7	3.0
Sohle Unterschicht in Gew. %	22.1	16.7	5.0	14.0	6.0	11.2	13.5	5.9	2.3	1.7	0.7	—

Die untere Schicht steht im Gegensatz zu der als Deckschicht bezeichneten groben obersten Schicht. Diese ist auf den Kiesbänken nicht etwa in dem Sinn gröber als die untere Schicht, dass pro Raumeinheit mehr grobe Gerölle vorhanden sind, sondern es fehlen zwischen den groben Partikeln zum Teil die feineren. Die Deckschicht macht also einen lockereren Eindruck als die untere Schicht, in welcher aber pro Raumeinheit ebensoviele grobe Gerölle enthalten sind wie in der Deckschicht. Diese Schicht lässt sich nur auf der Schuttinsel des Kolkes «Wanda» genügend sicher nachweisen.

Die Deckschicht auf der Kiesbank bildet sich, wenn letztere beim Zurückgehen des Hochwassers aus dem Wasser auftaucht. Es entsteht dabei über der Kiesbank eine heftige Querströmung mit grossem lokalen Gefälle, welches das feine Material auswäscht. Dieses Auswaschen und der Forttransport des feinen Materials in den angrenzenden Kolk erfolgt aber sehr wahrscheinlich nicht mehr nach dem Gesetz der Geschiebebewegung.

3. Bewegungsrichtung des Geschiebes

Auf der Kiesbank wechseln Stellen mit gröberer und feinerer Oberfläche. Scheinbar besteht der ganze obere Teil der Schuttinsel in Kolk 4 wie auf der Kiesbank in Kolk «Wanda» gegen die tiefste Auskolkung zu (also flussaufwärts) aus weniger grobem Material als der flussabwärts gelegene Teil. Das ist aber nur an der Oberfläche der Fall. Die grossen Abflussmengen transportieren gröberes Geschiebe als die kleineren. Bei letzteren wird über die tiefer gelegene Ecke noch Geschiebe, allerdings feineres, transportiert, wenn auf den mehr flussaufwärts und höher gelegenen Partien der Insel schon kein Transport mehr stattfindet. Das Geschiebe wird nicht in der Längsrichtung der Kiesbank, sondern schräg darüber bewegt. Geht die Abflussmenge noch mehr zurück, so lagert sich an besagter Ecke auch das feinere Geschiebe über dem gröberen ab. Diese schiefe Strömung geht aus der charakteristischen Schrägstellung der Gerölle am oberen Teil der Insel hervor. Am unteren Ende der Kiesbank bildet sich beim Auftauchen derselben totes Wasser oder sogar eine horizontale Wasserwalze, in welcher sich viel Schwebestoff ablagert.

4. Geschiebeformen

Die Charakterisierung des Geschiebes nach seiner Form geschieht mit der von TH. ZINGG eingeführten Methode. An jedem Gerölle wurden die drei Hauptdurchmesser a, b, c im Sinne eines dreiachsigen Ellipsoides gemessen, wobei a der grösste, b der mittlere und c der kleinste Durchmesser ist. Zwecks Ausschaltung der absoluten Grössen wurden die Achsenverhältnisse berechnet. Allgemein werden folgende Formentypen unterschieden:

TABELLE 5

Verhältniszahlen		Art der Gerölle
$\frac{b}{a} > 0{,}66$	$\frac{c}{b} < 0.5$	sehr flache Gerölle
$\frac{b}{a} > 0{,}66$	$\frac{c}{b} < 0.66$	flache Gerölle
$\frac{b}{a} > 0{,}66$	$\frac{c}{b} > 0.66$	isometrische Gerölle
$\frac{b}{a} < 0.66$	$\frac{c}{b} > 0.66$	stengelige Gerölle
$\frac{b}{a} < 0.66$	$\frac{c}{b} < 0.66$	flachstengelige Gerölle

TABELLE 6

WASSERFASSUNG ISORNO

Ausmass und Form der grössten Geschiebe im Flussbett ober- und unterhalb der Wasserfassung

∅ = Hauptdurchmesser: a = grösster b = mittlerer c = kleinster

1. Sehr flache Geschiebe: $\frac{b}{a} > 0.66$ $\frac{c}{b} < 0.5$

∅ a	∅ b	∅ c	$\frac{b}{a}$	$\frac{c}{b}$	Gesteinsart	Rundung
40.5 cm	36.5 cm	16.0 cm	0.90	0.44	Gneis	kantengerundet
49.3 cm	41.5 cm	18.9 cm	0.84	0.46	Gneis	kantengerundet
48.6 cm	37.5 cm	19.3 cm	0.77	0.51	Gneis	kantengerundet
36.0 cm	34.0 cm	16.6 cm	0.94	0.49	Gneis	kantengerundet
44.2 cm	35.6 cm	15.8 cm	0.80	0.44	Gneis	kantengerundet
55.0 cm	44.0 cm	17.0 cm	0.80	0.39	Gneis	kantengerundet
77.0 cm	52.0 cm	23.0 cm	0.68	0.44	Gneis	kantengerundet

2. Flache Geschiebe: $\frac{b}{a} > 0.66$ $\frac{c}{b} < 0.66$

∅ a	∅ b	∅ c	$\frac{b}{a}$	$\frac{c}{b}$	Gesteinsart	Rundung
49.9 cm	43.0 cm	27.0 cm	0.88	0.63	Gneis	angerundet
35.5 cm	29.6 cm	18.8 cm	0.83	0.63	Gneis	angerundet
39.0 cm	37.8 cm	22.3 cm	0.97	0.59	Gneis	angerundet
30.2 cm	26.6 cm	16.4 cm	0.88	0.62	Gneis	gut gerundet
44.0 cm	41.9 cm	22.4 cm	0.95	0.53	Gneis	angerundet

3. Isometrische Geschiebe: $> \frac{b}{a}$ 0.66 $\frac{c}{b} > 0.66$

∅ a	∅ b	∅ c	$\frac{b}{a}$	$\frac{c}{b}$	Gesteinsart	Rundung
30.0 cm	28.0 cm	24.0 cm	0.93	0.86	Gneis	gut gerundet
36.7 cm	27.2 cm	19.0 cm	0.74	0.70	Gneis	gut gerundet
50.4 cm	38.1 cm	26.4 cm	0.76	0.69	Gneis	gut gerundet
72.0 cm	40.0 cm	45.0 cm	0.67	0.94	Gneis	gut gerundet
36.0 cm	30.0 cm	26.0 cm	0.83	0.87	Gneis	gut gerundet
51.0 cm	39.0 cm	32.0 cm	0.76	0.82	Gneis	gut gerundet

4. Stengelige Geschiebe: $\frac{b}{a} < 0.66 \quad \frac{c}{b} > 0.66$

∅ a	∅ b	∅ c	$\frac{b}{a}$	$\frac{c}{b}$	Gesteinsart	Rundung
35.0 cm	20.0 cm	14.0 cm	0.57	0.70	Gneis	angerundet

5. Flachstengelige Geschiebe: $\frac{b}{a} < 0.66 \quad \frac{c}{b} < 0.66$

∅ a	∅ b	∅ c	$\frac{b}{a}$	$\frac{c}{b}$	Gesteinsart	Rundung
47.0 cm	30.5 cm	16.6 cm	0.65	0.61	Gneis	angerundet
56.0 cm	32.0 cm	18.5 cm	0.57	0.58	Gneis	angerundet
44.6 cm	22.2 cm	14.0 cm	0.50	0.63	Gneis	angerundet

Die durch Messung von 179 Geschieben erhaltenen Massverhältnisse sind die folgenden:

61% der Geschiebe sind flach und sehr flach
12% sind isometrisch
27% sind stengelig bis flachstengelig

Der auf der Mischungslinie des Sohlengeschiebes dargestellte massgebende Korndurchmesser von 8 mm ist derjenige, welcher von 35 Gewichtsprozenten des massgebenden Gemisches unterschritten wird. Er hängt von der Mischung der vorhandenen Sohle und von der Mischung und Grösse des Zuschubes ab. Die Erfassung des Sohlengeschiebes ist für eine Berechnung des Geschiebetriebes, d. h. des Grenzwertes, bei dem gerade noch Material des massgebenden Durchmessers in Bewegung gerät, sehr wichtig. Im folgenden Abschnitt wollen wir versuchen, den Geschiebetrieb des Isorno für die untersuchte Laufstrecke approximativ in Zahlen auszudrücken. Diese sollen mit dem nötigen Vorbehalt aufgenommen werden, da direkte Geschiebemessungen, wie z. B. an der Aare, hier am Isorno nicht durchgeführt werden konnten.

5. *Der Geschiebetrieb*

Das feste Material kann von einem Flusse in verschiedener Form verfrachtet werden: Abführung der gelösten Stoffe, Transport feiner Schwebestoffe, Fortrollen von grobem Material auf der Sohle. Die Bewegungen sind vielgestaltig: je nach Form und Grösse der Steine erfolgt ein Rollen oder Schieben. Nach allen bisherigen Betrachtungen taucht die sehr wichtige Frage auf: «Wann befindet sich ein Gewässer im Gleichgewichtszustand?» In der Praxis lautet die lapidare Antwort: «Wenn sich das Bett im Laufe der Zeit weder erhöht noch vertieft». Nun ist es ja eine altbekannte Tatsache, dass sich dieser Idealzustand an der Erosionsbasis niemals einstellen wird, solange Höhendifferenzen überhaupt bestehen. Mit wieviel grösserem Recht besteht diese Wahrheit aber für einen Gebirgsfluss, wo sich nur ein temporärer Gleichgewichtszustand einstellen kann. Solche Zustände kann man hin und wieder im Isorno erleben. Diese Perioden sind jahreszeitlich eng zusammengefasst: Eine kurze Epoche in ausnehmend trockenen Sommern, wo das Niederwasser während längerer Zeit anhält und in kalten Wintern. Solche Beobachtungen lassen sich auf fast ebenen Laufstrecken und dann besonders in wenig tiefen Kolken anstellen, weil Messproben besonders dort mit Erfolg durchgeführt werden können.

Im Sommer 1951 wurden im Kolk 4 während 14 Tagen täglich zwei Mal vier Kontrollotungen durchgeführt. Die erhaltenen Werte wurden dabei immer auf das Niveau des ersten Tages reduziert, um gleichwertige Ergebnisse zu erzielen. Die gewonnenen Resultate sind in der Tabelle 7 zusammengestellt. Die Ziffern ein- und derselben Kolonne geben stets die Abweichungen gegenüber dem Vortag an. Wo das Ergebnis wegen allzu geringen Niveaudifferenzen unsicher ist, wurde ein Fragezeichen gesetzt. Das Resultat der Messungen ist eindeutig: trotz der beachtenswerten Abflussmengen am 20./21. August (31 m^3/sec) blieb der Zustand des Kolkes, wenigstens im Bereich des gewählten Profils, einigermassen konstant.

Die intensivste Ausräumung auf der Wasserseite der Unterwasserbank konnte nur im Augenblick des Abflauens des temporären Hochwassers festgestellt werden. Schon anderntags erfolgte wieder eine leichte Aufschotterung bei einer Abflussmenge von zirka 6 m^3/sec. Vier Tage nach dem Hochwasser war der ursprüngliche Zustand grosso modo wieder erreicht. Es ergibt sich das folgende beachtenswerte Ergebnis: Der Geschiebetrieb beginnt bei zirka 6 m^3/sec für Korngrössen dm $\geqq$ 0,01 m.

TABELLE 7

Kontrollmessungen Kolk 4, vom 10.—25. August 1951

Werte in cm / Niveau 504,52 m (reduziert).

Tag	N	Kontroll-punkt 1	Kontroll-punkt 2	Kontroll-punkt 3	Kontroll-punkt 4
10		+ — 0.0	+ — 0.0	+ — 0.0	+ — 0.0
11		+ 1.0	+ 1.5	— 0.8	——
12		— 1.0	— 1.0	——	——
13	x	——	——	——	——
14		——	——	——	——
15	x	+ 0.5	——	——	— 1.0
16	x	——	——	——	——
17		——	——	——	——
18		——	——	+ 1.4	——
19		——	——	——	——
20/21	N = 5,3 cm!	(Messungen aus techn. Gründen eingestellt.)			
22		+ 4.6	+ 4.0	+ 4.0	+ 3.2
23		— 3.5	— 3.0	— 2.6	— 1.8
24		— 1.5	— 1.6	— 0.8	— 0.5
25		——	——	— 0.5	——
Total		+ 0.1	— 0.1	+ 0.7	— 0.1

N = Niederschlag + Tiefenzunahme — Tiefenabnahme

In Bezug auf die Oberflächengestaltung des Geschiebes macht SUCHIER 31) einen Unterschied zwischen der Beweglichkeit beschlickter und reingewaschener Geschiebe. Erstere sind fest gelagert und weisen eine verminderte Angriffsfläche auf. Eine Entfernung des Schlammes bewirkt einen nach oben wirkenden Seitendruck des Wassers, da das eindringende Wasser nicht mehr allseitig ausweichen kann. Dieser dynamische Auftrieb hebt den Stein, und derselbe wird dann von der Strömung fortgerissen. Dieser Auftrieb gilt naturgemäss nur für leichtere Gerölle. Schwere Geschiebestücke, welche der ansaugenden Wirkung schnell bewegter Wasserschichten widerstehen, werden entweder nur geschoben, gerollt oder bleiben liegen. Der Isorno folgt diesen Gesetzmässigkeiten nur sehr bedingt, denn sein Flussbett ist nicht verschlammt, wie dasjenige von Mittelland- und Tieflandflüssen. Aehnlichen Gedankengängen folgt auch PARDE 22) wenn er schreibt: «Et des boues impalpables de 1 Millième de millimètre, capables d'être charriées à l'état désagrégé par n'importe quel courant, pour ainsi dire, ne seraient arrachées au fond que moyennant des vitesses de 1,50—4,00 m/sec, alors qu'il faudrait pour des cailloux

de 4 cm 2,40—2,80 m/sec.» Eine verschlammte Flussohle scheint demnach dem Wasser einen viel grösseren Widerstand entgegen zu setzen als eine saubere.

Die Hochwasser bringen das meiste Geschiebe. Beim Nachlassen der Wasser wird zuerst das grobe Geschiebe liegen gelassen, dann erst das feinere Material. Die Ausscheidung des Materials allein auf Grund von Strömungen ist bei Gebirgsflüssen wegen zu schnellen Abfallens der Hochflut nicht möglich. Hindernisse aller Art müssen noch aufbauend mitwirken. Hochwasser haben neben der Aufrauhung des Flussbettes eine ebenso ausgleichende Wirkung; Niederwasser bewirken nach BRETON eine Herstellung des Gleichgewichtsprofils (profil d'équilibre). Anhaltendes Mittelwasser veranlasst eine intensive Aufrauhung des Bettes, da das feine Material ständig entfernt wird. Es ist auch der Hauptförderer der Auskolkung und Unterspülung der Seitenhänge.

Je feiner eine Geschiebemischung ist, umso leichter wird sie im allgemeinen in Bewegung geraten. Das Verhalten der einzelnen Geschiebe hängt aber nicht nur von ihrer eigenen Grösse und von den hydraulischen Bedingungen ab, sondern auch von der Art der sie umgebenden Sohle. Wir können zwei Fälle unterscheiden:

1. Das Sohlengemisch ist gröber, als das oben hineinlaufende Geschiebe. Die Mischung der Sohle ist aber derart, dass bei einer bestimmten Abflussmenge ohne Zufuhr von feinerem Material ein sich aus der Sohle nährender Geschiebetrieb möglich ist. In diesem Falle, ohne Zufuhr, ist die Sohlenmischung allein für die Grösse des Geschiebetriebes massgebend. Der entsprechende Korndurchmesser muss aus dem Sohlengemisch abgeleitet werden.

2. Nun werde dem Flussbett von oben feineres Material zugeführt. Von diesem kann die gleiche Abflussmenge ein grösseres Quantum transportieren als vom Sohlengeschiebe. In diesem zweiten Falle ist dann die Mischung des feineren zugeführten Geschiebes allein für die Grösse des möglichen Geschiebetriebes massgebend, und der massgebliche Durchmesser ist aus ihr abzuleiten. Wenn die zugeführten feineren Geschiebe das Transportvermögen des Flusses nicht sättigen, so wird die gröbere Sohle angegriffen und liefert einen Teil des laufenden Geschiebes. Dann ist offenbar ein Korndurchmesser massgebend, welcher zwischen den beiden schon genannten liegt.

Diese Zusammenhänge gelten auch bei einer teilweisen Abpflästerung der Sohle. Bei der in Betracht gezogenen Abflussmenge wird also nur ein Teil des Sohlengeschiebes bewegt werden; die grösseren Geschiebe dagegen werden in Ruhe bleiben. Der Geschiebetrieb ist demnach nicht voll entwickelt. Bei diesen Verhältnissen würde ein längeres Ausbleiben der Zufuhr von oben eine Vergröberung der Sohle und hernach den Stillstand der Geschiebeführung zur Folge haben. Eine Zufuhr von oben ergänzt die Sohle wieder und diese ist imstande, Geschiebe abzugeben. Bei einer totalen Abpflästerung der Sohle mit

grobem Material ist der Geschiebetrieb dieser Korngrösse gleich Null. Dabei spielt die Deckschicht eine schützende Rolle. Mit wachsender Abflussmenge wird die Zusammensetzung des laufenden Geschiebes immer gröber und die grossen Steine, welche sonst die untere Schicht schützen, nehmen immer mehr an der allgemeinen Bewegung teil.

a. Formelmässige Erfassung des Geschiebetriebes

Beim Versuch, den Geschiebetrieb zahlenmässig zu erfassen, kommt es vor allem darauf an, den Grenzzustand im Fluss festzulegen, bei dessen Ueberschreitung das Geschiebe in Bewegung gerät. Die nachstehend angeführten Formeln beruhen auf Versuchen in einem gleichmässigen Sohlenprofil. Deshalb lassen sich die gewonnenen Ergebnisse nicht ohne weiteres auf einen Gebirgsfluss anwenden, jedenfalls nicht ohne die notwendige Interpretationsvorsicht. Nach MEYER-PETER gilt:

$$\frac{q^{2/3} \cdot Je}{d} = \frac{a + b \cdot g^{2/3}}{d} \qquad 1)$$

Es bedeuten:

q	=	Wassermenge in m^3/sec pro Meter Flussbreite.
g	=	Geschiebetrieb in kg/sec pro Meter Flussbreite.
Je	=	Energieliniengefälle.
d	=	Massgebender Korndurchmesser des Geschiebes.
a,b	=	Konstanten, vom spez. Gewicht des Geschiebes abhängig (für Isorno 2,6), daher a = 17, b = 0,4.

Der Geschiebetrieb ist also abhängig von der Wassermenge, dem Gefälle und dem massgebenden Korndurchmesser. Aus der obigen Formel lässt sich der Geschiebetrieb g berechnen.

Eine andere bekannte Darstellung ist diejenige von SCHOKLITSCH 29). Er hat folgende empirische Formeln entwickelt:

$$q_o = \frac{0{,}00001944}{J^{4/3}} \cdot d \qquad 2)$$

$$g = \frac{700}{d^{0,5}} \cdot J^{1,5} \cdot (q - q_o) \qquad 3)$$

q bedeutet den Abfluss, qo den Grenzabfluss, beide in m^3/sec pro Breitenmeter des Bettes. Im Laufe der Jahre hat der genannte Verfasser noch weitere, zum Teil vereinfachte Berechnungsmethoden entwickelt, die der Vollständigkeit halber angeführt sein sollen.

Es gelten auch:

$$q_o = 0{,}0684 \left(\frac{d^{1,5}}{J}\right) m^2 \text{ sec} \qquad 4)$$

oder

$$q_o = 0{,}6 \frac{d^{1,5}}{J^{1,166..}} m^2 \text{ sec} \qquad 5)$$

daraus folgt:

$$Q = q_o \cdot Bm \ (m^3/\text{sec}) \qquad 6)$$

Bei Korngemischen wird in die Gleichung (5) als Kornabmessung d jene eingesetzt, die das Gemisch so teilt, dass 40% des Gewichtes der Körner feiner sind. Bei Korngemischen kommt dem errechneten Grenzdurchfluss q_o nur die Bedeutung einer Rechnungshilfsgrösse zu, denn bei solchen Gemischen kann von einem eigentlichen «Grenz»-durchfluss nicht gesprochen werden. Der feinste Sand läuft ja nahezu das ganze Jahr zwischen den gröberen Geschieben durch. Bei steigenden Durchflüssen geraten dann immer gröbere Körner in Bewegung, bis endlich das ganze Gemisch läuft. Für den totalen Geschiebetrieb beim Durchfluss Q erhalten wir nach SCHOKLITSCH:

$$G = 2500\, J^{1,5} \left(Q - 0{,}6 \cdot B \cdot \frac{d^{1,5}}{J^{1,166..}}\right) \text{kg/sec} \qquad 7)$$

In Bezug auf die Korngrösse gilt das bereits bei Formel (4) genannte. Formeln (5), (6) und (7) wollen wir nun auf den Isorno (Kolk 4) anwenden und uns dabei bewusst sein, dass verschiedene Faktoren, wie z. B. Blöcke, Schwellen usw. nicht berücksichtigt werden können.

