

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ

Geotechnische Serie, Lieferung 36

Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft von der
Schweizerischen Geotechnischen Kommission
Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

Gegenwartsgeologie
des bündnerischen Rheingebietes

Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften

von Heinrich Jäckli, Zürich

Gedruckt mit Unterstützung des Schweizerischen Bundesrates
und des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung

Druck von Aschmann & Scheller AG, Buchdruckerei zur Froschau, Zürich

1957

Kommissionsverlag: Kümmerly & Frey, Geographischer Verlag, Bern

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ

Geotechnische Serie, Lieferung 36

Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft von der
Schweizerischen Geotechnischen Kommission

Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

Gegenwartsgeologie
des bündnerischen Rheingebietes

Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften

von Heinrich Jäckli, Zürich

Mit 6 Tafeln und 64 Figuren im Text

Gedruckt mit Unterstützung des Schweizerischen Bundesrates
und des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung

Druck von Aschmann & Scheller AG, Buchdruckerei zur Froschau, Zürich

1957

Kommissionsverlag: Kümmerly & Frey, Geographischer Verlag, Bern

Vorwort der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

Im Jahre 1954 legte Herr P.-D. Dr. Heinrich Jäckli der Geotechnischen Kommission das Manuskript seiner «Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes — Ein Beitrag zur exogenen Dynamik alpiner Gebirgslandschaften» vor. Die Untersuchung, die in neuartiger Betrachtungsweise den heutigen geologischen Veränderungen innerhalb einer größeren inneralpinen Region gewidmet ist, wurde zwar im Sinne der Grundlagenforschung angelegt, enthält aber eine Fülle von Beziehungen zu verschiedenen Zweigen der technischen Geologie und zu wichtigen wirtschaftlichen Fragestellungen. Die Kommission beschloß daher mit Freuden die Arbeit für die Geotechnische Serie der «Beiträge zur Geologie der Schweiz» entgegenzunehmen. In Anbetracht ihrer beschränkten Mittel konnte für sie allerdings nur ein Beitrag an die Druckkosten in Betracht kommen. Den Bemühungen des Autors gelang es, den Druck finanziell zu sichern, ohne allzu starke Reduktion der für das Thema des Werkes sehr wichtigen graphischen Darstellungen.

Die Geotechnische Kommission möchte Herrn Dr. Jäckli den besten Dank aussprechen, daß die Ergebnisse seiner langjährigen Untersuchungen im bündnerischen Rheingebiet in ihre Publikationsserie eingereiht werden können. Sie ist auch den im Vorwort des Verfassers genannten Stellen für ihre Unterstützung der wissenschaftlichen Forschung sehr zu Dank verpflichtet.

Für den Inhalt von Text und Figuren ist der Verfasser allein verantwortlich.

ZÜRICH, Juni 1957.

Für die Schweizerische Geotechnische Kommission

Der Präsident: **Prof. F. de Quervain**

Vorwort des Verfassers

Seitdem vor zwanzig Jahren mich mein verehrter Lehrer, Prof. Dr. R. Staub, für die Geologie Graubündens begeisterte, konnte ich mich der Anziehungskraft, die jene inneralpinen Landschaften auf den Naturwissenschaftler ausüben, nie mehr entziehen. Meine ersten Arbeiten beschränkten sich auf das Schams, später auf das Domleschg und die Stätzerhornkette, aber immer mehr spürte ich den Wunsch, auch die übrigen Täler, von denen jedes seine besonderen geologischen Reize birgt und seine besonderen Probleme stellt, zu studieren und in eine umfassendere Gesamtschau einzubeziehen. Die vorliegende Arbeit stellt einen solchen Versuch dar.

Bei dieser Gelegenheit ist es mir ein Bedürfnis, der Schweizerischen Geotechnischen Kommission und ihrem Präsidenten, Herrn Prof. Dr. F. de Quervain, dafür zu danken, daß sie die Arbeit ungekürzt in die Reihe ihrer «Beiträge» aufzunehmen und einen Teil der Druckkosten zu decken bereit war.

Dem Eidg. Oberbauinspektorat, der Eidg. Inspektion für Forstwesen, Jagd und Fischerei, dem Eidg. Meliorationsamt und dem Eidg. Amt für Wasserwirtschaft, welche Ämter meine Studien sehr förderten und unterstützten, danke ich für diese moralische wie materielle Hilfe. Ebenso gilt mein Dank dem Nationalen Forschungsrat für den Publikationsbeitrag, den er aus dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung gewährte und der eigentlich erst die reiche Illustration des Werkes ermöglichte.

Ferner spreche ich meinen Dank der Eidg. Landestopographie aus, in deren Räumen ich ihre sämtlichen Luftphotos des bündnerischen Rheingebietes am Stereoskop studieren konnte, und die für zahlreiche Figuren und Tafeln Photos und Karten in sehr zuvorkommender Weise und gebührenfrei zur Verfügung stellte.

Und schließlich danke ich herzlich meinen Kollegen J. Neher und Dr. L. Wyßling und meinen Mitarbeitern W. Schaad und J. Keller für ihre vielen Anregungen und ihre Mithilfe bei der Redaktion des Textes und der Reinzeichnung der Figuren, wie auch allen übrigen, die am Zustandekommen dieser Arbeit irgendwie mitbeteiligt sind und die mich mit Rat und Tat unterstützten.

Inhaltsverzeichnis

Einleitung

A. Problemstellung	9
B. Geographisch-geologische Übersicht	11
1. Horizontale Gliederung	11
2. Vertikale Gliederung	11
3. Abflußregime des Rheins	12
4. Klima	14
a) Niederschlag	14
I. Jahressummen	14
II. Jahreszeitliche Verteilung	14
b) Verdunstung	14
c) Temperatur	15
5. Tektonisch-petrographischer Aufbau	15
a) Petrographische Gliederung	15
b) Tektonische Faktoren	18

Rezente geologische Vorgänge

A. Vorbereitungsphase des Abtrags, noch ohne Massenverlagerung	19
1. Verwitterung	19
a) Mechanische Verwitterung	19
b) Chemische Verwitterung	21
I. Oxydation	21
II. Wasseraufnahme	21
III. Lösung	22
c) Biogene Verwitterung	24
d) Ausmaß der Verwitterungserscheinungen	25
2. Auflockerung	25
a) Auflockerung als Folge der Verwitterung	25
b) Auflockerung als Folge tektonischer Bewegungen	26
c) Hakenwurf	27
B. Der Begriff der «geologischen Massenverlagerung»	28
1. Massenverlagerung pro Ereignis	28
2. Massenverlagerung pro Zeit	28

C. Rasch ablaufende Schwerkrafteinwirkungen	29
1. Steinschlag	29
a) Ursache und Intensität	29
b) Böschungswinkel von Schutthalden	31
2. Bergstürze	33
D. Langsam ablaufende Schwerkrafteinwirkungen	34
1. Solifluktion	34
a) Definition	34
b) Solifluktion bewirkende Agenzien	34
I. Schneeschmelze	34
II. Bodenfrost	34
III. Kammeis und Eislinsen	35
IV. Schneedruck	35
c) Die Intensität der Solifluktion im Ablauf der Jahreszeiten	35
d) Solifluktionsformen	36
e) Massenverlagerung durch Solifluktion	38
2. Blockströme und Blockgirlanden	40
a) Vorkommen typischer Blockströme	42
b) Morphologische Kennzeichen	42
c) Beispiele	43
I. Blockstrom Murtel d'Ascha	43
II. Blockstrom nördlich Piz Uertsch	44
III. Blockstrom östlich des Plattenhorns	45
IV. Blockstrom im Bodmen WSW Leidbachhorn	45
d) Massenverlagerung durch Blockstrombewegungen	45
e) Entstehung der Blockströme	46
f) Blockgirlanden	46
3. Schuttrutschungen	50
a) Spontane, rasche, meist einmalige Rutschbewegungen	50
b) Langsame, lang andauernde Kriechbewegungen im Schutt	51
4. Schieferrutschungen. Langsame Felsbewegungen auf den Schichtflächen	52
a) Geographische Verbreitung	52
b) Äußere Erscheinungsform	53
c) Bewegungsrichtung und Geschwindigkeit	56
d) Massenverlagerung durch Schieferrutschungen	57
e) Die Rutschung von Schuders im Prätigau	58
f) Geologische Ursachen der Schieferrutschungen	60
I. Petrographie der Felsunterlage	61
II. Lagerung	61
III. Beziehung zwischen Schichtstreichen und Talrichtung	61
IV. Wassergehalt	62
5. Felsabsackungen	62
E. Fluvatile Wirkungen	63
1. Fluvatile Erosion	63
a) Einzugsgebiete	63
b) Erosionsbeträge	67

I. Erosion im Fels	67
A. Schluchtkerben	67
B. Historische Ereignisse	69
C. Kunstbauten	69
II. Erosion im Schutt	69
III. Erosionsbeträge ganzer Einzugsgebiete	71
c) Erosionszeiten	72
d) Gegenseitige Beeinflussung von Schieferrutschung und Flußerosion	75
I. Erhöhung der Kriechgeschwindigkeit durch Flußerosion	75
II. Vergrößerung der Flußerosion und der Geschiebeführung durch Rutschungen	75
e) Wildbachverbauungen	77
2. Fluviatiler Transport	78
a) Quantitative Schlammessungen	78
b) Qualitative Gerölluntersuchungen	78
3. Fluviale Ablagerungen	79
a) Limnische Ablagerungsräume	79
I. Das Rheindelta im Bodensee	79
II. Sedimentation in bündnerischen Seen	79
III. Künstlich beeinflusste Seen	82
IV. Mulden ohne oberirdische Entwässerung	83
b) Terrestrische Ablagerungsräume	85
I. Ablagerungen durch den Hauptfluß	85
II. Künstliche Kolmatierungen im Domleschg	86
III. Ablagerungen durch Seitenbäche im Haupttal	86
IV. Ablagerungen auf Hochflächen und in Becken über den Talsohlen	88
4. Bilanz der fluvialen Wirkungen	90
a) Korrelation zwischen Erosion und Akkumulation	90
b) Zurückgelegter Weg	92
c) Massenverlagerung pro Jahr	92
F. Gletscher und glaziale Wirkungen	92
1. Ausmaß der heutigen Vergletscherung	92
2. Gletscherschwankungen seit 1850	94
a) Veränderung der Gletscherareale	94
b) Schwankungen der Gletscherzungen	96
c) Geologische Folgen des Gletscherschwundes	98
3. Konservierende Wirkung von Firn und Eis	98
4. Gletschererosion	99
5. Gletschertransport	100
6. Gletscherablagerungen	101
a) Stirnmoränen	101
b) Seitenmoränen	101
c) Grundmoränen	102
7. Massenverlagerung	103
8. Subglazifluviale Erosion	104
9. Glazialisostatische Krustenbewegungen	105
G. Nivale Wirkungen	106
1. Konservierende Wirkung der Schneedecke	106
2. Lawinen	107

3. Schneedrucksolifluktion	109
4. Schneeschmelze	110
H. Äolische Wirkungen	110
I. Wassertransport chemisch gelöster Substanz.	111
1. Karbonathärte	111
a) Jahreszeitliche Schwankungen	111
b) Abhängigkeit von der Wasserführung.	114
c) Abhängigkeit von der Petrographie des Einzugsgebietes.	114
d) Jährlich abtransportierte Karbonatmenge.	115
2. Gesamthärte	116
a) Verhältnis von Gesamthärte zu Karbonathärte	116
b) Massenverlagerung	117
K. Wasserscheiden	118
1. Divergenz zwischen topographischer und hydrologischer Wasserscheide	118
2. Erniedrigung und Erhöhung	119
3. Seitliche Verschiebungen	120
a) Kontinuierliche Verschiebungen	120
b) Diskontinuierliche Verschiebungen	121
I. Wasserscheiden in Rutschgebieten	121
II. Wasserscheiden in vergletschertem Gebiet	121
III. Flußanzapfung und Flußumkehr.	122
4. Künstliche Umgehung von Wasserscheiden	124
a) Umgehung der Hauptwasserscheide	124
b) Umgehung von Nebenwasserscheiden.	124

Zusammenfassung

A. Vergleich der verschiedenen geologischen Vorgänge	125
B. Talgeschichtliche Schlußfolgerungen	127
C. Energieveränderung	128
D. Substanzverlust	129
E. Schlußwort	129
Literaturverzeichnis	131

Verzeichnis der Tafeln

- Tafel I: Aktuogeologische Kartenskizze des Vorderrheintales zwischen Val Milà und Val Clavaniè. 1:50 000.
Tafel II: Aktuogeologische Kartenskizze Sertig-Val Tuors-Piz Kesch und Umgebung. 1:50 000.
Tafel III: Rutschungen und Bergstürze im Gebiet zwischen Lugnez und Stätzerhorn-Curvèr-Kette. 1:100 000.
Tafel IV: Aktuogeologische Kartenskizze Heinzenberg-Nollatobel-Piz Beverin und Umgebung. 1:50 000.
Tafel V: Erosionsgebiete und Verschiebungen der Wasserscheide im bündnerischen Rheingebiet. 1:300 000.
Tafel VI: Massenverlagerung im bündnerischen Rheingebiet. Schätzung der Jahresmittel.

Soweit bei den Photographien der Textfiguren kein Autor genannt ist, handelt es sich um Aufnahmen des Verfassers.

Einleitung

A. Problemstellung.

Die Erforschung aktueller geologischer Vorgänge und Bildungen hat seit jeher eine deutliche Sonderstellung innerhalb der Geologie eingenommen. Verschiedene Umstände begründen dies:

Der Einfluß der Zeit kann, oft im Gegensatz zu Problemen der historischen Geologie, dabei noch relativ leicht überblickt werden. Von aktuellen, heute noch stattfindenden Vorgängen ausgehend, lassen sich auch die Bildungen des ausgehenden Pleistozäns und des Holozäns noch ziemlich gut zeitlich und genetisch erfassen.

Die aktuellen geologischen Vorgänge von Denudation, Flußerosion, Bergstürzen und Rutschungen, von Abtrag und Auffüllung in allen ihren Formen, besitzen gerade in Gebirgsländern aber auch eine außergewöhnlich große technische, siedelungs- und verkehrspolitische, überhaupt volkswirtschaftliche Bedeutung.

Darum sind es auch durchaus nicht nur Geologen, die sich mit aktuellen geologischen Vorgängen und Bildungen befassen. Es sind sehr oft auch Botaniker, Förster und Agronomen, am häufigsten wohl aber Techniker, die auf quartärgeologische Forschungen und Kenntnisse angewiesen sind oder sich an solchen Untersuchungen selbst aktiv beteiligen.

Mit der vorliegenden Studie soll einmal der Versuch unternommen werden, einen Abschnitt der Schweizeralpen, nämlich das bündnerische Einzugsgebiet des Rheins, nach einigermaßen einheitlichen Gesichtspunkten zu studieren und darzustellen, besonders in bezug auf die folgenden aktuogeologischen Erscheinungen:

Verwitterung und Auflockerung der Gesteine als Vorbereitungsphase für den späteren Abtrag, aber noch ohne Materialtransport; Steinschlag und Bergstürze als rasch ablaufende, Solifluktion, Blockströme und Rutschungen als langsam ablaufende Einwirkungen der Schwerkraft ohne eigentliches Transportmittel; fluviale Abtragungs- und Aufschüttungsvorgänge im natürlichen Zustand und unter Beeinflussung durch künstliche Maßnahmen; glaziale, nivale und äolische Wirkungen und schließlich chemische Auslaugungsvorgänge.

Dabei soll besonderes Gewicht darauf gelegt werden, die absolute Größe und Geschwindigkeit solcher aktueller Vorgänge abzuschätzen. In qualitativer Hinsicht sind die meisten der studierten Erscheinungen schon seit langer Zeit erforscht, ihr quantitatives Ausmaß aber noch überraschend wenig bekannt.

Auf drei «aktuogeologischen» Kartenskizzen im Maßstab 1:50 000 (Taf. I, II und IV) wird zudem der Versuch unternommen, die genannten Vorgänge bzw. die sie umfassenden Areale kartographisch darzustellen. Zwar enthalten die meisten bisher publizierten geologischen Karten ebenfalls solche Eintragungen (z. B. Schutthalden, Schwemmkegel, rezente Moränen, Rutschungen usw.), doch sollen sie in diesem Zusammenhang einmal unhistorisch, dafür aber eher vollständiger und genetisch detaillierter ausgeschieden und umgrenzt werden.

Gemäß dem Grundsatz des Aktualismus: «The present is the key for the past» (LYELL) soll die vorliegende Arbeit auch ein Versuch einer quantitativen Analyse der äußeren Dynamik eines Gebirgslandes darstellen.

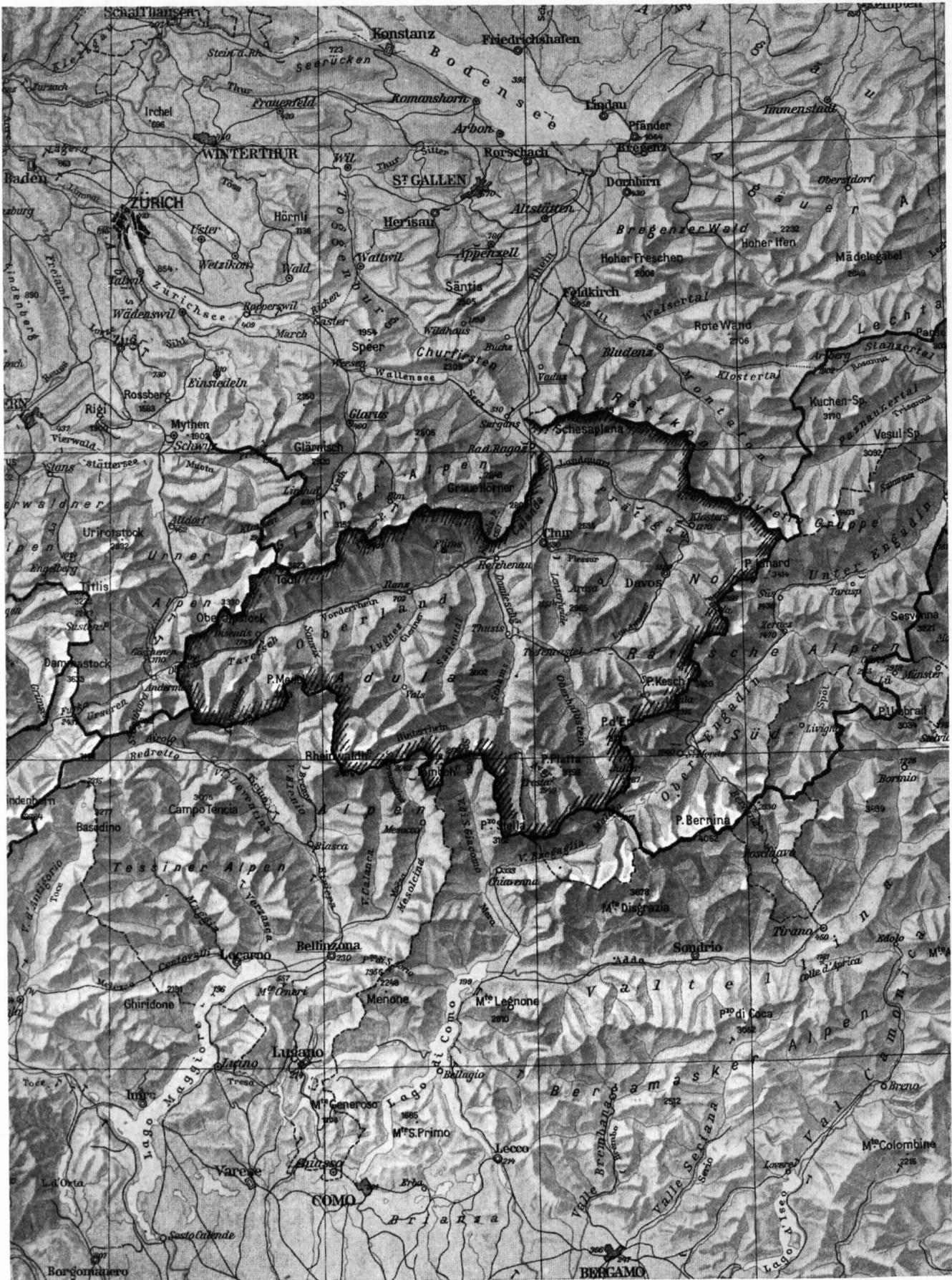


Fig. 1. Das bünderrische Rheingebiet, ein Stromgebiet im Herzen der Alpen. Übersichtskarte 1: 1 000 000

B. Geographisch-geologische Übersicht des Untersuchungsgebietes

1. Horizontale Gliederung

Auf Figur 1 und Tafel V sind das bündnerische Rheingebiet topographisch dargestellt und die folgenden Tal- und Flußnamen angegeben.

Die Verwirrung, die durch die Schreibweise der Namen in der neuen Landeskarte hervorgerufen worden ist, wird in unserem Text etwas zu mildern versucht, indem bei rein romanischen oder rein deutschen Namen die neue Schreibweise der Landeskarte übernommen und die altübliche der Siegfriedkarte aufgegeben wird. Bei zweisprachigen Namen dagegen wird der bisher verwendete und gebräuchliche deutsche Name bevorzugt, selbst wenn er auf der Landeskarte fehlt (z. B. Glenner, Julia usw.), der romanische aber bei der erstmaligen Nennung in Klammern angeführt (z. B. Glogn, Gelgia usw.).

Das gesamte Einzugsgebiet des bündnerischen Rheingebietes bis zur Mündung der Tamina in den Rhein bei Ragaz umfaßt nach Angaben des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft (1939) eine Fläche $E = 4307 \text{ km}^2$ *) bei einer mittleren Höhe $h_m = 1950 \text{ m}$. Davon sind 23% Felsen und Schutthalden und 17,6% Wälder. Wir gliedern es in die folgenden Teilgebiete:

a) Das Gebiet des Vorderrheins bis zur Mündung des Hinterrheins, mit 1514 km^2 .

Seine wichtigsten und langen südlichen Seitentäler sind, von W nach E, das Val Medel, das Somvix (rom. Val Sumvitg), das Lugnez (rom. Lumnezia) mit dem Valsertal und das Sa-fiental.

Die nördlichen Seitentäler dagegen sind durchweg kurz und steil.

b) Das Gebiet des Hinterrheins bis zur Mündung in den Vorderrhein, mit 1693 km^2 .

Die großen Nebentäler sind das Avers, das Oberhalbstein, von der Julia (rom. Gelgia) entwässert, das obere Albulatal mit Bergün und schließlich das Landwassertal mit Davos.

Das vom Hinterrhein selbst durchflossene Haupttal ist durch die beiden Schluchten der Rofla und der Via Mala in die drei Talabschnitte Rheinwald, Schams (rom. Schons) und Domleschg gegliedert.

c) Das Gebiet der Plessur, das Schanfigg, mit 263 km^2 .

d) Das Gebiet der Landquart, das Prätigau, mit 618 km^2 .

Die ursprüngliche Anlage des Flußnetzes ist sehr weitgehend tektonisch bedingt; sie ist von R. STAUB (1934) eingehend behandelt worden und soll in dieser Einleitung bewußt nicht weiter untersucht werden.

Becken ohne oberirdischen Abfluß sind selten und durchweg klein; ihre Oberfläche umfaßt lediglich etwa $11,4 \text{ km}^2$, was, bezogen auf das gesamte Einzugsgebiet, nur 0,26% ausmacht.

Die Wasserscheide, welche das Einzugsgebiet des Rheins im Südosten und Süden begrenzt, ist die europäische Hauptwasserscheide zwischen Schwarzem Meer bzw. Mittelmeer und Atlantik. Nördlich und westlich des Vorderrheins ist es eine Nebenwasserscheide gegen das Reuß- und Linthgebiet. Auf die früheren und heute noch anhaltenden Verschiebungen der Wasserscheiden wird im zweitletzten Kapitel eingetreten.

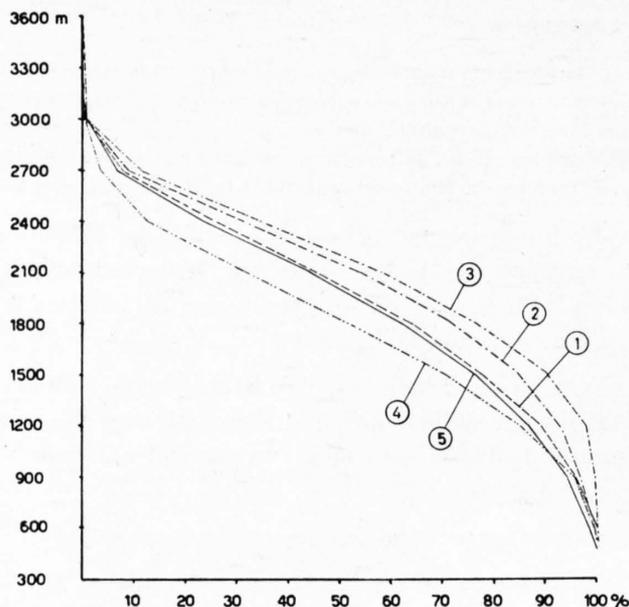
2. Vertikale Gliederung

Der höchste Punkt unseres Gebietes ist der Tödigipfel oder Piz Russein mit 3620 m^{**}); der tiefste liegt unterhalb der Einmündung der Tamina in den Rhein auf Kote 500 m; die mittlere Höhe beträgt 1950 m.

*) Davon gehören das Valle di Lei mit 52 km^2 politisch zu Italien, das Val Cadlimo mit 15 km^2 zum Kanton Tessin und das Gebiet links des Rheins von Mastrils an abwärts mit 5 km^2 zum Kanton St. Gallen; umgekehrt ist das zu Graubünden gehörende Gebiet zwischen Rhein und Fläscherberg in dieser Zahl nicht enthalten.

***) Alle Koten beziehen sich auf R. P. N.: $373,600 \text{ m}$ gemäß der Landeskarte der Schweiz.

Die auf Figur 2 dargestellten hypsometrischen Kurven des Gesamteinzugsgebietes und der wichtigsten Teilgebiete zeigen unter sich einen überraschend konformen Verlauf. In allen Kurven kommt als Hauptcharakteristikum der große Flächenanteil der Höhen zwischen 1800 und 2400 m zum Ausdruck, was paläomorphologisch mit Verflachungen hauptsächlich spätpliozänen bis frühquartären Alters in Zusammenhang zu bringen ist.



----- ①	Vorderrhein bis zum Hinterrhein	1514 km ²
----- ②	Hinterrhein bis zum Vorderrhein	1693 km ²
----- ③	Plessur	263 km ²
----- ④	Landquart	618 km ²
———— ⑤	Rhein bis zur Tamina	4307 km ²

Fig. 2. Hypsometrische Kurven der Einzugsgebiete des Rheins und seiner Zuflüsse

Verglichen mit den Nachbargebieten, dem Bergell, dem oberen Tessin, dem oberen Reuß- und Aaretal und dem Linthtal, ist die Reliefenergie im bündnerischen Rheingebiet merklich geringer; die Täler sind weiter und offener, die Talsohlen breiter, die Bergflanken weniger steil, meist noch bewaldet oder von Weiden bedeckt. Felswände treten zurück. Um so kontrastreicher wirken die einzelnen Schluchtstrecken, wie etwa die Rheinschlucht zwischen Ilanz und Reichenau, die Via Mala und die Rofla, der Schyn und die Zügen.

3. Abflußregime des Rheins

Aus der 22jährigen Periode 1931—1952 ergeben sich laut hydrographischem Jahrbuch der Schweiz für den Rhein bei Ragaz (ohne Tamina) folgende Werte:

Höchste Wasserführung (Spitze) im Oktober 1935	etwa	1500 m ³ /sec
Entsprechende Abflußspende		348 l/sec · km ²
Höchstes Monatsmittel: Juni		337 m ³ /sec
Entsprechende Abflußspende		78 l/sec · km ²
Größte mittlere Jahresabflußmenge (1951)		196 m ³ /sec
Entsprechende Abflußspende		45 l/sec · km ²

Durchschnittliche Jahresabflußmenge	152 m ³ /sec
Entsprechende Abflußspende	35 l/sec · km ²
Kleinste mittlere Jahresabflußmenge (1949)	100 m ³ /sec
Entsprechende Abflußspende	23 l/sec · km ²
Tiefstes Monatsmittel: Februar.	39 m ³ /sec
Entsprechende Abflußspende	9 l/sec · km ²
Minimum (tiefstes Tagesmittel) im Januar 1947	26,3 m ³ /sec
Entsprechende Abflußspende	6,5 l/sec · km ²

Der Rhein ist damit als Gewässer mit eindeutigem Schneeregime (nach PARDE) charakterisiert durch starke jahreszeitliche Schwankungen (kleinstes zu größtem Monatsmittel wie 1:9), Niederwasser im Februar bei schneebedecktem, gefrorenem Boden, Hochwasser im Juni als Folge der Schneeschmelze im Gebirge.

Im Einzugsgebiet des Rheins liegen rund 350 natürliche Seen und Seelein; der größte ist der Davosersee auf Kote 1562 m mit einer Seefläche von 0,566 km² und einem Einzugsgebiet von 9,47 km². Alle übrigen Seen sind wesentlich kleiner und vermögen auf das Abflußregime des Rheins keinen nennenswerten Einfluß auszuüben. Letzteres gilt natürlich nicht für die künstlichen Stauseen.

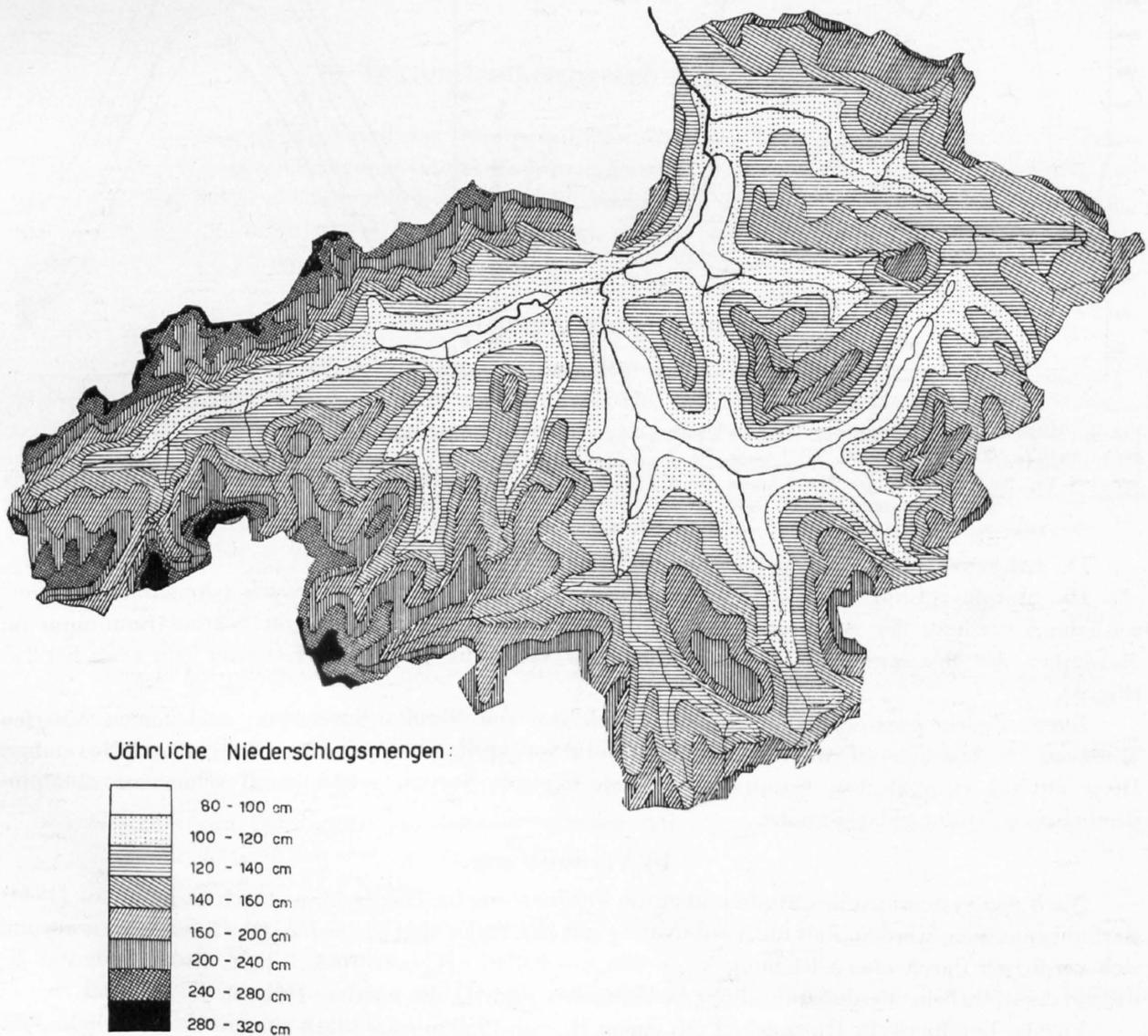


Fig. 3. Niederschlagskarte des bündnerischen Rheingebietes (nach H. UTTINGER 1949)

4. Klima

Von den drei Klimafaktoren Wind, Temperatur und Niederschlag ist für die Beurteilung der aktuellen geologischen Vorgänge der Niederschlag, für die vergangenen Zeiträume, besonders der Eiszeiten, auch die Temperatur ausschlaggebend.

a) Niederschlag

I. Jahressummen

Auf Figur 3, einem Ausschnitt der Niederschlagskarte der Schweiz von H. UTTINGER (1949), ist zu ersehen, daß das ganze mittlere Graubünden weniger Niederschläge als seine Umgebung empfängt. Sie betragen in den Talsohlen rund 80—100 cm pro Jahr, während wirklich bedeutende Niederschlagshöhen nur am nördlichen Grenzgrat, in der Tödikette, und an der südwestlichen Wasserscheide gegen den Tessin verzeichnet werden: am Tödi erreichen sie 320 cm, am Piz Scopi 300 cm.

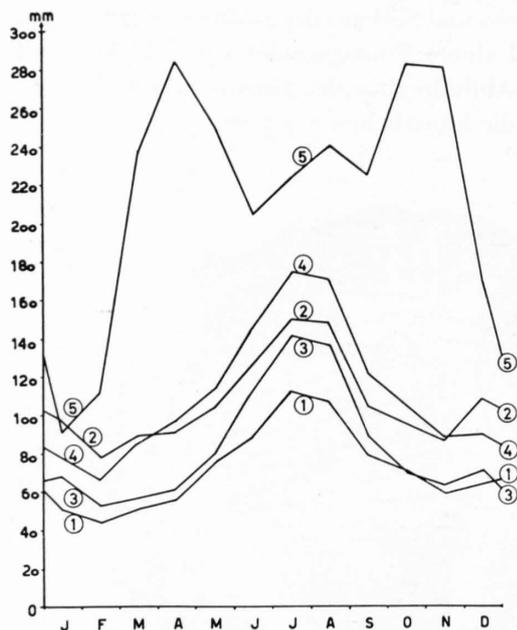


Fig. 4. Mittlere Monatssummen des Niederschlages 1901—1940 (nach H. UTTINGER). Nr. 1 Chur, Nr. 2 Seewis i. Pr., Nr. 3 Davos-Platz, Nr. 4 Arosa, Nr. 5 Bernhardin-Hospiz.

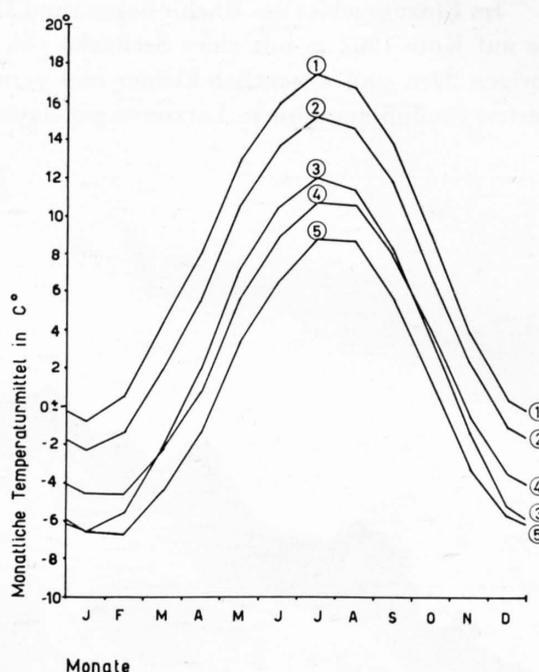


Fig. 5. Monatliche Temperaturmittel 1901—1940 (nach MZA Zürich). Gleiche Numerierung wie Fig. 4.

II. Jahreszeitliche Verteilung

Die Stationen Chur, Davos, Arosa und Seewis i. Pr. zeigen eine unter sich sehr ähnliche jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge: das Hauptminimum im Februar, ein Sekundärminimum im November, das Maximum im Juli und August; das Verhältnis der beiden Extrema liegt etwa bei 2:5 (Fig. 4).

Etwas anders geartet ist die Niederschlagskurve von Bernhardin-Hospiz: nach einem scharfen Minimum im Januar erscheint ein erstes Maximum im April, ein zweites im Oktober und November. Diese auf der europäischen Hauptwasserscheide liegende Station gehört somit schon zur südalpin-subrischen Niederschlagsprovinz.

b) Verdunstung

Nach den systematischen Studien über die Verdunstung im Hochgebirge durch O. LÜTSCHG (1944) darf angenommen werden, daß die Verdunstung mit der Höhe über Meer ungefähr linear abnimmt und sich empirisch durch eine Gleichung $V_h = 426,3 - 0,0707 \cdot H_m$ ausdrücken läßt. Dabei bedeutet V_h die mittlere jährliche Verdunstungshöhe in Millimeter und H_m die mittlere Höhe ü. M. in Meter.

Für das bündnerische Rheingebiet mit einem H_m von 1950 m wäre somit eine mittlere jährliche Verdunstungshöhe von im Mittel $V_h \sim 288$ mm zu erwarten.

c) Temperatur

Für geologische Vorgänge kommt bei uns, im Gegensatz zu ariden Zonen, dem Temperaturverlauf nicht die gleich hohe Bedeutung zu wie den Niederschlägen. Die Kurven der monatlichen Temperaturmittel (Fig. 5) geben aber doch für dieselben fünf Stationen wie auf Figur 4 einen guten Überblick über den Temperaturverlauf, die klare Abhängigkeit von der Höhenlage und die jahreszeitliche Amplitude von rund 15—18° C.

Tabelle I.
Jahresmittel der Periode 1901—1940

Station	Höhe ü. M.	Niederschlag ¹⁾	Temperatur ²⁾
Chur	610 m	856 mm	8,5°
Seewis i. Pr.	953 m	1276 mm	6,4°
Davos-Platz	1561 m	999 mm	2,8°
Arosa	1865 m	1333 mm	2,7°
Bernhardin-Hospiz	2073 m	2595 mm	0,5°

¹⁾ H. UTTINGER 1949.

²⁾ M. Z. A. Zürich.

5. Tektonisch-petrographischer Aufbau

Die Deckenzugehörigkeit und das stratigraphische Alter der Gesteine üben kaum einen direkten Einfluß auf die heutigen Abtragungs- und Aufschüttungsvorgänge aus. Wichtig sind vielmehr zwei andere Faktoren, nämlich die petrographisch-lithologische Ausbildung der Gesteine und die Lage von Schichtung und Klüftung, ob horizontal, saiger oder geneigt, und im dritten Fall der Winkel zwischen Schichtstreichen und Talrichtung.

a) Petrographische Gliederung

Im Hinblick auf die aktuellen Abtragungsvorgänge kann ein Gebiet nach petrographischen Gesichtspunkten in solche Gesteinsklassen eingeteilt werden, die, völlig unabhängig von ihrem Alter, in bezug auf Verwitterung, Denudation und Erosion einigermaßen gleich reagieren. Dabei wird einerseits die Erosionsresistenz, andererseits die Durchlässigkeit berücksichtigt. Es zeigt sich, daß durchlässige Gesteine, wie beispielsweise Kalke oder durchlässiger Bergsturzschtutt, dank ihrer weitgehend unterirdischen Entwässerung, der fluviatilen Erosion in deutlich geringerem Maße unterworfen sind als gleich erosionsresistente, aber undurchlässige Gesteine mit oberirdischem Wasserabfluß.

Figur 6 stellt eine solche Gliederung dar, wobei die folgenden sechs Klassen ausgeschieden wurden:

- I. Gesteine von großer Erosionsresistenz mit oberirdischem Abfluß:
Massige Eruptivgesteine, massige und mittelstark verschieferte Gneise (meist Orthogneise).
- II. Gesteine von geringer Erosionsresistenz mit oberirdischem Abfluß:
Stark verschieferte Gneise (meist Paragneise) und glimmerreiche kristalline Schiefer und Phyllite, verschieferter Verrucano.
- III. Gesteine von sehr geringer Erosionsresistenz, mit ausgesprochener Neigung zu langsamen Gleitbewegungen, mit oberirdischem Abfluß:
Bündnerschiefer s. l., Flysch.
- IV. Gesteine von mittlerer Erosionsresistenz und weitgehend unterirdischem Abfluß:
Dolomit, Kalk, Rauhwaacke.
- V. Oberflächlicher Blockschtutt an Hängen, von geringer Erosionsresistenz und ausschließlich unterirdischem Abfluß:
Bergsturzschtuttlagerungen.

VI. Lockere Flußablagerungen in der Talsohle, von geringer Erosionsresistenz und weitgehend unterirdischem Abfluß:

Flußschotter und Bachschuttkegel in größeren Flächen.

Moränen und Gehängeschutt wurden in der Kartenskizze nicht berücksichtigt.

Die kartographische Ausscheidung dieser Gesteinskategorien (Fig. 6) zeigt sehr deutlich, wie die erosionsresistenten Gesteine in der Tödikette, im Medelser Gebiet, im Grenzgrat von Adula, Pizzo Tambo und Suretta und schließlich im breiten Streifen längs der südöstlichen Wasserscheide auftreten, wobei das Gebiet von Arosa und Davos noch dazu gehört.

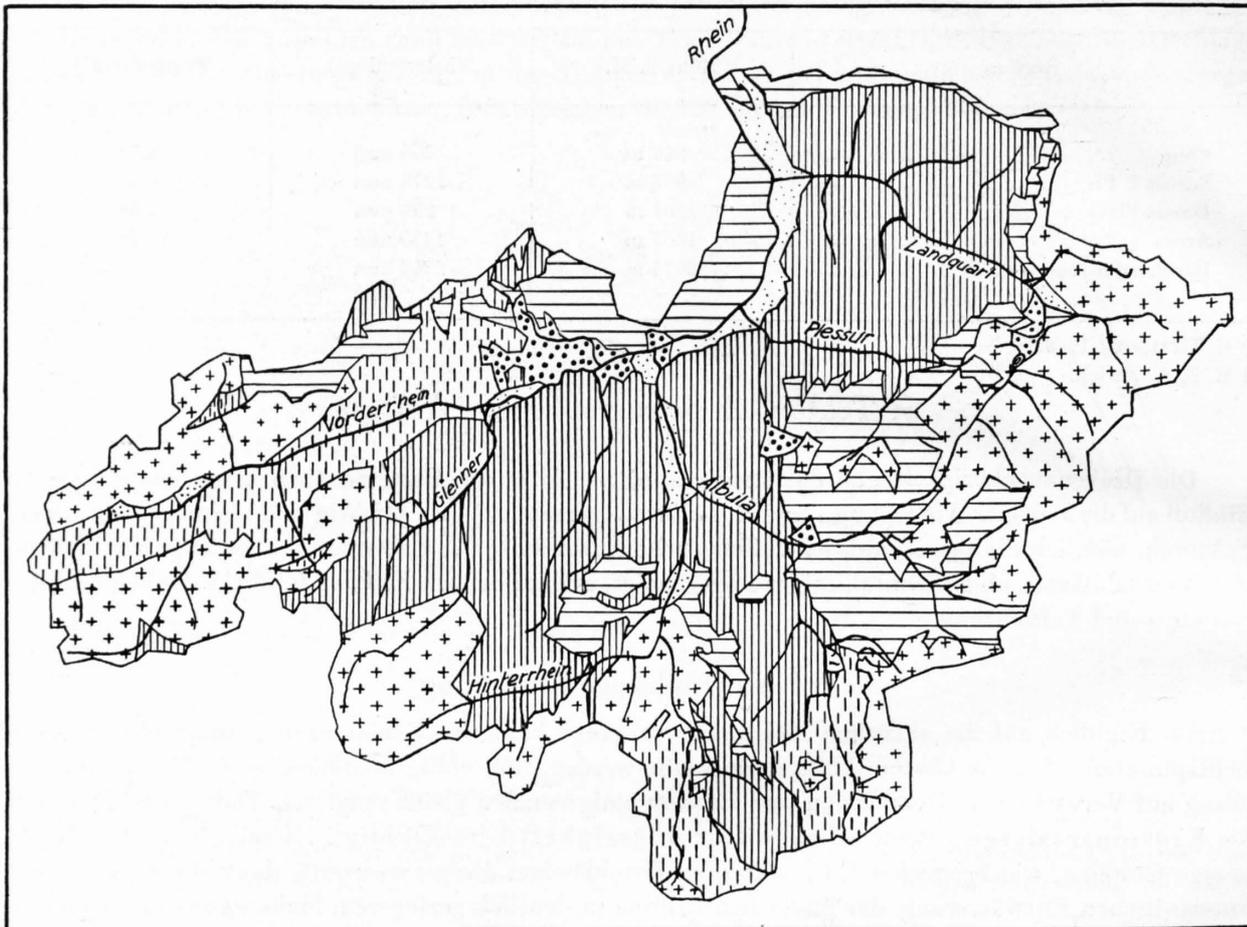
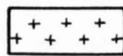
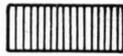
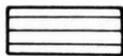
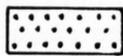
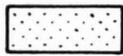


Fig. 6. Gesteinsaufbau des bündnerischen Rheingebietes in bezug auf seine Erosionsresistenz.

Gesteine mit oberirdischem Abfluß

-  mit grosser Erosionsresistenz
-  mit geringer Erosionsresistenz
-  mit sehr geringer Erosionsresistenz. Neigung zu langsamen Rutschbewegungen

Gesteine mit weitgehend unterirdischem Abfluß

-  mit mittlerer Erosionsresistenz
-  mit geringer Erosionsresistenz: Bergsturzablagerungen
-  mit geringer Erosionsresistenz: Lockermassen der Talsohlen

Innerhalb dieser Umrahmung aus erosionsresistenten Gesteinen liegt das gewaltige Bündnerschiefergebiet, das sich durch auffallende Erosionsanfälligkeit, durch einen großen Reichtum an aktiven Wildbächen und andererseits durch relativ geringe Gipfelhöhen auszeichnet. Es reicht zusammenhängend vom hintersten Lugnez über vorderes Lugnez, Safiental, Hinterrheintal, Oberhalbstein, Lenzerheide und Schanfigg bis ins Prätigau.



Fig. 7. Gesteinsklüftung im Orthogneis des Gotthardmassivs am Piz Badus.



Fig. 8. Absonderung längs paralleler Scherflächen in den Bündnerschiefern des Churer Rheintals unterhalb Chur. Blick nach NNW. Im Vordergrund gleichmäßig zum Rhein abfallende Wildbachschuttkegel aus dem Scaläratobel. Dahinter Bündnerschieferhänge mit Schichtung flach nach rechts einfallend; wandbildende Scherflächen steil nach links, nach NNW fallend.

b) Tektonische Faktoren

Wichtige Abtragungsvorgänge, besonders die Schieferrutschungen, aber auch die Form und Steilheit der Bergflanken, sind stark abhängig von der Lagerung der Gesteine, d. h. der Richtung und Neigung der Absonderungsflächen.

Tektonische Großelemente, nämlich die einseitige Fächerstruktur in den Zentralmassiven, der Isoklinalhang des südlichen Schenkels des helvetischen Deckengewölbes, Achsenkulminationen, -depressionen und dazwischenliegendes Achsengefälle der penninischen und ostalpinen Decken geben dabei den Ausschlag. Andere Eigenheiten der Deckentektonik, wie etwa mehr oder weniger flach liegende Überschiebungsflächen, kommen dagegen beim Abtrag des Gebirges seltener zum Ausdruck.

Um die Kartenskizze nicht zu überladen, wurde die Klüftung dabei nicht berücksichtigt, obschon sie an vielen Orten deutlich in Erscheinung tritt und die Abtragungsvorgänge beschleunigen hilft und räumlich-geometrisch ausrichtet. (Siehe Fig. 7 und 8.) Dasselbe gilt für Brüche und Verwerfungen, die deutliche Schwächezonen darstellen, längs denen alle Abtragungsvorgänge rascher fortschreiten.

Rezente geologische Vorgänge

A. Vorbereitungsphase des Abtrags, noch ohne Massenverlagerung

1. Verwitterung

Die Gesteine des Einzugsgebietes des Rheins sind teils eruptiver, teils marin-sedimentärer Herkunft, zum großen Teil metamorph. Sie sind nicht im Kontakt mit der Atmosphäre, sondern entweder in größerer Erdrindentiefe oder mindestens auf dem Meeresboden unter Wasserbedeckung gebildet worden. Alle Gesteine unterliegen aber an der Erdoberfläche anderen äußeren Einflüssen als bei ihrer Bildung, so daß sie unter den neuen Bedingungen physikalisch und chemisch nicht mehr stabil sind, sondern sich wieder verändern: sie verwittern.

a) Mechanische Verwitterung

I. Temperaturschwankungen erzeugen im Gestein aus Gründen der Anisotropie in verschiedenen Richtungen eine verschieden starke Ausdehnung und Kontraktion der einzelnen Mineralkörner, was zu Spannungen und bei deren Auslösung zu einer Lockerung des Gefüges führt.

Dabei erwärmt sich unbewachsener Fels unter der Sonnenbestrahlung stärker als die Luft, kühlt sich aber nachts durch Ausstrahlung stärker ab, so daß die täglichen Temperaturschwankungen der Felsoberfläche wesentlich größer sind als jene der Luft.

J. KÖNIGSBERGER (1909) unternahm in Graubünden systematische Temperaturmessungen im Boden und stellte dabei fest, daß die täglichen Temperaturschwankungen der geringen Leitfähigkeit des Gesteins wegen schon in 1—2 m Tiefe überhaupt nicht mehr festzustellen sind, während die jahreszeitlichen Schwankungen bei trockenem Gestein doch rund 20 m tief eindringen können.

Große und rasche Temperaturschwankungen beschränken sich aber auf die alleroberflächlichsten Felspartien und haben nur dort verwitternde Wirkung.

II. Der Frost, das Gefrieren von Wasser in Poren, Klüften, Spalten oder irgendwelchen Hohlräumen des Gesteins, übt eine mechanische Sprengwirkung längs bereits vorhandenen Kluft- und Schichtflächen aus. Die Gefrierdilatation von 9% des Wasservolumens verursacht auf die Wandungen eines geschlossenen Systems einen Kristallisationsdruck, der im Maximum, bei -22° C, rund 2100 kg/cm^2 beträgt. Er ist gebunden an Temperaturschwankungen um 0° und müßte rein klimatisch am häufigsten in der Höhenzone zwischen 1500 und 1800 m auftreten; da diese Zone in Graubünden jedoch noch innerhalb des Waldgürtels liegt, kann er sich dank der Isolationswirkung des Waldbodens nicht voll auswirken. Vielmehr ist es die reine Felsregion mit nur dürftiger bis ganz fehlender Pflanzendecke, wo der Spaltenfrost voll zur Geltung kommt und dort wirkungsvollstes Verwitterungsagens ist.

Die Wirkung der mechanischen Frostverwitterung überwiegt im Hochgebirge die chemische Verwitterung bei weitem; mit zunehmender Höhenlage wird die chemische Verwitterung bedeutungsloser, die Frostverwitterung um so ausgeprägter.

Wir unterscheiden zwischen Saisonfrost und Permafrost: Beim Saisonfrost verschwindet in der warmen Jahreszeit der Bodenfrost vollständig, der Boden taut komplett auf, im Gegensatz zum Permafrost, wo in der warmen Jahreszeit nur eine mehr oder weniger oberflächennahe Bodenschicht auftaut (die sogenannte Auftauzone, die einige Dezimeter bis Meter Dicke erreicht), darunter aber eine Bodenschicht ständig gefroren bleibt.



Fig. 9. Residualschutt aus feldspatreichem Paragneis am Pizzo Taneda, hinterstes Val Cadlino, 2650 m. Die flache Gipfelschulter trägt einen geschlossenen Mantel aus Residualschutt. Die Trümmer sind durch Frostverwitterung deutlich kantengerundet. Grobes Gesteinskorn herrscht vor; die feine Fraktion fehlt an der Oberfläche.

Die mittlere Jahrestemperatur ist eine annähernd lineare Funktion von der Meereshöhe. Die 0°-Jahresisotherme liegt nach O. LÜTSCHG (1947) heute zwischen 2150 und 2200 m (in der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts lag sie noch bei 2000 m). Von dieser Höhe an aufwärts wäre theoretisch Permafrost möglich, vorausgesetzt:

- a) daß durch Insolation der Fels nicht erwärmt wird, sondern so kalt bleibt wie die Luft, was nur bei extremen Schattenhängen der Fall ist, und ferner
- b) daß die winterliche Abkühlung des Bodens nicht durch eine isolierende Schneedecke abgebremst wird, sondern ungehindert in die Tiefe dringen kann, was an windexponierten Graten und Schultern eintreten kann.

Andernfalls bewirken die beiden Faktoren, Aufheizung durch direkte Sonnenbestrahlung im Sommer und Isolation durch die Schneedecke im Winter, daß der Permafrost erst in wesentlich größeren Höhen auftritt.

Nach O. LÜTSCHG (1947) ist die Bodentemperatur in 1,20 m Tiefe im Mittel mit zunehmender Höhe immer weiter von der Lufttemperatur entfernt, dank der Isolationswirkung der Schneedecke, und unterschreitet die 0°-Grenze in Graubünden erst in etwa 2650 m Höhe. Oberhalb dieser Kote ist somit auch in sonnigen Lagen üblicherweise Permafrost zu erwarten.

In der Permafrostzone ist auch der klüftigste Fels kompakt, zähe, wasserdicht und im Stollenbau standfest.

Das seit 100 Jahren beobachtete Aufsteigen der Klimagrenze hat ein Auftauen des Permafrostes in seinen tiefsten Lagen zur Folge, wodurch sich Steine und Felspartien, die früher durch Permafrost zusammengehalten wurden, loslösen und abstürzen: ein Grund zu Steinschlag und Felsstürzen an warmen Sommertagen!

Der Saisonfrost ist im gemäßigten Klima nur eine Angelegenheit des Winters. Sinken die Lufttemperaturen im Herbst unter Null, so beginnt der Gefrierprozeß an der Bodenoberfläche und schreitet mit der Zeit nach der Tiefe fort.

Jede Schneedecke isoliert. Die winterliche Frostzone dürfte daher vor Vorhandensein einer Schneedecke rasch in die Tiefe wachsen, dagegen unter dickem, trockenem Schnee fast konstant bleiben.

Schneit es ein, bevor der Boden gefrieren konnte, so kann es vorkommen, daß unter der isolierenden Schneesicht überhaupt kein Bodenfrost eintritt.

b) Chemische Verwitterung

I. Oxydation

Die chemische Verwitterung beginnt üblicherweise mit einer Oxydation, die zweiwertiges Eisen in dreiwertiges überführt und eine Verfärbung blau/grauer Gesteine in gelb/braun/rot bewirkt.

An den Kieselkalken von Campi bei Thusis oder an Sandsteinbänken aus dem Flysch, z. B. den sogenannten Ruchbergsandsteinen, lassen sich solche Oxydationsrinden gut erkennen.

II. Wasseraufnahme

Als nächster Schritt gilt die Hydratation, die Wasseraufnahme, wobei Oxyde oder Sulfide in Hydroxyde überführt werden, wasserfreie Silikate, z. B. Feldspäte, in wasserhaltige sich verwandeln und unter dem Einfluß der Hydrolyse blätterige Schichtsilikate mit großer innerer Oberfläche neu entstehen, in deren Gitter zwischen Wasser und den übrigen Molekülgruppen innige Wechselbeziehungen bestehen.

Bei diesen Vorgängen der Hydrolyse werden die ein- und zweiwertigen Metalle teilweise fortgeführt, die dreiwertigen dagegen angereichert; als Neubildungen entstehen die Tonminerale.

Die gesteinsverwitternde Wirkung des säurefreien reinen Wassers dürfte weniger auf Lösung der Gesteinssubstanz als vielmehr auf An- und Einlagerung von Wassermolekülen in die Kristallgitter, vorzugsweise bei blätterigen Mineralien, beruhen.

Da unser Untersuchungsgebiet zu einem großen Teil aus tonhaltigen, oft sogar aus sehr tonreichen Gesteinen besteht, nämlich dem Komplex der Bündnerschiefer s. l., sind die Verwitterungserscheinungen in diesen Gesteinen für uns besonders wichtig. Die chemisch umwandelnde Wirkung des Wassers auf solche Gesteine kann recht augenfällig beobachtet werden: Auf den tonigen oder serizitischen Schichtflächen bilden sich durch Anlagerung von Wasser auf den großen intralamellaren Oberflächen wasserreichere Tonminerale mit sehr geringer Kohäsion, welche sich seifig anfühlen, die Scherfestigkeit des Gesteinsverbandes bedeutend verringern und Differentialbewegungen leicht ermöglichen.

III. Lösung

An der Oberfläche aufgeschlossene Steinsalzvorkommen, an denen sich Lösungserscheinungen besonders intensiv bemerkbar machen müßten, sind in unserem Gebiet nicht bekannt. Der ursprüngliche NaCl-Gehalt triasischer Gesteine ist wohl schon lange ausgelaugt worden, auf welche Vorgänge mindestens teilweise die zellig-poröse Struktur der Rauhacken zurückzuführen ist.

Unter den aufgeschlossenen, in größeren Massen vorkommenden Gesteinen gilt der Gips als das am leichtesten lösliche. Tatsächlich hat reines Wasser, Niederschlags- oder Schneeschmelzwasser, auf Gips, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, eine deutlich lösende Wirkung, indem 1 l H_2O 1,9 g oder $0,82 \text{ cm}^3$ Gips zu lösen vermag. 2000 mm Niederschläge pro Jahr vermöchten demnach theoretisch 1,64 mm Gips zu lösen, wenn es zu einer völligen Sättigung der Lösung käme, was bei einem raschen, oberflächlichen Wasserabfluß natürlich nicht der Fall ist. Aber selbst mit diesem Betrag überschritte die oberflächliche chemische Gipsauflösung nicht den Rahmen der normalen fluviatilen Abtragsintensität im Hochgebirge, auf die später eingegangen wird, und die Gipsvorkommen vermögen sich deshalb üblicherweise an der Oberfläche zu erhalten.

Wenn allerdings Gipsschichten häufig zu morphologischen Depressionen, Tälchen, Einsattelungen u. ä. Anlaß geben, so ist daran weniger die leichte chemische Löslichkeit, als weit eher die geringe Widerstandsfähigkeit gegen rein mechanischen Abtrag schuld.

Die größten oberflächlichen Gipsaufschlüsse finden sich in der Ducankette, wo unter dem Gipshorn das Carnien der Ducanmulde (Silvretta-Decke) eine Gipslinse von mehr als 1 km Länge und von 100 m Breite enthält; das Vorkommen liegt in einer steilen Südflanke auf 2300—2600 m.

Weitere Gipsvorkommen finden sich beispielsweise in der Trias der Gelbhorn-Decke, im Ostschams bei Nasch 1700 m, Planbi 2300—2500 m, Plan Neaza 2500 m, Pass da Surcrunas 2650 m, Wasserboden 2400 m und bei Sur Carungas (Surcrunas der Siegfriedkarte) auf 2500—2600 m; im Westschams an der Paßhöhe zwischen Muttolta und Gelbhorn, 2730 m.

*

Die wirkungsvollsten Agenzien der chemischen Lösung sind aber verdünnte Säuren, vor allem die Kohlensäure, dazu im Kontakt mit Humus und Torf auch Humussäuren und höhere organische Säuren.

*

Verglichen mit den Ausgangsgesteinen sind die Verwitterungsrückstände stets kalkärmer, dafür wasser-, eisen- und tonreicher; ihr Gefüge ist lockerer, poröser, weniger widerstandsfähig gegen weitere mechanische Angriffe als das unverwitterte Gestein.

Mit Hilfe einer größeren Zahl von eigenen Karbonatbestimmungen an Wasserproben verschiedenster Gewässer wurde versucht, die Abhängigkeit ihres Karbonatgehaltes von der Petrographie des Einzugsgebietes abzuklären und damit rückwärts ein Bild über die Intensität der chemischen Gesteinsauflösung zu gewinnen.

Die Tabelle 2 enthält eine Auswahl solcher Daten. Um die starken jahreszeitlichen Härteschwankungen auszuschalten, wurden dabei nur Messungen desselben Tages, oder bei schöner Wetterlage eng benachbarter Tage, miteinander verglichen.

Die Gewässer sind nach der Petrographie ihres Einzugsgebietes in drei Gruppen zusammengefaßt: Kristallin, Kalk und Dolomit, Bündnerschiefer und Flysch. Gewässer mit petrographisch gemischtem, uneinheitlich zusammengesetztem Einzugsgebiet wurden nicht berücksichtigt, mit Ausnahme des Rheins unterhalb Landquart, dessen Härte, als gewogenes Mittel aller Zuflüsse, instruktive Vergleiche ermöglicht.

Am härtesten sind ganz allgemein Bäche aus Bündnerschiefer- und Flyschgebieten.

Besteht das Einzugsgebiet aus Kalk und Dolomit, so ist üblicherweise die Karbonathärte wesentlich geringer. Wahrscheinlich ist der rasche Wasserabfluß daran schuld, möglicherweise auch die geringere Vegetationsbedeckung und damit die geringere Produktion an biogenem CO_2 und an organischen Säuren im Boden. Lösungsstudien in Karrengebieten der Innerschweiz haben A. BOEGLI (1947, 1951) zu ähnlichen Ergebnissen geführt, indem nach ihm Oberflächenwasser aus Karrenfeldern im reinen Malmkalk pro Flächeneinheit merklich geringere Kalkmengen gelöst enthält als Bäche benachbarter,

petrographisch uneinheitlicher Einzugsgebiete. Im bündnerischen Rheingebiet sind große Karrenfelder selten. Im Quintner Kalk und den Kreidekalken der Tödikette — Figur 10 gibt ein Beispiel einer nicht häufigen Karrenform auf der Alp Nagiens NW Flims —, und im Sulzfluh-Kalk von Plasseggen hinter St. Antönien im Prätigau treten zwar kleinere Karrenfelder auf, erreichen aber bei weitem nicht die Bedeutung wie in den nördlichen Kalkalpen.

Tabelle 2.

Ausgewählte Beispiele von Karbonatgehalten von Bächen und Flüssen

Angegeben als Milligramm CaCO₃ pro Liter

Einzugsgebiet:	9. 2. 1955	22. 5. 1956	28. 5. 1956	20. 6. 1952	8. bis 12. 8. 1952	11. und 12. 9. 1955	24. 9. 1951	11. und 14. 10. 1955
Kristallin, karbonatfrei								
Val Val-Bach, Tschamut								32
Camischolas-Bach, Sedrun			20					20
Bugnei-Bach, Sedrun			45					
Val Aletta-Bach, Disentis								22
Val San Plazi-Bach, Disentis								20
Val Mulinaun-Bach, Rabius			35					42
Val Rabius-Bach, Rabius			35					35
Hinterrhein am Gletschertor des Paradiesgletschers					35			
Suretta-Bach, Sufers					30			
Crap Alv-Bach südlich Albulastraße						20		
Ava da Salect, Val Tuors				35		20	50	
Flüelabach, Davos-Stilli		25						
Dischmabach, Davos		30						
Landquart, Klosters-Platz	70	30		30			50	
Einzugsgebiet: Kalk und Dolomit								
Flem-Bach, Flims								90
Val Tugniela-Bach, Trin-Mulin			95					110
Lavoi-Bach, Tamins			85					
Zavretta-Bach, Preda						85		
Rots-Bach, Bergün						90		
Tisch-Bach, Bergün						90		
Bärental-Bach, Davos-Glaris		110				125		
Steigtobel-Bach, Wiesen		145				160		
Tieftobel-Bach, Schmitten						140		
Schmittenbach, Schmitten		130				150		
Val digl Guert, Alvaneu						85		
Suravabach, Surava						165		
Bova Gronda, Lenzerheide		90						
Einzugsgebiet: Bündnerschiefer und Flysch								
Nolla, Thusis				122	130			142
Schaniela-Bach, Küblis	165	130		100		135	130	
Schraubach, Schiers	165	115		95			140	120
Schrankenbach, Grüşch								125
Rhein bei Landquart	145	100	100	65	65	94	85	100

Wo dagegen im Einzugsgebiet von Bächen auch noch Rauhwacken anstehen, was für die Gewässer aus der ostalpinen Trias Mittelbündens (Steigtobelbach, Tieftobelbach, Schmittenbach, Suravabach) zutrifft, werden ähnlich hohe Karbonatgehalte wie aus den Bündnerschiefergebieten erreicht.

Überraschenderweise sind die Bäche aus reinem, karbonatfreiem Kristallin durchaus nicht so extrem weich, wie es dem geringen Erdalkaligehalt der Gesteine ihres Einzugsgebietes entsprechen würde. Ihr Karbonatgehalt erreicht doch rund ein Viertel bis fast die Hälfte jenes von Bächen aus Kalkgebieten.

Die chemische Verwitterung der Silikate, besonders der basischen Plagioklase und der dunklen Gemengteile, muß doch so intensiv sein, daß die dabei an das fließende Wasser abgegebenen Ca^{++} - und Mg^{++} -Ionen rund 30—50% des Ionengehaltes von Gewässern aus Kalkgebieten erreichen.



Fig. 10. Karren im Kreidekalk, Alp Nagiens NW Flims, 2350 m. Seltener Art von napfförmigen, stark konkaven Auslaugungsformen mit sehr scharfen Grenzkämmen dazwischen, Tiefe 10—30 cm.

Verteilt man die vom Rhein bei Ragaz jährlich weggeführte, durch chemische Verwitterung gelöste Karbonatmenge, nämlich gemäß unserer Analysen rund 449100 t pro Jahr, gleichmäßig auf das ganze Einzugsgebiet, so entspricht dieser jährliche Karbonatverlust einer Gesteinshöhe von rund 0,04 mm.

