D'une façon plus générale on est finalement conduit à admettre pour l'extension glaciaire quaternaire une succession de cycles au cours desquels les moraines se sont f
c
c
l
r
c
s
la clé de toutes les solutions. Nous serions heureux, pour notre part, si les observations que nous poursuivons depuis plusieurs années pouvaient concourir à ce résultat.

Jäckli, H.: Der rezente Abtrag der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation. Generalversammlung 1958 in Glarus.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

AUBERT, D. (1949): *Les graviers de Montcherand au pied du Jura vaudois.* Eclogae geol. Helv. *42*/2, p. 415.

JAYET, A. (1945): *Origine et âge de l'alluvion ancienne.* Arch. Sc. phys. et nat. *62*/2, p. 27.

– (1947): *Les stades de retrait würmiens aux environs de Genève.* Eclogae geol. Helv. *39*/2, p. 240.

– (1953): *Quelques caractéristiques peu connues des dépôts glaciaires pléistocènes et actuels.* Eclogae geol. Helv. *45*/2, p. 291.

– (1955): *Le problème du fluvio-glaciaire.* Geographica helvetica *3*, p. 152.

– (1956): *Une conception nouvelle de la genèse morphologique du plateau genevois.* Le Globe *95*, Genève, p. 36.

– (1957): *Sur l'origine du caractère arrondi des galets glaciaires et fluvio-glaciaires.* Eclogae geol. Helv. *50*/2, p. 503.

JEANNET, A. (1916): *Une date de chronologie quaternaire, la station du Scé près de Villeneuve.* Vjschr. Nat. Ges. Zürich *61*, p. 640.

JOUKOWSKY, E. (1941): *Géologie et eaux souterraines du Pays de Genève.* Genève, Kündig, p. 34.

PARÉJAS, E. (1938): *Notice explicative de l'Atlas géologique de la Suisse au 1:25000. Feuilles Dardagny, Chancy, Vernier, Bernex.* Berne, Francke S.A., p. 11.

SCHROEDER, J.. & LANTERNO, E. (1958): *Géologie du Pays de Genève.* Le Globe *97*, Genève.

---

2. — HEINRICH JÄCKLI (Zürich): **Der rezente Abtrag der Alpen im Spiegel der Vorlandsedimentation.** Mit 2 Figuren und 3 Tabellen im Text[1]).

Abtragsvorgänge sind sowohl in ihrer zeitlichen Abfolge als auch in ihrer absoluten Grösse immer schwieriger zu erfassen als Sedimentationsvorgänge. Bei ersteren wird Gesteinssubstanz entfernt, sie fehlt nachher, und wir müssen unsere geologischen Rückschlüsse aus etwas ziehen, das nicht mehr da ist; bei letzteren dagegen steht nachher ein natürlich aufgeschlossenes oder mindestens künstlich aufschliessbares Sediment zur Verfügung, das mittels stratigraphischer oder sedimentpetrographischer Methoden untersucht werden kann.

[1]) Gedruckt mit Unterstützung durch den Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung.

Es ist deshalb naheliegend und in geologischer Beziehung durchaus folgerichtig, wenn seit jeher Vorlandsedimente benützt wurden, um Abtragungsvorgänge im Erosionsgebiet zu rekonstruieren. Für die Molasse hatten das mittels der Nagelfluhen BERNHARD STUDER (1825) und später J. KAUFMANN (1860), J. FRÜH (1888) und andere unternommen, für das Pleistozän mittels quartärer Schotter und Moränenkomponenten ROMAN FREI (1912) oder E. GEIGER (1946, 1948). Zur Erfassung der heutigen Abtragsvorgänge schliesslich hatte schon ALBERT HEIM (1879) die rezente Sedimentation im Vierwaldstättersee zu bestimmen versucht, insbesondere aber war es LÉON W. COLLET (1916, 1923, 1925a und b), der ganz systematisch das Wachstum des Deltas und die Schwemmstoffführung der Alpenflüsse studierte und daraus Rückschlüsse auf die Erniedrigung der Einzugsgebiete zog. Seinen Publikationen und jenen des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft sind ein grosser Teil der im folgenden zusammengestellten Daten entnommen.

I. Quantitative Vergleiche zwischen den einzelnen Abtragsvorgängen

Vorerst sei versucht, die verschiedenen geologischen Abtragsprozesse, wie Steinschlag und Bergsturz, Solifluktion und Schuttrutschungen, glaziale, fluviatile und nivale Erosion und chemische Lösung in ihrer Wirkung quantitativ, zahlenmässig, miteinander zu vergleichen.

Als Vergleichsmass diene das Produkt aus bewegter Masse mal zurückgelegtem Weg, ausgedrückt in Metertonnen, das wir als «geologische Massenverlagerung» bezeichnen.

Die Massenverlagerung lässt sich ausrechnen für ein einzelnes Ereignis, z. B. einen Bergsturz oder eine Wildbachüberschüttung.