Der ausgewählte Querschnitt innerhalb des Kolkes 4 besitzt eine Fläche von angenähert 24 m^2, eine Breite von 22 m und die benetzte Profillinie misst 24,5 m. Damit ergibt sich auch die für die Breite eines rechteckförmigen Querschnittes massgebende Masszahl von 24,5 m. Durch Einsetzen von d = 0,056 (m) und J = 0,01 in Formel (4) erhalten wir für den Grenzdurchfluss folgende Werte:

$$q_o = 0{,}0684 \cdot 5^{1,5} = 0{,}760 \ m^2 \text{ sec}$$

Multipliziert man diesen Wert mit der Masszahl der Breite des Querschnittes, so ergibt sich:

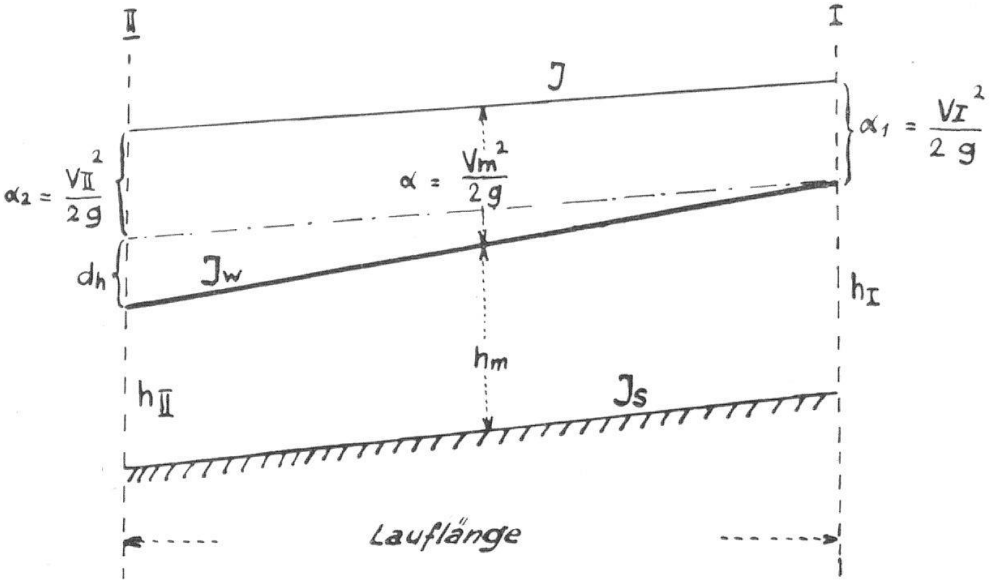
$$Q = 16{,}720 \text{ m}^3/\text{sec}$$

Dieser Wert liegt noch immer wesentlich unter demjenigen der Aare bei Meiringen. Es ist klar, dass wir die Verhältnisse der Aare nur mittelbar mit denjenigen des Isorno vergleichen dürfen, weil die beiden Flusscharaktere ganz verschieden sind: dort ein mehr oder weniger homogenes Bett, hier ein typischer Wildbach. Direkte Beobachtungen ergaben eine kritische Abflussmenge von 6 m^3/sec für d = 0,01, d. h. feinen Kies, ein Wert, der prinzipiell sich nur unwesentlich vom errechneten Ergebnis unterscheidet, weil dort für d der Betrag von 0,056 eingesetzt ist. Weil aber dieses Ergebnis nur für einen bestimmten Querschnitt und ein normales Sohlengefüge Gültigkeit hat, kann man obiges Resultat nicht implicite auf die gesamte Flusstrecke anwenden, wie man dies ohne grosse Gefahr für ein homogenes Flussbett tun darf. Es wird auch kaum möglich sein, eine allgemein gültige Gesetzmässigkeit für die Gesamtflusstrecke herzuleiten, auch dann nicht, wenn man versuchsweise die Teilresultate über die ganze Laufstrecke integrieren würde. Die Teilquerschnitte ergeben jedes Mal eine andere Durchflussgeschwindigkeit und damit auch andere Werte für den Geschiebetrieb.

b. Grenzwertbestimmungen für den Geschiebetrieb

An anderer Stelle dieser Arbeit ist schon der Hinweis auf einen unmittelbaren Zusammenhang zwischen dem Sohlengefälle, dem Wasserspiegelgefälle und der Neigung der Energielinie gegeben worden. Dabei spielt das Wasserspiegelgefälle die entscheidende Rolle und nicht etwa das Sohlengefälle, wie man auf den ersten Anhieb meinen könnte. Dieses Ergebnis darf, mit den notwendigen Kautelen, ohne weiteres praktisch angewendet werden. Bei der Interpretation des Resultates soll nur ein Gedanke wegleitend sein: «Die Gültigkeit erstreckt sich bloss auf die ausgewählte Stelle des Flusses. Für jedes andere Laufstück setzt das Prozedere wieder von neuem ein.» Damit ist der wissenschaftlichen Genauigkeit innerhalb der möglichen Grenzen Genüge getan ohne einem Komplex der Stichhaltigkeit oder Nichtstichhaltigkeit eines Resultates anheimzufallen, der sich unweigerlich dann einstellt, wenn der Geltungsbereich zu weit gefasst oder verallgemeinert wird.

Zusammenhang zwischen Sohlengefälle, Wasserspiegelgefälle und Energielinie
(nach Meyer-Peter und Eggenberger)



α wurde konstant zu 1,1 angenommen

V_m mittlere Geschwindigkeit

h_m mittlere Tiefe

J_s Sohlenneigung

J_w mittlere Wasserspiegelneigung

J mittlere Energielinienneigung

Für J ergibt sich folgende Formulierung:

$$J = J_w - \alpha \cdot \left[\frac{V_m^2}{g \cdot h_m} \cdot (J_w - J_s) \right]$$

Für das spezifische Gewicht 2,68 ergibt sich das folgende empirische Geschiebetriebsgesetz:

$$q^{0,66..} \cdot J = a \cdot d + b \cdot g^{0,66..} \qquad 8)$$

Es bedeuten:

q = l/sec/m Flussbreite.
g = kg/sec/m Flussbreite.
J = tg der Neigung oder Gefälle der Energielinie.
d = Korngrösse in mm.
a = Konstante (= 17).
b = Konstante (= 0,4)

$$g = \frac{(q^{0,66..} \cdot J - a \cdot d)^{1,5}}{b} \text{ kg} \cdot \qquad 9)$$

Solange	$q^{0,66..} \cdot J < a \cdot d$	: Kein Geschiebetrieb
	$q^{0,66..} \cdot J = a \cdot d$	: Grenzzustand
	$q^{0,66..} \cdot J > a \cdot d$	: einsetzender Geschiebetrieb

Man erhält also bei gegebenem Gefälle J und gegebener Geschiebegrösse d für jede Wassermenge eine ganz bestimmte Geschiebemenge g. Für Q = 4,7 und d = 0,01 erhalten wir gemäss Formel (7) folgendes Resultat:

$$G = 66{,}0 \text{ kg/sec}$$

oder auf den Meter Querschnittsbreite einen spezifischen Geschiebetrieb g von 2,7 kg/sec/m. Da leider keine genügenden Kontrollmöglichkeiten mit Hilfe direkter Messungn bestehen, erübrigt sich ein diesbezüglicher Kommentar; doch darf darauf hingewiesen werden, dass die jährlichen Ablagerungen der Maggia im Delta, umgerechnet auf den Isorno, mit dem obigen Resultat relativ gut übereinstimmen.

EINSTEIN 9) bezeichnet den Geschiebetrieb als einen Vorgang mit ausgesprochenen periodischen Schwankungen und betrachtet ihn als mathematisches Wahrscheinlichkeitsproblem. Das Verhalten des einzelnen Steines im bewegten Wasser ist nicht nur von den hydraulischen Bedingungen beeinflusst, sondern auch wesentlich von der Art der ihn umgebenden Sohle. Formelmässig lässt sich aus den Arbeiten ersehen, dass das gleichzeitige Einwerfen einer grösseren Anzahl von Steinen in einen eng begrenzten Raum eine Störung des normalen Ablaufes der Transportvorgänge bedeutet. Auf die Natur projiziert würde das heissen, dass plötzlich in Bewegung gesetzte Schutthalden oder Teile davon, bei ihrem Eindringen ins Bachbett eine Störung des normalen Ablaufes der Geschiebe bewirken, was in den meisten Fällen einem Murgang gleichkommt.

C. Die Geschiebefracht

Die Geschiebemenge, die innerhalb eines längeren Zeitabschnittes durch einen Querschnitt läuft, wird als Geschiebefracht bezeichnet. Die quantitative Erfassung der geförderten Materialien ist von grösster Wichtigkeit, auch wenn das Ergebnis nur eine Annäherungslösung sein kann.

Das grösste Hochwasser der Maggia seit 1934 ereignete sich am 5./6. August 1949. Die Kontrollberechnungen von GIANELLA ergaben einen maximalen

Abfluss von 3400 m^3/sec d. h. 3,7 m^3/sec/km^2. «Wenn nun in einem Einzugsgebiete von rund 920 km^2 derartige Abflüsse sich zwei Mal im Laufe eines Vierteljahrhunderts ereignen, so dürfte es empfehlenswert sein, für die Teileinzugsgebiete der Nebenflüsse Hochwassermengen einzusetzen, die etwa das Doppelte der oben erwähnten Zahlen ausmachen, bei ganz kleinen Einzugsgebieten noch mehr!» (Spreitenbach: 40 m^3/sec/km^2.)

In seiner Mitteilung No. 34 (1939) über Deltaaufnahmen hat das Amt für Wasserwirtschaft folgende Zahlen bekanntgegeben:

TABELLLE 8

Flusslauf	Durchschnittliche jährliche Ablagerung	Ablagerung pro Jahr und km^2 des Einzugsgebietes
Aare	155 000 m^3	280 m^3
Linth	126 000 m^3	227 m^3
Rhein	3 566 000 m^3	513 m^3
Maggia	508 000 m^3	549 m^3

In der Rekordzahl der Maggia ist die Geschiebefracht der Rovana mit eingeschlossen, d. h. die ungeheuren Massen, die die Frana von Campo liefert. Für die letztere dürfen wir ruhig 180 000 m^3 jährlich veranschlagen.

Wenn man diesen ausserordentlichen Beitrag der Frana von der gesamten Ablagerung im Delta abzählt, so gelangt man zu einem sozusagen normalisierten Betrag von 508 000 — 180 000 = 328 000 m^3, entsprechen einem spezifischen Jahresmittel von 357 m^3/km^2/Jahr, eine Zahl, die sich durchaus mit den mittleren Ablagerungen anderer Flussgebiete vergleichen lässt, die ähnliche geologische Verhältnisse aufweisen. Setzt man eine gleichmässige Verteilung des Abtrages auf das ganze Einzugsgebiet der Maggia voraus, so lassen sich die vermutlichen jährlichen Geschiebefrachten der Hauptzuflüsse der Maggia folgendermassen bestimmen:

Isorno:	44 300 m^3	
Melezza:	49 000 m^3	
Rovana:	218 000 m^3	(38 000 + 180 000)
Bavona:	41 000 m^3	
Maggia:	67 500 m^3	(Brontallo)

Der Theorie über die Schleppkraft entsprechend sollte die Menge der Sinkstoffe proportional mit den Wassermengen anwachsen. Dass aber die Formel für die Schleppkraft (nach DUBOYS) für Wildbäche nicht gilt, soll folgende Tabelle zeigen:

TABELLE 9

Isorno: Teilbeträge für verschiedene Abflussmengen (approximativ).

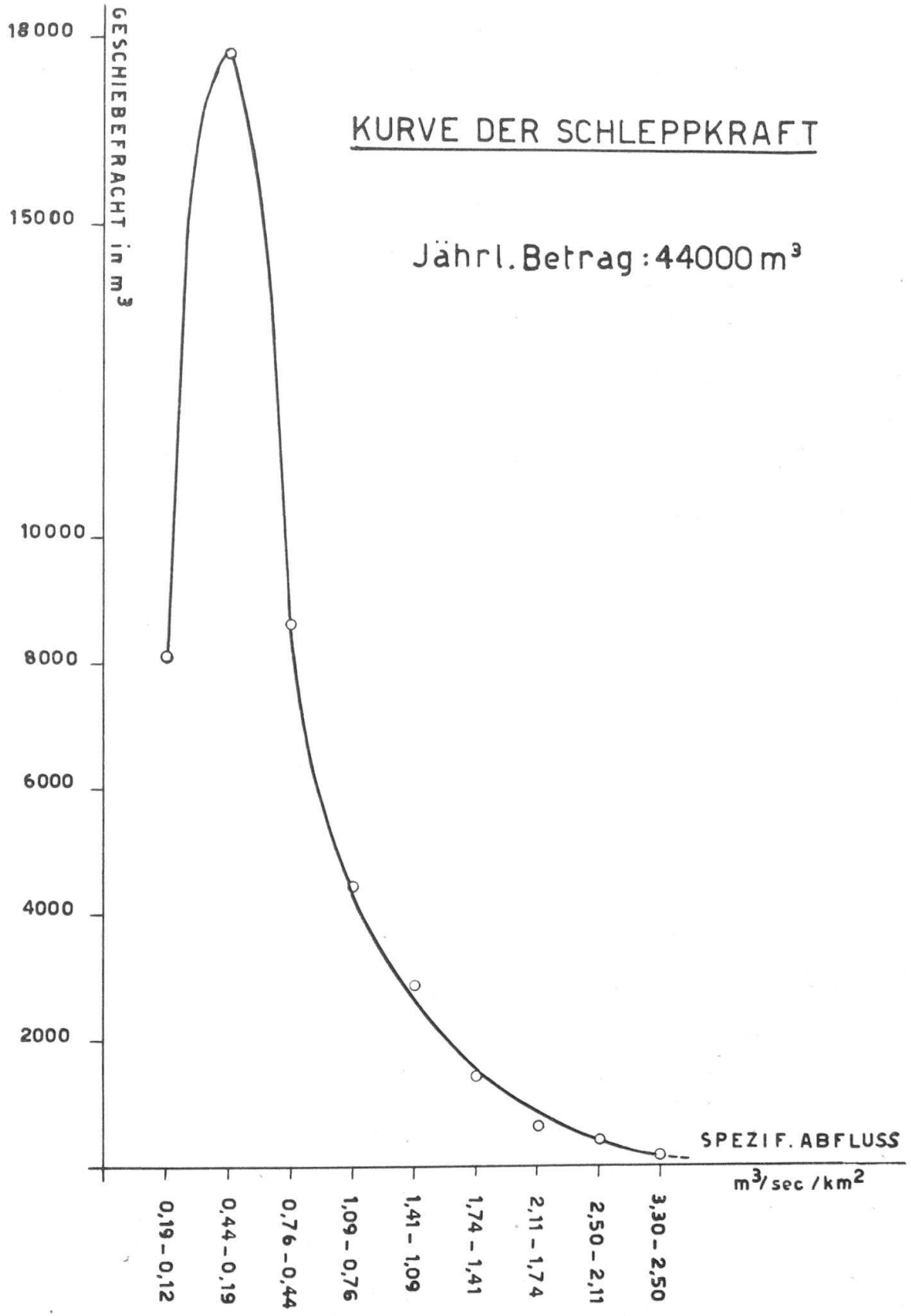
Spezifischer Abfluss	Geschiebefracht
$m^3\ sec^{-1}\ km^{-2}$	m^3
3.26 — 2.50	70
2.50 — 2.11	380
2.11 — 1.74	600
1.74 — 1.41	1310
1.41 — 1.09	2940
1.09 — 0.76	4400
0.76 — 0.44	8620
0.44 — 0.19	17850
0.19 — 0.12	8130
Total	44300 m^3/Jahr

Eine wenig bekannte, oder zum mindesten wenig erörterte Zahl ist der spez. Abfluss in alpinen Verhältnissen, bei welchem die Geschiebeführung eintritt*). Er beträgt im Mittel 120 l/sec/km^2 oder 14,3 m^3/sec, wobei die Korngrösse entsprechend heraufgesetzt wird. Die Korngrösse ist also eine Ermessensfrage. Je nach der Grenzziehung variiert auch die kritische Abflussmenge, wie der Vergleich dieses Wertes mit demjenigen auf Seite 58 klar zeigt.

Eine überschlagsmässige Kontrolle der Resultate in der Mitteilung No. 33 des Amtes für Wasserwirtschaft hat diese Zahl bestätigt und auch der Wert für den Isorno, der auf Seite 58 angeführt ist (16,7 m^3/sec), stimmt unerwarteterweise gut mit dem obigen Resultat überein.

*) Vgl. AMMANN, Vorarlberger Illwerke

ISORNO


KURVE DER SCHLEPPKRAFT
Jährl. Betrag: 44000 m³
GESCHIEBEFRACHT in m³
18000
15000
10000
8000
6000
4000
2000
SPEZIF. ABFLUSS
m³/sec /km²
0,19 – 0,12
0,44 – 0,19
0,76 – 0,44
1,09 – 0,76
1,41 – 1,09
1,74 – 1,41
2,11 – 1,74
2,50 – 2,11
3,30 – 2,50

D. Rückblickender Abschluss der formelmässigen Erfassung des Geschiebetriebes

Den Modellversuchen mit einheitlichen Korngrössen verdankt man die Ermittlung und die Bestätigung der Formeln für den Geschiebetrieb in der Natur. Dabei spielt die massgebende Korngrösse d die Rolle der Vermittlerin in der Uebertragung der Versuchsresultate auf die Wirklichkeit. Die Schweizerische Bauzeitung äussert sich in Nummer 3, Jahrgang 1949 über die Anwendbarkeit der Formel in folgendem Sinne: «. . . dass Versuche über den Geschiebetrieb nur dann zu einem brauchbaren Resultat führen können, wenn sie auf Grund der Bedingung durchgeführt werden, dass Normalabfluss, also Parallelität von Sohle und Wasserspiegel und damit auch der Energielinie, besteht und dass die Sohle sich geschiebetechnisch im Gleichgewicht befindet.»

Da nun die wilden Gewässer der Seitentäler der Maggia, und zu ihnen gehört zweifellos auch der Isorno, die oben erwähnten Bedingungen der Versuche nicht erfüllen, muss nach GIANELLA der massgebenden Korngrösse die Rolle der Vermittlerin abgesprochen werden. Diese Schlussfolgerung ist durchaus angebracht, wenn die Formel den Gesamtcharakter des Flussbettes darstellen soll, nicht aber, wenn sie nur für lokal beschränke Abschnitte angewendet wird. Die gewählte Korngrösse soll nur für einen eng begrenzten Bezirk des Flusslaufes Gültigkeit haben (Wasserfassung etc.), und sie soll auch nur in diesem Sinne verstanden und angewendet werden.

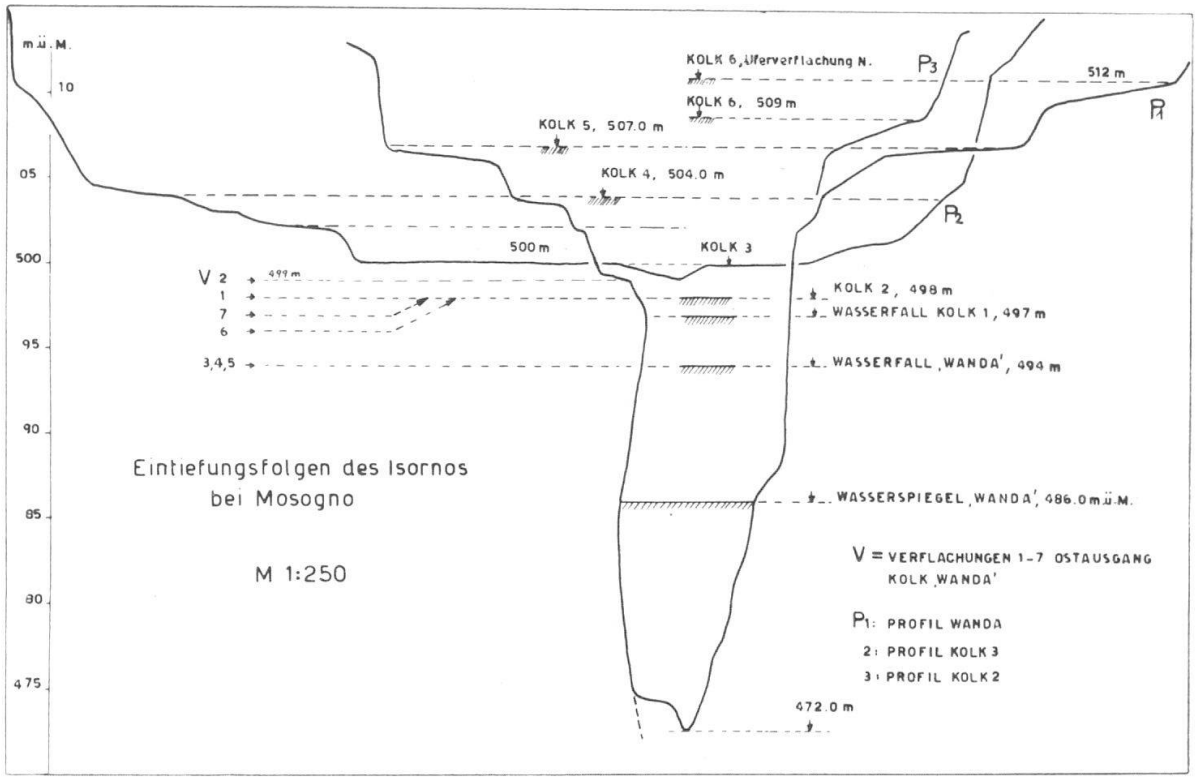
Ueber das grösste Längenmass der geförderten Körner gibt eine ältere, jedoch vielfach bestätigte Formel (CHEZY*) Auskunft. Diese Formel hat sich überraschenderweise im Isorno ausnehmend gut bestätigt. Sie ist nicht im Sinne eines Grenzwertes aufzufassen, sondern als Optimum dessen, was der Fluss in einem bestimmten, eng begrenzten Abschnitt, zu fördern imstande ist.