Dazu gesellen sich die übrigen Anteile, Silikate, Sulfate, Chloride u. a. (permanente Härte), die nochmals rund 30% der Karbonathärte ausmachen, so daß gesamthaft durch chemische Auslagerung dem Bündner Rheingebiet pro Jahr rund 0,052 mm Gesteinshöhe verloren gehen. (Ausführlicher siehe «Wassertransport chemisch gelöster Substanz», Seite 111 ff.)

c) Biogene Verwitterung

Der Druck wachsender Pflanzenwurzeln, bewirkt durch den osmotischen Druck des lebenden Plasmas, übt die bekannte mechanisch sprengende Wirkung auf das geklüftete Gestein der Unterlage aus.

Wichtiger ist aber die chemische Auflösung von Gesteinssubstanz durch die Ausscheidung von Kohlensäure und organischer Säuren durch die Wurzeln aller Pflanzen, aber auch durch niedrige Organismen, Bakterien, Pilze, Algen und Flechten.

Gewisse Anhaltspunkte über die absolute Menge der durch die Pflanzenwurzeln aufgenommenen Mineralsubstanz liefert uns der jährliche Holzzuwachs der Wälder. Das bündnerische Rheingebiet ist heute zu rund 17% von Wald bedeckt; in früheren Jahrtausenden war die Waldfläche zweifellos größer. Der Holzzuwachs in diesen Wäldern darf im Mittel zu etwa 5 m³/ha/Jahr angenommen werden. Stammen davon rund 1% des Trockengewichtes als Mineralsubstanz aus dem Untergrund, so entspricht das rund 40 kg/ha/Jahr, oder, bei einem spezifischen Gewicht von 2,6, rund 0,015 m³/ha/Jahr = 1,5 m³/km²/Jahr, was einer Gesteinshöhe von 0,0015 mm/Jahr gleichkommt.

Im bewaldeten Gebiet würden demnach durch die Bäume in 10000 Jahren rund 1,5 cm Gestein durch biogene Verwitterung aufgelöst und in Holz umgewandelt, wenn die gesamte Mineralsubstanz der Bäume immer wieder frisch aus dem Muttergestein herausgelöst werden müßte, was in strengem Sinne nur für «Rohbodenbesiedler» zutrifft. Tatsächlich entsteht aber mit dem aus der Waldstreue sich bildenden humushaltigen Boden ein immer engerer Stoffumlauf zwischen Wurzelhorizont des Bodens und den Pflanzen, der, je älter der Boden ist, einen um so größeren Anteil an die Mineralsubstanz des Holzes liefert, bis schließlich der aus dem Muttergestein durch neue Verwitterung entnommene Anteil nur noch 15—20% ausmacht. Im ungenutzten Urwald kommt die aus dem Muttergestein herausgelöste Mineralsubstanz beim Absterben von Pflanzensubstanz wieder fast voll der Humusbildung zugute, im Nutzwald dagegen wird ein kleiner Teil davon endgültig als Nutzholz weggeführt.

Um die gesamte biogene Verwitterung zu erfassen, ist zur Tätigkeit der Waldbäume selbstverständlich auch noch die Tätigkeit der übrigen Pflanzen bis hinunter zum Einzeller hinzuzuzählen.

d) Ausmaß der Verwitterungserscheinungen

Die Geschwindigkeit und Intensität der Verwitterung ist höchst selektiv und unterschiedlich. Glatte Gesteinsoberflächen, etwa an alten Bergsturzböcken oder an gletschergeschliffenen Rundhöckern, lassen oft nur unbedeutende Verwitterungserscheinungen erkennen, obschon sie den Atmosphären seit Tausenden von Jahren ausgesetzt gewesen sein können. Umgekehrt läßt sich gelegentlich, wie beispielsweise in Stollen, eine ungewöhnlich tiefgründige Verwitterung in schieferigem Gestein erkennen, die Hunderte von Metern unter die Oberfläche reicht, wobei allerdings das Alter solcher Verwitterungsbildungen nicht sehr genau bekannt ist. Nicht allzu selten sind aber solche tiefgründigen Verwitterungen an primär tektonisch zerrüttete und aufgelockerte Zonen gebunden, worauf im folgenden Abschnitt noch eingegangen wird.

2. Auflockerung

a) Auflockerung als Folge der Verwitterung

Die Verwitterung, insbesondere die mechanische, verursacht auf allen Absonderungsflächen, seien es Schicht-, Kluft- oder Schieferungsflächen, einen fortlaufenden Auflockerungsprozeß. Als Folge davon tritt ein Zerfall des Felsgesteins und schließlich seine völlige Auflösung in Blöcke, in Kies, in Grus, ein. Im Gegensatz zu Bergsturzschild oder Blockhalden sind diese Blöcke an Ort und Stelle entstanden und müßten konsequenterweise als «Residualschutt» bezeichnet werden. Sie finden sich insbesondere auf Gipfelplateaux, flachen, hoch gelegenen Rücken und Schultern. Auf den geologischen Karten werden sie meist als anstehendes Gestein kartiert.

Begünstigende Faktoren für eine rasche und tiefgründige Auflockerung sind:

steile bis senkrechte Lagerung der Absonderungsflächen, wodurch ein tiefes Eindringen des Wassers erleichtert wird;

flache Geländeformen mit Mulden oder Moränenbedeckung, wo sich Wasser ansammeln kann.

glimmer- und tonreiche Gesteine, in welchen eindringendes Wasser aus petrographisch-strukturellen Gründen eine intensive Verwitterungswirkung auszuüben vermag.

b) Auflockerung als Folge tektonischer Bewegungen

Überschiebungen, Brüche, Verwerfungen haben anlässlich der alpinen Gebirgsbildung und ihrer bis in jüngste Zeit anhaltenden Nachwehen zu lokalen mechanischen Auflockerungen des Gesteins längs solcher tektonischer Bewegungsflächen geführt. Sie zeichnen sich im Landschaftsbilde durch weiche Formen, Depressionen, Tälchen oder Gratlücken aus und gestatten nur zu häufig den Gewässern eine intensive Tiefenerosion: zahlreiche Wildbachrinnen aller Größen sind in ihrer Anlage durch tektonische Ruschelzonen vorgezeichnet.

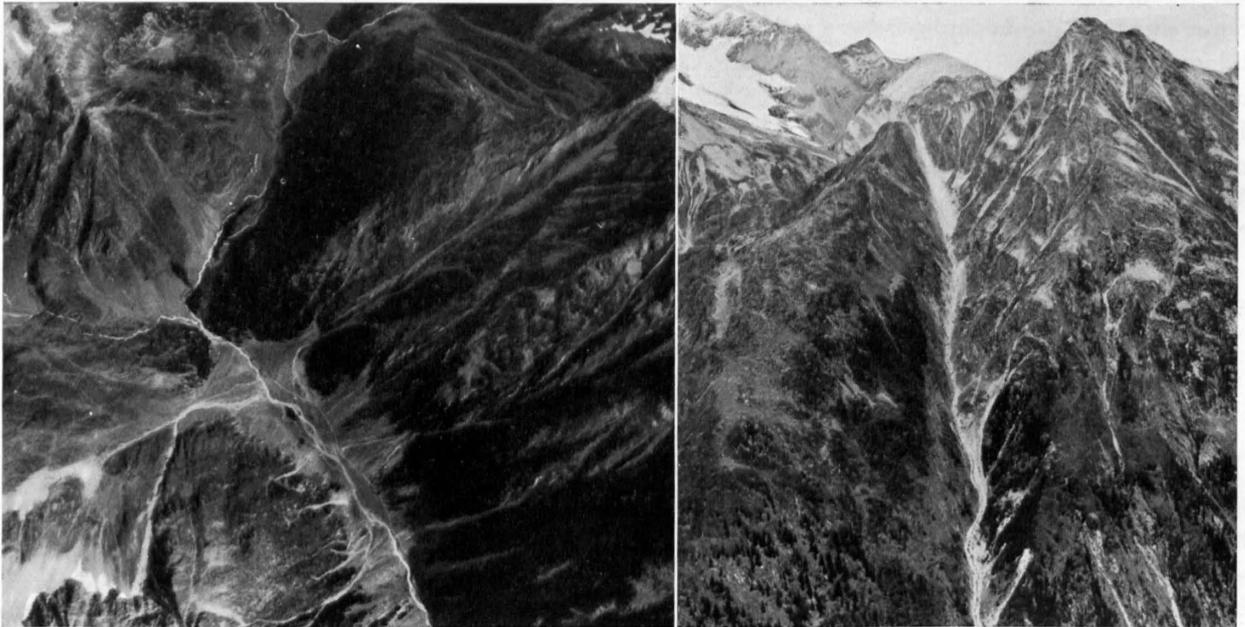


Fig. 11. Ruschelzone, steilstehend, eine morphologische Depressionszone mit Gratlücke und Wildbachrinne bildend. Piz Avat-Westflanke im Val Russein. Links Senkrechtaufnahme, rechts Horizontalaufnahme mit Blick nach ENE. (Photo Eid. Landestopographie.)

Als Beispiel unter vielen nennen wir die tektonische Grenzlinie zwischen südlichem Aargranit und südlichem Paragesteinskomplex im Val Russein. Sie zieht aus der Südflanke des Val Cavardiras nach ENE, quert das Val Russein fast rechtwinklig wenig unterhalb Alp Cavrein Sut, verläuft nördlich des Piz Avat durch die markante Gratlücke bei P. 2626 m und verschwindet schließlich unter den Alluvionen des Val Gliems. Überall bildet sie eine ausgeprägte Depressionszone, beidseits des Val Russein eine enge, tiefe Runse, die meist mit Verwitterungsschutt gefüllt ist; nur selten, z. B. auf dem Piz Avat-NW-Grat ist das Anstehende entblößt und besteht dort aus einem tektonisch arg mißhandelten und tiefgründig verwitterten phyllitischen Mylonit. Figur 11 stellt diese tektonische Auflockerungszone in der Senkrecht- und Horizontalaufnahme dar.

*

Im Gegensatz zur reinen Verwitterungsauflockerung ist die tektonische Auflockerung stets sehr tiefgründig. Sie erlaubt zudem sekundär wieder eine erhöhte Verwitterung, so daß es zu einer Kombination beider Typen kommt und sich folgende geologische Reaktionskette erkennen läßt:

1. Mechanische, kataklastische Beanspruchung des Gesteins infolge tektonischer Bewegungen, ohne nachherige Rekristallisation.
2. Sehr tiefgründige Auflockerung.
3. Chemische Verwitterung, von der Oberfläche ins Berginnere rasch fortschreitend und die mechanische Auflockerung weiter fördernd.
4. Oberflächliche Kippbewegungen längs steilstehender Absonderungsflächen: Hakenwurf.
5. Auflösung des geordneten Gesteinsverbandes in lose Blöcke.

c) Hakenwurf

Als Hakenwurf (franz. *fauchage*) bezeichnet man eine Kippbewegung im gelockerten, aber sonst noch intakten Gesteinsverband, die vorwiegend schiefrige oder plattige, seltener auch grobblockige Gesteine erfaßt und von der Oberfläche nach der Tiefe fortschreitet. Dabei kippen die steilstehenden Gesteinsplatten unter dem Einfluß der Schwerkraft talwärts um, mit der Tendenz, schließlich eine zur Oberfläche des Hanges parallele Lage einzunehmen. Auf den einzelnen Absonderungsflächen, seien das nun Schicht-, Kluft- oder Schieferungsflächen, finden dabei Differentialbewegungen statt, vergleichbar mit den Bewegungen eines Kartenspiels, das umgebogen wird.

An Isoklinalhängen, wo die Hangoberfläche parallel zur Schichtfläche verläuft, kann normalerweise kein Hakenwurf entstehen; im Gegensatz dazu neigen steilstehende Schichten am ehesten zu starkem und tiefgründigem Hakenwurf. Er braucht durchaus nicht auf die Oberfläche beschränkt zu sein, sondern kann Hunderte von Metern tief reichen und Gebiete von vielen Quadratkilometern umfassen. Hakenwurfbewegungen bilden häufig den Ausgangspunkt, gelegentlich sogar die Voraussetzung für daran anschließende Sackungen, Rutschungen oder abnorm große Erosionen.

Ein Gebiet mit besonders intensiver Auflockerung primär tektonischen Ursprungs liegt im südöstlichen Aarmassiv und anschließenden Tavetscher Zwischenmassiv. Es zieht vom Oberwallis über Urserental und Oberalppaß ins Tavetsch und das Vorderrheintal hinunter bis gegen Ilanz. Flache Hangschultern, wie Alp Culmatsch, Cuolm de Vi, Alp Glivers, und besonders solche, die von zahlreichen Nackentälchen durchzogen sind, wie etwa Alp Caschlè, Alp Magrien oder Alp Run, oder stark gerundete Bergrücken und Gipfelkuppen, die vom Gletschereis mit Leichtigkeit bearbeitet werden konnten, wie Calmut und Cuolm Val (Fig. 55), kennzeichnen dieses Gebiet. Als typische Merkmale treten ganze Systeme von tektonischen Ruschelzonen auf, die oft von Bächen als Bett benützt werden, wie etwa bei Cavorgia, und dann nicht selten zu offenen Erosionsanrissen Anlaß geben, wie beispielsweise bei Cuolm Cavorgia. Berghänge dieser Art begleiten in fast zusammenhängender Folge den Vorderrhein und weisen mit ihren häufigen Hakenwurferscheinungen auf tiefgründige Auflockerung hin.

Auf Tafel I «Aktuogeologische Kartenskizze des Vorderrheintals zwischen Val Milà und Val Clavaniè 1:50 000» ist ein Ausschnitt aus dem Tavetsch aktuogeologisch dargestellt, wobei die Karten von E. NIGGLI (1944) und W. HUBER (1948) mitverwertet wurden. Die auf dieser Tafel ebenfalls dargestellten Erosionserscheinungen und die dazu korrelierten Ablagerungen in Form der großen Bachschuttkegel von Sedrun und Disentis werden später, im Kapitel über fluviatile Erosion, behandelt, stehen aber mit der tiefgründigen tektonischen Auflockerung natürlich in ursächlichem Zusammenhang.

Zahlreiche Anzeichen sprechen dafür, daß gerade in der südlichen Grenzzone des Aarmassivs tektonische Bewegungen bis in noch sehr junge Zeit angedauert haben.

Dazu gehören Verwerfungen nachweisbar jungquartären Alters oberhalb Rabius und Somvix mit dem Lag Serein (H. JÄCKLI, 1951) oder die markante Verwerfungslinie, die vom Gütsch östlich ob Andermatt über die Strahlwand zum Lutersee zieht, auf 2,7 km Länge eine Sprunghöhe von 5—20 m aufweist und hinter sich den Grätlisee, das Strahlwandseelein und den 350 m langen und 100 m breiten Lutersee staut. Daß solche Seen trotz ihrem moränenreichen Einzugsgebiet noch nicht verlandet sind, ist mit ein Anzeichen für jungquartäre, jedenfalls nicht vorwürme Entstehung.

Tektonische Verstellungen längs steilstehenden Bewegungsflächen fanden allerdings in noch viel größerem Ausmaß im Pliozän, in der Schlußphase der Alpenfaltung im engeren Sinn, nämlich bei der Heraushebung des Aarmassivs, statt, ohne daß seither die dabei entstandene Kataklase bis Kakiritisierung der Gesteine durch eine nachfolgende Rekristallisation ausgeheilt worden wäre.

Ähnliche Verhältnisse finden sich aber auch andernorts, beispielsweise zwischen Bergüner Furka und Sertigpaß südlich Davos. Die Gneise der Silvretta-Decke sind dort durch zwei spitzwinklig sich schneidende Verwerfungssysteme zerhackt, wovon das wichtigere ungefähr W—E streicht. Die südlichste dieser Linien zieht durch den Lai da Ravais-ch-Suot und hängt möglicherweise mit der schon von H. EUGSTER (1930) kartierten Verwerfung am Klein-Ducan zusammen.

Sekundär kam es, wie im Aarmassiv, auch hier längs diesen tektonisch vorgezeichneten Verwerfungslinien als Schwächezonen zu ausgiebigen Sackungserscheinungen mit Hakenwurf und langgezogenen, geradlinigen Nackentälchen, und verschiedene Anzeichen deuten darauf hin, daß auch heute noch solche Auflockerungsbewegungen weitergehen.

Die breite Depression in der Gratlinie zwischen Plattenhorn 3013 m und Kühalphorn 3077 m, in welcher die Bergüner Furka 2741 m und der Sertigpaß 2739 m die beiden tiefsten Punkte sind, dürfte primär weitgehend durch diese tektonische Auflockerung bedingt sein.

Auf unserer Tafel II «Aktuogeologische Kartenskizze Sertig-Piz Kesch und Umgebung 1:50000», ist das genannte Gebiet dargestellt.

B. Der Begriff der «geologischen Massenverlagerung»

Stürzt ein Block aus einer Felswand auf einen Gletscher, dann bedeutet das physikalisch eine Veränderung der potentiellen Energie, die proportional zur Masse und zur Fallhöhe des Blockes ist; geologisch bedeutet es aber eine Verlagerung einer geologischen Gesteinsmasse, die sich anlässlich eines höchst kurzfristigen Ereignisses vollzog und neben der Vertikalkomponente, physikalisch als Höhendifferenz in Rechnung gesetzt, auch eine Horizontalkomponente aufweist, welche energetisch irrelevant ist.

Wandert in der Folge unser Block mit dem Gletscher talauswärts, so stellt das eine geologische Massenverlagerung dar, die sich nicht nur zeitlich viel kontinuierlicher und langsamer als der Felssturz vollzieht, sondern bei der die Horizontalkomponente der Bewegung, die physikalisch-energetisch ohne Bedeutung ist, geologisch über die Vertikalkomponente bei weitem dominiert.

I. Massenverlagerung pro Ereignis

Wir bezeichnen im folgenden als geologische Massenverlagerung L das Produkt aus verlagelter Gesteinsmasse M und zurückgelegtem Weg S :

$$L = M \cdot S$$

Sie besitzt die Dimension $\text{kg} \cdot \text{m}$ oder praktischer $\text{t} \cdot \text{m}$ (Metertonnen) und wird auf ein einzelnes Ereignis, z. B. einen Bergsturz, eine Überschwemmungsphase, oder eine Gruppe gleicher Vorgänge in einem umgrenzten Areal, z. B. die Lawinenniedergänge eines Winters an einem Berghang, bezogen.

Ferner unterscheiden wir konsequent zwischen horizontaler und vertikaler Bewegungskomponente, wobei der ersteren nur eine geologische, der zweiten zusätzlich noch eine energetische Bedeutung zukommt, weil durch sie eine Veränderung der potentiellen Energie eintritt.

In der Geologie ist es gebräuchlicher, mit Gesteinsvolumen in Kubikmetern statt mit Gesteinsmassen in Tonnen zu rechnen. Für unsere Zwecke müssen wir somit die Volumen mit ihrem Raumgewicht γ multiplizieren, um zur Masse zu gelangen. Das Raumgewicht großer geologischer Körper, z. B. Bergsturzablagerungen, ist aber noch selten bestimmt worden und muß daher von uns meist nur auf Grund des spezifischen Gewichtes des Gesteins und von Raumgewichtsbestimmungen an kleinen Proben (z. B. bei Moränen) geschätzt werden. Jeder Schätzung sind aber Unsicherheiten eigen, deren wir uns bei der Diskussion solcher Daten stets bewußt sein müssen.

2. Massenverlagerung pro Zeit

Bei kontinuierlichen Vorgängen, wie beispielsweise dem Abtransport chemisch gelöster Substanz durch einen Fluß, kann nicht von einem Einzelereignis gesprochen werden. Für solche Prozesse muß die Massenverlagerung pro Zeit berechnet werden, mit der Dimension $\frac{\text{Masse} \cdot \text{Länge}}{\text{Zeit}}$.

Bei periodischen Vorgängen, sei es mit Tagesperiode oder Jahresperiode, muß die Zeiteinheit mindestens die Dauer einer Periode aufweisen, soll der dabei berechnete Wert der Massenverlagerung pro Zeit einer gewissen geologischen Realität entsprechen. Wie noch gezeigt werden wird, verwenden wir mit Vorteil als Zeiteinheit 1 Jahr.

Hat man das Bedürfnis, aperiodische Prozesse, wie Bergstürze, Schuttrutschungen, Wildbachkatastrophen und ähnliches in ihrer geologischen Wirkung miteinander zu vergleichen, so scheint uns gerade der Begriff der «geologischen Massenverlagerung» dazu geeignet. Bedingung ist allerdings, daß der berücksichtigte Zeitabschnitt so groß wie möglich gewählt wird, um brauchbare geologische Mittelwerte zu erlangen. Solche Zahlen lassen sich dann leicht arithmetisch auf 1 Jahr reduzieren, so daß auf diese Weise in ihrem zeitlichen Ablauf ganz verschiedene geologische Vorgänge doch quantitativ in ihrer Wirkung miteinander verglichen werden können.

In den folgenden Kapiteln wird diese Methode konsequent durchgeführt, wobei als Areal stets das ganze bündnerische Rheingebiet mit seinen 4307 km² und als Zeiteinheit 1 Jahr eingesetzt wird; die jährliche geologische Massenverlagerung hat dann die Dimension Meter · Tonnen pro Jahr, $\frac{m \cdot t}{J}$.

Dieser hier neu eingeführte Begriff «geologische Massenverlagerung», welcher die Funktion einer geologischen Größe der äußeren Dynamik übernimmt, soll einen nicht nur qualitativen, sondern auch quantitativen Vergleich der Auswirkungen verschiedener geologischer Prozesse ermöglichen.

Dabei muß man sich nur stets bewußt sein, daß Jahresmittel, der Aperiodizität vieler geologischer Vorgänge wegen, nicht dem tatsächlichen zeitlichen Ablauf entsprechen, sondern lediglich für Vergleiche auf einer einheitlichen Zeitbasis dienen dürfen.

C. Rasch ablaufende Schwerkrafteinwirkungen

Der Hakenwurf leitet von der «Vorbereitungsphase ohne Materialtransport» über zu den eigentlichen Abtragungsvorgängen, bei denen eine offensichtliche Verlagerung von Gesteinsmaterial stattfindet.

1. Steinschlag

a) Ursache und Intensität

Der typische Denudationsvorgang des unbewachsenen Gebirges ist der Steinschlag, das stückweise Losbrechen und Abstürzen kleinerer oder größerer Einzelsteine.

Das Hauptagens ist der Spaltenfrost, der längs Schicht- und Kluftflächen eckige Steine und Blöcke löst und zum Absturz bringt. Die trockenen Schutthalden am Fuße der Steinschlagwände demonstrieren die Größe dieses Abtrages.

Das Ausmaß der Abtragungsvorgänge durch Steinschlag ist im Granit und im übrigen massigen Kristallin zweifellos gering, wie auch alle übrigen Abtragungsvorgänge in diesen Gesteinen relativ langsam fortschreiten. Demgegenüber sind die spröden, gebankten und stark klüftigen Dolomite und Kalke besonders stark dem Steinschlag unterworfen (siehe Fig. 12). Gefühlsmäßig wird aber wahrscheinlich das Maß dieses Steinschlages überschätzt; er konzentriert sich meist auf einzelne bevorzugte Steinschlagrinnen. Trockene Schutthalden aus Kalk oder Dolomit sind zudem sehr wasserdurchlässig und wurden deshalb oft nicht fortgeschwemmt, sondern konnten sich seit dem Rückzug der Gletscher an der gleichen Stelle anhäufen. Zudem sind sie vegetationsfeindlich und täuschen darum gelegentlich ein zu junges Alter vor.

Noch wirkungsvoller ist zweifellos der Steinschlag im schieferigen Material. Er wird aber überdeckt durch die Wirkung des fließenden Wassers, das nicht nur bei jedem Regen alle durch Verwitterung gelockerten Schieferstückchen wegspült, sondern auch die trockenen Schuttkegel am Fuße der Wände entfernt oder ihre Bildung überhaupt verunmöglicht. In diesem Unterschied zwischen Dolomit und Kalk einerseits und ton- oder glimmerreichen Schiefen andererseits dokumentiert sich einmal mehr der Einfluß der höchst unterschiedlichen Wasserdurchlässigkeit.

Über das absolute Ausmaß des Steinschlages sind dem Verfasser keine Messungen bekannt. Wenn eine Wand an einen Fluß grenzt, wird der Steinschlagschutt fortlaufend weggeführt, so daß sich trockene Schutthalden überhaupt nicht bilden können. (Beispiel: Carnusabach unter der Beverin-Westwand oder Weisser Nolla unter der sehr steinschlägigen Beverin-Nordwand.) Andererseits ließe sich die Größe des Steinschlages in der Zeiteinheit überall dort ausmessen, wo er auf eine flache und zugängliche Sohle fällt und nicht von einem Gewässer fortgeführt werden kann.

Noch erhaltene Gletscherschliffe an Felswänden beweisen, daß dort seit dem Eisrückzug die Wand praktisch unverändert geblieben ist. Das gleiche gilt von der Flechtenvegetation, deren Existenz jede Materialentfernung durch Steinschlag, wenigstens für die letzten Jahrzehnte bis Jahrhunderte, ausschließt. Wie viele Stellen kennt man doch, wo eine senkrechte Wand mit ihrem Fuß direkt an grünes Grasland angrenzt, ohne eine Andeutung von Steinschlagschutt dazwischen, ein Anzeichen dafür, daß mindestens seit einigen Jahrhunderten kein wesentlicher Steinschlag mehr stattfand. Immerhin, so überraschend und aufschlußreich solche Fälle auch sein mögen, sie bilden doch die Minderheit.



Fig. 12. Pizzas d'Anarosa, Schams. Unbewachsene Dolomitwände der Splügener-Kalkbergzone, umgeben von einem lückelosen Mantel von trockenen Steinschlagschuttkegeln.

Denn andererseits registrieren wir nach Frostnächten in Kaminen und unter Wänden immer wieder das jedem Alpinisten so unangenehme Poltern des Steinschlages und erkennen seine Wirkung an den frischen Schutthalden am Fuße der Steinschlagrinnen. Die quantitative Wirkung des Steinschlages wird wahrscheinlich, gerade auch aus psychologischen Gründen, leicht überschätzt. Die großen Schutthalden des Hochgebirges bestehen nur in ihrer oberflächlichsten Partie aus frisch abgestürztem Material. Zudem täuschen sie morphologisch ein größeres Schuttvolumen vor, als tatsächlich vorhanden ist, weil unter dem Schutt der anstehende Fels üblicherweise eine nach außen konvexe Begrenzung aufweist.

Nicht unterhaltene Straßen und Wege werden unter Steinschlagwänden rasch von Schutt überdeckt; müssen sie aber freigehalten werden, dann können die Wegmacher ein Lied über aktuogeologische Vorgänge singen! Nur ist stets zu bedenken, daß über Wegen meist eine künstliche, übersteile, schlechter bewachsene Böschung vorhanden ist, wodurch Verwitterung und Abtrag stark gefördert werden.

Im Moment fehlen uns ganz einfach noch zuverlässige Unterlagen, um für einzelne Wände oder Berge, geschweige für das ganze bündnerische Rheingebiet, die absolute Größe des Steinschlages und die durch ihn bewirkte Massenverlagerung pro Jahr mit einiger Sicherheit berechnen zu können.

b) Böschungswinkel von Schutthalden

Nach A. PIWOWAR (1903) ist für den natürlichen Böschungswinkel trockener Steinschlag-Schutthalden, bei deren Bildung kein Wasser im Spiele ist, die Wandhöhe, die Exposition oder die Größe der Trümmer unwesentlich; ausschlaggebend ist einzig die Rauigkeit der Trümmer: Rauhe, eckige Gesteine, wie etwa Granite, bewirken relativ steile Böschungswinkel von 36—38°, glatte, tonige Schiefer dagegen viel flachere von nur 25—30°.

Aus dem photogrammetrisch ausgewerteten Übersichtsplan der Landschaft Davos 1:10000 mit sehr exakten Höhenkurven von 10 m Äquidistanz bestimmte ich für «trockene» Schutthalden im Mittel über 100 m Höhendifferenz folgende Böschungswinkel:

Tabelle 3.

Böschungswinkel «trockener» Schutthalden im Gebiet der Landschaft Davos

Rhätkalke der Ducan-Mulde	27—29°
Hauptdolomit der Ducan-Mulde	28—31°
Serpentin der Totalp (Aroser Schuppenzone)	30—32°
Paragneis der Silvretta-Decke	32—34°
Orthogneis der Silvretta-Decke	33—36°

Die abflachende Wirkung des Wassers, besonders bei Schneeschmelze, ist allerdings schwer zu schätzen, dürfte aber in unserem humiden Klima auch beim scheinbar trockensten Schutt nicht Null sein. Wasser bewirkt unfehlbar eine wesentliche Verflachung der Böschung (siehe Fig. 48), die mit allen Übergängen zum eigentlichen, «nassen» Schwemmkegel führt, dessen Böschungswinkel neben der Größe und Form der Gesteinstrümmer stark von Wassertiefe, Wassermenge und Geschiebemenge abhängt.

An sehr kleinen Schutthalden können andererseits noch wesentlich steilere Böschungen beobachtet werden, als sie von A. PIWOWAR und oben von mir für große Halden angegeben wurden. Kleine Halden im Nollatonschiefer bei Thusis erreichen 38—42°, im liasischen Kalkschiefer der Ela-Decke am Piz Uertsch 40—43°, an der steinschlägigen Stirn des aktiven Blockstromes der Fuorcla Pischa gar 45—48°. Solche steilen Böschungen wären aber im lockeren, völlig trockenen Zustand bereits ausgesprochen instabil. Wenn sie sich trotzdem über einige, wenn auch geologisch nur kurze Zeit halten können, so haben sie das, scheinbar paradoxerweise, wieder dem Wasser zu verdanken, nämlich:

- I. der scheinbaren Kohäsion feiner Körner von Sandgröße, bedingt durch das Kapillarwasser,
- II. der echten Kohäsion, bedingt durch feuchte, wasserhaltige Tonminerale, die das Material «bindig» machen,
- III. der echten Verfestigung und Verkittung, also ersten diagenetischen Vorgängen, bedingt durch kristalline oder kolloide Mineralausscheidungen durch zirkulierendes Wasser.

Wo gibt es in den Alpen wirklich «trockene» Schutthalden? Über größere Flächen wohl nirgends! Auf kleinem Areal kann gelegentlich sehr grobblockiger Schutt ohne feine Komponenten angetroffen und dann als «trocken» aufgefaßt werden. Sobald aber auch feines Korn in wesentlichen Mengen vorhanden ist, und das trifft für ausgedehntere Schutthalden wohl immer zu, ist die abflachende Wirkung des Wassers, bei Gewitterregen mehr linienhaft, bei Schneeschmelze mehr flächenhaft, zu berücksichtigen.

Wird umgekehrt der Fuß einer scheinbar «trockenen» Schutthalde vom Hauptbach aneroziert, so müßte die Halde eigentlich sofort nachrutschen und den alten Böschungswinkel wieder herstellen. Wenn das üblicherweise nicht der Fall ist, sondern die Schutthalde mit übersteilem Fuß stehen bleibt, so beweist das, daß sie eben nicht trocken oder nicht unverfestigt ist, sondern offensichtlich eine gewisse scheinbare oder echte Kohäsion besitzt.

Tabelle 4.

Historische Bergstürze im bündnerischen Rheingebiet

Ort	Datum	Gestein	Mittlere Sturzbahn in Meter horizontal vertikal	Ablageungsfläche in 10 ⁶ m ²	Kubatur in 10 ⁶ m ³	Masse bei $\gamma = 2,0 \text{ t/m}^3$ in 10 ⁶ t	Massenverlagerung pro Ereignis in 10 ⁶ mt horizontal vertikal	Folgen	Bearbeiter	
Almens (Domleschg)	8. 4. 1950	Bündnerschiefer	600	0,01	0,05	0,1	60	30	Sehr große Staubentwicklung	G. Bornhauser, 1950
Klosters-Tal (Prätigau)	26. 6. 1948	Orthogneis	700	0,06	0,18	0,36	252	108		
Verstankla (Silvrettaggeb.)	2. 9. 1939	Orthogneis	400	0,02	0,08	0,16	64	80		
Flimserstein-Fidaz (Flims)	10. 4. 1939	Malmkalk	400	0,2	0,1	0,2	80	100	11 Tote, Zerstörung des Kinderheims «Sunnehüslä»	J. Niederer, 1941
Beverin-Nordwand (W Thusis)	5. 7. 1938	Bündnerschiefer	1000	0,1	0,2	0,4	400	400	Belastung des Weißen Nolla mit Bergsturzschutt	(Siehe Tafel IV)
Großes Tschingelhorn (Segnespaß)	10. 1916	Verrucano	700	0,01	0,1	0,2	140	60		J. Oberholzer, 1933
Valdättscha-Montalin (NE Chur)	5. 3. 1910	Bündnerschiefer	500	0,01	0,08	0,16	80	48		Ch. Tarnuzzer, 1910
Brienz (Albulatal)	seit 9. 1878	Triasdolomit	800	0,2	1	2	1600	600	Gefährdung von Brienz	R. Brauchli, 1921
Tödi-Russein	1862	Malmkalk	1600	0,05	0,15	0,3	480	300		Alb. Heim, 1932
Felsberg (Calanda)	1834	Malmkalk	1000	0,1	0,1	0,2	200	100	Gefährdung von Alt-Felsberg	J. Oberholzer, 1933
Pusserin b. Schiers (Prätigau)	1805	Flysch	1200	0,2	0,4	0,8	960	320		Alb. Heim, 1932
Summe der letzten 150 Jahre				0,96	2,44	4,88	4316	2146		
Monbiel b. Klosters	17. 6. 1770	Silvrettagneis	1200	0,055	0,07	0,14	168	42	17 Tote	M. M. Blumenthal, 1925
Saas i. Pr.	1689	Flysch	?	?	?	?	?	?		Alb. Heim, 1932
Disentis	29. 6. 1689	Paragneis	1500	1	15	30	45000	18000	22 Tote	Alb. Heim, 1932
Flims	1578	Malmkalk	?	?	?	?	?	?	10 Tote	J. Niederer, 1941

Schließlich tritt am Fuße von Schutthalden stets eine gewisse Verflachung auch ohne Einwirkung von Wasser ein, wenn sich größere Trümmer dank ihrer kinetischen Fallenergie auch bei geringerer Böschungsneigung noch ein Stück weit fortbewegen, bevor sie zum Stillstand kommen.

2. Bergstürze

Bergstürze vermitteln uns am eindrucklichsten die spontanen Abbauvorgänge des Hochgebirges. Über die modernen und historischen Bergstürze im bündnerischen Rheingebiet enthält die Tabelle 4 die wichtigsten Daten.

Diese Tabelle ist einerseits lückenhaft, andererseits ungenau:

Lückenhaft ist sie deshalb, weil ein Teil der Bergstürze in der Hochgebirgsregion häufig überhaupt nicht beobachtet wird; andere Stürze werden wohl beobachtet, aber nicht publiziert, heute, weil ihnen zu wenig Bedeutung beigemessen wird, früher, weil ganz einfach die Publikationsmittel fehlten. Zudem dürfte es unter den beobachteten einige geben, die in Zeitungen und Kalendern vermerkt wurden, aber nicht in die geologische Literatur eingingen und damit dem Verfasser unbekannt geblieben sind.

Ungenau ist Tabelle 4 schließlich deshalb, weil die Schätzung von Bergsturzkuatoren schwierig ist und viele Fehler enthält, besonders wenn sie von ganz verschiedenen Beobachtern durchgeführt wird.

Unter diesen Vorbehalten ergibt sich die folgende Schätzung der Massenverlagerung durch Bergstürze pro Jahr (als Mittel der vergangenen 150 Jahre):

Tabelle 5.

Massenverlagerung durch Bergstürze

	Kubatur in 10^6 m^3	Massenverlagerung in 10^6 mt	
		horizontal	vertikal
20. Jahrhundert (50 Jahre)	0,79	1076	826
19. Jahrhundert (100 Jahre)	1,65	3240	1320
Total in 150 Jahren	2,44	4316	2146
Durchschnitt pro Jahr	0,016	28,8	14,3

Die Ablagerungsflächen aller Bergstürze der letzten 150 Jahre umfassen ein Areal von rund $0,96 \text{ km}^2$ oder $0,02\%$ des bündnerischen Rheingebietes. (Der Flimser Bergsturz späterezeitlichen Alters, der größte Bergsturz der Alpen, bedeckt demgegenüber allein eine Fläche von rund 40 km^2 .) Erfahrungsgemäß sind in den meisten Fällen die Abbruchflächen kleiner als die Ablagerungsgebiete.

Die neun Bergstürze unserer Tabelle 4, von denen das Datum bekannt ist, ereigneten sich in den Monaten März bis Oktober; die Wintermonate November bis Februar sind bergsturzfrei. Eine Auswahl auf spezielle Gesteine ist nicht zu erkennen.

In der Tabelle 4 sind nicht nur «Felsstürze mit stürzender Talfahrt» nach Alb. Heims Systematik (1932) enthalten, sondern im Bergsturz von Brienz auch ein sogenannter «Felsbruch mit Schleichstrom», also ein Übergangsglied zu Felsrutschungen.

Für die Berechnung der Massenverlagerung wurde ein mittleres Raumgewicht von $2,0 \text{ t/m}^3$ eingesetzt. Ist die Bergsturzablagerung relativ mächtig, dann ist auch die Lagerungsdichte und damit das Raumgewicht groß, wie der gut aufgeschlossene Flimser Bergsturz zeigt. Ist dagegen die Ablagerung untief oder überhaupt nicht völlig geschlossen, sondern in Einzelblöcke aufgelöst, dann verliert das Raumgewicht als Berechnungsfaktor überhaupt seine Bedeutung.

D. Langsam ablaufende Schwerkrafteinwirkungen

1. Solifluktion

a) Definition

C. TROLL gab 1947 folgende moderne Definition: «Solifluktion ist die Erscheinung, daß unter der Wirkung langdauernder, jahreszeitlicher, oder kurzdauernder, sich häufig wiederholender bis allnächtlicher Gefrorenis des Bodens eine lebhaftere Verlagerung der Bodenteilchen stattfindet, die sich auf ebenem Gelände in der Bildung von Bodenstrukturen oder Bodentexturen (Frostgefügeböden), auf geneigtem Gelände auch bei ganz geringem Gefälle in einem beträchtlichen, hangabwärts gerichteten Massentransport (Frostversetzung) äußert.»

Dem Verfasser scheint diese Definition wesentlich zu eng gefaßt und zu stark mit den Erscheinungen der Kryoturbation verkoppelt. Wir möchten alle langsamen und sehr oberflächlichen Schuttbewegungen unter die Bezeichnung Solifluktion einreihen, soweit sie nicht durch an der Oberfläche fließendes Wasser («Hangabspülung») bedingt sind, auch wenn sie genetisch nicht nachweisbar mit Frost zusammenhängen, und halten uns daher lieber an die alte und ursprüngliche Definition J. G. ANDERSONS (1906): «This process, the slow flowing from higher to lower ground of masses of waste saturated with water (this may come from snow-melting or rain), I propose to name solifluction.»

b) Solifluktion bewirkende Agenzien

I. Schneeschmelze

Die Beobachtungen im Hochgebirge zeigen, daß während der Schneeschmelze in Ausaperung begriffener Schutt wasserübersättigt ist und aus diesem Grunde vorübergehend mechanische Eigenschaften zeigt, die trockenem Boden fremd sind: Er ist halbflüssig, breiig, plastisch deformierbar und damit befähigt, langsame Fließbewegungen auszuführen. Ohne daß ein eigentliches Transportmittel da wäre, vermag solcher an Wasser übersättigter Schutt unter dem Einfluß der Schwerkraft sich hangabwärts zu bewegen. Dabei kommt ein flächenhafter Abtrag zustande, der besonders für das Hochgebirge typisch ist und als «solifluidale Denudation» bezeichnet wird.

Von allen Solifluktions-Agenzien dürfte das Schmelzwasser das wirkungsvollste sein. Flache, unbewachsene Schuttflächen, wie wir sie beispielsweise in den Gletschervorfeldern antreffen, sind während der Schneeschmelze oft so durchnäßt, daß man beim Betreten tief einsinkt. An steilen Hängen ist die Durchnässung vielleicht weniger tiefgründig, dafür aber ist der zurückgelegte Weg des Schuttes pro Schneeschmelze um so größer. Begraste Steilhänge oberhalb 2000 m können über Hektaren und Quadratkilometer mit Rutschwülsten dicht bedeckt sein, die besonders bei fast parallel einfallender Sonne gut zu erkennen sind.

II. Bodenfrost

Sinken die Lufttemperaturen im Herbst unter 0°, so beginnt der Gefrierprozeß an der Bodenoberfläche und schreitet nach der Tiefe fort. Dabei hat der gefrierende Boden die Eigenschaft, aus dem darunterliegenden, noch ungefrorenen Boden Wasser nachzusaugen und Eislinsen zu bilden, unter der Voraussetzung, daß Wasser im Boden vorhanden ist und die Durchlässigkeit groß genug ist, daß es transportiert werden kann. Die winterliche Frostzone wächst vor dem Einschneien rasch in die Tiefe, wird aber später unter dickem, isolierendem Schnee nur langsam von unten her durch die Erdwärme aufgetaut. Schneit es aber im Herbst ein, bevor der Boden gefrieren konnte, so braucht unter der isolierenden Schneeschicht überhaupt kein Bodenfrost von nennenswerter Dicke aufzutreten.

Im Frühling setzt ein rascher Auftauvorgang von der Oberfläche her ein. Da aber beim Gefrierprozeß Wasser aus dem Untergrund angesaugt und als Eis in den oberen Bodenschichten eingelagert wurde, ist die auftauende Oberflächenschicht wasserübersättigt, und zwar in einem Zeitpunkt, da

darunter gelegentlich noch eine wasserundurchlässige, weil gefrorene Schicht vorhanden sein kann. Ein Versickern des Wassers in die Tiefe ist dann noch ausgeschlossen. Zum Schmelzwasser des Bodeneises gesellt sich zudem meist noch jenes des schmelzenden Schnees. In diesem Zeitpunkt sind im auftauenden Boden große Wassermengen frei, die weit über das Porenvolumen hinausgehen und in dünnen Schichten auf oder direkt unter der Oberfläche zu wasserübersättigten Schuttbreien führen, die auch bei kleinstem Gefälle langsam hangabwärts fließen.

III. Kammeis und Eislin sen

Eine weitere hangabwärts gerichtete Materialverlagerung, die physikalisch mit den oben beschriebenen Bewegungen nichts zu tun hat, weil die flüssige Phase dabei unbeteiligt ist, findet auf feinkörnigem, unbewachsenem Schutt unter dem Einfluß des sog. «Kammeises» statt: Beim Wachsen des meist noch auf ungefrorenem Boden in Frostnächten sich bildenden kammartigen Bodeneises werden die oberflächlichsten Bodenpartien, die obersten Steinchen und Humusbrocken gehoben, und zwar ungefähr senkrecht zum Hang. Beim nachfolgenden Auftauen sinken die festen Bodenteilchen wieder ab, jedoch nicht mehr senkrecht zum Hang wie bei der Hebung, sondern unter der Wirkung der Schwerkraft lotrecht. Aus diesem Richtungsunterschied zwischen Frosthebung und Auftau-Setzung resultiert eine Lageveränderung hangabwärts in der Richtung der Fallinie und erreicht den Wert:

$$S_v = S_h \cdot \operatorname{tg} \alpha$$

wobei S_v die Frostversetzung, S_h die Frosthebung und α die Hangneigung bedeuten.

Dasselbe gilt für die weniger offensichtlichen Frosthebungen infolge eigentlicher Eislin sen im Schutt parallel zur Geländeoberfläche, die im Straßenbau wohlbekannt sind, an unbewachsenen Schutthängen aber sicher ebenfalls auftreten und besonders im Herbst, bevor eine isolierende Schneedecke den Hang vor starker Abkühlung schützt, zu merklichen Frostversetzungen führen.

Im Herbst, vor dem Einschneien, kommen die Wirkungen von Bodenfrost, Kammeis und Eislin sen wohl am reinsten zur Geltung. Im Frühling, im Hochgebirge auch im Sommer, fehlen sie zwar durchaus nicht vollständig, werden aber durch die dominierende Wirkung der Schneeschmelze stark überdeckt.

IV. Schneedruck

Ein weiteres Agens zu langsamen und sehr oberflächlichen Schuttbewegungen ist der Kriechdruck der winterlichen Schneedecke (HAEFELI, 1939, 1948, 1954 a und b). Die Schneedecke bewegt sich dank ihrer plastischen Verformbarkeit langsam talwärts, wobei die Unterlage durch Schubkräfte beansprucht wird. Solche plastischen Verformungen der Schneedecke erreichen ihr Maximum im Frühling und üben dann auf die Unterlage und besonders auf vorspringende Punkte und Kanten, wie größere Blöcke oder Wegvorsprünge, einen talwärts gerichteten Druck aus, der im Boden zu einer örtlichen Schneedruck-Solifluktion führen muß.

c) Die Intensität der Solifluktion im Ablauf der Jahreszeiten

Beim Studium der Solifluktionserscheinungen erkennt man eine zeitliche Abfolge der verschiedenen Arten, die sich zwar stark überlappen, aber ihr Maximum doch zu verschiedenen Jahreszeiten erreichen.

In den tiefsten Hanglagen zwischen 600 und 1000 m, nahe den Talsohlen, beginnt im Februar mit der ersten Durchwärmung der Schneedecke die Schneedruck-Solifluktion. Im März wird sie von der Schmelzwasser-Solifluktion übertroffen und sinkt dann während der Sommermonate auf ein Minimum zurück, das im Frühling und Spätherbst durch einzelne Nachtfroste, im übrigen durch gelegentliche Platzregen über Null gehalten wird. Im Herbst und Frühwinter dürfte sich die Frost-Solifluktion wieder stärker und reiner auswirken, weil in dieser Jahreszeit Schneedruck- und Schmelzwasser-Solifluktion kaum ins Gewicht fallen. Zwei Maxima im Frühling und Herbst wechseln mit zwei Minima im Sommer und Winter ab.

In mittleren Lagen, um 1500—2000 m, dauert das winterliche Minimum etwas länger, das sommerliche Minimum wesentlich kürzer. Schmelzwasser- und Frostmaxima rücken zeitlich näher zusammen. Im übrigen ist der Ablauf ähnlich jenem in tiefen Lagen, die Wirkung jedoch allgemein intensiver.

In Hochlagen oberhalb 2500 m dominiert bei weitem die Schmelzwasser-Solifluktion, deren Maximum im Sommer liegt. Ein Sommerminimum fehlt deshalb; das Winterminimum ist ausgeprägter als im Tiefland und dauert auch etwas länger.

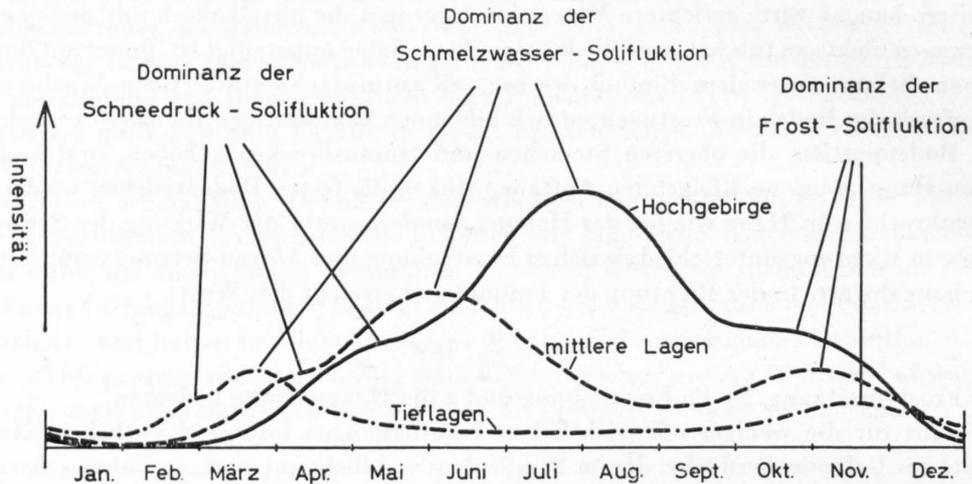


Fig. 13. Die Intensität der Solifluktion in verschiedenen Höhenlagen in Funktion der Jahreszeit.



Fig. 14. Fließwülste im schieferigen Verrucano an der Crap San Gion-Nordflanke westl. Flims, 2000—2400 m.

Auf Figur 13 sind diese zeitlichen Abfolgen als Kurven schematisch darzustellen versucht worden, wobei als Abszisse die Zeit, als Ordinate eine im Maßstab nicht exakt zu definierende Intensität solifluidaler Schuttbewegungen abgetragen wurden.

d) Solifluktionsformen

Wo eine Grasnarbe besteht, wird diese normalerweise durch Solifluktionsbewegungen nicht zerstört. Handelt es sich aber um vegetationslosen Schutt, dann entstehen die typischen Solifluktionstexturen.



Fig. 15. Fließwülste in einem Schutthang aus Bündnerschiefer. Ostexposition. Alp Tomül südöstl. Vals, ca. 2200 m.



Fig. 16. «Wanderblock», vor sich einen deutlichen Erdwall aufschürfend, unterhalb Bärenlücke, hinterstes Safiental.

I. Fließwülste, hangabwärts konvex geformt, oft breit, girlandenähnlich, seltener schmal, zungenförmig, dokumentieren am eindrucklichsten die Schuttwanderung in der Fallgeraden. Sie können sich nur bei örtlich ungleichen Geschwindigkeiten bilden, wenn höhere Partien mit momentan größerer Geschwindigkeit gegen tiefere Partien mit momentan kleinerer Geschwindigkeit vorstoßen (Fig. 14 und 15).

Markanter tritt eine schleichende, oberflächliche Bewegung bei alleinstehenden Blöcken in Erscheinung («Wanderblöcke»), die sich merklich rascher bewegen als ihre Umgebung, vor sich den Boden in deutlichen Wellen aufhäufen, hinter sich aber eine oft lange, jahrzehntelang noch sichtbare Fahrspur im Rasen zurücklassen (siehe Fig. 16), wie eine vom Hosenboden eines Schulbuben aufgepflügte Schneehalde.

II. Steinpflaster oder Pflasterböden findet man in flachen Schuttmulden, wenn die einzelnen Komponenten sich auf einer halbflüssigen Unterlage auf gleiche Höhe einregeln, was nur möglich ist, wenn große Blöcker tiefer in den zeitweise breiigen Untergrund hinabreichen als kleine. Trotz sehr ungleicher Blockgröße entsteht dabei eine gleichmäßig ebene Schuttoberfläche.

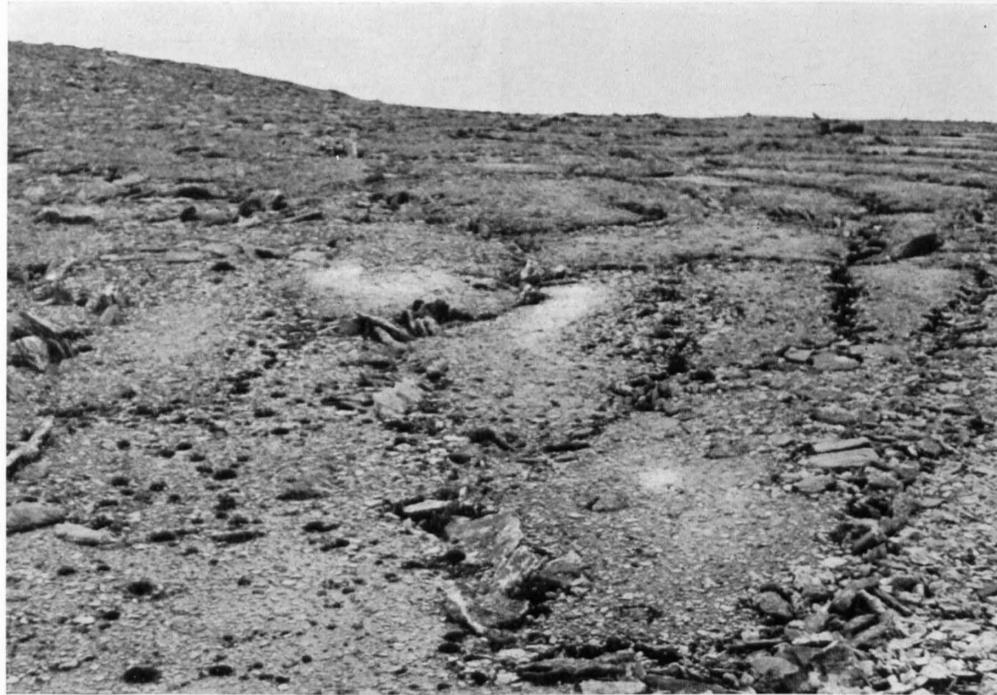


Fig. 17. Polygonboden im schieferigen Verrucano (sog. «Grisch-Schichten der Segnesschuppe» L. Wyßlings). La Siala zwischen Laaxerstöckli und Crap Ner, 2740 m, 193500/735000. Etwa 30 Polygone von 1—2 m Durchmesser bedecken den flachen Sattel. Wo der Hang nach Osten steiler wird, gehen sie in Streifen über.

III. Polygone und Steinringe sind wohl die berühmtesten und auch auffälligsten Frosttexturen. Sie entstehen nur auf flachem Gelände unter Einwirkung des Bodenfrostes, wenn sich größere Platten und Blöcke steilstellen und ringförmig oder polygonal um steinfreien oder mindestens steinarmen Feinschutt herum anordnen. Aus dem Gebiet des Muttensees, wenig nördlich der Grenze gegen Graubünden, beschrieb R. STREIFF-BECKER (1946) solche Texturen. Aus dem bündnerischen Rheingebiet sind mir Polygone nur von der Cavorgia de Breil an Kistenpaß, 2400—2600 m, und zwischen Laaxerstöckli und Crap Ner 2740 m (Fig. 17) bekannt. Zweifellos dürften sie noch da und dort gefunden worden sein, sind aber unter den Solifluktionen ausgesprochene Raritäten.

IV. Streifen bilden sich bei geneigten Schuttoberflächen, wobei in der Richtung der Falllinie eine streifenförmige Steilstellung der Platten und eine Sortierung nach der Korngröße stattfindet. (Fig. 18).

e) Massenverlagerung durch Solifluktion

Auffallenderweise lassen sich in der Natur solche Solifluktionsbewegungen durchaus nicht so allgemein feststellen, wie das zu erwarten wäre: Feste Punkte, wie anstehender Fels oder Wege, werden nicht bergwärts kontinuierlich von Schutt überflutet und talwärts von solchem entblößt, wie das nach den

oben entwickelten Überlegungen der Fall sein sollte. Auch die zahlreichen hochgelegenen Seen, welche noch nicht von Schutt eingedeckt, meist kaum eingengt worden sind, obschon sie sich am Fuße von schuttbedeckten, theoretisch der Solifluktion unterliegenden Halden befinden, deuten auf geringen Materialtransport durch Solifluktion hin.

Die Tiefe der Solifluktionsformen ist einigermaßen bekannt. Sie beträgt bei Kleinformen wenige Zentimeter, bei großen Polygonen und Steinstreifen einen bis wenige Dezimeter, bei großen, von weitem sichtbaren Fließwülsten bis 1 m.



Fig. 18. Steinstreifen in schieferigem Verrucano, Glarner Vorab, 2960 m. Ungefähr in der Fallinie des flachen Hanges sind die groben Schieferplatten als Folge der Solifluktion streifenförmig steilgestellt, während sie beidseits davon ein flaches Steinpflaster bilden, an welchem auch viel feines Material beteiligt ist.

Die Fläche, auf welcher alljährlich mit merklichen Solifluktionsbewegungen zu rechnen ist, ist dagegen recht schwer abzuschätzen. Praktisch frei von Solifluktionserscheinungen sind flache Talsohlen, bewaldete Gebiete, apere Felsflächen, grobblockiger, durchlässiger Schutt an Hängen. Geringe Solifluktion zeigen geneigte Weiden und Grashalden, wobei die Intensität mit der Höhe über Meer deutlich zunimmt. Stärkere Solifluktion weisen unbewachsene Hänge aus feinkörnigem, schwer durchlässigem Schutt auf. Sie wird noch verstärkt über Frostboden, der einerseits wasserundurchlässig ist, andererseits aber Wasser an den Solifluktionsschutt abgeben kann. Ob es sich dabei um Saison- oder Dauerfrostboden handelt, ist prinzipiell gleichgültig.

Aus der Kartierung von Solifluktionsschutt in einigen ausgewählten Gebieten kommen wir zu folgenden Flächenschätzungen:

Typ a, geringe Solifluktion, bewachsene Hänge	12% = 520 km ²
Typ b, stärkere Solifluktion, unbewachsene Hänge	3% = 130 km ²
	Summe 15% = 650 km ²

Als mittlere Mächtigkeit des bewegten Schuttes setzen wir für unsere Rechnung empirisch folgende beiden Werte ein:

Typ a: 3 cm,
Typ b: 20 cm,

was bei den oben geschätzten Flächen einem gewogenen Mittel der Mächtigkeit von 6,5 cm entspricht. Daraus ergibt sich folgende durch Solifluktion bewegte Kubatur:

Typ a: 15,6 · 10 ⁶ m ³
Typ b: 26 · 10 ⁶ m ³
Summe: 41,6 · 10 ⁶ m ³

Der vom Solifluktionsschutt pro Jahr zurückgelegte Weg schwankt üblicherweise zwischen Null und wenigen Zentimetern. Es gibt Jahre, in denen er sich kaum meßbar verschiebt, es gibt aber wieder der Bewegung günstige Konstellationen, unter denen die Bewegung einige Zentimeter oder sogar Dezimeter beträgt. Meßkontrollen durch den Verfasser an ausgewählten Beispielen sind im Gange, doch benötigt man längere Beobachtungsperioden, um eine zuverlässige Bewegungsanalyse zu gewinnen. Für die oben angenommenen Mächtigkeiten schätzen wir als Jahresmittel in der Horizontalen 3 cm, in der Vertikalen 1 cm, wobei es sich versteht, daß direkt an der Oberfläche die Verschiebung am größten ist und nach der Tiefe sehr rasch abnimmt.

Das Raumgewicht solchen Schuttes ist relativ gering und dürfte 1,8 t pro Kubikmeter kaum überschreiten.

Unter diesen Annahmen lassen sich die durch Solifluktion bedingten geologischen Massenverlagerungen pro Jahr wie folgt abschätzen (siehe Tabelle 6).

Tabelle 6.

Massenverlagerung durch Solifluktion

Bewegte Kubatur	41,6 · 10 ⁶ m ³
Bewegte Masse bei $\gamma = 1,8 \text{ t/m}^3$	74,9 · 10 ⁶ t
Zurückgelegter Weg pro Jahr horizontal	0,03 m
Zurückgelegter Weg pro Jahr vertikal	0,01 m
Massenverlagerung pro Jahr horizontal	2,25 · 10 ⁶ mt
Massenverlagerung pro Jahr vertikal	0,75 · 10 ⁶ mt

Diese Massenverlagerungen sind ihrer kleinen Geschwindigkeit und der geringen beteiligten Schichtdicke wegen ziemlich unbedeutend, verglichen etwa mit jenen der Schieferrutschungen, des Karbonat-Transportes oder gar der Flußerosion. Es kommt ihr bei uns in keiner Weise jene geologische Bedeutung zu, die ihr von C. TROLL, J. BÜDEL und anderen in außeralpinen Gebieten gegeben wird. Nicht zu bezweifeln sind dagegen die morphologischen Wirkungen, die jüngst auch von G. FURRER (1954) an Beispielen des Schweizerischen Nationalparkes dargestellt wurden.

2. Blockströme und Blockgirdanden

Als Blockströme s. str. (franz. coulées de blocs) bezeichnen wir lockere Massen von grobem Blockschutt, vermischt mit feinkörnigem Material, die sich unter Einfluß der Schwerkraft mit geringer Geschwindigkeit vorwärts bewegen. Sie sind normalerweise vorn und seitlich scharf gegen die Umgebung abgegrenzt und zeigen äußerlich die Form eines Hänge- oder Talgletschers mit deutlicher Zunge.

Tabelle 7.

Aktive Blockströme im bündnerischen Rheingebiet

Vorkommen	Material	Höhe	Exposition	Mittleres Gefälle %	Länge m	Mittlere Breite m	Fläche 10 ⁶ m ²	Ungefähre mittlere Dicke m	Kubatur (Fläche mal Dicke) 10 ⁶ m ³
1. Piz Cavradi, Tavetsch	Paragneis	2500-2380 m	N	40	300	120	0,036	10	0,36
2. NE Piz Tarantschun, Schams .	Dolomit und Kalk	2620-2530 m	N	36	250	150	0,037	10	0,375
3. NW Piz Bleis Marscha, Val d'Err	Granit	2680-2400 m	W	31	900	200	0,18	20	3,6
4. E Piz Salteras, Val Tschitta S Bergün	Granit, Radiolarit u. a.	2650-2480 m	NE	28	600	150	0,096	15	1,45
5. NE Tschima da Tisch, W Bergün	Orthogneis	2600-2660 m	E	28	220	100	0,022	10	0,22
6. Val Plazbi, N Piz Uertsch . . .	Allgäuschiefer	2600-2390 m	N	38	550	130	0,07	15	1,05
7. Murtel d'As-cha W Fuorcla Pischa, SW Piz Kesch	Allgäuschiefer	2840-2540 m	W	30	1000	150	0,15	15	2,2
8. Murtel della Nuorsas, Val da Ravais-ch	Orthogneis	2650-2500 m	W	30	500	130	0,065	10	0,65
9. Kühberggrat E, Davos-Monstein	Orthogneis	2450-2340 m	E	28	400	150	0,060	10	0,60
10. Bodmen WSW Leidbachhorn, S Davos	Orthogneis	2460-2330 m	NW	26	500	100	0,05	10	0,50
11. Leidbachhorn W, Davos . . .	Amphibolit	2600-2500 m	W	40	250	80	0,020	8	0,16
12. Leidbachhorn E, Davos . . .	Amphibolit	2600-2400 m	NE	40	500	100	0,050	15	0,75
13. Plattenhorn, hinterstes Sertig .	Bergsturz aus Recoarokalk	2600-2440 m	N	32	500	150	0,075	10	0,75
14. NW Bocktenhorn, Sertig . . .	Paragneis	2700-2450 m	W	33	750	200	0,15	20	3,0
15. Gfrenhorn, Sertig	Orthogneis der Silvretta-Decke	2500-2320 m	NW	30	600	200	0,120	10	1,20
16. Scalettagletscher, Dischmatal .	Moräne aus Paragneis u. Amphibolit	2400-2260 m	N	47	300	100	0,030	15	0,45
17. Parpaner Weißhorn (von J. Domaradzki erwähnt)	Dolomit und Kalk	2600-2480 m	N	47	250	200	0,05	10	0,5
Summe							1,261		17,83

Aktive Blockströme wandern jährlich um einen bestimmten Betrag von Dezimetern bis Metern vorwärts; eine Bewachsung ist dürrtig oder fehlt ganz. Fossile, inaktive Blockströme sind heute nicht mehr in Bewegung und werden meist von Vegetation bedeckt, büßen aber nur langsam ihre typische Form ein.

In der Schweiz hat EMILE CHAIX (1918) als erster auf die Existenz von Blockströmen in diesem Sinne hingewiesen. In einer kleinen Monographie behandelte später ANDRÉ CHAIX (1923) zwei große und schön ausgebildete Blockströme des Nationalparkes, nämlich jene der Val Sassa und der Val del Aqua, die dann mit anderen in der 1934 erschienenen geologischen Karte der Quaternalsgruppe von W. HEGWEIN als Blockströme eingezeichnet worden sind.

In den Blättern des geologischen Atlases der Schweiz sind noch nie Blockströme als solche aus-
geschieden worden; sie wurden üblicherweise als Moränen, seltener als Schneehaldenmoränen oder als Gehängeschutt kartiert.

1951 wurde von H. BOESCH eine kurze genetische Erklärung der Blockströme des Nationalparkes publiziert, der u. a. eine ungewöhnlich instruktive Fliegeraufnahme beigegeben war.

Am Geographischen Institut der Universität Zürich erschien 1951 eine Dissertation von J. DOMARADZKI über «Blockströme im Kanton Graubünden», in welcher sehr ausführlich zahlreiche Blockströme des Engadins beschrieben wurden; aus dem Rheingebiet wurden nur solche vom Parpaner Weißhorn aufgeführt.

a) Vorkommen typischer Blockströme

Im bündnerischen Rheingebiet konnten vom Verfasser bis jetzt die auf der Tabelle 7 zusammengestellten aktiven Blockströme festgestellt werden.

Wenn die Flächen- und Kubaturangaben auch nur ungefähre Schätzungen sind, so geht daraus doch hervor, daß solche Blockströme eine Kubatur in der Größenordnung von $\frac{1}{4}$ —3 Millionen Kubikmetern aufzuweisen pflegen.

Die Tabelle 7 läßt vier augenfällige Erscheinungen erkennen:

I. Aktive Blockströme bevorzugen heute die Höhenzone zwischen 2800 und 2300 m, liegen somit im Bereich der Untergrenze des Permafrostes.

II. Sie meiden konsequent südexponierte Lagen, finden sich vielmehr nur in N-, W- oder seltener E-Exposition. Dabei reichen die nordexponierten Blockströme am tiefsten hinunter. Sie liegen heute gelegentlich im Höhenbereich von Gletschern des 1850er Maximalstandes oder schließen unmittelbar daran abwärts an. Diesbezüglich ist auch eine gewisse Analogie mit den Blockströmen des Nationalparkes zu erkennen.

III. Als Material sind vorwiegend kristalline Gesteine, untergeordnet auch Kalke, rauhe Kalkschiefer, Dolomite und Radiolarite beteiligt. Blockströme in Bündnerschiefern sind mir keine bekannt.

IV. Geographisch erkennt man eine deutliche Häufung im Gebiet der Silvretta-Decke, während das Aar- und Gotthardmassiv und die penninischen Decken, auch in ihren kristallinen Deckenkernen, viel ärmer an Blockströmen und Blockgirlanden sind.

b) Morphologische Kennzeichen

Die folgenden Kennzeichen dürften typisch für alle Blockströme sein:

I. Nach oben und vorn konvexe Oberfläche, im Gegensatz zu verlassenen Zungenbecken von Gletschern, bei denen die Rand- und Stirnmoränen eine mehr oder weniger ausgeprägte Hohlform (Zungenbecken) umschließen (siehe Fig. 21).