Als ein solches Beispiel sei etwa der Ausbruch des Durnagelbaches bei Linthal vom 24. August 1944 genannt, wo vor und nach dem Ereignis der in Mitleidenschaft gezogene Talboden topographisch genau aufgenommen worden war und man deshalb die abgelagerte Kubatur kennt. Sie betrug 450000 m^3; bei einem Trockenraumgewicht γ_{sed} von schätzungsweise 1,8 t/m^3 sind das 810000 t. Der zurückgelegte Weg kann in der Horizontalen auf rund 5000 m, in der Vertikalen auf rund 1000 m geschätzt werden, woraus eine Massenverlagerung horizontal von 4050 Millionen Metertonnen und vertikal von 810 Mio mt resultiert. Die erste dieser beiden Zahlen ist physikalisch irrelevant, sie hat nur geologische Bedeutung. Die zweite dagegen entspricht der Verringerung der potentiellen Energie, die während des Transports in Wärme umgewandelt werden muss.

Berechnen wir aber die Massenverlagerung nicht pro Ereignis, sondern pro Zeit, z. B. pro Jahr, dann erhalten wir in Form von Mittelwerten ein objektives geologisches Mass, um die Wirkung der verschiedensten geologischen Prozesse miteinander quantitativ vergleichen zu können.

Auf Tabelle 1 sind (nach H. JÄCKLI, 1957) für das bündnerische Rheingebiet die geschätzten Jahresmittel der horizontalen und vertikalen Massenverlagerungen zusammengestellt.

Viele dieser geschätzten Zahlen der geologischen Massenverlagerung sind sehr unsichere Werte, wie etwa jene der Solifluktion, des Gletschertransportes oder des Lawinentransportes.

Andererseits sind uns aber zwei Werte relativ genau bekannt: Die Sedimentation des fluviatil abtransportierten Materials in den Deltas der Alpenrandseen,

und das durch fliessendes Wasser chemisch Gelöste und als Gesamthärte bis in die Nordsee resp. ins Mittelmeer in gelöster Form Abtransportierte. Das sind aber gerade jene Prozesse, deren vertikale Massenverlagerung in unserem Klima über alle anderen Vorgänge stark dominieren.

Tabelle 1

Schätzung der Jahresmittel der geologischen Massenverlagerungen im bündnerischen Rheingebiet
Fläche E = 4307 km², mittlere Höhe h_m = 1950 m

	Massenverlagerung pro Jahr	
	horizontal 10^6 mt	vertikal 10^6 mt
Bergstürze	29	14
Solifluktion	2,2	0,75
Blockströme	8,4	2,5
Schuttrutschungen	100	50
Schieferrutschungen	840	224
Fluviatile Wirkungen	375000	5930
Gletschertransport	135	27
Lawinentransport	90	45
Chemisch Gelöstes	584000	1200

In dieser Tabelle fehlen die Massenverlagerungen für Steinschlag und für äolische Wirkungen, die mangels Unterlagen nicht abgeschätzt werden konnten.

Wenn wir somit in den Alpen die fluviatilen Vorgänge quantitativ erfassen, dann kennen wir zweifellos die wichtigsten Abtragsfaktoren; die übrigen fallen mengenmässig kaum mehr sehr ins Gewicht.

II. Die Sedimentation in den Alpenrandseen

Durch das Eidg. Amt für Wasserwirtschaft und andere Amtsstellen sind in den letzten Jahrzehnten verschiedene Deltas periodisch vermessen worden, so dass man ihr Wachstum volumenmässig relativ genau kennt und daraus Rückschlüsse auf die Abtragsintensität im Einzugsgebiet ziehen kann. Die folgenden Angaben sind grösstenteils dem Werk «Deltaaufnahmen des Eidgenössischen Amtes für Wasserwirtschaft, 1939» entnommen.

DAS RHEINDELTA IM BODENSEE

Die Ablagerungen des Rheins in den Bodensee sind von allen Deltas wohl am grosszügigsten untersucht worden, weil sie wesentlich mit der Rheinkorrektion oberhalb des Bodensees im Zusammenhang stehen.

Nach verschiedenen eher generellen Seegrundaufnahmen im letzten Jahrhundert erfolgte 1911 eine erste exakte Deltaaufnahme der Hard-Fussacherbucht; 1921, 1931 und 1941 wurden die Aufnahmen wiederholt und jedesmal auch das Aufnahmegebiet vergrössert, bis auch die Bregenzer- und die Lindauerbucht erfasst waren. 1951 erfolgte wieder eine Aufnahme, und zwar wie schon 1941, durch den österreichischen Rheinbauleiter, erstmals nun ohne Vergrösserung des Aufnahmegebietes.

Danach erreicht die mittlere jährliche Auflandung für die einzelnen Zeiträume und Aufnahmegebiete nach F. Waibel (1952) die auf Tabelle 2 zusammengestellten Beträge.

Tabelle 2

Das Wachstum des Rheindeltas im Bodensee von 1911–1951 in m³ pro Jahr

Aufnahmegebiet	Mittlere jährliche Auflandung in der Zeit vom				
	Herbst 1911 – Frühjahr 1921 (9 Jahre)	Frühjahr 1921 – Frühjahr 1931 (10 Jahre)	Frühjahr 1931 – Herbst 1941 (11 Jahre)	Herbst 1941 – Frühjahr 1951 (9 Jahre)	Frühjahr 1931 – Frühjahr 1951 (20 Jahre)
Hard-Fussacher Bucht	2572000	2172000	2478000	1293000	1945000
Erweitertes Gebiet 1921		806000	680000	418000	562000
Erweitertes Gebiet 1931		588000	217000	139000	181000
Erweitertes Gebiet 1941			53000	33000	44000
Summe	2572000	3566000	3428000	1883000	2732000

Die Zahlen der Tabelle 2 zeigen deutlich, dass von Jahrzehnt zu Jahrzehnt gewisse Schwankungen im Deltawachstum zu verzeichnen sind, die übrigens mit der Wasserführung des Rheins in direktem Zusammenhang stehen. Ähnliche aperiodische Schwankungen ergeben sich auch aus demselben Grunde in anderen Deltagebieten; in der Tabelle 3 sind deshalb für den Rhein und die Maggia die Zahlen für mehrere Untersuchungsperioden angegeben.