Bezeichnet man mit J das Sohlengefälle, mit t die Wassertiefe und mit n einen Rauhigkeitsbeiwert (0,04 für wilde Gewässer im Naturzustand), so lautet die Formel für das grösste Längenausmass der geförderten Körner:

$$L = \frac{J \cdot t}{n}$$

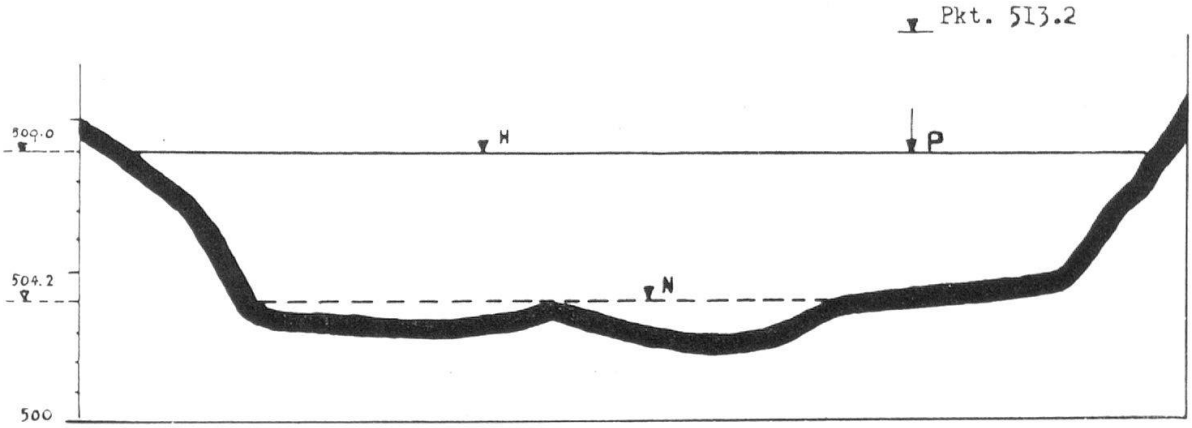
Naturgemäss findet sie Anwendung für Flüsse, die ihr Bett im eigenen Schutt und Geschiebe ausgebildet haben. Da der Isorno seinen Lauf nur über relativ kurze Strecken nach den obigen Bedingungen gestaltet hat, haben wir als Grundlage der Berechnung einen für diesen Zweck gut geeigneten Kolk ausgewählt (Kolk 4).

*) Diese Formel wird heutzutage aus unverständlichen Gründen selten mehr gebraucht.



Kolk 4: Hochwasserprofil vom 8. 8. 1951

1 : 330



H = Max. Hochwasser bei 435,9 m^3/sec
N = Niederwasser bei 1,2 m^3/sec
P = Pegelstand beobachtet: 5,2 m

Ausgehend vom katastrophalen Hochwasser am 8. 8. 1951 lässt sich die maximale Wassertiefe im Kolk 4 mit etwa 5 m festsetzen. Die mittlere Flussbreite beträgt nach der Situation 1 : 250 zirka 36,25 m. Einem parabolischen Profil von entsprechender Breite und Tiefe würden also folgende Grössen entsprechen:

Querschnitt	$F = {}^{2}/_{3} \cdot 5 \cdot 36{,}25 = 120{,}8\ m^2$
Benetzter Umfang	$U = 42{,}5\ m$
Profilradius	$R = \frac{F}{U} = \frac{120{,}8}{42{,}5} = 2{,}84\ m$
Konstante	$K = 18$

Daraus ergibt sich die Geschwindigkeit nach STRICKLER:

$$V = K \cdot R^{2/3} \cdot J^{0,5}$$
$$= 18 \cdot 2{,}84^{2/3} \cdot 0{,}01^{0,5} = 3{,}61\ m/sec$$

und der maximale Abfluss:

$$Q_m = 120{,}8 \cdot 3{,}61 = 435{,}9\ m^3/sec$$

entsprechend einem spezifischen Abfluss von:

$$\frac{435{,}9}{119} = 3{,}7\ m^3/sec\ km^2$$

Der geschätzte Wert des maximalen Abflusses vom 8. 8. 1951 (der Limnigraph wurde damals überschwemmt) mit zirka 300 m^3/sec wurde demnach zu tief angenommen, wenn die Genauigkeit der obigen Berechnungen als hinreichend taxiert werden darf. Eine Tatsache hat sich jedenfalls klar herausgeschält: Die grossen Hochwasser sind stets zu niedrig eingesetzt worden, weil man sich nur auf Vermutungen stützte.

Nach der Faustregel von CHEZY beträgt das grösste Längenmass der Geschiebekörner, die vom Hochwasser bewegt werden können:

$$L = \frac{J \cdot t}{n} = \frac{0{,}01\ .\ 5}{0{,}04} = 1{,}25\ m$$

Die grössten Blöcke im Bett des Kolkes 4 haben Ausmasse von 3,8 . 2,1 . 1,3 m und sind von diesem grössten, je festgestellten Hochwasser nicht im geringsten bewegt worden und haben auch bis zum Sommer 1953 ihre Lage nicht verändert. Das mathematische Ergebnis dürfte in diesem Falle mit den Realitäten übereinstimmen.

In der Gegend des Kolkes 3 sind nach dem erwähnten Hochwasser grosse Blöcke verschoben worden. Block X hatte eine grösste Länge von 4,65 m und ist um ca. 2,80 m verschoben worden (siehe Abb. 4 und 5). Für Kolk 3 ergibt sich ein auf 5% vergrössertes Gefälle, also bedeutend mehr als in Kolk 4. Dabei ist auch die plötzliche Querschnitterweiterung unterhalb des Bergsturzes in Rechnung zu stellen, was eine erhöhte Geschwindigkeit zur Folge hatte. Nach der Formel von CHEZY erhält man für Kolk 3:

$$L = \frac{0{,}05 \cdot 4}{0{,}04} = 5 \text{ m}$$

Trotz verminderter Tiefe (wegen vergrössertem Querschnitt) stimmt auch hier die Beobachtung mit dem errechneten Resultat gut überein. Man sieht aber auch, dass das Ausmass der Bewegung solcher Giganten im Grunde genommen recht bescheiden ist im Vergleich zur enormen Wassermenge. Die kurze Dauer des Hochwassers und die heterogene Gestaltung des Flussbettes erklären solch geringe Lageverschiebungen von selbst. Im übrigen erfolgt die Bewegung, wie an früherer Stelle dieser Arbeit dargelegt wurde, meist als Nachrutschen durch Hinterkolkung, bis der Block sich im Geschiebe eingräbt. Es ist deshalb auch gänzlich ausgeschlossen, dass solch grosse Brocken je bis zur Erosionsbasis verfrachtet werden können, wenn man bedenkt, wie spärlich die wirksamen Hochwasser aufzutreten pflegen.

Die Skepsis, die der Verfasser anfänglich bei der Bewertung der mathematischen Formulierungen an den Tag legte, wurden im Laufe der Beobachtungszeit zum Teil gegenstandslos, weil sich herausstellte, dass ihre sinngemässe Anwendung unter Beachtung der notwendigen Kautelen doch zu hinreichend brauchbaren Ergebnissen führt.

III. Teil

Niederschlag - Abfluss - Erosion

A. Der Niederschlag

1. Kalenderjahr oder hydrologisches Jahr ?

Nach F. GYGAX 14) ist es vorteilhaft, für die technische Bearbeitung des Niederschlag-Abflussproblems des Hochgebirges anstelle des Kalenderjahres das mit dem 1. Oktober beginnende hydrologische Jahr zu wählen. Wenn im tiefsten Winter, innerhalb einer Periode der Aufspeicherung, mit einer neuen Bilanz begonnen werden muss, werden wir mit erheblichen Schwierigkeiten rechnen müssen, weil der folgende sommerliche Abfluss genetisch dem Winter zugehört. Je höher das Untersuchungsgebiet ist, desto besser und vorteilhafter lässt sich eine deutliche Trennung zwischen Sommer und Winter vollziehen. Da unser Forschungsgebiet, das Onsernone, Ende des Jahres in der Regel eine nur wenig mächtige Schneedecke erhält und Regenfälle zu dieser Jahreszeit wenig ergiebig sind, so haben die Rücklagen auf Ende des Kalenderjahres ihren minimalen Wert. Der mediterrane Klimatypus bringt in den Herbstmonaten starke Niederschläge. Deshalb ist das Kalenderjahr als Zeiteinheit für das gletscherfreie Einzugsgebiet geeigneter als das hydrologische Jahr.

2. Der Niederschlag

Die Südabdachung der Alpen ist durch ihre grosse Niederschlagsmenge bekannt. Nähert man sich von der Poebene her den Alpen, so steigen die Niederschläge stetig an: Mailand 104 cm, Como 130 cm, Lugano 170 cm, Locarno 186 cm, Mosogno 182 cm. Die allgemeine Regel, dass mit zunehmender Höhe auch die Niederschläge ansteigen, gilt für den Sopraceneri und insbesondere für das Untersuchungsgebiet nur bedingt.

Station	Höhe ü. M.	Jahres-Mittel	Maximum	Minimum
Locarno	239 m	2358 mm	2854 mm	1862 mm
Cevio	430 m	2295 mm	2913 mm	1678 mm
Camedo	610 m	2792 mm	3764 mm	1821 mm
Mosogno	790 m	2343 mm	3237 mm	1450 mm
Bosco-Gurin	1486 m	2323 mm	3002 mm	1644 mm

Die hohen Werte von Camedo sind durch die ausgesprochenen Steigungsregen bedingt. Im Uebrigen zeigt die Zusammenstellung eine deutliche Abnahme der Niederschlagshöhen mit wachsender topographischer Höhenlage. Die Abnahme der Niederschläge erfolgt im wesentlichen erst oberhalb 600 m Höhe. Von 610 bis 1486 m beträgt die Reduktion für je 100 m Höhenzunahme im Mittel 54 mm, ein Wert, der ungefähr die Hälfte desjenigen ausmacht, den GYGAX für den Sottoceneri angibt.

Die Verteilung der Niederschläge auf die einzelnen Jahre und Monate der Beobachtungsperiode 1949—1953

Die untenstehende Zusammenstellung gibt für die einzelnen Monate ein gutes Bild über den Verlauf der Niederschlagshöhen im Onsernone.

TABELLE 10

1949—1953	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Mittel
ONSERNONE	63	121	50	204	253	183	112	155	232	177	264	62	156.4
MAGLIASINA	89	66	65	217	280	215	270	132	198	203	119	69	160.3

Die mittlere Niederschlagsmenge für die fünfjährige Periode 1949—1953 beträgt 1876 mm oder 230,6 Mill. m^3 pro Jahr. Der monatliche Gang weist drei Spitzen auf: Mai (253 mm), August/September (194 mm) und November (264 mm). Während die Frühjahrspitze für beide Gegenden zeitlich koinzidiert, divergiert diejenige für den Sommer derart, dass für das Onsernone das spätsommerliche Maximum auf zwei Monate zusammengedrängt, dafür die Herbstspitze auf einen einzigen zusammengefasst ist. Generell ergibt sich damit eine zeitliche Verschiebung des Herbstmaximums gegen die Alpen zu um einen Monat und die Tatsache, dass die Frühjahrs- und Sommerniederschläge in der Magliasina höher sind als im Onsernone.

TABELLE 11

Onsernone: Monatl. Niederschlagshöhen 1949—1953 in mm. Einzugsgebiet: 119 km^2

Jahr	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	**Summe**	**Mittel**
1949	89	0	12	190	**393**	40	40	92	39	75	265	56	1291	107.6
1950	34	138	28	220	230	126	104	188	**286**	2	248	168	1772	147.7
1951	161	459	148	188	398	382	173	342	65	247	**652**	22	3237	269.7
1952	26	6	60	226	236	76	98	103	**320**	113	143	42	1450	120.8
1953	14	5	0	196	10	293	146	48	**453**	451	14	23	1654	137.8
Summe	314	608	248	1020	1267	917	561	774	1163	888	1322	311	9404	783.6
Mittel	63	121	50	204	**253**	183	112	155	**232**	177	**264**	62	1876	156.4

Die vorn erwähnten Spitzen in der jahreszeitlichen Niederschlagsverteilung mit einer auffälligen Herbstkulmination im November kommt auch in den Niederschlagskurven zum Ausdruck (Seite 88). Ihre eingehende Würdigung erfolgt im Kapitel «Abfluss». Die abnormal hohen Februarwerte für die Jahre 1950/51 lassen sich aus den reichen Schneefällen ableiten, die zu den bekannten Lawinenkatastrophen Anlass gegeben haben. Sonst bilden die Wintermonate Dezember-März eine zusammenhängende hydrologische «Depression». Das sekundäre Juliminimum und die erneute scharfe Niederschlagszunahme im August-September zeigt den bekannten mediterranen Niederschlagstypus noch besser als etwa die Werte für Lugano oder Bellinzona. Gegenüber der Alpen-Nordseite stellt der Sprung März-April von 50 mm auf 204 mm das Charakteristikum der insubrischen Niederschläge schlechthin dar. Sie werden teilweise allerdings durch die absoluten Maximalwerte im Spätherbst etwas degradiert, weil diese sonst im insubrischen Frühjahr auftreten. Ein Vergleich der Mittel der Jahre 1949—53 mit denjenigen der 40jährigen Epoche 1901—1940 ergibt die verblüffende Tatsache, dass trotz der oft ansehnlichen monatlichen Differenzen zwischen den beiden Perioden der Gesamtverlauf 1949—1953, d. h. die Bilanz, mit dem langen Zeitintervall beinahe parallel geht. Es findet demnach in langen Zeiträumen stets ein Ausgleich zwischen Trocken- und Nassperioden statt, wobei das Phänomen der «trockenen» Sommermonate anhand der Tabelle 12 vorläufig nicht negiert werden kann.

TABELLE 12

Niederschlagshöhe in Millimeter

Jahr	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Summe	Mittel
1901—1940	54	74	129	178	216	191	209	215	245	250	182	98	2041	170.0
1949—1953	63	121	50	204	253	183	112	155	232	177	264	62	1876	156.4
Defizit			79			8	97	60	13	73		36	366	13.6

Die Sommer- und Herbstmonate der 40jährigen Periode scheinen viel feuchter gewesen zu sein, als die entsprechenden der kürzeren. Der typisch mediterrane Charakter unseres Gebietes kommt in der zweiten Beobachtungsperiode besser zur Geltung. Wäre die zweite Reihe zeitlich mit der ersten äquivalent, so müsste man eine deutliche Klimaveränderung postulieren und zwar in dem Sinne, dass eine Verlagerung der niederschlagsreichen Monate vom Sommer-Herbst auf den Winter und Vorsommer zu konstatieren ist, was für den Wasserhaushalt des Hochgebirges von entscheidender Bedeutung wäre. Eine Prognose allein auf Grund obiger Resultate wäre aber unter den geschilderten Umständen ein unverzeihlicher Leichtsinn!

Niederschlagsdichte

Ihre Grösse ist der Quotient aus der Monatssumme der Niederschläge und der Zahl der monatlichen Niederschlagstage.

TABELLE 13

MOSOGNO	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Mittel
1947	2.0	11.4	21.5	5.7	14.4	18.9	21.7	17.5	37.4	9.7	12.3	14.7	15.6
1948	17.0	9.5	4.0	20.4	11.5	12.3	6.0	16.7	56.7	12.1	9.0	4.0	14.9
1949	22.2	0.0	2.4	21.1	19.6	6.7	8.0	10.2	4.8	9.4	26.5	14.0	12.0
1950	4.8	19.7	5.6	16.8	18.4	12.6	15.0	13.4	25.8	1.0	22.6	11.4	23.9
1951	16.1	32.8	14.8	21.0	26.5	29.4	15.7	22.8	8.1	19.0	54.3	5.3	22.1
1952	8.6	5.1	15.0	20.5	23.6	6.9	9.0	9.4	20.0	11.2	20.4	3.0	12.7
1953	4.6	5.0	0.0	17.8	2.5	20.9	13.2	8.0	37.8	30.0	7.0	4.6	12.6
Summe	69.3	83.5	53.3	123.3	116.5	107.7	88.6	98.0	190.6	92.4	152.1	57.0	
Mittel	9.9	11.9	7.6	**17.6**	16.7	15.4	12.7	14.0	**27.2**	13.2	**21.7**	8.1	16.3

Der jährliche Gang obiger Quotienten weist wie jener der Niederschlagshöhen dieselben drei Kulminationspunkte auf. Die Niederschläge des August sind grosso modo gleich gross wie diejenigen des September; da aber die Zahl der Niederschlagstage im August grösser ist als im September, muss sich unweigerlich ein geringerer Wert für die Niederschlagsdichte einstellen.

Sehr lehrreich ist die Zusammenstellung der Niederschlagsdifferenzen von Monat zu Monat. Die mittlere Differenz zwischen den Werten von Lugano ist doppelt so hoch gegenüber denen von Zürich. Die Mittel des Onsernone aber sind um den achtfachen Betrag höher als diejenigen von Lugano.

In diesen Zahlen offenbart sich die Individualität des Onsernone ausgezeichnet!

Die monatliche Verteilung der Niederschläge (Vergleichstabelle).

TABELLE 14

	I	D	II	D	III	D	IV	D	V	D	VI	D	VII
Zürich	54	1	55	20	75	17	92	18	110	25	135	0	135
Lugano	67	12	55	46	101	58	159	20	179	6	185	26	159
Onsernone	63	58	121	71	50	154	204	49	253	70	183	71	112

	D	VIII	D	IX	D	X	D	XI	D	XII	D	**Summe der D**	**Mittel der D**
Zürich	10	125	20	105	17	88	20	68	10	78	24	182	15.2
Lugano	23	182	12	194	15	209	71	138	66	72	5	360	30.0
Onsernone	43	155	77	232	55	177	87	264	202	62	1	2824	235.3

D = Differenz

Die Ozeanität

Sie ist das Verhältnis der Niederschlagsmenge zur Meereshöhe und gilt als charakteristische Grösse einer Mess-Station. Sie wird mit Hilfe des Ausdruckes

$$\text{Tangens } w = \frac{\text{Jahressumme der Niederschläge in mm}}{\text{Meereshöhe in m}} \quad \text{bestimmt.}$$

Die Extreme für die Schweiz betragen nach GAMS:

Grächen: 18° (kontinental)
Brissago: 84° (ozeanisch)

Die folgende Zusammenstellung zeigt die Ozeanitätswerte für die Station Mosogno und die Nachbarstationen Camedo, Locarno und Bosco-Gurin, auf Grund des Jahresmittels 1949/53:

Station	Ozeanitätswert
Mosogno	68° 0'
Brissago	83° 8'
Camedo	75° 4'
Locarno	82° 48'
Bosco-Gurin	52° 26'

1951

Extremwert für Mosogno
76° 15'

Die durch die Steigerungsregen erhöhten Niederschlagsmengen von Camedo wirken sich in der Ozeanitätszahl ebenfalls aus, obschon die Station wesentlich höher liegt als Locarno. Im Uebrigen widerspiegeln die obigen Werte den Klimacharakter vortrefflich: Brissago und Locarno sind stark ozeanisch akzentuiert, das Onsernone mit Mosogno immer noch reichlich, während Bosco-Gurin seinen kontinentalen Charakter nicht verleugnen kann. Hier macht sich auch die unmittelbarere Nachbarschaft zum Hochgebirge und die Lage im Regenschatten deutlich bemerkbar.