II. Fließstrukturen mit nach vorn konvexen Wülsten auf der Oberfläche, wie sie auch gelegentlich bei Rufen, ganz charakteristisch aber im Ablagerungsraum von nassen Lockerschneelawinen («Grundlawinen») und bei Lavaströmen auftreten.

III. Steile, scharf begrenzte Stirn und Flanken. Die Stirnböschung ist übersteil und damit instabil und steinschlägig.

Sind aber nur die beiden ersten Kennzeichen zu beobachten und fehlt das dritte, die übersteile, instabile Stirn, dann dürfte es sich um einen inaktiven, «fossilen» Blockstrom handeln, der nicht mehr fließt, sondern sich stabilisiert hat.



Fig. 19. Blockstrom westlich Fuorcla Pischa von vorn, Blick gegen Osten. Konvexe Gesamtform. Ernährung erfolgt im hinteren Teil aus den Schutthalden im Süden.



Fig. 20. Blockstrom Fuorcla Pischa. Nördlicher Seitenrand als sehr scharfe Linie. Auf dem Blockstrom selbst flache Fließwülste, zwischen denen zahlreiche, trichterförmige Depressionen liegen.

c) Beispiele

(Siehe Tafel II.)

I. Blockstrom Murtel d'Ascha westlich Fuorcla Pischa, südöstlich Piz Kesch

Von der Fuorcla Pischa gegen Westen erstreckt sich ein Blockstrom von rund 1000 m Länge und 120—200 m Breite; er beginnt unscharf etwa bei 2800 m und stirnt bei 2540 m. (Siehe Fig. 19 und 20.) Deutlich ist ein oberer Teilstrom, der bis 2700 m reicht, von einem unteren zu unterscheiden.

In seinem hinteren, höchsten Abschnitt, unter der Paßlücke, geht er ohne scharfe Grenze in rezente Moränen über, unter denen im Spätsommer 1949 noch Eis sichtbar war.

Silvrettakristallin, das die nördlich an den Blockstrom anschließenden steilen Hänge bildet, liefert ihm praktisch kein Material. Vielmehr besteht er fast ausschließlich aus liasischen Allgäuschiefern der Ela-Decke aus den Hängen des Piz Blaisun.

Ein oberirdischer Abfluß fehlt; Regen- und Schmelzwasser fließen unterirdisch im lockeren Schutt weg.

Steile Flanken an der Stirn und am rechten Rand und ausgeprägte gewölbte Wülste auf dem Rücken, mit dazwischenliegenden, fast dolinenartigen Depressionen, deuten auf akute Bewegungen hin.

An der Stirn steigt der Blockstrom mit rund 40—48° steil an; der Rücken dagegen zeigt in seiner stirnnahen Partie ein Oberflächengefälle von nur rund 15°, das sich nach oben ungleichmäßig bis auf 20° vergrößert.

Im unteren Abschnitt ist eine Materialzufuhr von außen unmöglich. Im mittleren und oberen Abschnitt dagegen gehen die trockenen Schutthalden aus Allgäuschiefer des Piz Blaisun so kontinuierlich in den Blockstrom über, daß hier eine rezente Ernährung offensichtlich ist. Von Norden her, aus den Kristallinwänden von P. 2983, sammelt sich der Schutt in einer langgezogenen Lawinenmoräne, ohne den eigentlichen Blockstrom zu speisen.

Am 31. August 1949 wurde vom Verfasser ungefähr auf Kote 2620 m eine geradlinige Markenreihe quer über den Blockstrom gelegt, die seither dreimal kontrolliert und durch weitere Marken ergänzt wurde. Ferner wurde jedesmal vom gleichen Fixpunkt aus eine Panoramaphotoreihe aufgenommen.



Fig. 21. Blockstrom nördlich Piz Uertsch, von Norden; im Bild rechts daneben gut erhaltene Stirn- und Seitenmoränen des 1850er Stadiums eines Uertschgletschers. Die Moränen umschließen als intakte Wälle das einstige Gletscherbett. Der Blockstrom dagegen zeigt nach oben und vorn ausgesprochen konvexe Oberfläche mit Fließstrukturen und mehrere Stirnwülste mit übersteiler Frontalpartie.

Die Fließgeschwindigkeiten betragen im Mittel der Jahre 1951—1956 an der Oberfläche auf dem vom Verfasser kontrollierten Querprofil 50—90 cm pro Jahr. Über die Bewegungen im Innern ist man aber noch nicht orientiert.

Bei der Annahme einer Kubatur von $2,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, eines Raumgewichtes von $1,9 \text{ t/m}^3$ und einer Durchschnittsgeschwindigkeit des ganzen Stromes von $0,4 \text{ m/Jahr}$ ergibt sich als jährliche Massenverlagerung:

horizontal $0,4 \text{ m} \cdot 4,3 \cdot 10^6 \text{ t} = 1,7 \cdot 10^6 \text{ mt/Jahr}$;

vertikal bei 30% Durchschnittsgefälle $0,12 \text{ m} \cdot 4,3 \cdot 10^6 \text{ t} = 0,5 \cdot 10^6 \text{ mt/Jahr}$.

II. Blockstrom nördlich Piz Uertsch

Unmittelbar östlich neben dem noch gut erhaltenen Moränenzirkus des 1850er Stadiums des Piz-Uertsch-Gletschers, der auf der geologischen Karte von Mittelbünden, Blatt Bergün, von H. EUGSTER (1927) als solcher kartiert wurde, fließt ein Blockstrom talwärts, der schöne Fließformen gebildet hat: steile Stirnböschung, steile Flanken, nach vorn konvex gekrümmte Wülste (Fig. 21).

Eine seitliche Ernährung ist nicht möglich, das Blockmaterial kann nur von hinten, d. h. aus der schuttliefernden Flanke zwischen Piz Uertsch und Piz Blaisun kommen, nämlich aus der Wand zwischen P. 3047 und P. 2965. Es besteht ausschließlich aus liasischen Allgäuschiefern.

Geschwindigkeitsmessungen auf einer Querlinie etwa auf Kote 2440 m, also nahe der Stirn, die vom Verfasser analog jenen von Murtel d'Ascha seit 1949 periodisch ausgeführt wurden, ergaben Geschwindigkeiten an der Oberfläche von 10 bis 20 cm/Jahr.

Bei der Annahme einer bewegten Kubatur von $1,05 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, einem Raumgewicht von $1,9 \text{ t/m}^3$ und einer Durchschnittsgeschwindigkeit von 10 cm/Jahr ergeben sich Massenverlagerungen folgender Größenordnung pro Jahr:

horizontal $0,1 \text{ m} \cdot 2,0 \cdot 10^6 \text{ t} = 0,2 \cdot 10^6 \text{ mt/Jahr}$;

vertikal bei 38% Durchschnittsgefälle $0,038 \text{ m} \cdot 2,0 \cdot 10^6 \text{ t} = 0,076 \cdot 10^6 \text{ mt/Jahr}$.

III. Blockstrom östlich des Plattenhorns im hintersten Sertigtal

Aus der Ostflanke des Plattenhorns muß in postglazialer Zeit ein Bergsturz abgebrochen sein, dessen Trümmer aus mittlerer Trias der Ducanmulde, hauptsächlich aus Recoarokalk bestehend, sogar den Kühalpfbach erreichten und an dessen Ostufer einige 10 m emporbrandeten; der Sertigpaßweg berührt sie noch.

Nachträglich entwickelten sich in dem sehr grobblockigen Bergsturzmateriale im Höhenbereich zwischen 2600 und 2440 m klare Fließformen, die heute einen eindeutigen, nach N gerichteten Blockstrom bilden. Auch hier ist deutlich eine höhere Stirn bei 2500 m und eine etwas tiefere bei 2440 m zu erkennen. In den tiefer gelegenen Teilen der Bergsturzaflagerung kam es dagegen nicht zu Blockstrombildung; diese ist somit zweifellos jünger als das Bergsturzeignis.

IV. Blockstrom im Bodmen WSW Leidbachhorn südlich Davos

In der weiten Mulde zwischen Geißweidengrat im SW und dem Leidbachhorn im NE weist der mächtige Schutt aus Orthogneis der Silvretta-Decke ganz ausgeprägte Fließformen auf; sie sind in der NW-Ecke von Tafel II noch dargestellt.

Die vordersten, tiefsten Formen scheinen bereits inaktiv zu sein; der heute noch aktive Blockstrom in der Muldenmitte stirnt etwa auf Kote 2330 m und reicht bis etwa 2460 m hinauf. Kräftige Girlanden, die in sekundäre, kleine Blockströme übergehen, sind südlich und nördlich des Hauptstromes zu beobachten. Nach oben bilden rezente Schneehaldenmoränen den Abschluß.

Diese Blockstrombildungen auf Bodmen deuten an, daß in einem früheren Zeitpunkt einzelne Blockstrombewegungen weiter talabwärts reichten als heute, mit anderen Worten, daß der heute aktive Blockstrom noch nicht oder nicht mehr die Ausdehnung aufweist, die unter topographisch gleichen Verhältnissen sein Vorgänger erreichte.

Bei zusammengesetzten Blockströmen, und solche bilden fast die Regel, stellt sich stets die Frage, ob noch alle Teile aktiv sich bewegen oder ob die tiefsten, untersten Wälle und Wülste nicht bereits stille stehen. Oft kann ein eindeutiger Entscheid nur durch genaue Bewegungskontrollen gefällt werden, was übrigens für die Blockgirlanden und die später zu besprechenden Rutschungen konsequenterweise ebenfalls gilt.

d) Massenverlagerung durch Blockstrombewegungen

Als jährliche Massenverlagerungen durch die auf Tabelle 7 genannten 17 Blockströme ergeben sich folgende Schätzungen: (Tabelle 8).

Tabelle 8.

Massenverlagerung durch Blockstrombewegungen

Beteiligte Fläche	$1,26 \cdot 10^6 \text{ m}^2 = 0,03\%$
Kubatur	$17,8 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
Masse bei $\gamma = 1,9 \text{ t/m}^3$	$33,8 \cdot 10^6 \text{ t}$
Mittlere Geschwindigkeit horizontal	0,25 m/Jahr
Mittlere Geschwindigkeit vertikal bei 30% Gefälle	0,075 m/Jahr
Massenverlagerung horizontal	$8,4 \cdot 10^6 \text{ mt/Jahr}$
Massenverlagerung vertikal	$2,5 \cdot 10^6 \text{ mt/Jahr}$

Es ist anzunehmen, daß im Laufe der Jahre noch weitere Blockströme bekannt werden, und daß später auf Grund von Kontrollmessungen auch genauere Anhaltspunkte über die Geschwindigkeiten zur Verfügung stehen. Die obigen Zahlen sind darum mit allem Vorbehalt aufzunehmen und wollen nicht mehr als die Größenordnung dieser Massenverlagerung angeben.

Auch in einer Zeit, da praktisch alle Gletscherzungen sich zurückziehen und offene Moränenkränze zurücklassen, die einstige Zungenbecken umschließen, fließen die Blockströme talwärts und nehmen dabei eine auffallend gletscherähnliche äußere Form an. Werden aber solche Blockströme, gleichgültig ob noch aktiv oder schon inaktiv, als Moränen aufgefaßt und kartiert, so müssen sie, ihrer für gleichaltrige Moränen viel zu tiefen Höhenlage wegen, zweifellos zu falschen stratigraphisch-chronologischen oder auch paläoklimatischen Schlußfolgerungen führen.

e) Entstehung der Blockströme

Für die Blockströme des Nationalparkes nehmen H. BOESCH (1951) und J. DOMARADZKI (1951) an, daß sie sich aus moränenreichen, sich zurückziehenden Gletschern bilden, wobei das Schmelzwasser des Eises die Fließbewegung des Schuttes ermöglicht. Diese Auffassung verlangt, daß Blockströme nur in Zeiten des Gletscherrückzuges entstehen können.

Die Blockströme unseres Gebietes scheinen weniger eindeutig mit Gletschereis und Moränen in Zusammenhang zu stehen als jene des Engadins. Vielmehr werden sie häufig auch heute noch durch Steinschlag und Lawinschutt in ihren rückwärtigen Partien ernährt, oder wurden durch Bergsturzschutt gebildet. Sommerliche Regen oder Schmelzwasser der winterlichen Schneedecke, vermehrt um den Lawinenschnee, scheinen oft zur Mobilisierung des Schuttes zu genügen.

Die Blockstromforschung steckt noch sehr in den Anfängen, und tatsächlich sind heute noch zahlreiche Fragen ungelöst. Warum sind Blockströme in gewissen Gebieten so selten, in anderen wieder relativ häufig? Wie weit ist Toteis, Permafrost oder Saisonfrost daran beteiligt, wie weit unterirdisch zirkulierendes Schnee- und Eisschmelzwasser, wie weit sommerliches Regenwasser? Wie sieht das vertikale Geschwindigkeitsprofil in den verschiedenen Abschnitten eines Blockstromes aus?

Solange nicht nur die granulometrische Zusammensetzung und der Wasser- und Eisgehalt in der Tiefe noch unbekannt sind, sondern auch über die Fließgeschwindigkeiten mit ihren jahreszeitlichen Schwankungen in tieferen Partien unter der Oberfläche noch alle Anhaltspunkte fehlen, solange sind wir auch von einer zuverlässigen Erklärung der Genese der Blockströme und des Verständnisses ihres Bewegungsablaufes noch weit entfernt.

f) Blockgirlanden

Mit dem bisher nicht gebräuchlichen Wort «Blockgirlanden» bezeichnen wir Fließformen im grobblockigen, lockeren, unverkitteten Schutt, die im Gegensatz zu den Blockströmen nicht als schmale Zungen die Talmulden und Kare, sondern auf breiter Front die Hänge bedecken. Sie sind wohl weniger mächtig, umfassen aber zusammenhängend größere Areale als die Blockströme. Die Formen sind mit Fließwülsten von Solifluktionsschutt zu vergleichen, nur daß sie 10- bis 50mal größere Dimensionen aufweisen. Die nach unten konvexen Wülste und Wälle sind Formen, die eindeutig auf langsame Fließbewegungen schließen lassen; zur Zeit ist allerdings noch unbekannt, wie weit diese Fließbewegungen einmalig oder periodisch, ob bereits abgeschlossen oder heute noch aktiv sind.

Die schönsten Blockgirlanden sind dem Verfasser aus dem Val d'Alvra, zwischen der Albulastraße und der Bergkette südlich davon mit Piz Mez und Crasta Mora, bekannt, gehören dort aber bereits nicht mehr dem bündnerischen Rheingebiet an.

Auf der Tabelle 9 sind einige Vorkommen von typischen Blockgirlanden zusammengestellt, und zwar einerseits aus reinem Sedimentgebiet im Westschams, andererseits aus dem Kristallin der Silvretta-Decke im Val Tuors und Umgebung. Zahlreiche weitere Girlanden sind auch auf Tafel II, einige wenige auch auf Tafel I enthalten. Schließlich zeigen die Figuren 22—25 einige typische Aspekte solcher Bildungen.

Eine scharfe Abgrenzung zwischen Blockströmen und -girlanden besteht nicht. In zahlreichen Fällen bilden kräftige Girlanden lokal schmale Zungen, welche die Form kleiner Blockströme annehmen.

Tabelle 9.

Blockgirlanden im Schams und im Val Tuors

Lokalität	Gestein	Exposition	Höhe ü. M.
Muttolta, Westschams	Vizanbreccie	N	2550—2700 m
Pizzas d'Anarosa, Westschams	Dolomit und Kalk	N	2450—2600 m
Östlich Lai Pintg, Alp Anarosa, Westschams	Dolomit und Kalk	N	2250—2400 m
Piz Darlux, östlich Bergün	Biotitgneis	NW	2460—2550 m
Murtel della Muota, östlich Bergün	Biotitgneis	SW und N	2450—2680 m
Murtel della Grappa, nördlich P. Freglas, östlich Bergün	Biotitgneis	N	2350—2450 m
Kesch Pitschen W P. 2751, NW Piz Kesch	Orthogneis	W	2450—2630 m



Fig. 22. Blockgirlanden auf Murtel della Muotta östlich Bergün, 2500—2600 m, von Osten. Dieselbe Partie ist auf der unteren Bildhälfte auf Fig. 23 als Senkrechtaufnahme dargestellt.

Wie bei den Blockströmen, so gibt es auch unter den Girlanden ältere «fossile», inaktiv gewordene, und andererseits rezente, mit allen geologischen Anzeichen noch anhaltender Bewegung.

Die Anhäufung von Schutt beruht bei den Girlanden hauptsächlich auf Lawinen (sog. «Lawinenmoränen») und auf Steinschlag. Echte Moränen scheinen nur in seltenen Fällen daran beteiligt zu sein. Der Fuß großer trockener Schutthalden, sowie Schneehalden- und Lawinenschutt scheinen langsame Fließbewegungen auszuführen, die zweifellos eng verwandt sind mit jenen der Blockströme. Die größte Instabilität des Schuttes dürfte am ehesten während der Schneeschmelze eintreten, so daß dann ein langsamer Taltransport der temporär instabil gewordenen Schuttmassen eintritt. Bergseits davon häuft sich später wieder jüngerer Schutt an, der offenbar nach einer gewissen Zeit ebenfalls talwärts zu fließen beginnt. Auf diese Weise entstehen girlandenförmige Blockwülste großen Ausmaßes, die meistens bergseits von mehreren parallelen oder konzentrischen jüngeren Wülsten begleitet werden.

Bisher sind solche Bildungen entweder als rezente Lokalmoränen oder als solche des Daunstadiums kartiert worden, was natürlich zu völlig abwegigen quartärstratigraphischen Schlußfolgerungen führen muß, ausnahmsweise auch als Lawinenmoränen, was zweifellos korrekter ist.

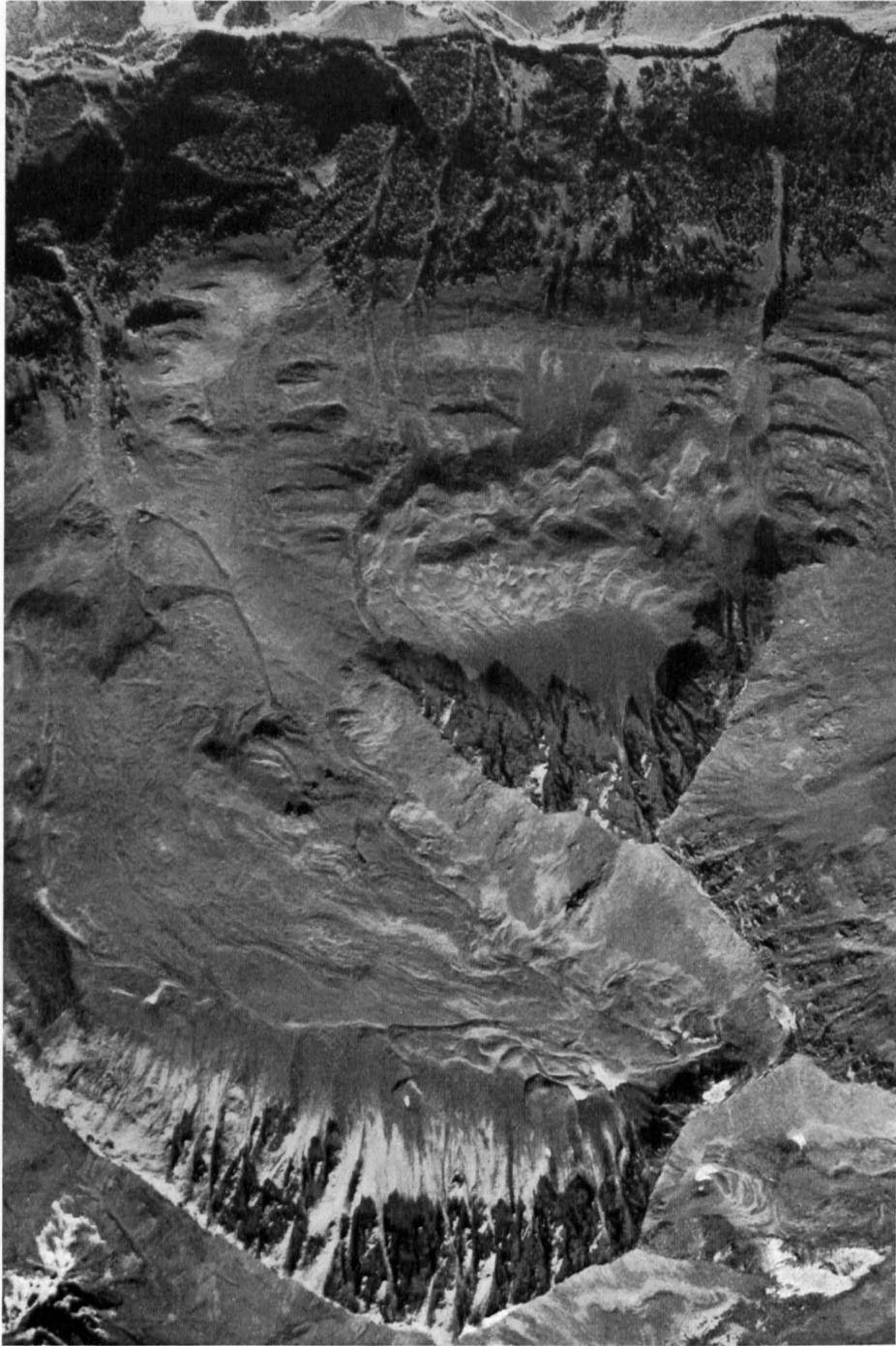


Fig. 23. Blockgirlanden im Val Tuors östlich Bergün, im Altkristallin der Silvretta-Decke. Südliche Bildhälfte: Murtel della Muotta. Nördliche Bildhälfte: Murtel della Grappa am Nordhang des Piz Freglas. Wo die ungliederten, steilen Schutthalden in die flachliegenden Blockgirlanden übergehen, sind auf jeder Seite etwa 4—5 schräg nach auswärts verlaufende Scherflächen erkennbar. (Photo Eidg. Landestopographie.)

In den Blockgirlanden von Murtel della Grappa am Nordhang des Piz Freglas (Val Tuors E Bergün) zeigen sich noch Bewegungslinien anderer Art: In diagonaler Richtung streichen steilstehende, schmale, langgezogene Depressionen schräg nach auswärts, die ich vorderhand als Scherflächen von Blattverschiebungen deute. (Siehe Fig. 23, obere Bildhälfte.) Mit Vermessungskontrollen auf Visurlinien quer zu diesen Strukturen wurde bereits begonnen, und ich hoffe, in einigen Jahren darüber exakte Daten vorlegen zu können.

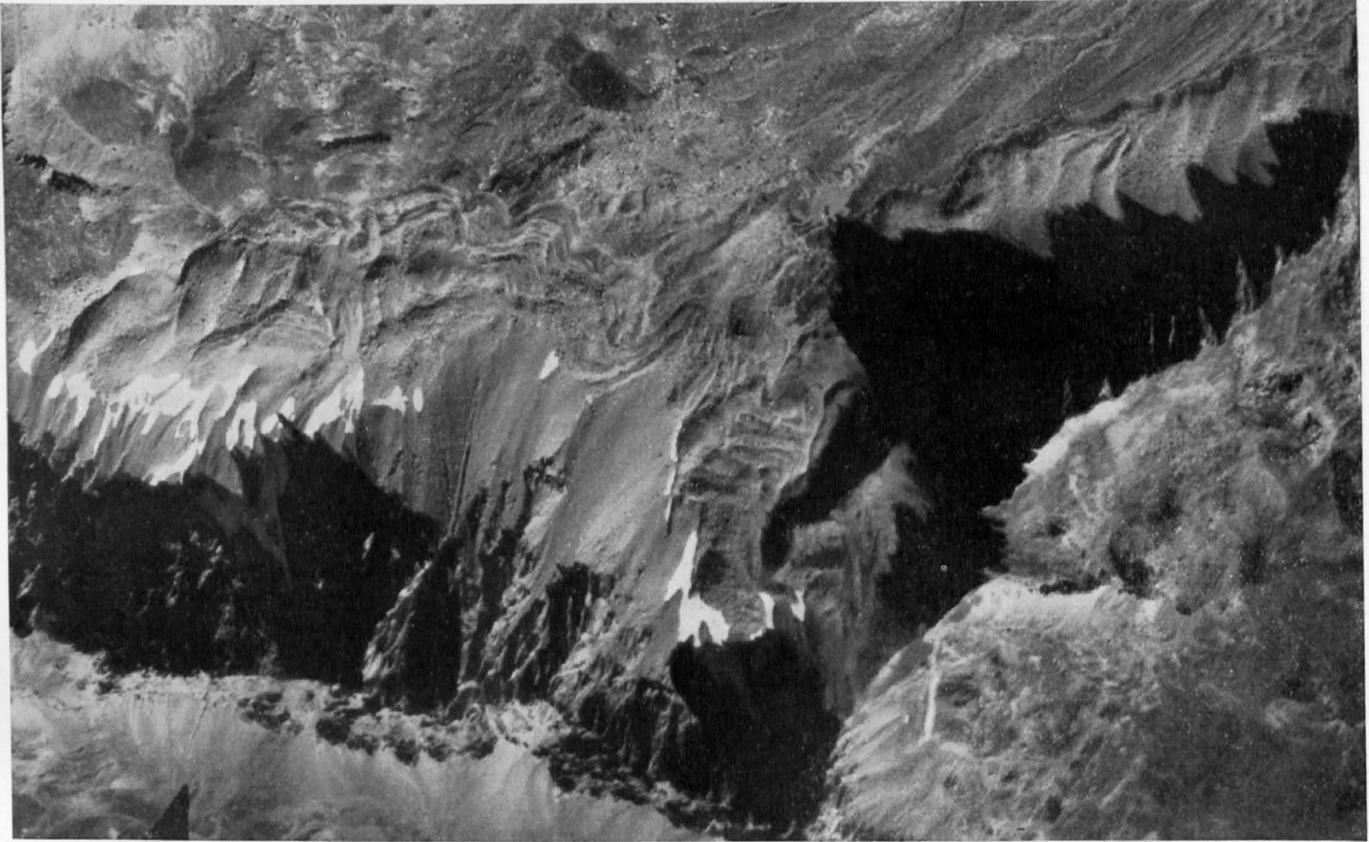


Fig. 24. Blockgirlanden am Nordhang der Pizzas d'Anarosa, südliches Westschams, aus Kalk und Dolomit der Splügener-Kalkbergzone bestehend. (Photo Eidg. Landestopographie.)

Wie für die Blockströme, so wären auch für solche Blockgirlanden großzügige Vermessungen mit periodischen Kontrollen sehr erwünscht, um daraus die heute noch anhaltenden Bewegungen und ihre Abhängigkeit von der Jahreszeit genauer zu ersehen und aktive von fossilen Girlanden trennen zu können. Solange solche exakten Daten fehlen, sind wohl alle Erklärungen nur mit Vorbehalt aufzunehmen und Berechnungen der durch aktive Blockgirlanden bedingten Massenverlagerungen noch verfrüht.



Fig. 25. Blockgirlanden aus Moränenmaterial im Roflagnais. Nordflanke der äußeren Schwarzhörner, Surettagruppe, ca. 2550 m.

3. Schuttrutschungen

a) Spontane, rasche, meist einmalige Rutschbewegungen

Als bewegtes Material von Schuttrutschungen kommen Moränen, Verwitterungs-, Bergsturz-, Gehänge- oder Bachschutt aller Art in Betracht. Solche Terrainbewegungen zeichnen sich durch eine große Zahl kleiner Objekte aus, die unter sich meist in keinem örtlichen Zusammenhang stehen.

Wichtigste Ursache ist eine temporär erhöhte Durchnässung bei Schneeschmelze oder Gewitterregen, wobei durch die Wirkung des Wassers im Boden die Stabilität örtlich soweit verringert wird, daß die Böschung auf einer sich frisch bildenden Gleitfläche abrutscht. Für die Instabilität solcher durchnäßter Böschungen ist in erster Linie die vorübergehend verringerte Scherfestigkeit verantwortlich, ferner das um den zusätzlichen Wassergehalt erhöhte Gewicht der Schuttmasse und schließlich auch die Strömungsdrücke des im Boden zirkulierenden Wassers.

Dabei bilden sich der typische, steile Abriß, der eine viel größere Neigung aufweist als die ursprüngliche Böschung, die flachere, meist kurze Gleitbahn, und darunter die Ablagerung mit buckeligen Stauwülsten.

In seltenen Fällen, z. B. bei ungewöhnlich schweren Niederschlägen, entwickeln sich daraus langgezogene, breiige Schutt- bis Schlammströme, eigentliche Rufen, die von der Ausbruchnische aus über festes Gehänge, gelegentlich über die intakte Grasnarbe, hinunterfließen.

Zweite, fast ebenso häufige Ursache von raschen Schuttrutschungen ist Flußerosion, sei es Tiefen- oder Seitenerosion, wobei als Folge der Unterschneidung des Böschungsfußes die Böschung abrutscht. Dabei geht das davon erfaßte Kulturland meist endgültig verloren. Als Beispiel seien die sehr zahlreichen Schuttrutschungen im Prätigau, etwa im Furner- und Fideriser-Tobel, am Taschines- und Schraubach genannt (siehe Fig. 40).

Längs Bach- und Flußläufen läßt sich oft eine Kombination beider Ursachen erkennen, indem feuchte Partien der Böschung schon bei relativ flacher Neigung abgleiten, wenn ihr Fuß von der Erosion tangiert wird. Oft wird ein solcher Schuttanriß zur bleibenden Quellnische, oder anders gesagt, die typischen Quellnischen sind meist aus dem Abriß einer einstigen Schuttrutschung hervorgegangen, wobei vor der Rutschung das Wasser der späteren Quelle die Feuchtigkeit zur Bildung einer nassen Schmierschicht geliefert hatte.

Gleichgültig, welches auch die Ursache einer Schuttrutschung sei, weist eine Böschung, die durch eine spontane Rutschung von Vegetation entblößt wurde, sekundär sofort wieder eine bedeutend größere Anfälligkeit gegen Tiefenerosion auf. Nicht selten ist gerade diese nachfolgende Tiefenerosion viel einschneidender (im eigentlichen Sinne des Wortes) als die ursprüngliche Schuttrutschung, einerseits durch die Zerstörung von Kulturland, andererseits durch die Belastung der unterliegenden Gewässer mit Erosionsschutt.

Eine Rutschung besonderer Art stellte der Uferereinbruch am Davosersee vom 7. Februar 1923 dar, als zufolge der künstlichen Absenkung des Seespiegels um 11,30 m das Delta des Totalpbaches auf eine Länge von 370 m und eine mittlere Breite von etwa 70 m abglitt. Die an der Bewegung beteiligte Kubatur betrug 900 000 m³, die Seefläche vergrößerte sich dadurch um 19460 m² oder 3,5% (R. Moor, 1923).

Zur Berechnung der Massenverlagerungen durch rasche Schuttrutschungen fehlen uns genauere Angaben. Wir sind auf reine Schätzungen angewiesen:

Rasche Schuttrutschungen sind üblicherweise ziemlich oberflächlich und reichen nicht in die Tiefe. Tiefgründige Schuttrutschungen fehlen zwar nicht ganz, bilden aber doch die Ausnahme. Als mittlere Mächtigkeit für eine erste Schätzung nehmen wir 3 m an.

Ebenso ist die beteiligte Fläche nicht leicht zu erfassen. Neben vielen kleineren Schuttrutschungen entlang den Gewässern entstehen zahlreiche andere in der Hochgebirgsregion, besonders zur Zeit der Schneeschmelze, die kaum registriert werden. Gesamthaft schätzen wir die Fläche, auf welcher im Laufe eines Jahres solche Rutschungen stattfinden, auf rund 5 km² oder 0,12% des Gesamtareals.

Daraus würde für die im Laufe eines Jahres an rasch ablaufenden Rutschungen beteiligte Kubatur die Zahl von rund 15 Millionen Kubikmeter oder, bei einem Raumgewicht von 1,8 t/m³, von 27 Millionen Tonnen resultieren.

Der zurückgelegte Weg pro Jahr, der bei einmaligen, raschen Rutschen identisch ist mit dem «Weg pro Ereignis», zeigt naturgemäß von Objekt zu Objekt große Unterschiede. Die Annahme einer mittleren Verlagerung von 2 m in horizontaler und 1 m in vertikaler Richtung erscheint uns als angemessen.

Daraus ergeben sich pro Jahr die Schätzungen der Tabelle 10:

Tabelle 10.

Massenverlagerung durch rasche Schuttrutschungen

Mittlere Mächtigkeit	3 m
Beteiligte Fläche	$5 \cdot 10^6 \text{ m}^2$
Bewegte Kubatur	$15 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
Bewegte Masse bei $\gamma = 1,8 \text{ t/m}^3$	$27 \cdot 10^6 \text{ t}$
Zurückgelegter Weg pro Jahr horizontal	2 m
Zurückgelegter Weg pro Jahr vertikal	1 m
Massenverlagerung pro Jahr horizontal	$54 \cdot 10^6 \text{ mt}$
Massenverlagerung pro Jahr vertikal	$27 \cdot 10^6 \text{ mt}$

b) Langsame, lang andauernde Kriechbewegungen im Schutt

Im Gegensatz zur oberflächlichen Schuttrutschung, die mit relativ großer Geschwindigkeit und in kurzer Zeit, d. h. in Minuten, Stunden oder wenigen Tagen abläuft und nachher meist endgültig zur Ruhe kommt, steht die tiefgründige, langsame und auch nach Jahren und Jahrhunderten noch in Bewegung sich befindliche Kriechbewegung des Schuttes. Sie setzt eine weitgehend plastische Verformbarkeit des Schuttes voraus, schließt aber scharfe obere Abrißränder und eine oder mehrere übereinanderliegende Gleitflächen nicht aus. Abrißrand und Gleitflächen sind aber auch Kennzeichen von Rutschungen, so daß sich Kriechbewegungen im Schutt nicht immer scharf von reinen Rutschungen oder Gleitungen abgrenzen lassen.

Die Ursache solcher Kriechbewegungen liegt in der Instabilität lockeren Schuttes an Hängen, der die Tendenz zu langsamen, plastischen Deformationen zeigt.

Ist der landwirtschaftliche Schaden solcher langsamen Schuttbewegungen auch ganz unbedeutend, weil die Pflanzendecke dabei nicht tangiert wird, so sind die bleibenden Verformungen und Zerstörungen an Gebäuden und Kunstbauten aller Art um so schwerwiegender, wie folgende Beispiele veranschaulichen mögen:

Der Castieler Viadukt der 1914 eröffneten Chur-Arosa-Bahn, aus drei gemauerten Gewölben bestehend, mußte nach 30 Jahren vollständig durch eine Eisenkonstruktion ersetzt werden, weil das rechte Widerlager und der erste Pfeiler in einen Schutthang hatten fundiert werden müssen, der Bewegungen von rund 1—4 cm pro Jahr zeigt, was trotz Unterfangung des rechten Widerlagers und Verstärkung der Gewölbe schließlich zu unhaltbaren Deformationen der Brücke führte (R. Haefeli, 1944).

Weitere Brückenreparaturen derselben Bahnstrecke erwiesen sich als nötig am Schmalztobel- und Peistertobel-Viadukt (C. Mohr, 1951). In beiden Fällen hatte das westliche Widerlager auf Flyschschutt alter Rutschmassen fundiert werden müssen. Letztere weisen aber auch heute noch langsame Kriechbewegungen auf und verursachen damit Risse und Deformationen an den Viadukten. Das Alter der in Frage stehenden Rutschmassen von Spondetscha und Peist ist sicher postglazial.

Die schlanke Eisenbetonbrücke der Rhätischen Bahn über die Landquart bei Klosters, die 1930 gebaut worden war, zeigte bereits acht Jahre später starke Risse und Deformationen, die ebenfalls durch langsame Kriechbewegungen des linken Talhanges bedingt waren. Es handelt sich um den Fuß des großen Gotschna-Bergsturzes, der noch etwas Lokalmoräne trägt; sein Alter ist nach J. Cadisch (1926) spätglazial. Ein rund 100 m westlich über dem Tunnelportal gelegener Beobachtungspunkt bewegte sich mit annähernd konstanter Geschwindigkeit in 13 Jahren, von 1939—1952, in der Horizontalen 48 cm nach Osten, in der Vertikalen 15 cm abwärts; andere benachbarte Terrainpunkte bewegten sich langsamer, aber ungefähr in der gleichen Richtung. Die Bewegungsrichtung fällt wesentlich weniger steil hangabwärts als die Terrainoberfläche; der Winkel zwischen Oberfläche und Geschwindigkeitsvektor, der Kriechwinkel, ist negativ. Der Hangfuß befindet sich somit eindeutig in einer Stauzone: Als Folge der Kriechbewegung erhöht sich das Gelände. Das relativ hohe Alter dieser Bergsturzablagerung und die seit 1930 wirkende tiefgründige Entwässerung durch den Bahntunnel genügen also offensichtlich nicht,

solche Kriechbewegungen auszuschalten, Die technische Sanierung der Brücke bestand in diesem Fall darin, daß ein starker Druckriegel zwischen beiden Widerlagern eingebaut wurde und damit der kriechende Schutt sich beidseits des linken Widerlagers längs Scherflächen vorbeibewegt, ohne das Widerlager selbst wesentlich mitzubewegen (Mohr, Haefeli, Meißer, Waltz, Schaad, 1947; Haefeli, Schaerer, Amberg, 1953).

Langsame Kriechbewegungen lassen sich oft nicht leicht gegen andere Terrainbewegungen abgrenzen, z. B. gegen Solifluktionen, gegen die im vorigen Abschnitt besprochenen raschen Schuttrutschungen, gegen die nachfolgend behandelten Schieferrutschungen.

Bei langsamen Kriechbewegungen scheinen Gleitflächen schwieriger festzustellen sein; die Sondierschächte am Castieler Viadukt und bei der Klosterser Brücke erreichten jedenfalls die Unterlage des kriechenden Schuttes nicht. Zur Abschätzung der Mächtigkeit solcher in langsamer Bewegung befindlicher Schuttmassen ist man darum noch weitgehend auf die geologischen Geländeaufnahmen angewiesen.

Für eine erste Schätzung der Massenverlagerung durch langsame, kriechende Schuttbewegungen nehmen wir folgende Werte an:

Tabelle 11.

Massenverlagerung durch langsame Kriechbewegungen

Mittlere Mächtigkeit	10 m
Beteiligte Fläche	120 km ² = 2,8%
Bewegte Kubatur	1200 · 10 ⁶ m ³
Bewegte Masse bei $\gamma = 1,9 \text{ t/m}^3$	2280 · 10 ⁶ t
Mittlere Geschwindigkeit pro Jahr:	
horizontal	2 cm
vertikal	1 cm
Massenverlagerung pro Jahr:	
horizontal	46 · 10 ⁶ mt
vertikal	23 · 10 ⁶ mt

4. Schieferrutschungen. Langsame Felsbewegungen auf den Schichtflächen

Ein Hauptcharakteristikum der Bündnerschiefergebiete sind die Schieferrutschungen, die ungewöhnlich große Flächen umfassen und darum, trotz relativ geringer Geschwindigkeit, doch bemerkenswerte geologische, technische und volkswirtschaftliche Wirkungen zur Folge haben. Sie seien darum im folgenden etwas ausführlicher behandelt.

Schieferrutschungen beschränken sich übrigens durchaus nicht nur auf Bündnerschiefer, sondern können überall auftreten, wo die geologischen Voraussetzungen dazu gegeben sind, wie etwa am Crap San Gion nördlich Ilanz, wo sich rund 10 km² Verrucanoschiefer in langsamer Rutschbewegung befinden (L. WYSSLING, 1950).

a) Geographische Verbreitung

Im Lugnez wird fast der gesamte linke Berghang vom Paß Diesrut bis zum Piz Mundaun, im gesamten auf einer Fläche von rund 52 km², von Schieferrutschungen eingenommen. Dasselbe gilt, mit kleinen Ausnahmen, für den linken Berghang des Safientales von der Bärenlücke bis nach Safien-Neukirch mit etwa 40 km² und nochmals bei Tenna mit 6 km² Rutschgebiet, ebenso für die linken Hänge des Rheinwalds und des Schams, soweit sie aus Bündnerschiefer bestehen, wie bei Hinterrhein (Casanawald-Rutsch) 4,5 km², bei Nufenen 5 km², bei Medels 1,5 km² und am Schamserberg 9 km², ebenso in eindrücklicher Weise für den Heinzenberg (siehe Taf. III und IV) vom Nollatobel bis nördlich Präz mit 38 km². Schließlich gilt es auch für große Abschnitte der westlichen Talflanken des Oberhalbsteins und der Lenzerheide und auch für einige der bedeutendsten Rutschungen im Schanfigg und Prätigau.



Fig. 26. Heinzenberggrat von Norden, mit Blick gegen Piz Beverin, Carnusatobel und Brusghorn. Durch die im Vordergrund des Bildes von rechts nach links gerichtete Sackungsbewegung im Bündnerschiefer sind der Grat und die nach Osten daran anschließende, relativ flache Hangpartie völlig in treppenartig gestufte Schollen aufgelöst worden.



Fig. 27. Schliechtli ob Tenna im Safiental. Der Gipfel, P. 2283,1 m, gleitet auf Schichtflächen talwärts, im Bild von rechts oben nach links unten.

Auf Tafel III (Blatt Safiental, verkleinert auf 1:100 000, mit Darstellung der Bergstürze und Rutschgebiete) sind die wichtigsten der genannten Gebiete genauer dargestellt.

Kurze Zusammenfassungen, besonders im Zusammenhang mit wasserbaulichen Fragen, wurden vom Verfasser schon 1948 und 1953 gegeben.

b) Äußere Erscheinungsform

Alle vorhin genannten Rutschgebiete weisen so auffallend gleiche Merkmale auf, daß sie ohne weiteres gesamthaft als geologisch einheitliche Erscheinung beschrieben und erklärt werden können.

Schieferrutschungen verursachen ein relativ flaches Hanggefälle von etwa 22–30%. Das Gelände ist meistens nur an den Gipfeln, die aus anstehendem Fels bestehen und über die Rutschgebiete hinausragen, und in den Erosionsanrissen am Fuße der Rutschhänge wesentlich steiler. Es ist also völlig unzutreffend, wenn gelegentlich behauptet wird, solche Rutschungen entstünden wegen der zu großen Steilheit des Gehänges.

Die Abrißränder befinden sich auf weite Strecken direkt auf dem obersten Grat (siehe Taf. IV und Fig. 26), auf der Wasserscheide, oder greifen häufig sogar noch über diese hinweg. Einzig alleinstehende Gipfel ragen darüber hinaus, wie etwa im Safiental Piz Tomül, Crap Grisch und Cadeina dil Signina, die dann auch ganz bedeutend steilere Gehänge und Wände aufweisen als die Rutschgebiete.



Fig. 28. Abrißrand von rund 20 m Höhe im Rutschgebiet des Heizenberges. Bruchbühl NW Glaspäß, Blick gegen NW.

Durch die Abrisse wird die Wasserscheide auf weite Distanz aufgegliedert in eine größere Anzahl paralleler Gräte, die unter sich durch Nackentälchen getrennt sind, in welchen häufig kleine Seelein liegen. Damit im Zusammenhang steht selbstverständlich auch eine Erniedrigung und seitliche Verschiebung der Wasserscheide.

Die Abrißränder und die unmittelbar an sie anschließende Sackungszone deuten am offensichtlichsten auf stärkere Bewegungen hin. Klaffende Spalten, Nackentälchen, scharfe, halbmondförmige, nach oben konvex gekrümmte Abrißlinien in girlandenförmiger Folge und davon losgelöste und durch ein Nackentälchen getrennte, «abgesackte», sonst aber im Verband noch weitgehend intakte Felskomplexe kennzeichnen diese Zerrzone. Sie sind die markantesten und sichersten Anzeichen von Schiefer-rutschungen (Fig. 26 und 28).

Für diese obersten Abschnitte der Schieferrutschungen würde meist der Begriff der «Sackung» passen, nämlich als noch weitgehend im Schichtverband mit starker Vertikalkomponente bewegte Felsmassen.

Gelegentlich kommt es auch zur Durchkreuzung von zwei Systemen von Zerr-Rissen, wobei dann oft interessante Intersektionen der beiden meist nicht völlig gleichwertigen Strukturen entstehen. Als Beispiel nennen wir den oberen Heinzenberg mit drei scharf voneinander unterscheidbaren Rutschgebieten, deren Sackungsstrukturen sich kreuzen (H. JÄCKLI, 1948). Auf Tafel IV ist ein Ausschnitt davon dargestellt.

Der mittlere Teil der Rutschhänge ist voller Geländewellen, hervorgegangen aus Zerr-Rissen und Stauchwülsten, und oft auch von Felsblöcken aller Größen übersät (Fig. 29).



Fig. 29. Säbelwuchs an Nadelbäumen, ein Kennzeichen von Rutschhängen. Waldgrenze östlich über Vals, Horn-Nordhang.

Ein Ablagerungsgebiet im engeren Sinne, wie etwa bei Felsstürzen oder lokalen Schuttrutschungen, kann nicht scharf abgegrenzt werden. Wo keine fluviatile Entfernung des Schuttes am Fuße des Rutschhanges stattfindet, sei es, weil der Fluß nicht erodiert, wie etwa im Kessel von Safien-Talkirch, oder weil die Rutschung gar nicht an den Fluß hinunterreicht, wie etwa im Schams oder im ganzen Domleschg, muß es zwangsläufig in den untersten Abschnitten des Rutschkomplexes zu einer langsamen Terrainerhöhung kommen, einer Aufwölbung, die raummäßig den Absackungsbeträgen im Abriß- und Zerrgebiet entspricht.

Beispiel: Der Vermessungspunkt Pleiv, dessen Bewegungen 1917—1948 auf Figur 30 dargestellt sind, bewegte sich in diesen 31 Jahren in der Horizontalkomponente um 128 cm flußwärts, in der Vertikalkomponente um 10 cm aufwärts. Dem durchschnittlichen Hanggefälle von 25% zwischen Obergrenze der Rutschung am Fuß des Piz Plauncas und dem Glenner hätte bei hangparalleler Verschiebung eine Senkung von 32 cm entsprochen; die relative Aufwölbung, bezogen auf die mittlere Hangneigung, betrug demnach $10 + 32 = 42$ cm oder etwa 13 mm pro Jahr. Der «Kriechwinkel» ist an dieser Stelle stark negativ und mißt -19° .

Im mittleren und unteren Teil der Rutschgebiete ist die Auflockerung, Zerrüttung und Verbands-Auflösung der schieferigen Felsunterlage weiter fortgeschritten als im Abrißgebiet. Neben größeren, scheinbar noch ziemlich intakten Felskomplexen, bei denen nur ihre abnorme Schichtlage darauf hinweist, daß sie nicht mehr eigentlich anstehend sind, gibt es darüber oder darunter wieder Schiefermassen, die völlig zerrüttet und aufgelockert sind und fast als Schieferschutt bezeichnet werden müssen.

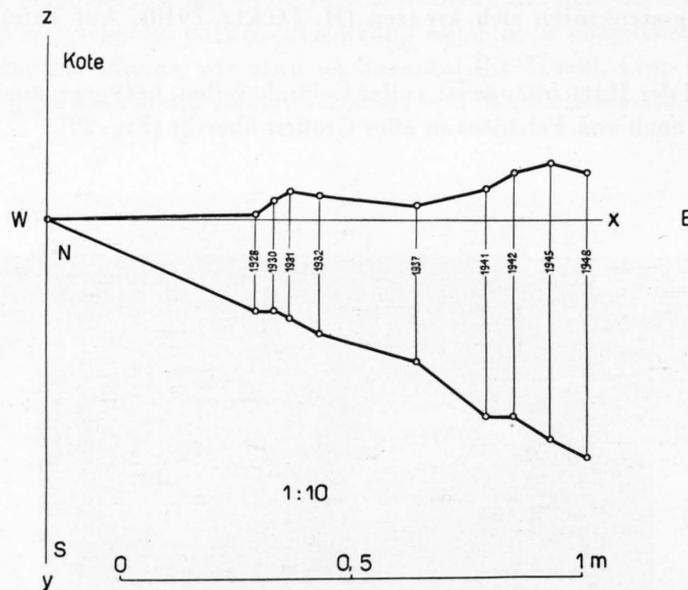


Fig. 30. Bewegungen des Fixpunktes Pleiv im Lugnez, 1917-1948. (Nach Vermessungen der Eidg. Landestopographie.)

Die noch kompakten Partien treten dann morphologisch als Felsköpfe und Rippen aus den sanfteren Formen der aufgelockerten Umgebung hervor. Ferner sind die tieferen Abschnitte der Rutschgebiete stets auf weite Flächen von Moränen und Gehänge- oder Wildbachschutt bedeckt, welche selbstverständlich auf ihrer rutschenden Schieferunterlage mitrutschen, so daß auch durch diesen Umstand keine scharfe Trennung zwischen Fels- und Schuttrutschung möglich ist. Die Darstellung solcher Gebiete auf geologischen Karten ist deshalb nicht einfach und oft unbefriedigend.

c) Bewegungsrichtung und Geschwindigkeit

Die Bewegungsrichtung fällt weitgehend mit dem Schichtfallen zusammen. Dementsprechend verlaufen die Bewegungen verschiedener Punkte desselben Rutschgebietes unter sich ungefähr parallel, soweit Streichen und Fallen der Gleitunterlage gleich bleiben, selbstverständlich mit Abweichungen von einigen Graden. Sekundär vermögen Erosionsanrisse oder standfeste, nicht rutschende Widerlager des Felsuntergrundes die Bewegungsrichtung zu beeinflussen.

Wie periodische Kontrollmessungen ergeben, kann aber im Verlauf weniger Jahre die Bewegungsrichtung ein und desselben Punktes gewissen Richtungsänderungen unterworfen sein. Auf Figur 30 ist für den Beobachtungspunkt Pleiv im mittleren Lugnez eine solche Bewegungskurve dargestellt. Solche Richtungsänderungen weisen auf mehrere übereinander liegende Gleitflächen hin, die unter sich aber nicht genau parallel verlaufen und daher voneinander etwas abweichende Gleitrichtungen zeigen. Schwanken dann die Geschwindigkeiten auf verschiedenen Gleitflächen nicht synchron, so resultiert daraus eine bezüglich der Richtung sehr ungleichförmige Bewegung der Oberfläche.

Die Geschwindigkeiten sind größeren örtlichen Schwankungen unterworfen. Im gleichen Rutschgebiet trifft man die größten Beträge einerseits direkt über den Erosionsanrisen, beispielsweise über dem Nolla bei Tschappina (12—15 cm/Jahr) und bei Urmein (11, 13, 17 cm/Jahr), über dem Glenner in Vigens (12—14 cm/Jahr) und bei Peiden (25 cm/Jahr). Andererseits zeigen aber gerade die Abrißgebiete

nördlich des Glaspasses, in der Bruchalp, weit entfernt von erodierenden Gewässern, mit 20—27 cm/Jahr ebenfalls sehr große Geschwindigkeiten. Leider fehlen aus den Abrißgebieten am Mundaun und im Safiental diesbezügliche Messungen.

Ferner unterliegen die Geschwindigkeiten auch gewissen zeitlichen Schwankungen, die mit Feuchtigkeitsänderungen des Bodens, unter Umständen auch mit künstlichen Eingriffen (Entwässerungen) in Zusammenhang stehen.

Leider sind aber die uns bisher zur Verfügung stehenden Messungen viel zu spärlich und unvollständig, als daß sich daraus schon exaktere Schlußfolgerungen und Zusammenhänge zwischen Geschwindigkeit und Regenhöhe, jährlicher Verteilung der Niederschläge, Schneemenge und Schneeschmelze usw. ziehen ließen.

d) Massenverlagerung durch Schieferrutschungen

Zur Bestimmung der Kubatur einer Rutschung wäre die Kenntnis der oberflächlichen Umgrenzung und der Mächtigkeit notwendig. Der obere Abrißrand, meist auch die seitliche Begrenzung, ist mit geologisch-morphologischen Methoden meist genügend scharf und sicher zu bestimmen. Etwas problematischer ist dagegen die untere Begrenzung, besonders dort, wo die Rutschmasse, wie etwa im Domleschg, nicht direkt an einen Fluß angrenzt, sondern in einen Hangfuß aus anstehendem Fels übergeht.

Tabelle 12.

Massenverlagerung durch Schieferrutschungen

A. Mittleres Lugnez:	
Mittlere Mächtigkeit	100 m
Fläche	25 km ² = 0,58%
Kubatur	2500 · 10 ⁶ m ³
Masse bei $\gamma = 2,0 \text{ t/m}^3$	5000 · 10 ⁶ t
Zurückgelegter Weg pro Jahr horizontal	5,0 cm
Zurückgelegter Weg pro Jahr vertikal	1,5 cm
Massenverlagerung pro Jahr horizontal	250 · 10 ⁶ mt
Massenverlagerung pro Jahr vertikal	75 · 10 ⁶ mt
B. Südlicher Heinzenberg:	
Mittlere Mächtigkeit	150 m
Fläche	10 km ² = 0,23%
Kubatur	1500 · 10 ⁶ m ³
Masse bei $\gamma = 2,0 \text{ t/m}^3$	3000 · 10 ⁶ t
Zurückgelegter Weg pro Jahr horizontal	10 cm
Zurückgelegter Weg pro Jahr vertikal	2,5 cm
Massenverlagerung pro Jahr horizontal	300 · 10 ⁶ mt
Massenverlagerung pro Jahr vertikal	75 · 10 ⁶ mt
C. Ganzes bündnerisches Rheingebiet:	
Mittlere Mächtigkeit	50 m
Fläche	280 km ² = 6,5%
Kubatur	14000 · 10 ⁶ m ³
Masse bei $\gamma = 2,0 \text{ t/m}^3$	28000 · 10 ⁶ t
Zurückgelegter Weg pro Jahr horizontal	3 cm
Zurückgelegter Weg pro Jahr vertikal	0,8 cm
Massenverlagerung pro Jahr horizontal	840 · 10 ⁶ mt
Massenverlagerung pro Jahr vertikal	224 · 10 ⁶ mt

Wesentlich schwieriger ist die Bestimmung bzw. die Abschätzung der Mächtigkeit der bewegten Masse und des Geschwindigkeitsprofils im Innern der Rutschmasse. Stollen und Tunnels weichen solchen Rutschmassen konsequent aus, so daß aus ihnen nur ausnahmsweise Mächtigkeitsangaben zu gewinnen sind.

Als Beispiel werden in der folgenden Tabelle 12 für die beiden Rutschgebiete mittleres Lugnez und Heinzenberg, von denen Bewegungsmessungen von zahlreichen Oberflächenpunkten (siehe Taf. III) zur Verfügung stehen, die Kubaturschätzungen und daraus die Massenverlagerungsberechnungen zusammengestellt, und dann dasselbe, mit noch größeren Ungenauigkeiten, für das ganze bündnerische Rheingebiet wiederholt.

Selbstverständlich handelt es sich bei diesen Zahlen um sehr approximative Schätzungen. Fehlerquellen liegen bei der unsicheren seitlichen und unteren Begrenzung der heute noch akuten Rutschgebiete, bei der Abschätzung der Mächtigkeit der bewegten Massen und bei der Geschwindigkeit, die sowohl starken örtlichen wie auch zeitlichen Schwankungen unterworfen ist.

Dessen ungeachtet vermitteln diese geschätzten Zahlen doch mindestens größenordnungsmäßig ungefähr einen Begriff des Umfangs derartiger Terrainbewegungen.

e) Die Rutschung von Schuders im Prätigau

Wenn wir bisher die großen Rutschgebiete des Lugnez oder des Heinzenberges als typische Beispiele für Schieferrutschungen nannten, so müssen wir im Gegensatz dazu den in den letzten Jahren in der Öffentlichkeit oft erwähnten Rutsch von Schuders seiner Steilheit und großen Rutschgeschwindigkeit wegen eher als ein atypisches Beispiel bezeichnen. Er sei im folgenden kurz beschrieben.

Der Schraubach mündet bei Schiers von NE her in die Landquart; seine Quellbäche, Weißbach und Drusenbach, durchfließen ausgedehnte, unbewachsene Erosionsanrisse in Moränen und weichen Flyschschiefern und sind dementsprechend sehr geschiebereich. (Siehe Fig. 40.)

Zwischen dem Salginatobel und dem Dörfchen Schuders auf 1270 m entwickelte sich auf der rechten Schraubachflanke seit Mitte der zwanziger Jahre dieses Jahrhunderts ein Schieferrutsch, der sich weniger durch seine Größe als vielmehr durch seine große Geschwindigkeit der Rutschbewegung auszeichnet. Letztere beträgt seit 1936, dem Beginn systematischerer Bewegungskontrollen, im Mittel von zwanzig Jahren rund 1,5—2 m/Jahr, im Maximum bis 3 m/Jahr, und überbietet damit die größten Geschwindigkeiten bei Peiden im Lugnez oder bei Tschappina am Heinzenberg um rund das Zehnfache!

Ein Grund für diese hohen Geschwindigkeiten liegt in der steilen Lagerung der tonreichen Schichten, die zur Sassauna-Serie P. Nännys (1948) gehören und die stellenweise mit 50—75° gegen den Schraubach einfallen. Dementsprechend ist auch die mittlere Hangneigung größer als anderswo in Rutschgebieten und beträgt vom obersten Abrißrand oberhalb Sut Pra auf 1420 m über Fadiel bis hinunter zum Schraubach auf 800 m ü. M. rund 32° oder 62%! Da das imposante Abrißgebiet verhältnismäßig tief, nämlich auf 1100—1400 m liegt und vom einzigen Zufahrtssträßchen nach Schuders gequert wird, ist es selbst für Journalisten, leicht zugänglich.

Die akute Rutschung ist unten am Schraubach etwa 1,2 km breit, im Abrißgebiet nur wenig schmaler, und etwa 1 km lang; die an der Rutschung beteiligte Fläche umfaßt somit rund 1,1 km².

Die Mächtigkeit des bewegten Komplexes dürfte im obersten Teil 15—30 m betragen, muß sich aber hangabwärts stark reduzieren, denn eine auf 950 m ü. M. errichtete hangparallele Sperre zwischen Cresta und Fadiel vermochte sich seit Jahren zu halten, was bei größerem Tiefgang der Rutschung an jener Stelle ausgeschlossen gewesen wäre.

Tabelle 13.

Massenverlagerung durch den Rutsch von Schuders

Mittlere Mächtigkeit	10 m
Fläche	1,1 km ²
Kubatur	11 · 10 ⁶ m ³
Masse bei $\gamma = 2,0 \text{ t/m}^3$	22 · 10 ⁶ t
Zurückgelegter Weg pro Jahr horizontal	1,8 m
Zurückgelegter Weg pro Jahr vertikal	1,1 m
Massenverlagerung pro Jahr horizontal	40 · 10 ⁶ mt
Massenverlagerung pro Jahr vertikal	24 · 10 ⁶ mt

Bewegungsbeträge und -richtungen sind im oberen Abschnitt recht gut bekannt. Unter den Abrissen fällt der Vektor mit rund 60° gegen den Schraubach ein, die Vertikalkomponente ist rund doppelt so groß wie die Horizontalkomponente, die Bewegung ist dadurch in jenem Abschnitt als «Sackung» gekennzeichnet. Weiter unten verläuft die Bewegung mehr hangparallel, wobei untergeordnet auch lokale Aufwölbungen entstehen können. Im Steilhang über dem Schraubach nimmt der Rutsch schließlich gewisse Eigenheiten von Erosionsanrissen an, mit oberflächlichem Abgleiten und Nachrutschen durchnässten, unbewachsenen Schuttes. Tabelle 13 enthält die auf Grund der Vermessungskontrollen etwas genauer als andernorts möglichen Schätzungen der Massenverlagerungen pro Jahr, als Mittel der letzten 20 Jahre:

Klänge es nicht zynisch, so müßte der Geologe erklären, der Schuderser Rutsch sei ein schöner Rutsch. Der oberste Abrißbrand präsentiert sich als 20—30 m hohe Felswand aus Flysch, die unter den Augen der Anwohner höher und höher wird, jedes Jahr um 1—2 m. Darunter folgen Nackentälchen in endloser Zahl, sekundäre Abrißkanten, Stauchwülste, lokale Rutsche und Rutschchen aller Größen. Figur 31 vermittelt davon einen kleinen Ausschnitt aus der Zeit der Schneeschmelze, die sich selbstverständlich durch besondere Aktivität auszeichnet.

Was vor 30 Jahren noch wertvolle Fettwiese mit stattlichen Ställen und Heugaden war, ist heute wertlose Weide oder Brachland. Die Gebäude stehen schief, sind zerdrückt oder bereits regelrecht umgefallen. Das Fahrsträßchen nach Schuders muß alle paar Monate in irgendeinem Abschnitt neu verlegt werden, und nur zu oft ist Schuders überhaupt von der Umwelt isoliert, weil die Straße im Rutschgebiet wieder unterbrochen ist. Die Veränderungen vollziehen sich mit einer für kontinuierliche geologische Prozesse ungewohnt großen Geschwindigkeit, siehe Figur 32 und 33, so daß die periodische Besichtigung dieses Rutsches zum Erlebnis wird.



Fig. 31. Rutschung von Schuders zur Zeit der Schneeschmelze, 27. März 1956. (Photo H. Börlin, Schiers.)

Zwei ernste Probleme stehen mit dem Schuderser Rutsch in engstem Zusammenhang, die recht schwierig zu lösen sind:

Wie kann verhindert werden, daß abrutschende Massen den Schraubach vorübergehend stauen und bei dessen nachherigem Ausbruch nicht eine Überflutung im Haupttal von Schiers an abwärts eintritt?

Wie kann vermieden werden, daß der heutige Rutsch sich nach Osten ausweitert und das heute noch unversehrte Dörfchen Schuders auch noch erfaßt?

Diese Fragen seien hier nur aufgeworfen zur Illustration, mit welchen komplexen Gefahren geologischer Art sich die Gebirgsbevölkerung zu beschäftigen hat. Sie zu beantworten ist hier nicht der Ort.



Fig. 32. Detail aus dem Rutschgebiet von Schuders: Auflösung und Zerstörung der schützenden Grasnarbe. Zustand am 6. August 1956. (Photo H. Börlin, Schiers.)



Fig. 33. Dieselbe Stelle wie Fig. 32, 3 Wochen später, am 1. September 1956. (Photo H. Börlin, Schiers.)

f) Geologische Ursachen der Schieferrutschungen

Der einheitliche Aspekt dieser typischen Schieferrutschungen, sei es im Lugnez, im Safiental, Hinterrheintal oder anderswo, weist auf gleiche Ursachen hin.

I. Petrographie der Felsunterlage

Die Bündnerschiefer im weiteren Sinn, also eingeschlossen penninischer Flysch, dazu die schieferigen Teile der penninischen Trias (helle, gelbe, grüne oder violette, weiche Tonphyllite) und schließlich auch gewisse Horizonte des gotthardmassivischen Permokarbons am Mundaun und des Verrucanos an der Nordflanke des Vorderrheintales zeichnen sich nicht nur durch ihre stark schieferige Textur aus, sondern auch durch ihren meist hohen Gehalt primär an Tonmineralien, sekundär an Serizit, welcher letzterer bei der Epimetamorphose aus ersteren hervorgegangen ist.

Wie schon im Zusammenhang mit der chemischen Verwitterung auf Seite 21 entwickelt worden ist, entstehen unter dem Einfluß des Wassers auf den Schichtflächen (bzw. Schieferungsflächen) dünne Filme verwitterter, wasserreicher Ton-, bzw. Serizitsubstanz, die sich durch außergewöhnlich geringe Kohäsion auszeichnen und damit die Möglichkeit schaffen, daß die Schichtflächen zu Gleitflächen werden. Allgemein ist festzustellen, daß hoher Tongehalt, gleichmäßige und intensive Schieferung, sehr feinkörnige bis feinblättrige Struktur günstige petrographische Voraussetzungen für solche langsamen Bewegungen auf Schichtflächen darstellen.

II. Lagerung

Im westlichen Graubünden zeichnet das nach Osten gerichtete Achsialgefälle zwischen Deckenkulmination des Tessins und Deckendepression von Mittelbünden weitgehend die Lagerung vor. Dieses Achsialgefälle von 15—20° nach E liefert nämlich die wichtigste und konstanteste Komponente des lokalen und regionalen Schichtfallens.

Vom Lugnez bis ins Schanfigg unterliegen die Bündnerschiefer s. 1. meist einer nur mäßigen Schrägstellung von 15—20° nach E, dem Achsengefälle der penninischen Decken entsprechend, und diese Lagerung ist gerade eine höchst wichtige Voraussetzung für langsame Rutschbewegungen.

Bei horizontaler Lagerung, die im bündnerischen Rheingebiet zwar selten ist, kann eine Felsrutschung auf der Schichtfläche nicht auftreten. Aber auch eine sehr steile Schichtlage stellt ein Erschwernis, wenn nicht sogar ein Hindernis für solche Bewegungen dar: Piz Terri, Piz Ault, Cadeina dil Signina sind Beispiele von Bündnerschieferbergen mit lokal stärker aufgerichteten bis saigergestellten Schichten, und sie zeigen auch steile, von Schichtrutschungen weitgehend freie Böschungen. Alle drei ragen mit ihren standfesten Steilböschungen und Wänden relativ imposant aus ihrer verrutschten und demzufolge viel sanfter geböschten Umgebung heraus. Also auch hier wieder die bereits erwähnte Erscheinung: Die Steilheit der Böschung ist eine Funktion, eine Folge der Standfestigkeit des Felsuntergrundes, aber nicht die Ursache der Rutschungen.

III. Beziehung zwischen Schichtstreichen und Talrichtung

A. Wo der Fluß ungefähr parallel zum Schichtstreichen verläuft, entstehen im Bündnerschiefergebiet mit schräggestellter Schichtung die typischen, einfachen Isoklinaltäler: Lugnez, Safiental, Domleschg, Lenzerheide, Oberhalbstein.

Nach Westen bis Nordwesten streichen die Schichtköpfe in die Luft aus; es entstehen dort standfeste, durch steile Tobel und Krachen gegliederte, rauhe Wände oder mindestens steile Flanken. Felsrutschungen auf Schichtflächen können hier keine entstehen.