Bis 1905 gelangte ausschliesslich kiesfreier Sand und Silt zur Ablagerung; 5 Jahre nachdem aber 1900 der Fussacher Durchstich in Betrieb genommen worden war, erreichte auch Feinkies das neue Delta in der Hard-Fussacher-Bucht, allerdings nur in einem Anteil von ca. 1–3% der gesammten Schwemmstoffmenge. Die Korngrösse reicht bis maximal ca. 7 cm; der sogenannte «massgebende Durchmesser» d 35%, der von 35 Gewichtsprozent des Korngemisches unterschritten wird, liegt etwa bei 1,1 cm; das Gefälle des Rheins in der Mündungsstrecke beträgt ca. 1‰. (K. Böhi (1937), E. Meyer-Peter (1937)).

Durch die Kiesbaggerungen im Rhein, die in den letzten Jahren zur Absenkung des Flussbettes stark intensiviert wurden, wird bewusst die Kiessedimentation an der Rheinmündung künstlich immer mehr verringert.

DAS AAREDELTA IM BRIENZERSEE

Das Aaredelta im Brienzersee wurde erstmals 1898 durch die Eidg. Landestopographie, ein zweites Mal 1932 durch das Eidg. Amt für Wasserwirtschaft aufgenommen.

Die Aare mit einem Einzugsgebiet von 554 km², wovon heute noch rund 24% vergletschert sind, zeigt in der Mündungsstrecke noch ein Gefälle von rund 2‰. Im Gegensatz zum Rhein herrscht mengenmässig der Kies gegenüber dem Sand vor; der «massgebende Korndurchmesser» d 35% beträgt in der Deckschicht rund 3,5 cm, darunter rund 2,5 cm; grosse Gerölle von mehr als 10 cm Durchmesser beanspruchen nur 2 Gewichtsprozent des ganzen Korngemisches.

Im langjährigen Jahresmittel werden (nach E. Meyer-Peter 1939 und A.f.W. 1939a) rund 95000 m³ Kies mit einem Trockenraumgewicht $\gamma_K = 2{,}1$ t/m³, dazu 70000 m³ Sand und Silt mit einem Trockenraumgewicht von $\gamma_s = 1{,}58$ t/m³ im Aaredelta sedimentiert.

DAS AAREDELTA IM BIELERSEE

Seit der ersten Juragewässerkorrektion wird die Aare künstlich in den Bielersee bei Hagneck eingeleitet. Wichtigster Schwemmstofflieferant ist natürlich die Saane als linker Zufluss der Aare. Bei einem Einzugsgebiet von $E = 2633$ km (unter Abzug der Aare bis zum Ausfluss aus dem Thunersee) und einer mittleren Höhe von $h_m = 1020$ m wurden von 1913–1933 im Mittel ca. 380000 m³/J Deltasedimente abgelagert, entsprechend 140 m³/km² J, (A. f. W. 1939), wobei die Sedimentation im künstlich gestauten Wohlensee mitberücksichtigt ist.

DAS LINTHDELTA IM WALENSEE

Das Linthdelta im Walensee wurde erstmals schon 1849 und seither noch viermal aufgenommen, letztmals 1931. Bei einem Einzugsgebiet von $E = 554$ km² und $h_m = 1720$ m beträgt die mittlere jährliche Sedimentation in der Periode 1910–1931 rund 126000 m³/J oder 227 m³/km² J. (A. f. W. 1939). Auf Grund langjähriger Kontrollnivellements beträgt die Konsolidationssetzung an der Deltaoberfläche 4–5 mm pro Jahr (von Moos, A. (1958)).

DAS DELTA DER KANDER IM THUNERSEE

Die Kander floss bis 1714 durch das jetzige Glütschbachtälchen in die Aareebene und erreichte die Aare etwa auf der Höhe der Zulgmündung. 1711–1714 wurde durch den Strättliger Hügel ein künstlicher Kanal mit Stollen erstellt, um die Hochwasser der Kander in den Thunersee abzuleiten. Als das 1714 erstmals geschah, war die Erosionskraft des Flusses bei 6,5% (!) Gefälle dermassen gross, dass rasch eine intensive Erosion einsetzte, der Stollen zusammenstürzte, das Bett vertieft und der alte Kanderlauf trockengelegt wurde. Durch rückschreitende Erosion wurde auch der Oberlauf stark vertieft, und zwar das Kanderbett bis Mühlenen, das Simmebett bis zur Simmenfluh. Bei der Vereinigung von Simme und Kander, rund 3 km oberhalb der Mündung in den See, hatte im Jahre 1890 die Bettvertiefung 21 m erreicht.

Diese zusätzliche Erosion, die mit der künstlichen Bettverkürzung zusammenhängt, muss berücksichtigt werden, wenn man aus dem Kanderdelta auf die Grösse der heutigen Erosion im Einzugsgebiet schliessen will.