B. Der Abfluss

1. Quellen

Schuttquellen sind im verfestigten Gehängeschutt recht zahlreich vorhanden. Gleichmässigere und ergiebigere Erträge liefern die ebenso häufig vorkommenden Kluftquellen, weil die Gneise infolge ihrer intensiven Klüftung und tektonischen Zerrüttung stark wasserdurchlässig sind. Die Wasserversorgungen der meisten Dörfer sind an solche Kluftquellen angeschlossen. Sehr trockene Jahre lassen aber auch den Ertrag dieser Quellen zurückgehen, so dass, wie im Sommer 1950, die Dorfleitungen während der Nacht abgestellt wurden, ja sogar noch zu gewissen Tagesstunden.

Das mittlere und obere Onsernone ist wegen seines zerklüfteten Untergrundes quellenreich. Die Quellen sind stark lokalisiert, wie die Flussdichte es demonstriert. Sie halten sich hinsichtlich ihres Ertrages in bescheidenem Rahmen und reagieren auf äussere Zustandsänderungen ziemlich schnell. Zusammengefasst liefern sie doch genügend Wasser zur Speisung eines Flusses. Da der Isorno wie auch der Ribo seit Menschengedenken noch nie ausgetrocknet gewesen sind, müssen in den Gesteinklüften beträchtliche Wassermengen aufgespeichert sein.

2. Der Isorno

Südlich von Russo, hart am Nordwiderlager des Ponte Vecchio, steht in 620 m Höhe die Limnigraphenstation. Sie wurde im Jahre 1949, im Hinblick auf die

beginnenden Bauarbeiten des Maggia-Kraftwerkes, voll automatisiert. Die Kontrollstreifen müssen wöchentlich ausgewechselt werden. Zur direkten Abflussmessung ist noch eine Messbrücke erstellt worden.

Die jährlichen Abflusswerte

TABELLE 15 E = 119 km²

ISORNO	1949	1950	1951	1952	1953	Mittel
Abfluss in Millionen m³	121.9	155.3	323.5*	134.1	194.1	185.8
Abflusshöhe in m	0.921	1.305	2.719	1.127	1.423	1.574
Abflusspende l/sec und km²	33.8	41.9	87.4	36.9	45.2	52.8

* bedingt durch die ausserordentlich hohen Niederschläge!

Der Mittelwert von 185,8 Millionen m³ stellt die beträchtliche Wassermasse dar, die der Isorno der Maggia, resp. dem Langensee jährlich zuführt. Die Schwankungen zwischen nassen und trockenen Jahren sind nicht so gross, wie die obigen Zahlen es vermuten lassen, weil das Jahr 1951 mit ausserordentlichen Niederschlägen gesegnet war und dieselben nur einen Ausnahmewert darstellen. Der Schwankungskoëffizient zwischen 1949 und 1951 beträgt 2,6.

Wir wollen im Folgenden kurz auf die ausserordentlichen Niederschläge des Jahres 1951 eingehen, die den Abfluss entscheidend gestaltet haben (siehe auch M. Z.-Bulletin).

Am 10., 11. und 12. Februar sind im Tessin bedeutende Föhnregen zu verzeichnen. Der Betrag von 40 mm ist am 10. nur auf wenigen Stationen überschritten worden, so in Cevio, Mosogno, Locarno und Mezzana. Ausgiebige Niederschläge brachte aber der 11. Februar. An diesem Tage liegt das Maximum über dem Centovalligebiet: Camedo 165 mm, Mosogno 158 mm, Brissago 152 mm, Locarno 122 mm. Am 12. Februar verstärken sich die Föhnniederschläge abends neuerdings, wogegen die Alpennordseite teilweise überhaupt keinen Niederschlag erhalten hatte.

Am 7. August sind im Tessin ganz ungewöhnlich grosse Niederschlagsmengen gefallen. Das Kerngebiet entfällt auf das Einzugsgebiet der Maggia, wo meist 100 bis 120 mm gemessen wurden (in Camedo 179!). Am 8. August liegt das Gebiet mit mehr als 40 mm Niederschlag ausschliesslich im Südosten einer Linie, die von Camedo über Faido nach Ragaz verläuft. Das Kerngebiet erhält

200 mm und mehr Niederschläge auf folgenden Stationen: Brissago 210 mm, Locarno 236 mm, Crana Torricella 207 mm, Biasca 204 mm, dagegen Mosogno nur 15 mm. Diese Wassermassen haben eine Katastrophe grossen Ausmasses zur Folge gehabt.

Das Wandern des Hauptniederschlagsgebietes weist auf einen Zusammenhang mit einer Front hin und zwar an einen kompliziert verlaufenden Kaltlufteinbruch. Alle Regen waren mit starken Gewittern und einem intensiven Temperaturfall (6°) verbunden. Die anhaltenden Süd- bis Südwestwinde bei fallender Temperatur deuten auf einen Kaltlufteinbruch aus Süden hin. Dem Tief, welches vom 8. zum 9. August aus der Bretagne ziemlich schnell gegen Nordwestdeutschland vorstiess, folgte ein starker Druckanstieg und bewirkte in der Höhe eine Westdrehung des Windes als Folge eines Nord-Süd gerichteten Gradienten.

Zum dritten Mal hatte die Alpensüdseite vom 6. zum 21. November Niederschläge mit verheerenden Folgen aufzuweisen[32]) (Ueberschwemmung der Poebene!). Es lassen sich dabei drei Perioden von ununterbrochener Dauer unterscheiden: 6. bis 9. morgens, 9. abends bis 12. morgens und 18. mitternachts bis 21. nachmittags.

Die erste Periode lässt sich durch eine tiefe Föhndepression mit Randstörungen erklären, deren Hauptminimum über dem Atlantik lag. Die Niederschläge betrugen überall im Tessin mehr als 70 mm. In der zweiten Periode lag das Kerngebiet über dem Einzugsgebiet der Maggia, das Maximum über Camedo. Die allgemeine Wetterlage war noch ungefähr dieselbe wie in der vorangegangenen Periode. Der dritte Dauerregen fiel in der Südwestecke des Kantons: Camedo 146,5 mm, Mosogno 97 mm, Brissago 132,4 mm, Lugano 100 mm. Die allgemeine Wetterlage in dieser dritten Periode war wiederum durch eine Föhnlage gekennzeichnet. Ihr Ende wurde durch einen Kaltlufteinbruch auf der Alpennordseite herbeigeführt.

Die monatliche Abflussverteilung

Vergleiche Seite 76: Monatliche Abflusshöhen
Seite 76: Monatliche Abflusspenden
Seite 77: Abflussmengen in Millionen m^3

Die Monate Dezember bis März weisen minimale Abflussbeträge auf (absolutes Minimum im Januar). Der Abfluss steigt, wie die Niederschläge, im April um das Dreifache des Märzbetrages an und erreicht im Mai seinen Höchstwert mit 156 Liter Abflusspende oder 399 mm. Die folgenden Monate zeigen eine

---

[32]) siehe Literaturverzeichnis

TABELLE 16

ISORNO

Monatliche Abflusshöhen 1949 bis 1953 in Millimeter — Einzugsgebiet: 119 km²

Jahr	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Summe	Mittel
1949**								22	17	25	57	40	948*	32.2
1950	30	31	78	158	389	169	60	87	149	54	57	43	1305	108.7
1951	39	76	84	249	519	616	209	207	89	126	456	49	2719	226.5
1952	23	18	33	196	288	145	44	37	130	116	52	45	1127	93.9
1953	22	20	39	159	112	186	161	35	181	375	106	27	1423	118.6
Summe	114	145	234	762	1308	1116	474	366	549	671	671	164	7522	547.7
Mittel 1950—53	28	39	59	190	327	279	118	91	137	168	168	41		139.4

* Extrapolierter Wert

TABELLE 17

Mittlere monatliche Abflusspenden der Jahre 1949 bis 1953 in l/sec km² — Einzugsgebiet: 119 km²

Jahr	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Mittel
1949**								8.09	6.41	8.85	22.1	15.1	12.1
1950	11.6	12.0	29.9	60.9	151.0	65.1	23.4	33.3	57.3	21.0	22.0	16.5	41.9
1951	15.0	28.3	32.3	96.0	200.0	237.0	80.7	79.7	34.4	48.6	175.0	19.2	87.4
1952	8.9	7.1	13.0	75.7	119.0	56.0	17.2	14.4	50.2	44.8	18.9	15.1	36.9
1953	8.3	8.2	15.4	71.4	42.0	72.3	60.7	12.7	71.9	137.0	28.6	11.5	45.2
Mittel 1950—53	10.9	14.1	22.6	75.9	128.0	108.0	45.4	35.0	53.4	62.8	61.3	15.5	52.8

** Die Angaben des Jahres 1949 fallen wegen ihrer Unvollständigkeit ausser Betracht

Abflusshöhe $A_h = A\,(\text{Mill. m}^3) \cdot \frac{1}{E}$

Monatliche	1949								2.574	1.977	2.776	6.797	4.774
Abfluss-	1950	3.588	3.692	9.230	18.772	46.280	20.072	7.176	10.270	17.680	6.474	6.786	5.096
mengen in	1951	4.628	9.074	9.984	29.640	61.880	73.320	24.960	24.648	10.634	15.030	54.340	5.928
Mill. m^3	1952	2.756	2.184	4.030	23.400	36.920	17.316	5.304	4.446	15.522	13.880	5.850	4.680
	1953	2.624	2.346	4.661	22.031	13.384	22.317	19.338	4.114	22.187	42.250	8.813	3.669
	Summe	13.596	17.296	27.905	93.843	158.464	133.025	56.778	43.478	66.023	77.634	75.789	19.373
	Mittel	3.399	4.324	6.976	23.460	39.616	33.256	14.194	10.870	16.505	19.408	18.947	4.843
Absolut													
kleinste	1949								0.050	0.050	0.047	0.058	0.114
Abflussmenge	1950	0.073	0.064	0.128	0.269	0.924	0.216	0.139	0.148	0.165	0.097	0.089	0.097
jedes Monats	1951	0.102	0.113	0.162	0.227	0.976	1.244	0.424	0.295	0.177	0.119	0.336	0.127
je Tag in	1952	0.072	0.057	0.087	0.162	0.523	0.250	0.088	0.097	0.133	0.172	0.139	0.105
Mill. m^3	1953	0.080	0.058	0.113	0.263	0.195	0.108	0.173	0.085	0.062	0.203	0.132	0.070
	Summe	0.327	0.292	0.490	0.921	2.618	1.818	0.824	0.625	0.537	0.591	0.696	0.399
pro Jahr 0.211	Mittel	0.082	0.073	0.122	0.230	0.654	0.454	0.206	0.156	0.144	0.148	0.174	0.099
Absolut													
grösste	1949								0.226	0.114	0.643	0.924	0.282
Abflussmenge	1950	0.172	0.241	0.537	1.339	5.645	1.425	0.816	1.175	3.456	1.002	0.501	0.317
jedes Monats	1951	0.346	1.087	0.844	2.116	9.590	9.676	1.347	4.803	1.779	3.248	8.095	0.311
je Tag in	1952	0.134	0.103	0.239	3.784	3.274	1.321	0.334	0.399	1.641	1.140	0.257	0.382
Mill. m^3	1953	0.105	0.160	0.255	3.284	0.691	3.145	1.731	0.025	4.250	6.117	0.907	0.173
	Summe	0.757	1.591	1.875	10.523	19.200	15.567	4.328	6.402	11.126	11.507	9.760	1.183
pro Jahr 1.954	Mittel	0.190	0.398	0.470	2.630	4.800	3.892	1.082	1.600	2.782	2.877	2.440	0.296
Maximale	1949								3.820	1.450	16.900	17.200	4.100
Abflussmenge	1950	2.000	2.800	6.220	18.600	138.000[1]	28.600	41.400	45.800	135.000	19.100	8.950	4.450
(Spitze)	1951	4.750	16.700	12.300	32.000	190.000[1]	250.000	28.800	300.000[2]	135.000	45.000	140.000	4.450
jedes Monats	1952	1.560	1.220	3.300	52.000	68.000[1]	37.000	12.000	9.700	37.000	20.500	4.050	5.500
in m^3/sec	1953	1.160	2.150	3.350	52.500	10.600	55.000	35.000	6.500	95.000	115.000	11.700	2.150

Die Summen- und Mittelwertangaben enthalten nur die Daten von 1950—53

[1] schneereicher Winter! [2] ausgesprochene Spätsommer- und Herbstgüsse

stetige Abnahme bis in den September hinein. Ein relatives Minimum zeigt sich im Oktober. Hierauf nimmt aber die Wasserführung wegen der Herbstniederschläge nochmals merklich zu und erreicht im November ein zweites Maximum, welches allerdings kleiner ist als jenes vom Mai. Im Januar wird das Minimum wieder erreicht.

Die extremen Monatsmittel eines jeden Jahres seien in der folgenden Tabelle nochmals zusammenfassend wiedergegeben:

TABELLE 19

Abflusshöhen	Maximum		Minimum	
1950	Mai	389 mm	Januar	30 mm
1951	Juni	616 mm	Januar	39 mm
1952	Mai	288 mm	Februar	18 mm
1953	Oktober	375 mm	Februar	20 mm
Mittel		417 mm		27 mm

Schwankungskoëffizient: 15,4 (Malcantone 11,4).

Im Vergleich zu den Werten, die GYGAX für den Malcantone errechnet hat, weist das Onsernone eine grössere Schwankung auf, was ohne weiteres erklärlich ist, wenn man die orographischen Verhältnisse berücksichtigt. Die stärkere Amplitude wird sich auch dann einstellen, wenn längere Zeitperioden verwendet werden können, als bisher.

Im Mittel erhalten wir für die grösste tägliche Abflussmenge in der Beobachtungsperiode 1,954 Millionen m^3 und für die kleinste 0,211 Millionen m^3 (siehe Tabelle 18). Die Schwankung dieser Mittelwerte ist eine geringere, als sie GYGAX im Malcantone angetroffen hat, was auf eine gleichmässigere Wasserführung des Isorno zurückzuführen ist.

TABELLE 20

	Absolutes Minimum			Absolutes Maximum			Schwankung
Jahr	Tag	Monat	Betrag[1]	Tag	Monat	Betrag[1]	
1949	24	Oktober	0.047*	20	November*	0.924	19.6
1950	9	Februar	0.064	18	Mai	5.645	88.2
1951	18	Januar	0.102	23	Juni	9.676	94.8
1952	15	Februar	0.057	24	April	3.784	66.4
1953	7	Februar	0.058	19	Oktober	6.117	105.5
Summe			0.328			26.146	
Mittel			0.066			5.229	79.3

* Werte der zweiten Jahreshälfte sind nur bedingt brauchbar

[1] in Mill. m^3 pro Tag

Die Interpretation der absoluten Minima und Maxima dürfte in dem Sinne von grosser Tragweite sein, als damit die prinzipiellen Möglichkeiten der Wasserführung eines Flusses erörtert werden. Für den Isorno lautet das Resultat dahin, dass er unter Umständen pro Tag bis 9,5 Millionen m^3 in den Langensee abführen kann. Der Tagesabfluss kann aber auch nur 47 000 m^3 betragen.

Aus dem Verlaufe der prozentualen Verteilung des Abflusses ist ersichtlich, dass zu Ende der ersten Jahreshälfte im Mittel 61,2% des jährlichen Abflusses den Limnigraphen passiert haben, dass also der Abfluss nicht ganz gleichmässig auf beide Kalenderhälften verteilt ist. Die Sommermonate April bis September beanspruchen 73,0%, die Wintermonate 27,0% des jährlichen Wasserabflusses. Im Vergleich mit dem Malcantone ergibt sich die für die Wintermonate mächtigere Schneedecke, die sich auf den Sommerabfluss akzentuierend auswirkt.

3. Niederschlag-Abfluss

In Bezug auf die Koïnzidenz der Abfluss- und Niederschlagsspitzen kristallisieren sich zwei Fälle heraus:

a) Die Niederschlagsspitze steht zeitlich 1—2 Tage vor dem entsprechenden Niederschlags-Maximum, d. h. der Abfluss hinkt dem Niederschlag nach. Diese Erscheinung ist die vorherrschende und normale. Da der Boden nicht völlig undurchlässig und im Einzugsgebiet eine ausgedehnte Waldbedeckung vorhanden ist, die die Niederschläge akkumuliert, kommt der Abfluss erst allmählich in Gang. Die Ursache liegt kaum im Standort der Mess-Station begründet, da die Distanzen zwischen Station und Einzugsgebiet zu klein sind.

b) Der Niederschlag hinkt dem Abfluss nach. Die Niederschläge sind örtlich begrenzt und im Einzugsgebiet kleiner als bei der Mess-Station. Dies ist der Ausnahmefall.

In den Wintermonaten, besonders im Dezember und Januar, entspricht häufig einer relativ grossen Niederschlagsmenge ein ganz minimer Abfluss. Dies zeigt Schneefall an. Er ist in den Abflussmengen nicht mehr wirksam; diese können im gleichen Zeitpunkt sogar weiter abnehmen. Tritt dieses Phänomen aber in einer andern Jahreszeit auf, so liegt der Grund in der Niederschlagsfreiheit des Einzugsgebietes bei gleichzeitigen Niederschlägen in der Station. Umgekehrt entspricht einem grossen Abfluss bei gleichzeitig minimalem Niederschlag eine Niederschlags-Freiheit der Mess-Station oder Schneeschmelze. Die Niederschlagsspitzen Ende Februar 1950 bedeuten Schnee und Regen, vornehmlich aber Schnee, denn der Anstieg der Abflussmenge ist im Verhältnis zu den Niederschlag-Spitzen ganz unbedeutend.

Kurz hintereinander liegende N-Spitzen bewirken einen einmaligen, konstanten Anstieg der Q-Kurve.

Ein Koïnzidieren beider Kurven deutet auf Landregen oder weitgespannte Gewitter hin, wobei der Boden mit Wasser gesättigt ist. Somit folgt der Abfluss dem Niederschlag auf dem Fusse. Ganz kleine Niederschläge haben keinen Einfluss auf die Abflussmengen, sofern der Boden nicht mit Feuchtigkeit gesättigt ist.

Niedere N-Werte für den Monat Mai bei gleichzeitig hochstehendem Q bedeutet Schneeschmelze. Für den Mai 1950 registrieren wir allerdings ein N-Maximum. Dies bedeutet in diesem speziellen Fall Regen mit Schneeschmelze, denn der Regen allein könnte niemals ein solch grosses Q hervorrufen.

In den Wintermonaten kann auch einmal der Fall eintreten, dass kleinsten N-Mengen grosse Q entsprechen! Entweder haben wir dann plötzliches Tauwetter, oder aber es regnet auf hart gefrorenen Boden, sodass die geringsten N-Mengen sofort abfliessen. Da die Station Mosogno für Vergleichszwecke ungünstig gelegen ist, wäre eine zweite Station in Spruga oder Vergeletto (Gresso) wünschenswert.

Bekanntlich besteht ein Verhältnis zwischen Abfluss und Niederschlag, welches in folgender Gleichung zum Ausdruck kommt:

$$A = c \ (N - c)$$

Diese Formel entspricht einer Geraden, wobei die Niederschlagshöhe als Abszisse und die zugehörige Abflussmenge als Ordinate aufgetragen ist. Für Mittel-Europa fand KELLER für das durchschnittliche Verhältnis von Niederschlag und Abfluss die Beziehung:

$$A = 0{,}942 \ (N - 430)$$

Aus ihr resultiert, dass, wenn $N \leqq 430$, $A = O$ sein muss, also Abflusslosigkeit herrscht.

Ein wichtiges Ergebnis der vierjährigen Niederschlags-Abflussmessungen finden wir in der graphischen Darstellung auf der folgenden Seite: der Abfluss als Funktion des Niederschlages. Die erhaltene Relation stellt eine Gerade unter dem Winkel von 41° dar und lautet:

$$A = 151{,}3 + 0{,}87 \ (N - 193{,}7)$$

Da die Gerade weniger als 45° geneigt ist, entspricht einer Vergrösserung des Niederschlages eine proportional zu kleine Abflusszunahme, d. h. grössere

Niederschlagsbeträge ergeben ein weiteres Anwachsen der Rücklagen. Es dominieren offenbar die Zerklüftung des Terrains einerseits und die ausgedehnte und dichte Vegetationsdecke (Wälder!) andererseits. Die Verdunstung wird im Onsernone keine so grosse Rolle spielen, wie z. B. im Magliasina, wo der «überschüssige» Abflussbetrag (nach GYGAX) zum Teil auf Kosten der Verdunstung erfolgt.