Nach Osten bis Südosten fallen die Schichten gegen den Fluß zu ein, und solange die durch Denudation oder Erosion primär geschaffene Hauptböschung steiler ist als das Schichtfallen, solange sind die obersten Schichten ihres Fußes beraubt, sie können sich unten nicht abstützen, sie werden, wenn die übrigen Bedingungen erfüllt sind, auf den Schichtflächen abgleiten.

Je flacher das Schichtfallen, um so leichter entstehen ihres Fußes beraubte Schichten, um so langsamer sind natürlich auch die Gleitbewegungen, um so längere Zeit braucht es bis zum Erreichen des Gleichgewichtszustandes, um so flacher wird schlußendlich der wieder zur Ruhe gekommene Hang sein.

B. Wo der Fluß ungefähr senkrecht zum Schichtstreichen fließt, werden die Schichten in der Fallrichtung zersägt, die schräg liegenden Schichtköpfe streichen gegen das Tal aus und bewirken ziemlich standfeste Böschungen. Rutschungen größeren Ausmaßes entstehen kaum. Dafür sind die sehr enge Talstrecke des Valserrheins zwischen Vals und Lugnez oder die heute im Rheinschutt ertrunkene einstige Schluchtstrecke Rothenbrunnen-Rhazüns, in packender Eindrücklichkeit aber selbstverständlich die Via Mala treffliche Beispiele.

IV. Wassergehalt

Alle Terrainbewegungen werden durch einen relativ hohen Wassergehalt in den Gesteinsporen, auf Klüften und Schichtflächen gefördert, oft sogar erst ermöglicht.

Das Untersuchungsgebiet mit rund 850—1000 mm Niederschlag in den Niederungen und dem Doppelten in den Gipfelregionen erhält in der Zeit zwischen der Schneeschmelze im Frühjahr und dem Einsetzen der winterlichen Frostperiode mehr als genug Wasser, um die Bewegungsflächen zu «schmieren». Jede rasche und intensive Schneeschmelze, besonders aber starke sommerliche Niederschläge reaktivieren jeweils zahlreiche kleinere und größere Rutschungen, so daß der Zusammenhang zwischen Bodenwasser und Terrainbewegung allgemein ganz offensichtlich ist.

Die logische Folge ist andererseits, daß Entwässerungen hemmend und sanierend auf die Rutschbewegungen wirken müssen.

Sehr systematisch und ohne Zweifel erfolgreich wurde diesbezüglich im Rutschgebiet des oberen Heinzenberges, zwischen Nollatobel und Lüschergrat vorgegangen: Der einstige Lüschersee auf 1923 m ü. M. wurde 1912 durch einen Stollen unterirdisch entleert. Zwischen Glaspäß und Tschappina wurde eine konsequente Oberflächenentwässerung mittels offener, leicht zu kontrollierender und zu reparierender Gräben angelegt, die teilweise durch Holzkännel ergänzt wurden, und alles so gesammelte Wasser in einen hölzernen Hangkanal geleitet, der den Schwarzen Nolla entlastet, und erst bei Unterschappina ins Maitlitobel, ein Seitentobel des Nolla, mündet, welches mittels Quersperren systematisch verbaut ist. Dazu gesellt sich die künstliche Aufforstung, die in dem tiefgründigen Boden recht gut gedeiht.

5. Felsabsackungen

Im Gegensatz zur Felsrutschung, die auf Schichtflächen gleitet, vollziehen sich gelegentlich andere Felsbewegungen auch schräg zur Schichtung oder sogar direkt über die Schichtköpfe, also in einer dem Schichtfallen mehr oder weniger entgegengesetzten Richtung. Die Gleitfläche fällt dabei nicht mehr mit der Schichtfläche zusammen.

Überwiegt dabei noch die horizontale Bewegungskomponente stark, so verwendet man ebenfalls den Begriff «Rutschung». Ist jedoch die vertikale Bewegungskomponente stark betont und verbleibt das bewegte Material noch einigermaßen im Schichtverband, im Gegensatz zum völlig aufgelösten Trümmerhaufen eines Bergsturzes, so hat sich dafür das Wort «Sackung» eingebürgert. Gelegentlich erscheint eine Sackung als ein in den Anfängen steckengebliebener Bergsturz.

Die Flächenausdehnungen der Sackungsgebiete bleiben hinter den großen Bergsturzablagerungen wesentlich zurück; einige wichtige unter ihnen, die auf Karten dargestellt wurden, sind die folgenden:

Laus am Fuße der Carvera E Disentis, etwa 6 km², Permokarbon (Fr. Weber).

Scharboden S Vrin, etwa 1 km², Bündnerschiefer (H. Jäckli).

Reischen im Schams, etwa 1 km², Bündnerschiefer (A. Buxtorf).

Parnegl E Sils i. D., etwa 2 km², Bündnerschiefer (H. Jäckli).

God da Rona im Oberhalbstein, etwa 3 km², Flysch und Ophiolithe (R. Staub).

Spegnas SW Rona im Oberhalbstein, etwa 1 km², Arblatsch-Flysch (R. Staub).

Carungas E-Flanke, Oberhalbstein, etwa 0,5 km², Kristallin (Cornelius).

Lenzerhorn bei Brienz, mit rezenten Bewegungen des anschließenden Schuttstromes, etwa 1,5 km², Triasdolomit (R. Brauchli).

Rutschwald N Davos, 0,5 km², Kristallin (J. Cadisch und P. Bearth).

Korbshorn W- und N-Flanke, W Davos, etwa 1 km², Kristallin (J. Cadisch).

Tschuggen-Mädriegerfluh W Davos, etwa 0,5 km², Kristallin (J. Cadisch).

Erbalpen N Davos-Frauenkirch, etwa 1 km², Kristallin (J. Cadisch).

Zwischen den typischen und eindeutigen Sackungen und den Felsrutschungen auf der Schichtfläche sowie den Bergstürzen als spontane, rasche Bewegungen, bestehen alle Übergänge. Die Ausscheidung als Sackung wird deshalb auf den Karten weitgehend individuell gehandhabt.

Das Alter der Sackung ist meistens schwer anzugeben und wird auf den geologischen Karten üblicherweise auch nicht berücksichtigt. Denn wenn auch der abgesackte Fels Moräne trägt, kann oft nicht entschieden werden, ob diese vor oder nach der Sackungsbewegung auf den Fels abgelagert worden ist.

Auch ist es ohne Kontrollvermessungen oft recht schwierig, zu entscheiden, ob und wie weit noch rezente Sackungsbewegungen andauern, wie weit Sackungsmassen langsamen Kriechbewegungen unterliegen und wo die Grenze gegen momentan unbewegte Partien liegt.

E. Fluviale Wirkungen

Wo auch immer zwei Gebirgsflüsse sich vereinigen, wie Nolla und Hinterrhein oder Hinter- und Vorderrhein oder Glenner und Vorderrhein, da erfreut sich der Beschauer zeitlos am Spiel der sich umarmenden, sich durchdringenden, sich bekämpfenden und schließlich und bleibend doch sich vereinigenden Fluten. Fließen aber nicht beide klar, sondern führen sie in verschiedenem Maße oder in unterschiedlicher Farbe Schlamm aus ihrem Einzugsgebiet mit, dann verfällt auch der unwissenschaftlichste Nichtgeologe aktuogeologischen Gedankengängen über fluviale Erosion und fluvialen Transport.

Nicolin Sererhard, Pfarrer zu Seewis im Prätigau, eröffnete seine 1742 gedruckte «Einfalte Delineation aller Gemeinden gemeiner dreyen Bünden» mit folgender Erklärung des Namens und des grauweißen Wappens des Grauen Bundes:

«Dieser Bund wird der graue Bund genennet, wie man meynet von dem Lugnezer Landwasser Gloin har, welches bey Ilanz, allwo es sich in den vordern Rhein ergießet, eine graue Farb praesentirt. Von diesem so genanten Bund La Liga Grisa werden alle Bündner mit einem General Namen bey den Ausländischen benamset Grisoni, oder die Grau Bündner.

Ja, weil bey dem Zusammenfluß des Rheins und Glorin oder Gleners der Rhein weiser Farb und der Glener grauer Farb ist, soll auch der Ober Bund diese zwei Farben zu seiner Liberei angenommen haben.»

1. Fluviale Erosion

Die Flußerosion und ihre Bekämpfung wird seit langem von den Ingenieurwissenschaften systematisch untersucht. Im folgenden sollen die hydraulischen Gesichtspunkte bewußt zurückgestellt und dafür die geologische Komponente des ganzen Problems etwas mehr betont werden.

Zwei Merkmale kennzeichnen die fluviale Erosion besonders:

Erstens die örtliche Auswahl extrem erosionsanfälliger Lockermassen, wie z. B. unbewachsene Anrisse in Moränen und Gehängeschutt, oder aber sehr steile Tobel in weichen, schieferigen Gesteinen von geringer Erosionsresistenz.

Zweitens die zeitliche Auswahl scharfer Hochwasserspitzen, indem Erosionswirkung und Schleppkraft mit der Wassermenge nicht proportional, sondern progressiv zunehmen.

Andererseits gibt es Regionen, wie beispielsweise viele Paßhöhen, wo die fluviale Erosion äußerst gering ist, oder Zeiten, wie beispielsweise jeden Winter, in denen während Monaten das klare Niederwasser der Flüsse keine nennenswerte Erosionstätigkeit zu vollbringen vermag.

a) Einzugsgebiete

In jedem Einzugsgebiet eines Gewässers können wir in bezug auf die fluvialen Wirkungen folgende Areale unterscheiden:

I. Gebiete, in denen heute nicht Erosion, sondern vielmehr Aufschüttung stattfindet:

- A. Seen;
- B. flache Talsohlen und Becken;
- C. Bachschuttkegel am Ausgang von Nebentälern;
- D. natürliche Aufschotterungsstrecken in Flußbetten;
- E. künstliche Aufschotterungen in verbauten Wildbächen und Flüssen und künstliche Kolmatierungen in Talsohlen.

Um den Betrag des in diesen Räumen abgelagerten Materials wird der Rhein als Vorfluter entlastet.

II. Gebiete, die wohl teilweise der Erosion unterliegen, deren Abschwemmungsprodukte den Rhein aber nicht erreichen:

- A. Einzugsgebiete von Seen mit oberirdischem Abfluß;
- B. Mulden ohne oberirdischen Abfluß, mit und ohne Seen.

III. Gebiete mit Erosion, deren Abtragungsprodukte den Rhein tatsächlich erreichen. Nur sie sind für das gefährdete St.-Galler Rheintal und den Bodensee die eigentlichen Schuttlieferanten.

Nach der Intensität der gegenwärtigen Erosion lassen sich diese eigentlichen Erosionsgebiete noch in beliebig viele Intensitätsklassen unterteilen. Der Einfachheit halber beschränken wir uns auf deren drei. Ihre Abgrenzung ist rein konventionell.

A. Gebiete mit sehr intensiver Erosion, permanente Geschiebeherde, die bei jedem Hochwasser wesentliche Schuttmengen in den Rhein liefern: Offene Anrisse in unbewachsenem Schutt, oder sehr steile, aufgelockerte, wenig erosionsresistente Felsflanken über Bächen. Sie sind auf Tafel I, II, IV und V ausgeschieden.

W. VERSELL und ANT. SCHMID beschrieben 1928 alle wichtigen Wildbäche eingehend, so daß hier, unter Hinweis auf jene auch heute noch sehr aktuelle Publikation, auf eine Aufzählung bewußt verzichtet wird.

B. Gebiete mit mittelgroßer Erosion, potentielle Geschiebelieferanten, die üblicherweise nur kleine Geschiebemengen liefern oder nur aperiodisch bei extrem großen Niederschlägen bedeutende Schuttmengen abgeben: Bewachsener Schutt an Hängen; loser Schutt im Talgrund, nur wenig über dem Flußbett erhöht oder im Totwinkel zwischen zwei sich vereinigenden Flüssen gelegen; Schutt auf Gletschereis (Obermoränen) und im Gletschervorfeld. Auf Tafel IV sind diese Gebiete mit blaßroter Flächenfarbe dargestellt.

C. Gebiete mit sehr geringer bis momentan völlig fehlender Flußerosion: Flache, bebauete Talsohlen; flache Alp- und Felsterrassen; durchlässiger Grobschutt; hochgelegene, durchlässige oder erosionsresistente Felspartien; vergletscherte Gebiete.

Die gegenseitige Abgrenzung dieser verschiedenen Gebietskategorien ist nur selten scharf, häufiger vielmehr durch Übergänge gekennzeichnet. Eine künstlich gezogene Grenzlinie entspricht somit den natürlichen Verhältnissen nur ungenau. Dieser Vorbehalt gilt ganz speziell für die Darstellung auf Tafel IV und Tabelle 14, wo der flächenmäßige Anteil der verschiedenen Kategorien kartographisch und durch planimetrische Ausmessung zu erfassen versucht wurde.

Es liegt im Wesen aktuogeologischer Vorgänge, daß nicht selten am selben Ort bald Erosion, bald Akkumulation herrscht, wie beispielsweise in Schuttkegeln von Seitenbächen oder in Regenrillen im Schutt (Fig. 41 und 48). Daß in solchen Fällen jede kartographische Darstellung mangelhaft ist, versteht sich von selbst.

Wie weit darf übrigens eine Erosionsform oder eine Ablagerung als aktuell bezeichnet werden? Wohl solange, als bei einem extremen Niederschlag eine Erosion bzw. Aufschüttung dort überhaupt geologisch und topographisch heute möglich ist, ungeachtet der momentanen Bewachsung und Besiedlung. Nach diesen Gesichtspunkten wurden auf Tafel IV und Tabelle 14 die verschiedenen Gebiete begrenzt.

Zur Erläuterung von Tabelle 14 seien noch folgende Bemerkungen angebracht:

Das Val Maighels, das in der ersten Kolonne dargestellt ist, liegt ganz im Kristallin des Gotthardmassivs und enthält keinen eigentlichen Wildbach; in ihm sind die Erosionsvorgänge relativ gering.

Tambobach, Häusernbach und Strahlatobelbach der Kolonnen 2 bis 4 sind drei benachbarte Seitenbäche zum Hinterrhein mit petrographisch gemischtem Einzugsgebiet. Strahlatobel und besonders Häuserbachtobel vermögen viel Schutt zu liefern.

Das Duviner Tobel der Kolonne 5 ist ein rechtes Seitentobel zum Glenner mit sehr steilen Flanken, die vollständig im Bündnerschiefer liegen. Für das nördlich daran anschließende Pitascher und Rieiner Tobel gelten ganz ähnliche Prozentzahlen.

In Kolonne 6 ist nicht ein einzelnes Einzugsgebiet eines Gewässers, sondern eine 100 km² große, quadratische Fläche mit dem Nollatobel in der Mitte dargestellt. Wie Tafel IV zeigt, liegen die wichtigsten Gebiete mit sehr intensiver Erosion im Nollatobel und im Mathoner Tobel (rom. Val Mirèr), wo im ersteren durch tiefgründige Rutschungen aufgelockerte Bündnerschiefer, im letzteren Lokalmoränen in großer Mächtigkeit und Flysch der Gelbhorn-Decke den Bachschutt liefern.

Tabelle 14

Gliederung einzelner Flußgebiete und des ganzen Rheingebietes

Name des Gewässers und des Tales	1 Rein de Maighels Tavetsch		2 Tambobach im Rheinwald		3 Häusernbach südl. Splügen, Rheinwald		4 Strahlatabel- bach südl. Splügen		5 Daviner Tobel im Lugnez (rom. Val Uastg)		6 Auf Tafel IV dargestelltes Gebiet Heizenberg — Nollatobel — Piz Beverin		Ganzes bündnerisches Rheingebiet	
	9,797 km ²	100%	10,179 km ²	100%	12,419 km ²	100%	2,652 km ²	100%	19,087 km ²	100%	4307 km ²	100%		
Petrographie des Einzugsgebietes	Kristallin des Gotthard- massivs		Kristallin und Bündner- schiefer		Kristallin von Tambo- und Surettadecke, Triasdolomit und Schiefer der Splügenmulde		Roflaporphyr und Bündner- schiefer		Bündner- schiefer		haupts. Bünd- nerschiefer			
Größe des Einzugsgebietes in km ²	9,797	100	10,179	100	12,419	100	2,652	100	19,087	100	4307	100		
I. Gebiete mit überwiegender Aufschüttung														
a) Seen (ausgen. spülbare Stauseen) . . .	0,030	0,3	0,029	0,3	0,009	0,1	0,115	4,3	0	0	0,02	0,05		
b) Flache Talsohlen des Hauptflusses und Becken	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,43	0,58		
c) Schutzkegel von Nebenbächen	0,08	0,8	0,112	1,1	0,395	3,2	0,005	0,2	0	0	1,7	145		
d) Künstliche Aufschotterung und Kol- matierung	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,6 ⁸⁾	6	1) 0,14	
Total I	0,110	1,1	0,141	1,4	0,404	3,3	0,120	4,5	0	0	2,75	178,3	4,15	
II. Gebiete, die teilweise der Erosion unter- liegen, deren Abschwemmungsprodukte den Rhein aber nicht erreichen														
a) Einzugsgebiete von Seen mit oberirdi- schem Abfluß	0,970	9,9	2,091	20,5	0,497	4,0	1,757	66,2	0	0	0,55 ⁹⁾	138,6	3,2	
b) Mulden, ohne oberirdischen Abfluß, mit und ohne Seen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,65 ¹⁰⁾	11,4	0,26	
Total II	0,970	9,9	2,091	20,5	0,497	4,0	1,757	66,2	0	0	1,2	150,0	3,46	
III. Erosionsgebiete, die den Rhein belasten ¹⁾														
a) Mit sehr intensiver Erosion	0	0	0	0	0,195	1,6	0,027	1,2	0,990	5,2	1,65	15	0,35	
b) Mit mittelgroßer Erosion	1,867	19,0	4,060	40,0	4,400	35,9	0,426	16,0	17,437	91,3	45,5	2117	49,15	
c) Mit geringer bis fast fehlender Erosion	6,880	70,0	3,887	38,1	6,920	55,2	0,322	12,1	0,660	3,5	48,9	1846,7	42,89	
Total III	8,747	89,0	7,947	78,1	11,515	92,7	0,775	29,3	19,087	100,0	96,05	3978,7	92,39	

Bemerkungen:

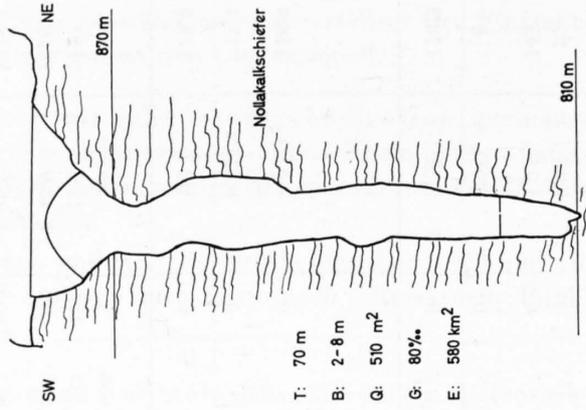
1) Die Unterteilung in diese drei Kategorien a, b und c ist rein konventionell.
2) Südlicher Maighelsee und Bornengosse.

3) Tambosee.
4) Bergsee.
5) Häusernbach Tobel.

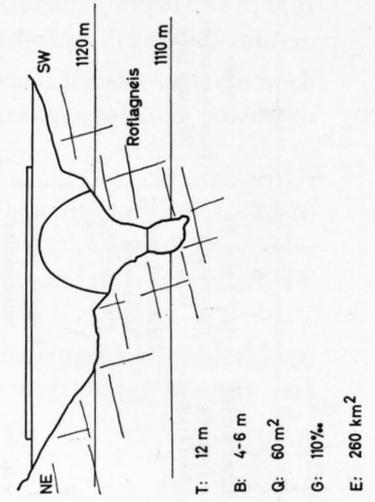
6) Surettaseen.
7) Strahlatabel.
8) Nollatobel und Kolmatierung Domleschg.

9) Einschl. ehem. Lüschersee.
10) Schottensee.
11) Einschl. Kolmatierung im Domleschg.

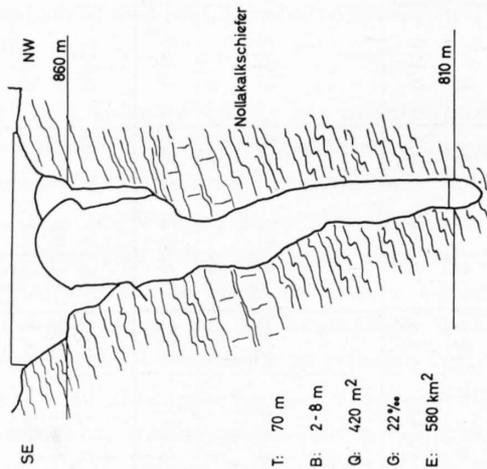
Via Mala (Hinterrhein)
Mittlere Brücke, km 20.873



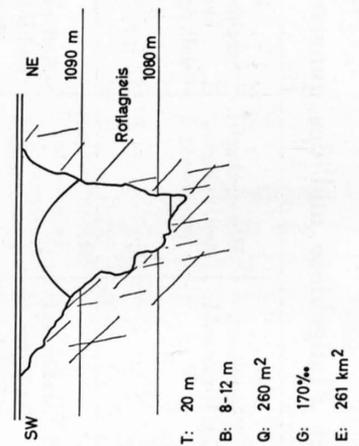
Averser Rhein
Averserstrasse, km 0.450



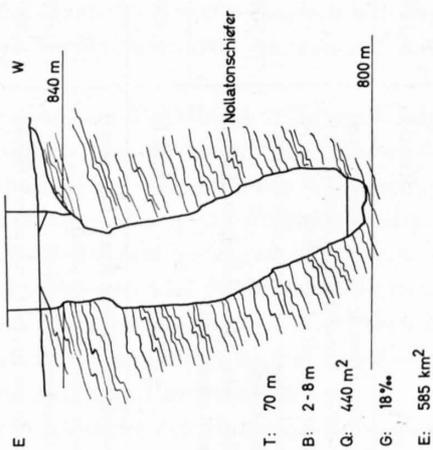
Via Mala (Hinterrhein)
Untere Brücke, km 20.607
(heute abgetragen)



Averser Rhein
Roflabrücke, km 0.093



Via Mala (Hinterrhein)
Holzsteg Rongellen, km 19.988



Roflaslucht (Hinterrhein)
Holzbrücke in den Kehren, km 31.132

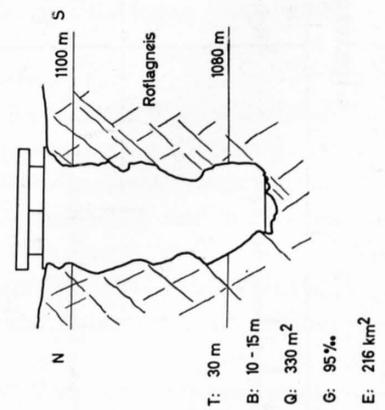


Fig. 34. Postglaziale Schluchtkerben im Fels 1:1000, nach Querprofilaufnahmen durch das Eidg. Amt für Wasserwirtschaft. Erklärung der Abkürzungen: T = Tiefe in Metern, B = Breite in Metern, Q = Schluchtquerschnitt in Quadratmetern, G = Gefälle in Promille, E = Einzugsgebiet in Quadratkilometern

b) Erosionsbeträge

I. Erosion im Fels

A. Schluchtkerben

Eine Möglichkeit zur Bestimmung des Erosionsbetrages im Fels bieten die engen Schluchtkerben postglazialen Alters, die oben mit sichtbarer Grenze in den glazial bearbeiteten Talteil übergehen. Als Erosionszeit dürfen ungefähr 10000 Jahre, die Zeitspanne seit dem letzten Rückzug der Gletscher, angenommen werden.

Das Eidg. Amt für Wasserwirtschaft veröffentlichte 1896 eine Anzahl von Querprofilen durch enge Schluchtkerben, wovon einige auf unserer Figur 34 in einheitlichem Maßstab und mit eigenen geologischen Ergänzungen wiedergegeben sind.

Die Form dieser Kerben ist, abgesehen von lokalen und zufälligen Kolken, weitgehend strukturbedingt: Die Gesteinsabsonderung, wie Schichtung, Schieferung und Klüftung bestimmen den oft ausgesprochen asymmetrischen Querschnitt. Die daraus entnommenen durchschnittlichen Erosionsbeträge pro Jahr sind aus zwei Gründen nicht immer fehlerfrei:



Fig. 35. Via Mala zwischen erster und zweiter Brücke, Blick flußaufwärts. Linienförmige Tiefenerosion des Hinterrheins in tonigen Kalkschiefern. (Käufliche Postkarte.)



Fig. 36. Druntobel bei Sedrun. Scharfe Erosionskerbe in V-Form in tektonisch stark aufgelockertem Granodiorit des Aarmassivs.

1. Die Grenze zwischen gletschergeschliffenem und rein fluviatil bearbeitetem Schluchtteil ist oft unscharf.
2. Es ist unbekannt, ob nicht schon unter dem Gletschereis eine subglaziale Rinne bestand, die nachher rein fluviatil weiter vertieft wurde. Im letzteren Fall wäre die auf 10000 Jahre berechnete Erosionsleistung um den schon subglazial angelegten Anteil zu groß.

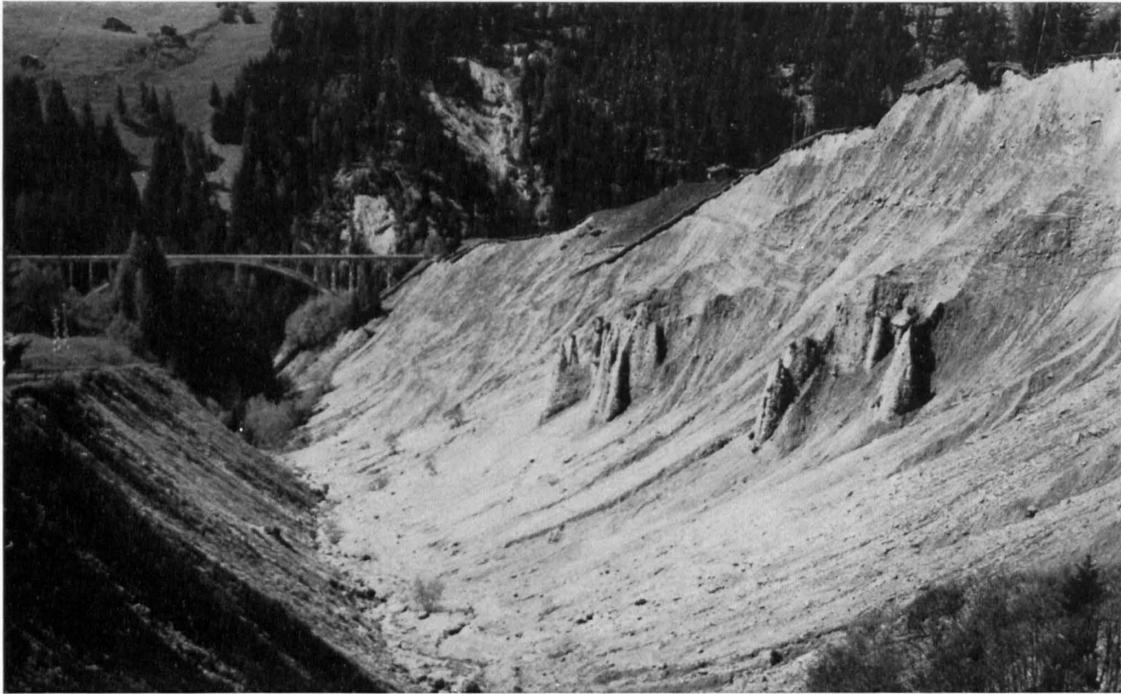


Fig. 37. Gründij-Tobel im Schanfigg von oben. Linke Talflanke zur Zeit stabil, mit beginnender Bewachsung. Bachsohle ohne Tiefenerosion. Rechte Talflanke durch direkte Abspülung instabil, mit mehreren Gruppen von Erdpyramiden. Zustand Juni 1955.

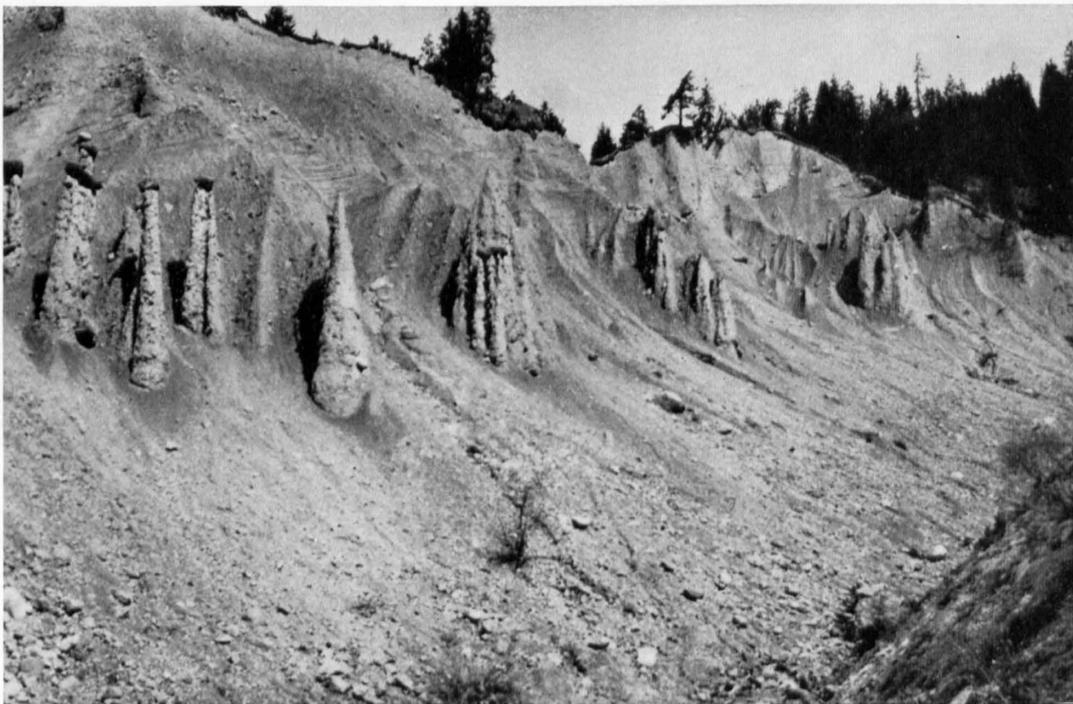


Fig. 38. Gründij-Tobel. Erdpyramiden ausschließlich im Moränenmaterial, die Schotter im Hangenden völlig meidend, Zustand Juni 1955.

In den Schluchten der Albula und des Hinterrheins erreicht danach die Tiefenerosion in relativ weichem Gestein (Bündnerschiefer) Beträge von rund 4—7,5 mm/Jahr, im harten Kristallin rund 1 bis 3 mm/Jahr, je nach Gefälle, Wassermenge und Lage der Gesteinsabsonderung. Aus den Querprofilen dieser Schluchtstrecken auf Figur 34 sind die übrigen Details ersichtlich.

Solche Schluchtkerben repräsentieren eine rein linienförmige Flußerosion in relativ standfestem, nicht oder nur wenig nachbrechendem Fels (Fig. 35).

Eine heute durchgeführte zweite Profilaufnahme an den gleichen Stellen der Schluchten würde hochinteressante Aufschlüsse über die tatsächliche Größe der in den letzten 60 Jahren stattgefundenen Flußerosion ergeben.

B. Historische Ereignisse

Dort, wo der Beginn der intensiven Tiefenerosion von Bächen oder Flüssen historisch belegt ist, weil er mit wirtschaftlichen Schäden der Anwohner verknüpft war, lassen sich ebenfalls Erosionsbeträge pro Zeit berechnen. Es sind das durchweg V-förmige Wildbachtobel, die früher entweder nicht existierten oder ungefährliche, flache Bacheinschnitte darstellten.

Als Beispiel nennen wir das Druntobel bei Sedrun im Tavetsch (siehe Taf. I), das erst in den letzten Jahrhunderten entstanden sein soll (W. LEEMANN 1929) und wo verschieferte Diorite, Granodiorite und Granite in stark tektonisiertem Zustand das Anstehende bilden. Das Einzugsgebiet mißt etwa 1,2 km²; der Erosionsfortschritt beläuft sich in etwa 500 Jahren auf etwa 40—120 m in der Vertikalen, was 80—240 mm pro Jahr ergibt. Das ausgeräumte Gesteinsvolumen kann auf rund 12,5 Mill. Kubikmeter geschätzt werden, beträgt somit für die Zeit der letzten 500 Jahre im Mittel rund 25 000 m³ pro Jahr. Der Drunbach zeigt damit eine besonders große Erosionsleistung, welche nur durch die starke tektonische Auflockerung des dortigen Kristallins erklärbar ist (Fig. 36).

C. Kunstbauten

Die künstlichen Querswellen bei Wildbach- und Flußverbauungen, die normalerweise aus Naturstein erstellt oder mindestens mit Naturstein verkleidet sind, unterliegen der Flußerosion ähnlich wie ein natürliches Felsbett mit Wasserfall. Da das Erstellungsjahr meistens genau bekannt ist, lassen sich an ihnen relativ exakt die absoluten Erosionsleistungen in der Zeiteinheit bestimmen. Nach Beobachtungen an den Nollaverbauungen erreichen sie, bei einem Einzugsgebiet von rund 15—20 km², pro Jahr:

Roflagneis, Quarzreiche, massige Gneise der Adula-Decke	1— 3 mm
Quarzite der Trias	0,5— 3 mm
Kieselkalk, Kalksandstein, Breccien	2— 5 mm
Kalk, Dolomit, massige Kalkschiefer	3— 8 mm
Beton (als Vergleich)	10—50 mm

II. Erosion im Schutt

Die fluviatile Erosion in Moränen, Bergsturz- oder Gehängeschutt ist gekennzeichnet durch ungewöhnlich große Erosionsleistungen in sehr kurzer Zeit, d. h. bei extremen Hochwasserspitzen. Von solchen Erosionsleistungen berichten alle Chroniken der Hochwasserkatastrophen, wenn auch nicht immer klar ersichtlich ist, wieweit es sich dabei um reine Erosion handelt und wieweit auch noch Rutschungen zufolge starker Durchnässung des Bodens daran beteiligt sind. Erosionsbeträge von mehreren Metern Tiefe pro Hochwasser, d. h. in wenigen Stunden, sind recht häufig, konzentrieren sich aber meist auf eine kurze und steile Strecke eines Nebenbaches.

Eine große Zahl solcher Beispiele aus dem Schanfigg beschreibt CHRISTIAN WALKMEISTER, 1907.

Tatsächlich bietet das Schanfigg einige Fälle von interessanten Erosionserscheinungen in Moränen und Schottern. Zwei Beispiele, die im heutigen Zustand eindeutig nicht mit Rutschungen zusammenhängen, mögen genügen: das Gründjitobel zwischen Peist und Langwies und die Rungrüfi gegenüber St. Peter. (Siehe Tafel V.)

Das Gründjitobel

Das Gründjitobel liegt im Teilstück zwischen der Schanfigger Straße und der Linie der Chur-Arosa-Bahn vollständig in Moränen und Schottern. Die steile, unbewachsene westliche Tobelflanke weist seit etwa 1910 eine Anzahl typischer «Erdpyramiden» auf. Der Tobelbach, der übrigens ein sehr kleines Einzugsgebiet aufweist und zeitweise fast kein Wasser führt, erodiert in diesem Abschnitt schon seit einigen Jahrzehnten kaum mehr in die Tiefe; eine V-förmige Bachkerbe fehlt heute,

und der Osthang beginnt sich zu begrünen. Der Westhang dagegen ist oben, besonders in den Schottern, sehr steil, wird an seinem Fuß konkav flacher und unterliegt der direkten Abspülung durch den Regen; er wird also nicht durch den Tobelbach unter schnitten (Fig. 37). In ihm ragen in mehreren Gruppen die Erdpyramiden in schlanken Kegeln senkrecht nach oben, als Punkte relativ geringeren Abtrages, verglichen mit ihrer Umgebung. Sie bestehen ausschließlich aus ungeschichtetem Moränenmaterial und meiden konsequent die wasserdurchlässigeren, geschichteten Schotter (Fig. 38).

Vom selben Standort aus wurden im August 1934, August 1952 und Mai 1955 Photos gemacht, um objektiv die Veränderung durch Abtrag feststellen zu können. In diesen 21 Jahren rückte die geschlossene Steilböschung hinter den Erdpyramiden um Beträge in der Größenordnung von Dezimetern zurück. Der Fuß der Böschung dagegen erhöhte sich durch Vergrößern der zusammenhängenden Schuttkegel und reicht nun näher an die Pyramiden heran. Von den Pyramiden selbst sind die meisten unverändert geblieben, nur unter den vordersten sind einige wenige verschwunden; neue konnten nicht festgestellt werden.



Fig. 39. Rungs-Rüfi gegenüber St. Peter im Schanfigg, Zustand Juli 1934. (Photo Hans Jäckli.)

Dieser Abschnitt des Gründjitobels ist in seinem heutigen Zustand zwischen 1850 und 1910 entstanden. Vorher lag hier Weide und geschlossener Wald, durch den der Weg Chur-Langwies führte. Mit der Bildung der ersten seitlichen Anrisse, die sich offenbar rasch vergrößerten und vermehrten, begann die Sisyphusarbeit der Wegverlegungen. Und jedesmal hofften die Anwohner, es sei endlich das letzte Mal, welcher Optimismus durch folgenden Spruch treffend illustriert wird, der nach WALKMEISTER (1907, S. 20) an einem Wegweiser in der Gründji angebracht worden war:

«Där Wäg geid öuf und obnä um.
Er geid zwar streng und geid chrum,
aber es isch doch än sichärä Wäg,
so lang Chind und Chinds Chind läbt.»

1905 stellte WALKMEISTER bereits eine zusammenhängende, unbewachsene «Rüfenwand», d. h. einen lückenlosen Erosionsanriß fest. Da er aber in seiner sonst äußerst eingehenden Beschreibung gar nichts von Erdpyramiden erwähnt, haben damals diese bestimmt noch nicht bestanden. Sie haben sich also nach 1905 bilden müssen.

Die Rungsrüfi

Die Rungsrüfi liegt ebenfalls vollständig in Moränen, die lokal von Schottern überlagert werden; anstehender Fels ist nicht aufgeschlossen. Ein in die Breite gehendes, stark verzweigtes Netz von unbewachsenen, engen Rillen zwischen messerscharfen Kämmen kennzeichnen diesen eigentümlichen, weithin sichtbaren Erosionstrichter, der sich ebenfalls durch direkte Abspülung weiterentwickelt. Überraschenderweise fehlt ihm ein darüberliegendes Einzugsgebiet fast vollständig; es sind einzig die Niederschläge, die direkt auf ihn fallen, welche diese Formen schufen und ständig verändern (Fig. 39).

Photographische Vergleichsaufnahmen von 1934 und 1952 zeigen für diese 18 Jahre Abtragungsbeträge von wenigen Dezimetern bis zu mehreren Metern, im Durchschnitt pro Jahr demnach in der Größenordnung von Zentimetern bis Dezimetern. Der obere Rand verschiebt sich weiterhin aufwärts und nähert sich damit immer mehr den beiden eng benachbarten Bächen, die auf der Ochsenalp entspringen. Ist einer dieser Bäche aber einmal von der Rungsrüfi angezapft, so wird die Tiefenerosion in ihr schlagartig intensiviert werden, weil der zentrale Hauptbach dann plötzlich ein eigentliches Einzugsgebiet erhalten haben wird.

Nach WALKMEISTER (1907) war noch 1820 das ganze Gebiet geschlossen bewaldet. In der Mitte des 19. Jahrhunderts begannen sich die Erosionsanrisse zu bilden und ständig und rasch zu vergrößern, so daß der Weg nach Tschierschen innert 30 Jahren rund sechsmal zurückverlegt werden mußte. Um 1887 muß die «Rüfi» voller großer Türme und Erdpyramiden gewesen sein, die dann aber in einem späteren Stadium abgetragen wurden, ohne daß sich neue gebildet hätten. Seit Jahrzehnten steht heute nur noch ein einzelner, großer Turm im östlichen Randgebiet der Rüfi.

Gründjitobel und Rungsrüfi waren in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts zweifellos noch wesentlich aktivere Erosionsgebiete als heute. Sie nähern sich deutlich einem Reifezustand, den das Gründjitobel früher als die Rungsrüfi erreicht haben wird, und der sich durch beginnende natürliche Bewachsung der heute unbewachsenen Anrisse andeuten muß.

Der Hinterrhein bei Fürstenuau

Bis 1832 bildete die Talsohle des Domleschg von Thusis bis Rhäzüns eine unfruchtbare Kiesebene, die durch Hinterrhein und Albula und die Seitenbäche — unter denen Nolla und Caznerbach von links, Almenser- und Scheiderbach von rechts die wildesten waren —, immer wieder mit Geröll und Schlamm überdeckt wurde. Durch Private, die Gemeinden und den Kanton und unterstützt durch den Bund wurden von 1832—1892 von Fürstenuau bis Rothenbrunnen die Dämme und Querwuhren gebaut, die dem Rhein einen geradlinigen Lauf und ein sehr glücklich gewähltes Querprofil gaben und Überschwemmungskatastrophen, wie sie früher an der Tagesordnung waren, seither verunmöglichten. Im untersten Abschnitt, von Rothenbrunnen bis Reichenau, und im Gebiet des Zusammenflusses von Albula und Hinterrhein bei Fürstenuaubruck bestanden aber weiterhin unkorrigierte Flußstrecken, die für den Hinterrhein im Sinne von «Geschiebeausgleichsbecken» wirkten. Hier konnte der Fluß auch weiterhin Seitenerosion betreiben.

Nach schweren Niederschlägen führte der Hinterrhein vom 7. bis 9. August 1951 starkes Hochwasser; nach Angaben des kantonalen Bauamtes betrug die Abflußmenge bei Fürstenuau rund 800 m³/sec, die Geschwindigkeit etwa 6 m/sec.

In zwei Tagen vermochte der Fluß durch Seitenerosion im Gebiet von Fürstenuaubruck auf einer Länge von rund 1400 m die Ufer, die aus jungen Rheinalluvionen bestehen, um 10—60 m zurückzusetzen und wertvolles Kulturland fortzuspülen, wobei wegen starker Mäanderbewegungen die Erosionsbeträge ganz unterschiedlich und unregelmäßig waren. Das linke Ufer wurde stärker in Mitleidenschaft gezogen als das rechte, wo ein 1927 erstelltes, sehr schweres Längswuhr der Seitenerosion zu trotzen vermochte. Auf Tafel IV ist die genannte Flußstrecke dargestellt.

Seither ist eine neue Verbauungsetappe in Angriff genommen worden, durch welche Albula und Hinterrhein in gestrecktem Lauf zwischen Längswuhren mit schwerem Steinvorbau eingedämmt werden und damit zukünftige Erosion verhindert werden soll.

III. Erosionsbeträge ganzer Einzugsgebiete

Die jährliche spezifische Abtragung für das gesamte bündnerische Rheingebiet, berechnet aus den Deltaablagerungen im Bodensee, beträgt 0,52 mm.

Das Ausgleichsbecken Burvagn des Juliawerkes der Stadt Zürich, das bei seiner Inbetriebnahme 1949 einen Inhalt von rund 200 000 m³ aufwies, ist seither, nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Obering. ZINGG, durch die Julia und insbesondere den Adontbach trotz Spülungen schon stark verlandet. Die Julia ist zwar nicht sehr geschiebereich und dürfte an der Verlandung deshalb nur zu rund $\frac{1}{5}$ partizipieren; viel geschiebereicher ist jedoch der Adontbach, der mit einem Einzugsgebiet von rund 12 km², das fast ganz im rutschenden, von mächtigen Moränen überkleisterten Schieferhang zwischen Piz Toissa, Piz Curvèr und Piz Martegnas liegt, etwa $\frac{4}{5}$ der Verlandung bewirkt. Durch die alljährlich bei starkem Hochwasser durchgeführten Spülungen gelingt es, rund $\frac{3}{4}$ des verlandeten Sediments zu entfernen und dem Unterwasser zu übergeben, aber ein nennenswerter Anteil bleibt doch im südlichen Abschnitt des Ausgleichsbeckens liegen, nämlich von 1949—1956 rund 80 000 m³ oder 40% des ursprünglichen Stauinhaltes! Offenbar waren die Jahre 1955 und 1956 mit ihren nassen, regenreichen Sommern geschiebereicher als die vorangegangenen.

Im Ausgleichsbecken Solis des Albulawerkes der Stadt Zürich konnte nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Obering. BERTSCHI bis etwa 1951 die Verlandung durch die Spülungen kompensiert werden. Die dabei anfallenden Schwemmstoffmengen werden auf rund 60—90 000 m³/Jahr, im Mittel etwa 75 000 m³/Jahr geschätzt. Der Bau des Stausees Marmorera im Oberhalbstein mit einem Einzugsgebiet von 90 km² scheint sich nicht fühlbar ausgewirkt zu haben, weil dort geschiebebringende Wildbäche weitgehend fehlen. Seit 1951 vermögen aber im obersten Teil des Ausgleichsbeckens Solis die

Spülungen die kiesige Auflandung nicht mehr völlig zu entfernen, so daß dort von 1951—1956 rund 35 000 m³ Kies liegen geblieben sind. Herr Obering. ZINGG vermutet den Grund darin, daß infolge der Waldschäden durch Lawinen im Katastrophenwinter 1951 sich seither die Geschiebeführung der Zubringer merklich vergrößerte.

Analoge Schätzungen der Verlandung im Ausgleichsbecken des Werkes Pintrun bei Flims der PATVAG A.-G. vermittelte mir Herr Ing. H. WALTY; dort werden schätzungsweise rund 12 000 bis 16 000 m³/Jahr abgelagert, im Mittel somit etwa 14 000 m³/Jahr.

Schließlich existieren noch Schlammessungen des kant. Bauamtes aus dem Nolla bei Thusis (SVIL 1945), die zwar nicht unangefochten, aber bis heute meines Wissens nicht durch genauere Zahlen ersetzt worden sind. Auf der Tabelle 15 sind diese spezifischen Schwemmstoffmengen pro Jahr pro Quadrat-kilometer Einzugsgebiet zusammengestellt.

Mit Ausnahme der Deltavermessungen im Bodensee sind die anderen Zahlenangaben der Tabelle 15 keine langjährigen Mittel genauer Vermessungen, sondern von Zufälligkeiten beeinflusste Näherungswerte, die im Laufe der Jahre durch weitere Beobachtungen noch wesentlich verbessert werden dürften.

Tabelle 15

Schwemmstoffmengen verschiedener Gewässer

	Größe des Einzugsgebietes km ²	Schwemmstoffmenge pro Jahr m ³ /Jahr	Spezifische Schwemmstoffmenge m ³ /km ² Jahr	Entsprechende spezifische Erniedrigung des Einzugsgebietes mm/Jahr
Rhein und Aach im Bodensee . .	6961	3 650 000 ¹⁾	522 ²⁾	0,52
Julia bei Burvagn (einschl. Adontbach)	232 ³⁾	50 000 ⁴⁾	215	0,21
Adontbach bei Burvagn	12	40 000 ⁴⁾	3300	3,3
Albula bei Solis	900 ⁵⁾	75 000 ⁶⁾	83	0,08
Flembach beim Werk Pintrun .	82,5	14 000 ⁷⁾	170	0,17
Nolla bei Thusis ⁸⁾	28	900 000 ⁹⁾	32 000	32 ¹⁰⁾

¹⁾ Nach Eidg. Amt für Wasserwirtschaft.

²⁾ Wobei für Aach und Rhein gleiche Erosionsintensität vorausgesetzt wird.

³⁾ Ohne Einzugsgebiet des Marmoreraees.

⁴⁾ Nach Ing. W. ZINGG.

⁵⁾ Einschließlich Einzugsgebiet des Marmoreraees.

⁶⁾ Nach Ing. H. BERTSCHLI.

⁷⁾ Nach Ing. H. WALTY.

⁸⁾ Reine Schlammessung, Geschiebe nicht berücksichtigt.

⁹⁾ Nach kant. Bauamt Chur.

¹⁰⁾ Bei künstlich verbauter Bachsohle!

Auch die vorliegende Tabelle 15 ist noch klein und sollte durch die Ergebnisse analoger Schwemmstoffbestimmungen in möglichst zahlreichen anderen Ausgleichsbecken ergänzt werden können.

Jedoch geht schon aus dieser kleinen Zusammenstellung deutlich hervor, wie groß die Unterschiede in der Erosionsleistung verschiedener Bäche und Flüsse sind.

Die Erosionswirkung des Rheins ist auffallend gering und beschränkt sich weitgehend auf die Schluchtstrecken und den Abschnitt von Reichenau bis Landquart. Vielmehr sind es die Seitenbäche, (siehe Fig. 40), welche die großen Erosionsleistungen vollbringen, während der Hauptfluß vorwiegend als Transportmittel wirkt.

c) Erosionszeiten

Wenn auf den vorangegangenen Seiten die absoluten Erosionsbeträge auf die Zeiteinheit eines Jahres berechnet wurden, so deshalb, einerseits um einen gewissen Durchschnittswert zu erhalten, andererseits um damit diese Zahlen besser mit den Werten anderer geologischer Vorgänge vergleichen zu können,

die ebenfalls auf ein Jahr berechnet wurden. Tatsächlich konzentrieren sich aber die großen Erosionsleistungen auf ganz wenige Tage oder sogar Stunden mit starken bis extremen Hochwasserspitzen. Was in der übrigen Zeit erodiert wird, ist von auffallend geringer Bedeutung.

Solange das Gelände schneebedeckt ist, treten dort keine Hochwasserspitzen auf, die Erosion ist während dieser Zeit minimal.

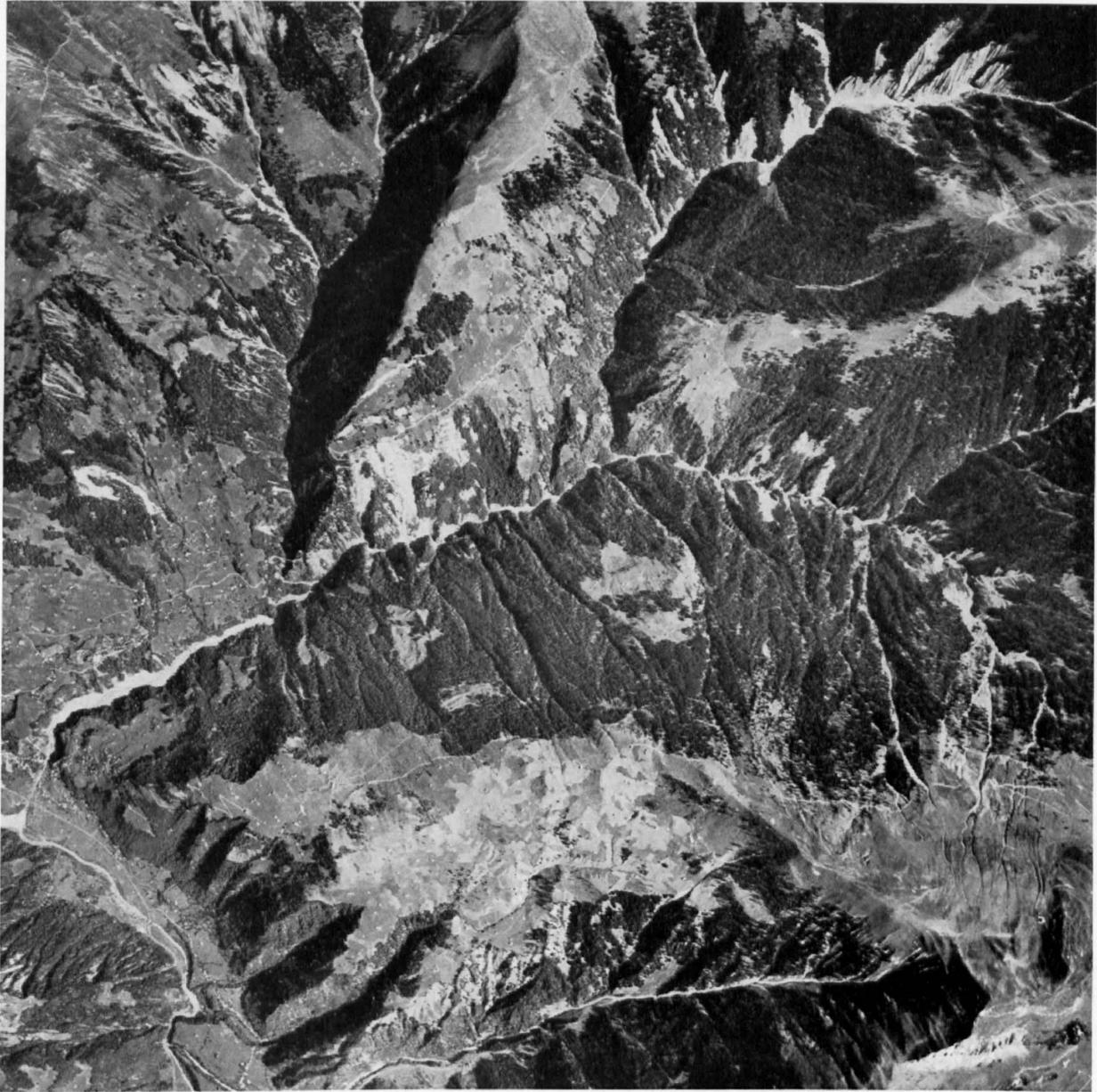


Fig. 40. Einzugsgebiet des Schraubaches im Prätigau, mit zahlreichen unbewachsenen Erosionsanrissen. Die Rutschung von Schuders befindet sich wenig oberhalb der Bildmitte (Photo Eidg. Landestopographie).

Im Winter bleibt manchenorts das Flußbett überhaupt trocken und der ganze Abfluß vollzieht sich unterirdisch als Grundwasserstrom. Während dieser Zeit kann natürlich überhaupt keine Erosion stattfinden; die chemisch lösende Wirkung des zirkulierenden Grundwassers ist dann dessen einzige geologische Wirkung. Das wurde beobachtet am Hinterrhein in den Alluvionen von Zapport oberhalb des Dorfes Hinterrhein, wie auch am Gliemsbach im flachen, aufgeschotterten Talboden des Val Gliems (Seitental des Val Russein), und gilt analog für zahlreiche andere Bäche in durchlässigen Alluvial-ebenen.



Fig. 41. Regenrille im hinteren Val Plazbi östl. Bergün, ca. 2300 m.

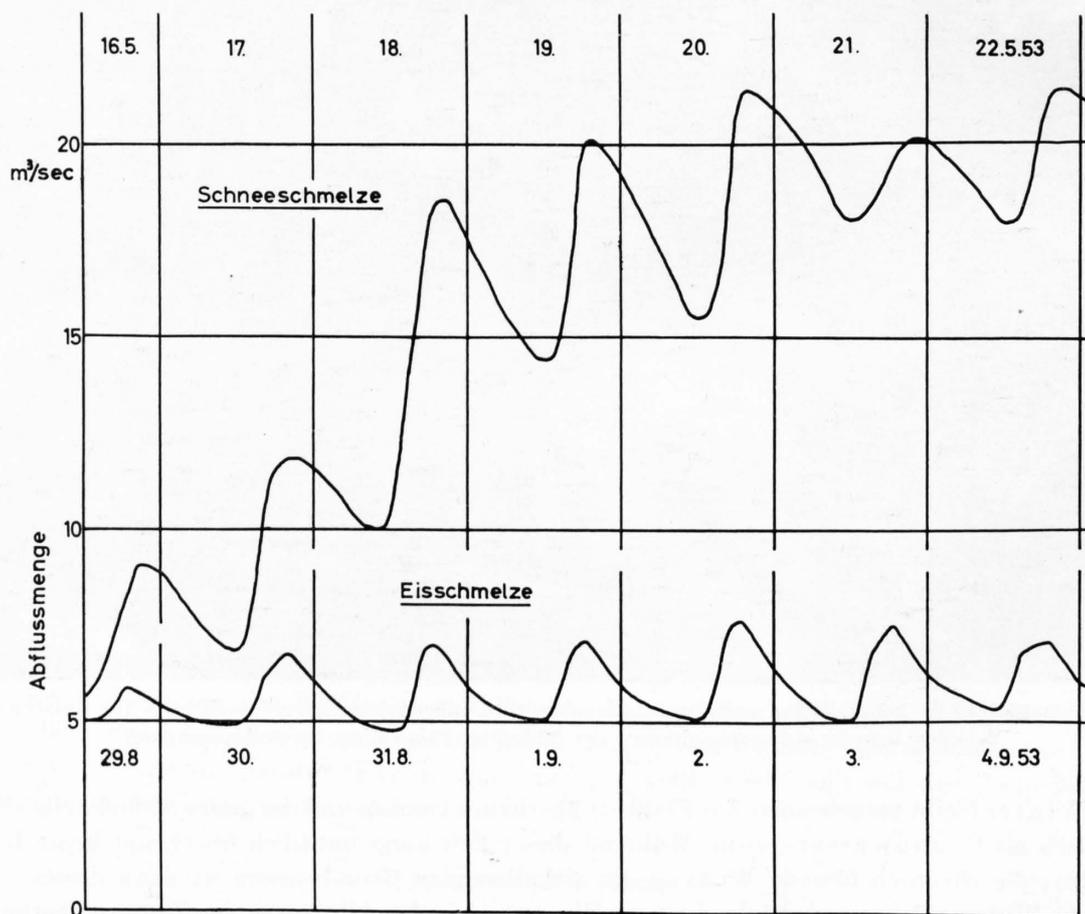


Fig. 42. Abflußkurven der Landquart bei Klosters-Monbiel, mit ausgeprägter Tagesperiode. Obere Kurve während der Schneeschmelze im Frühling, untere Kurve während der Eissmelze im Spätsommer. Einzugsgebiet 112 km², mittlere Höhe 2300 m, Vergletscherung 8,1% (nach Eidg. Amt f. Wasserwirtschaft).

Eine erste Erosionsphase tritt jeden Frühling bis Frühsommer mit der Schneeschmelze ein, die in stark vergletscherten Gebieten von der Eisschmelze des Hochsommers abgelöst wird. Schnee- und Eisschmelze zeigen in ihren Abflußkurven eine deutliche Tagesperiode, wobei der aufsteigende Ast steiler und kürzer, der abfallende flacher und länger ist. Die Tagesperiode ist am ausgeprägtesten bei Gewässern mit kleinem Einzugsgebiet; am Rhein bei Ragaz ist sie bereits nicht mehr zu erkennen. Reine Schmelzhochwasser zeigen aber nie extreme Spitzen. Sie bringen wohl viel Wasser, aber wenig Geschiebe, sehr im Gegensatz zu den Gewitterhochwassern.

Auf Figur 42 sind für die Landquart bei Monbiel oberhalb Klosters mit einem Einzugsgebiet von $E = 112 \text{ km}^2$ und einer Vergletscherung von 8,1% zwei Ausschnitte der Abflußkurve mit starker Tagesperiode dargestellt, die eine im Mai, zur Zeit der Schneeschmelze, mit stark ansteigender Abflußmenge, die andere Ende August—Anfang September mit einigermaßen konstanter Abflußmenge.

Anders verhalten sich die Gewitterhochwasser, die viel kürzer dauern, aber gelegentlich sehr extreme Hochwasserspitzen liefern. Sie sind die wirkungsvollsten Vollbringer der großen Erosionsleistungen, wenn gelegentlich auf einem begrenzten Abschnitt in einer Stunde mehr erodiert wird als in hundert Jahren.

An Flüssen mit vergletschertem Einzugsgebiet sind die gelegentlich auftretenden Gletscherausbrüche, d. h. die plötzliche Entleerung großer, wassergefüllter Hohlräume und Becken neben, auf, in oder unter dem Gletschereis von stärkster Wirkung. Sie verursachen eine einmalige, sehr kurzfristige, extreme Hochwasserspitze, einen Wasserschwall, der Gewitterhochwasserspitzen weit übertreffen und sehr bedeutende Erosionsleistungen vollbringen kann. Der geringen Vergletscherung des bündnerischen Rheingebietes wegen scheinen sich dort solche Gletscherausbrüche selten zu ereignen, sehr im Gegensatz etwa zum Wallis, wo sie eine relativ häufige Katastrophenursache darstellen.

d) Gegenseitige Beeinflussung von Schieferrutschung und Flußerosion

I. Erhöhung der Kriechgeschwindigkeit durch Flußerosion

Wo ein erodierendes Gewässer den Fuß einer aktiven Rutschung berührt, sorgt es für den Wegtransport des nachkriechenden Materials. Das ist beispielsweise der Fall im Lugnez bei Vrin und von Lumbrein bis unterhalb Cumbel, im Safiental im obersten Abschnitt oberhalb Bodenälpli, weiter unten von Malönia (Safien-Talkirch) bis Platz und wieder unter Tenna. In besonders ausgeprägter Weise tritt das aber in Erscheinung im Nollatobel, wo durch die Sohlensicherung wohl die Tiefenerosion, in Ermangelung von Leitwerken nicht aber auch die Seitenerosion unterbunden wird.

Solche Flußerosion am Fuße der Rutschhänge begünstigt zweifellos die Rutschbewegungen und erhöht deren Kriechgeschwindigkeit. Am Heizenberg betrug 1910—1931 die Terrainbewegung am Rande des Nollatobels, im Gebiet von Urmein und Tschappina, rund 12—20 cm pro Jahr, im nördlichen Teil des Heizenberges, bei Flerden, Sarn und Präz, außerhalb jeden Einflusses erodierender Gewässer, dagegen nur 1—2 cm im Jahr.

Aber diese Erosion ist nicht die Ursache der Schieferrutschung, denn große Gebiete mit Schieferrutschungen grenzen nicht an einen erodierenden Fluß oder erreichen überhaupt die Talsohle gar nicht, sondern sind vom Fluß durch einen anstehenden, standfesten Hangabschnitt getrennt. Im hinteren Safiental, von der Einmündung des Wannentobels bis nach Malönia findet durch die Rabiusa nicht Erosion, sondern Aufschotterung statt. Trotzdem ist der daran grenzende Westhang, von der kiesigen Talebene hinauf bis zum Tomülpaß und zur Rinderbergglücke, in langsamer Bewegung. Auch im Domleschg schaltet sich zwischen rutschenden Heizenberg und aufgeschotterte Talsohle ein allem Anschein nach ziemlich standfester, nicht in akuter Rutschung befindlicher Hangfuß aus anstehendem Bündnerschiefer ein.

II. Vergrößerung der Flußerosion und der Geschiebeführung durch Rutschungen

Bei der Behandlung dieser Probleme stellt sich zunächst die Frage, wie groß das Gesteinsvolumen ist, das sich infolge der langsamen Rutschbewegungen in der Zeiteinheit, z. B. in einem Jahr, in den Vorfluter vorschiebt. Für die größeren auf Tafel III im Gebiet des Blattes Safiental ausgeschiedenen Rutschkomplexe ergeben sich dabei überschlägig folgende Zahlen:

Tabelle 16

Durch Rutschbewegungen in den Bach vorstoßender Schutt

Rutschgebiet	Länge	Geschätzte Mächtigkeit	Mittlere Geschwindigkeit	In den Fluß kriechendes Gesteinsvolumen/Jahr
	in km	in m	in cm/Jahr	in m ³ /Jahr
Vrin	4	100	3	12 000
Lugnez	10	100	5	50 000
Riein	2	30	5	3 000
Safien	8	30	2	4 800
Nollatobel	2,5	150	10	37 500
				<u>107 300</u>

Diese Zahlen beziehen sich auf Gebiete, in denen im Moment nicht abnorm große Bewegungen stattfinden und stellen bewußt bescheidene Schätzungen dar. Wenn K. BÖHI (1943) angibt, daß bei Schuders im Mittel von 20 Jahren jährlich 250 000 m³ (!) in den Schraubach absackten, so dürfte diese Schätzung doch etwas zu hoch sein.

Selbstverständlich sind alle solche Zahlen Schätzungen, die durch genauere Mächtigkeits- und Geschwindigkeitsmessungen revidiert werden könnten; sie geben uns aber immerhin ein ungefähres Bild über die Größenordnung dieser Volumina, die jährlich gegen den am Fuße des Rutschhanges fließenden Bach vorstoßen.

A. Erhöhung der Bachsohle, Zurückhaltung der Schiefermassen. Setzen wir voraus, daß durch das Vordringen der rutschenden und aufgelockerten Schutt- und Schiefermassen gegen die Bachsohle das an ihrem Fuße vorbeifließende Gewässer nicht in der Lage sei, diese anfallenden Gesteinsmassen abzutransportieren, so muß zwangsläufig dadurch eine entsprechende Erhöhung der Gewässersohle eintreten. Künstlich kann dieser Vorgang eingeleitet oder gefördert werden durch Quersperren. Der Rhein wird in diesem Falle nicht durch zusätzliches Geschiebe belastet.

Hingegen führt die Erhöhung der Bachsohle zu einer Ansammlung von Lockermassen, die wasser- gesättigt sind und auf Kunstbauten jeder Art einen ständigen Druck ausüben. Sie können für die Unterlieger eine latente Gefahr darstellen, die dann höchst akut wird, wenn beispielsweise eine Rückhalte- sperre einbricht, oder wenn der Bach infolge einer extremen Hochwasserspitze plötzlich und kurzfristig doch in die Lage versetzt wird, dort zu erodieren, wo er vorher aufschotterte.

B. Gleichbleibende Bachsohle, Abtransport der Schiefermassen. In den meisten Fällen verfügt der Bach am Fuße des Rutschhanges über genügend Erosionsenergie, um die nachkriechenden Schiefermassen fortlaufend abzutransportieren und schließlich dem Rhein zu übergeben. Dabei kann vorausgesetzt werden, daß das Längenprofil, soweit es ausgeglichen ist, ungefähr konstant bleibt, eine generelle Erhöhung wie im oben beschriebenen Fall A also nicht eintritt.

Eine solche kontinuierliche Entfernung des anfallenden Rutschmaterials kommt einer dauernden Seitenerosion gleich. Diese hat ihrerseits wieder zur Folge, daß der Fuß des Rutschhanges sich nicht konsolidieren kann und an ihm eine geschlossene Pflanzendecke und insbesondere eine geschlossene Aufforstung kaum möglich ist.

Das ist weitgehend im Lugnez der Fall, wo, soweit mir bekannt ist, der Glenner sein Bett nicht vertieft, so daß die zahlreichen offenen Erosionsanrisse am Fuße des Rutschhanges lediglich durch den kontinuierlichen Abtransport des nachrutschenden Schiefermaterials bedingt sind.