Nach Th. Steck (1892) wurden in 152 Jahren, von 1714–1866, 56760000 m³ kiesige Deltasedimente geschüttet. Davon dürften aus dem Strättliger Hügel und der Bettvertiefung von Kander und Simme rund 10000000 m³ stammen, der Rest von 46760000 m³ oder 307000 m³/J aus dem natürlichen Einzugsgebiet. Dazu addiert Steck ⅓ als über den See verteilte Schlammmenge und kommt so auf total 409000 m³ pro Jahr oder 363 m³/km² pro Jahr.

In Tabelle 3, Kolonne 7, sind für 10 Flussgebiete die Ablagerungen pro Jahr pro km² Einzugsgebiet zusammengestellt[2]), welche Zahlen zum grössten Teil den Publikationen des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft und L. W. Collets entnommen sind; diese als *a* bezeichneten Werte liegen zwischen den Grenzen 123 m³/km² J und 568 m³/km² J.

Je weiter der Transportweg, umso kiesärmer, aber umso sandreicher ist das Deltasediment, – das Rhonedelta enthält deshalb überhaupt keinen Kies mehr, – so dass für die verschiedenen Deltas als Mittelwerte der Trockenraumgewichte die in Kolonne 9 der Tabelle 3 eingesetzten Werte angenommen werden dürfen, die zwischen 1,7 und 2,0 t/m³ variieren. Wenn am unkonsolidierten, frischen «Schlamm» der Sedimentoberfläche des Aaredeltas zwar ein Raumgewicht von 1,58 t/m³ (A. f. W. 1939a) bestimmt wurde, so muss doch angenommen werden, dass sich dieses lose Sediment in den folgenden Jahren noch konsolidiert und dabei setzt. Diese Setzung wird aber in der nächstfolgenden Deltavermessung nicht berücksichtigt, so dass ein etwas höheres Raumgewicht von 1,7 t/m³ von Deltasediment, das überwiegend aus Sand und Silt besteht, für die Massenberechnungen anzunehmen angebracht erscheint.

[2]) Für die Rhone wurden die Werte (nach L. W. Collet 1925) von E. Uetrecht durch direkte Schwemmstoffmessung im Fluss bei Porte du Scex bestimmt und vom Eidg. Amt für Wasserwirtschaft überarbeitet; jenen Werten liegt somit keine Deltavermessung zugrunde.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	E Einzugsgebiet	h_m Mittlere Höhe	b Heutige Erosionsbasis	h_o-h_m-b	Untersuchungsperiode	a Deltaablagerungen pro Jahr pro km²	c* Abtragsintensität für $\gamma_{Er} = \gamma_{Sed}$	$\gamma_{Sed.}$ Raumgewicht der Deltasedimente	c Abtragsintensität für $\gamma_{Er} = 2.7$	λ Abtragskoeffizient	τ Halbwertzeit des Abtrages
	km²	m	m	m		m³	mm J⁻¹	t/m³	mm J⁻¹	J⁻¹	J
Rhein bis Bodensee	6123	1800	399	1401	1921-1931	513 [1]	0.513		0.324	$0.232 \cdot 10^{-6}$	$2.96 \cdot 10^6$
					1885-1941	522 [2]	0.522	1.7	0.330	$0.236 \cdot 10^{-6}$	$2.91 \cdot 10^6$
					1921-1951	425 [2]	0.425		0.268	$0.192 \cdot 10^{-6}$	$3.61 \cdot 10^6$
Linth (ohne Löntsch) bis Walensee	529	1727	423	1304	1910-1931	227 [1]	0.227	2.0	0.17	$0.128 \cdot 10^{-6}$	$5.35 \cdot 10^6$
Aare bis Brienzersee	554	2150	566	1594	1898-1933	280 [1]	0.280	K 2.1 S 1.58	0.20	$0.123 \cdot 10^{-6}$	$5.60 \cdot 10^6$
Aare bis Bielersee	2633	1020	429	601	1913-1933	140 [1]	0.140	1.8	0.10	$0.156 \cdot 10^{-6}$	$4.41 \cdot 10^6$
Tessin + Verzasca + Maggia bis Langensee	2897	1594	196	1398	1890-1932	388 [1]	0.388	2.0	0.29	$0.204 \cdot 10^{-6}$	$2.89 \cdot 10^6$
Maggia bis Langensee	926	1537	196	1341	1890-1932	362 [1]	0.362	2.0	0.27	$0.200 \cdot 10^{-6}$	$3.46 \cdot 10^6$
					1932-1953	262 [1]	0.262		0.20	$0.146 \cdot 10^{-6}$	$4.71 \cdot 10^6$
Cassarate bis Luganersee	72.7	1000	274	726	1930-1951	240 [1]	0.240	2.0	0.18	$0.243 \cdot 10^{-6}$	$2.84 \cdot 10^6$
Baye de Montreux bis Genfersee	14.5	1193	375	818	1949-1956	123 [1]	0.123	2.0	0.091	$0.111 \cdot 10^{-6}$	$6.24 \cdot 10^6$
Rhone bis Genfersee	5220	2130	373	1757	1904-1905	568 [3]	0.568	1.7	0.36	$0.209 \cdot 10^{-6}$	$3.30 \cdot 10^6$
Kander bis Thunersee	1120	1880	558	1322	1740-1866	363 [4]	0.363	2.0	0.27	$0.206 \cdot 10^{-6}$	$3.35 \cdot 10^6$

Tabelle 3. Kennzeichnende Daten ausgewählter alpiner Flussgebiete.