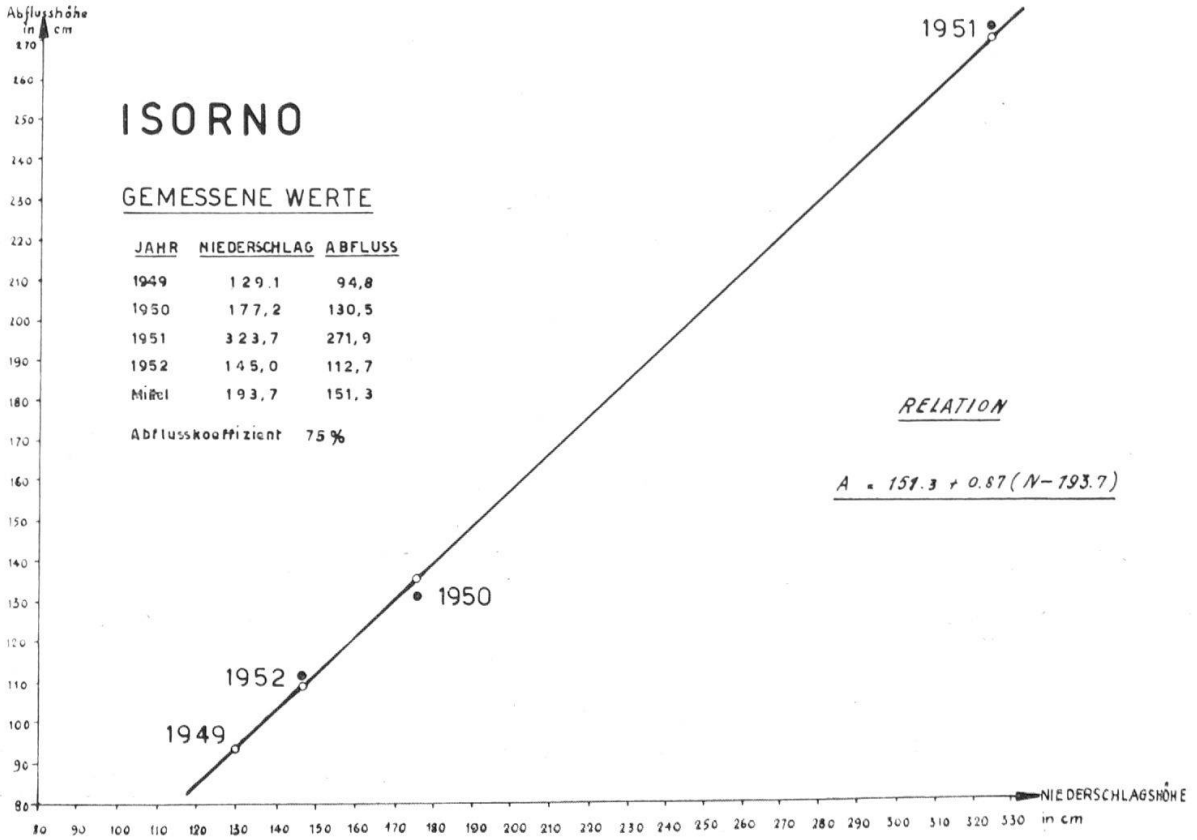
In den Resultaten divergieren die beiden Formeln relativ wenig. In beiden wird der Wert für die Verdunstung und die Rückbildung nicht einbezogen, weil vor allem die erstere wegen ihrer komplexen Natur höchstens empirisch erfasst werden kann.

TABELLE 21

Abflusshöhen in Meter

Jahr	Keller	Autor	Limnigraph
1949	0.811	0.951	0.948*
1950	1.274	1.349	1.305
1951	2.644	2.644	2.719
1952	0.960	1.089	1.127
1953	1.153	1.421	1.423

* Extrapolierter Wert nach Abflusskurve 1950—1953



Die Differenzunterschiede der vierjährigen Periode in Bezug auf die Limnigraphenwerte betragen nach KELLER — 0.410, nach der zweiten Formel — 0.068. Eine dritte, von verschiedenen Faktoren abhängige Formulierung entwickelt POSSENTI:

$$Q = 700 \cdot \frac{h}{l} \cdot (a + \frac{b}{3})$$

In dieser Formel bedeuten:

Q	=	Hochwassermenge in m^3/sec
h	=	grösste Niederschlagshöhe in 24 Stunden in m
l	=	Länge des Flusslaufes in km
a	=	Fläche des Niederschlagsgebietes im Gebirge
b	=	Fläche des Niederschlagsgebietes in der Ebene

Die Berechnung der Hochwassermenge nach dieser Formel schliesst die grösste Niederschlagshöhe und die Fläche der beregneten Gebiete ein, während die auf Seite 81 gegebene Darstellung diese Faktoren unberücksichtigt lässt. Die Verwendungsmöglichkeit der obigen Formulierung setzt eine grosse Messdichte voraus und eine Aufteilung in das Niederschlagsgebiet im Gebirge und dasjenige in der Ebene. Da aber nur die Werte einer einzigen Station zur Verfügung stehen (im Uebrigen fällt wegen des Gebirgscharakters des Flusses das Niederschlagsgebiet in der Ebene ausser Betracht), muss für unser Gebiet die Anwendung dieser Formel wegfallen. KUERSTEINER, dessen Formel nicht veröffentlicht ist, gibt für den spezifischen Abfluss die Grösse:

$$q = \frac{12}{E^{1/3}}$$

an, und auf unser Gebiet angewendet ergäbe sich ein Wert von der Grössenordnung 2,8 m^3/sec und km^2, der für niederschlagsreiche Jahre (1951) überraschend gut koinzidiert, aber in normalen oder trockenen Jahren vollständig unbrauchbar ist.

Der abfliessende Anteil der Niederschläge wird Abflusskoeffizient genannt. Seine Grösse hängt weitgehend von Vegetation und Klima ab. Auch die Bodengestaltung wird diesen Faktor beeinflussen. Er beträgt für das Einzugsgebiet des Isorno im Mittel 76,4%, ein typisches Merkmal für einen Gebirgsfluss mit stürmischem Abfluss und geringer Verdunstung. Für den Tessinfluss gibt BROCKMANN (Vegetation der Schweiz) einen Wert von 70,7% an, während GYGAX für die Magliasina einen solchen von 72,2% errechnete.

TABELLE 22 Schwankung: ± 11,3%

Jahr	N_h	Abflusskoeffizient 1. 1.—31. 12.	reduziert
1949	1291	72.9%	70.1%
1950	1772	74.2%	72.4%
1951	3237	83.9%	81.1%
1952	1450	77.7%	75.6%
1953	1654	86.0%	82.9%
Summe	9404	394.7%	382.1%
Mittel	1881	78.9%	76.4%

Die drei Tafeln auf Seite 85/86 enthalten graphisch die monatlichen Beträge des Niederschlages und Abflusses in Kreisdarstellung. Für die einzelnen Jahre ist das Uebergreifen der Abflussfläche im Frühjahr und Frühsommer über die Niederschlagsfläche hinaus augenfällig. Diese Erscheinung hängt weitgehend mit der Schneeschmelze und leichten Föhnregen zusammen. Dieselbe Erscheinung lässt sich vom Gesamtbild der Jahre 1949—1953 aussagen. Da im Frühling jedes Jahres der Abfluss die Niederschläge überdeckt, muss dies notwendigerweise ebenfalls für die Gesamtdarstellung der Fall sein.

Die Differenz Niederschlag minus Abfluss ist für die Monate Mai und Juni stets negativ, d. h. der Abfluss ist grösser als die Niederschläge. Dieses Verhalten ist bedingt

1. durch die Schneeschmelze im Frühjahr;
2. durch am Ende des Monats erfolgte Niederschläge, die erst im nächsten Monat wirksam werden.

Aus diesen Gründen darf man den Monatswerten kein allzu grosses Gewicht geben. Es bleibt als Jahresdifferenz die Summe von 363 mm, die nun, cum grano salis, die Gebietsverdunstung darstellt.

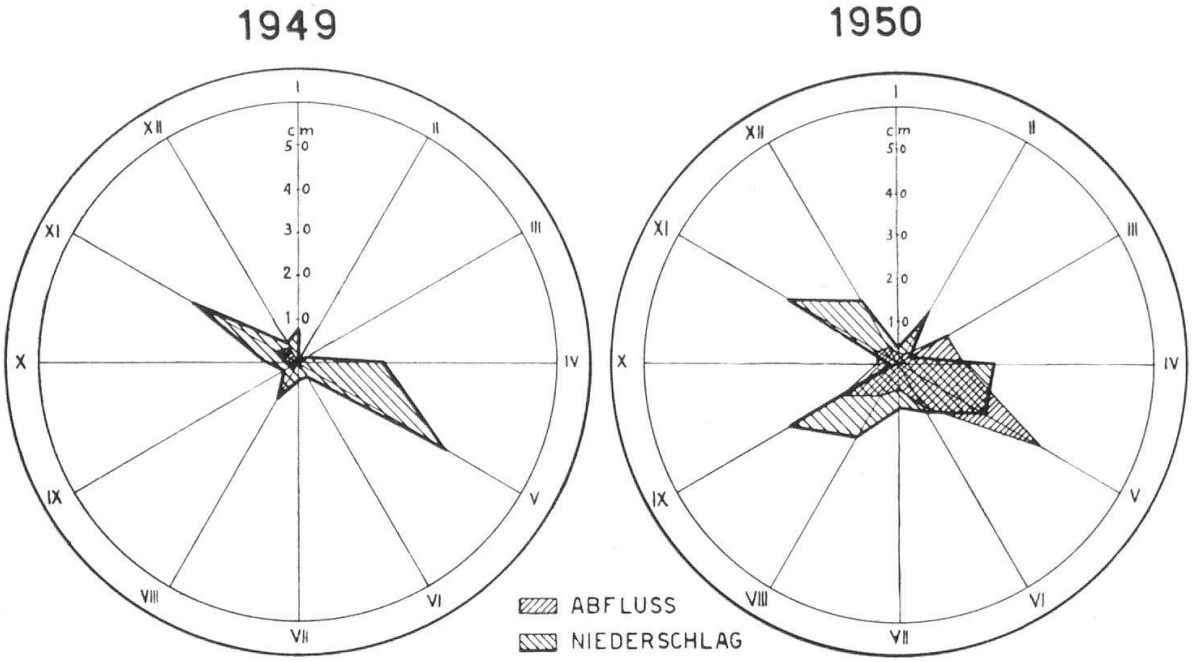
Wünschenswert wäre ohne Zweifel die Aufstellung einer vollständigen Wasserbilanz, die nicht nur die Werte für Niederschlag und Abfluss enthält, sondern auch über die Grösse der aufgespeicherten Wasservorräte und über den Betrag der Landesverdunstung Aufschluss gibt. Da aber zur Bestimmung der beiden letztgenannten Grössen nur mittelbare, indirekte Verfahren zur Anwendung kommen, setzt dies ein reiches Beobachtungs- und Messmaterial voraus. Da einerseits dieses Material aus schon genannten Gründen fehlt, andererseits aber der Rahmen der vorliegenden Studie dabei weit überschritten würde, muss die Errichtung einer vollständigen hydrologischen Bilanz unterbleiben. So möge denn die folgende, einfache Bilanz genügen.

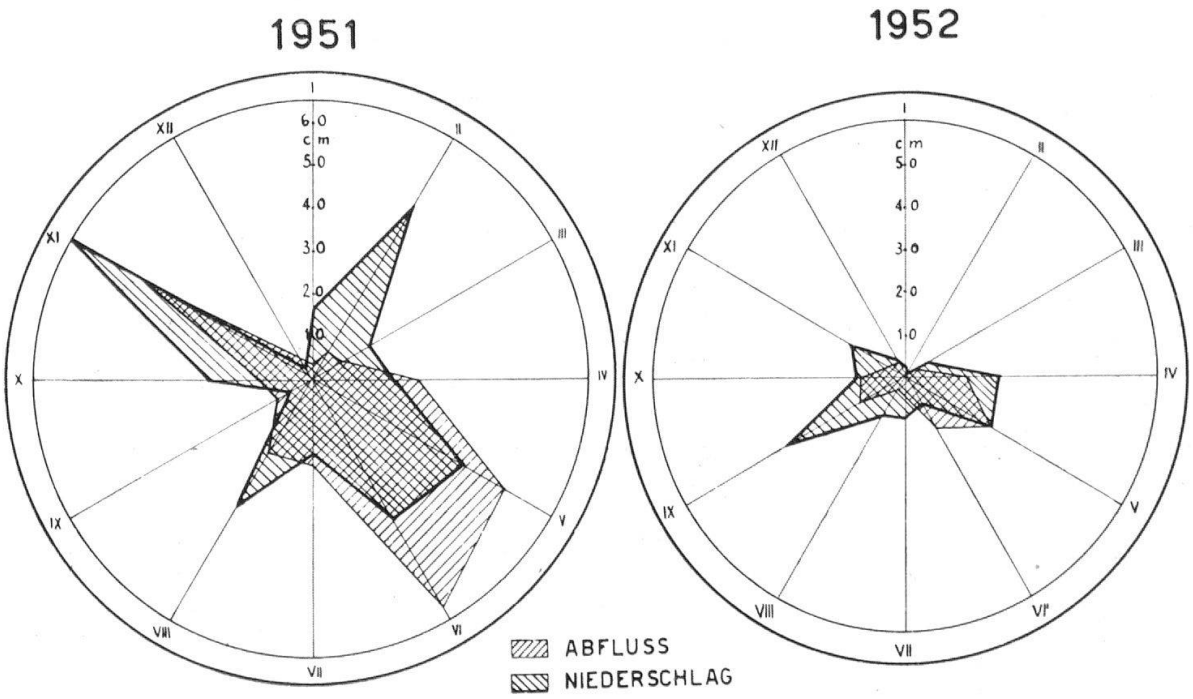
TABELLE 23

ONSERNONE

Jahr		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Summe	Mittel
1950	N	34	138	28	220	230	126	104	188	286	2	248	168	1772	147.7
	A	30	31	78	158	389	169	60	87	149	54	57	43	1305	108.7
	N—A	4	107	—50	62	—159	—43	44	101	137	—52	191	125	467	38.9
1951	N	161	459	148	188	398	382	173	342	65	247	652	22	3237	269.7
	A	39	76	84	249	519	616	209	207	89	126	456	49	2719	226.5
	N—A	122	383	64	—61	—121	—234	—36	135	—24	121	196	—27	518	43.2
1952	N	26	6	60	226	236	76	98	104	320	113	143	42	1450	120.8
	A	23	18	33	196	288	145	44	37	130	116	52	45	1127	93.9
	N—A	3	—12	27	30	—52	—69	54	67	190	—3	91	—3	323	26.9
1953	N	14	5	0	196	10	293	146	48	453	451	14	23	1654	137.8
	A	22	20	39	159	112	186	161	35	181	375	106	27	1423	118.6
	N—A	—8	—15	—39	37	—102	107	—15	13	272	76	—92	—4	231	19.2
Summe	N—A	121	363	2	68	—434	—339	63	386	597	192	594	107	1720	143.3
Mittel	N—A	30	90	0.5	17	—108.5	—85	16	96.5	149.2	48	148.5	26.7	430	35.4

N = Niederschlag / A = Abfluss / Angaben in mm


1949
1950
cm
5.0
4.0
3.0
2.0
1.0
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII
ABFLUSS
NIEDERSCHLAG


1951
1952
cm
6.0
5.0
4.0
3.0
2.0
1.0
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI
XII
ABFLUSS
NIEDERSCHLAG

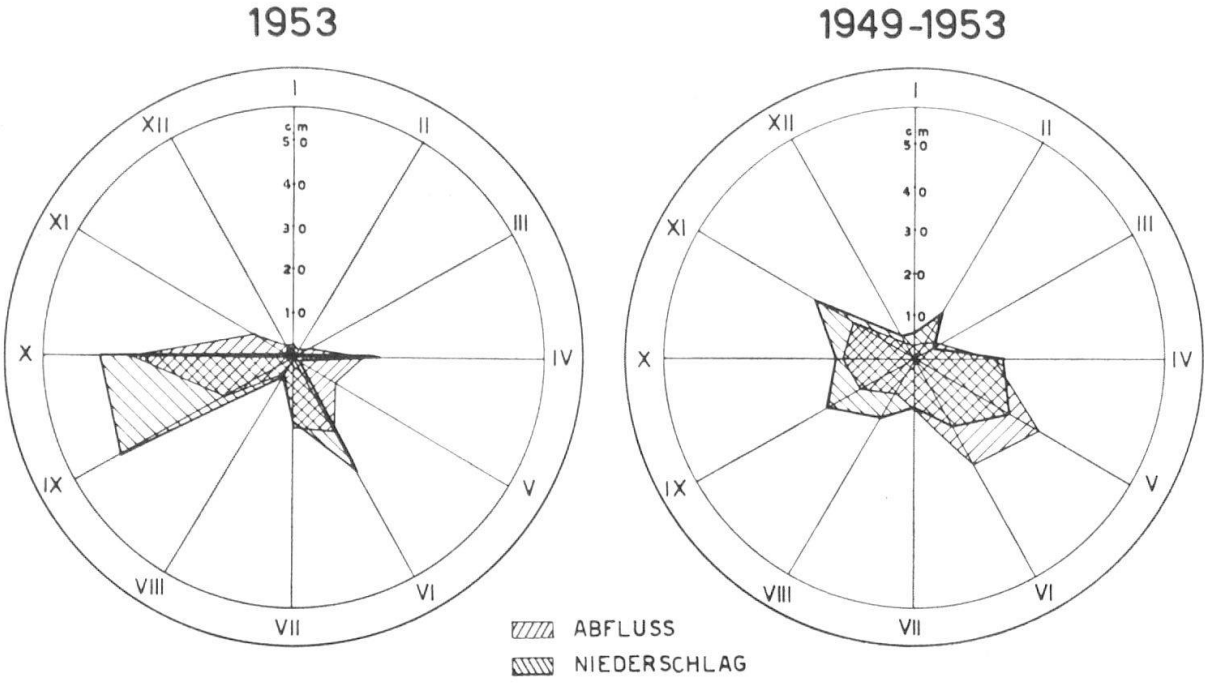


TABELLE 24

Jahreswerte: Niederschlag-Abfluss — Einzugsgebiet: 119 km²

ONSERNONE			1949	1950	1951	1952	1953	**Summe**	**Mittel**
Niederschlags-masse	N_m	Mill. m^3	153.6	210.8	385.2	172.5	196.8	1118.9	223.8
Mittlere Niederschlags-höhe	N_h	m	1.291	1.772	3.237	1.450	1.654	8.202	1.640
Abflussmasse	A_m	Mill. m^3	121.9	155.3	323.5	134.1	194.1	928.9	185.8
Abflusshöhe	A_h	m	0.948	1.305	2.719	1.127	1.423	7.522	1.504
Abfluss-verhältnis	$\frac{Am}{Nm}$		0.793	0.736	0.829	0.777	0.987	4.122	0.824
$U = N_h - A_h$		m	0.266	0.467	0.518	0.323	0.231	1.805	0.361

4. *Abflusskurven* (siehe Tafel Seite 88)

Um die Wassermengen eines Gewässers einigermassen beurteilen zu können, ist die Erstellung einer Abflusskurve absolut notwendig. Gleichzeitig können auch Gang und Nebenerscheinungen u. U. miteinander koïnzidiert werden. Die Abflusskurven für das Einzugsgebiet stellen die Monatsmittel vom Januar 1950 bis Dezember 1953 dar. Dadurch kommen die Spitzen nicht zur Geltung, was aber für eine generelle Betrachtung bedeutungslos ist.

Das auffallendste Merkmal der Kurven sind die beiden Höchstwerte. Diese Zweigipfligkeit ist für den mediterranen Typus eines Flusses bezeichnend. Doch in unserem Falle koinzidieren die Spitzen nicht mit den entsprechenden Jahreszeiten. Die höchste Spitze fällt nicht auf den Herbst, wie dies sonst für das mediterrane Klima typisch ist, sondern auf das Frühjahr. Diese Besonderheit ist durch die Schneeschmelze bedingt. Das gleiche Phänomen weist auch der Po auf. Vorerst kann generell festgestellt werden, dass Niederschläge von gleicher Höhe sehr verschiedene Abflusspitzen erzeugen können. Diese Erscheinung liegt in der Charakteristik der Niederschläge und der sie begleitenden Zeitumstände begründet. Besonders in den Winter- und Frühjahrsmonaten zeigen die Niederschlags- und Abflusskurven deutlich, dass die Schneeschmelze nur in Verbindung mit warmen Niederschlägen hohe Abflusspitzen zur Folge hat (13. Februar, 14. März, 2., 8. und 30. April 1952). Im Wesentlichen lassen sich folgende Abflusspitzen verursachende Niederschläge festhalten:

a) Landregen: Trotz relativ grosser Niederschlagshöhen, halten sich die Abflusspitzen in bescheidenem Rahmen. 50 mm Niederschlag entspricht nur einer Abflusspitze von 10—12 m^3/sec.

b) Stärkere Niederschläge haben innerhalb oder am Schluss von Regenperioden Abflusspitzen, die fast durchwegs grösser sind als jene der Landregen für dieselben Regenmengen. 70 mm Niederschlag ergeben Abflusspitzen zwischen 21 und 43 m^3/sec.

c) Charakteristisch auftretende Sturzregen (Güsse) innerhalb oder am Schluss von Niederschlagsperioden weisen stets die höchsten Abflusspitzen auf. Die Intensität und die schon vorhandene Bodensättigung sind dabei ausschlaggebend (23. Juni 1951 mit 112 m^3/sec).