Im Nollatobel wird ein kleiner Teil des nachrutschenden Materials durch die künstliche Bett-
erhöhung aufgehalten, der bedeutend größere Teil dagegen wird vom Nolla über die Sperren hinweg in den
Rhein transportiert.

C. Allgemeine Erhöhung der Erosionsanfälligkeit. Offene Anrisse am Fuße von Rutsch-
hängen sind als Folgen der Seitenerosion bei stationärem Bachbett praktisch nicht zu umgehen. Sie
stellen aber eine ständige offene Wunde im schützenden Pflanzenkleid solcher Rutschhänge dar und er-
leichtern bei jedem größeren Regen, gelegentlich sogar schon bei rascher Schneeschmelze, dem über sie
hinweg rinnenden Oberflächenwasser eine rasche Erosion. Diese hängt also nur indirekt mit der Rutsch-
bewegung des ganzen Hanges zusammen, bedeutet aber doch eine starke zusätzliche Belastung des Vor-
fluters.

Aber auch das Gefüge, die ganze innere Struktur eines solchen Rutschhanges ist stark gelockert,
von Spalten und Rissen durchsetzt, die sich wohl an einen Ort oberflächlich wieder schließen, an andern
Orten aber nur um so weiter klaffen. Beginnt einmal ein oberflächliches Gewässer die schützende Pflan-
zendecke zu durchbrechen und in der Unterlage aktiv zu erodieren, so ist seine Erosionsleistung meist
überdurchschnittlich groß, und eine einzige, kurze, extreme Hochwasserspitze vermag unter Umständen
ein neues Tobel, oder mindestens einen neuen Tiefenerosionstrichter zu schaffen.

Ein modernes Beispiel dieser Art lieferte der Lüscherbach, ein linker Seitenbach des Nolla, in der Gemeinde Tschap-
pina. Während der Schneeschmelze des Frühjahres 1951 führte er ein mittleres Hochwasser, das höchstwahrscheinlich we-
sentlich unter einem maximalen Gewitterhochwasser lag. An der Kreuzung mit dem hölzernen Nolla-
Hangkanal beschädigte er diesen, so daß auch noch dessen Wasser aus einem Einzugsgebiet von rund 1 km² sich in den Lüscherbach ergoß. So ver-
mochte dieser im aufgelockerten Rutschhang des Heinzenberges in ungefähr 10 Tagen, nämlich vom 26. Mai bis 6. Juni 1951,
rund 250 000 m³ Bündnerschiefermaterial zu erodieren und in den Nolla abzuführen. (Laut freundlichen mündlichen Angaben
von Herrn Bezirks-Ingenieur F. SCHNYDER.)

e) Wildbachverbauungen

Seit der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts sind zahlreiche der wichtigsten Wildbäche verbaut
worden, indem man insbesondere durch Quersperren eine weitere Tiefenerosion zu unterbinden versuchte.
Es ist hier nicht der Ort, auf die bautechnischen oder gar die finanziellen und volkswirtschaftlichen Pro-
bleme einzutreten, welche letztere für einen finanzschwachen Gebirgskanton wie Graubünden von be-
sonderer Bedeutung sind.

Hingegen haben wir die Frage zu beantworten: Welches sind die geologischen Auswirkungen
der Wildbachverbauungen?

In erster Linie wird im verbauten Bachabschnitt die Tiefenerosion verhindert. Das bedeutet, daß
die allerintensivsten Abtragungsvorgänge des Hochgebirges, die linienförmige Erosion der Bäche, örtlich
unterbunden werden.

Als Folge davon wird der Rhein als Vorfluter mit weniger Erosionsschutt beladen und die Verlan-
dungserscheinungen im Rheindelta des Bodensees müssen sich zwangsläufig verlangsamen. Aus der Zeit
vor den ersten Wildbachverbauungen besitzen wir keine Zahlenangaben über Schlamm- und Geschiebe-
führung des Rheins, doch wäre anzunehmen, daß sie größer waren als heute.

In den ersten Jahren nach dem Bau größerer Rückhaltesperren wird zusätzlich ein Teil des aus dem
unverbauten Einzugsgebiet eines Wildbachs stammenden Schuttes hinter den Sperren abgelagert. Diese
künstliche Akkumulation bewirkt eine zusätzliche Entlastung des Unterwassers von grobem Schutt.

Im Vorfluter wird dadurch die Tendenz zur Akkumulation weiter verringert, die Tendenz zur Ero-
sion dagegen gefördert. Befand er sich vor Inangriffnahme der Wildbachverbauungen im Gleichgewicht
zwischen Akkumulation und Erosion, so wird nachher die Erosion vorherrschen. Sein geschiebeärmeres
Wasser hat die Tendenz, das Flußbett zu vertiefen und sich mit Erosionsschutt zu sättigen. So macht
sich seit einigen Jahrzehnten im Rhein unterhalb Reichenau eine starke Erosionstendenz bemerkbar,
indem sich dort das Rheinbett bereits um mehrere Meter absenkte, eine Erscheinung, die am ehesten als
Folge der Wildbachverbauungen aufgefaßt werden kann.

In gleicher Richtung wirken sich auch die künstlichen Speicherbecken der Kraftwerke aus.

Oberhalb größerer Quersperren wird nicht nur das Gefälle des Baches verringert, sondern auch sein Bett verbreitert. Das Gewässer beginnt zu mäandrieren und an den Flanken Seitenerosion zu betreiben, wodurch die Flanken zurückversetzt, das Tal verbreitert wird. Die stabilisierende Wirkung der Quersperren auf Rutschflanken wird dadurch teilweise wieder aufgehoben. Im Nollatobel zeigen sich immer wieder oberhalb der Sperren solche frischen Anrisse, deren Bildung nur durch schwere Leitwerke verhindert werden könnte.

2. Fluviatiler Transport

Zwischen dem Erosionsort und dem Ablagerungsort liegt der Transportweg, der bei fluvialem Transport, verglichen mit den meisten anderen geologischen Massenbewegungen, stets ein relativ langer Weg ist.

Üblicherweise unterscheidet man zwischen dem Transport suspendierten Materials, also von Sand, Silt und Schluff, zusammengefaßt als «Schlamm» oder «Schwebstoff», und dem Transport rollenden Materials, also von Kies aller Größen, von «Geschiebe». Von LÉON W. COLLET (1916) besitzen wir eine vorzügliche und kritische Darstellung über quantitative Untersuchungen von Schlamm- und Geschiebetransport an zahlreichen schweizerischen Flüssen, unter denen aber leider keine aus dem bündnerischen Rheingebiet figurieren.

Aus dem bündnerischen Rheingebiet bzw. St.-Galler Rheintal sind bisher zwei verschiedene Untersuchungsmethoden hinsichtlich des fluvialen Transportes ausgeführt worden; nämlich Schlammmessungen und Gerölluntersuchungen.

a) Quantitative Schlammmessungen

Bei der Brücke Au-Lustenau, 6 km oberhalb des Bodensees, hatte PH. KRAPP (1919) dem Rhein in den Jahren 1893—1912 im ganzen 6555 Schlammproben entnehmen und wägen lassen. Die jährliche Schlammführung war am größten im Jahre 1910 mit 13 Mill. Tonnen/Jahr, am kleinsten 1897 mit 1,7 Mill. Tonnen/Jahr. Der größte Schlammgehalt wurde nach schweren Regen im Hinterrheintal am 7. Oktober 1911 mit 52,1 kg/m³ Wasser gemessen. Ferner wurde festgestellt, daß bei steigendem Wasserspiegel der Schlammgehalt größer ist als bei fallendem; das Maximum der Schlammkonzentration wird zeitlich jeweils etwas vor dem Maximum der Wassermengen erreicht.

Verglichen mit den Niederschlägen im Vorder- und Hinterrheintal ergibt sich eine Verzögerung der Spitzen des Schlammgehaltes von rund 24 Stunden, was demnach der Transportdauer für rund 100 km entspricht.

Die Schlammmessungen KRAPFS ergänzen die Deltavermessungen, auf die wir später zu sprechen kommen werden, in sehr vorteilhafter Weise: Während die Deltavermessungen zehnjährige Durchschnittswerte liefern, ergeben diese Schlammmessungen eine reiche Fülle von Details und Beziehungen zu den Niederschlägen im Einzugsgebiet, die sich auf einzelne Jahre, Jahreszeiten oder sogar Tage beziehen lassen.

b) Qualitative Gerölluntersuchungen in Flußbetten

Petrographische und morphologische Geröllstudien sind schon wiederholt in einzelnen Flußstrecken ausgeführt worden [A. LUDWIG (1910), Eidg. Amt für Wasserwirtschaft (1939), Internationale Rheinbauleitung (1943), E. GEIGER (1946, 1948), H. JÄCKLI (1948)]. Ausgangspunkt ist jeweils die petrographische Zusammensetzung des Flußkieses an einer bestimmten Stelle, wobei zudem diese Zusammensetzung von der untersuchten Größenklasse abhängig ist; verschiedene Größenklassen weisen verschiedene petrographische Zusammensetzung auf. Aus dem Vergleich mehrerer Untersuchungsstellen ergeben sich dann Anhaltspunkte über die Größe des Geschiebeabtriebes verschiedener Gesteinstypen oder bei herkunftstypischen Geröllen Anhaltspunkte über die Intensität der Erosion im Herkunftsgebiet.

Solange Seitenbäche in den Hauptfluß einmünden, wird der natürliche Ausleseprozeß der transport-resistenten Gerölle stark überdeckt durch die Zufuhr neuen Materials durch erodierende Seitenbäche. Insbesondere stammen die größten Gerölle aus der nächsten Umgebung, also aus den Seitenbächen, besonders aus erodierten Moränen; sie dürfen deshalb nicht für Studien über den Abrieb verwendet werden.

Aus allen diesen Gerölluntersuchungen geht immer wieder hervor, daß es die Seitenbäche sind, die stark erodieren und große Geschiebemengen mit großen Einzelblöcken bringen; die Erosionsleistung des Rheins und der übrigen Hauptflüsse ist demgegenüber gering.

3. Fluviale Ablagerungen

a) Limnische Ablagerungsräume

Die fluviale Ablagerung in limnischer Fazies ist das Delta: In gesetzmäßiger Abfolge wird klastisches Material sedimentiert, wobei die mittlere Korngröße in horizontaler Richtung vom Ufer zur See-mitte abnimmt, in vertikaler Richtung von unten nach oben zunimmt und im Längsprofil die sogenannte «Deltastruktur» entsteht, eine subkonkordante Schrägschichtung mit diskordant darüber gelagerter Übergußschicht.

I. Das Rheindelta im Bodensee

Die mittlere jährliche Gesamtablagerung des Rheins und der Bregenzer Aach im Bodensee beträgt nach den periodischen Deltavermessungen von 1885—1941 3 650 000 m³ oder pro Quadratkilometer Einzugsgebiet 522 m³. Für die Jahre 1921—1941 wurden daraus pro Kubikmeter Flußwasser 562 g oder 432 cm³ Schwemmstoffe, Kies, Sand und Schlamm errechnet.

Seit 1911 wird das Delta alle zehn Jahre vermessen; bis heute konnte dabei festgestellt werden, daß die Wachstumsdifferenzen zwischen den einzelnen Jahrzehnten überraschend klein sind. Eine gesetzmäßige Beschleunigung oder Verlangsamung ist noch nicht zu erkennen.

Die Rheinablagerungen bewirken heute eine jährliche Verlängerung des Rheinlaufes um rund 27 m und eine Vergrößerung der Deltafläche um rund 21 000 m².

An der Herkunft dieser Schwemmstoffe sind folgende Einzugsgebiete beteiligt:

Bündnerisches Rheingebiet bis zur Tamina	4307 km ²
Übriges Rheingebiet	1816 km ²
	Total Rhein
	6123 km ²
Bregenzer Aach	838 km ²
	Rhein + Bregenzer Aach
	<u>6961 km²</u>

Nimmt man für das bündnerische Rheingebiet die gleiche Abtragungsintensität an wie für die übrigen Einzugsgebiete des Rheins und der Aach, so ergibt sich für die Zeit von 1885—1941 eine mittlere jährliche Materialzufuhr aus Graubünden von rund 2,26 Mill. Kubikmeter Deltasedimenten.

II. Sedimentation in bündnerischen Seen

Die 37 größten der total rund 350 natürlichen Seen des bündnerischen Rheingebietes besitzen Einzugsgebiete, die zusammen rund 2,2% der Gesamtfläche ausmachen. Einige von ihnen sind Quellseen, wohl mit oberirdischem Abfluß, aber ohne oberirdischen Zufluß, wie etwa der Hirlisee im Roflaphorphyr oder der Partuner See oberhalb St. Antönien im Blockschutt aus Sulzfluhmalm. Andere sind reine Grundwasserseen ohne oberirdischen Zu- und Abfluß, wie etwa Cauma- und Crestasee im Bergsturzgebiet von Flims.

Aber wenn Seen auch oberirdische Zuflüsse besitzen, so zeigen ihre Ufer doch nur selten eigentliche Deltabildungen. An ihnen sind noch nie Vermessungen zur Bestimmung ihres Wachstums ausgeführt worden. Mengenmäßig sind diese Deltasedimente jedenfalls fast bedeutungslos, da heute nur noch solche Seen existieren, deren Zuflüsse eine weit unterdurchschnittliche spezifische Schuttführung aufweisen. Alle anderen Seen, die nach dem letzten Rückzug der Gletscher einst vorhanden waren, sind seither durch Deltaverlandung ausgefüllt worden.

Tabelle 17

Die Seen des bündnerischen Rheingebietes mit mehr als 1 km² Einzugsgebiet

Name	Kote m ü. M.	Einzugsgebiet
Vorderrheintal:		
Tomasee (rom. Lai de Tuma)	2345	Kristallin
Lais de Maighels	2248	Kristallin
Lag Gendusas	2274	Kristallin
Cadlimoseen, Lago del'Isra	2322	Kristallin
Lai Blau	2409	Kristallin
See nördl. Cristallinapaß	2307	Kristallin
Lag Serein	2250	Kristallin
Blausee nördl. Piz Val Gronda	2374	Kristallin
Guralätschsee	2409	Kristallin
Lag digl Oberst und Lag grond	954	Ilanzer Verrucano und Bergsturz
Lag da Cauma	997	Bergsturz
Lag da Cresta	845	Bergsturz
See westl. Crap Mats	2518	Kalk
Hinterrheintal:		
Seen südl. Piz Lumbreda	2674	Kristallin
See nördl. Pizzo Tambo	2330	Kristallin
Surettaseen	2195	Kristallin
Lai Pintg nördl. P. d'Anarosa	2313	Dolomit und Kalk
Lai Grand nördl. P. d'Anarosa	2386	Dolomit und Kalk
Julia- und Albulagebiet:		
Leg Grevasalvas	2390	Kristallin, Radiolarit und Aptychenkalk
See westl. Piz Ela	2594	Dolomit
Lai da Palpuogna	1918	Kristallin, Rauhwacken und Kalkschiefer
Lai da Ravais-ch Suot	2505	Kristallin
Schottensee am Flüelapaß	2374	Kristallin
Davosersee	1559	haupts. Kristallin und Bergsturz
Lenzerheidesee	1485	Bergsturz, Flyschschiefer
Plessurgebiet:		
Urdensee	2250	Dolomit und Kalk
Alteinsee	2251	Dolomit und Kalk
Arosar Äplisee	2156	Kristallin und Dolomit
Schwellisee	1933	Dolomit und Radiolarit
Obersee Arosa	1734	Dolomit, Serpentin
Prätigau:		
Schwarzsee bei Laret	1504	Serpentin, Bergsturz
Vernelasee	2466	Kristallin
Sardascasee südwestl. Gr. Seehorn	2062	Kristallin
Schottensee westl. Gr. Seehorn	2469	Kristallin
Hühnersee (Schlappin)	2453	Kristallin
Großer Jörisee	2489	Kristallin
Glunerseen	2062	Kalkschiefer
Partnersee (St. Antönien)	1869	Kalk und Bergsturz
Seen im Fläschertal	1900	Kalk

Im Davosersee wurde durch eine größere Anzahl von Schlammessungen die auf dem Seegrund sedimentierte, lockere, postglaziale Schlammsschicht auf $0,65 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ geschätzt, entsprechend einer durchschnittlichen Dicke von rund 1 m (LÜTSCHG, 1944). Dabei werden dem Davosersee vom Totalpbach und anderen Zuflüssen ziemlich beträchtliche Schlammengen zugeführt, die bei kleineren Seen viel geringer sind.

Auf Tabelle 17 sind die wichtigsten Seen des bündnerischen Rheingebietes enthalten.

Die Existenz dieser Seen deutet auf folgende Gesetzmäßigkeiten hin, die für das Verständnis der Abtragungsvorgänge im Gebirge wichtig sind:

1. Die Seen sind sehr ungleich auf die verschiedenen Höhenstufen verteilt. Drei Viertel aller Seen liegen zwischen 2200 m und 2600 m; dagegen gibt es zwischen 1000 m und 1400 m überhaupt keine größeren Seen.



Fig. 43. Tomasee südlich des Oberalppasses, 2345 m ü. M. Deutliches Delta von ca. 3 ha Größe, entsprechend einem Einzugsgebiet in Ortho- und Paragneis des Gotthardmassivs von ca. 1,5 km² (käufliche Postkarte).

2. Das Einzugsgebiet der meisten noch bestehenden Seen liegt im Kristallin, untergeordnet im Kalk oder Dolomit. Seen in Schiefergebieten sind Ausnahmefälle und stellen meist junge Sackungsseen dar.
3. Nur die größten dieser Seen besitzen durch Zuflüsse angeschüttete Deltas, wie etwa der Davosersee, der Tomasee (Fig. 43), der Palpuognasee, der Grevasalvasee und wenige andere. Diese relativ kleinen Deltas, denen zu ihrer Bildung seit dem Rückzug der Gletscher in jenen Höhenlagen immerhin rund 8000—10000 Jahre zur Verfügung standen, weisen auf sehr geringe fluviatile Erosion in den Einzugsgebieten hin.
4. Eine Anzahl von Seen, wie etwa die Surettaseen (Fig. 44), der Schwellisee, der Libi im Schams und andere, besitzen wohl kräftige oberflächliche Zuflüsse, die aber überraschenderweise nur kleine oder gar keine Deltas aufzuschütten vermögen. Die fluviatile Erosion ist in ihrem Einzugsgebiet, trotz dem Vorhandensein von oberflächlich fließenden Bächen, nur minim.
5. Schließlich gibt es eine große Zahl von Seen, die überhaupt keinen oberflächlichen Zufluß aufweisen, sog. Grundwasserseen. Ein fluviatiler Verlandungsvorgang kann in ihnen nicht festgestellt werden. In tieferen Lagen verlanden sie vorwiegend organisch, z. B. wie der Heidsee, in großen Höhen sind Steinschlag, Solifluktion und Lawinen die wichtigsten auffällenden Ursachen.

Wie erklärt sich diese geringe fluviatile Erosionsleistung in Höhenlagen, die doch sehr reichlich losen, unbewachsenen Schutt aufweisen?

In erster Linie durch die Durchlässigkeit des Schuttes, in welchem ein rasches Versickern und oft unterirdisches, diffuses, langsames Abfließen des Niederschlagswassers möglich ist.

Zweitens durch die Blockgröße des Schuttes, die gerade in Kalk- und Kristallingebieten so bedeutend ist, daß die immerhin kleinen Bäche diese Blöcke nicht zu bewegen vermögen; das einst dazwischen gelagerte feine Material ist aber schon längst und ein für alle Mal weggeschwemmt worden.

Zugegebenermaßen bilden die Einzugsgebiete unserer Seen mit wenig mehr als 3% nur einen kleinen Anteil des ganzen Rheingebietes. Aber auch jene Gebiete, die keinen See beherbergen, weil eine Geländedepression dort nie vorhanden war, müssen unter gleichen topographischen und petrographischen Bedingungen ebenso schwache fluviatile Abtragungsvorgänge aufweisen, wie die Einzugsgebiete der Seen.



Fig. 44. Turasee südöstlich Splügen, 2267 m ü. M. Äußerst kleines Delta von wenigen Aren. Einzugsgebiet im Roflagneis von ca. 0,8 km². Zustand August 1952.

III. Künstlich beeinflusste Seen

A. Durch Absenkung

Seen stellen Sedimentationsräume dar. Werden sie künstlich abgesenkt, verkleinert, so wird dadurch nicht nur der Sedimentationsraum zugunsten des Erosionsraumes verkleinert, sondern auch die Abtragungsvorgänge an den Ufern zusätzlich aktiviert, nämlich durch Wellenschlag, durch Eisschurf, durch Erosion der Grundwasseraustritte, am stärksten aber zweifellos durch die eigentlichen Ufer-rutschungen.

Als der Davosersee 1923 erstmals stärker abgesenkt wurde, ereignete sich am 7. Februar, morgens 5 Uhr, bei einer Seeabsenkung von 11,3 m, ein ausgedehnter Ufer-rutsch: Das Delta des Totalpbaches begann längs des Ufers auf einer Breite von 370 m seewärts zu gleiten; die beteiligte Kubatur betrug rund 900000 m³, der durch die Bündner Kraftwerke nutzbare Seeinhalt wurde dadurch um rund 650000 m³ vergrößert. (Weitere Details bei R. MOOR 1923.)

B. Durch Aufstauung

Jeder künstliche Stausee hat in geologischer Beziehung eine mehrfache Wirkung:
Die Seefläche verwandelt einstigen Erosionsraum in Sedimentationsraum.

Die Abtragungsprodukte des Einzugsgebietes des Sees werden im See zurückgehalten und gelangen nicht mehr, wie früher, ins Unterwasser, in den Vorfluter, vorausgesetzt, daß der See nicht gespült wird.

Der Abfluß (soweit er nicht im Stollen erfolgt) hat verringerte Aufschüttungs-, aber verstärkte Erosionstendenz, da er klar und frei von Geschiebe ist.

Das Abflußregime ist ausgeglichener, die Hochwassergefahr geringer.

Die künstlichen Stauseen des bündnerischen Rheingebietes sind auf Tabelle 18 enthalten.

Tabelle 18

Künstliche Stauseen¹⁾

Name	Flußgebiet	Staukote m	Absenkkote m	Seefläche ha	Nutzraum 10 ⁶ m ³
A. Bis 1956 erstellte Stauseen:					
Zervreila	Valserrhein	1862	1735	161	100
Marmorera	Julia	1680	1619	138	60
B. Bis 1956 projektierte Stauseen:					
Curnera	Curnerabach	1945	1848	70	30
Nalps	Rein de Nalps	1908	1823	80	40
Sta. Maria	Medelserrhein	1908	1828	180	70
Greina	Somvixerrhein	2263	2206	125	63
Frisal	Flem Frisal	1957	1885	86	40
Panix	Schmuerbach	1465	1415	53	15
Silgin	Glenner	1210	1122	88	35
Curciusa	Areuabach	2165	2095	74	27
Sufers	Hinterrhein	1401	1372	90	18
Val di Lei	Reno di Lei	1931	1830	420	197
Rhazüns	Hinterrhein	614	602	200	9
Isla	Plessur	1650	1600	84	23
Vereina	Vereinabach	1982	1890	125	50

¹⁾ Aus: „Wasserkraftnutzung und Energiewirtschaft der Schweiz“, herausgegeben vom Schweiz. Wasserwirtschaftsverband. Zürich 1956.

IV. Mulden ohne oberirdische Entwässerung

Abgesehen von den zahlreichen kleinen Schuttmulden und Felswannen des Hochgebirges, die sich unterirdisch entwässern, lassen sich die größeren Mulden mit unterirdischer Entwässerung entweder den Bergsturzablagerungen oder den Karstgebieten zuordnen.

A. Bergsturzmulden

Zu diesen gehören die vier Bergsturzseen des Flimser Bergsturzes, nämlich Lag digl Oberst und Lag Grond bei Laax und Cauma- und Crestasee bei Flims-Waldhaus mit zusammen rund 6,1 km² = 0,14% Einzugsgebiet.

B. Karstmulden

Karstmulden, die sich auf Kalk- und Dolomitgebiete beschränken, sind überraschend selten. Die größten von ihnen sind:

Cavorgia de Breil am Kistenpaß, 1,3 km², Versickerung im Quintnerkalk auf Kote 2400 m.

Mulde «Laghet» südl. Ringelspitz, 1,2 km², Versickerung im Seewerkalk auf Kote 2518 m.

Mulde mit Schottensee zwischen Alp Anarosa und Carnusa, 0,65 km², Versickerung im Liaskalk auf Kote 2523 m.

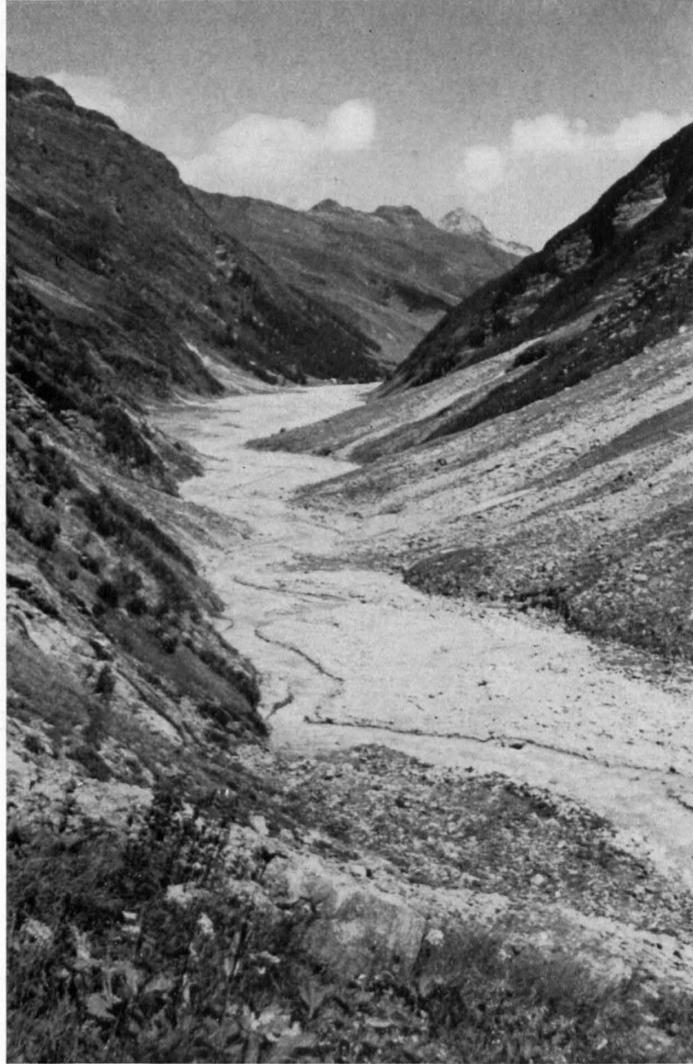


Fig. 45. Talboden von Zapport, oberster Abschnitt des Hinterrheintals. Blick gegen E, talauswärts. Hinterer Teil der 6 km langen Aufschotterung des Hinterrheins, der durch den aktiven Bündnerschieferrutsch des Casanawaldes gestaut wird.

Aint igls Lajets, zwischen Piz Mitgel und Tinzenhorn, 0,7 km², Versickerung im Hauptdolomit auf Kote 2464 m.

Plasseggen südl. Scheienfluh, 1,5 km², Versickerung im Malmkalk auf Kote 2138 m.

Einzugsgebiet der Karstmulden zusammen 5,3 km² = 0,12 %.

Bergsturzmulden und Karstmulden zusammen 11,4 km² = 0,26 %.

Alle diese Mulden, ob sie nun einen See mit oberirdischem oder unterirdischem Abfluß oder überhaupt keinen See beherbergen, sind Ablagerungsräume, die den Rhein um die in ihnen sedimentierte Schuttmenge entlasten.

b) Terrestrische Ablagerungsräume

Im Gegensatz zur limnischen Sedimentation kommt bei der terrestrischen stets nur ein Teil des Transportgutes zur Ablagerung; der andere Teil, meist sogar der weitaus größere, wird weitertransportiert.

I. Ablagerungen durch den Hauptfluß

Die größten heutigen Aufschüttungsgebiete in den Talsohlen der Hauptflüsse sind die folgenden:

Vorderrhein:

Disla bis Russeinbach, 2,5 km lang, gestaut durch rezente Schuttkegel der Carverabäche.

Compadials bis Somvixerrhein, 2,5 km lang, gestaut durch rezenten Schuttkegel des Somvixerrheins und alten Schuttkegel des Val-Rabius-Baches.

Rabius bis Zavragiabach, 3 km lang, gestaut durch Schuttkegel des Zavragiabaches.

Tavanasa bis Rueun (Ruis), 7 km lang, gestaut durch Schuttkegel des Schmuerbaches.

Rueun bis Ilanz, 3 km lang, gestaut durch Schuttkegel des Glenners.

Zusammen rund 5 km².

Hinterrhein:

Zapport bis Dorf Hinterrhein, 6 km lang, gestaut durch aktiven Rutsch des Casanawaldes (Fig. 45).

Splügen, 1,5 km lang, gestaut durch Schuttkegel des Häusernbaches.

Thusis bis Rothenbrunnen, 9 km lang, Rhein (heute größtenteils eingedämmt) gestaut durch Bergsturzablagerungen im Kessel von Reichenau.

Zusammen rund 7 km², davon 4,0 km² künstliches Kolmatierungsgebiet Domleschg (Fig. 46).

Landquart:

Schiers bis Klus, 6 km lang, Landquart eingedämmt, gestaut durch die Felsenge der «Klus».

Rund 2,5 km².

Wenn heute die Hauptflüsse noch aufschottern, so örtlich in erster Linie dort, wo ihr Gefälle durch Schuttkegel von Seitenbächen oder seltener durch seitliche Rutschungen oder Bergstürze aus den Talflanken verringert wird, und zeitlich nur dann, wenn zu Beginn schwerer Hochwasser der Fluß besonders geschiebereich ist. Während viel längerer Zeit des Jahres, bei geschiebarmem bis -freiem Mittel- und Niederwasser, besteht vielmehr fast ein annäherndes Gleichgewicht zwischen Erosion und Aufschüttung, wobei zur Erreichung einer ausgeglichenen Gefällskurve die Tendenz zur Erosion in den eigenen Aufschotterungen eher überwiegt.

Wenn auch die Flächen solcher rezenter Aufschüttungen noch ziemlich bedeutend sind — sie umfassen rund 20 km² = 0,46 % —, so ist doch die Mächtigkeit des Schuttes, der pro Hochwasser neu abgelagert wird, relativ gering. Zudem wird während der übrigen Zeit davon wieder so viel erodiert, daß beim heutigen Wasserregime in den meisten Fällen auf die Dauer daraus nur eine unbedeutende Terrainerhöhung resultiert.

Neben den eigentlichen Aufschotterungen wären noch die reinen Wasserüberschwemmungen zu nennen, bei denen nicht Geröll, sondern im trüben Flußwasser suspendierter Sand, Schlamm und Lehm auf den überschwemmten Flächen abgelagert wird, wie beispielsweise bei der Wassernot von 1927 im Überschwemmungsgebiet von Liechtenstein. Solche Wasserüberflutungen sind aber eher für voralpine Räume kennzeichnend; inneralpine Täler erleiden bei Überflutungen viel eher Verwüstungen durch schweres Geröll.

II. Künstliche Kolmatierungen mit Nollaschlamm im Domleschg

Der Nolla, einst der am meisten gefürchtete Wildbach Graubündens, bringt auch heute noch bei jedem Hochwasser große Mengen schwarzen Tonschieferschlammes mit. Dieser wird nun schon seit 1892 in einem speziellen Kanal, der bei Thusis vom Nolla abzweigt, auf die flache Talsohle des Domleschgs geleitet. Bis in die Mitte des letzten Jahrhunderts hatte der Rhein in der Talebene des Domleschgs aufgeschottert; seit seiner überaus erfolgreichen Korrektur 1832—1892 waren die Schotterflächen beidseits des Flusses wohl trockengelegt worden, aber mangels eines fruchtbaren Bodens für die Landwirtschaft wenig ertragreich geblieben. Durch die künstliche Überdeckung des Rheinschotters mit Nollaschlamm, der sog. Kolmatierung, werden nun große, völlig ebene Flächen der Landwirtschaft nutzbar gemacht. Bis zum Jahre 1939 sind auf diese Weise durch Kolmatierung 110 ha für intensive Landwirtschaft gewonnen worden (Fig. 46). Seither ist ein neues Kolmatierungsprogramm in Angriff genommen worden, für das eine Schlammmenge von 2,6 Mill. Kubikmeter erforderlich sein wird, wodurch eine Fläche von 290 ha mit Schlamm von rund 90 cm Mächtigkeit bedeckt werden soll. (Genauere Angaben finden sich in: SVIL: Die Integralmelioration in der Talebene Domleschg, 1945.)



Fig. 46. Mit Nollaschlamm kolmatiertes Feld bei Realta im Domleschg.

III. Ablagerungen durch Seitenbäche im Haupttal

Wenn vorgängig festgestellt wurde, daß in den Talsohlen die Auflandungen durch die Hauptflüsse gering sind, so gilt für die Seitenbäche genau das Gegenteil: In allen Tälern dominieren die Schuttkegel der Seitenbäche und formen charakteristische Landschaften, wie etwa im Tavetsch oder bei Disentis (siehe Taf. I), im Schams (Taf. IV) oder im Churer Rheintal (Fig. 8): Breite Schuttkegel stoßen mit ruhigem, gleichmäßigem Gefälle aus dem Seitental vor und drücken den Hauptfluß an die gegenüberliegende Talflanke.

Viele dieser Schuttkegel werden heute von ihrem eigenen Bach, der sie einst bildete, erodiert; sie sind heute tot, d. h. inaktiv und dokumentieren nur noch durch ihre Größe die Intensität der postglazialen, aber vorrezenten Ablagerung.

Andere sind aber heute noch aktiv, verändern sich bei jedem großen Hochwasser und stellen für Siedelungen, für Verkehrswege und für die Landwirtschaft eine latente Gefahr dar.

Wie bei den Aufschüttungen des Hauptflusses kann auch bei den Seitenbächen nach der Ablagerungsphase eine daran anschließende Phase der Erosion durch den eigenen Bach oder an seiner Stirn durch den Talfluß festgestellt werden. Sie ist aber weniger flächenhaft als bei den Alluvionen des Hauptflusses, sondern mehr linienförmig.

Die Kontinuität des Ablagerungsvorganges ist gering, d. h. die Aufschüttungsphasen sind sehr kurzfristig und folgen sich in großen und ungleichen Abständen, zwischen welchen lange Zeiten der Inaktivität mit gelegentlicher Erosion liegen.

Eine zuverlässige Schätzung des jährlich in solchen Schuttkegeln abgelagerten Materials müßte sich auf periodische Kontrollvermessungen einiger typischer Schuttkegel stützen können. Da solche fehlen, ist es zur Zeit noch nicht möglich, genauere Zahlen dafür zu geben; die in Tabelle 14 und 20 eingesetzten Schätzungen sind deshalb mit allem Vorbehalt aufzunehmen.

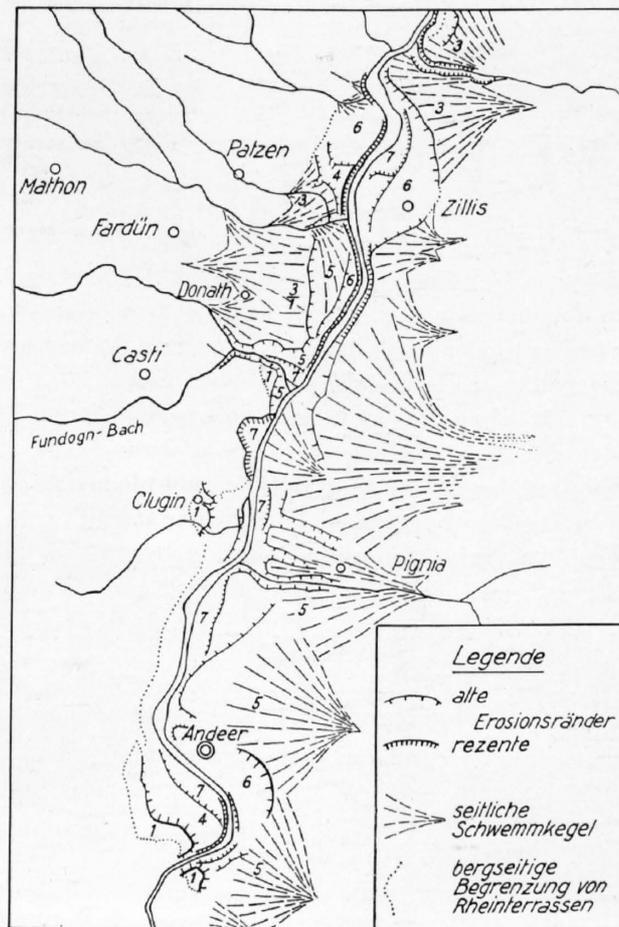


Fig. 47. Fluviale Bildungen in der Talsohle des Schams. 1:50000.

Am Beispiel des Schams, dem Talabschnitt zwischen Roflascchlucht und Via Mala, soll dieses Spiel zwischen Seitenbächen und Hauptfluß, zwischen fluvialer Aufschüttung und Erosion, im folgenden in seinem zeitlichen Ablauf dargestellt werden.

Die fluvialen Bildungen nacheiszeitlichen Alters in der Talsohle des Schams, als Demonstration des Wechselspiels zwischen Erosion und Aufschüttung des Hauptflusses und der Seitenbäche. Vergleiche dazu Figur 47.

Erste Phase: Kurzfristige Stauung des Rheins in der obersten Via Mala durch Felssturz oder Felschlipf. Ablagerung der höchsten Stauschotter des Rheins bis hinter Andeer, im vorderen Schams mit kurzfristigem Stausee. Rheinschotter mit noch ebener Akkumulationsfläche auf 1020 m beidseits des Hinterrheins südlich Andeer, auf 1000 m bei Clugin, auf 980 m bei Donath erhalten, dort von jüngerem Schuttkegel bedeckt. Vorübergehender See bei Zillis, der vorwiegend durch Seitenbäche, weniger durch den Rhein selbst aufgefüllt wird.

Zweite Phase: Durchsägen des Hindernisses in der Via Mala und rasche Entleerung des Schamsersees. Älteste Erosionsphase bis hinter Andeer in den Rheinschottern.

Dritte Phase: Ablagerung der großen seitlichen Schuttkegel durch den Reischenbach bei Zillis, durch den Mirèr- und Fardünerbach und die Rinne zwischen beiden bei Donath und aus der steilen Schuttrinne der Ruegna Granda nördlich Pignia.

Vierte Phase: Durchsägung des Reischenbach-Schuttkegels durch den Rhein. Tieferlegung des Rheins im ganzen Schams und Erosion in den älteren Terrassen. Prallhang mit Steilböschungen bei Zillis und am Fuße des Ruegna-Granda-Schuttkegels. Erosionsterrassen südlich der Mühle Andeer auf 980 m und östlich und nordöstlich Donath auf 950 m.

Fundogn- und Mirèr-Bach zerschneiden ihren eigenen Schuttkegel südlich Donath, desgleichen der Fardünerbach.

Fünfte Phase: Die Schuttkegel des Pignia-Baches, des Ruinal-Baches bei Andeer und des Tschera-Baches bei Bärenburg erhalten ungefähr ihre heutige Form und drängen den Rhein nach Westen. Fardüner- und Fundognbach bauen bescheidene Schuttkegel auf Erosionsniveau der Phase 4 auf.

Sechste Phase: Seitenerosion des Rheins. Prallhang rechts bei Andeer. Tiefste Erosionsterrassen des Rheins östlich Donath auf 930 m und links NW Zillis. Untiefe Zernagungen des eigenen Schuttes durch den Pignia-Bach.

Heutiger Zustand:

Schmale Schotterfluren des Rheins bei Zillis infolge Stauung durch den Reischenbach und bei Andeer infolge Stauung durch Pignia- und Fundogn-Bach; Seitenerosion links gegenüber Zillis und nördlich Clugin. Seitenbäche erhöhen ihre in Erosionskerben des eigenen, älteren Schuttes eingeschachtelten jungen Schuttkegel, am aktivsten vereinigt Mirèr-Fundognbach und Reischenbach.

IV. Ablagerungen auf Hochflächen und in Becken über den Talsohlen

Hochgelegene Alluvialebenen und Becken stellen, ähnlich wie die flachen Talsohlen, vorübergehende Ablagerungsräume dar, in denen zu Beginn schwerer Hochwasser der Bach auf breiter Fläche Schutt ablagert, der aber nachher wieder durch Erosion desselben Baches entfernt wird. Es findet also eine langsame Umlagerung der obersten Alluvialschichten statt. Auf lange Sicht sind solche Alluvialböden weitgehend stationär, nur selten mit einem leichten Überwiegen der Erosion, wenn der stauende Riegel durch die Tiefenerosion des Baches merklich erniedrigt wird.

Felsbecken sind am wenigsten der Erosion unterworfen und bleiben damit am ehesten stationär, weil die Durchsägung des Felsriegels nur langsame Fortschritte macht (z. B. Segnas sura, Panixeralp, Ladr al, Alp Frisal, Val Gliems, Alp Nalps, Lampertschalp).

Tabelle 19

Hochgelegene Alluvialebenen

Name:	Höhe ü. M.	Riegel:
	m	
Alp Nalps	1820	Paragneis des Gotthardmassivs
Val Cristallina-Palius	1650	Granodiorit
Val Gliems	2350	Paragneis des Aarmassivs
Greina	2200	Orthogneis des Gotthardmassivs
Puntegliasgletscher	2320	Puntegliasgranit des Aarmassivs
Frisal	1900	Malmkalk
Ladr al	1500	Paraschiefer
Panixeralp	1430	Malmkalk
Plaun Segnas sut.	2100	Flimser Bergsturz
Plaun Segnas sura	2370	Schrattenskalk und übrige untere Kreide
Bargis	1560	Bergsturz
Mulins Prada	800	Flimser Bergsturz
Tamins-Girsch	740	Bergsturz
Lampertschalp	2000	Granitgneis der Adula-Decke
Zervreila	1750	Granitgneis der Adula-Decke
Riedboden ob Vals	2030	Rutschung im Bündnerschiefer
Plaun Darmeras W Wergenstein	2330	Lokalmoränen
Curciusa di dentro	2100	Granitgneis der Tambo-Decke
Crap Alv am Albula	2030	Albulagranit und Trias
Preda	1760	Allgäuschiefer
Safien-Talkirch	1700	Schieferrutschung von Talkirch und Schuttkegel des Kühbergtobels
Schlappin	1650	Felsabsackung aus Silvretta-Gneis

Moränen- und Bergsturzbecken zeigten unmittelbar nach dem Rückzug der Gletscher bzw. nach dem Niedergang des Bergsturzes eine starke Auflandung, die aber nachher in eine mehr oder weniger deutliche Erosionsphase übergehen mußte, weil Moränen- und Bergsturzriegel vom Wasser leichter durchsägbar sind (z. B. Dürrboden Dischma, Alp Flix, Pian Campfer Bivio, Segnas sut).

Alluvialebenen, die durch noch aktive seitliche Schuttkegel oder Rutschungen gestaut werden, sind die einzigen, die sich auch heute noch erhöhen können, und zwar im Maße, wie sich das den Hauptfluß stauende Hindernis erhöht, z. B.:



Fig. 48. Lokale Umlagerungen durch Regenrillen in sonst trockenen Schutthalden. Piz Blaisun-Nordflanke nördlich Albulapaf, ca. 2800 m.

Riedboden bei Vals, 2030 m ü. M., durch Bündnerschieferrutschung aus der NE-Flanke des «Horns», Safien-Talkirch, 1680 m ü. M., durch Bündnerschieferrutschung aus der E-Flanke des Tälhorn, Schlappin bei Klosters, 1660 m ü. M., durch Sackung im Silvrettakristallin aus der E-Flanke des Bernethorns,

Alp Novai bei Klosters, 1340 m ü. M., durch Schuttkegel des Fraschmardenn-Baches.

Im Vergleich zu diesen Alluvialebenen sind auch auf den Hochflächen über den Tälern die Schuttkegel der Seitenbäche mit ihren schrägen Kegelformen sowohl flächen- als auch volumenmäßig die weit vorherrschenden Aufschüttungsformen. Sie zeigen noch stärker und häufiger als die Alluvionen des Hauptflusses, aber in gleichem Sinne, eine Tendenz zur Veränderung. Bei schwächlichem Hauptfluß dürfte die Tendenz zur Akkumulation, zur Terrainerhöhung überwiegen; bei kräftigem Hauptfluß dagegen vermag dieser den seitlich zugeführten Schutt wegzuschaffen und seine Erosionstendenz überträgt sich auch auf den Seitenbach, der sich dann zwischen einzelnen Aufschüttungsphasen in seinen eigenen Schuttkegel immer wieder neu einschneidet.

4. Bilanz der fluviatilen Wirkungen

a) Korrelation zwischen Erosion und Akkumulation

Der Bodensee ist für das bündnerische Rheingebiet Erosionsbasis.

Zwischen der Wasserscheide und dem Rheindelta im Bodensee liegt ein geschlossenes geologisches System, in welchem mechanische Erosion und mechanische Akkumulation gleich groß sind, somit eine ausgeglichene Bilanz zeigen müssen. Nur das chemisch Gelöste ist davon ausgeschlossen.

Auf Tabelle 20 ist eine solche Bilanz aufzustellen versucht worden. Es versteht sich von selbst, daß sowohl auf der Erosions- wie auf der Akkumulationsseite beliebige andere Aufgliederungen oder Zusammenfassungen möglich wären; die Tabelle 20 soll nur als Beispiel eines solchen ersten Versuches aufgefaßt werden.

Für die quantitative Erfassung der daran beteiligten Massen bilden die periodischen Vermessungen des Rheindeltas den zuverlässigsten Ausgangspunkt. Wenn vorausgesetzt wird, daß der spezifische Abtrag pro Fläche des Einzugsgebietes im bündnerischen Rheingebiet gleich groß sei wie im außerbündnerischen Gebiet des Rheins und der Aach, dann stammen im Mittel der letzten 50 Jahre pro Jahr 2,26 Mill. Kubikmeter Deltasedimente aus dem bündnerischen Rheingebiet.

Zu dieser relativ zuverlässigen Zahl sind die unsicheren Schätzungen der Sedimentation innerhalb des bündnerischen Rheingebietes noch zu addieren, nämlich:

Seen, etwa 2,3 km² Fläche bedeckend, in denen bei einer mittleren jährlichen Sedimenthöhe von 0,6 mm rund 1500 m³ Material deponiert wird;

Talsolehnen und Becken mit rund 25 km² Fläche, wo bei einer mittleren jährlichen Erhöhung um 2 mm rund 50000 m³ abgelagert werden;

Schuttkegel, die etwa 145 km² einnehmen und bei einer mittleren jährlichen Erhöhung um etwa 1 cm rund 1,45 Mill. Kubikmeter binden;

künstliche Auffüllungen hinter Sperren und zur Kolmatierung der Domleschger Ebene, rund 6 km² umfassend, wo bei einer mittleren jährlichen Mächtigkeitzunahme von 3 cm pro Jahr 0,18 Mill. Kubikmeter sedimentiert werden.

Zusammen ergibt sich daraus eine mittlere jährliche Sedimentkubatur von größenordnungsmäßig 4 Mill. Kubikmeter.

Wie groß muß in den von uns rein konventionell ausgeschiedenen drei Intensitätsklassen der Erosionsgebiete die jährliche Erosion sein, damit diese Sedimentmenge geliefert wird?

Die Einzugsgebiete der Seen und Mulden umfassen rund 150 km². Da sie nur etwa 1500 m³ Sedimente zu liefern haben, ergibt das gleichmäßig auf ihr Einzugsgebiet verteilt pro Jahr nur 0,01 mm Abtrag!

Nehmen wir für die übrigen Gebiete mit sehr geringer Erosion, die laut Tabelle 14 rund 1846 km² oder 42,9% umfassen, einen ebenso geringen Erosionsbetrag von 0,01 mm/Jahr an, so werden aus diesen Gebieten 18460 m³ Material geliefert.

Setzen wir rein konventionell für Gebiete mit mittelstarker Erosion, die laut Tabelle 14 etwa 2117 km² oder 49,1% bedecken, den hundertfachen Betrag, nämlich 1 mm/Jahr, dann resultieren aus diesen Gebieten 2,117 Mill. Kubikmeter.

Schließlich verbleiben noch die Gebiete mit sehr intensiver Erosion, die laut Tabelle 14 rund 15 km² oder 0,35% ausmachen und aus denen der verbleibende Rest zur Gesamtsumme von 4 Mill. Kubikmeter, nämlich 1,864 Mill. Kubikmeter stammen müssen. Das ergibt für diese Gebiete einen mittleren Erosionsbetrag von 12,4 cm/Jahr, somit wieder etwa zwei Zehnerpotenzen mehr als bei der mittleren Intensitätsklasse.

Die Aufstellung der obigen Schätzungen erinnern mich an die Tätigkeit eines Finanzministers, der ein ausgeglichenes Budget aufzustellen hat, ohne aber die Einzelposten, weder der Steuer-Einnahmen noch der Militär-Ausgaben, genauer zu kennen. Legt man ihm aber zwei Jahre später die abgeschlossene Staatsrechnung vor, dann erst kann er für alle Positionen die exakten Zahlen einsetzen und seine früheren Schätzungen korrigieren.

Ähnliches wird über kurz oder lang mit den oben angeführten Zahlen geschehen. Sie mögen im einzelnen bald zu klein, bald zu groß sein, aber sie geben uns doch einen Begriff der Größenordnung, mit welcher bei fluviatilen Vorgängen, verglichen mit anderen geologischen Prozessen, zu rechnen ist.

Bei der bisherigen Gegenüberstellung von Sedimentation und Erosion wurde vorausgesetzt, daß die Dichte bzw. das Raumgewicht beide Male das gleiche sei. Das ist aber nur dort der Fall, wo unverfestigte Sedimente der Erosion anheimfallen. Wird aber Fels erodiert, der noch intakt und unaufgelockert ist, dann ist in ihm die korrelierte Erosionshöhe um etwa 30% geringer als in lockerem Material, wie etwa in Moränen oder Schotter oder Gehängeschutt. Da aber nur ein kleiner Teil der gesamten Erosionsprodukte direkt aus erodiertem Fels stammt, dürfte eine Reduktion des mittleren Erosionsbetrages um etwa 10% angemessen sein.

Daraus resultiert, daß infolge fluviatiler Erosion die Erosionsgebiete des bündnerischen Rheingebietes im Mittel um etwa 0,9 mm pro Jahr erniedrigt werden.

Tabelle 20

Versuch einer Bilanz der fluviatilen Wirkungen im bündnerischen Rheingebiet, Schätzung der Jahresmittel

Erosion			Ablagerungen					Zurückgelegter Weg		Massenverlagerung pro Jahr		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Gebiete	Mittlere Mächtigkeit m 10 ⁶ m ² %	Beteiligte Fläche % 10 ⁶ m ² %	Kubatur bei $\gamma = 1,8 \text{ t/m}^3$ 10 ⁶ m ³	Gebiete	Mittlere Mächtigkeit m 10 ⁶ m ² %	Beteiligte Fläche % 10 ⁶ m ² %	Kubatur 10 ⁶ m ³	Masse bei $\gamma = 1,8 \text{ t/m}^3$ 10 ⁶ t	horizontal m	vertikal m	horizontal 10 ⁶ mt	vertikal 10 ⁶ mt
Einzugsgebiete von Seen und Mulden	0,00001	150	3,46	0,000015	0,00001	2,3	0,0015	0,0027	500	100	1,3	0,27
Übrige Gebiete mit intensiver Erosion .	0,124	15	0,35	1,864	0,002	25	0,05	0,09	16000	800	1440	72
mit mittelstarker Erosion	0,001	2117	49,15	2,117	0,01	145	1,45	2,61	2000	400	5200	1040
mit geringer Erosion	0,00001	1846,7	42,89	0,019	0,04	6	0,24	0,43	8000	800	3440	344
Total	0,001	3978,7	92,30	4,0	Total	176	1,74	3,13	Total	10080	Total	1456
							2,26	4,07	90000	1100	366300	4477
		Total	4,0015				4,0015	7,2027			376381,3	5933,27

Für die Erosionsprodukte wird in dieser Tabelle dieselbe Dichte angenommen wie für die Ablagerungen. Wo das nicht der Fall ist, wie im anstehenden Fels, ist die mittlere Mächtigkeit des Erodierten etwas geringer als in Kolonne I angegeben.

b) Zurückgelegter Weg

Ähnlich wie bei der Kubaturabschätzung wollen wir auch bei der Abschätzung der zurückgelegten Wege die verschiedenen Ablagerungsräume gesondert behandeln.

Die Einzugsgebiete der Seen sind durchweg klein und die Zuflüsse zu den Seen meist kurz. Ein mittlerer Transportweg von 500 m horizontal und bei 20% Gefälle von 100 m vertikal dürfte etwa die Größenordnung angeben.

Der in den Talsohlen abgelagerte Schutt hat üblicherweise eine wesentlich längere Reise hinter sich; in den hochgelegenen Becken ist sie etwas kürzer. Wir schätzen sie im Mittel horizontal auf 16 km, vertikal auf 800 m, einem Gefälle von 5% entsprechend.

Was an Schutt in den Schuttkegeln der Seitenbäche deponiert wird, kann keinen sehr langen Transportweg hinter sich haben. Die groben Komponenten sind dementsprechend auch schlecht gerundet und wenig sortiert. Wir setzen als Transportweg horizontal 2 km, vertikal 400 m ein, was einem Gefälle von 20% entspricht.

Für die künstlichen Aufschotterungen und Kolmatierungen darf man horizontal vielleicht etwa 8 km, vertikal bei einem Gefälle von 10% rund 800 m einsetzen, obschon hier wie andernorts sehr große Differenzen von Fall zu Fall bestehen.

Für das Material des Rheindeltas im Bodensee kennen wir den Transportweg wieder genauer. Horizontal dürfen wir 90 km annehmen, wobei der etwas kürzere Weg der Prätigauer Bäche mit dem etwas längeren des Glenner und der anderen Oberländer Wildbäche kompensiert wird. In vertikaler Richtung kann der zurückgelegte Weg bei einer Deltakote von rund 390 m und den wichtigsten Erosionsgebieten zwischen 1000 und 2000 m auf rund 1100 m geschätzt werden.

c) Massenverlagerung pro Jahr

Berechnet man die Massenverlagerung als Produkt aus transportierter Masse und zurückgelegtem Weg, wie das in Tabelle 20, Kolonne 11 und 12 geschehen ist, so ergibt sich für die horizontale Massenverlagerung der sehr große Wert von rund $375 \cdot 10^9$ mt. Daran ist zu annähernd 98% die Verlagerung bis ins Delta im Bodensee beteiligt, während die innerbündnerischen Verlagerungen in Talsohlen, Becken, Schuttkegeln und Kolmatierungen nur mit wenig mehr als 2% beteiligt sind. Diese großen Unterschiede sind natürlich durch den langen Transportweg bis in den Bodensee bedingt.

Die vertikale Massenverlagerung beträgt knapp $6 \cdot 10^9$ mt, woran der Transport bis in den Bodensee zu drei Vierteln, die innerbündnerischen Umlagerungen zu einem Viertel partizipieren.

F. Gletscher und glaziale Wirkungen.

Als glazial werden hier solche Wirkungen bezeichnet, die durch das Gletschereis bedingt sind, seien sie nun abtragend, konservierend oder aufschüttend. Das Wort «glazial» wird in diesem Zusammenhang somit nicht zeitlich, als Gegensatz zu «interglazial», sondern genetisch, als Wirkung des Gletschers, aufgefaßt.

Im Vordergrund unserer Überlegungen soll zudem bewußt weniger das imposante hydrologische und mechanische Phänomen stehen, das der kontinuierliche Transport gefrorenen Wassers in Form von Gletschereis darstellt, sondern vielmehr die geologischen Auswirkungen dieser Eisbewegung auf die Unterlage und die Umgebung des Gletschers.

I. Ausmaß der heutigen Vergletscherung

J. JEGERLEHNER (1902) planimetrierte die vergletscherten Flächen der alpinen Flußgebiete der Schweiz auf den ersten Siegfriedblättern, in denen der Zustand um 1870—1890 dargestellt ist, und erhielt dabei die in Kolonne 2 der Tabelle 21 angegebenen Werte. Neusterdings führte dieselbe Arbeit P. L. MERCANTON und das Eidg. Amt für Wasserwirtschaft auf den Erstausgaben der Blätter 1:50000 der Landeskarte aus, die ungefähr den Gletscherzustand um 1919—1937 angeben. Die betreffenden Zahlen sind in Kolonne 3 der Tabelle 21 enthalten.

Die klimatische Schneegrenze, wie sie für Graubünden oder benachbarte Gebiete von J. JEGERLEHNER (1902), P. BECK (1926) und R. VON KLEBELSBERG (1946) als Kurvenkarte dargestellt wurde, kann theoretisch mit einiger Genauigkeit nur für einen annähernd stationären Gletscherzustand



Fig. 49. Gletschertor am Paradiesgletscher, der Ursprung des Hinterrheins. Zustand 10. August 1952.

angegeben werden. Auf Figur 50 wurde eine Schneegrenze mit Hilfe der sogenannten «Gipfelmethode» nach SIMONY konstruiert, die ungefähr dem Gletscherstand von 1925 entspricht, jener Zeit also, in der die Gletscherschwankungen relativ kleine Beträge aufwiesen.

Aus dieser Karte ist für die Schneegrenze folgende geographische Gliederung ersichtlich:

Tiefliegende Schneegrenzen zeigen die ganze Tödikette, das östliche Gotthardgebiet mit Medelser Gruppe und Greina, das Rheinwald mit den Surettahörnern und schließlich die Silvretta-Gruppe. Umgekehrt weisen die Gipfel gegen das Oberengadin und auch der ganze zentrale Teil des bündnerischen Rheingebietes mit den Bergen um Arosa eine relativ hohe Schneegrenze auf.

Nach R. FINSTERWALDER (1953) beträgt die Hebung der Schneegrenze von 1920—1950 in den Gletschergebieten der Ostalpen rund 90—95 m, somit im Mittel rund 3 m pro Jahr. Bei uns dürfte sie sich in dieser Zeitspanne in ähnlichem Maße gehoben haben.

Das bündnerische Rheingebiet mit nur 2,5% ist demnach bedeutend weniger stark vergletschert als die meisten übrigen Flußgebiete der Schweizeralpen, mit Ausnahme der beiden südalpiner Flüsse Tessin und Maggia, welche letztere eine noch geringere Vergletscherung ihres Einzugsgebietes zeigen.

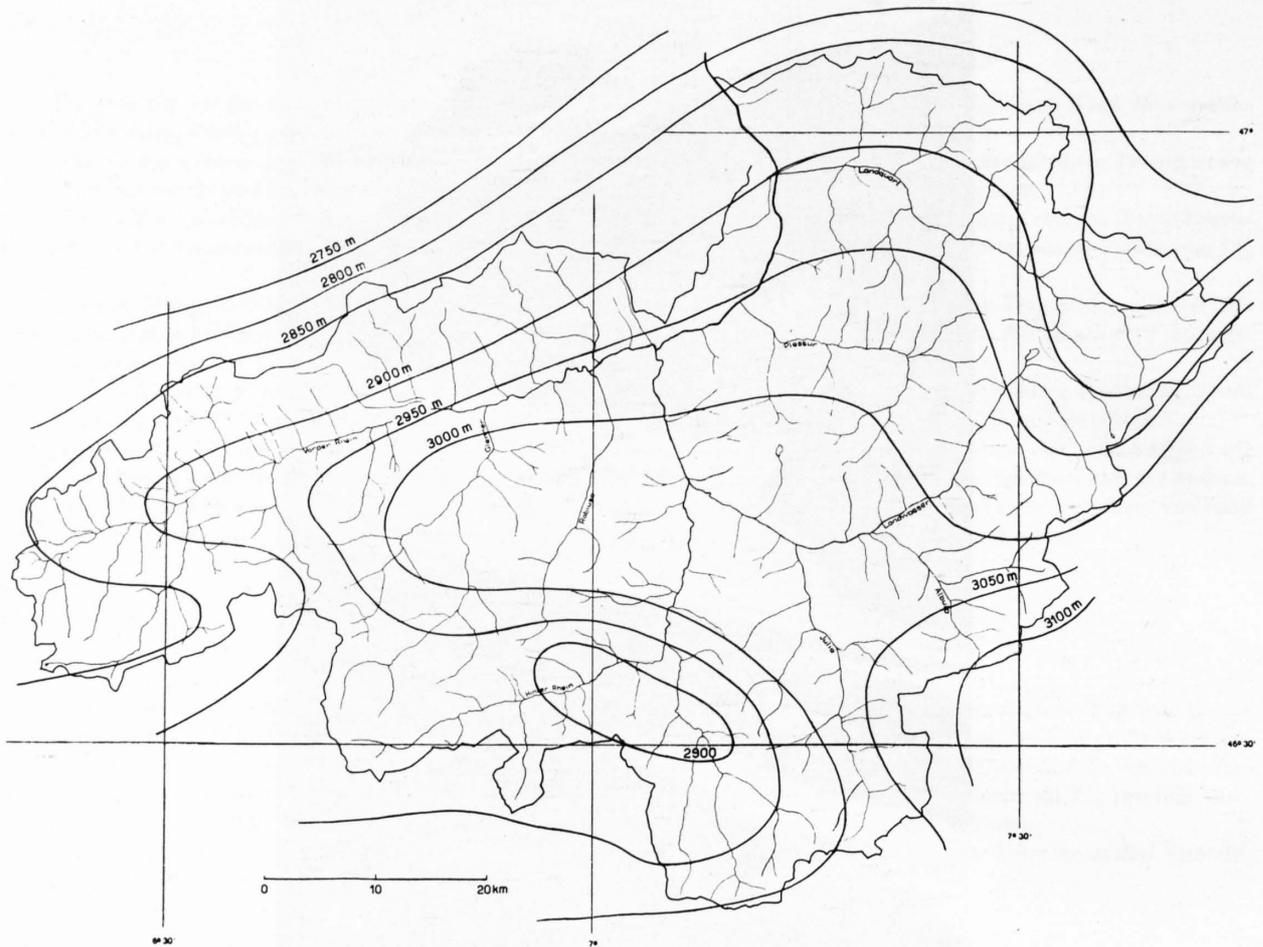


Fig. 50. Klimatische Schneegrenze des bündnerischen Rheingebietes um 1925.

2. Gletscherschwankungen seit 1850.

Entsprechend der relativ kleinen Gletscherfläche fehlen in unserem Untersuchungsgebiet systematische Gletscheruntersuchungen fast vollständig.

a) Veränderung der Gletscherareale

Der letzte große Eisvorstoß um 1850 wurde bei uns nicht vermessen. Er läßt sich aber in vielen Gletschergebieten auf Grund der noch erhaltenen Moränenwälle und des heutigen Vegetationsbildes vollständig oder teilweise rekonstruieren (z. B. Maighels-Gletscher, Gletscher der Medelser Gruppe, Porchabella-Gletscher). Es gibt aber auch Gebiete, wo jene Gletschergrenzen heute nur noch unsicher festgestellt werden können (z. B. Silvretta-, Paradies- oder Fanella-Gletscher).

Da die Aufnahme der ersten Siegfriedblätter erst einige Jahrzehnte nach 1850 erfolgte, wurde auf ihnen meist ein bereits etwas reduzierter Gletscherstand kartiert. Immerhin bilden diese ersten Siegfriedblätter heute die lückenloseste Grundlage für die Kenntnis der Gletscherstände zwischen ca. 1870 und 1890. Auf ihr basiert die Zusammenstellung von J. JEGERLEHNER (1902).

Die ersten Ausgaben der neuen Landeskarte 1:50 000, die großenteils photogrammetrisch aufgenommen wurde, vermitteln für das bündnerische Rheingebiet die Gletscherstände der Zeit zwischen 1919 und 1937, je nach Blatt und Gletscher. Leider ist auch auf ihnen, so wenig wie auf der Siegfriedkarte, nicht angegeben, in welchem Jahre die dargestellten Gletscher aufgenommen worden sind. Das

Tabelle 21

Vergletscherung

der wichtigsten Flußgebiete der Schweizeralpen und des bündnerischen Rheingebietes¹⁾

	Einzugsgebiet km ²	Vergletscherung	
		um 1877 ²⁾ %	um 1932 ³⁾ %
A. Außerhalb des bündnerischen Rheingebietes:			
Rhein bis Bodensee	6123	3,2	2,05
Reuß bis Vierwaldstättersee	832	13,5	11,4
Aare bis Brienzensee	554	26,6	24,4
Linth bis Walensee	616	6,2	5,3
Rhone bis Genfersee	5220	17,9	16,2
Tessin bis Langensee	1616	1,6	1,0
Maggia bis Langensee	926	1,1	0,8
B. Innerhalb des bündnerischen Rheingebietes:			
Vorderrhein bei Disentis	158	9,0	4,9
Medelserrhein bei Disentis	128	12,8	9,0
Somvixer Rhein bei Acla Mulin	77	11,3	9,96
Glennerrhein bei Peiden-Bad	312	7,4	4,61
Hinterrhein beim Dorf Hinterrhein	55	32,0	21,6
Hinterrhein bei Andeer	503	8,1	5,0
Albula bei Tiefencastel	524	2,4	1,65
Landquart bei Klosters-Monbiel	112	10,8	8,1
Rhein bei Ragaz (ohne Tamina)	4307	3,8	2,5

¹⁾ Die Zahlen dieser Tabelle sind den Veröffentlichungen des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft «Hydrographisches Jahrbuch der Schweiz 1955» und «Mitteilung Nr. 34, Deltaaufnahmen, 1939» entnommen.

²⁾ Auf Grund des Siegfried-Atlases.

³⁾ Auf Grund der Landeskarte.

Schwinden der Gletscher ging aber gerade in den vierziger Jahren dieses Jahrhunderts dermaßen rapid vor sich, daß auch diese Blätter bei ihrem Erscheinen in bezug auf die Ausdehnung der Gletscher bereits stark veraltet waren.