Quellenangaben: 1. Eidg. Amt für Wasserwirtschaft (1939b). 3. L. W. Collet (1925a) und E. Uetrecht (1906).
2. F. Waibel (1952). 4. Th. Steck (1892).

III. Der zur Sedimentation korrelate Abtrag im Einzugsgebiet

Als c^* ist in Tabelle 3 Kolonne 8, die Abtragsintensität pro Jahr angegeben unter der Voraussetzung, dass im Abtragsgebiet das Gestein dasselbe Raumgewicht aufweise wie im Deltasediment, so dass sich Abtrags- und Sedimentkubaturen gleichbleiben.

Wird aber für das Abtragsgebiet als Gesteinsdichte 2,7 t/m³ eingesetzt, was ungefähr unaufgelockertem, unverwittertem Fels entsprechen dürfte, so ergeben sich die, verglichen mit c^* reduzierten Abtragsintensitäten c, ausgedrückt in Millimetern pro Jahr. Sie variieren zwischen 0,09 und 0,36 mm/J und sind in Tabelle 3, Kolonne 10, zusammengestellt.

Der tatsächliche korrelate Abtrag muss zwischen diesen beiden Werten c^* und c liegen, denn die grossen Schwemmstoffmengen der Deltas stammen erfahrungsgemäss in erster Linie aus den Erosionsanrissen in Lockermassen, in Gehänge- und Moränenschutt, in aufgelockerten, tiefgründig verwitterten Sakkungs- und Rutschmassen mit einem relativ niedrigen Raumgewicht, aber nur zum kleinsten Teil aus dem intakten Anstehenden.

Zu diesem zu den mechanischen Deltasedimenten korrelaten Abtrag ist noch das chemisch Gelöste, die als Gesamthärte in den Flüssen abtransportierte Mineralsubstanz, zu addieren, wenn die gesamte Erniedrigung durch Wirkungen des fliessenden Wassers gesucht wird. Für das bündnerische Rheingebiet (H. Jäckli, 1957) beträgt die Erniedrigung durch chemische Auslaugung 0,052 mm/Jahr, was ca. $^1/_6$ der c-Werte, die je nach Untersuchungsperiode zwischen 0,27 und 0,33 liegen, entspricht. Für das gesamte schweizerische Rheingebiet mit 35925 km² dürfte die mittlere Erniedrigung durch Auslaugung eher noch etwas mehr betragen und 0,06 mm sogar überschreiten. Nach E. Uetrecht erreicht sie für das Walliser Einzugsgebiet der Rhone 0,066 mm.

Ebenso sind in der Abtragsintensität c die vielen Umlagerungen innerhalb des Einzugsgebietes nicht enthalten, Umlagerungen zwischen Gipfelregion und Verflachungen, eingeschlossen die vielen Schuttkegel am Fusse von Wänden oder an Wildbächen, die Akkumulationen in der Talsohle, die Moränenanhäufungen vor Gletscherstirnen. Das alles sind Umlagerungen innerhalb des Einzugsgebietes, welche zwar die Reliefenergie verringern, weil Gipfel und Grate, Hochterrassen und Gehänge erniedrigt und Talsohlen erhöht werden, aber die mittlere Höhe des gesamten Einzugsgebietes unverändert lassen, weil dabei kein Wegtransport und damit kein Substanzverlust eintritt.

In einem abflusslosen Gebiet findet auch ohne Abtransport nach aussen, lediglich durch interne Umlagerungen, eine Erniedrigung der Abtragsgebiete unter gleichzeitiger Erhöhung der Depressionen und Talsohlen statt. Die Auflockerung des Gesteinsmaterials zwischen Erosions- und Sedimentationsgebiet führt dabei zwangsläufig zu einer bescheidenen Vergrösserung der mittleren Höhe.

Für die Unterschiede in den Werten der Abtragsintensität c der verschiedenen Einzugsgebiete sind in erster Linie die Niederschlagshöhe und das Niederschlagsregime, die Reliefenergie und die Erosionsresistenz des Untergrundes verantwortlich. Wenn die Abtragungsintensität c etwa im Aare- oder Linthgebiet um fast die Hälfte kleiner ist als im Rheingebiet, obschon es im Oberhasli und im

Glarnerland mehr regnet als in Graubünden und die Reliefenergie dort wesentlich grösser ist als hier, so können nur geologische Faktoren daran schuld sein:

In Graubünden die ausgedehnten, erosionsanfälligen Schiefergebiete mit den vielen und tiefgründigen Rutschkomplexen und den langen Wildbachanrissen in Moränenablagerungen, im Aaregebiet der erosionsresistente kristalline Untergrund, im Linthgebiet das relativ standfeste Verrucano und die verschiedenen Kalke. Wo aber Flysch ansteht, wie etwa im Durnachtal oder im Sernftal von Engi an aufwärts, da sind es ebenfalls die steilen Seitenbäche, Durnagelbach oder Krauchbach, die der Linth den Hauptanteil an Abtragsprodukten zuführen.