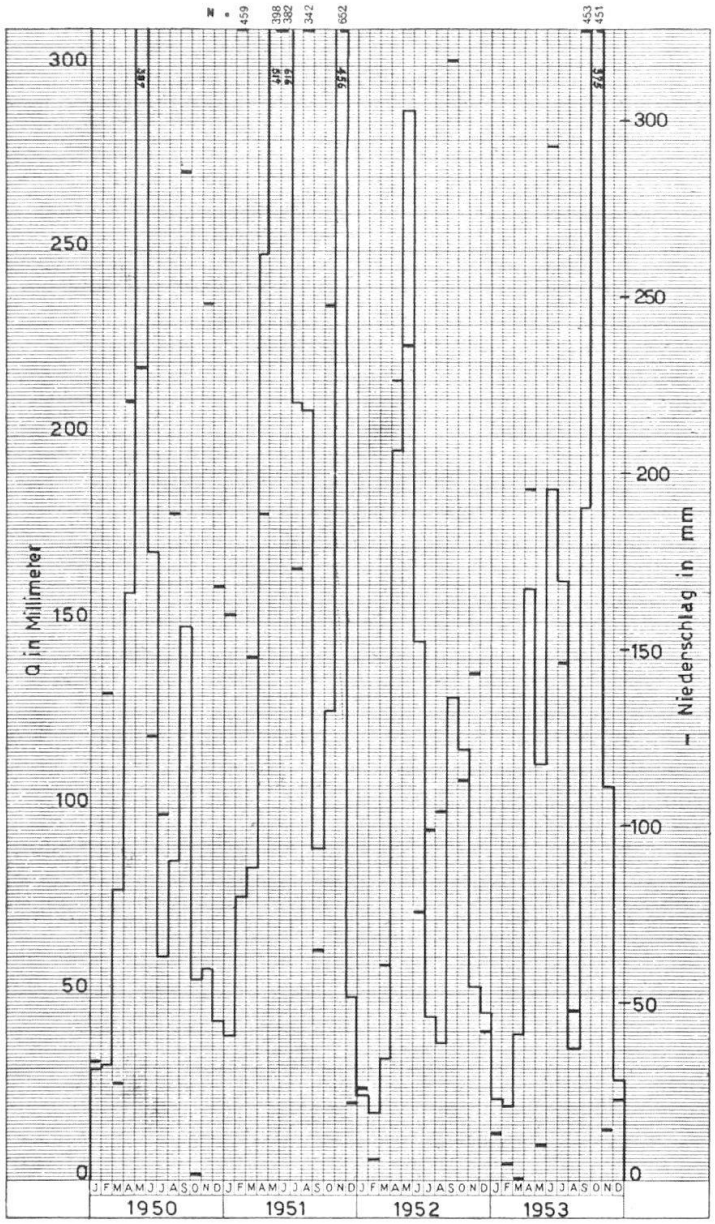
d) Isoliert auftretende Güsse erhalten absolut und relativ das Primat. Für Niederschlagshöhen über 65 mm sind die Abflusspitzen der Güsse höher als für gleichwertige Niederschläge innerhalb von Regenperioden (8. Juni 1951 und 23. April 1952).

Winterliche Niederschläge haben naturgemäss kleine bis kleinste Abflusspitzen.

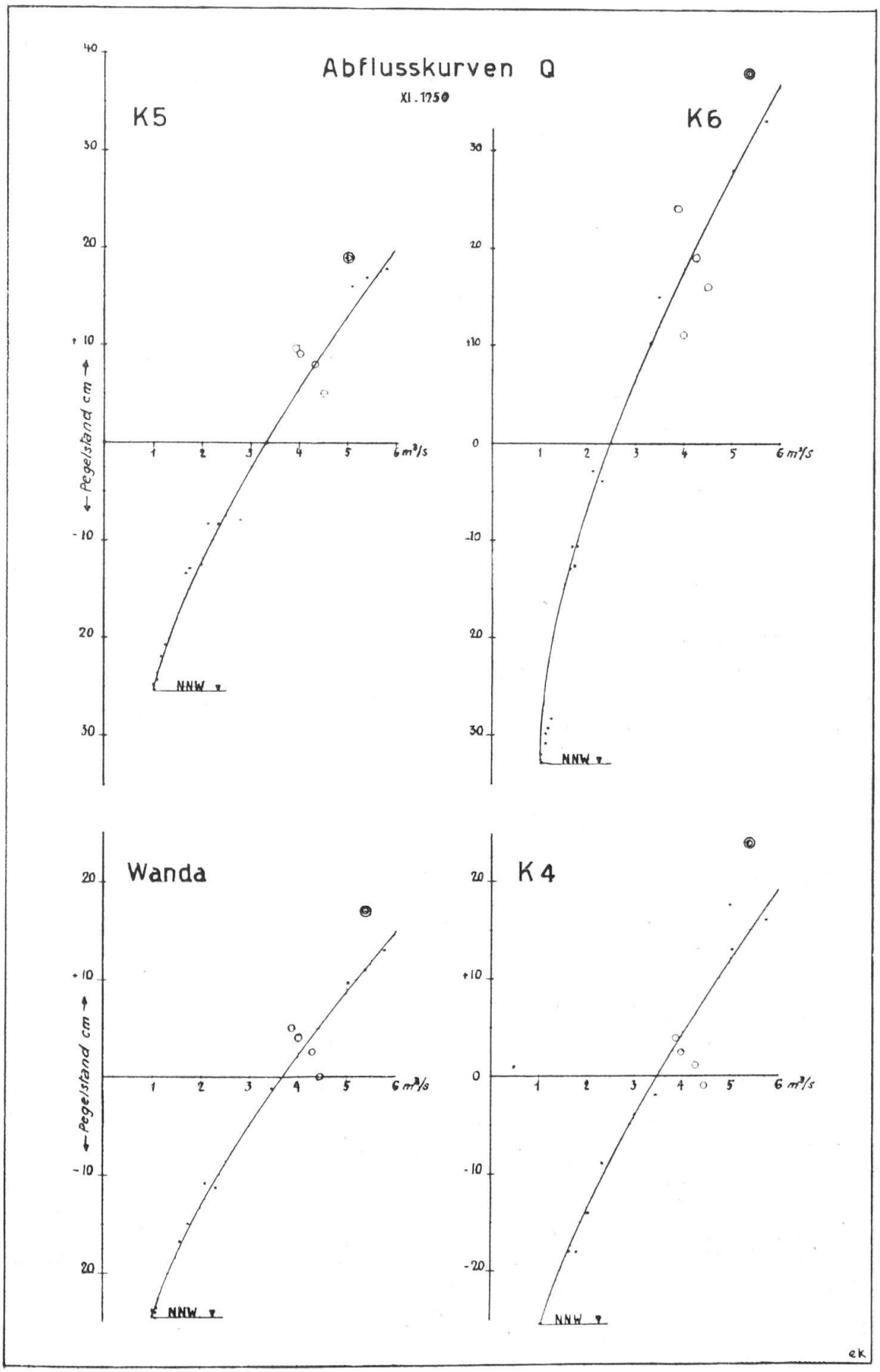
Vergleichen wir die Jahre 1949 (Herbst) und 1950 miteinander, so fallen einem die geringen Abflussmassen des ersteren auf. Selbst der September weist ein ungeheures Defizit auf, welches auch durch die beiden kleineren

Abfluss-Niederschlag 1950—53

(ausgezogene Linien = Abfluss, Querbalken = Niederschlag)



Spitzen Ende Oktober und Ende November nicht wettgemacht wird. Die sehr trockene Witterung von 1949 tritt hier nun recht anschaulich in Erscheinung. Einen einigermassen normalen Verlauf weist die Kurve erst für das Jahr 1950 auf. Von Anfang April steigt die Abflussmenge mit Intervallen ständig bis zur Spitze Mitte Mai, um dann gegen den Sommer zu abzufallen. Dieses Absinken ist auch bei den kleinen Intermediärspitzen deutlich in zwei Phasen aufgelöst: Zuerst kommt ein jäher Sturz, dem ein sanfteres Ausklingen folgt. Diese Erscheinung hängt möglicherweise mit der Retention zusammen, indirekt mit der Klüftung des Gesteins, auf welche schon an früherer Stelle dieser Studie hingewiesen worden ist.


Abflusskurven Q
XI.1750
K5
K6
Wanda
K4
← Pegelstand cm →
m³/s
NNW
ek

5. *Pegelstand — Abfluss*

Der Zusammenhang zwischen Pegelstand und Abfluss ist durch die Konsumptionskurve für die Kolke 4, 5, 6 und «Wanda» dargestellt (siehe Seite 89). Aus technischen Gründen sind die Pegelstände reduziert und die Abszisse so gewählt worden, dass sowohl ein positiver wie negativer Ast resultiert. Die Uebereinstimmung im Kurvenverlauf aller Kolke ist gut ersichtlich. Einzig die ausserordentlich starke Verengung des Ausflussquerschnittes bei Kolk 6 macht sich in einer grösseren Steilheit der Kurve und in einer Verschiebung der Abflusswerte nach unten, die einem Pegelstand = 0 entspräche, bemerkbar. Die Streuung der Punkte im Niederwasserast ist sehr klein. Beim positiven Ast der Kurve tritt sie aber merklicher hervor. Wir können zwei typische Divergenzzonen unterscheiden:

1. Bei Abflussmengen von 4—4,5 m^3/sec sind die abgelesenen Pegelstände in der Regel zu klein gegenüber dem tatsächlichen Abfluss.
2. Der höchste Pegelstand bei zirka 5,4 m^3/sec sollte nach der Kurve einer grösseren Abflussmenge entsprechen (Doppelring).

Diese Unstimmigkeiten beruhen möglicherweise auf zwei verschiedenen Ursachen: Entweder liegen Messungenauigkeiten beim Ablesen der Pegelstände vor, oder aber die Fehlerquelle liegt beim Limnigraphen selber. Da die Abweichungen bei allen Kolken qualitativ gleich sind, müssen Ablesefehler so gut wie ausgeschlossen sein. Daher müssen wir das Uebel beim Automaten suchen. Wir dürfen nicht vergessen, dass im November schon mit einer temporären Vereisung des Flusses zu rechnen ist. Es ist sehr wohl möglich, dass die Löcher im Schwimmerkasten zeitweise mit Eis oder anderswie verstopft waren. Der extremste Fall wäre natürlich eine völlige Blockierung des Schwimmers, wenn das über ihm lastende Wasser nicht abfliessen kann.

Eine Nachprüfung der Kurven im Sommer 1950 ergab erfreulicherweise die Bestätigung der letztgenannten Hypothese.

6. *Erosion und Pflanzenbedeckung*

Ueber den Einfluss der Erosion auf die Bodengestaltung, insbesondere auf den Tallauf eines Gebirgsflusses, ist bereits eingehend berichtet worden. Dabei ist es auch m. E. von einiger Wichtigkeit, über die Vorgänge im Einzugsgebiet wenigstens überschlagsmässig orientiert zu sein.

Das Ausmass der Erosionstätigkeit ist im Einzugsgebiet direkt von der Intensität und der Art der Niederschläge abhängig. Dabei spielen die Platzregen eine entscheidende Rolle. Ihre Dauer übersteigt selten 1 Stunde, und das überregnete Gebiet ist in der Regel klein, die Grenze des Niederschlages somit

scharf ausgeprägt. Diese Feststellung haben wir während vielen Gewittern und an verschiedenen Orten machen können. Die kritische Regendauer, die für die Hochwasserbildung und damit auch für die vermehrte Erosion massgebend ist, ist der Zeitpunkt, wo das Retentionsvermögen der Vegetation und des Bodens erschöpft ist. Letzteres hängt von den allgemeinen pedologischen Zuständen ab, die vor dem Gewitter geherrscht haben. Die Retention in einem bewaldeten Quellgebiet beträgt nach ENGLER:

Verdunstung auf Bodenoberfläche		5%
Verdunstung auf Pflanzen		15%
Abfluss		60%
Einsickerung		20%
	=	100% Niederschlag

Die Werte für den Abfluss und die Einsickerung dürfen für das Untersuchungsgebiet ohne weiteres um 15—20% erhöht werden, weil die an verschiedenen Orten stark zurückgedrängte Waldgrenze akzentuierend auf den Abfluss einwirkt. In der Beurteilung der Erosionsarbeit ist es angebracht, nicht einfach die jährliche Niederschlagshöhe als einzig massgebendes Kriterium anzuführen. Stark voneinander abweichende Niederschlagshöhen geben einen ersten Anhaltspunkt. Wichtig für die endgültige Auswirkung ist weiter zu wissen, wieviel vom Niederschlag der Regen oder Schnee ausmacht und in welcher Zeiteinheit Maximalmengen zum Abfluss kommen, denn dieselbe jährliche Regenmenge wirkt intensiver, wenn sie in der Zusammendrängung auf die Regenzeit des Herbstes oder der Schneeschmelze im Frühjahr durch das Tal rauscht und der vorangegangene Sommer eventuell trocken war. Ebenso entscheidend ist die Frage, ob die Wasserläufe perinnierend oder nur zeitweise fliessen, d. h. ob den Untersuchungen über die Flussdichte über das wissenschaftliche Interesse hinaus auch eine wesentliche praktische Bedeutung beigemessen werden kann. Diese Frage ist vom hydrologischen Standpunkt aus sicher zu bejahen, wenn auch GRAVELIUS in seinem Werk auf diese Verwertbarkeit einen etwas zu starken Nachdruck legt.

Bedeutung des Waldes im Quellgebiet eines Flusses

Es bestehen unzweifelhafte Zusammenhänge zwischen dem Wasserablauf und Schuttransport einerseits und der Pflanzendecke, insbesondere dem geschlossenen Wald, anderseits. Es mag aber befremden, dass in der reichhaltigen Literatur über diese Fragen die Meinungen extrem auseinander gehen. Einzelne Forscher betonen die bekannten Folgen der Waldverwüstung am Schulbeispiel des Mittelmeerraumes, andere weisen darauf hin, dass auch die stärkst bewaldeten Landschaften von Hochwasserkathastrophen nicht verschont wurden.

Dabei vergessen die letzteren genaue Angaben über die Wirkung und die Dauer solcher Verheerungen Auskunft zu geben. Als Beispiel erwähnen wir die enormen Abflüsse des Isorno anlässlich des Hochwassers vom 8. August 1951, die lange nicht jene Folgen aufwiesen, wie sie in der Ebene zu verzeichnen waren. Bis auf zwei Murgänge in der Valle di Vergeletto waren die Abflussverhältnisse kontrollierbar. Im oberen Onsernone sah es nicht schlimmer aus. Allerdings dürfen wir die wichtige Tatsache nicht vergessen, dass der Fluss in einer Schlucht weitab der menschlichen Siedelungen fliesst und höchstens die Seitenbäche gelegentlich sich unangenehm bemerkbar machen können. Es ist klar, dass nach jedem Regenfall aus dem dichtesten Bergwald die Bäche trübe herauskommen; die Abspülung ist dort, wenn auch wesentlich gemildert, keineswegs stillgelegt. Damit ist aber eine etwaige Unwirksamkeit der Waldbedeckung nicht präjudiziert! Ueber das Mass der Wasserretention im Wald und der Milderung der Hochwasserfluten können aber niemals theoretische Erwägungen, sondern nur jahrzehntelange Untersuchungen eine gewisse Sicherheit verschaffen. Wir müssen uns also mit dem spärlichen Beobachtungsmaterial, das uns zur Verfügung steht, begnügen und können niemals endgültige Resultate liefern. Folgende Argumente sind von entscheidender Bedeutung: Der Einfluss des Waldes auf die totale Abflussmenge und Gestaltung der Hochwasserwelle, auf die Menge und Reinheit des Quellwassers und schliesslich der Einfluss auf die Oberflächenzernagung und die Geschiebeführung. Dieses Problem erneuert sich immer dann, wenn sie für das Einzugsgebiet eines Stausees zur Diskussion steht. Im geschlossenen sommerlichen Laubwald vermag erfahrungsgemäss die Retention zeitlich einen nicht unerheblichen Ausgleich zu schaffen. Sicher ist auch, dass im Gesamtwasserhaushalt des Einzugsgebietes der Laubwald ein merklicher Wasserverbraucher ist, noch mehr als der Nadelwald, dessen beregnete Oberfläche naturgemäss stets kleiner ist: So viele Blattflächen, so viele kleine Verdunstungsflächen. Nach intensiven Gewittern konnte einwandfrei festgestellt werden, dass die Braunfärbung des Wassers umso früher einsetzte, je grösser der Anteil der Nadelhölzer ist. Die Zeitspanne betrug im Extremfall bei Vergeletto für:

Nadelwald (Fichten, Tannen, Lärchen)	32 min
Laubwald (Busch- und Hochwald)	47 min

Durch den Wald selbst, sein Unterholz, die Grasnarbe und das Laubbett tritt eine fühlbare Verzögerung im Ablauf ein: die Hochwasserwelle wird weniger steil, dafür allerdings mehr in die Länge gezogen. Steile Hochwasserwellen lassen stets entweder auf einen bereits gesättigten oder wenig bewaldeten Boden schliessen. Nach BURGER ist ein lockerer Waldboden 50 Mal und der Boden einer Fettwiese noch 14 Mal so durchlässig, als der typische, festgetretene Boden einer stark bestossenen Weide. Daraus resultiert auch ein schnellerer Abfluss. Es darf behauptet werden, dass die Maxima gefährlicher Wasserstände bei Gewittern, Landregen und Tauwettern fast ausnahmslos in einem

gut bewaldeten Einzugsgebiet um 30—50% kleiner sind als im mangelhaft bewaldeten. Die Einsickerungszeit für eine Wasserschicht von 100 mm Niederschlag ist in lockerem Waldboden im Mittel 30 bis 50 Mal geringer als auf stark bestossenem Weideboden (BURGER), der durch den Weidegang der Tiere so fest geworden ist, dass das Wasser zur Hauptsache ebenflächig abläuft. Das Zusammenspiel aus den für den Abflussquotienten und den Erosionsvorgang massgebenden Faktoren ist derart heterogen und verwickelt, dass es einer unzulänglichen Schematisierung gleichkäme, wollte man Wasserabfluss und Erosion allein aus dem prozentualen Anteil der Waldfläche im Einzugsgebiet ableiten. Je nach der Struktur des Waldes selbst, der Kapazität des Waldbodens und der Durchlässigkeit des Felsgrundes kann ein gleichgrosser Bewaldungsanteil die wohltätige Retention in ganz verschiedenem Ausmasse besorgen. Da der Untergrund unseres Untersuchungsgebietes zu 18% anstehendes Gestein ist, d. h. nackter Fels, so ist dort der Abfluss zu allen Zeiten immer grösser als in bewaldeten oder wenig abgeweideten Arealen. Die systematische Bestockung der Talhintergründe des Einzugsgebietes bedingt eine wirksame Verzögerung des Geschiebetransportes, wenn eine Bepflanzung wegen der geringen Moränenbedeckung und der unsinnigen Raubwirtschaft früherer Zeiten heute überhaupt noch möglich ist. Vielversprechende Versuche sind in der Nähe der Alpe Cattogno und nördlich Piano delle Cascine gemacht worden. Genaueres Material kann bis heute darüber nicht vorgelegt werden.

Um die Retentionsmöglichkeiten eines bewaldeten Gebietes zu illustrieren, mögen folgende zwei Beispiele dienen: Am 30. November 1933 zerstörte ein Waldbrand in Kalifornien eine Fläche von rund 15 km^2. Resultat: Steigerung des Wasserabflusses um das zehnfache, des Geschiebetransportes um das 18-fache! Aehnliche Bilder ergeben auch unsinnige Holznutzungen an der Waldgrenze. Das zweite Beispiel aus dem Napfgebiet soll uns die Kausalität zwischen Waldbedeckung und Abfluss zeigen. Es handelt sich um zwei sogenannte Gräben. Der eine, der Sperbelgraben, ist mit Wald völlig ausgekleidet. Der Rappengraben ist zu $^2/_3$ waldfrei. Für die Periode 1915/16 bis 1926/27 ergibt sich, dass im offenen Rappengraben der Abfluss 9% höher war als im bewaldeten Sperbelgraben, bei ungefähr gleichwertiger Niederschlagshöhe.