Auf Tafel II und Figur 51 wurde versucht, die Größe einiger ausgewählter Gletscher zu verschiedenen Zeiten darzustellen. Solche Gletscherstandskarten sind allerdings mit gewissen Fehlern behaftet, weil die alten Siegfriedblätter auch starke topographische Abweichungen von der neuen Landeskarte bezüglich der Felsumgrenzungen und der Wasserscheiden aufweisen. Zudem ist bekanntlich die genaue Angabe eines Gletscherendes wegen Lawinenschnee oder Toteis oft unsicher, und schließlich gelang es mir nicht, das Aufnahmejahr der ersten Siegfriedblätter für jeden einzelnen Gletscher genau zu ermitteln.

Eindeutig geht aber aus allen Beobachtungen hervor, daß das Areal der einzelnen auf Tafel II und Figur 51 dargestellten Gletscher in 100 Jahren um rund 20—60%, im Mittel um rund 35%, abgenommen hat. Dieser Schwund wirkt sich intensiver in kleinen Gletschergebieten, z. B. an den Maighels-Gletschern, dagegen weniger stark in großen Gletschergebieten, z. B. Paradies-Gletscher, aus. Demgemäß ist auch eine große Zahl von sehr kleinen Gletschern und Firnflecken nahe der einstigen klimatischen Schnee-

grenze in dieser Zeit ganz verschwunden. Die prozentuale Abnahme der Gletscherfläche seit dem letzten Maximum von 1850 ist bei den auf Figur 51 dargestellten Gletschern am geringsten beim Silvretta-Gletscher (1850—1946) mit 0,27% pro Jahr und beim Paradies-Gletscher (1870—1952) mit 0,3% pro Jahr, am größten dagegen beim südlichen Maighels-Gletscher (1850—1946) mit 0,52% pro Jahr. Nach O. LÜTSCHG (1944) betrug die Flächenabnahme der kleinen Gletscher im Flüela- und Dischmatal (Gemeinde Davos) von 1847—1883 volle 35% oder rund 1% pro Jahr, was im Vergleich mit größeren Gletschern außerordentlich viel bedeutet.

Sehr wertvolle Einzelbeobachtungen an verschiedenen Gletschern der benachbarten, aber niederschlagsreicheren Glarneralpen verdanken wir R. STREIFF-BECKER, (1949), dem unermüdlichen Erforscher seines Heimatkantons, welcher auch immer wieder auf die große Individualität jedes Gletschers hinwies.

Für die ganze Schweiz beträgt nach P. L. MERCANTON (1955) die Verminderung der Gletscherfläche zwischen 1877 (Siegfriedblätter) und 1932 (Landeskarte) rund 15,5% oder 0,28% pro Jahr. In unserem Gebiet ist sie mit 34,2% oder 0,62% pro Jahr somit prozentual wesentlich größer als im Landesdurchschnitt, welche Erscheinung durch die relative Kleinheit der Gletscher des bündnerischen Rheingebietes bedingt ist.

b) Schwankungen der Gletscherzungen

Die Schwankungen der Gletscherzungen sind empfindliche Anzeiger von Klimaschwankungen und würden deshalb auch am frühesten unter Kontrolle genommen, einerseits weil sie recht bedeutend und damit leicht meßbar sind, andererseits weil üblicherweise die Zunge der vom Tal her am leichtesten erreichbare Teil eines Gletschers ist. Die modernere Methode der Kontrolle der Höhe einer ganzen Gletscheroberfläche, wie sie photogrammetrisch für verschiedene große Gletscher der Westalpen durchgeführt wurde, ist in unserem Gebiet meines Wissens noch nie angewandt worden. Lediglich am Silvretta-Gletscher werden seit 1913 zwei Firnpegel zum Studium des Firnzuwachses kontrolliert, ursprünglich von der Zürcher Gletscherkommission, seit deren Auflösung von der Meteorologische Zentralanstalt Zürich.

Bei den auf Figur 51 dargestellten Gletschern war der mittlere Rückzug in horizontaler Richtung am geringsten am Silvretta-Gletscher von 1890—1938 mit nur 3,2 m pro Jahr, am größten am Zapport-Gletscher von 1933—1952 mit 31,6 m pro Jahr.

Der mittlere Rückzug in vertikaler Richtung, d. h. die Änderung der Kote der Gletscherstirn, war am kleinsten am Punteglias-Gletscher, der in einem sehr flachen Felsbecken stirnt, und betrug von 1870—1920 nur 0,2 m pro Jahr, dagegen am größten beim sehr steilen Zapport-Gletscher, wo er von 1933 bis 1952 18,5 m pro Jahr erreichte.

Erläuterung zu nebenstehender Figur 51

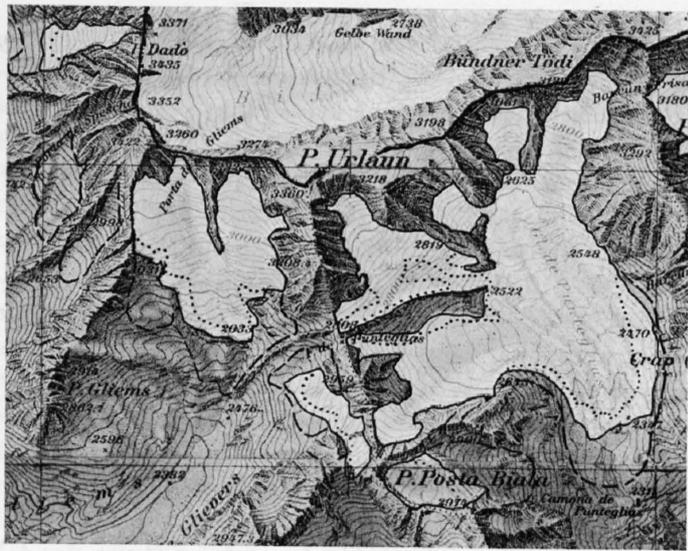
Alter der dargestellten Gletscherstände

	a) Maighels-gletscher	b) Punteglias-gletscher	c) Lavaz-gletscher	d) Silvretta- und Verstanklagletscher	e) Rheinwald- und Zapportgletscher
— — — — —	ca. 1850			ca. 1850	
— — — — — Erste Siegfriedkarte		ca. 1876	ca. 1874	ca. 1895	ca. 1872
— — — — — Landeskarte	1919	1935	1925	1938	1933
.....	1946	1946	1946	1955	1952

————— Wasserscheidelinie



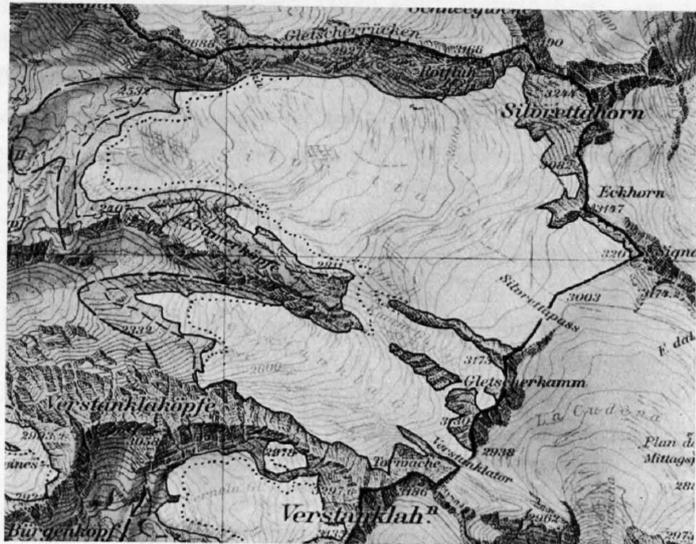
a) Maighelsgletscher



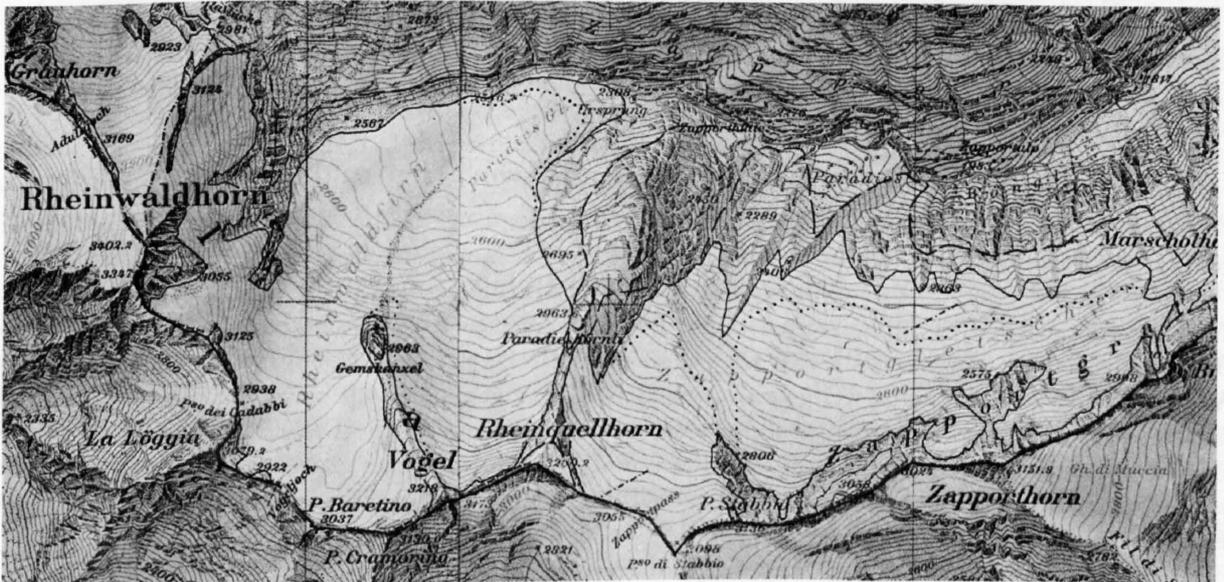
b) Puntegliasgletscher



c) Lavazgletscher



d) Silvretta- und Verstanklagletscher



e) Rheinwald- Paradiesgletscher und Zapportgletscher

Fig. 51. Veränderung einiger Gletscher. Kartenskizzen 1:50000 auf der Grundlage der Landeskarte.

Die Zungenschwankungen der verschiedenen Gletscher sind so stark von der lokalen Topographie der Eisunterlage, von der Exposition, der Größe und Höhenlage des Einzugsgebietes abhängig, daß an den verschiedenen Gletschern keine exakt synchronen Schwankungen entstehen können. Die Gletscherzungen zeigen aber sehr einheitlich einen Rückzug von 1850 bis ungefähr 1910, eine schwach und uneinheitlich angedeutete Vorstoßphase zwischen 1910 und 1925, dann zwischen 1925 und 1945 einen unruhigen, nicht sehr ausgeprägten Rückzug, der bei einigen Gletschern gelegentlich auch von einem kurzen Vorstoß unterbrochen gewesen sein konnte, und schließlich einen verstärkten Rückzug in den Jahren 1945—1954. R. HAEFELI (1955) wies nach, daß in der Schweiz zwischen 1850 und 1950 die 0° -Isotherme der mittleren Lufttemperatur im Mittel um ca. 2 m pro Jahr angestiegen ist, daß seine «Linie mittlerer Höhenänderung», vergleichbar einer langjährig gemittelten Firnlinie, als Grenze zwischen Nähr- und Zehrgebiet, ebenfalls um ca. 2 m pro Jahr gestiegen ist, und daß schließlich nach P. L. MERCANTON auch die Gletscherzungen von 165 beobachteten Schweizergletschern (nicht nur bündnerischen) sich im Mittel um 2 m pro Jahr gehoben haben, daß sich diese drei Werte somit in Funktion der Zeit in den letzten 100 Jahren annähernd parallel verschoben haben.

c) Geologische Folgen des Gletscherschwundes

Durch das Höherrücken der 0° -Isotherme und das Einsinken der Gletscheroberfläche entstehen Felsstürze und schwere Steinschläge an den Flanken über dem Gletscher, wo bisher der Druck des Gletschereises oder das Eis des Permafrostes in den Gesteinsklüften ein Abbrechen verhinderten.

Durch das Schwinden des Gletscherareals werden ganz allgemein Gebiete mit Eiserosion und subglazialer Wassererosion, glazialen Schuttransport und glazialer Aufschüttung kleiner. Bezogen auf das ganze Einzugsgebiet büßen damit glaziale Einwirkungen an Bedeutung noch mehr ein und werden ersetzt durch andere, besonders nivale und fluviatile Wirkungen. Dabei ist der vom Gletschereis frisch entblößte und von der Vegetation noch nicht besiedelte Moränenschutt für Solifluktionsbewegungen und fluviatilen Abtrag ganz besonders anfällig.

In Zeiten des Gletscherrückganges sind aber auch der sommerliche Wasserabfluß aus dem vergletscherten Gebiet und damit die fluviatilen Wirkungen unterhalb der Gletscherzunge größer als dem im Einzugsgebiet gefallenem Niederschlag entspricht. Nach P. KASSER und R. HAEFELI (1952) betrug diese Abflußerhöhung für die Massa, den Abfluß des Aletsch-Gletschers, in den Jahren 1926—1946 rund 20%, nach FINSTERWALDER (1953) für Gletscherbäche der Ostalpen 20—30%. Im bündnerischen Rheingebiet macht sich diese Abflußvergrößerung durch Gletscherschwund hauptsächlich im Gletschervorfeld und dem unmittelbar daran anschließenden Abschnitt bemerkbar, während weiter talabwärts das unvergletscherte Areal sehr rasch dominiert und den Gletschereinfluß dämpft. Trotzdem muß prinzipiell für die Zeit der unstationären, schwindenden Gletscher eine vorübergehende Verstärkung der fluviatilen Wirkungen anerkannt werden. Sie wird aber verschwinden, sobald der Gletscherrückzug beendet ist und sich auf einem kleineren Gletscherareal wieder ein einigermaßen stationärer Zustand eingestellt hat.

3. Konservierende Wirkung von Firn und Eis

Ohne Zweifel ist die geologisch konservierende Wirkung von Firn und Eis nicht ganz unbedeutend, und es war besonders auch ALBERT HEIM (1885, 1919), der immer mit Nachdruck auf sie hinwies.

Diese besteht vorerst einmal im Schutz vor Verwitterung und nichtglazialen Abtrag. Infolge der weitgehenden Temperaturkonstanz an der Untergrenze des Gletschereises ist dort die Wirkung des Spaltenfrostes, der oberhalb des Gletschers im eisfreien Gebiet bekanntermaßen das wichtigste Verwitterungsagens darstellt, weitgehend aufgehoben. Das gilt allerdings nicht für die «Schwarzweißgrenze», für die Grenze zwischen Firn und Fels, und ebensowenig für das Gebiet des Bergschlundes, die Grenze zwischen festgefrorenem, unterkühltem, und auf der Unterlage gleitendem, temperiertem Eis; an diesen Stellen ist die Frostverwitterung überdurchschnittlich groß und wesentlich an der Genese typischer Karformen beteiligt.

Die chemische Verwitterung wird der ständig niedrigen Temperatur wegen sehr bedeutend verlangsamt. Da auch Einflüsse der Vegetation völlig fehlen, fallen auch deren Verwitterungswirkungen, die sprengende Wirkung von Pflanzenwurzeln und die chemisch auflösende Wirkung von pflanzlichen

Säuren, vollständig weg. Auch die übrigen Denudationsvorgänge des Hochgebirges, wie Steinschlag, Bergstürze, Rutschungen und Sackungen, sind im eisbedeckten Felsgebiet völlig ausgeschlossen, weil der Eisdruck solche Bewegungen verunmöglicht.

Die konservierende Wirkung von Firn und Eis besteht aber auch in einem Schutz vor Auffüllung. Unter dem Eis kommen nur Grundmoränen und durch subglaziale Wässer verschwemmtes Moränenmaterial zur Ablagerung. Die sich zurückziehenden Gletscher zeigen vor ihrer Zunge einheitlich eine durchweg nur geringe Mächtigkeit solcher Bildungen, zwischen denen sehr häufig der blank gescheuerte Fels zum Vorschein kommt. Alle andern, von den seitlichen Felsgebieten stammenden Schuttmassen, gelangen auf und in das Gletschereis und werden von letzterem an den Rand oder an die Stirn des Gletschers verfrachtet.

4. Gletschererosion

Die Größe der Gletschererosion hat in den vergangenen 80 Jahren Anlaß zu oft scharfen Kontroversen zwischen einzelnen Glaziologen geführt, und wenn sich auch seither die erhitzten Gemüter beruhigt haben und man sich eher auf einer mittleren Linie gefunden hat, ist man weiterhin über das Ausmaß der Gletschererosion noch überraschend wenig orientiert.

Die experimentellen Versuche an exakt nivellierten Felsoberflächen und Bohrlöchern vor der Gletscherstirn des Oberen Grindelwaldgletschers und des Allalingletschers, über die O. LÜTSCHG (1933) berichtete, ergaben Werte, die teilweise so groß sind, daß sie ohne Zweifel als obere Extremwerte betrachtet werden müssen. Analoge Messungen aus Graubünden oder regional ausgedehnteren Gebieten fehlen.

Die Felsumrandung des Vorab-Gletschers enthält keine Kreide; die Moränenablagerungen dagegen führen in reichem Maße Kreidgesteine, die somit nur vom Untergrund des Gletschers herkommen können, worauf schon ALBERT HEIM (1885) hingewiesen hat. Wenn damit auch die Tatsache der Glazialerosion bewiesen werden kann, so läßt sich doch damit ihre Größe nicht quantitativ erfassen.

Abgesehen von den typischen Karmulden können zahlreiche Felsbecken, für welche Beweise tektonischer Entstehung fehlen, am besten durch Glazialerosion erklärt werden. Zu ihnen gehören beispielsweise Frisal im Bündneroberland, Zervreila hinter Vals, Bergün und andere. Sie alle beweisen eine mindestens örtlich ganz nennenswerte Übertiefung durch Glazialerosion, die in den meisten dieser Becken zwischen 25 und 100 m, gelegentlich auch mehr beträgt. Wir kennen aber die Zeitdauer solcher Erosionsphasen nicht. Wurden diese Becken nur während der Würm-Vergletscherung geschaffen oder waren sie, wenigstens teilweise, schon präwürm vorhanden? Zudem ist auch die Größe der glazialen Erniedrigung der beckenabschließenden Felsschwelle nicht bekannt. Wurde beispielsweise ein Felsbecken von 50 m Übertiefung in 50 000 Jahren durch Glazialerosion ausgeschürft, welche Annahme nicht allzu abwegig sein dürfte, so betrug dort die Erosionsleistung im Mittel pro Jahr $1 \text{ mm} + s$, wobei s die gleichzeitige Erniedrigung der das Becken abschließenden Felsschwelle bedeutet. Dabei hat man sich allerdings im klaren zu sein, daß solche glazial erodierten Felsbecken Abschnitte sehr verstärkter Glazialerosion darstellen und nicht als Durchschnittswerte auf das ganze Längsprofil eines Tales übertragen werden dürfen.

Die immerhin beträchtlichen Erosionsleistungen, deren die eiszeitlichen Gletscher offenbar fähig waren, setzt aber Talgletscher mit bedeutender Eismächtigkeit und relativ großer Fließgeschwindigkeit voraus. Nun fehlen aber im heutigen Zeitpunkt dem bündnerischen Rheingebiet eigentliche Talgletscher von großer Mächtigkeit. Hängegletscher, wie sie etwa der Zapportgletscher repräsentiert, und Kar-gletscher weisen aber erfahrungsgemäß nur eine geringe Mächtigkeit und ebenso eine geringe Fließgeschwindigkeit auf; ihre rein glaziale Erosionsarbeit kann somit nicht groß sein. Kurze Talgletscher, zu denen die größten Gletscher unseres Gebietes gehören, wie etwa der Rheinwaldfirn mit Paradiesgletscher, die Gletscher der Medelser Gruppe oder der Silvretta-Gruppe, lassen zwar eine etwas größere Fließgeschwindigkeit, aber ebenfalls keine sehr bedeutende Eismächtigkeit erwarten.

Wenn schon die vergletscherte Fläche im bündnerischen Rheingebiet nur 2,5% beträgt, so ist wohl anzunehmen, daß sich die aktive glaziale Erosion flächenmäßig auf ein noch kleineres Gebiet beschränkt und daß sie auch wegen der geringen Mächtigkeit der Gletscher wesentlich geringere Beträge pro vergletscherte Fläche erreicht, als etwa im Berner Oberland oder im Wallis.

Eine Beobachtung aus dem Keschgebiet sei hier noch angefügt. Anstehende Rundhöcker aus Orthogneis der Silvretta-Decke, die nur wenige 100 m südlich der Stirnmoränenwälle des Stadiums von 1850 des Porchabella-Gletschers entfernt liegen (siehe Tafel II), zeigen auf Luv eine deutliche Eispolitur und Schrammung, auf Lee dagegen noch die alte, rotbraune Verwitterungsfarbe, die auch seitlich und oben auf abgeflachten oder gar eingemuldeten Stellen der Gneisoberfläche noch erhalten ist. Die abschleifende, detersive Wirkung des Eises betrug an solchen Gneisblöcken längs der Kanten mehrere Zentimeter, auf konvexen Luvflächen einige Millimeter, auf Lee praktisch null. Immerhin dauerte die Eisbedeckung während des Maximalstandes um 1850 nicht sehr lange, wahrscheinlich nur einige Jahrzehnte, und die Eismächtigkeit im Zungengebiet war nie sehr bedeutend.

5. Gletschertransport

Beim Transport von Gesteinsmaterial durch fließendes Gletschereis findet eine Massenverlagerung statt, die von wesentlicher geologischer Bedeutung ist. Zu ihrer Abschätzung sollte die Fließgeschwindigkeit auf und im Gletschereis bekannt sein.

Die Bewegung der «unteren Boje» auf dem Silvretta-Gletscher, die heute etwa auf 2750 m liegt, beträgt nach Beobachtungen der MZA zwischen 1935 und 1956 rund 11,5—14,5 m pro Jahr. Im übrigen sind an Gletschern des bündnerischen Rheingebietes meines Wissens noch nie systematischere Geschwindigkeitsmessungen ausgeführt worden, so daß wir uns bei unseren Schätzungen auf die Untersuchungen an andern Gletschern stützen müssen.

Der Rhonegletscher darf in dieser Beziehung als der bestuntersuchte Alpengletscher gelten; bei ihm betragen die jährlichen Geschwindigkeiten im flachen Teil oberhalb des Absturzes bei rund 10% Gefälle im Stromstrich 100—130 m pro Jahr. Ein kleiner Nebengletscher im Tiertäli mit rund 20% Gefälle zeigt etwa zehnmal kleinere Geschwindigkeiten. Das Gefälle ist somit für die Geschwindigkeit weniger ausschlaggebend als die Größe; auch steile Gletscher fließen sehr langsam, wenn sie klein sind. Nun fehlen aber dem bündnerischen Rheingebiet große Talgletscher überhaupt ganz; neben etwa einem Dutzend mittelgroßer zählen alle übrigen Gletscher zu den kleinen Kar- und Hängegletschern, bei denen durchweg mit relativ geringen Geschwindigkeiten zu rechnen ist.

Neben der Oberflächengeschwindigkeit, mit der die Obermoräne, d. h. auf das Gletschereis gestürzter Oberflächenschutt, gelegentlich sogar eigentlicher Bergsturzschutt, transportiert wird, ist die Sohlengeschwindigkeit auch wichtig, weil an der Untergrenze des Gletschers sein Grundmoränenmaterial transportiert wird. Das Geschwindigkeitsprofil eines Gletschers ist bis jetzt stets nur theoretisch abgeleitet worden, wobei der Basisgeschwindigkeit, d. h. dem Gleiten der untersten Gletscherteilchen auf der festen Unterlage, stets eine ganz wesentlich geringere Geschwindigkeit als der Oberfläche gegeben wurde.

Im Stromstrich der größten Gletscher des Rheingebietes dürfen Oberflächengeschwindigkeiten von schätzungsweise 10—30 m/Jahr angenommen werden; bei den Hänge- und Kargletschern dürfte diese Geschwindigkeit etwa 5—20 m/Jahr betragen. Randliche Gebiete zeigen eine bedeutend geringere Geschwindigkeit, was ja bekanntlich zur Bildung der Seitenmoränen im Ablationsgebiet führt. Die Fließgeschwindigkeit am Kontakt zwischen Eis und Unterlage, mit welcher das Grundmoränenmaterial transportiert wird, ist zweifellos noch wesentlich geringer als an der Oberfläche und dürfte, je nach Steilheit und Lage zum Stromstrich, auf 1—5 m/Jahr geschätzt werden.

Wie groß ist die vom Gletscher transportierte Gesteinsmasse? Grundmoränenmaterial an der Untergrenze des Gletschers, als im Eis eingebackener Gesteinsschutt, konzentriert sich nach Erfahrungen in Eisstollen (VON KLEBELSBERG 1948) im wesentlichen auf die untersten Meter. Darüber folgt schuttarmes, fast reines Eis, das sich im Ablationsgebiet zungenwärts an seiner Oberfläche wieder mit Schutt anreichert, dem Obermoränenmaterial. Die meisten Gletscher unseres Gebietes sind relativ schuttarm, wie etwa der Silvretta-Gletscher oder die beiden Maighels-Gletscher. Bei ihnen weisen nur die frontalen Teile der Zunge in stärkerem Maße eine Verunreinigung mit Moränenschutt auf, obschon diese beim schwindenden Gletscher stärker in Erscheinung tritt als beim vorrückenden.

Zu den andererseits besonders stark mit Schutt bedeckten Gletschern gehört der in seinen untersten Partien sehr flache Puntegliasgletscher, bei dem der Stirnrand unter dem alles deckenden Moränenschutt in gewissen Jahren kaum zu erkennen ist.

6. Gletscherablagerungen

Die Moränenablagerungen vor den heutigen Gletscherstirnen dokumentieren am eindrucklichsten das Ausmaß des Gletschertransportes, ebenso aber auch das Ausmaß des Gletscherschwundes der letzten hundert Jahre.

a) Stirnmoränen

Stirnmoränenwälle sind wohl die besten Anzeiger älterer Gletscherstände und damit vergangener Klimaschwankungen. Leider sind sie aber oft bei weitem nicht so gut erhalten, wie man sich dies wünschte. Bei einem kontinuierlichen Rückzug der Gletscherstirn wird erfahrungsgemäß nur Grundmoränenmaterial, untergeordnet mit Obermoräne vermischt, abgelagert, ohne daß es zur Ausbildung von Moränenwällen käme. Dazu braucht es einen wenn auch nur kurzfristigen Vorstoß der Gletscherstirn. Zudem werden Stirnmoränenwälle durch die Gletscherbäche mindestens an einer Stelle, sehr oft aber an vielen, durchbrochen und verschwemmt, so daß sie aus diesem Grunde morphologisch meist weit weniger imposant erhalten sind als die Seitenmoränen.

Häufig sind kleine Seen zwischen Moränenwällen oder zwischen Eis und Moränen eingebettet; werden sie vom Gletscherbach erreicht, so verlanden sie rasch und sind im Verlaufe einiger Monate oder Jahre durch einen lokalen, von Moränen begrenzten, glazifluvialen Schotter ersetzt. Im andern Falle vermögen sie sich fast unverändert über Jahrzehnte zu erhalten, bis sie von einem neuen Eisvorstoß zugedeckt werden.

Toteis spielt bei der Morphogenese des Gletschervorlandes in Zeiten des Gletscherschwundes eine wesentliche Rolle. Besonders bei der Bildung kleiner Moränenseen ist oft Toteis im Spiele, so daß von «Söllen» gesprochen werden kann. Solche Erscheinungen konnte ich 1955 am Silvretta-Gletscher, 1953 am Porphabella-Gletscher beobachten.

Eigentliche Stirnwälle des Stadiums um 1910—1920 lassen sich an vielen Gletschern, wenn auch nicht an allen, erkennen. Es sind meist kurze Wallabschnitte von einigen Metern Höhe, die oft an zahlreichen Stellen von Schmelzwasserbreschen unterbrochen sind. Figur 53 zeigt die Wallmoräne dieses Stadiums am Silvretta-Gletscher.

Die älteren Stirn- und Seitenwälle des 1850er Stadiums sind dagegen sicherer zu datieren und meist auch besser erhalten. An ihrem Außenrand zeigt die Vegetation üblicherweise eine deutliche Entwicklungsgrenze.

Noch ältere Moränen, die Gletscherständen von 1600—1820 zuzuweisen wären, scheinen in der Regel zu fehlen, sehr im Gegensatz etwa zum Wallis, wo sie oft vorzüglich erhalten sind. Sie dürften im Rheingebiet durch den Gletschervorstoß von 1850 meist überfahren worden sein, woraus hervorgeht, daß letzterer den größten Gletscherstand seit der postglazialen Wärmezeit darstellt.

Auf Figur 51 sind für einige Gletscher unseres Untersuchungsgebietes der Stand von 1850 mit dazugehörigen Wällen und die späteren, teils aus Karten, teils aus Moränenwällen rekonstruierten Rückzugsstadien, und schließlich der jüngste Zustand auf Grund eigener Begehungen oder von Luftaufnahmen dargestellt. Aus diesen Skizzen geht deutlich hervor, wie individuell jeder Gletscher auf die gleichen Klimaschwankungen reagiert.

b) Seitenmoränen

Mit geringen Ausnahmen sind die Seitenmoränen wesentlich vollständiger erhalten als die Stirnmoränen, weil sie viel weniger der fluviatilen Erosion ausgesetzt sind. Heute «hängen» die Gletscher mit ihrer infolge Ablation eingesunkenen Oberfläche tief zwischen den viel höheren Seitenmoränenwällen, die üblicherweise dem 1850er Stadium entsprechen und heute verlassen sind. Nur selten werden an der heutigen seitlichen Eisgrenze Randmoränen in Wallform abgelagert, die dem gegenwärtigen Eisstande entsprechen. Üblicherweise sind es nur undifferenzierte Moränenmassen, oft etwas vermischt mit Gehängeschutt, die ohne scharfe Grenze in die Wälle älterer Stadien übergehen.

c) Grundmoränen

Für Rückzugsphasen sind die sogenannten «Grundmoränendecken» die typischen glazialen Ablagerungsformen, obwohl selbstverständlich auch Obermoränenmaterial daran beteiligt ist. Aber die Wallformen, die Vorstoßphasen kennzeichnen, fehlen. Die heutigen Gletschervorfelder, die bis 1850 eisbedeckt waren, zeigen folgende gemeinsamen Züge:

Der Moränenschutt ist nicht sehr mächtig. Felsrundhöcker treten allenthalben an die Oberfläche.

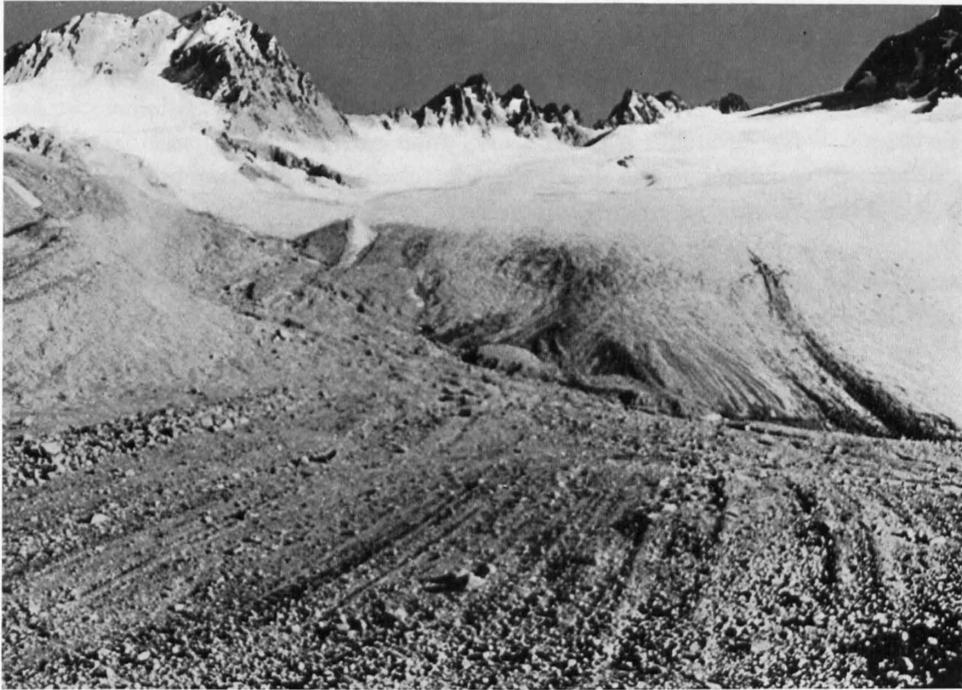


Fig. 52. Porchabella-Gletscher am Piz Kesch, mit radial striierten Moränenablagerungen. Zustand 16. August 1956.



Fig. 53. Moränenvorfeld des Silvrettagletschers mit Wällen des Stadiums um 1910—1920, Blick gegen Westen.

Wallförmige Anordnung des Moränenmaterials tritt zurück; Wälle des Stadiums von ca. 1910—1920 sind zwar meist zu erkennen, sind aber niedrig und schmal (Fig. 53).

Seltener erscheint eine Radialstruktur in der mit etwas Obermoränenschutt vermischten Grundmoräne, indem in der einstigen Fließrichtung eng aneinander gebettete, ziemlich geradlinige Rinnen und Gräte angeordnet sind. Große Findlinge sind Ausgangspunkte besonders akzentuierter Gräte (Fig. 52).

In Depressionen bilden sich Seen, so besonders längs des jeweiligen Gletscherrandes, in denen sich ganze lokale glazifluviale Schotter ablagern.

Die Moränenablagerungen zeigen meist eine sehr unterschiedliche Sortierung nach der Größe; zwischen sehr sandreichen Arten liegen solche mit stark dominierendem Grobkies bis Blockgröße. Auch bezüglich des Abrollungsgrades lassen sich eigentliche Grundmoränen mit großem Sandgehalt und stärker gerollten, polierten und geschrammten Komponenten von den einstigen Obermoränen unterscheiden, die eckige, rauhe Geschiebe ohne sichtbare Gletscherbearbeitung zeigen. Grundmoränenmaterial überwiegt mengenmäßig bei weitem. Rezente Obermoränenstreifen auf dem Gletschereis lassen sich oft mit Sicherheit mit subrezentem Obermoränenstreifen im Gletschervorfeld in Verbindung bringen.

Im untersten Ablationsgebiet des Gletschers, an der Gletscherstirn und ebenso im Vorfeld erscheinen kurze, einige Meter hohe Sandwälle mit geschichteten Strukturen, in welchen Kieskomponenten weitgehend oder ganz fehlen. Ihre Anordnung, meist in der Richtung einstiger Eisspalten, gestattet, sie als «Sand-Kames» zu bezeichnen.

Das Gletschervorfeld zeigt intensive Solifluktionserscheinungen: Pflasterböden, Fließwülste, im sandigen Boden Frosthebungen.

7. Massenverlagerung

Es wäre verlockend, auch die Größe der jährlichen Massenverlagerung des durch Gletscher transportierten Schuttes zu berechnen. Die dazu nötigen Unterlagen sind aber ebenso schwierig zu beschaffen wie bei den übrigen Massenverlagerungen, so daß die im folgenden geschätzten Zahlen deshalb mit großem Vorbehalt aufzunehmen sind.

Als jährliche Massenverlagerung glazialen Schuttes bezeichnen wir das Produkt aus Gesteinsmasse, die durch Gletschereis bewegt wird, und dem pro Jahr zurückgelegten Weg. Dabei wäre nicht nur das Material auf der Gletscheroberfläche mit der Oberflächengeschwindigkeit des Eises, sondern auch aller im und unter dem Eise bewegte Gesteinsschutt mit jener Geschwindigkeit im Innern oder an der Unter-

Tabelle 22

Massenverlagerung durch Gletschertransport

Mittlere Mächtigkeit von Ober-, Innen- und Grundmoränen	0,2 m
Beteiligte Fläche (festgefrorene Eispartien oberhalb des Bergschrundes und Firnflecken ohne nennenswerte Eisbewegung nicht berücksichtigt)	$50 \cdot 10^6 \text{ m}^2 = 1,15\%$
Bewegte Kubatur	$10 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
Masse bei $\gamma = 2,7 \text{ t/m}^3$	$27 \cdot 10^6 \text{ t}$
Mittlere Eisgeschwindigkeit (gemittelt bezüglich Längs-, Quer- und Vertikalprofil und bezüglich aller Gletscher):	
Horizontal	5 m
Vertikal	1 m
Massenverlagerung:	
Horizontal	$135 \cdot 10^6 \text{ mt/Jahr}$
Vertikal	$27 \cdot 10^6 \text{ mt/Jahr}$

grenze des Eises zu multiplizieren. Diese Rechnung müßte für jeden einzelnen Gletscher getrennt ausgeführt werden; die Summe aller dieser Produkte ergäbe dann die durch Eistransport bedingte Massenverlagerung von Gesteinsschutt pro Jahr. Für eine solche Berechnung fehlen uns heute noch so viele Unterlagen, sowohl bezüglich der Geschwindigkeiten als auch der Schuttkubatur, daß wir auf die Ausführung einer solchen Berechnung verzichten und uns im folgenden auf eine gesamthafte Schätzung beschränken müssen, wie sie in Tabelle 22 versucht wurde.

8. Subglazifluviale Erosion

Der Gletscherbach, der an der Gletscherzunge als das ganze Jahr fließendes Gewässer austritt, wird durch folgende vier Arten von Zuflüssen gespeisen:

a) Regenwasser, das im Sommer auf den Gletscher und sein Einzugsgebiet fällt. Die Retention im Gletschereis ist gering, das Regenwasser fließt dementsprechend sehr rasch ab, Gewitter bewirken im Sommer scharfe, aperiodische Hochwasserspitzen.



Fig. 54. Vom zurückweichenden Bündnerbergfirn freigelegte Gletschersohle: Drusbergschichten, poliert, geschrammt, mit Strudellöchern und -rinnen, wobei die Gesteinsklüftung eine geradlinig gerichtete Erosion fördert.

b) Schmelzwasser, wenn die Lufttemperatur im Gletschergebiet über 0° ansteigt. Der dadurch bedingte Anteil am Abfluß zeigt die charakteristische, jahreszeitliche und tageszeitliche Periode.

c) Schmelzwasser am Grunde des Gletschereises, das durch die Erdwärme erzeugt wird. Der Wärmestrom, der vom Erdinnern zur Oberfläche führt und nach R. SCHWINNER (1936) $2,55 \cdot 10^{-6}$ cal/sec/cm² = 2,2 kcal/Tag/m² beträgt, vermag theoretisch in 34 Tagen 1 mm Eis zu schmelzen, in einem Jahr also rund 1 cm. Dieser Anteil am Gletscherbach ist wohl einigermaßen konstant, aber so gering, daß er sich im Wasserhaushalt kaum bemerkbar macht; er beträgt weniger als 1% des Jahresabflusses.

d) Quellwasser, von Kluft- oder Schichtquellen unter dem Eise stammend und durch sie erzeugte Schmelzwässer, mit einer ausgeglicheneren Abflußkurve und deutlich jahreszeitlicher Periode.

Wo dieses Wasser mit der Felsunterlage des Gletschers in Berührung kommt, erodiert es, wobei gegenüber der normalen Wassererosion im unvergletscherten Bereich folgende wesentliche Unterschiede bestehen:

I. Subglaziale Gewässer stehen häufig unter einem hohen Druck, der bedingt ist durch die Eisüberlagerung und die darin gelegentlich auftretenden hohen Wassersäulen in Spalten. Solche wasserführenden Eisspalten, die bei nicht zu großer Eismächtigkeit bis auf die Unterlage des Gletschers hinabreichen, wirken als «Druckleitungen», die kräftige Wasserstrahlen auf die Felsunterlage aufschlagen lassen, wodurch zweifellos die Erosionswirkung örtlich stark erhöht wird. Die Gletschertöpfe sind Wirkungen solcher Wasserstrahlerosion.

II. Subglaziale Gewässer sind, mit Ausnahme des Winters, stets trübe; sie enthalten ziemlich viel suspendiertes Gesteinsmaterial, wodurch ihre Erosionswirkung ebenfalls erhöht wird.

III. Wegen der ständigen Fließbewegung des Gletschereises verändert sich häufig und rasch die Lage der subglazialen Wasserläufe, insbesondere der unter Druck stehenden Wasserstrahlen, die aus Gletscherspalten niederstürzen.



Fig. 55. Val Val im obersten Tavetsch, von Süden. Glaziale Felsformen mit Trogtal (Val Val) und überschliffrer Gipfelkuppe (Piz Calmut im Bild links vorn).

Aus diesen Überlegungen müssen wir die geologische Folgerung ziehen, daß unter der zungennahen, weniger als 100 m dicken Partie eines Gletschers, in welcher die Gletscherspalten noch klaffen und noch nicht unter hohem Eisdruck geschlossen sind, die Wassererosion intensiver ist, als sie bei gleichem Klima und gleichem Einzugsgebiet ohne Gletscher wäre. Sie ist weniger linienförmig, sondern mehr flächenhaft, weil durch die Eisbewegung täglich die aktivsten Erosionspunkte, die Wasserfälle aus Gletscherspalten, ihre Lage verändern.

Damit stehen die Beobachtungen in Übereinstimmung, die wir heute an den frisch vom Eise entblößten einstigen Gletscherbetten machen: Die Felsobergrenze ist von Strudellöchern, Kolken, breiten Rinnen und Mulden durchzogen, die durchaus nicht die konsequente Anlage oberflächlicher Wasserläufe zeigen und doch mit reiner Eiserosion nicht erklärt werden können (Fig. 54).

Auf die große geologische Wirkung von sogenannten «Gletscherausbrüchen», die schlagartige Entleerung sub- oder intraglazialer Wasseransammlungen, ist schon im Kapitel über fluviatile Erosion hingewiesen worden.

9. Glazialisostatische Krustenbewegungen

Aus Fennoskandien, dem Zentrum der pleistozänen nordeuropäischen Vereisung, ist bekannt, daß die vertikal nach oben gerichteten isostatischen Ausgleichsbewegungen als Folge der Entlastung der Erdkruste durch das Schwinden des Eises noch heute andauern und in Helsinki etwa 36 cm, an der Westküste des Bottnischen Meerbusens im Maximum bis 110 cm pro Jahrhundert betragen.

Wenn in der Würmeiszeit rund 1000—1500 m mächtige Eisströme die Alpentäler füllten, dann mußte diese Mehrbelastung durch Eis nach den heute allgemein anerkannten Gesetzen der Isostasie zu einem Absinken der Erdkruste im Bereich der Alpen führen; nach dem Abschmelzen der Gletscher folgte wieder die Phase des «Ausbeulens», der isostatische Wiederaufstieg.

Wie großradig diese Krustenverstellungen waren, welches die Scharniere waren, an denen sie sich auslösten, wissen wir noch nicht, weil das ideale Bezugsniveau, der Meeresspiegel, worauf sich in Fennoskandien alle diesbezüglichen geologischen Beobachtungen beziehen können, im Alpengebiet fehlt.

In den Gipfelregionen war die zusätzliche Eismächtigkeit und damit die Belastung nicht bedeutend, jedenfalls unvergleichlich geringer als in den Haupttälern. Die Belastung zu Beginn der Würmeiszeit und die Entlastung an ihrem Ende war der sehr unterschiedlichen Eisdicke wegen lokal sehr verschieden, in den Tälern viel größer als auf den Hauptwasserscheiden. Lokale Bewegungsscharniere wären daher am ehesten an den Flanken der Haupttäler zu erwarten.

Schon im Kapitel über Auflockerung (S. 26) ist auf die jungen, steilstehenden Verwerfungen am Südrand des Aarmassivs oder zwischen Bergünerfurka und Sertigpaß hingewiesen worden. Weitere Bewegungsflächen mit Anzeichen noch spät- bis postwürmer Aktivität sind mir aus dem hintersten Rheinwald (Linie Hohberghorn—Hohberggletscher—Heubergtäli) oder aus der Nordflanke des Piz Ault bei Vrin im Lugnez oder aus dem Gebiet der Via Mala bekannt. Es scheint mir nicht unmöglich, daß solche spätpleistozänen bis frühholozänen Verstellungen glazialisostatische Ausgleichsbewegungen darstellen, die aber im Gegensatz zu Fennoskandien nicht sehr große Beträge erreichten und auch zeitlich relativ rasch nach dem endgültigen Gletscherrückzug abklangen, so daß sie im heutigen Zeitpunkt kaum mehr aktiv sind.

G. Nivale Wirkungen

Wenn wir annehmen, daß in 1000 m ü. M. etwa 25—30%, in 2000 m rund 60% und in 3000 m gegen 90% aller Niederschläge als Schnee fallen und berücksichtigen, daß die Niederschläge mit der Höhe ü. M. zudem stark zunehmen, dann muß im bündnerischen Rheingebiet mehr als die Hälfte des gesamten Niederschlags aus Schnee bestehen, obschon in den warmen Sommermonaten die Niederschläge größer sind als im Winter.

I. Konservierende Wirkung der Schneedecke

Sowohl der Firn, die permanente, auch den Sommer überdauernde Schneedecke, als auch die winterliche Schneedecke üben auf ihre Unterlage zur Zeit des Frostes eine stark konservierende Wirkung aus. Die Temperatur an der Untergrenze einer Schneedecke von größerer Mächtigkeit beträgt während der Wintermonate 0° bis —0,5°, seltener —2°; tägliche Temperaturschwankungen fehlen, jahreszeitliche sind minimal. Unter solchen Verhältnissen ist sowohl die chemische als auch die mechanische Verwitterung sehr gering, jedenfalls bedeutend geringer als ohne Schneedecke. Je nach der Dauer der Schneedecke, bedingt durch die Höhenlage und Exposition, wirkt sich dieser Schutz während 2—12 Monaten aus. Mit Ausnahme einzelner windverblasener Kuppen oder sehr steiler Felspartien, an denen der Schnee kaum länger liegen bleibt, umfaßt dieser Schneeschutz die gesamte Oberfläche, eingeschlossen Bachtofel, Runsen und offene Erosionsanrisse.

Auf Figur 56 sind Beginn und Ende der zusammenhängenden Schneedecke und damit ihre Dauer in Funktion der Meereshöhe für die Gegend Prätigau/Davos dargestellt, wie sie sich nach den Formeln von TH. ZINGG (1949) errechnen lassen.

Daß eine große Zahl kleiner Seen Graubündens in Höhenlagen über 2200 m noch nicht mit Schutt ausgefüllt worden sind, obschon ihr weitgehend vegetationsloses Einzugsgebiet scheinbar ungeschützt der Bacherosion ausgesetzt ist, muß zweifellos, neben anderen, bereits genannten Faktoren, zu einem Teil auch der schützenden Wirkung der Schneedecke im Einzugsgebiet zugeschrieben werden, die in diesen Höhen während mehr als der Hälfte des Jahres den Boden vor Abtrag schützt.

2. Lawinen

Eine erste monographische Bearbeitung der Lawinen verdanken wir J. COAZ (1881), damaligem eidgenössischem Oberforstinspektor. Jener umfassenden Darstellung ist auch eine Lawinenkarte des Gotthardgebietes im Maßstab 1:50 000 beigegeben.

Die zerstörende Wirkung der Lawinen beschränkt sich weitgehend auf Objekte, die aus der Schneedecke herausragen: Auf Wald und Gebäude.

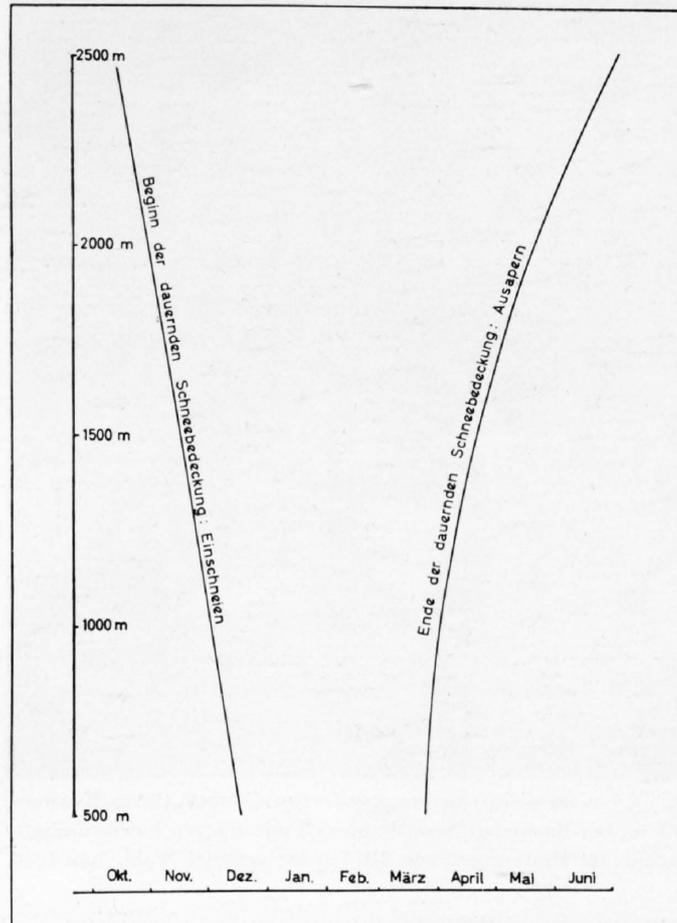


Fig. 56. Dauer der winterlichen Schneedecke in Funktion der Höhe über Meer, nach Beobachtungen von 1891—1949 im Prätigau und in Davos (nach Th. Zingg).

Trockene Lockerschneelawinen und Schneebretter üben auf die Unterlage kaum eine nennenswerte erodierende Wirkung aus. «Grundlawinen», d. h. lockere Naßschneelawinen, die besonders im Frühling, bei durchnässter Schneedecke und oberflächlich bereits aufgetautem Boden, auf alten, immer wieder benützten Bahnen zu Tale fahren, können dagegen eine gewisse Erosionswirkung ausüben. Diese erreicht jedoch nur in seltenen Jahren ein nennenswertes Ausmaß und wird dann jeweils von den Anwohnern vermerkt, bleibt aber auch dann noch ganz bedeutend hinter der Bacherosion zurück.

Lawinen stellen auch ein geologisches Transportmittel dar, indem nicht nur das von ihnen erodierte Gesteinsmaterial, sondern auch der äolisch zugeführte und während des Winters auf der Schneedecke deponierte Staub und der von benachbarten Wänden stammende und abgestürzte Verwitterungsschutt talwärts befördert wird. Dabei reicht dieser nivale Schutt-Transport räumlich etwas weiter als der trockene Steinschlag des selben Hanges, weil Lawinen in flachere Gebiete hinabreichen als trockene Schutthalde.



Fig. 57. Lawinenschutt am Ausgang des Rotschtobels, Davos-Monstein, 1370 m. Der Bachschuttkegel ist übersät mit eckigen Lawinenschuttblöcken; im Hintergrund von der Lawine gefällter Wald. Juni 1956.



Fig. 58. Lawinenschutt am Osthang des Pazzolastockes, 1900 m, von der Oberalpstrasse aus gesehen. Der eckige Lawinenschutt konzentriert sich auf ein helles, relativ schmales, girlandenförmiges Band, längs welchem im Winter die Lawinenschuttkegel liegen bleiben.

Ablagerungen durch Lawinen heißen dann, wenn sie eigentliche wallförmige Anhäufungen darstellen, «Lawinenmoränen» (Fig. 58) oder «Schneehaldenmoränen». Solche Formen sind nicht sehr häufig. Sie gehören zu den rezenten Ablagerungen und wurden auf unseren Tafeln I, II und IV eingetragen. Viel bedeutender sind die diffusen Blockstreuungen (Fig. 57), die große Alpengebiete bedecken, für die Alpwirtschaft einen wesentlichen Schaden darstellen, aber morphologisch nicht als eigentliche Ablagerungsform in Erscheinung treten.

Die Größe der Massenverlagerung von Gesteinsmaterial durch Lawinen ist vorderhand noch unbekannt. Soweit die Lawinenzüge bewaldetes und bewohntes Gebiet erreichen, kennen wir zwar ihre Zahl, ihre Fläche und die Länge ihres Weges einigermaßen. Im Winterbericht Nr. 15 des Eidg. Institutes für Schnee- und Lawinenforschung Weißfluhjoch/Davos sind allein für das bündnerische Rheingebiet sechs regionale Lawinenkarten wiedergegeben. Für die eigentliche Hochgebirgsregion über der Waldgrenze fehlen uns aber entsprechende Kartierungen von Lawinen noch weitgehend. Abgesehen davon, daß natürlich sehr große jährliche Schwankungen auftreten — der Lawinenwinter 1951 lieferte extrem hohe Werte für einzelne Lawinenzüge —, ist nicht nur die Anzahl der Lawinenzüge und die Länge ihres Weges, sondern auch die dabei transportierte Gesteinskubatur unbekannt.

Versuchen wir die Größenordnung dieser Massenverlagerungen abzuschätzen, wobei wir nur Naßschneelawinen («Grundlawinen») berücksichtigen, so ergeben sich die Zahlen der Tabelle 23:

Tabelle 23

Massenverlagerung von Gesteinsschutt durch nasse Lockerschneelawinen

Mittlere Mächtigkeit des transportierten Schuttes im Abrißgebiet der Lawinen . . .	5 mm = 0,005 m
Fläche der Abrißgebiete mit merklicher Erosionswirkung	50 km ² = 50 · 10 ⁶ m ² = 1,15%
Transportierte Schuttkubatur pro Jahr	0,25 · 10 ⁶ m ³
Masse bei $\gamma = 1,8 \text{ t/m}^3$	0,45 · 10 ⁶ t
Zurückgelegter Weg:	
Horizontal	200 m
Vertikal	100 m
Massenverlagerung:	
Horizontal	90 · 10 ⁶ mt/Jahr
Vertikal	45 · 10 ⁶ mt/Jahr

Lawinen vermindern die Schneedecke in den kalten Hochlagen und verfrachten den Schnee in wärmere Tieflagen, wodurch der Schmelzprozeß zeitlich etwas beschleunigt wird. Zudem können sie für Gletscher einen sehr wesentlichen Anteil der Ernährung bedeuten, der sich zum reinen Schneefall und zur Schneeverfrachtung durch Wind addiert.

Der Vollständigkeit halber sei noch darauf hingewiesen, daß Lawinen die Wasserführung der Bäche vorübergehend bedeutend zu reduzieren vermögen, weil sie den Abfluß zurückstauen und sich in ihren untersten Partien mit Wasser vollsaugen. O. LÜTSCHG (1944) stellte als Beispiel die Wirkung des extrem intensiven Schneefalls in Davos vom 1.—5. Februar 1935 dar, der die normale winterliche Abflußmenge des Landwassers bei Davos-Platz während rund 51 Stunden auf die Hälfte zu reduzieren vermochte.

3. Schneedrucksolifluktion

Der hangabwärts gerichtete Druck, der durch die plastische Deformation der Schneedecke an Hängen bedingt ist, verursacht in den obersten Partien des lockeren Schuttes gewisse Solifluktionsbewegungen. Sie wurden bereits im Kapitel über Solifluktion, S. 35 beschrieben, worauf hier verwiesen sei.

4. Schneeschmelze

Die Schneeschmelze übt geologisch eine doppelte Wirkung aus:

Erstens führt sie zu einer starken und wochenlang andauernden Durchnässung der Unterlage. Diese vorübergehende Vergrößerung des Wassergehaltes im Boden erhöht dessen Anfälligkeit für Erosion und Rutschungen, vergrößert in kriechendem Gelände auch die Kriechgeschwindigkeit und begünstigt die Solifluktionsbewegungen. Sie bedingt damit mit ausgeprägter Jahresperiode eine Aktivierung flächenhafter Abtragungsvorgänge.

Zweitens verursacht die Schneeschmelze Hochwasser in Bächen und Flüssen, das üblicherweise im März oder April beginnt und bis in den Juni oder Juli hinein dauert. Wenn auch das Schneeschmelzhochwasser nie extreme Werte annimmt, so bedeutet es, seiner über Wochen andauernden Größe wegen, doch eine kräftige Verstärkung der fluviatilen Wirkungen.

Fallen in dieser Zeit zudem noch starke Niederschläge, so bewirkt das warme Regenwasser eine vorübergehend erhöhte Schneeschmelze und kann dann zum üblichen Schneeschmelzhochwasser hinzu in den Gewässern extreme und katastrophale Hochwasserspitzen mit allen ihren geologischen Begleiterscheinungen erzeugen.

Fast alle Gewässer des bündnerischen Rheingebietes gehören nach ihrem Abflußregime zum «Schneetypus», wie der Rhein selbst auch; nur im obersten Oberlauf zeigen einige mit stärker vergletschertem Einzugsgebiet (z. B. Hinterrhein bei Zapport, Landquart oberhalb Klosters) deutliche Merkmale des «Gletschertypus» mit Eisschmelzhochwasser im Juli und August.

H. Äolische Wirkungen

Jedem Alpinisten ist die Beobachtung geläufig, daß im unbewachsenen Schutt oft schon bei geringen Windstärken Leewirbel und kleine Windhosen entstehen, die nicht nur Staub, sondern auch gröbere Gesteinsfragmente in die Luft zu heben vermögen und sie nach einem kürzeren oder längeren Lufttransport unter oft überraschend großer Lärmentwicklung gegen die Unterlage aufschlagen lassen.

In topographischer Beziehung sind es besonders Gräte, Rücken und Gipfel, wo äolische Gesteinsverlagerungen stärker in Erscheinung treten. Abtragsgebiete einer solchen flächenhaften Deflation sind vegetationsfreie, trockene Fels- und Schuttoberflächen, Flußbänke, Gletschervorfelder, Wildbachanrisse oder frische Steinschlag- und Bergsturzhalde.

In zeitlicher Beziehung wird die Deflation gefördert durch längere Trockenperioden im Sommer, durch Nordwindlagen oder aber austrocknenden Föhn, der oft stürmisch, warm und trocken zugleich ist. Ich erinnere mich, an einem Föhntag über den dunkeln Wäldern von Flims mächtige weiße Schwaden hoch aufsteigen gesehen zu haben, die mich einen ausgedehnten Waldbrand vermuten ließen. In Versam angekommen, stellte ich jedoch fest, daß es sich um Staubwolken handelte, die der Föhn stundenlang aus den unbewachsenen Steilwänden aus Kalkschutt des Flimser Bergsturzes beidseits des Vorderrheins herausblies.

Als bleibende Ablagerungsgebiete erscheinen alle Oberflächen mit Vegetation, mit Schnee, Firn oder Gletschereis. Im letzteren Fall gelangt das äolisch transportierte Gesteinsmaterial mit dem Gletscher in die Moräne und bleibt dort liegen, oder aber in den Gletscherbach und wird mit diesem weiter talabwärts verfrachtet.

Wo äolischer Staub auf Schnee oder Gletschereis fällt, fördert er dank seiner dunklen Farbe den Abschmelzprozeß. Innerhalb des Gletschereises bilden typische Staubschichten bekanntlich wichtige Leithorizonte und dienen auch dazu, die ursprüngliche, sedimentäre Schichtung von später entstandenen, dynamischen Bändertexturen zu unterscheiden.

Im Frühling und Frühsommer ist die Verschmutzung der letzten, allseitig von windexponiertem Fels oder Schutt umgebenen Schneeflecken durch Flugstaub besonders intensiv. Bei ihrem Abschmelzen bleibt dabei auf der Unterlage, auf Steinplatten und Pflanzen, eine millimeterdicke Schmutzschicht liegen, die als Maß für die Intensität der örtlichen äolischen Verfrachtung dienen könnte. Sie wird beim ersten nachfolgenden Regen abgespült.

Aus dem Churer Rheintal sind schon seit langem postglaziale Lößablagerungen bekannt, die von BRÜGGER, FAVRE und PIPEROFF erwähnt wurden und durch J. FRÜH (1899) eine eingehendere Würdigung erfuhren.

Von der Tardisbrücke oberhalb Ragaz über Mastrils und Untervaz bis Haldenstein findet sich an der linken Talflanke gelber Löß mit oft typischen Lößkindchen, der bis gegen 800 m ü. M. hinaufreicht. Ferner erwähnen CHR. TARNUZZER (1901) und R. GSELL (1918) Löss über Grundmoräne bei Kästris und in der Rheinschlucht bei Versam, und H. BRUNNER (1950) beschreibt interessante Lößkonkretionen aus dem Burghügel von Valendas im Vorderrheintal zwischen Ilanz und Bonaduz, welche die Einheimischen ihrer kreisrunden, konzentrischen Form wegen als «Burgengeld» bezeichnen. Die Lage über jüngster Würmmoräne spricht eindeutig für nacheiszeitliches Alter; da aber an vielen Aufschlüssen bereits wieder ein deutliches Verwitterungsprofil im Löß zu erkennen ist, muß die Sedimentation dieses Lößes bereits vor geraumer Zeit vorläufig ihren Abschluß gefunden haben.

Über das heutige Ausmaß der äolischen Wirkungen in den Alpen fehlen mir vorderhand quantitative Angaben, sowohl was die transportierte Menge als auch den zurückgelegten Weg betrifft, so daß mir eine Abschätzung der äolisch bedingten Massenverlagerung vorläufig nicht möglich ist.

I. Wassertransport chemisch gelöster Substanz

Der chemische Vorgang der Gesteinsauflösung unter dem Einfluß von Säuren gehört in den Erscheinungskreis der Verwitterung (vgl. Kapitel A, S. 21). Wird dieses Gesteinsmaterial im Wasser in gelöster Form abtransportiert, so entstehen, dank dem weiten Transportweg, Massenverlagerungen von sehr großem Ausmaß. In trüben Gewässern findet allerdings ein Teil des Lösungsvorganges auch noch während des Transportes statt, da dem Fluß stets neue Kohlensäure aus der Luft zugeführt wird, wodurch die fein dispers im Wasser verteilten Schwemmstoffe noch teilweise chemisch aufgelöst werden können.

1. Karbonathärte

In den Jahren 1951 bis 1956 wurden zu verschiedenen Jahreszeiten an 75 über verschiedene Gewässer verteilten Stellen Wasserproben entnommen und ihre Karbonathärte bestimmt. Dabei wurde die einfache Titrationsmethode mit $\frac{1}{10}$ n Salzsäure auf Methylorange angewandt. Die Resultate sind auf den Figuren 59 und 60 dargestellt, zu einem bescheidenen Teil auch in Tabelle 2, Seite 23 enthalten.

Chemische Analysen von Oberflächengewässern aus dem bündnerischen Rheingebiet sind gelegentlich in der Literatur zu finden. Eine Reihe von Kalkbestimmungen wurden von PAUL HUBER im März und April 1920 ausgeführt und von O. LÜTSCHG (1950) veröffentlicht; sie sind auf den Figuren 59 und 60 ebenfalls enthalten. Einzelanalysen finden sich noch da und dort zerstreut in der Literatur und wurden ebenfalls in unsere Darstellungen aufgenommen; ganze Analysenreihen desselben Gewässers, die sich über ein Jahr oder über mehrere Jahre erstrecken und damit die jahreszeitlichen Schwankungen wiedergeben würden, konnten hingegen nicht gefunden werden.

a) Jahreszeitliche Schwankungen

Für den Rhein zwischen Landquart- und Taminamündung besitzen wir eigene Karbonatbestimmungen, die sich über das ganze Jahr 1952 erstrecken und damit eine einigermaßen zusammenhängende Kurve mit deutlicher jahreszeitlicher Schwankung bilden. Den höchsten Karbonatgehalt zeigen die Proben des Januars; im Frühling wird das Flußwasser weicher und erreicht im Hochsommer von Mitte Juni bis Anfang August den geringsten Karbonatgehalt. Die Kurve steigt im Herbst wieder an und zeigt im folgenden Januar erneut ihr Maximum. Der größte gemessene Gehalt betrug am 25. Januar 1952 140 mg CaCO_3/l ; der kleinste wurde am 20. und 23. Juni und 8. August 1952 mit 65 mg CaCO_3/l gemessen; die Differenz beträgt 75 mg CaCO_3/l , das Verhältnis etwas mehr als 1:2. Rheinanalysen aus anderen Jahren passen sich gut in diese für das Jahr 1952 genauer bestimmte Kurve ein.