IV. Mathematische Darstellung des Abtragsprozesses

a) DER ABTRAGSKOEFFIZIENT λ

Als Abtragskoeffizient λ wollen wir definieren: Das Verhältnis der in einem Jahr abgetragenen Gesteinshöhe zur Gesamthöhe, die bis auf die jeweilige Erosionsbasis abgetragen werden könnte:

$$\lambda = \frac{c}{h_0},$$

wobei c die Abtragungsintensität ist, d. h. der mittlere Abtrag pro Jahr, bezogen auf ein Raumgewicht von $\gamma = 2{,}7$, und $h_o = h_m - b$ die Differenz zwischen mittlerer Höhe des Einzugsgebietes und Höhe der Erosionsbasis.

Gemäss Tabelle 3, Kolonne 11, schwankt λ für die untersuchten Flussgebiete der Schweizer Alpen zwischen den Werten $0{,}111 \cdot 10^{-6}$ (Baye de Montreux) und $0{,}243 \cdot 10^{-6}$ (Cassarate bei Lugano) pro Jahr. Betrachtet man nur die Einzugsgebiete der grösseren Flüsse, so variieren die λ-Werte in einem noch engeren Rahmen, nämlich nur etwa im Verhältnis 1:2.

Diese geringe Variationsbreite mag überraschen, wenn man die topographische, geologische und klimatische Vielgestaltigkeit der Einzugsgebiete berücksichtigt; sie dokumentiert unverkennbar eine gewisse Einheitlichkeit im quantitativen Ausmass der rezenten Abtragsprozesse in hochalpinen Räumen.

b) DAS ABTRAGSGESETZ

Machen wir als Arbeitshypothese die Voraussetzung, die Abtragsintensität c sei, neben morphologischen, petrographischen und klimatischen Faktoren, in Funktion der Zeit proportional zu h_o, zur mittleren Höhe, die dem Abtrag zur Verfügung steht, so erhalten wir als Abtragsgesetz:

$$\boxed{h_t = h_0 \cdot e^{-\lambda t}}$$

Dabei bedeuten:

h_t = mittlere Höhe über der Erosionsbasis in einem späteren Zeitpunkt t,

h_o = mittlere Höhe über der Erosionsbasis heute,

$\lambda = \frac{c}{h_0}$ = Abtragskoeffizient,

c = heutige Abtragsintensität,

e = Basis der natürlichen Logarithmen = 2,7182...

Für den heutigen Zeitpunkt geht die Abtragskurve durch h_o mit der Tangentenrichtung $\frac{h_0}{c}$.

Auf Figur 1 ist für das Gebiet der Linth die zur genannten Funktion gehörende Abtragskurve mit den dazugehörigen Konstruktionselementen dargestellt.

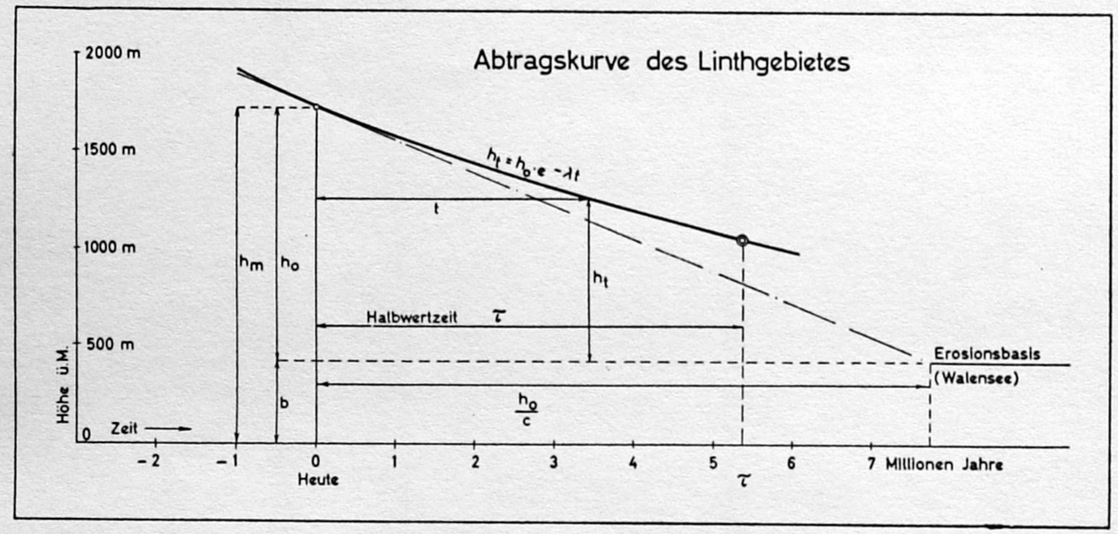


Fig. 1. Abtragskurve des Linthgebietes.

c) DIE HALBWERTZEIT DES ABTRAGS

Analog etwa zum radioaktiven Zerfall lässt sich auch unter den oben angenommenen Bedingungen für den Abtrag eines Gebirges eine Halbwertzeit definieren, nämlich jene Zeitdauer, die nötig ist, bis die heutige mittlere Höhe des Einzugsgebietes auf die Hälfte reduziert ist, bezogen auf die Erosionsbasis, in unserem Fall die Höhe der Alpenrandseen.