7. *Die Herkunft des Geschiebes*

SCHINDLER bezeichnete seinerzeit das Geschiebe als ein Fluch der Flussläufe und die Erosion als lokale Zerstörung der normalen topographischen Oberfläche des Geländes, wobei er aber die Normalität nicht näher definiert. Wir wollen versuchen, die Herkunft des Geschiebes kurz zu lokalisieren und stützen uns dabei auf Beobachtungen, die vornehmlich in der Valle di Vergeletto gemacht worden sind.

Im obersten Teil des Einzugsgebietes, d. h. in jenen Partien, die vom weidenden Vieh nur sporadisch betreten werden, herrscht relativ wenig Bodenbewegung und Zerfurchung grossen Ausmasses. Der grösste Teil des Geschiebes stammt aus der Zone der eigentlichen Alpweiden und dem Bereich zwischen der ehemaligen und rezenten Waldgrenze. Die mechanische Verwitterung ist der hauptsächlichste Schuttlieferant (Spaltenfrost, Desquamation). Aber auch die chemische Verwitterung ist nicht unwirksam; in Verbindung mit der chemischen Erosion vermag sie vor allem den spärlichen Kalk und Calcit aus dem Gestein zu lösen. Eine chemische Untersuchung des Wassers lieferte folgendes Ergebnis (Entnahmeort: Piano delle Cascine):

Karbonathärte	0,73 Deutsche Grade
pH-Konzentration	6,70
Agressives CO_2	5,70 gr./Liter

Die pH-Konzentration und der hohe Gehalt an agressiver Kohlensäure illustrieren das leichte Kalkauflösungsvermögen und damit auch die hohe Zementgefährlichkeit des Wassers, was beim Bau von Wasserwerken in Rechnung zu stellen ist.

Nordexponierte Einzugstrichter scheinen geringere Schuttmassen zu erzeugen als die süd- und ostexponierten. Perinnierende Murgänge (ital. frana) sind im ganzen Einzugsgebiet nicht festzustellen. Einzig das Hochwasser vom 8. August 1951 hatte murartige Niedergänge zur Folge, einen bei Piei, den andern bei Carvadigo. Der Schuttbrei stammte aber nicht aus den obersten Gratpartien der entsprechenden Einzugstrichter, sondern aus den abgeholzten Schutthalden der talbodennahen Hänge. Rutschungen bewaldeter Partien konnten nirgends mit Sicherheit erkannt werden, da der geologische Bau des Untergrundes mergelartige Zwischenlagen nicht zulässt. Die Wurzeln der Bäume reichen in der dünnen Humusdecke meist bis auf die kristalline Unterlage, dringen in Ritzen und Klüfte des Gesteins ein und verhindern damit ein Abrutschen des Erdreichs und mit ihm der Pflanzendecke. Abgeholzte Flächen neigen wegen der geringen Moränenbedeckung eher zur Abgleitung, wobei aber Farn-, Ginster- und Alpenrosendickichte einen konservierenden Einfluss ausüben. Der Gewinn, der mit der Beseitigung dieser Gebüsche angeblich gemacht wird, ist mehr als nur zweifelhaft!

Die Erosion der Gebirgsflüsse kann nach den bisherigen Beobachtungen dahin präzisiert werden, dass sie stets dort am stärksten wirkt, wo das Wasser geschiebearm ist, wie unmittelbar unterhalb gut beraster oder bewaldeter Hänge, sowie im Bereiche übermässig bestossener Weidegebiete.

Kann die Heilung der Erosionswunden von der Natur selbst vollzogen oder zum mindesten erwartet werden? Von einer absoluten Heilung, im Sinne

einer Wiederherstellung einstiger Normalfülle des Bergabhanges, kann nicht die Rede sein, sondern nur von einer relativen, d. h. von einer gesunden Vernarbung. Dieser Prozess muss z. T. anthropogen in die Wege geleitet werden. Jede Art von graben- oder muldenartiger Konkavität (Sammelprinzip) muss nach SCHINDLER systematisch vernichtet werden im Sinne einer Dezentralisation der gegebenen Masse in ihre Bestandteile. «Diese kann nur mit Hilfe von Busch, Wald, Gras und pyramidalen Schuttkegeln geschehen und nicht mit künstlichen Talsperren, da sie wasserundurchlässig sind.» Diese Vorschläge sind nur bedingt- und in Ausnahmefällen anwendbar; mit polemischen Ausfällen gegen den Talsperrenbau ist aber das Rüfenproblem einer Lösung um keinen Schritt nähergebracht.

Zusammenfassung

Das Onsernone und sein Seitental, die Valle di Vergeletto, liegen im Wurzelbereich der Penninischen Decken eingebettet. Die subsequente Entwässerung bleibt durchgehend gewahrt. Das Einzugsgebiet des Isorno und Ribo besitzt eine ausgesprochen fluviatile Formenprägung, doch die Eiszeiten haben diese Formenwelt nicht zu verwischen vermocht. Das ganze Einzugsgebiet ist gletscherfrei.

Die mittlere Höhe des Untersuchungsgebietes beträgt 1590 m. Drei Viertel der Totalfläche liegen zwischen 1200—2100 m. Diese Tatsache beweist eindeutig, dass das Einzugsgebiet des Isorno und des Ribo seinen Jugendcharakter noch nicht verloren hat, im Gegensatz etwa zu demjenigen der Melezza, wo 87% der Gesamtfläche zwichen 620 und 1800 m liegen, was einem fortgeschrittenen Reifezustand entspricht. Die eigentliche Oekumene umfasst die Höhenlagen zwischen 900 und 1200 m, während die untersten Partien zwischen 600 und 900 m die schluchtartigen Abschnitte der beiden grossen Wasserläufe umfassen.

Die klimatischen Verhältnisse lassen sich grosso modo als insubrisch bezeichnen. Centovalli und Onsernone gehören mit 2050 mm Niederschlag zu den niederschlagsreichsten Gebieten der Schweiz. Ebenso ausgeprägt sind die Wind- und Wetterlagen. Die Topographie weist die Gewitter in bestimmte Bahnen, die meist West-Ost gerichtet sind. Der vorherrschende Wind im Winter ist ein Nordföhn, der allerdings nicht immer warm zu sein braucht. Im Uebrigen kommen die meisten Winde aus Nord-West und Süd-West. Die Stauwirkung des P. Ruscada bewirkt vor allem die ausgiebigen Herbstregen.

Der allgemeine Vegetationstypus stellt eine innige Berührung der ozeanischen Buchenwälder mit den kontinentalen Lärchen- und Tannenwäldern dar, woraus sich auch eine verschiedenartige Bewirtschaftung herauskristallisiert (Hochwald-Buschwald). Der grosse Artenreichtum und die seltenen Spezies in den unteren Lagen lassen die Bezeichnung Alpines Insubrikum durchaus rechtfertigen. Die Wirtschaftsflächen erster Ordnung liegen meist auf mit Grundmoränen bedeckten Verflachungen.

Unter den verschiedenen morphologischen Erscheinungen scheinen die Kolke insofern eine Sonderstellung einzunehmen, weil ihre Bildung nicht in der üblichen Weise wie in Tieflandflüssen erfolgt, sondern tektonisch bedingt ist und ihr Vorkommen sich auf ein relativ kurzes Laufstück beschränkt. Die Bildung von sogenannten Potholes oder Strudellöchern, die den Kolken in Bezug auf die äusserliche Formgebung am ähnlichsten sind, konnte einzig in der «Wanda»-Schlucht nachgewiesen werden.

Alle Kolke weisen, falls ihr Bett nicht durch anstehende Rippen gestört ist, ein typisches Längsprofil auf: bei senkrechtem Abfall der festen Schwelle Kesselform, bei geneigter Ausbildung Wannenform. Meistens erfolgt auch eine gleichzeitige Abpflästerung des Kolkbodens mit Grobmaterial. Bei Mittelwasser bewirken die Wasserwalzen einen Abrieb des Geschiebes, welches bei Hochwasser weggeführt wird. Für die Wassergeschwindigkeit ist das Gefälle des Wasserspiegels und nicht dasjenige der Sohle massgebend. Die Energiemenge wächst bei gleichem Wasserspiegelgefälle mit abnehmender mittlerer Abflussgeschwindigkeit. Daraus resultiert: Bei kleinem Gefälle unterhalb des Falles sind daher tiefere Auskolkungen zu erwarten als bei grossem. Die Gefällsregulierung des Wasserspiegels bei Hochwasser besorgen in erster Linie die vielen Querschnittserweiterungen bzw. Verengungen. Es existiert auch eine auffällige Konstanz in der örtlichen Alluvialausbildung. Die Akkumulation erfolgt zwischen den Herbst- und den folgenden Frühjahrshochwassern. Während des Sommers bleiben die Verhältnisse im allgemeinen stabil.

Die Geschiebefracht des Isorno beträgt im Mittel 44 000 m^3 pro Jahr, eine recht ansehnliche Masse!

Da, wie schon erwähnt, der Lauf des Isorno im Wurzelbereich der Penninischen Decken liegt, also durch das Schichtstreichen vorgezeichnet ist, bedingt diese Lage eine spezielle Ausbildung des Tal-Querprofils. Tieft sich nämlich ein Wasserlauf in den schräggestellten Schichten im Streichen ein, so hat er die Tendenz, auf der Schichtlehne in der Richtung des Fallens abzugleiten. Dies bedingt eine Talachsenverlegung nach dieser Seite hin, was zur Bildung einer Epigenese führen kann. Trotz dieser Tendenz erfolgt eine Tiefenerosion durch die Pultfläche hinab und dies führt unweigerlich zum Abgleiten von Schichtschlipfen. An den Schichtköpfen des Gegenhanges handelt es sich um stückweises Abbrechen und damit die Gestaltung eines asymmetrischen Querprofils. Diesen Erscheinungen ist die Masse grosser Blöcke im Flussbett zu verdanken und nicht etwa dem Wassertransport! Der grösste durch Hinterkolkung bewegte Block hatte eine Länge von 3,30 m. Das Ausmass der Verschiebung macht rund 2,50 m aus, ein Betrag, der sich recht bescheiden ausnimmt im Verhältnis zu der wirksamen Wassermasse von mehr als 300 m^3/sec!

Die mathematische Erfassung der Kolktiefe hat auf Grund vieler Nachprüfungen zu einer empirischen Umgestaltung der Schoklitsch'schen und Eggenberg'schen Formel geführt, da die authentische Formulierung für den Isorno zu grosse Werte ergibt. Die heterogene Gestaltung des Flussbettes verhindert eine gesetzmässige Alluvionenansammlung. Die sporadisch auftretenden Kiesakkumulationen erscheinen meist in Form kleinerer oder grösserer Kieshaufen vor oder hinter grossen Blöcken, aber seltener als Insel, da die Fliessgeschwindigkeit des Wassers meist zu gross ist. Die Sohlenabpflästerung ist erstaunlich gut. Die noch recht häufig auftretenden Uferbänke entstehen meist nach unver-

mittelten Querschnittserweiterungen. Was an dieser Stelle über die formelmässige Erfassung der Kolktiefe gesagt wurde gilt im gleichen Masse auch für die Errechnung des Geschiebetriebes. Das stets wechselnde Querprofil des Flussbettes zwingt aber den Beobachter, mathematische Formeln, die für einen homogenen Flusslauf entwickelt wurden, an einem Gebirgsfluss niemals ohne einschränkende Kautelen anzuwenden oder dieselben gegebenenfalls überhaupt wegzulassen.

Die Niederschläge verteilen sich im Onsernone konform dem mediterranen Typus auf drei Spitzen: Mai/August, September und November. Der Durchschnitt beträgt für die Messperiode 1949—1953 1938 mm oder 230,6 Millionen m^3. Mit zunehmender topographischer Höhe nehmen die Niederschläge ab, im Durchschnitt 54 mm/100 m. Diese Niederschlagsabnahme kommt auch in den Ozeanitätswerten treffend zum Ausdruck. Für das Onsernone haben wir den bekannten mediterranen Niederschlagstypus mit einem Sprung März-April von 62 mm auf 206 mm! In langen Zeitabschnitten findet stets ein Ausgleich zwischen Trocken- und Nassperioden statt. Die Niederschlagsdichte weist dieselben drei Kulminationspunkte auf.

Der Abfluss setzt sich zusammen aus der Wassermenge, die unmittelbar nach jedem Niederschlag sofort abfliesst und derjenigen, die erst nach einer gewissen Zeit als Quellen zu Tage tritt. Die letzteren sind für die Trinkwasserversorgung der Siedelungen von grundlegender Bedeutung und ihre Ergiebigkeit ist direkt von der Morphologie und Tektonik des Untergrundes abhängig. Im Mittel spendet das Onsernone jährlich 183,7 Millionen m^3 Wasser, die der Isorno dem Langensee zuführt. Dezember bis März weisen minimale Abflussbeträge auf. Sie steigen bis zum Höchstwert im Mai mit 156 Liter Abflussspende. Dann erfolgt eine stetige Abnahme bis zum September und erreicht im November ein neues Maximum. Aus der Interpretation der absoluten Maxima und Minima geht hervor, dass der Isorno pro Tag im Maximum bis 9,5 Millionen m^3 Wasser abführen kann, im Minimum aber nur 47 000 m^3. Der Abfluss ist ungleichmässig auf beide Kalenderhälften verteilt: die Sommermonate beanspruchen 73%, die Wintermonate 27% des jährlichen Wasserabflusses.

Nach KELLER besteht folgendes für Mitteleuropa gültige Verhältnis zwischen Abfluss und Niederschlag:

$$A = 0{,}942 \cdot (N - 430)$$

Die Werte des Limnigraphen von Russo sind aber durchwegs höher als diejenigen, die sich aus der obigen Formel ergeben. Für das Onsernone gilt folgende Formulierung, die mit den Limnigraphenwerten recht gut übereinstimmt:

$$A = 151{,}3 + 0{,}87 \cdot (N - 193{,}7)$$

Der Abflusskoeffizient für das Einzugsgebiet des Isorno beträgt 76%, ein typisches Merkmal für einen Gebirgsfluss mit stürmischem Abfluss und geringer Verdunstung.

Erosion und Pflanzenbedeckung hängen im wesentlichen von der Intensität und der Art der Niederschläge ab. Besonders die Platzregen spielen eine grosse Rolle, dauern in der Regel aber selten länger als 1 Stunde. Die kritische Regendauer ist der Zeitpunkt, wo das Retentionsvermögen der Vegetation und des Bodens erschöpft ist. Der Abfluss kann für unser Gebiet mit 65% der Niederschläge eingesetzt werden. Die Braunfärbung des Wassers setzt umso früher ein, je grösser der Anteil der Nadelhölzer in einem Waldareal ist. 18% des Untergrundes ist nackter Fels.

Der grösste Teil des Geschiebes stammt aus der Zone der eigentlichen Alpweiden und dem Bereiche zwischen der ehemaligen und der rezenten Waldgrenze. Die Erosion wirkt unmittelbar unterhalb gut beraster oder bewaldeter Einzugsgebiete, sowie im Bereiche übermässig bestossener Weidegebiete am stärksten.

Sommario

La Valle Onsernone e la sua valle laterale, quella di Vergeletto, sono situate nella zona di radice della coltre penninica. Il bacino di alimentazione dell'Isorno e del Ribo ha carattere esplicitamente fluviale. Nemmeno le epoche glaciali hanno potuto cancellarne le forme. Oggi, tutto il bacino di alimentazione è privo di ghiacciai.

L'altitudine media della regione in esame è di 1590 m. I tre quarti del bacino si trovano tra 1200 e 2100 m. Ciò prova chiaramente che il bacino di alimentazione dell'Isorno e del Ribo ha mantenuto il suo carattere giovanile, mentre in quello della Melezza, per citare un esempio, l'87% della superficie totale viene a trovarsi tra 620 e 1800 m, il che rappresenta un buon passo verso la fase senile.

Abitata è la zona tra 900 e 1200 m, mentre più in basso, tra 600 e 900 m troviamo le gole.

Le condizioni climatiche possono, grosso modo, essere considerate insubriche, specie per quanto riguarda le precipitazioni. Con 2050 mm, Centovalli e Onsernone fanno parte delle regioni che in Isvizzera vantano il massimo delle precipitazioni.

Venti e condizioni atmosferiche hanno carattere proprio. La situazione topografica assegna una direzione particolare ai temporali: generalmente da ovest a est. In inverno prevale il vento del nord (favonio) che non è sempre caldo. Altri venti soffiano per la maggior parte da nord-ovest e sud-ovest. L'urto dei venti provenienti da ovest contro il Pizzo Ruscada causa specialmente le abbondanti piogge autunnali.

La vegetazione in generale mostra un forte avvicinamento dei faggeti del clima atlantico con i boschi di larici e di abeti del clima continentale. Ne consegue un manto vegetativo variato (bosco-boscaglia). La grande varietà e le specie rare delle regioni inferiori giustificano la denominazione «Alpines Insubrikum». I terreni coltivi di prima categoria si estendono specialmente su pianori ricoperti da morene di fondo.

Per quanto riguarda la morfologia assumono speciale importanza i pozzi (Kolke), che hanno quasi esclusivamente origine tettonica. La loro presenza è ridotta su un breve tratto. La formazione dei cosí detti «Potholes» o gorghi, che per la forma hanno grande analogia con i pozzi, potè essere provata solo nella gola «Wanda».

Tutti i pozzi presentano un profilo tipico longitudinale: hanno forma di vasca. Materiale grossolano ne riveste il fondo che le onde continuamente smuovono. In periodo di piena il materiale smosso viene asportato. E il livello dello specchio dell'acqua, non quello del fondo, che determina la velocità dell'acqua. Si osserva che i pozzi sono più profondi quando il dislivello a valle della cascata è ridotto. Durante una piena sono in prima linea gli allargamenti trasversali, rispettivamente i restringimenti che regolano il livello dello specchio dell'acqua. Si nota anche una palese costanza nelle formazioni alluvionali locali. L'accumulazione avviene nelle piene autunnali e nelle primaverili susseguenti. Durante l'estate la situazione rimane generalmente stabile.

L'apporto di materiale detritico dell'Isorno raggiunge in media 44 000 m^3 annui. Si tratta di una quantità considerevole!

Il corso dell'Isorno, come abbiamo detto, nella zona di radice delle coltri penniniche, è determinato dalla inclinazione degli strati e influisce a sua volta sulla formazione di uno speciale profilo trasversale della valle. Un corso d'acqua che scorre su strati inclinati trasversalmente e vi scava il suo alveo, ha tendenza a spostare il suo letto nella direzione dell'inclinazione, causando sovente slittamenti, sfaldamenti e franamenti che lentamente modificano il profilo trasversale, rendendolo asimmetrico. A questo e non al trasporto delle acque stesse è dovuta la presenza di grossi blocchi nel letto del fiume. Il blocco più grosso, spostato in seguito allo scavare dell'acqua, raggiungeva una lunghezza di m 3,50. Lo spostamento è stato di m 2,50, una cifra di poco rilievo se si considera la massa d'acqua di più di 300 m^3/sec.

Per stabilire matematicamente la profondità dei pozzi, si è arrivati ad una modifica empirica della formula di Schoklitsch e di Eggenberger, perchè l'applicazione di detta formula darebbe per l'Isorno valori troppo rilevanti. L'eterogenea formazione del letto fluviale esclude un'accumulazione regolare di materiale alluvionale. Ammucchiamenti di ghiaie sono sporadici e si notano davanti o dietro macigni. Sono mucchi più o meno grossi, raramente isole, data la velocità dell'acqua troppo intensa. Sorprende il consolidamento del letto del fiume. I frequenti banchi laterali sono generalmente dovuti a immediati allargamenti del profilo trasversale. Quanto è stato detto dell'applicazione della formula per il calcolo della profondità dei pozzi vale in eguale misura per il calcolo del convogliamento del detrito. Il profilo trasversale del letto in continua evoluzione esige cautela nell'applicazione di formule matematiche. Se esse valgono per un corso d'acqua omogeneo, non sempre sono applicabili per un torrente.

Nell'Onsernone le precipitazioni hanno carattere mediterraneo e presentano tre punte: maggio/agosto, settembre e novembre. Per il periodo di misurazione 1949-1953 la media fu di 1938 mm = 230,6 milioni di m^3. Con l'aumento dell' altitudine topografica diminuiscono le precipitazioni, con una media di 54 mm per 100 m. Nell'Onsernone abbiamo il noto tipo mediterraneo di precipitazioni

con uno sbalzo da 62 mm a 206 mm in marzo-aprile. Con il decorrere del tempo, periodi di siccità e di piogge si compensano. La quantità delle precipitazioni mostra gli stessi tre punti di culminazione.