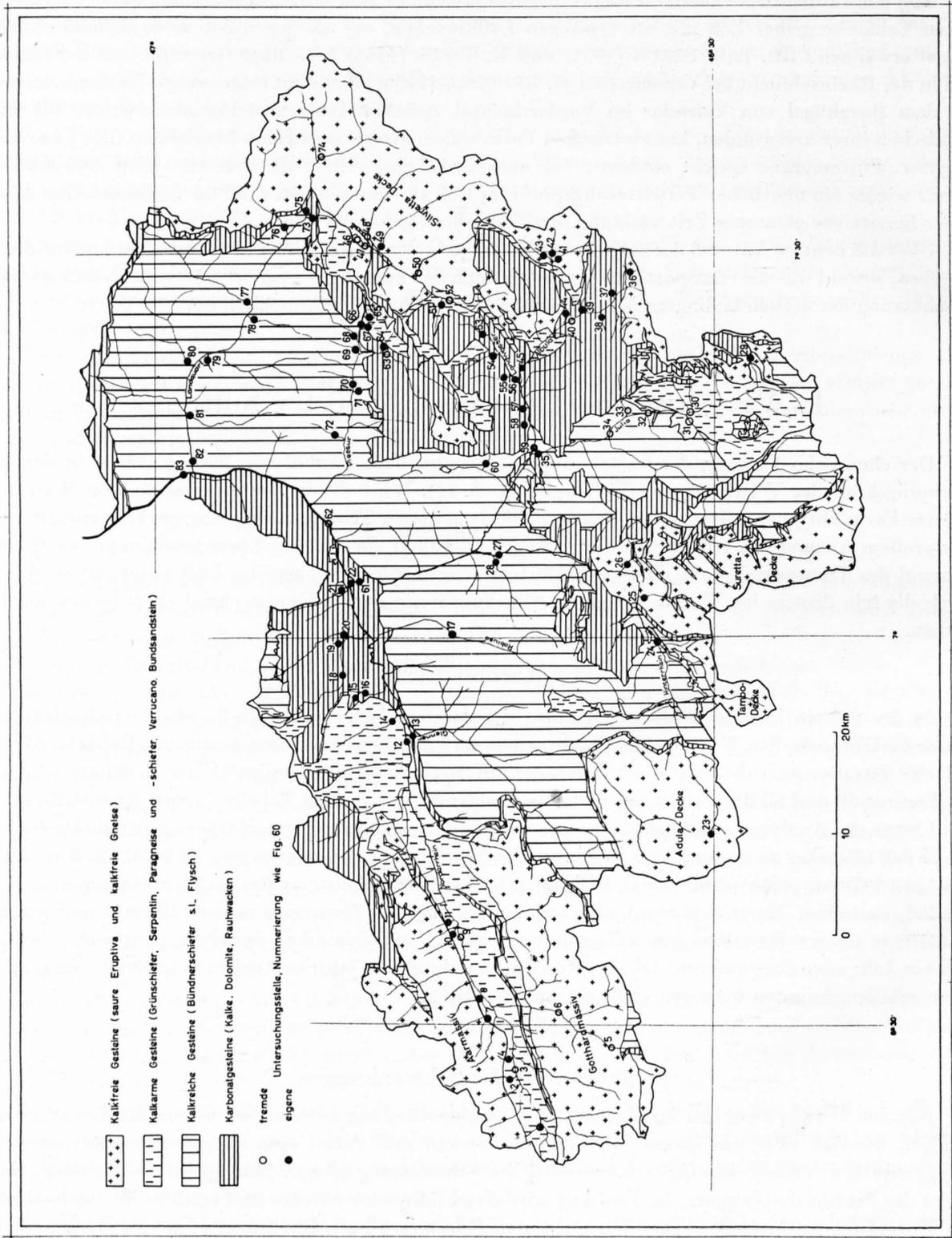
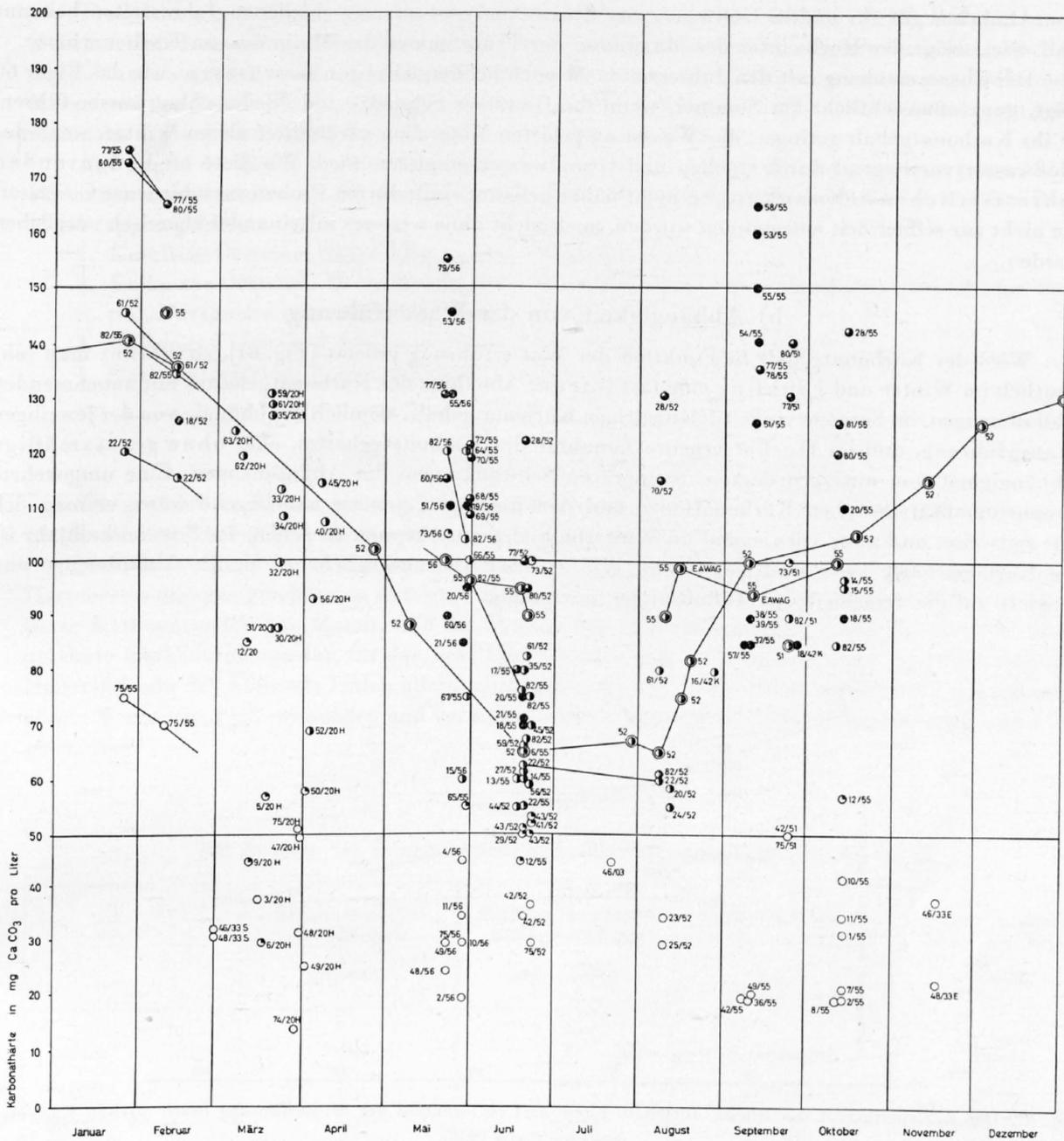


Fig. 59. Petrochemische Kartenskizze des bündnerischen Rheingebietes und Entnahmestellen von Wasserproben.



Petrochemische Zusammenstellung des Einzugsgebietes

- kalkfreie Gesteine (Kristallin)
- ⊙ kalkarme Gesteine oder gemischt mit hohem Kristallinanteil
- ⊖ gemischt
- kalkreiche Gesteine (Bündnerschiefer und Flysch)
- ⊕ Karbonatgesteine (Kalk Dolomit und Raufwacke)
- ⊗ Rhein unterhalb Landquart (No 83)

Fig. 60. Karbonathärte verschiedener Gewässer in Funktion der Jahreszeit und der petrochemischen Zusammensetzung des Einzugsgebietes.

Die erste Zahl bedeutet die Untersuchungsstelle gemäß Fig. 59 (ausgenommen Nr. 83, Rhein unterhalb Landquart, durch Doppelkreis bezeichnet).

Die zweite Zahl bedeutet das Jahr.

Ein Buchstabe nach der zweiten Zahl bedeutet den Analytiker, nämlich E = EMPA, H = P. Huber, K = A. Köhl, S = Suchlandt; wo ein solcher Buchstabe fehlt sind es eigene Karbonatbestimmungen. Zeitlich sich folgende Analysen desselben Gewässers sind mit einer Geraden verbunden.

Ähnliches gilt für andere Gewässer, von denen Analysen aus verschiedenen Jahreszeiten bekannt sind. Stets zeigt der Hochwinter das Maximum, der Fröhsommer das Minimum, an Karbonathärte.

Der Zusammenhang mit den Jahreszeiten ist auch bei den übrigen Gewässern, wie das Figur 60 zeigt, ganz offensichtlich: Im Sommer, wenn die Gewässer Schmelz- und Niederschlagswasser führen, ist ihr Karbonatgehalt geringer, das Wasser an gelösten Mineralien verdünnter als im Winter, wenn das Flußwasser vorwiegend durch Quellen und Grundwasser gespeisen wird. Wo diese oft bedeutenden jahreszeitlichen Schwankungen nicht näher bekannt sind, dürfen Proben verschiedener Gewässer, die nicht zur selben Zeit entnommen wurden, auch nicht ohne weiteres miteinander chemisch verglichen werden.

b) Abhängigkeit von der Wasserführung

Wird der Karbonatgehalt in Funktion der Wasserführung gesetzt (Fig. 61), so erkennt man sehr deutlich im Winter und Frühling eine fast lineare Abnahme des Karbonatgehaltes mit zunehmenden Abflußmengen, im Sommer einheitlich niedrigen Karbonatgehalt, ziemlich unabhängig von der jeweiligen Wasserführung, und im Herbst erneute Zunahme des Karbonatgehaltes, aber ohne gesetzmäßige Abhängigkeit von untergeordneten, temporären Schwankungen der Abflußmengen. Eine umgekehrte Proportionalität zwischen Karbonathärte und Abflußmengen, wie sie naheliegend wäre, vermag sich nur zeitweise, und zwar vorwiegend im Winterhalbjahr, zu erkennen zu geben. Im Sommerhalbjahr ist die Karbonathärte zwar niedriger als im Winter, aber viel ausgeglichener als die Abflußmenge und reagiert auf die verschiedenen Abflußspitzen nur gering.

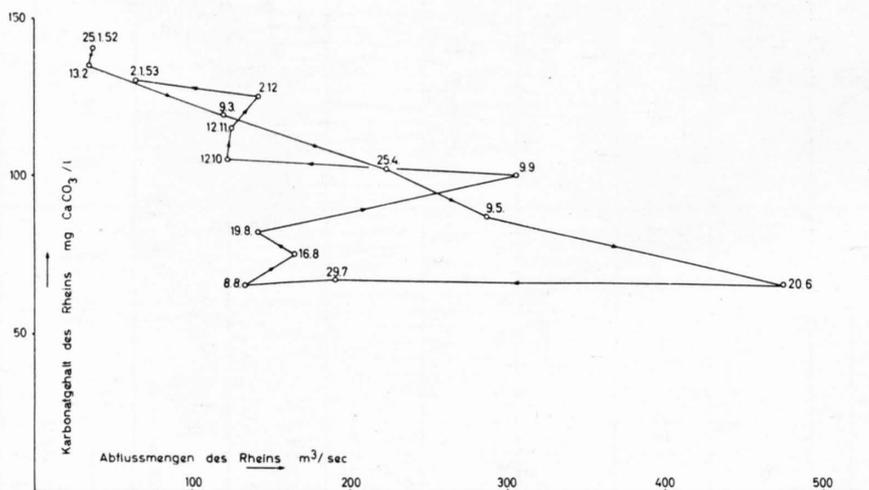


Fig. 61. Der Karbonatgehalt des Rheins unterhalb Landquart in Funktion der Wasserführung (nach eigenen Karbonatbestimmungen 1952).

c) Abhängigkeit von der Petrographie des Einzugsgebietes

Entsprechend dem wechselnden Kalkgehalt der Unterlage enthalten selbstverständlich auch die Gewässer hier mehr und dort weniger Kalk in gelöster Form. Das weichste Wasser analysierte PAUL HUBER im Vereinabach am 30. März 1920; es enthielt nur 14 mg CaCO₃/l. Eine große Zahl seiner Proben von Bächen mit kristallinem Einzugsgebiet zeigen Kalkgehalte unter 50 mg CaCO₃/l. Umgekehrt enthalten jene Bäche, die aus moränenbedeckten Bündnerschiefergebieten stammen, gelösten Kalk in Mengen, die wesentlich über dem Mittel des Rheines bei Ragaz liegen. So enthielt beispielsweise am 9. August 1952 der Nolla bei Thusis 130 mg CaCO₃/l, also genau das Doppelte des Rheines. Die Plessur und die Seitenbäche der Landquart im Prätigau zeigen ebenfalls Werte, die über jenem des Rheines liegen. Der Vorderrhein scheint stets etwas weicher zu sein als der Hinterrhein, in welchem offenbar der kalkreiche Nolla einen starken Einfluß ausübt.

Trotzdem mag es überraschen, daß die regionalen Unterschiede nicht größer sind. Bedenkt man, daß in den reinen Kristallingebieten das im Wasser weggeführte Karbonat hauptsächlich aus verwitterten Plagioklasen stammen muß, die doch unvergleichlich schwerer löslich sind als etwa die Kalksteine des Malms und der Kreide, die das Einzugsgebiet etwa des Flem-Baches bei Flims bilden, so wäre ein größerer regionaler Unterschied im Kalkgehalt der Gewässer zu erwarten.

Auf Grund der Härte der Gewässer lassen sich die verschiedenen Einzugsgebiete in petrochemische Provinzen zusammenfassen, für welche in Figur 59 ein Beispiel gegeben ist. Dabei wurden folgende vier Gruppen gebildet:

1. Kalkfreie Gesteine: Saure Eruptiva und kalkfreie Gneise.
2. Kalkarme Gesteine: Basische Eruptiva bzw. ihre metamorphen Derivate (Grünschiefer, Serpentin), Paragneise und -schiefer, Verrucano, Buntsandstein.
3. Kalkreiche Gesteine: Bündnerschiefer s. l., Flysch.
4. Karbonatgesteine: Kalke, Dolomite, Rauhacken.

d) Jährlich abtransportierte Karbonatmenge

Wie groß ist die Karbonatmenge, die jährlich in chemisch gelöster Form durch den Rhein aus dem bündnerischen Rheingebiet abtransportiert wird?

Die Monatsmittel der Abflußmenge des Rheins bei Ragaz, multipliziert mit dem gemäß unseren Härtebestimmungen geschätzten mittleren Karbonatgehalt, ergibt ungefähr die vom Rhein abtransportierte Karbonatmenge pro Monat, und die Summe der zwölf Monatswerte stellt die pro Jahr abtransportierte Karbonatmenge dar, für das Jahr 1952 gemäß Tabelle 24 z. B. 449 000 t. Im Gegensatz zu den Monatsmitteln des Abflusses fehlen allerdings langjährige Mittel des Karbonatgehaltes; wir können nur unsere Werte von 1952 verwenden und vermuten, daß sie nicht allzu stark von einem langjährigen Mittel abweichen.

Tabelle 24

Im Rhein bei Ragaz gelöste Karbonatmenge im Jahre 1952

	Monatsmittel der Abflußmengen m ³ /sec ¹)	Mittlerer Karbonat- gehalt des Rheins mg/l CaCO ₃	Gelöste Karbonat- menge pro Sekunde kg/sec	Gelöste Karbonat- menge pro Monat Tonnen
Januar	41,1	135	5,6	15 100
Februar	35,2	130	4,6	13 100
März	57,7	120	6,9	18 500
April	169,1	110	18,5	48 000
Mai	234	85	20	54 000
Juni	383	70	27	70 000
Juli	214,8	65	14	37 700
August	142,8	75	10,7	28 900
September	231,2	95	22	57 200
Oktober	163,5	105	17	46 000
November	116,5	115	13,4	34 800
Dezember	81,8	125	10,2	27 500
Ganzes Jahr				449 000

¹) Nach Hydrographischem Jahrbuch der Schweiz 1952.

Die durchschnittliche Jahresabflußmenge 1931—1952 betrug $152 \text{ m}^3/\text{sec}$, die mittlere Jahresabflußmenge 1952 $156 \text{ m}^3/\text{sec}$, die somit nur 3% über dem Durchschnitt der vorangegangenen 22 Jahre liegt.

Aus der Tabelle 24 ergibt sich somit für 1952:

Das aus dem bündnerischen Rheingebiet abtransportierte Karbonat in gelöster Form beträgt $449\,000 \text{ t CaCO}_3$ pro Jahr = $172\,000 \text{ m}^3/\text{Jahr}$ = 40 m^3 pro Quadratkilometer des Einzugsgebietes = $0,04 \text{ mm}$ Gesteinshöhe pro Jahr, gleichmäßig verteilt auf das gesamte Einzugsgebiet, entsprechend einer Erniedrigung von 40 m in 1 Million Jahren.

2. Gesamthärte

a) Verhältnis von Gesamthärte zu Karbonathärte

Mit der Karbonathärte wird nur ein Teil, wenn auch mengenmäßig der wichtigste, der im Wasser gelösten Mineralsubstanz bestimmt. Sulfate, Chloride, Silikate, Oxyde u. a. bleiben unberücksichtigt.

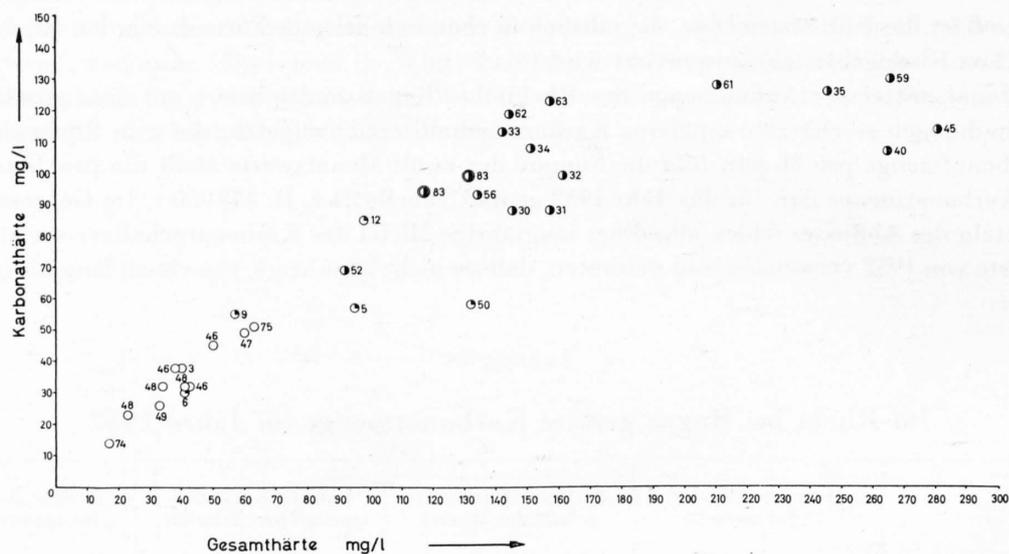


Fig. 62. Die Karbonathärte verschiedener Gewässer in Funktion der Gesamthärte. Die Zahlen bedeuten die Untersuchungsstelle gemäß Fig. 59 und 60; die Signaturen sind die gleichen wie bei Fig. 60, wo auch die Analytiker zu ersehen sind.

Aus einer Anzahl von Bestimmungen der Gesamthärte an verschiedenen Gewässern erkennt man, wie in unserem Gebiet bei kleiner Karbonathärte bis zu etwa 50 mg/l die Gesamthärte nur um etwa 10% größer ist als die Karbonathärte; zwischen 50 und 100 mg/l Karbonathärte steigt die Gesamthärte auf etwa 130% an und schnell dann bei noch härteren Wassern ungesetzmäßig auf ganz verschiedene, teilweise sehr bedeutende Werte hinauf. Auf Figur 62 ist die Gesamthärte in Funktion der Karbonathärte graphisch dargestellt, wobei zu berücksichtigen ist, daß die verschiedenen Härtebestimmungen von verschiedenen Analytikern stammen und deshalb auch gewisse methodische Streuungen aufweisen dürften.

Für den Rhein unterhalb der Landquartmündung, beim Verlassen des bündnerischen Rheingebietes, dürfte die Gesamthärte im Mittel um rund 30% größer sein als die Karbonathärte. Um diesen Betrag müssen die für die Karbonathärte errechneten Werte vergrößert werden, um die Massenverlagerung der Gesamthärte, d. h. aller im Flußwasser gelösten Mineralsubstanz zu erhalten.

Es ist jedoch zu betonen, daß systematische Gesamtanalysen mit Angabe der jahreszeitlichen Schwankungen aus dem Untersuchungsgebiet weder von mir ausgeführt wurden noch veröffentlicht sind, so daß man über die Menge der gelösten Nichtkarbonate in Funktion der Jahreszeit schlechter orientiert ist als über die Karbonate.

Auf Tabelle 25 sind zwei Gesamtanalysen des Rheins wiedergegeben, die deutlich zeigen, daß unter allen Nichtkarbonaten die Sulfate weitaus die wichtigste Rolle spielen; in praktisch allen Oberflächenwässern unseres Gebietes mit prozentual hoher Gesamthärte ist Gips deren Ursache; Chloride oder Nitrate treten ganz in den Hintergrund.

Tabelle 25

Wasseranalysen des Rheins bei der Tardisbrücke (unterhalb der Landquarteinmündung)

aufgeführt durch die Anstalt für Wasserversorgung, Abwasserreinigung und Gewässerschutz, Zürich

Datum der Probeentnahme	15. 8. 1955	11. 9. 1955
Abflußmenge des Rheins	171 m ³ /sec	198 m ³ /sec
pH	7,7	7,98
Gesamthärte frz. H ⁰	13,15	11,75
Karbonathärte frz. H ⁰	9,9	9,4
Bleibende Härte (berechnet) frz. H ⁰	3,25	2,35
Kalziumhärte frz. H ⁰	10,15	8,9
Magnesiumhärte (berechnet) frz. H ⁰	3,0	2,85
Sulfat mg SO ₄ ²⁻ /l	28	20
Chlorid mg Cl ⁻ /l	0,8	0,6
Nitrat mg N/l	0,7	0,8
Phosphat mg P/l	0,02	0,025
Kieselsäure mg SiO ₂ /l	3	2
Alkalien (als Na berechnet) mg Na ⁺ /l	0,5	0,4
Eisen mg Fe/l	0,05	0,05
Mangan	—	—
Gesamtionengehalt, Milliäquivalente/l	2,65	2,37

Wenn gemäß unserer auf Seite 115 gegebenen Überslagsrechnung die pro Jahr durch den Rhein abtransportierte Karbonatmenge 449000 t CaCO₃ beträgt, so erreicht die als Gesamthärte (= 130% der Karbonathärte) abtransportierte gesamte gelöste Mineralsubstanz 583700 t pro Jahr.

Bei diesen Berechnungen ist eine Fehlerquelle unberücksichtigt geblieben:

Was bei den Wasseranalysen als Gesamthärte festgestellt wird, entstammt nicht ausschließlich gelöstem Gestein. Der Rhein wirkt als Vorfluter für alle industriellen und häuslichen Abwässer und wird durch sie mit zahlreichen Schmutzstoffen belastet. Saure Abwässer vermögen zudem auch Beton und andere Kunstbauten anzugreifen. Immerhin ist das bündnerische Rheingebiet so schwach industrialisiert, daß diese Komponente zweifellos von wesentlich geringerer Bedeutung ist als bei Gewässern des Mittelandes aus dichter besiedelten und stärker industrialisierten Gebieten.

b) Massenverlagerung

Die gelöste Mineralsubstanz durchfließt den Bodensee und gelangt in Holland in die Nordsee. Selbstverständlich wird ein Teil den freien Atlantik erreichen und erst dort irgendwo ausgefällt werden. Ablagerungstiefe und Distanz vom Festland sind uns dort unbekannt. Der Einfachheit halber sei an-

genommen, der gelöste Kalk werde im Durchschnitt bereits in der Mitte der Nordsee ausgefällt und in 100 m Meerestiefe abgelagert. Dann ergeben sich für die Transportwege als Horizontalstrecke etwa 1000 km und als Vertikalstrecke 1950 m über Meer plus etwa 100 m unter Meeresspiegel, zusammen etwa 2050 m.

Daraus resultieren als Massenverlagerung pro Jahr durch Wassertransport chemisch gelöster Mineralsubstanz folgende Werte der Tabelle 26:

Tabelle 26

Massenverlagerung durch Wassertransport chemisch gelöster Mineralsubstanz

Masse	583 700 t
Zurückgelegter Weg pro Jahr horizontal	1 000 km
Zurückgelegter Weg pro Jahr vertikal	2 050 m
Massenverlagerung pro Jahr horizontal	$583\,700 \cdot 10^6$ mt
Massenverlagerung pro Jahr vertikal	$1\,196 \cdot 10^6$ mt

K. Wasserscheiden

1. Divergenz zwischen topographischer und hydrologischer Wasserscheide

In durchlässigem Gestein mit geneigtem Grundwasserspiegel bzw. Karstwasserspiegel brauchen topographische und hydrologische Wasserscheide nicht miteinander übereinzustimmen. Die hydrologische Wasserscheide ist weniger von den Oberflächenformen als von der Lagerungsform des undurchlässigen Liegenden abhängig.

Die Erscheinung, daß Oberflächenwasser nicht völlig, sondern teilweise versickert und unterirdisch die topographische Wasserscheide traversiert, dürfte an vielen Orten vorkommen.

Sehr weitgehend erfolgt dagegen der Abfluß auf unterirdischem Wege in den reinen Karbonatgesteinen, so daß dort topographische und hydrologische Wasserscheide oft ziemlich weit auseinander liegen können, wie das etwa am Bifertenstock, am Calanda oder am Alpstein der Fall ist.

Die auf der Grenzwasserscheide gelegenen Fälle sind die folgenden:

I. Bifertengrat vom Bifertenstock zum Kistenpaß zwischen Val Frisal und Limmerenfirn.

Die hydrologische Wasserscheide liegt nördlich der topographischen. Der autochthone Quintnerkalk als Unterlage des auf der glarnerischen Seite der topographischen Wasserscheide gelegenen Griesfirns und Limmerengletschers dürfte zum Teil nach Südosten gegen das tief eingeschnittene bündnerische Val Frisal entwässert werden, so daß es in der kiesigen Talsohle auf 1880—1900 m zur Bildung kräftiger Quellen kommt.

II. Calanda-Grat zwischen Churer Rheintal und Taminatal. Die hydrologische Wasserscheide liegt nordwestlich der topographischen.

Die nach SE einfallenden Malmkalke der Calandaschuppen bedingen, daß sich die höheren, felsigen Partien der SE-Flanke des Taminatales vom Kaminspitz bis zum Kunkelspaß gegen das Churer Rheintal entwässern können. Das im Kalk zirkulierende Wasser dürfte sich teilweise unterirdisch direkt in den Grundwasserstrom des Rheintales ergießen.

III. Grenzgrat zwischen Prätigau und Montafon.

Der nach NNE einfallende Hauptdolomit der Silvretta-Decke und durchlässige Malmkalk der Sulzfluh-Decke bedingen von der kleinen Furka westlich der Schesaplana bis zu den Plaßegggen südlich der Scheienfluh, auf eine Länge von rund 20 km, eine Verlegung der hydrologischen Wasserscheide um 0,5 bis 1 km nach Süden, zu ungunsten der Landquart.

Diese Abweichungen der hydrologischen von der topographischen Wasserscheide sind zwar nicht so bedeutend, daß sie für den gesamten Wasserhaushalt des bündnerischen Rheins ins Gewicht fielen; die lokalen Gewässer dagegen werden wohl einen auf der einen Seite zu großen, auf der anderen zu kleinen Abfluß, verglichen zum topographischen Einzugsgebiet, aufweisen.

2. Erniedrigung und Erhöhung

Die heutigen Wasserscheiden sind ebensowenig konstant wie die Höhen der Gipfel oder die Tiefen der Talsohlen. Abtragungs- und seltener auch Aufschüttungsvorgänge verändern auch sie.

Die raschesten Erniedrigungen erfahren Wasserscheiden wohl dort, wo sie von aktiven Rutschungen und Sackungen betroffen werden. Dies ist im untersuchten Gebiet bei einer großen Zahl von Nebenwasserscheiden der Fall, während Hauptwasserscheiden daran kaum beteiligt sind. Klare Beispiele finden wir am Mundaun-Grat, am Grat westlich des Safientales von der Bärenlücke bis zum Günerlückli oder am Heinzenberggrat. (Siehe auch Figur 26 und Tafel IV.)

Wo beidseits der Wasserscheide sehr aktive Flußerosion herrscht, tritt ebenfalls eine relativ rasche Erniedrigung ein. Scharfe Gräte sind die morphologischen Kennzeichen solcher Abschnitte. Dazu gehören an der Hauptwasserscheide etwa die Gräte vom Schattig Wichel bis zum Oberalpstock im zentralen Aaregranit, vom Piz Terri bis P. Jut in Bündnerschiefer und Adula-Gneisen, oder vom Piz Curciosa bis Pizzo Tambo in Gneisen der Tambo-Decke, der Biferten-Ostgrat in autochthonem Malm und Kreide und der Ringelspitzgrat im Flysch mit Verrucanokappe.

Bei glazialer Erosion müssen zwei Fälle unterschieden werden:

I. Die Wasserscheide ist auch Eisscheide. Dann sind dort die Eisbewegungen unbedeutend und damit sicher auch die Erniedrigung der Wasserscheide durch Eiserosion äußerst gering. Als Beispiele sind der Silvretta-, der Sardona- oder der Vorab-Gletscher, alle drei auf der Hauptwasserscheide gelegen, zu nennen.

II. Die Wasserscheide ist nicht Eisscheide, sondern wird von der einen Seite her vom Eis überflossen; es entsteht eine Eistransfluenz. Ein bekanntes eiszeitliches Beispiel stellt der San-Bernardino-Paß dar, der vom Eis des Hinterrhein-Gletschers von Norden nach Süden überflossen und dabei, wie die Morphologie der Paßlücke schön zeigt, glazial stark ausgeweitet und abgeschliffen wurde. Eistransfluenzen fehlen beim heutigen Gletscherstand im Untersuchungsgebiet ganz.

Praktisch unverändert bleibt die Wasserscheide für den Moment dort, wo sie nicht als Grat, sondern als flacher Rücken, als Terrasse oder Paßmulde ausgebildet ist und zur Zeit nicht der Erosion unterliegt. Es handelt sich dabei aber stets nur um relativ kurze Abschnitte der gesamten Wasserscheidenlinie. Beispiele dafür finden wir am San Bernardino-Paß, am Rücken zwischen Dreibündenstein und Faulenberg südlich Chur, soweit dort noch nicht randliche Rutschungen bis zur Wasserscheide vorgedrungen sind, am Chaval Grond nördlich Piz Ela und am Cuolm da Latsch nördlich Bergün.

Eine geringe Erhöhung der Wasserscheide tritt in den häufigen Fällen auf, wo sich in der Wasserscheide ein tiefster Punkt, also ein Paß befindet, der von steilen Flanken überragt wird, von wo Stein Schlag-, Bergsturz- oder Bachschutt herabgefördert und auf der Paßhöhe deponiert werden. Solche Erhöhungen sind stets nur vorübergehende, für geologische Zeiträume episodische Erscheinungen. Als Beispiel seien der Lukmanier-Paß, der Albula-Paß, der Grialetsch-Paß, der Flüela-Paß, der Wolfgang-Paß, oder der Passo dell'Uomo genannt, auf denen zur Zeit die Akkumulationstendenz gegenüber der Erosionstendenz deutlich überwiegt.

Selten tritt auch der Fall ein, wo ein Gletscher auf einer solchen Paßhöhe durch Ablagerung von Moränen eine kleine Erhöhung bewirkt, wie das an der Fuorcla Funtauna nördlich des Piz Kesch, zwischen Val Tuors und dem Engadin, der Fall ist, (siehe Tafel II). Mit ihrer Erhöhung ist meist auch eine geringe seitliche Lageverschiebung der Wasserscheide verbunden, die aber nicht gesetzmäßig verläuft.

3. Seitliche Verschiebungen

Sind die Abtragungsvorgänge beidseits der Wasserscheide ungleich intensiv, so muß eine seitliche Verschiebung der Wasserscheide eintreten.

a) Kontinuierliche Verschiebungen

Wir erkennen im wesentlichen drei Gründe, die eine seitliche, kontinuierliche Verschiebung der Wasserscheide bewirken können, nämlich morphologische, solche der Exposition und petrographische. Sie können selbstverständlich auch kombiniert auftreten und verstärken oder vermindern dann gegenseitig ihre Wirkung.

Ein Gebiet mit großem Gefälle zwischen Wasserscheide und Erosionsbasis gewinnt Gelände gegenüber einem Gebiet mit kleinerem Gefälle. Dazu gehören die auf Tabelle 27 erwähnten Fälle 1—9, die durch die südalpine Erosion bedingt sind, welche mit einer der Wasserscheide viel näher gelegenen Erosionsbasis (Poebene) von Süden her das inaktivere bündnerische Rheingebiet angreift und die europäische Hauptwasserscheide nach Norden verschiebt.

Südhänge gewinnen Gelände gegenüber Nordhängen, besonders dort, wo Südhänge aper und damit der Verwitterung und Erosion stärker ausgesetzt sind als firnbedeckte und damit geschützte Nordhänge. Die Fälle Nr. 1, 4, 8, 9, 16 und 17 der Tabelle 27 sind Beispiele dieser Art.

Tabelle 27

Beispiele von kontinuierlichen Wasserscheideverschiebungen

Verlustgebiet	In Verschiebung begriffene Wasserscheide-Strecke	Gewinngebiet
Auf Kosten des Rheingebietes:		
1. Val Maighels und Val Cadlimo	Bornengo- und Cadlimopaß	Val Canaria
2. Val Cadlimo	Punta Nera-Pizzo dell'Uomo	Val Piora
3. Somvixerrhein	Greinapaß und Medelsergruppe	Val Camadra und Val Luzzone
4. Hinterrhein	Vogeljoch und Rheinquellhorn	Val Calanca
6. Val Curciusa	Bocca di Curciusa	Val Mesolcina
6. Val Niemet	Paß da Niemet	Valle di S. Giacomo
7. Valle di Lei	Piz Timun bis Pizzo di Somma Valle	Valle di S. Giacomo
8. Val Madris	Cima di Lago bis Piz dal Mär	Val Bregaglia
9. Oberhalbstein	Septimerpaß	Val Maroz — Val Bregaglia
10. Süsertal	Vereinapaß	Val Sagliains (Unterengadin)
11. Plassегgen im St. Antöniental	Scheienfluh bis Rotspitz	Montafon
12. Vorderrheintal	Hausstock bis Sardona	Sernftal
13. Val Maighels	Piz Badus bis Maighelspaß	Unteralptal
Zugunsten des Rheingebietes:		
14. Val Bever	Piz d'Err bis Piz d'Agnel	Oberhalbstein
15. Montafon	Alpstein-Drusenfluh-Sulzfluh	Prätigau
16. Linthal	Sand- und Bifertenfirn	Val Russein
17. Maderanertal	Hüffirn	Val Russein

Ein Gebiet aus erosionsanfälligerem, weichem, undurchlässigerem Gestein gewinnt Gelände gegenüber einem Gebiet aus erosionsresistentem, hartem, durchlässigerem Gestein. Beispiele dafür bieten die Fälle Nr. 11, 12 und 15 der Tabelle 27.

Die Geschwindigkeit von kontinuierlichen Wasserscheide-Verschiebungen bewegt sich in ähnlichen Werten wie der Oberflächenabtrag, nämlich in der Größenordnung von Millimeter pro Jahr, was rund 10 m in 10000 Jahren, d. h. seit dem Rückzug der Würmgletscher, oder rund 600 m für die Zeit des ganzen Quartärs entspricht, tektonische Ruhe vorausgesetzt. Dadurch bewirkte Verschiebungen würden somit nur ein relativ kleines Ausmaß erreichen, verglichen mit jenen, die wir aus rein geologischen und stratigraphischen Gründen für vergangene Zeiten, inklusive dem Quartär, anzunehmen gezwungen sind.

Wir müssen daraus schließen, daß für die großen Wasserscheide-Verschiebungen des jüngeren Tertiärs und des Quartärs die tektonische Komponente eine ganz wesentliche Rolle spielte, die aber heute gegenwartsgeologisch nicht erfaßt werden kann, und daß dabei weniger die kontinuierlichen als vielmehr die diskontinuierlichen Verschiebungen die größten Wirkungen zeitigten.

b) Diskontinuierliche Verschiebungen

I. Wasserscheiden in Rutschgebieten

Befindet sich die Wasserscheide in einer Rutschung, was auf langen Strecken der Nebenwasserscheiden in Bündnerschiefergebieten der Fall ist, so findet, abgesehen von der bereits beschriebenen Erniedrigung, auch eine seitliche Verschiebung der Wasserscheide in meßbarer Größe statt. So bewegt sich beispielsweise am Heinzenberggrat, der Nebenwasserscheide zwischen Safiental und Domleschg, der Punkt «Bruchbühl» nördlich des Glaspasses mit 90—140 mm pro Jahr, der «Lüscherkopf» mit 45 mm pro Jahr in der Richtung ungefähr parallel zum Schichtfallen gegen das Domleschg hinunter (Siehe Tafel III).

Sobald sich aber das zwischen Anstehendem und Rutschendem gebildete Nackentälchen in der Rutschrichtung entwässert, also seine Entwässerungsrichtung umkehrt, verliert der rutschende Gratabschnitt seine Funktion als Wasserscheide und tritt diese Funktion an den Abrißrand über dem obersten Nackentälchen ab; es kommt zu einer Gratablösung.

Auf diese Weise findet ein abrupter, diskontinuierlicher Abtausch der Wasserscheide statt, und zwar schon dann, wenn der rutschende Gratabschnitt noch topographisch höher als seine standfeste Umgebung ist. Es ist allerdings meist nur eine Frage der Zeit, wann auch die vorerst noch standfeste Abrißkante ebenfalls in Rutschung gerät und nach einer gewissen Zeit erneut und ebenfalls ruckartig durch eine neue Wasserscheide ersetzt wird.

Wir müssen in solchen Fällen unterscheiden zwischen einer temporären Verschiebungsrichtung der Wasserscheide, die mit der Rutschrichtung des Hanges zusammenfällt und eine relativ große Geschwindigkeit aufweist, und einer bleibenden Verschiebungsrichtung als Summe der einzelnen diskontinuierlichen Verschiebungen, mit einer viel kleineren, bleibenden Verschiebungsgeschwindigkeit.

II. Wasserscheiden in vergletschertem Gebiet

Gletschereis kann einen Schmelzwasserbach am konsequenten, der Felstopographie entsprechenden Abfluß verhindern und ihn in einer anderen Richtung abzufließen zwingen; die unter dem Eis liegende Wasserscheide wird dann ersetzt durch eine unter Umständen mit ihr nicht übereinstimmende Eisscheide. Zieht sich der Gletscher zurück, dann können sich unter Umständen schlagartig die Abflußrichtungen der Schmelzwässer ändern; die einstige Eisscheide wird durch die felsige Wasserscheide ersetzt.

Ein Beispiel dazu liefert der auf der europäischen Hauptwasserscheide gelegene Porchabella-Gletscher (Tafel II), der zur Zeit seiner größten Ausdehnung zweilappig war und bis zu Beginn dieses Jahrhunderts noch den westlichen Abfluß ins Val Tuors, den östlichen ins Val Funtauna schickte. Beim seitherigen Gletscherschwund zog sich der östliche Arm rascher zurück, so daß plötzlich der Schmelzbach ins Val Funtauna versiegt und sich der ganze Abfluß ins Val Tuors ergoß. Der Gletscherhochstand des

letzten Jahrhunderts hatte somit vorübergehend eine Wasserscheideverschiebung zugunsten des Inns, auf Kosten des Rheins provoziert, die ein unter Gletschereis gelegenes Areal von rund 1—2 km² betraf und in den zwanziger Jahren dieses Jahrhunderts wieder rückgängig gemacht wurde.

Analoge Verhältnisse, wenn auch an weniger wichtigen Wasserscheiden, kennen wir auch von anderen Gletschern:

Der Silvrettagletscher schickte früher einen Teil seines Abflusses als natürlichen, stattlichen Bach nach Westen, den Mädjibach, während heute praktisch der gesamte natürliche Abfluß gegen Süden ins Verstankla hinabfließt (Fig. 51 d).

Der Kühalpgletscher westlich des Scalettapasses sandte seine Schmelzwässer früher zum größten Teil nach Norden, ins Dischmatal, heute fast vollständig nach Süden in den Inn, was einer Verschiebung der Hauptwasserscheide zugunsten des Inns auf Kosten des Rheins entspricht (siehe Tafel II).



Fig. 63. Blick vom Pizzo Taneda gegen Osten auf die europäische Hauptwasserscheide zwischen Val Piora und Val Cadlino. Im Vordergrund Lago dello Stabbio, 2350 m, der früher über Lago dell'Isra ins Val Cadlino (auf dem Bild links) entwässert wurde; die Wasserscheide ging damals südlich am See vorbei. Seit dem Würm fließt der See nach Süden ab und die Wasserscheide verläuft nördlich des Sees.

III. Flußanzapfung und Flußumkehr

Bedeutend einschneidendere Veränderungen des Verlaufes von Wasserscheiden bewirken Flußanzapfungen und Flußumkehrungen infolge tektonischer Krustenverstellungen oder Bergsturz- oder Moränenablagerungen. Dabei entstehen ebenfalls diskontinuierliche, aber aperiodische Verschiebungen der Wasserscheide, die schlagartig großräumige Gebiete umfassen und in ihren geologischen Auswirkungen unvergleichlich bedeutender sind als die geringen und langsamen Veränderungen kontinuierlicher Art. Auf Tafel V sind die wichtigsten dargestellt.

Zu den jüngsten Flußanzapfungen im bündnerischen Rheingebiet gehört wohl jene im obersten Tavetsch, wo ein Seitenbach des Curnerabaches das Val Maighels von der Seite her anzapfte. Das Alter ist wahrscheinlich spätpleistozän.

Eine weitere Flußanzapfung ist an der Wasserscheide zwischen Val Piora und Val Cadlino festzustellen. Die Mulde des Lago dello Stabbio weist morphologisch auf eine alte Entwässerung ins Val Cadlino hin. Heute strömt sein Abfluß nach Süden in den Lago Cadagno (Fig. 63).

Ein typisches Beispiel einer Flußumkehr bietet Davos. Das Hochtal von Davos entwässerte sich nach J. CADISCH (1925) im letzten Interglazial nach NE ins Prätigau; die damalige Wasserscheide zwischen Landquart und Albula, allerdings nur aus Schutt bestehend, lag im Gebiete der heutigen Zügenschlucht, etwa auf Kote 1560 m. Beim Niedergang des Totalbergsturzes im ausgehenden Pleistozän bildeten die Bergsturstrümmer bei Wolfgang einen Querriegel, der mit Kote 1633 m rund 70 m höher war als der frühere Paßübergang zwischen Filisur und Glaris. Es mußte sich so ein Groß-Davosersee von rund 14 km Länge mit einer Spiegelkote von etwa 1560 m bilden, dessen Abfluß, das Davoser Landwasser, sich nach SW ins Becken von Filisur wandte, so daß sich die Wasserscheide zwischen Landquart und Albula schlagartig um rund 15 km nach NE verschob; das davon betroffene Einzugsgebiet umfaßte rund 230 km².

Der Gewinn des neuen Einzugsgebietes brachte dem Talabschnitt der heutigen Zügenschlucht eine starke Reaktivierung der Tiefenerosion, die den Groß-Davosersee um rund 50 m absenkte und die Zügenschlucht weitgehend von spätpleistozänem Schutt befreite und bis auf den heutigen Tag noch vertieft. Umgekehrt bewirkte im oberen Prätigau der Verlust des Davoser Hochtals mit seinen geschiebearmen Seitenbächen eine Umkehr vom früheren Erosions- zum nachmaligen Aufschüttungsregime.



Fig. 64. Blick vom Vorab nach Osten auf die nördliche Nebenwasserscheide zwischen Vorderrhein und Sernftal bei Elm. Auf den gleichmäßig nach Süden fallenden Schichtflächen ist der Abtrag wesentlich geringer als auf den nach Norden in die Luft austreichenden Schichtköpfen der nicht sehr erosionsresistenten Unterlage aus Flysch. Die intensive Tiefenerosion auf der Glarnerseite drängt die Wasserscheide gegen Süden.

Ein ähnliches, allerdings kleineres Beispiel liefert die Lenzerheide, wo die alte Wasserscheide ungefähr bei Clavadoiras, 2 km südlich des heutigen Lenzerheidesees, etwa auf Kote 1420 m lag. Als nach dem Rückzug der Würmgletscher von der Westflanke des Parpaner Rothorns die großen Bergstürze den damaligen Talboden zwischen Lai und Parpan auffüllten, bildete sich eine neue Wasserscheide aus Bergsturzschtutt nördlich Valbella auf 1549 m. Als Bergsturzsee wurde darin der Lenzerheidensee gebildet, der nun nach Süden entwässerte. Die Schotter von Clavadoiras mit vollendeten Deltastrukturen, in Kiesgruben bergseits der Hauptstrasse aufgeschlossen, sind lakustre Sedimente des Sanaspans-Baches, in verkleinertem Maßstab genetisch jenen des Wildbodens bei Davos-Frauenkirch entsprechend.

Diese Wasserscheide-Verschiebung der Lenzerheide von Süden nach Norden beträgt rund 4 km; die betroffene Fläche des Einzugsgebietes zugunsten des Heidbaches, bzw. der Albula, auf Kosten der Rabiusa, umfaßt rund 30 km².

Eine kleine Flußumkehr noch jüngeren Datums ist am Passo dell'Uomo zwischen Val Piora und Val Medel auf 2218 m ü. M. zu erkennen. Die alte Paßlücke liegt zweifellos bei «Segna», in der geradlinigen Verbindung zwischen den Gipfeln Schenadui und Pizzo dell'Uomo. Moränenablagerungen und junge Bachschuttkegel sperren aber rund 800 m nordöstlich der alten Paßlücke den Abfluß nach dem Val Termine und zwingen ihn, nach Süden, ins Val Piora zu fließen. Damit ist dort in postglazialer Zeit dem Rheingebiet zugunsten des Pogegebietes ein Areal von rund 1,7 km² verlorengegangen.

Leider kennen wir keine rezenteren Beispiele großer Verschiebungen von Wasserscheiden, die wirklich gegenwartsgeologisch untersucht werden könnten.

4. Künstliche Umgehung von Wasserscheiden

Im Zeitalter der Wasserkraftnutzung werden die natürlichen Wasserscheiden von der energiehungrigen Technik nicht mehr respektiert, sondern oft in Umleitstollen umgangen. Im bündnerischen Rheingebiet betrifft das zur Zeit folgende Anlagen:

a) Umgehung der Hauptwasserscheide

Fassung des Medelserrheins im Val Cadlimo auf Kote 2231 m; Umleitung im Stollen und Hangkanal zum Passo dell'Uomo, von dort mit natürlichem Gefälle nach Val Piora — Lago Ritom — Tessin. Eigentümerin: Schweiz. Bundesbahnen. Verlust des Rheingebietes zugunsten des Tessingebietes unterhalb Piotta 8,4 km².

b) Umgehung von Nebenwasserscheiden

I. Fassung des Davosersees mit künstlicher, zeitweiser Zuleitung des Flüelabaches, Umleitung im Stollen nach Klosters.

Eigentümerin: AG Bündner Kraftwerke.

Verlust des Landwassers (Hinterrheingebiet) zugunsten der Landquart unterhalb Klosters:

Flüelatal	35,8 km ² (nur zeitweise abgeleitet)
Davosersee	<u>9,5 km²</u>
Zusammen	45,3 km ²

II. Fassung des Valserrheins bei Zervreila auf Kote 1734 m, E = 63,9 km², und der beiden östlichen Nebenbäche mit 4,8 und 2,9 km² und des Peilerbaches mit 16,6 km², und Umleitung im Stollen ins obere Safiental; Fassung der Rabiusa im mittleren Safiental bei Safien-Platz auf Kote 1295 m mit einem Einzugsgebiet von 78,6 km² und im unteren Safiental bei Eggschi mit einem Einzugsgebiet von 29,1 km² und Umleitung in zwei getrennten Stollen ins Domleschg bei Rothenbrunnen. Eigentümerin: Kraftwerke Zervreila AG.

Verlust des Valserrheins unterhalb Zervreila und seiner Nebenbäche 92,1 km² und der Rabiusa unterhalb Eggschi 107,7 km², zusammen 199,8 km², zugunsten des Hinterrheins unterhalb Rothenbrunnen.

Zusammenfassung

A. Vergleich der verschiedenen geologischen Vorgänge

Nachdem in den vorangegangenen Kapiteln die verschiedenen geologischen Agenzien in ihren Einzelwirkungen analysiert wurden, sollen zum Schluß diese Vorgänge und insbesondere die durch sie ausgelösten Massenverlagerungen in ihrer Gesamtheit betrachtet, gegeneinander abgewogen und miteinander verglichen werden. Dazu diene in erster Linie die Tabelle 28, ebenso Tafel VI, auf welcher diese sehr verschieden großen Zahlenwerte graphisch dargestellt sind.

Wie schon wiederholt betont wurde, stellen die meisten dieser Zahlen vorderhand noch lediglich Schätzungen dar, und nur einige wenige unter ihnen, wie beispielsweise die Ablagerungen im Rheindelta des Bodensees oder die im Flußwasser gelöste Karbonatmenge sind durch genauere Messungen bestimmt. Andererseits sind für Steinschlag und für äolische Wirkungen keine Zahlen eingesetzt worden, weil solche mir ganz einfach nicht zugänglich waren.

a) In der ersten Kolonne von Tabelle 28 wurde eine mittlere Mächtigkeit der bewegten Massen angegeben. Sie hat nur dort einen geologischen Sinn, wo tatsächlich ähnliche Mächtigkeiten in verschiedenen Gebieten in Bewegung sind, wie beispielsweise bei der Solifluktion oder bei den Schieferrutschungen. In anderen Fällen bedeutet sie einen rein arithmetischen Mittelwert.

Weitaus die größten Mächtigkeiten zeigen Schiefer- und Schuttrutschungen und die Blockströme. Alle übrigen Vorgänge umfassen ganz wesentlich geringere mittlere Mächtigkeiten, die nur Zentimeter bis Bruchteile von Millimetern betragen.

b) In der zweiten und dritten Kolonne wurde die beteiligte Fläche ausgeschieden, und zwar absolut in Quadratkilometern und auch in Prozenten des gesamten Einzugsgebietes.

In diesen Kolonnen trifft man im Durchschnitt wesentlich genauere Werte als bei den Mächtigkeitsangaben, weil sich die beteiligte Fläche meist kartographisch relativ scharf abgrenzen und damit, sehr im Gegensatz zur Mächtigkeit, ausmessen läßt.

Das chemisch Gelöste, die Härte des Rheinwassers, entstammt dem ganzen Einzugsgebiet, denn Lösungsvorgänge finden in unserem Klima überall statt; darum ist die daran beteiligte Fläche die größte und umfaßt 100%. In zweiter Linie folgen die der fluvatilen (und subglazifluvialen) Erosion ausgesetzten Gebiete mit 95,85 % und an dritter Stelle die Solifluktionvorgänge, die sich noch auf eine Fläche von rund 15 % verteilen. Die kleinsten Flächen nehmen andererseits die Blockströme mit nur 0,03 % ein. Dabei können sich die einzelnen Areale gegenseitig überdecken. Derselbe Hangabschnitt kann beispielsweise gleichzeitig der Solifluktion unterliegen, zu einer Schieferrutschung gehören und durch fließendes Wasser erodiert werden.

c) Die vierte Kolonne enthält die bewegte Kubatur, d. h. das Produkt aus mittlerer Mächtigkeit und beteiligter Fläche, die sechste die entsprechende Masse.

Weitaus an der Spitze figurieren die Schieferrutschungen, gefolgt von Schuttrutschungen und Solifluktionkomplexen. Selbst die nur sehr kleinen Flächen bedeckenden Blockströme überwiegen noch um das Hundertfache das Volumen des chemisch gelösten Karbonates. Bergstürze umfassen relativ die kleinsten Kubaturen, während der durch Flüsse transportierte Schutt mittlere Werte liefert.

Tabelle 28

Massenverlagerungen im bündnerischen Rheingebiet. Schätzung der Jahresmittel

	1		2		3		4		5		6		7		8		9		10	
	Mittlere Mächtigkeit	Beteiligte Fläche	Bewegte Kubatur	γ	Bewegte Masse	Zurückgelegter Weg	horizontal	vertikal	horizontal	vertikal	horizontal	vertikal	horizontal	vertikal	horizontal	vertikal	horizontal	vertikal	horizontal	vertikal
	m	10 ⁶ m ²	10 ⁶ m ³	t/m ³	10 ⁶ t	m	m	10 ⁶ m ³	t/m ³	10 ⁶ t	m	m	10 ⁶ m ³	10 ⁶ t	m	m	10 ⁶ m ³	10 ⁶ t	10 ⁶ m ³	10 ⁶ t
Steinschlag	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
Bergstürze			0,016 b	2,0	0,032			0,016 b	2,0	0,032			0,016 b	2,0	0,032			0,016 b	2,0	0,032
Solifluktion	0,065	b	41,6 b	1,8	74,9	15		41,6 b	1,8	74,9	0,03	0,01 b	0,03	2,25	0,01 b	0,01 b	2,25	0,03	0,01 b	0,01 b
Blockströme (inkl. aktive Blockgiran- landen)	14,1	a	17,8 a	1,9	33,8	0,03		17,8 a	1,9	33,8	0,25	0,075 b	0,25	8,4	0,075 b	0,075 b	8,4	0,25	0,075 b	0,075 b
Schuttrutschungen:																				
Rasche Rutschbewegungen	3	E b	15 b	1,8	27	0,12		15 b	1,8	27	2	1 b	2	54	1 b	1 b	54	2	1 b	1 b
Langsame Kriechbewegungen	10	b	1200 b	1,9	2280	2,8		1200 b	1,9	2280	0,02	0,01 b	0,02	46	0,01 b	0,01 b	46	0,02	0,01 b	0,01 b
Schiefertrutschungen	50	b	14000 b	2,0	28000	6,5		14000 b	2,0	28000	0,03	0,008 b	0,03	840	0,008 b	0,008 b	840	0,03	0,008 b	0,008 b
Fluviatile Wirkungen total			4,0015 b	1,8	7,2			4,0015 b	1,8	7,2			4,0015 b	1,8	7,2			4,0015 b	1,8	7,2
Davon Ablagerung im bündneri- schen Rheingebiet			1,7415 b	1,8	3,13	4,15		1,7415 b	1,8	3,13			1,7415 b	1,8	3,13			1,7415 b	1,8	3,13
Seen	0,00066	S b	0,0015 b	1,8	0,0027	0,05		0,0015 b	1,8	0,0027	500	100 b	500	9089	100 b	100 b	9089	500	100 b	100 b
Talsohlen und Becken	0,002	S b	0,05 b	1,8	0,09	0,58		0,05 b	1,8	0,09	16000	800 b	16000	1440 b	800 b	800 b	1440 b	16000	800 b	800 b
Schuttkegel	0,01	S b	1,45 b	1,8	2,61	3,38		1,45 b	1,8	2,61	2000	400 c	2000	5200 c	400 c	400 c	5200 c	2000	400 c	400 c
Künstliche Auffüllung	0,04	S b	0,24 b	1,8	0,43	0,14		0,24 b	1,8	0,43	8000	800 b	8000	3440 b	800 b	800 b	3440 b	8000	800 b	800 b
Davon Ablagerung im Bodensee			2,26 a	1,8	4,07			2,26 a	1,8	4,07	90000	1100 a	90000	366300 a	1100 a	1100 a	366300 a	90000	1100 a	1100 a
Korrelate Erosion im Einzugsgebiet	0,0009	E b	4128,7 E b	1,8	7,2	95,85		4128,7 E b	1,8	7,2			4128,7 E b	1,8	7,2			4128,7 E b	1,8	7,2
Gletschertransport	0,2	b	10 b	2,7	27	1,15		10 b	2,7	27	5	1 b	5	135	1 b	1 b	135	5	1 b	1 b
Lawinentransport	0,005	E b	0,25 b	1,8	0,45	1,15		0,25 b	1,8	0,45	200	100 c	200	90	100 c	100 c	90	200	100 c	100 c
Äolische Wirkungen	?	?	?	?	?	?		?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
Chemisch Gelöstes:																				
Karbonathärte	0,00004	E a	0,172 a	2,6	0,449	100		0,172 a	2,6	0,449	1000000	2050 a	1000000	449000 a	2050 a	2050 a	449000 a	1000000	2050 a	2050 a
Gesamthärte	0,000052	E a	0,224 a	2,6	0,584	100		0,224 a	2,6	0,584	1000000	2050 a	1000000	583700 a	2050 a	2050 a	583700 a	1000000	2050 a	2050 a
Jahressumme														1409285,75			1409285,75			
Vergleichszahlen:																				
Durnagelbach bei Linthal, Ablage- rung von Wildbachschutt am 24. 8. 1944	2,4	S a	0,45 a	1,8	0,81			0,45 a	1,8	0,81	5000	1000 b	5000	4050 b	1000 b	1000 b	4050 b	5000	1000 b	1000 b
Flimsbergsturz, prähistorisch	250	S b	10000 b	2,2	22000			10000 b	2,2	22000	9000	1100 b	9000	198000000 b	1100 b	1100 b	198000000 b	9000	1100 b	1100 b

Erklärung der Buchstaben: E = auf Erosionsgebiet bezogen
 S = auf Sedimentationsgebiet bezogen
 a = relativ genau ermittelt
 b = relativ ungenau geschätzt
 c = relativ sehr unsicherer Wert

d) Die siebente und achte Kolonne enthalten die vom transportierten Material pro Jahr im Mittel zurückgelegten Wege, und zwar aufgegliedert nach horizontaler und vertikaler Bewegungskomponente. Die Unterschiede sind bemerkenswert groß, weil bei gewissen Bewegungen die Geschwindigkeiten sehr gering sind, wie beispielsweise bei den Schieferrutschungen nur 1—3 cm/Jahr, bei der Solifluktion 3—10 cm/Jahr und bei den Blockströmen 5—25 cm/Jahr, während umgekehrt bei anderen Transportmedien, besonders beim Flußtransport, extrem große Werte vorkommen. An der Spitze stehen der Transport des chemisch Gelösten bis in die Nordsee mit 1000 km und des im Rhein Suspendierten und Gerollten bis in den Bodensee mit 90 km Transportweg in der Horizontalkomponente.

e) Die beiden letzten Kolonnen von Tabelle 28 stellen schließlich die Massenverlagerungen pro Jahr dar, d. h. das Produkt aus bewegter Gesteinsmasse mal zurückgelegtem Weg pro Jahr. Das sind für uns insofern die interessantesten Zahlen, als sie die infolge äußerer Einflüsse in der Gegenwart stattfindende geologische Veränderung der Erdoberfläche darstellen. Sie repräsentieren somit konkrete Zahlenwerte der sogenannten «äußeren Dynamik» eines Gebirgslandes.

Weitaus an der Spitze stehen dabei die fluviatilen Wirkungen, bei denen stets ein relativ sehr weiter Weg zurückgelegt wird. Insbesondere die horizontale Massenverlagerung, die für «fluviatile Wirkungen» und «chemisch Gelöstes» in ähnlicher Größenordnung liegt, ist bei diesen beiden Positionen rund eine Zehnerpotenz größer als bei irgendeinem anderen Vorgang. Mittlere Werte zeigen Schiefer- und Schuttrutschungen, durch Gletscher und Lawinen transportierter Schutt und Bergstürze, während die kleinsten Zahlen schließlich durch Blockströme und die Solifluktion geliefert werden.

Wenn auch viele dieser Zahlen ungenau sind und mindestens teilweise durch exakte Vermessungen präzisiert werden könnten und sollten, so zeigen diese Zusammenhänge doch, in welcher Größenordnung die Massenverlagerungen sich bewegen und welche von ihnen die geologisch wichtigeren, welche die unbedeutenderen sind.

Die Summe dieser Einzelzahlen ergibt eine gesamte Massenverlagerung pro Jahr in der Horizontalen von 1409 Milliarden Metertonnen, in der Vertikalen von rund 1,1% hiervon, nämlich etwa 15,8 Milliarden Metertonnen.

Zum Vergleich mit diesen gegenwartsgeologischen Vorgängen wurden in Tabelle 28 und Tafel VI noch zwei andere Naturereignisse aufgeführt, die gut bekannt sind: Die Rufenkatastrophe des Durnagelbaches beim Linthal (Kanton Glarus) vom 24. August 1944, dessen Schuttkegel nachher genau vermessen wurde, und der Flimser Bergsturz spätglazialen Alters, der von ALB. HEIM (1932), R. GSELL (1918) und R. STAUB (1938) eingehend untersucht und beschrieben worden ist. Dabei ist zu berücksichtigen, daß der Durnagelbach kaum eine halbe Stunde, der Flimser Bergsturz wahrscheinlich noch bedeutend weniger Zeit zur Ablagerung benötigten. Die überragende Bedeutung des letzteren tritt bei dieser Gelegenheit einmal mehr zu Tage; ALB. HEIM (1932) schätzt dessen Volumen auf $12 \cdot 10^9 \text{ m}^3$, in unserer Tabelle wurde vorsichtigerweise nur $10 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ eingesetzt; trotzdem sind die durch ihn verursachten Massenverlagerungen pro Ereignis in der Horizontalen noch rund 140mal, in der Vertikalen rund 1540mal größer als die Summe aller heutigen Massenverlagerungen des bündnerischen Rheingebietes während eines ganzen Jahres.

B. Talgeschichtliche Schlußfolgerungen

Alle Abtragungsvorgänge zusammen, in erster Linie die fluviatile Erosion, bewirken im nicht der Auffüllung unterliegenden Teil des bündnerischen Rheingebietes heute eine mittlere Erniedrigung von etwas mehr als 1 mm pro Jahr, was für die Dauer des Quartärs mindestens 600 m entsprechen würde.

Nur schon der durch den Abtransport der Feststoffe im Rhein bedingte Substanzverlust von rund 2,26 Millionen Kubikmetern pro Jahr entspricht einer Reduktion der mittleren Höhe des ganzen Gebietes, Aufschüttungsgebiete davon nicht abgezogen, von 0,58 mm pro Jahr, oder von rund 350 m auf die Dauer des Quartärs von rund 600 000 Jahren extrapoliert. Zwar sind durch menschliche Eingriffe, besonders durch Waldrodungen, seit dem ausgehenden Mittelalter vielerorts die Abtragungsvorgänge verstärkt worden, doch darf umgekehrt die bedeutende erosionsvermindernde Wirkung aller Wildbach- und Flußverbauungen der letzten hundert Jahre auch nicht außer acht gelassen werden.

Solche Zahlen sind aber wesentlich größer, als bis jetzt aus quartärgeologischen und insbesondere morphologischen und talgeschichtlichen Gründen allgemein angenommen worden war. (PENCK und BRÜCKNER (1909), F. MACHATSCHKE (1928), W. SÖLCH (1935). Eintiefungen für die Zeitdauer des Quartärs von mehr als 300 m wurden im wesentlichen nur für relativ schmale Talabschnitte im Unterlauf unserer Flüsse postuliert. Große Gebiete ihres Oberlaufes, insbesondere aber hochgelegene Verflachungen, sollten vielmehr seit dem Pliozän keine bedeutendere Erniedrigung mehr erlitten haben und noch heute weitgehend die präglaziale oder jungpliozäne, nach gewissen Auffassungen sogar die mittel- bis altpliozäne Landoberfläche darstellen.

Die Diskrepanz zwischen den Wirkungen der relativ starken Abtragungsvorgänge von heute und den bescheidenen Annahmen der morphologischen und talgeschichtlichen Schulmeinungen wird noch verstärkt, wenn wir berücksichtigen, daß unmittelbar nach jedem Rückzug der Gletscher die noch nicht vegetationsgeschützte Landschaft ganz bedeutend intensiveren Abtragungsvorgängen als heute unterworfen und vor der Einschotterung der Talsohlen auch die Reliefenergie mindestens zeitweise wesentlich größer gewesen sein mußte als heute.

Zur Beseitigung dieser Widersprüche bestehen zwei Möglichkeiten:

Entweder sind heute die Abtragungsvorgänge, allen voran die fluviale Erosion, merklich intensiver, als sie im Durchschnitt des Quartärs, immer mit Ausnahme der Zeiten unmittelbar nach einem Gletscherrückzug, und im jüngsten Tertiär gewesen wären. Den Glazialzeiten mit sehr mächtigen Talgletschern dürfte nur sehr geringe Glazialerosion zugebilligt und für die Interglaziale müßten zwangsläufig wesentlich kleinere oder ausgeglichene Niederschläge postuliert werden. Nur so könnte eine durchschnittlich geringere Erosionsleistung als heute erklärt werden.

Oder aber die heute vorhandenen Oberflächenformen sind bedeutend jünger, als sie von vielen Geomorphologen bis jetzt allgemein betrachtet wurden. Alt- und mittelpliozäne Formen müssen vielmehr schon längst abgetragen sein. Jungpliozäne Oberflächen mögen sich noch in sehr erosionsgeschützten Lagen als seltene Relikte erhalten haben. Von solchen Ausnahmen abgesehen sind aber in der Regel die pliozänen Landoberflächen durch die Abtragungsvorgänge seither so stark umgeformt und erniedrigt worden, daß sie heute weitgehend als quartäre, nicht mehr als tertiäre Formen zu betrachten sind.

Ich mache kein Hehl daraus, daß mir diese zweite Erklärung die geologisch bedeutend wahrscheinlichere scheint, möchte aber ausdrücklich betonen, daß diese Auffassung nicht auf die Ostalpen zu extrapolieren ist, wo das höhere Alter wichtiger Formengruppen stratigraphisch belegt ist.

C. Energieveränderung

Die potentielle Energie, die jeder Körper in seiner momentanen Lage repräsentiert, verringert sich mit dessen Abwärtsbewegung proportional zur zurückgelegten Vertikaldistanz, unter gleichzeitiger Erwärmung, nach der Formel der klassischen Physik

$$\text{Verringerung der potentiellen Energie } \Delta E = m \cdot \Delta h.$$

Die in Tabelle 28, Kolonne 10 angegebenen vertikalen Massenverlagerungen ergeben die Verringerung der potentiellen Energie im Mittel pro Jahr. (In diesen Werten ist der Abtransport von Feststoffen durch den Rhein in den Bodensee und von gelöstem Material in die Nordsee mitenthalten.)

Die Verringerung der potentiellen Energie beträgt demnach 15,8 Milliarden $m \cdot t$ /Jahr = $15,8 \cdot 10^{12}$ mkg/Jahr = $3,7 \cdot 10^{10}$ Cal/Jahr = $43 \cdot 10^6$ kWh/Jahr, was auf das ganze Jahr gleichmäßig verteilt einer mittleren Sekundenleistung von $0,5 \cdot 10^6$ m kg/sec = 6660 PS = 1170 Cal/sec = 4900 kW entsprechen würde.

Beschränkt man sich auf die energetischen Vorgänge innerhalb des bündnerischen Rheingebietes, so müssen die beiden Posten «Feststoffführung des Rheins» als Anteil der fluvialen Wirkungen und «Chemisch Gelöstes im Rhein» von Ragaz an abwärts, von der obigen Summe subtrahiert werden:

	Vertikaler Weg	Masse	Verringerung der potentiellen Energie
	m	10 ⁶ t	10 ⁶ m t
Feststoffführung Ragaz-Bodensee	105	4,07	427,35
Chemisch Gelöstes Ragaz-Nordsee	550	0,584	321,2
		Summe	748,55
Verringerung der potentiellen Energie an Material des bündnerischen Rheingebietes			
			15 804,09 · 10 ⁶ m t/Jahr
Davon außerhalb Graubündens (unterhalb Ragaz)			
			748,55 · 10 ⁶ m t/Jahr
Davon innerhalb des bündnerischen Rheingebietes (oberhalb Ragaz)			
			15 055,54 · 10 ⁶ m t/Jahr

Als weitere irreversible Veränderung ist noch der unter dem Einfluß von Verwitterung und Auflockerung stattfindende Übergang von hartem Fels in losen Schutt zu nennen, welcher letzterer beispielsweise einem nachfolgenden Gletscherschurf unvergleichlich weniger Widerstand entgegengesetzt als intaktes, unverwittertes Felsgestein. Auch eine solche Veränderung stellt im weiteren Sinne einen Energieverlust dar, der sich aber nicht leicht in Zahlen ausdrücken läßt.