Die Formel lautet, indem für $h_t = \frac{1}{2}\, h_o$ gesetzt wird,

$$\tau = \frac{\ln 2}{\lambda \ln e} = \frac{0{,}693\ldots}{\lambda} = \frac{h_0 \cdot 0{,}693\ldots}{c},$$

also ein zum Abtragskoeffizient λ und damit auch zur Abtragsintensität c reziproker Wert.

Für die verschiedenen untersuchten Flussgebiete liegt τ zwischen den Werten $2{,}84 \cdot 10^6$ Jahre (Cassarate) und $6{,}24 \cdot 10^6$ Jahre (Baye de Montreux); für die grossen Flussgebiete des Rheins, der Rhone und des Tessins mit Verzasca und Maggia ist die Streuung noch geringer; Details sind aus Tabelle 3, Kolonne 12 ersichtlich.

Das bedeutet, dass in rund 3–4 Millionen Jahren die mittlere Höhe der meisten unserer alpinen Flussgebiete, bezogen auf das Niveau der Alpenrandseen, auf die Hälfte reduziert sein dürfte, tektonische Ruhe und unverändertes Klima immer vorausgesetzt!

Auf Figur 2 sind für die untersuchten Flussgebiete die Abtragskurven und Halbwertzeiten graphisch dargestellt.

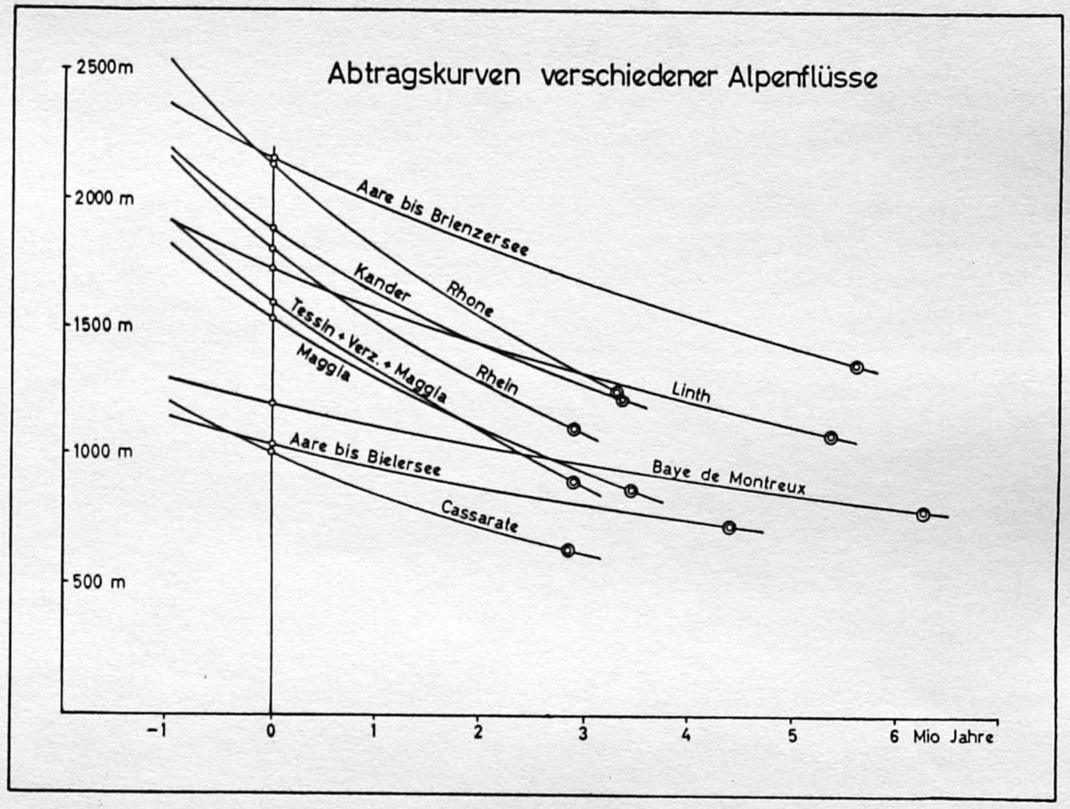


Fig. 2. Abtragskurven einiger alpiner Flussgebiete. Der Doppelkreis bedeutet die Halbwertzeit des zur Deltasedimentation korrelaten Abtrages.

V. Erosions- und sedimentationsisostatische Ausgleichsbewegungen der Kruste

Nach den Gesetzen der Isostasie muss die Kruste im Erosionsgebiet eine nach oben gerichtete, im Sedimentationsgebiet eine nach unten gerichtete Ausgleichsbewegung vollziehen. Dadurch findet im Erosionsgebiet eine ständige Reaktivierung des Abtrages, eine wenn auch immer nur teilweise Erneuerung der Reliefenergie statt, im Sedimentationsgebiet umgekehrt eine Subsidenz, ein Absinken des Sedimentationstroges, so dass als Folge davon immer wieder neuer Sedimentationsraum geschaffen wird.

Diese isostatischen Bewegungen verzögern naturgemäss den Reliefausgleich zwischen Erosions- und Sedimentationsgebiet. Es wird nur noch eine Frage der Zeit sein, dass auch in unserem Lande solche Krustenbewegungen, die in der Grössenordnung von einigen Zentimetern pro Jahrhundert liegen dürften, mittels Präzisionsnivellements exakt erfasst und lokalisiert werden können.