Il deflusso si compone della quantità d'acqua che scorre immediatamente dopo ogni precipitazione e quella che sgorga come sorgente dopo un certo tempo. Le sorgenti sono di capitale importanza per l'approvigionamento in acqua potabile degli abitati e la loro portata dipende direttamente dalla morfologia e dalla tettonica del sottosuolo. L'Onsernone fornisce in media annualmente 183,7 milioni di m^3 d'acqua che l'Isorno convoglia al Lago Maggiore. Da dicembre a marzo si registrano i minimi di portata. Raggiunge il massimo il maggio con una portata di 156 l. Segue una continua diminuzione sino al settembre per salire ad un nuovo massimo in novembre. Dall'interpretazione dei massimi e dei minimi assoluti risulta che l'Isorno può convogliare al massimo giornalmente fino a 9,5 milioni di m^3 d'acqua, al minimo solo 47 000 m^3. La portata è distribuita irregolarmente: ai mesi estivi spetta il 73%, ai mesi invernali il 27% della portata annua.

Deflusso — precipitazioni

Secondo Keller, tra deflusso e precipitazioni, nell'Europa centrale, esiste la seguente proporzione:

$$D = 0{,}942 \ . \ (P - 430)$$

I valori del linnigrafo di Russo superano quelli che risultano dalla formula suddetta. Per l'Onsernone vale la formula seguente:

$$D = 151{,}3 + 0{,}87 \ . \ (P - 193{,}7)$$

Il coefficiente di deflusso per il bacino di alimentazione è del 76%, caratteristico per un corso d'acqua a regime torrentizio ed evaporazione minima.

Erosione e vegetazione

Dipendono essenzialmente dall'intensità e dalla specie delle precipitazioni. Hanno parte preponderante gli acquazzoni che normalmente durano un'ora, raramente di più. Il momento critico si manifesta quando la capacità di ritenzione della vegetazione e del suolo è esaurita. Per la nostra regione, il deflusso può essere calcolato del 65% delle precipitazioni. Secondo il numero più o meno abbondante di conifere, l'acqua si farà più o meno presto di color bruno. Il 18% del sottosuolo è roccia.

Origine del materiale convogliato

La maggior parte del materiale convogliato proviene dalla zona dei pascoli e dall'area fra il limite antico ed il limite recente del bosco.

Summary

The valley of Onsernone (Switzerland) and its side-valley, the valley of Vergeletto, are unbedded in the radics of the Penniniccovers. The subsequent drainage is generally maintained. The ground wherefrom the rivers Isorno and Ribo get their water show a real fluviatile formation, which wasn't effaced by the glacial period. Today all this country is free of glaciers.

The average altitude of the district in question amounts to 1590 m. 75% of the entire surface lie between 1200—2100 m, what proves that this district hasn't yet lost its formerly disposition. The climate can be considered as mediterranean. Centovalli and Onsernone with their 2050 mm of precipitation appertain to those districts of Switzerland having the utmost of precipitation. The predominant wind in winter is a «Föhn» coming from north. The most winds however come from north-west and south-west.

The general type of vegetation comprises forets of oceanic beechtrees and of continental larches and silver firs. The great plentifulness of species and the rare species in the lower parts justify the determination «Alpine Insubricum».

Among the fifferent morphologic formations the Potholes seem to engage an exceptional position, their formation not proceeding like in the lowland, but beeing tectonicly conditioned, and we can find them only in a relatively short part of the water course. Formation of Potholes, very similar to «Kolk» in their exterior forms is only seen in the «Wanda»-ravine. All Potholes show a typical longitudinal profile: caldron-shape by vertical falling, tub-shape by oblique-falling of the ground. Mostly their is also a simultaneous plastering of the ground with boulders, which are removed by highwaters. Responsible for the speed of the water is the drop of the water-surface and not that of the bottom. By the same surface of water's drop the mass of energy grows with decreasing speed of sink. It ensues: that the smaller the drop the deeper the pothole. We also find an evident constance in the alluvial formation. The accumulation takes places between the autumn's and spring's highwaters, whilst the state generally remains stable during summer. In the Isorno-River the average mass of boulders amounts to 44 000 m^3 yearly.

The mathematic calculation of the Pothole's depth has lead to a change of the Schoklitsch' and Eggenberg' formulas, as these would have given much too high values. The heterogeneous formation of the river-bed prevents a lawful accumulation of alluvions. The sporadic accumulations of gravels mostly appear as smaller or bigger piles of gravels behind big boulders, but only seldom as river sand-banks. The relatively frequent sand-banks at the riverside are mostly formed after sudden enlargements of the transverse section.

The curve of precipitations in the valley of Onsernone shows, corresponding to the Mediterranean-type, three peaks: May/August, September and November. The average for the period of 1949 to 1953 amounts to 1938 mm or 230,6 Mill. m^3. With increasing altitude the precipitations decrease for 54 mm/100 m.

The discharge of water is composed of that mass of water, which immediately after each precipitation flows off and thatone, which appeares in form of fountains. In average the Onsernone-Valley yields 183,7 Mill. m^3 of water a year. From December to March we have a minimum of amounts. The increase to the maximum amount in May with a discharge of 156 liters. Then we see a steady decrease till September and a new maximum in November. The maximum discharge of Isorno-River amounts to 9,5 Mill. m^3 per day, the minimum only to 47 000 m^3. The Summer-months require 73% of the yearly discharge, the Winter-months only 27%.

Discharge — precipitation

According KELLER there is the following proportion between discharge and precipitation, available for Central-Europe:

$$D = 0{,}942 \,.\, (P - 430)$$

For the Onsernone-Valley the following formula is available:

$$D = 151{,}3 + 0{,}87\ (P - 193{,}7)$$

Erosion and vegetation

Both of them substantially depend upon kind and intensity of the precipitations. Especially torrential rains are of great importance, but usually they seldom hast longer than one hour. 65% of the precipitations are discharged.

Origin of boulders

Most of the boulders come from the area of the real Alpine pastures and the district between the former and the recent woodlimit. The strongest effect of the erosion is found immediately below wellwooded districts.

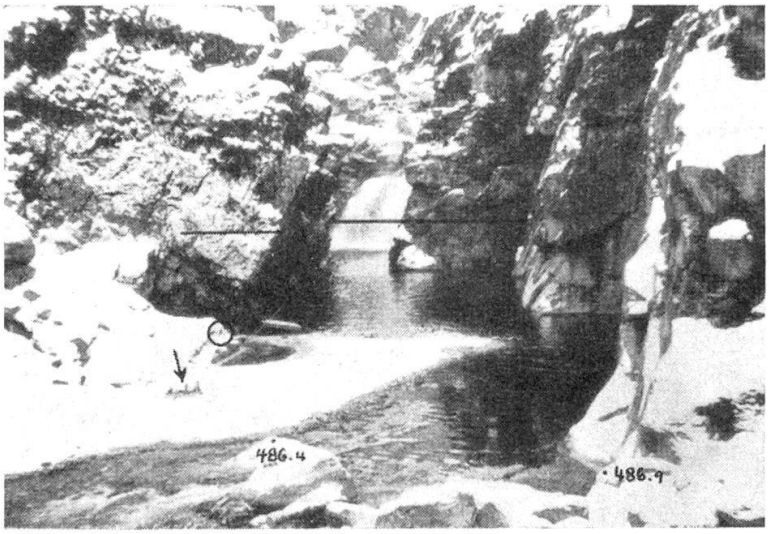


Abb. 1

Kolk Wanda im Winter 1950. Blick auf die Geröllmasse am rechten Ufer mit Kiesentnahmestelle (Pfeil). Hochwasserstand vom August 1951!

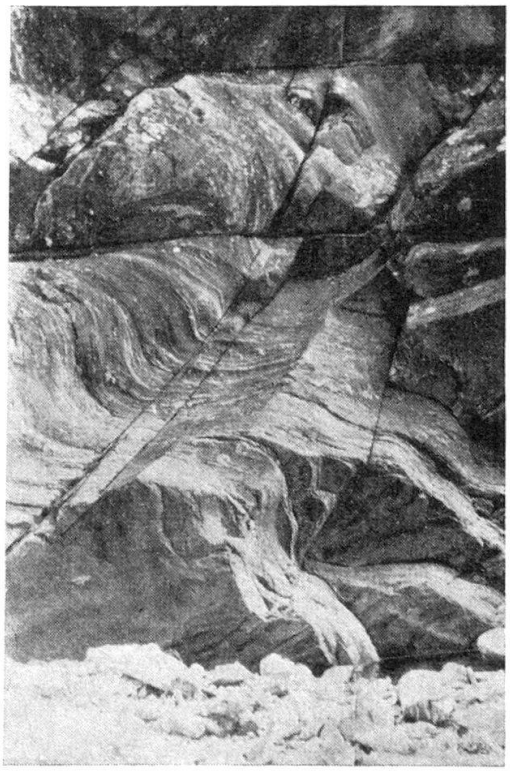


Abb. 2

Kolk Wanda: südliche Schluchtwand. Beispiel einer teils durch Evorsion entstandenen Schlucht. Aufnahme: 1953.

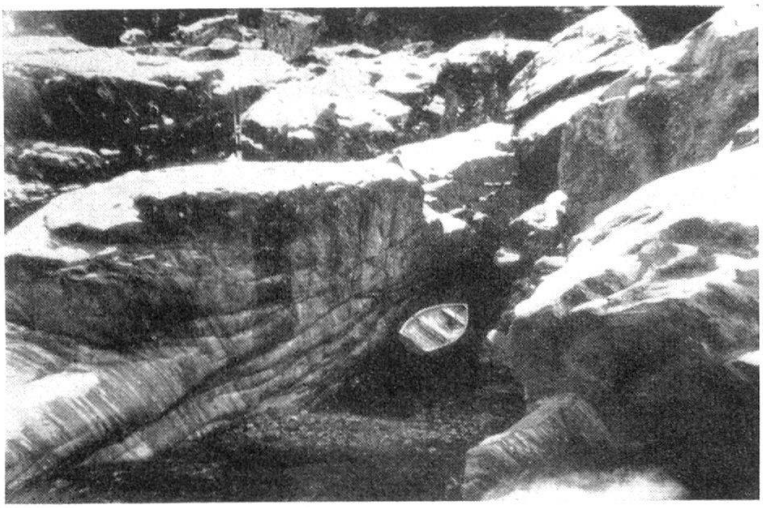


Abb. 3

Kolk 1
Blick gegen das Südufer mit breiter Kluft und kleinem alluvialen Vorkommnis.

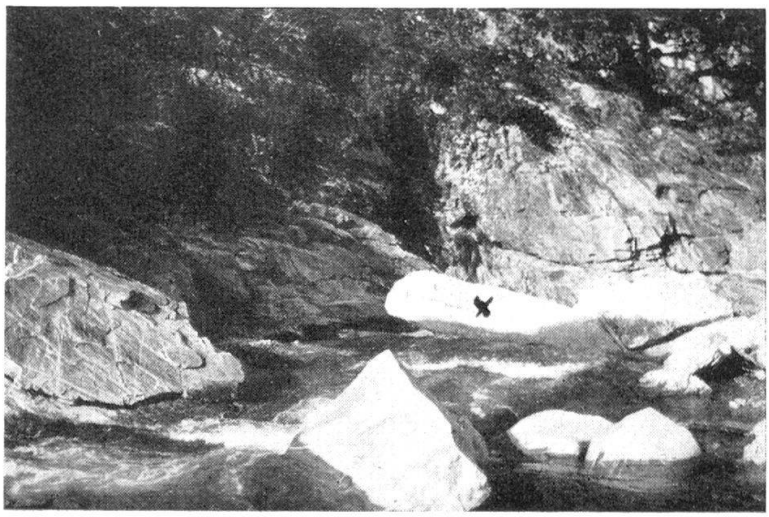


Abb. 4

Kolk 3
mit verschobenem Block (X)
August 1951.

Abb. 5

Kolk 3
Blick flussabwärts, mit eingetragenen Profilfixpunkten.
Aufnahme: Januar 1951.

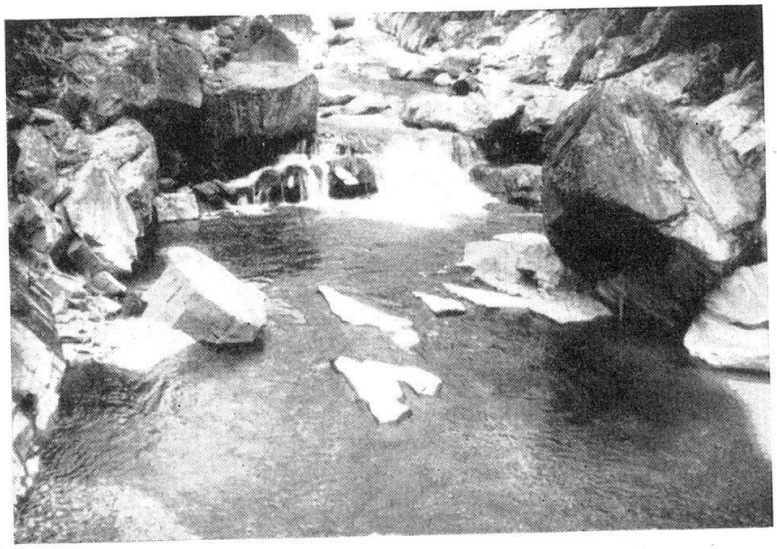


Abb. 6

Kolk 4 im Talweg des Isorno, So 53. Erneute Ueberkippung des Blockes am linken Bildrand durch Hinterkolkung. Keine Verschiebung talwärts festzustellen.

Literaturverzeichnis

1. AENGEBY Olof: Pothole Erosion in recent water-falls. Universität Lund, Schweden. 1951. Ser. A. Physical Geography No. 2.
2. AMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT: Untersuchungen über Bettbildung, Geschiebe- und Schwebestofführung. Bern 1939.
3. AMT FÜR WASSERWIRTSCHAFT: Deltaaufnahmen. Bern 1939.
4. BAESCHLIN Max: Wasserhaushalt, Erosion und Verbauung an Wildbächen. Diss. Zürich 1937.
5. BAER J.: Die Flora des Val Onsernone. Diss. Zürich 1914.
6. BRAEM F.: Wasserverhältnisse der Schweiz. Teil I aus: Veröffentlichungen der Abteilung für Landeshydrographie, Bern, 1913.
7. BURGER H.: Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. Anstalt für das forstwirtschaftliche Versuchswesen. Zürich 1919.
8. CHRISTEN Traugott: Die Geschiebeführung der Flussläufe. Aus: Zeitschrift für praktische Geologie. Jahrgang 14, I 1906. J. Springer, Berlin.
9. EINSTEIN Hans-Albert: Der Geschiebetrieb als Wahrscheinlichkeitsproblem. Aus: Mitt. der Versuchsanstalt für Wasserbau, Nr. 4, Leemann & Co. Zürich 1943.
10. EGGENBERGER W.: Kolkbildung bei Ueberfall und Unterströmen. Zürich 1943.
11. EGGENBERGER W. und MÜLLER R.: Experimentelle und theoretische Untersuchungen über das Kolkproblem.
12. ENGLER H.: Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. Anstalt für das forstwirtschaftliche Versuchswesen. Zürich 1919.
13. GRAVELIUS H.: Flusskunde. Berlin und Leipzig 1914.
14. GYGAX Fritz: Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges. Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechnische Serie: Hydrologie, 4. Lieferung, III. Kümmerly & Frey, Bern 1948.
15. INDRI Egidio: Sulla determinazione della portata solida nei corsi d'acqua naturali. Milano 1936 — XIV.
16. INDRI Egidio: Il problema del trasporto solido ed i risultati di recenti ricerche. Milano 1941.
17. KASTHOFER Karl: Wälder und Alpen des bernischen Hochgebirges. Ein Beitrag zur Bestimmung der Vegetationsgrenze schweizerischer Holzarten usw. Sauerländer, Aarau 1818.

18. KASTHOFER K.: Bemerkungen über eine Alpenreise mit Erfahrungen über die Kultur der Alpen, Sauerländer, Aarau 1822.

19. KELLER H.: Die Abflusserscheinungen in Mitteleuropa. Aus: Geographische Zeitschrift. 1907.

20. LUETSCHG O.: Niederschlag und Verdunstung im Hochgebirge. Zeitschrift für angewandte Meteorologie «Das Wetter», Berlin 1928.

21. MÜLLER Robert: Theoretische Grundlagen der Fluss- und Wildbachverbauungen. Mitt. aus der Versuchsanstalt für Wasserbau, Nr. 4. Leemann & Co., Zürich 1943.

22. PARDE Marcel: Sur le mécanisme des transports solides effectués par les rivières et sur les altérations corrélatives des lits fluviaux. Revue de Géographie Alpine, Université Grenoble, 1951. Tome XXXIX, fasc. I, II, IV.

23. POSSENTI C.: Sulla sistemazione idraulica della Valdichiana. Firenze 1867.

24. RINSUM VAN Anton: Einige Grenzwerte der praktischen Strömungslehre. Aus: Beiträge zur Gewässerkunde, München 1950.

25. ROTH Hans: Kolkerfahrungen und ihre Berücksichtigung bei der Ausbildung beweglicher Wehre. Aus: Schweizer Bauzeitung, Bd. 70, 1917. Rascher & Co., Zürich.

26. SCHINDLER Arnold: Erosion und Wasserbau. Basel, Kreis & Co., 1909.

27. SCHINDLER Arnold: Die Selbstheilungsgesetze der Natur. Glarus, R. Tschudy, 1910.

28. SCHOKLITSCH Armin: Berechnung der Kolktiefen flussabwärts eines Stauwehres. Aus: Wasser und Energiewirtschaft, 1951/I.

29. SCHOKLITSCH Armin: Berechnung der Geschiebefracht. Aus: Wasser- und Energiewirtschaft, 1949/I.

30. STREHLE Georg: Grundriss der Wildbach- und Lawinenverbauung. Wien 1950.

31. SUCHIER P.: Die Bewegung der Geschiebe des Oberrheins. Deutsche Bauzeitung Nr. 56, 1883.

32. THAMS J. C.: Die Hochwasser vom August und November 1951 am Alpensüdfuss der Schweiz. Aus: Wasser- und Energiewirtschaft. Nr. 9, 1952, Zürich.

33. TISON L. J.: Etude des conditions dans lesquelles les particules sont transportées dans les courants à lit mobile. Union Géodésique et Géophysique Internationale: Assemblée Générale d'Oslo, Août 1948. Louvain (Belgique).

34. ZENTRALANSTALT SCHWEIZERISCHE METEOROLOGISCHE: Ergebnisse der täglichen Niederschlagsmessungen 1947—1952.

Inhaltsverzeichnis

EINLEITUNG

Ziel und Zweck der Untersuchungen 3

I. GEOGRAPHISCH-GEOLOGISCHER TEIL

1. Allgemeine Lage 5
2. Die partiellen Untersuchungsgebiete 6
3. Geologisch-tektonische Uebersicht 11
4. Morphologie des Diluviums 13
5. Allgemeine Klima-Verhältnisse 18

II. TEIL

HYDROMETRIE UND MORPHOGENIE DES FLUSSBETTES ZWISCHEN RUSSO UND CHIOSSO

A. Das Kolkphänomen

I. Begriffsbildung 26
II. Kolkbildungen des Isorno 26
1. Talanlage 26
2. Allgemeine Ursachen der Kolkbildung 27
3. Arbeits- und Messmethoden 28
4. Charakteristik der Flusstrecke 29
5. Morphogenesis der Kolke 29
6. Berechnungsmethoden für die Kolktiefe 41
7. Eintiefungschronologie des Isorno 43

B. Geschiebeführung und Geschiebetrieb 46
C. Geschiebefracht 60
D. Rückblick auf die formelmässige Erfassung des Geschiebetriebes 64

III. TEIL

NIEDERSCHLAG — ABFLUSS — EROSION

A. Der Niederschlag 68
B. Der Abfluss 73
Die monatliche Abflussverteilung 75
Niederschlag — Abfluss 79
Abflusskurven 87
Pegelstand — Abfluss 90

ZUSAMMENFASSUNG 96/104
Bilder 105/107
LITERATURVERZEICHNIS 108/109
CURRICULUM VITAE 111

Curriculum vitae

Ich, Emil-Henri Kistler, von Effingen (Aargau) und Bülach (Zürich), wurde am 24. Oktober 1918 in Blonay geboren. Die Primar- und Sekundarschule besuchte ich in Bülach und die Kantonale Oberrealschule in Zürich. 1939 erwarb ich das Primarlehrerpatent und 1945, nach mehrjähriger praktischer Tätigkeit, das Sekundarlehrerpatent mathematisch-naturwissenschaftlicher Richtung. Meine Studien absolvierte ich an den Universitäten Zürich, Genf und Bern, wo ich seit 1949 immatrikuliert bin. Vom Sommer 1949 bis Herbst 1953 arbeitete ich an der vorliegenden Studie. Uebungen und Vorlesungen besuchte ich bei den Herren Professoren und Dozenten: F. Nussbaum, F. Gygax, J. Cadisch, H. Günzler-Seiffert, H. Huttenlocher, R. Rutsch, W. Schneeberger, W. Staub, W. Naef, H. v. Greyerz, A. Amonn, F. Marbach, H. Meyer, Bern; C. Burky, Genf; H. Boesch, S. Steinmann, H. Suter, W. Winkler, R. Staub, Zürich.