D. Substanzverlust

Der Abtrag der über den Talsohlen gelegenen Gebiete und die gleichzeitige Erhöhung der Akkumulationsgebiete um dieselbe Masse bedeutet eine Verringerung der potentiellen Energie und damit der sogenannten Reliefenergie unter Produktion von Wärme; die mittlere Höhe des ganzen der Erosion und der Auflandung unterworfenen Gebietes bleibt bei dieser Gelegenheit aber unverändert, sofern wir von einer dabei stattfindenden Gesteinsauflockerung absehen.

Nur jenes Material, das infolge des Abtransportes durch den Rhein bei Ragaz das bündnerische Rheingebiet endgültig verläßt, verursacht einen bleibenden Substanzverlust und damit auch eine Verminderung der mittleren Höhe. Es handelt sich dabei um die vom Rhein transportierten Feststoffe, die aus Schlammessungen (KRAPF 1919) und aus Rückschlüssen aus den Deltavermessungen im Bodensee ziemlich genau bekannt sind, und schließlich um das im Rheinwasser chemisch Gelöste.

Diese beiden Komponenten betragen nach Tabelle 28 im Mittel pro Jahr:

Feststoffe im Rhein	2,26 · 10 ⁶ m ³ = 4,07 · 10 ⁶ t
Gesamthärte gelöst	0,224 · 10 ⁶ m ³ = 0,584 · 10 ⁶ t
	<u>Total 2,484 · 10⁶ m³ = 4,654 · 10⁶ t</u>

und entsprechen einer mittleren jährlichen Erniedrigung des ganzen Einzugsgebietes um 0,58 mm

= $\frac{1}{3\,380\,000}$ der mittleren Höhe von heute, die rund 1950 m ü. M. beträgt.

E. Schlußwort

Als Ziel dieser Arbeit war die quantitative Erfassung möglichst vieler Vorgänge der äußeren Dynamik einer alpinen Landschaft gestellt worden.

Bei der Analyse der verschiedenen Agenzien, Vorgänge und Bewegungen stießen wir immer wieder auf große Lücken unserer Kenntnisse, Lücken, die nicht durch die übliche geologische Kartierung und Felduntersuchung, sondern nur durch mechanische oder geophysikalische Sondierungen, durch periodische Vermessungen, durch eigentliche experimentelle Untersuchungen geschlossen werden können.

Dazu gehören beispielsweise:

Untersuchungen über das Fortschreiten der Verwitterung in Funktion der verschiedenen petrographischen, topographischen und klimatischen Faktoren.

Wachstumsmessungen an Schutthalden und Wildbachschuttkegeln, wenn möglich durch photographische Detailaufnahmen.

Geschwindigkeits- und Tiefenbestimmungen von Solifluktionsbewegungen und Messung des Solifluktionsdruckes auf Kunstbauten.

Periodische Kontrollvermessungen der langsamen Schutt- und Schieferrutschungen zur Bestimmung der Geschwindigkeit und der Bewegungsrichtung.

Bestimmung vertikaler Geschwindigkeitsprofile im Innern solcher Rutschmassen, z. B. durch Tiefbohrungen und Kontrolle der anschließenden Bohrlochdeformation mit Methoden der modernen Sondiertechnik.

Geschwindigkeitskontrollen solcher Rutschungen in Funktion von Wetter, Entwässerungen, Aufforstungen, Bachverbauungen.

Periodische Geschiebe- und Schlammessungen in wichtigen Gewässern, besonders in allen Stauhaltungen von Kraftwerken. Untersuchung der quantitativen Wirkung von wasserbaulichen und forstlichen Maßnahmen auf Erosion und Geschiebeführung (wie das z. B. von der Schweiz. Anstalt für das forstl. Versuchswesen in anderen Gebieten schon durchgeführt wurde).

Periodische Längen- und Querprofilaufnahmen in Schluchtstrecken, in unverbauten und künstlich verbauten Wildbachstrecken.

Bei vielen Gewässern genügen Kontrollperioden von 10 Jahren, einige interessante oder besonders aktive Strecken sollten alljährlich in den Sommermonaten oder in speziellen Fällen sogar monatlich aufgenommen werden. Parallel dazu gehören Geschiebe- und Schlammbestimmungen. Voraussetzung ist ein enges Teamwork zwischen Bauingenieur, Vermessungsingenieur, Förster und Geologen.

* * *

Die intensiven und verschiedenartigen Abtragungsvorgänge versetzen die Bewohner eines Gebirgslandes ständig vor neue Probleme, bedeuten sie doch für Siedelungen und Verkehrswege, für Land- und Forstwirtschaft, überhaupt für die gesamte Volkswirtschaft, eine ständige und große Belastung.

Aber gerade diese starken Abtragungsvorgänge im bündnerischen Rheingebiet ermöglichen dem Rhein seine intensive Auflandungstätigkeit im St. Galler Rheintal und am Bodensee, eine geologische Tätigkeit, die für die Anwohner jener gefährdeten Talschaften von größter, ja lebenswichtiger Bedeutung ist. Ohne künstliche Eingriffe und ohne tiefgreifende Klimaänderungen dürfte das Becken des Bodensees in rund 15 000 Jahren völlig verlandet sein. Die Talsohle im Bündner- und St. Galler Rheintal wird dann wesentlich höher liegen als heute, und nicht allzu selten wird bis dann an der Bifurkation von Sargans auch Rheinwasser nach Westen, in den Walensee und den Zürichsee geflossen sein.

Abgesehen von solchen «zukunftsgeologischen» Gedankengängen helfen uns die gegenwartsgeologischen Zusammenhänge, die wir im Verlaufe unserer Untersuchungen zu erkennen vermochten, doch sehr, auch längst stattgefundenere Ereignisse besser zu verstehen und zeitlich einzuordnen, gemäß dem von LYELL geprägten Grundsatz des Aktualismus: «The present is the key for the past.»

Literaturverzeichnis

- AMPFERER, O. (1926): Über größere junge Formänderungen in den nördlichen Kalkalpen. Z. f. Geomorphologie, Bd. I.
— (1938): Über das Quartär innerhalb der Alpen. INQUA (Wien).
- ANDERSSON, J. G. (1906): Solifluction, a component of subaerial denudation. The Journal of Geology, Vol. XIV, No. 2 (Chicago).
- ANNAHEIM, H. (1946): Studien zur Morphogenese der Südalpen zwischen St. Gotthard und Alpenrand. Geographica Helvetica, I/2 (Bern).
- ARBENZ, P., und STAUB, W. (1910): Die Wurzelregion der helvetischen Decken im Hinterrheintal und die Überschiebung der Bündnerschiefer südlich von Bonaduz. Vjschr. d. Natf. Ges. Zürich., 55. Jg.
- BADER, H., HAEFELI, R., BUCHER, E., NEHER, J., ECKEL, O., THAMS, CHR., NIGGLI, P. (1939): Der Schnee und seine Metamorphose. Beitr. z. Geol. d. Schw., Geotechnische Serie, Hydrologie, Nr. 3 (Bern).
- BAESCHLIN, M. (1937): Wasserhaushalt, Erosion und Verbauung an Wildbächen. Diss. Universität Zürich.
- BAIER, F. (1912): Über die Schotterterrassen und Flußverschiebungen im Prätigau. Jber. Natf. Ges. Graubünden, Bd. 53. (Chur).
— (1926) Beiträge zur Morphologie und Glazialgeologie des Prätigau. Diss. Universität Zürich.
- BARTHOLDI, E. (1951): Brückenreparaturen auf der Strecke Chur-Arosa. Schweiz. Bauzeitung, Jg. 69, No. 41 (Zürich).
- BEARTH, P. (1932): Geologie und Petrographie der Keschgruppe. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., Bd. 12.
- BECK, P. (1926): Eine Karte der letzten Vergletscherung der Schweizeralpen. Mitt. Natw. Ges. Thun, Nr. 1.
— (1937): Vorläufige Mitteilung über eine Revision des alpinen Quartärs. Eclogae geol. Helv. Vol. 30 (Basel).
- BESCHEL, R. (1950): Flechten als Altersmaßstab rezenter Moränen. Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. I, H. 2 (Innsbruck).
- BLUMENTHAL, M. (1911): Geologie der Ringel-Segnesgruppe. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 33 (Bern).
— (1912): Der Calanda. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 39 (Bern).
— (1925): Der Bergsturz von Monbiel bei Klosters. Bündnerisches Monatsblatt Nr. 4.
- BÖGLI, A. (1947): Karren. Leben und Umwelt, H. 3 (Aarau).
— (1951): Probleme der Karrenbildung. Geographica Helvetica VI/3 (Bern).
- BÖHI, K. (1943): Die Verschotterung des Rheines oberhalb des Bodensees; die Bündner Wildbäche, ihre Verbauung und deren Finanzierung. Schweiz. Bauztg. Jg. 122, No. 6, 7. (Zürich).
- BOESCH, H. (1951): Beiträge zur Kenntnis der Blockströme. «Die Alpen» 27. Jg. Nr. 1.
- BORNHAUSER, G. (1950): Morphologische Untersuchungen des Gemeindeareals von Klosters. Diss. Bern.
- BRAUCHLI, R. (1921): Geologie der Lenzerhorngruppe. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 49, II. Abt. (Bern).
- BRÜCKNER, W. (1937): Die Quartärbildungen im oberen Schächental. Eclogae geol. Helv. Vol. 30 (Basel).
- BRUNNER, H. (1949): Die Landschaft von Chur und Umgebung. Geographica Helvetica IV/2 (Bern).
— (1950): Über eigenartige Konkretionen in Löß und Lößlehm. Jber. Natf. Ges. Graubünden, Bd. 82. (Chur).
- BÜDEL, J. (1944): Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. Geol. Rundschau Bd. 34.
- BURGER, H. (1943): Einfluß des Waldes auf den Stand der Gewässer. III. Mitt. Der Wasserhaushalt im Sperbel- und Rappengraben von 1927/28 bis 1941/42. Schweiz. Anst. f. d. forstl. Versuchswesen. XXIII. Bd., 1. H. (Zürich).
- BUXTORF, A. (1919): Aus der Talgeschichte der Via Mala. Heim-Festschrift Natf. Ges. Zürich, 64. Jg.
- CADISCH, J. (1921): Geologie der Weißfluhgruppe. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 49, I. Abt. (Bern).
— (1925/26): Zur Talgeschichte von Davos. Erweiterter Jber. d. Natf. Ges. Graubünden, LXIV. Bd. (Chur).
— (1926): Der Bau der Schweizeralpen. (Zürich).
— (1944): Beobachtungen im Bergsturzgebiet der Umgebung von Reichenau und Rhäzüns (Grb). Eclogae geol. Helv. Vol. 37 (Basel).
— (1953): Geologie der Schweizeralpen. (Basel).
- CHAIX, A. (1923): Les Coulées de blocs du parc national suisse d'Engadine. (Genève).
- COAZ, J. W. (1869): Die Hochwasser im Sept. u. Okt. 1868 im bündnerischen Rheingebiet vom naturwissenschaftlichen und hydrotechnisch-forstlichen Standpunkt betrachtet. Verl. W. Engelmann (Leipzig).
— (1881): Die Launen der Schweizeralpen (Bern).
- COLLET, L. W. (1916): Le charriage des alluvions dans certains cours d'eau de la Suisse. Ann. d. Schweiz. Landeshydrographie, Bd. II (Bern).
— (1925): Les lacs (Paris).

- CORNELIUS, H. P. (1923): Vorläufige Mitteilung über geologische Aufnahmen in der Piz d'Err-Gruppe. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 50, III. Abt. (Bern).
- (1935—1951): Geologie der Err-Julier-Gruppe. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 70 I.—III. Abt. (Bern).
- DOMARADZKI, J. (1951): Blockströme im Kanton Graubünden. Diss. Universität Zürich.
- Eidg. Amt für Wasserwirtschaft (1914): Niederschlag und Abfluß im bündnerischen Rheingebiet während der Jahre 1894 bis 1909. Mitt. Nr. 5.
- (1939): Deltaaufnahmen des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft. Mitt. Nr. 34.
- (1952ff.): Hydrographisches Jahrbuch der Schweiz.
- ENGLER, A. (1919): Untersuchung über den Einfluß des Waldes auf den Stand der Gewässer. Mitt. Schweiz. Zentr. f. forstl. Versuchswesen, 12. Bd. (Zürich).
- EUGSTER, H. (1923): Geologie der Ducangruppe. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 49, III. Abt. (Bern).
- (1924): Die westliche Piz Uertsch-Kette. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 49, IV. Abt. (Bern).
- FINSTERWALDER, R. (1953): Die zahlenmäßige Erfassung des Gletscherrückganges an Ostalpenglatschern. Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. II, H. 2 (Innsbruck).
- FREI, F. (1925): Geologie der östlichen Bergünnerstöcke. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 49, VI. Abt. (Bern).
- FROMME, G. (1952): Alte Gletscherstände und Schutthaldbildung im Hochgebirge. Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. II, H. 1 (Innsbruck).
- FRÜH, J. (1899a): Über postglazialen, intramoränischen Löß (Löß-Sand) im schweizerischen Rhonetal. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 6, Nr. 1.
- (1899b): Der postglaziale Löß im St. Galler Rheintal mit Berücksichtigung der Lößfrage i. A. *Vjschr. Natf. Ges. Zürich*, 44. Jg.
- (1903): Über postglazialen, intramoränischen Löß bei Andelfingen, Kt. Zürich. *Vjschr. Natf. Ges. Zürich*, 48. Jg.
- (1930): *Geographie der Schweiz*. Bd. I (St. Gallen).
- FURRER, G. (1954): Solifluktfornien im schweizerischen Nationalpark. Diss. Univ. Zürich.
- (1955a): Bodenformen aus dem subnivalen Bereich. «Die Alpen», 31. Jg. Nr. 6.
- (1955b): Frostbodenformen. *Geographica Helvetica*, X/3 (Bern).
- (1955c): Die Strukturbodenformen der Alpen. *Geographica Helvetica*, X/4.
- FURRER, H. (1948): Das Sackungsgebiet von Greich-Goppisberg nördlich Mörel, und der Riederhornstollen (Oberwallis). *Eclogae geol. Helv.* Vol. 41 (Basel).
- GANSSER, A. (1937): Der Nordrand der Tambodecke. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, Bd. 17.
- GASSMANN, F., und GUTERSOHN, H. (1947): Kotenstreuung und Reliefaktor. *Geographica Helvetica*, II/2 (Bern).
- GEIGER, E. (1946): Qualitative und quantitative Gerölluntersuchungen und ihre Auswertung im Rheingletschergebiet. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* Bd. 26, H. 2.
- (1948): Untersuchungen über den Geröllbestand im Rheingletschergebiet. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* Bd. 28, H. 2.
- Gemeinsame Rheinkommission (1949): Jahresberichte (Rorschach, seit 1895).
- GERBER, E. (1956): Das Längsprofil der Alpentäler. *Geographica Helvetica* XI/3.
- GLASER, TH. (1926): Zur Geologie und Talgeschichte der Lenzerheide. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 49, VII. Abt. (Bern).
- GOGARTEN, E. (1909): Messungen der Schlammführung von Gletscherbächen. Z. f. Gletscherkunde 3. Bd. (Berlin).
- GRAHMANN, R. (1951): Begriffe in der Quartärforschung. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Bd. 1. (Oehringen).
- (1952): Das Eiszeitalter und der Übergang zur Gegenwart. Amt für Landeskunde Remagen.
- GRUNAU, H. (1947): Geologie von Arosa. Diss. Univ. Bern.
- GSCHWIND, M., und NIGGLI, P. (1931): Untersuchungen über die Gesteinsverwitterung in der Schweiz. Beitr. z. Geol. d. Schw., Geotechn. Ser. Nr. 17. (Bern).
- (1938): Gesteinsverwitterung und Bodenbildung von Sedimentgesteinen unter spezieller Berücksichtigung schweizerischer Verhältnisse. *Geol. Rundschau*, Bd. 29, H. 3/5.
- GSELL, R. (1918): Beiträge zur Kenntnis der Schuttmassen im Vorderrheintal. *Jb. Natf. Ges. Graubünden*, Bd. 58 (Chur).
- GUTERSOHN, H. (1936): Ablation und Abfluß. *Vjschr. d. Natf. Ges. Zürich* 81 Jg.
- GYGAX, F. (1948): Niederschlag und Abfluß im Einzugsgebiet der Magliasina. Beitrag zur Geol. d. Schweiz. *Geotechn. Serie, Hydrologie* 4, Bd. III.
- HAEFELI, R. (1944): Zur Erd- und Kriechdrucktheorie. *Schweiz. Bauztg.* Bd. 124, Nr. 20 und 21 (Zürich).
- (1948): Schnee, Lawinen, Firn und Gletscher. In L. Bendel: *Ingenieurgeologie*, 2. Bd. (Wien).
- CH. SCHAEERER und G. AMBERG (1953): The behaviour under the influence of soil creep pressure of the concrete bridge built at Klosters by the Rhaetian Railway Comp., Switzerland. *Proceedings of the third international conference on soil mechanics and foundation engineering* (Zürich).
- (1954): Kriechprobleme im Boden, Schnee und Eis. «Wasser- und Energiewirtschaft», 46. Jg., Nr. 3 (Zürich).
- HÄFNER, W. (1923): Geologie des südöstlichen Rätikon. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 54 (Bern).
- HEIM, ALB. (1874): Einiges über die Verwitterungsformen der Berge. *Neujahrsblatt der Natf. Ges. Zürich* auf das Jahr 1874.
- (1885): *Handbuch der Gletscherkunde*. (Stuttgart.)
- (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuß und Rhein. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 25 (Bern).
- (1911): Beobachtungen aus der Wurzelregion der Glarnerfalten. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 31 IV. (Bern).
- (1919—1922): *Geologie der Schweiz*. (Leipzig.)
- (1932): Bergsturz und Menschenleben. *Vjschr. d. Natf. Ges. Zürich*, 77. Jg.
- HESS, E. (1935): Landschaftsformen in St. Antönien. *Jb. d. Natf. Ges. Graubünden*. Bd. 73 (Chur).

- HESS, H. (1904): Die Gletscher. (Braunschweig).
- HEUBERGER, H. (1954): Gletschervorstöße zwischen Daun- und Fernau-Stadium in den nördlichen Stubaier Alpen (Tirol). Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. III, H. 1.
- HUBER, W. (1948): Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. Bd. 28, H. 2.
- JÄCKLI, H. (1941): Geologische Untersuchungen im nördlichen Westschams (Grb.). Eclogae geol. Helv. Vol. 34. (Basel).
- (1944): Zur Geologie der Stätzerhornkette. Eclogae geol. Helv. Vol. 37 (Basel).
- (1948a): Die Bodenbewegungen im Hinterrhein-Tal und ihre bautechnischen Auswirkungen. Schweiz. Bauztg. Jg. 66 Nr. 37 (Zürich).
- (1948b): Geröllstudien am Hinterrhein (Graubünden). «Wasser- und Energiewirtschaft» 40. Jg. Nr. 9.
- (1948c): Vergletscherungsprobleme im Schams und Rheinwald. Jb. d. Natf. Ges. Graubünden, Bd. 81 (Chur).
- (1950): Untersuchungen in den nacheiszeitlichen Ablagerungen der Orbe-Ebene zwischen dem Mormont und Yverdon. Eclogae geol. Helv. Vol. 43 (Basel).
- (1951): Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabus (Graubünden). Eclogae geol. Helv. Vol. 44, Nr. 2 (Basel).
- (1952): Geologische Voraussetzungen für das Wandern von Gefällsstufen. Geographica Helvetica VII/4 (Bern).
- (1953): Geologische Eigentümlichkeiten der Geschiebeherde des bündnerischen Rheingebietes. Wasser- und Energiewirtschaft, 45. Jg., Nr. 9.
- (1956): Geologische Prozesse in Funktion der Zeit. Vjschr. Natf. Ges. Zürich, Jg. 101, Nr. 4.
- JAYET, A. (1946): Les stades de retrait würmiens aux environs de Genève. Eclogae geol. Helv. Vol. 39 (Basel).
- (1947): Une nouvelle conception des glaciations quarternaires, ses rapports avec la paléontologie et la préhistoire. Eclogae geol. Helv. Vol. 40 (Basel).
- JEGERLEHNER, J. (1902): Die Schneegrenze in den Gletschergebieten der Schweiz. Gerlands Beitr. z. Geophysik, Bd. V, H. 3.
- JENNY, R. (1937): Die Oberflächenformen und ihr Einfluß auf die Linienführung im Bereich der Bündner Bahnen. Diss. Phil. Fak. II (Zürich).
- KASSER, P., und HAEFELI, R. (1952): Glaziologische Beobachtungen am Großen Aletschgletscher. Schweiz. Bauztg., 70. Jg., Nr. 35 (Zürich).
- KELLER, P. (1928): Beiträge zur Kenntnis der nacheiszeitlichen Waldentwicklung in der Ostschweiz. Beihefte zum Bot. Centralbl. Bd. XLV, Abt. II (Dresden).
- (1930): Postglaziale Waldperioden in den Zentralalpen Graubündens. Beihefte z. Bot. Zentralblatt, Bd. 46, Abt. II. (Dresden).
- KINZL, H. (1932): Die größten nacheiszeitlichen Gletschervorstöße in den Schweizer Alpen. Z. f. Gletscherkunde Bd. 20 (Berlin).
- (1949): Die Vergletscherung in der Südhälfte der Cordillera Blanca (Peru). Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie Bd. 1, H. 1 (Innsbruck).
- KLEBELSBERG, R. VON (1922): Die Haupt-Oberflächensysteme der Ostalpen. Verhandl. d. Geol. Bundesanst. Nr. 2 und 3 (Wien).
- (1938): Die Stadien der Gletscher in den Alpen. INQUA (Wien).
- (1942): Das Schlern-Stadium der Alpengletscher. Z. f. Gletscherkunde, Bd. 28. Heft 1/2 (Berlin).
- (1946): Die heutige Schneegrenze in den Ostalpen. Ber. d. Natw.-medizinischen Vereins 47, Bd. (Innsbruck).
- (1948): Handbuch der Gletscherkunde und Glazialgeologie (Wien).
- (1949): Die Tiefe der Alpentäler. «Die Alpen», Jg. 25, Nr. 6.
- KÖHL, A. (1953): Hydrologische Beobachtungen im Flimser Bergsturzgebiet. Jber. Natf. Ges. Graubünden Bd. 84. (Chur).
- KRAPF, PH. (1919): Die Schwemmstoffführung des Rheins und anderer Gewässer (Wien).
- KRASSER, L. (1939): Eiszeitliche und nacheiszeitliche Geschichte des Prätigaus. Diss. Giessen.
- KÖNIGSBERGER, J., THOMA, E., und LEIER, F. (1909): Über Bodentemperaturen im Schwarzwald, in Graubünden und in Ägypten. (Freiburg i. Br.)
- LAUTENSACH, H. (1914): Die kleinen Seebecken der Tessiner Alpen. Z. f. Gletscherkunde, Bd. 9. (Berlin).
- LEEMANN, W. (1929): Zur Landschaftskunde des Tavetsch. Diss. Zürich.
- LEHMANN, O. (1942): Über Böschungswinkel und Böschungshöhen im Hinblick auf den Bergsturz v. Goldau. Eclogae geol. Helv. Vol. 35, (Basel).
- LICHTENECKER, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. INQUA (Wien).
- LUDWIG, A. (1910): Flußgeröll, Molasseproblem und Alpenfaltung. Jb. SAC, Bd. 45.
- LÜTSCHG, O. (1915): Der Märjensee. Ann. d. Schweiz. Hydrographie, Bd. 1 (Bern).
- (1926): Über Niederschlag und Abfluß im Hochgebirge. Sonderdarstellung des Mattmarkgebietes. Verbandsschrift Nr. 14 des Schweiz. Wasserwirtschaftsverbandes (Zürich).
- (1926): Beobachtungen über das Verhalten des vorstoßenden Allalngletschers im Wallis. Z. f. Gletscherkunde, Bd. 14 (Leipzig).
- (1933): Beobachtungen über das Verhalten des vorstoßenden Oberen Grindelwaldgletschers im Berner Oberland. Verh. SNG., Thun 1932.
- (1944—1954): Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges. Beitr. z. Geol. d. Schw., Geotechn. Serie, Hydrologie, Nr. 4, Bd. I—II.

- (1946): Die Zusammenhänge zwischen Niederschlag und Abfluß im Lichte der geologischen Forschung. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 38 (Basel).
- (1947): Beitrag zur Kenntnis des Wärmehaushaltes der obersten Bodenschicht der Schweizer Alpen. *Denkschr. d. S. N. G.*, Bd. LXXVII, Abh. 2 (Zürich).
- LUCERNA, R. (1938): Die Urpasterze. *Z. f. Gletscherkunde*, Bd. 26 (Berlin).
- LÜDI, W. (1945): Besiedelung und Vegetationsentwicklung auf den jungen Seitenmoränen des Großen Aletschgletschers. *Ber. über das geobot. Forschungsinst. Rübel in Zürich f. d. Jahr 1944.*
- MACHATSCHEK, F. (1928): Talstudien in der Innerschweiz und in Graubünden. *Mitt. Geogr. Ethnogr. Ges. Zürich* 27/28.
- (1952): *Geomorphologie.* (Leipzig.)
- MERCANTON, P. L. (1916): Vermessungen am Rhonegletscher 1874—1915. *Neue Denkschr. d. S. N. G.*, Bd. 52.
- (1955): Aires englaciées de Suisse. *Verh. S. N. G.*, Porrentruy.
- MEYER-PETER, E. (1938): Verlandung der Staubecken und Stauhaltungen von Kraftwerken. «Wasser- und Energiewirtschaft», 30. Jg. H. 11 (Zürich).
- MOHR, C. (1951): Brückenreparaturen auf der Strecke Chur-Arosa der Rhätischen Bahn. *Schweiz. Bauztg.*, 69. Jg., Nr. 39 (Zürich).
- MOHR, C., HAEFELI, R., MEISSER, L., WALTZ, FR., SCHAAD, W. (1947): Umbau der Landquartbrücke der Rhätischen Bahn in Klosters. *Schweiz. Bauztg.*, 65. Jg., Nr. 1—3 (Zürich).
- MOOR, R. (1923): Der Uferabbruch am Davosersee. *Schweiz. Bauztg.* Bd. 82, Nr. 5. (Zürich).
- MORAWETZ, S. (1949): Die postglaziale Wärmezeit und die Vergletscherung der zentralen Ostalpen. *Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Bd. I, H. 1 (Innsbruck).
- NABHOLZ, W. (1951): Diluviale (pleistozäne) Schotter im Lugnez und Safiental (Graubünden). *Eclogae geol. Helv.* Vol. 44, No. 2 (Basel).
- (1954): Neue Beobachtungen im Bergsturzgebiet südlich Reichenau-Tamins. *Verh. Natf. Ges. Basel*, Bd. 65, Nr. 1.
- NÄNNY, P. (1948): Zur Geologie der Prätigauschiefer zwischen Rätikon und Plessur. *Diss. Univ. Zürich.*
- NIEDERER, J. (1941): Der Felssturz am Flimserstein, Fidaz, am 10. April 1939. *Jber. d. Natf. Ges. Graubünden*, 77. Bd. 1939/40 (Chur).
- (1943): Grundwasser und Quellen des Rheingebietes zwischen Reichenau und Fläsch. *Jber. d. Natf. Ges. Graubünden*, 1940/41 und 1941/42, 78. Bd. (Chur).
- NIGGLI, P. (1952): Gesteine und Minerallagerstätten. Bd. I, Basel 1948, Bd. II, Basel 1952.
- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* Bd. 24, H. 1/2.
- OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarneralpen. *Beitr. z. Geol. K. d. Schw.*, N. F. 28 (Bern).
- OTT, E. (1925): Geologie der westlichen Bergünnerstöcke. *Beitr. z. Geol. K. d. Schw.*, N. F. 49, V. Abt. (Bern).
- PASCHINGER, H. (1950): Morphologische Ergebnisse einer Analyse der Höttinger Breccie bei Innsbruck. *Schlern-Schriften* Nr. 75 (Innsbruck).
- PASSET, M. (1950): Kraftwerkbau und Wildbachverbauung im Einzugsgebiet des Glenner. «Wasser- u. Energiewirtschaft», 42. Jg. Nr. 12.
- PENCK, A., und BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. (Leipzig.)
- (1938): Das Klima der Eiszeit. *INQUA* (Wien).
- PIPEROFF, C. (1897): Geologie des Calanda. *Beitr. z. Geol. K. d. Schw.*, N. F. 7 (Bern).
- PIWOWAR, A. (1903): Über Maximalböschung trockener Schuttkegel und Schutthalden. *Vjschr. d. Natf. Ges. Zürich*. 48. Jg.
- QUERVAIN, F. DE (1946): Experimente zur Deutung der Schalenverwitterung an Gesteinen. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, Bd. 26, H. 2.
- QUERVAIN, M. DE, und ZINGG, TH. (1951): Die außergewöhnlichen Schneefälle vom Januar und Februar 1951 in den Schweizer Alpen und ihre Folgen. «Wasser- und Energiewirtschaft» 43. Jg. Nr. 12.
- RAUCH, G. (1941): Die Rheinkorrektion im Domleschg und die Nollaverbauung. «Wasser- und Energiewirtschaft» 33. Jg.
- REITHOFER, O. (1934): Über die Schottervorkommen im Ferwall- und Schönferwalltal. *Verh. d. Geol. Bundesanst. Wien*, Nr. 6—9.
- SAXER, F. (1942): Quartäre Krustenbewegungen in der Gegend von St. Gallen. *Eclogae geol. Helv.* Vol. 35. (Basel).
- SCHUCHZER, J. J. (1706): Beschreibung der Naturgeschichte des Schweizerlandes. (Zürich.)
- SCHMID, A. (1952): Probleme der Wildbachverbauung im Kanton Graubünden. «Wasser- und Energiewirtschaft», 44. Jg. Nr. 5 (Zürich).
- SCHMIDT-THOMÉ, P. (1950): Der Einfluß der Alpengletscher auf den Wasserhaushalt der süddeutschen Flüsse. «Gas- u. Wasser-Fach», Heft 10.
- (1955): Zur Frage quartärer Krustenbewegungen im Alpen- und Voralpengebiet des Isartalbereiches. *Geol. Rundschau*, Bd. 43, H. 1.
- SCHUMACHER, G. (1927): Geologische Studien im Domleschg. *Jb. phil. Fak. II* (Bern).
- Schweiz. Vereinigung für Innenkolonisation und industrielle Landwirtschaft (1945): Die Integralmelioration in der Talebene Domleschg. *Schrift* Nr. 74 (Zürich).
- Schweiz. Wasserwirtschaftsverband (1946): Exkursion zu den Berghangentwässerungen im Prätigau 4. bis 6. 10. 1945. «Wasser- und Energiewirtschaft», 38. Jg. H. 1/2 und 3/4 (Zürich).

- SÖLCH, J. (1935): Fluß- und Eiswerk in den Alpen. Petermanns Mitt. H. 219 (Gotha).
 — (1938): Neue Gesichtspunkte zur Glazialmorphologie. INQUA (Wien).
- SERERHARD, N. (1742): Einfalte Delineation aller Gemeinden gemeiner dreyen Bünden. Neu bearbeitet von Prof. Dr. O. Vassella. Herausgegeben von W. Kern. Chur 1944.
- STAUB, R. (1916): Zur Tektonik der südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 46, I. Abt. (Bern).
 — (1917): Über Faciesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 46, III. Abt. (Bern).
 — (1924): Der Bau der Alpen. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 52 (Bern).
 — (1934): Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie. Denkschr. Schweiz. Natf. Ges. Bd. 69, Abh. 1.
 — (1938a): Prinzipielles zur Entstehung der alpinen Randseen. Eclogae geol. Helv. Vol. 31 (Basel).
 — (1938b): Zur Frage einer Schlußvereisung im Berninagebiet zwischen Bergell, Oberengadin und Puschlav. Eclogae geol. Helv. Vol. 31 (Basel).
 — (1938c): Altes und Neues vom Flimser Bergsturz. Verhandlungen d. Schweiz. Natf. Ges. Chur.
 — (1948): Über den Bau der Gebirge zwischen Samaden und Julierpaß. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 93 (Bern).
 — (1952): Der Paß von Maloja. Seine Geschichte und Gestaltung. Jb. d. Natf. Ges. Graubünden, Bd. 83 (Chur).
- STAUB, R., und WEBER, E. (1952): Zur Geologie des Juliawerkes Marmorera-Tinzen. «Wasser- und Energiewirtschaft», 44. Jg. Nr. 5 (Zürich).
- STAUB, W. (1910): Die Tomalandschaften im Rheintal von Reichenau bis Chur. Jb. d. Geogr. Ges. Bern, Bd. 22.
- STAUBER, H. (1944): Wasserabfluß, Bodenbewegungen und Geschiebetransport in unsern Berglandschaften. «Wasser- und Energiewirtschaft» 36. Jg. (Zürich).
- STINY, J. (1931): Die geologischen Grundlagen der Verbauung der Geschiebeherde in Gewässern. Verl. Jul. Springer, Wien.
 — (1935): Die Geschwindigkeit des Rasenwanderns im Hochgebirge. Geologie und Bauwesen, Jg. 1935, H. 3, und Jg. 1936, H. 3.
- STÖCKLIN, J. (1949): Zur Geologie der nördlichen Errgruppe zwischen Val d'Err und Weissenstein. Diss. Univ. Zürich.
- STRECKEISEN, A. (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. Bd. 8.
 — (1948): Der Gabbrozug Kloster-Davos-Arosa. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. Bd. 28.
- STREIFF-BECKER, R. (1939): Zur Dynamik des Firneises. Z. f. Gletscherkunde 26. Bd. (Berlin).
 — (1946): Über Strukturböden in den Alpen. Geographica Helvetica I/2 (Bern).
 — (1948): Der Wasserabfluß in einem Gletschertal. Union géodésique et géophysique internationale. Assemblée générale d'Oslo.
 — (1949): Beitrag zur Glazialmorphologie. Geographica Helvetica IV/2 (Bern).
- STRELE, G. (1950): Grundriß der Wildbach- und Lawinerverbauung. Verl. Jul. Springer (Wien).
- SUTER, H. (1944): Glazialgeologische Studien im Gebiet zwischen Limmat, Glatt u. Rhein. Eclogae geol. Helv. Vol. 37 (Basel).
- TAPPOLET, W. (1922): Beiträge zur Kenntnis der Lokalvergletscherung des Säntisgebirges. Diss. Zürich.
- TARNUZZER, CH. (1910): Der Felssturz von Valdätscha bei Trimmis 1910. Jber. d. Natf. Ges. Graubünden, 52. Bd. (Chur).
 — (1919): Neues von den Viamalasschluchten. «Graubünden», Allgem. Fremdenblatt für sämtliche Kurorte, 49. Jg., Nr. 6. (Chur).
- THEOBALD, G., und TARNUZZER, CH. (1893): Naturbilder aus Rhätians Alpen.
- TROLL, C. (1944): Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rundschau Nr. 34.
 — (1947): Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. «Erdkunde» Bd. I.
 — (1948): Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. «Erdkunde» Bd. II.
- TRÜMPY, D. (1916): Geologische Untersuchungen im westlichen Rhätikon. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 46, II. Abt. (Bern).
- TRÜMPY, R. (1945): Zur Tektonik der südlichen Hausstockgruppe. Eclogae geol. Helv. Vol. 37 (Basel).
- VENZO, S. (1952): Geomorphologische Aufnahme des Pleistozäns im Bergamaskergebiet und in der östlichen Brianza. Geol. Rundschau Vol. 40.
- VERSELL, W., und SCHMID, A. (1928): Bericht über Wildbachverbauungen im hündnerischen Rheingebiet zur Sicherung der Rheinregulierung oberhalb des Bodensees. (Chur.)
- WALKMEISTER, CHR. (1906): Beobachtungen über Erosionserscheinungen im Plessurgebiet. Jber. d. St.-Gallischen Natw. Ges.
- WALLIMANN, O. (1950): Die Wildbäche von Obwalden. Die Große Schliere in Alpnach und die Laui in Giswil. «Straße und Verkehr» 36. Jg. (Zürich).
- WEHRLI, L. (1896): Das Dioritgebiet von Schlans bei Disentis. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. Nr. 6 (Bern).
- WELTEN, M. (1944): Pollenanalytische, stratigraphische und geochronologische Untersuchungen aus dem Faulenseemoos bei Spiez. Veröffentlichung d. Geobot. Inst. Rübel, Zürich, H. 21.
- WILHELM, O. (1933): Geologie der Landschaft Schams. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 64 (Bern).
- WYSSLING, L. (1950): Zur Geologie der Vorabgruppe. Diss. ETH. Zürich.
- ZINGG, TH. (1949): Klimatische Schneegrenze und Winterniederschläge. Verh. SNG Lausanne.
 — (1951): Beziehungen zwischen Temperatur und Schmelzwassermenge und ihre Anwendung auf die Gletscherschwankungen. Verh. SNG Luzern.
 — (1952): Gletscherbewegungen der letzten 50 Jahre in Graubünden. «Wasser- und Energiewirtschaft» 44. Jg. Nr. 5 (Zürich).
- ZYNDEL, F. (1912): Über den Gebirgsbau Mittelbündens. Beitr. z. Geol. K. d. Schw., N. F. 41 (Bern).

Geologische Karten

herausgegeben von der Schweiz. Geologischen Kommission

I. Geologische Spezialkarten

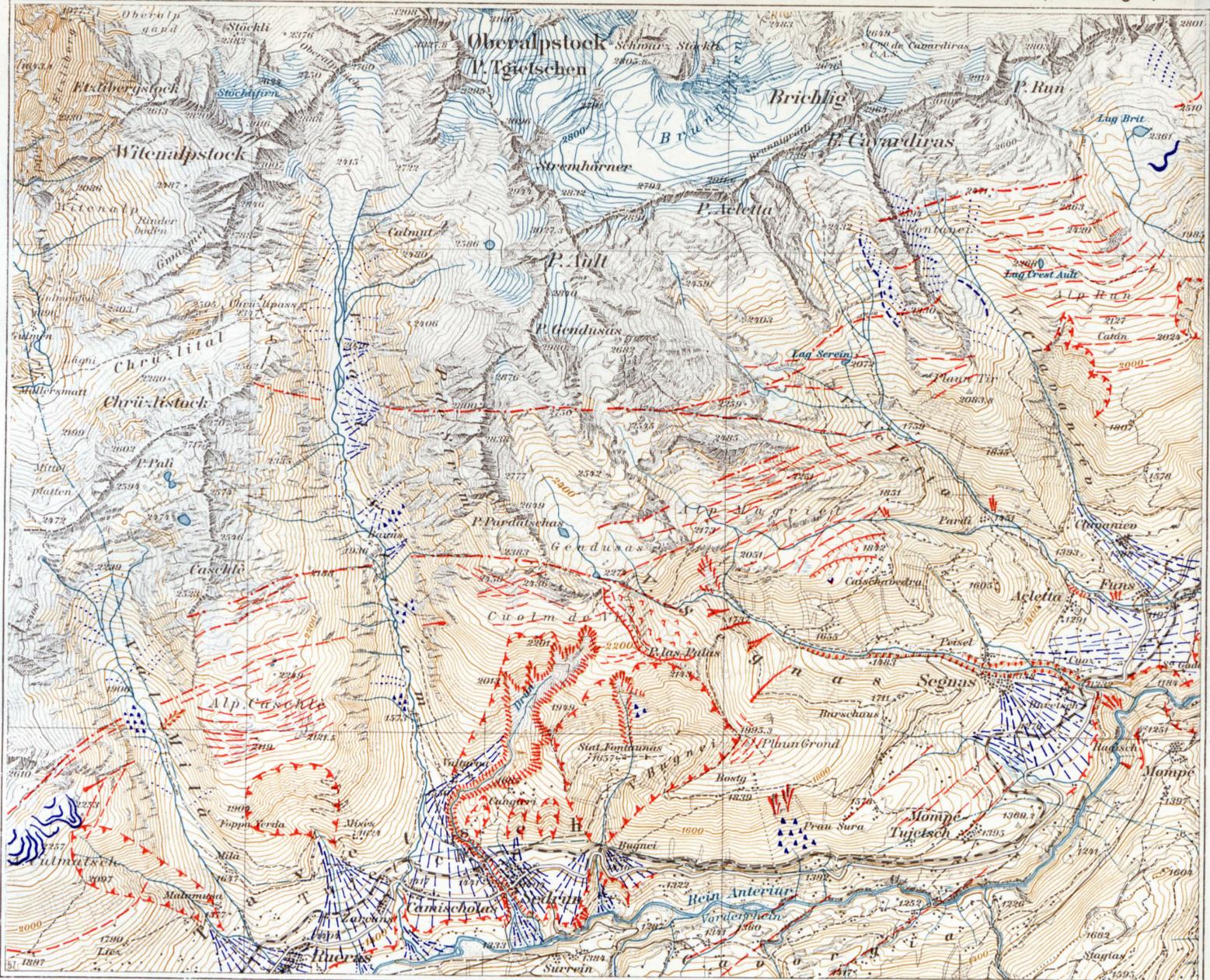
- Nr. 63. J. Oberholzer. Geologische Karte der Alpen zwischen Linthgebiet und Rhein, 1:50 000 (1920).
- Nr. 78. R. Staub. Tektonische Karte der südöstlichen Schweizeralpen, 1:250 000 (1916).
- Nr. 79. D. Trümpy. Geologische Karte des Falknis, 1:25 000 (1916).
- Nr. 90. R. Staub. Geologische Karte der Val Bregaglia (Bergell), 1:50 000 (1921).
- Nr. 94. Geologische Karte von Mittelbünden, 1:25 000, in 6 Blättern. Aufgenommen auf Veranlassung und unter Mitwirkung von P. Arbenz.
- 94A: J. Cadisch. Arosa (1922).
- 94B: J. Cadisch und W. Leupold mit Beiträgen von Fr. Frei und A. Streckeisen. Davos (1928).
- 94C: R. Brauchli und Th. Glaser mit Beiträgen von J. Cadisch, H. Eugster und W. Leupold. Lenzerhorn (1924).
- 94D: H. Eugster und W. Leupold mit Beiträgen von P. Bearth, F. Escher und Fr. Frei. Landwasser (1930).
- 94E: Fr. Frei und E. Ott mit Beiträgen von R. Brauchli, J. Cadisch, H. P. Cornelius, Th. Glaser, R. Staub und O. Wilhelm. Piz Michèl (1926).
- 94F: H. Eugster und Fr. Frei mit Beiträgen von H. P. Cornelius, H. Eggenberger und E. Orr. Bergün (1927).
- Nr. 97. R. Staub. Geologische Karte des Avers (Piz Platta-Duan), 1:50 000 (1926).
- Nr. 100A. Fr. Weber. Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes, 1:50 000. Mit Profiltafel 100B (1924).
- Nr. 101A. Fr. Weber. Tektonische Übersicht des Wurzelgebietes der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gott-hardmassiv, 1:100 000. Mit Profiltafel 101B (1924).
- Nr. 102A. Fr. Weber. Petrographische Detailkarte des Gebietes von Punteglias-La Gonda. 1:20 000. Mit Profiltafel (Quer-profile durch die Brigelserhörner) 102B, 1:15 000 (1924).
- Nr. 104. G. Frischknecht, H. Jenny und J. Kopp. Geologische Karte der Adula, 1:50 000 (1924).
- Nr. 105A. R. Staub. Tektonische Karte der Alpen, 1:1 000 000.
- Nr. 111. W. Häfner. Geologische Karte des südöstlichen Rätikon, 1:25 000 (1926).
- Nr. 114A. O. Wilhelm. Geologische Karte der Landschaft Schams, 1:50 000. Mit Profiltafel 114B. (1929).
- Nr. 115A und B. H. P. Cornelius. Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, 1:25 000. Zwei Blätter: 115A — Westblatt, 115B = Ostblatt (1932).
- Nr. 116. H. Preiswerk, L. Bossard, O. Grütter, P. Niggli, E. Kündig und E. Ambühl. Geologische Karte der Tessiner-alpen zwischen Maggia- und Blenio-Tal, Carta geologica delle Alpi ticinesi fra Valle Maggia e Val Blenio, 1:50 000 (Legende deutsch und italienisch) (1934).
- Nr. 117. J. Oberholzer unter Benützung früher veröffentlichter Karten und Neuaufnahmen von A. Ochsner, H. J. Fichter, W. Brückner, A. Jeannet und Th. Hügi. Geologische Karte des Kantons Glarus, 1:50 000 (1942).
- Nr. 118. R. Staub. Geologische Karte der Bernina-Gruppe und ihrer Umgebung im Oberengadin, Bergell, Val Malenco, Puschlav und Livigno, 1:50 000 (1946).
- Nr. 120. R. Helbling. Photogeologische Karte der Tödikette vom Bifertenstock bis Calanda, 1:25 000 (1948).

II. Geologischer Atlas der Schweiz, 1:25.000

- Nr. 420. Ardez und Teile von Blatt 416 bis Groß Litzner. Von F. Spaenhauer, P. Bearth, J. Cadisch und Ed. Wenk (1940).
- Nr. 423. Scaletta. Von P. Bearth, H. Eugster, W. Leupold, F. Spaenhauer, A. Streckeisen (1935).
- Nr. 424. Zernez. Von H. H. Boesch, J. Cadisch, W. Hegwein, F. Spaenhauer, Ed. Wenk (1948).

III. Geologische Generalkarte der Schweiz, 1:200.000

- Blatt 3. Zürich-Glarus (1950).
- Blatt 7. Ticino (1955).



Kümmerly & Frey, Bern 200 Reproduziert mit Bewilligung der Eidg. Landestopographie vom 29.11.56 Tafel I

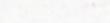
Aktuogeologische Kartenskizze des Vorderrheintals zwischen Val Milà und Val Clavaniev
 von Heinrich Jäckli
 Maßstab 1 : 50 000

- Schuttbildungen**
- Blockgirlanden
 - Schneehalden- und Lawinenmoränen
 - Trockener Gehänge- und Steinschlagschutt
 - Bergsturzschutt
- Auflockerungserscheinungen**
- Wichtige Verwerfungslinien, gelegentlich von Gewässern benützt
 - Sekundäre Verwerfungslinien. Nackentälchen
 - Sackungsgebiet mit Abrißbrand
- Fluviatile Wirkungen**
- Rezente Erosionsanrisse und Ränder aktiver Erosionstrichter
 - Subrezente, z. Z. inaktive Ränder von Erosionstrichtern und -anrisen
 - Rezente Bachschuttkegel
 - Subrezente Bach- und Flußalluvionen, z. Z. tote Bachschuttkegel

Aktuogeologische Kartenskizze Sertig–Val Tuors–Piz Kesch und Umgebung

von Heinrich Jäckli
Maßstab 1: 50 000



-  Europäische Hauptwasserscheide
- Schuttbildungen**
 -  Blockströme und Blockgirlanden
 -  Schneehalden- und Lawinenmoränen
 -  Trockener Gehängeschutt, Steinschlagschutt
 -  Bergsturzschant
- Auflockerungserscheinungen**
 -  Nackentälchen und Sackungsstrukturen, teilweise durch steilstehende tektonische Verwerfungen vorgezeichnet
 -  Abrißränder und versacktes Gebiet
 -  Oberflächliche Felsrutschung NE Piz Darlux
- Fluviatile Wirkungen**
 -  Erosionsrinnen
 -  Erosionsanrisse
 -  Rezente fluviatile Akkumulationen, bes. Bachschuttkegel
- Glaziale Wirkungen**
(Gletscherstände und Moränen älter als 1850 wurden nicht dargestellt)
 -  Gletscherstand ca. um 1850
 -  ca. um 1920
 -  ca. um 1937 (Landeskarte Blatt Bergün)
 -  um 1946 (Photoatlas 1946 der L+T)
 -  Moränenwall
 -  Rundhöcker innerhalb des 1850er Stadiums

nur bei den
größern
Gletschern
unterschieden

- Legendenkorrektur:
-  (grün) Gletscherstand um 1946
 -  (grün) Gletscherstand um 1956



Rutschungen und Bergstürze im Gebiet zwischen Lugnez und Stätzerhorn—Curvèr-Kette (Graubünden)

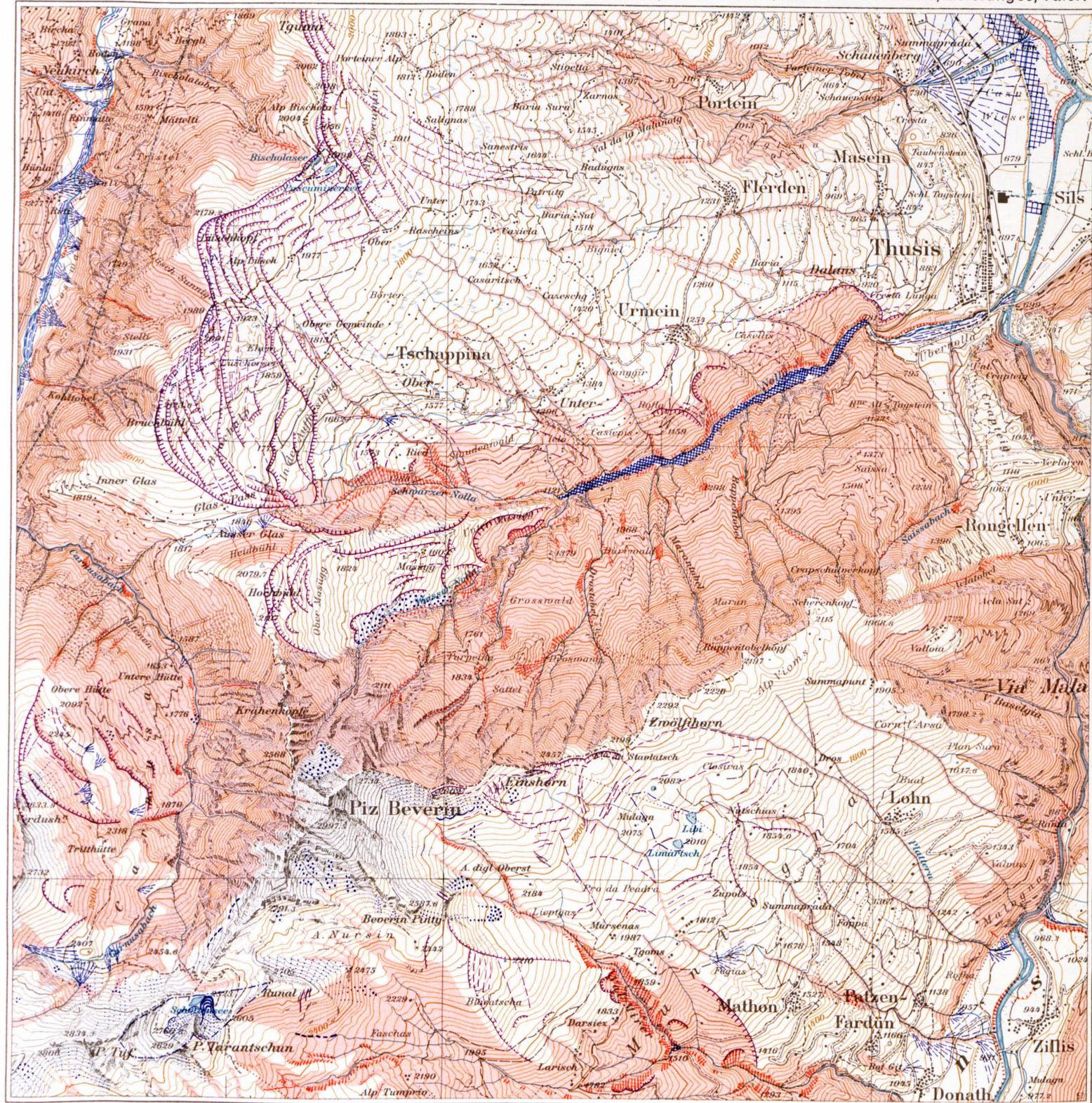
von Heinrich Jäckli

Maßstab 1 : 100 000

(Verkleinerung 1:2 der Landeskarte der Schweiz 1:50 000, Blatt 257 Safiental. Reproduziert mit Bewilligung der Eidg. Landestopographie von 30. 5. 53.)

LEGENDE:

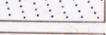
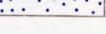
-  Durch Bacherosion bedingte Steilböschung am Fuße von Rutschhängen
-  Schuttrutschung, meist flachgründig, Moränenablagerungen oder losen Verwitterungsschutt umfassend
- Schieferrutschung auf Schichtflächen:
 -  flachgründig
 -  tiefgründig
 -  Sackungstendenz in der Zerr- und Abrißzone
- Felsbewegung über Schichtkopf, senkrecht oder schräg zur Schichtfläche:
 -  Erst in Auflösung begriffene Komplexe
 -  Felsrutschung, horizontale Bewegungskomponente vorherrschend
 -  Sackung, vertikale Bewegungskomponente vorherrschend
 -  Bergsturz, einmalige, abgelaufene Sturzbewegung
-  Abrißrand
-  Blockstrom am Piz Tarantischun
-  Klaffende Zerrspalten; «Nackentälchen» am bergseitigen Rand abgerutschter Schollen
-  Durch Vermessung festgestellte Horizontalkomponente der Bewegungsrichtungen und mittlere Geschwindigkeiten. 1 mm Pfeillänge = 2 cm/Jahr Terrainbewegung. (Vermessung durch Eidg. Oberbauinspektorat und Eidg. Landestopographie)



Aktuogeologische Kartenskizze Heinzenberg—Nollatobel—Piz Beverin und Umgebung

von Heinrich Jäckli
Maßstab 1: 50 000

Schuttbildungen

-  Blockgirlanden und Blockstrom des Piz Tarantschun
-  Schneehalden- und Lawinemoränen
-  Trockener Gehänge- und Steinschlagschutt
-  Bergsturzschutt

Rutschungen

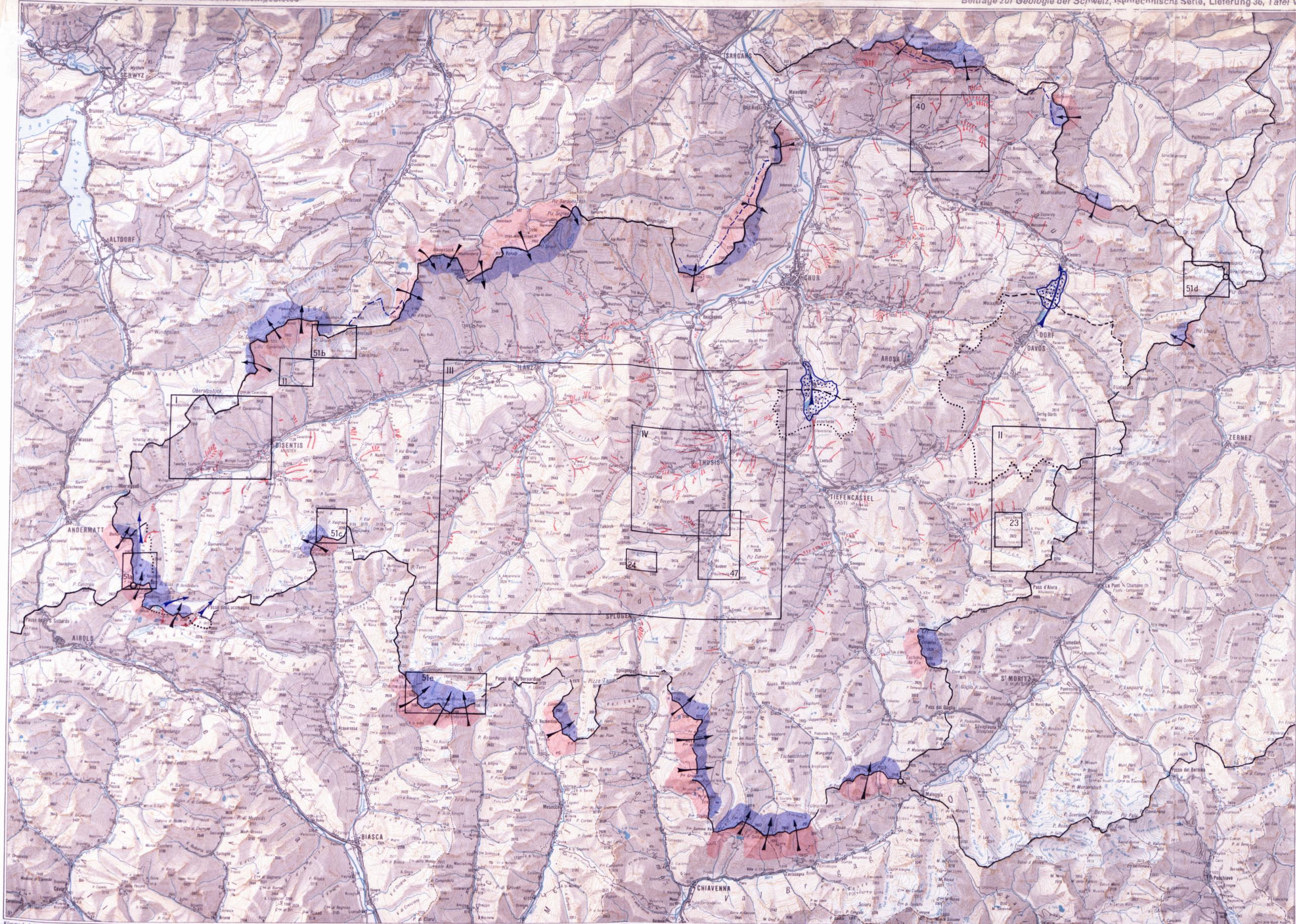
-  Abrißränder von Sackungen und Rutschungen
-  Nackentälchen, Spalten

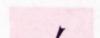
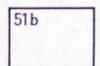
Fluviatile Wirkungen

-  Ufererosion des Rheins beim Hochwasser vom 7.-9. August 1951
- Erosionsgebiete, die den Rhein belasten**
 -  mit sehr großer Erosion, permanente Geschiebeherde;
 -  mit mittelgroßer bis geringer, oft nur gelegentlicher Erosion, potentielle Geschiebeherde;
 -  mit geringer bis fast fehlender fluvialer Erosion
-  Einzugsgebiete von Seen und von Mulden ohne oberirdischen Abfluß
-  Einzugsgebiet des Lüschersees, der seit 1912 durch einen Stollen unterirdisch entwässert wird
-  Natürliche rezente Bach- und Flußalluvionen
-  Künstliche Aufschotterungen hinter Quersperren des Nolla
-  Künstliche Kolmatierung mit Nollaschlamm im Domleschg

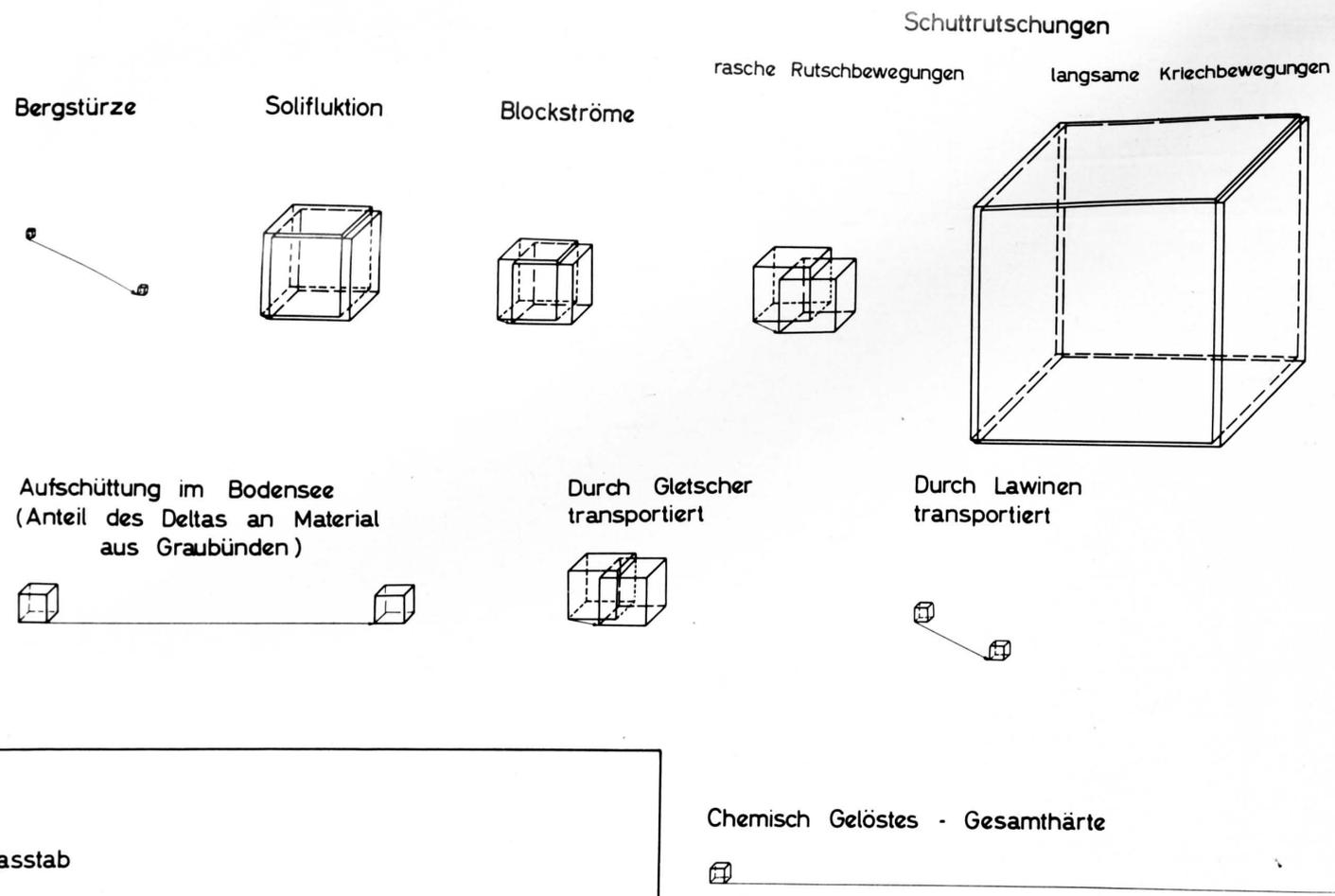
Erosionsgebiete und Verschiebungen der Wasserscheide im bündnerischen Rheingebiet

von Heinrich Jäckli
Maßstab 1 : 300 000

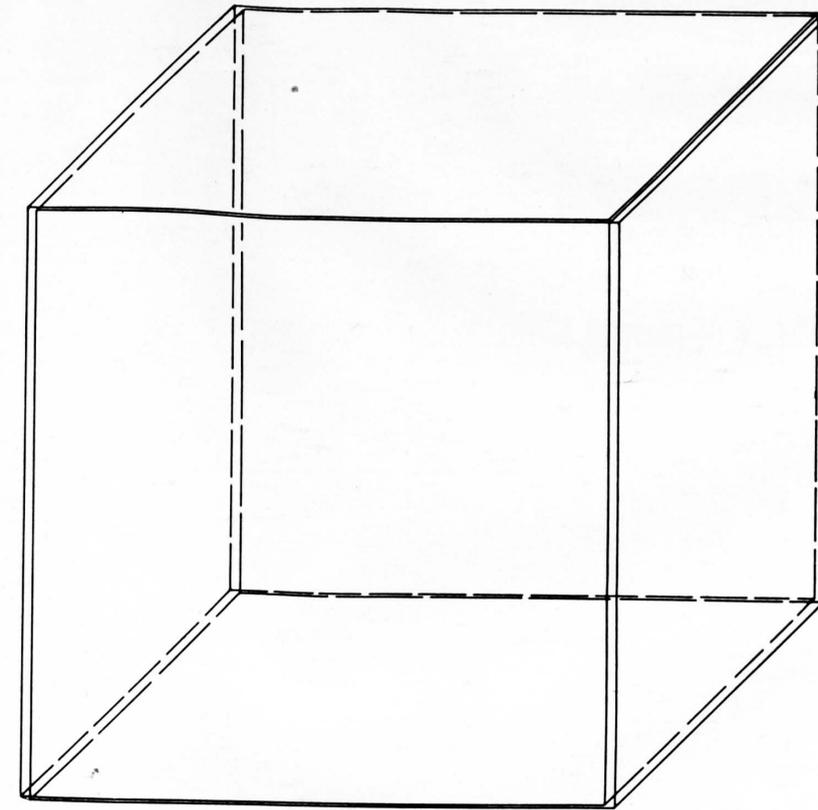


-  Unverbaute und verbaute Wildbäche und offene Erosionsansätze
-  Hauptwasserscheide
-  Hydrologische Wasserscheide, nicht mit topographischer übereinstimmend
-  Kontinuierliche Verschiebungen der Hauptwasserscheide
-  Gewinngebiet
-  Verschiebungsrichtung
-  Verlustgebiet
-  Diskontinuierliche Verschiebungen der Wasserscheide
-  Heutige Haupt- oder Nebenwasserscheide
-  Frühere Wasserscheide
-  Heutige Abflußrichtung
-  Frühere Abflußrichtung
-  Bergsturzablagerungen, welche diskontinuierliche Verschiebungen von Nebenwasserscheiden verursachen
-  Begrenzung der Tafeln I-IV und der Figuren 11, 23, 24, 40, 47 und 51 a, b, c, d und e

Tafel VI Massenverlagerung im bündnerischen Rheingebiet. Schätzung der Jahresmittel



Schieferrutschungen



Masstab

Kubatur

$\frac{1}{32} \text{ cm}^3 = 10^6 \text{ m}^3$

Kubatur 1 : 32 · 10¹²

Kanten 1 : 31800

Kubatur



Kantenlänge auf der Zeichnung

Zurückgelegter Weg

Gefälle naturgetreu

$Z = \frac{\sqrt[4]{N}}{2}$

Z = Weg in Zeichnung

N = Weg in Natur

Einheit = mm



**Durnagelbach 24.8.1944
Ablagerung des Schuttes bei Linthal**



Flimserbergsturz, prähistorisch