Mit grosser Wahrscheinlichkeit finden neben einer grossräumigen Bewegung, –Hebung des gesamten Alpenkörpers und Senkung des Vorlandes im S und E –, auch lokale Verstellungen längs Talflanken statt, wobei ältere tektonische Bewegungsflächen, bestehende Brüche und Verwerfungen, als Bewegungscharniere

benützt und reaktiviert werden, wie solche z. B. aus Graubünden schon wiederholt beschrieben wurden (H. JÄCKLI 1951, 1957; P. ECKARDT 1957).

Wo sich die Wirkungen verschiedener Kräfte überlagern, – man denke an echt tektonische Spät- bis Nachphasen der alpinen Orogenese, an glazialisostatische und schliesslich an erosions- und sedimentationsisostatische Bewegungen, im Sedimentationsgebiet zudem auch an reine Konsolidationssetzung –, da ist es nicht leicht, sie lediglich auf Grund geologischer Indizien auseinander zu halten und einzeln zu erfassen. Umso wertvoller werden daher Resultate von Präzisionsnivellements sein, aus denen die rezenten Bewegungen in ihrer Richtung und ihrem absoluten Betrag exakter erkannt und örtlich begrenzt werden können.

In den empirisch bestimmten Abtragskoeffizienten c und damit auch in den sekundär daraus errechneten Werten λ und τ sind solche rezenten Störungen tektonischer oder isostatischer Art bereits enthalten, denn wir messen in unseren Deltasedimenten die Summe aller Wirkungen exogener wie endogener Art.

LITERATURVERZEICHNIS

BAEFF, B. (1891): *Les eaux de l'Arve.* Diss. Univ. Genf.

BÖHI, K. (1937): *Die internationale Rheinregulierung von der Illmündung bis zum Bodensee.* I. *Der heutige Zustand des Rheins, insbes. des Diepoldsauer Durchstichs.* Schweiz. Bauztg., *109*, 16.

COLLET, L. W. (1916): *Le charriage des alluvions dans certains cours d'eau de la Suisse.* Ann. Schweiz. Landeshydrographie, *2*.

– (1923): *L'ablation sur le versant nord des Alpes.* C. R. Soc. physic. et hist. nat. Genève.

– (1925a): *Les lacs.* Edit. Gaston Doin (Paris).

– (1925b): *Nouvelles recherches sur la sédimentation dans le lac de Genève.* C. R. Congrès int. Géogr. Le Caire.

ECKARDT, P. M. (1957): *Zur Talgeschichte des Tavetsch, seine Bruchsysteme und jungquartären Verwerfungen.* Diss. Univ. Zürich.

Eidg. Amt für Wasserwirtschaft (1939a): *Untersuchungen in der Natur über Bettbildung, Geschiebe- und Schwebestofführung.* Mitt. Nr. 33 (Bern).

– (1939b): *Deltaaufnahmen des Eidg. Amtes für Wasserwirtschaft.* Mitt. Nr. 34 (Bern).

FREI, R. (1912): *Monographie des Schweiz. Deckenschotters.* Beitr. geol. Karte Schweiz [NF] *37*.

FRÜH, J. (1888): *Beiträge zur Kenntnis des Nagelfluh der Schweiz.* Denkschr. schweiz. naturf. Ges. Zürich.

GEIGER, E. (1946): *Qualitative und quantitative Gerölluntersuchungen und ihre Auswertung im Rheingletschergebiet.* Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. *26*, 2.

– (1948): *Untersuchungen über den Geröllbestand im Rheingletschergebiet.* Schweiz. mineral.-petrogr. Mitt. *28*, 2.

HEIM, ALB. (1879): *Über die Erosion im Gebiete der Reuss.* Jb. Schweiz. Alpenclub, *14*.

– (1900): *Der Schlammabsatz am Grunde des Vierwaldstättersees.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich, *45*.

– (1919): *Geologie der Schweiz*, Bd. 1 (Leipzig).

JÄCKLI, H. (1951): *Verwerfungen jungquartären Alters im südlichen Aarmassiv bei Somvix-Rabius (Graubünden).* Eclogae geol. Helv. *44*, 2.

– (1953): *Geologische Eigentümlichkeiten der Geschiebeherde des bündnerischen Rheingebietes.* «Wasser- und Energiewirtschaft» *45*, 9.

– (1956): *Geologische Prozesse in Funktion der Zeit.* Vjschr. naturf. Ges. Zürich, *101*, 4.

– (1957): *Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes.* Beitr. geol. Karte Schweiz [Geotechn. Ser.], Lfg. 36.

KAUFMANN, F. J. (1860): *Untersuchungen über die mittel- und ostschweizerische subalpine Molasse.* Denkschr. schweiz. naturf. Ges. (Basel).

KISTLER, E. H. (1954): *Hydrologische Untersuchungen im Gebiete der Valle Onsernone.* Diss. Univ. Bern.

KRAPF, PH. (1919): *Die Schwemmstofführung des Rheins und anderer Gewässer.* Österr. Wochenschr. f. d. öffentl. Baudienst, Jg. 1919, H. 48–50 (Wien).

MEYER-PETER, E. (1937): *Die internat. Rheinregulierung.* II. *Der Beitrag der Versuchsanstalt für Wasserbau an der ETH Zürich zur Lösung des Problems.* Schweiz. Bauztg. *109*, 17 u. 18.

v. MOOS, A. (1958): *Geologisches Profil längs der neuen Linthebene- und Walenseestrasse.* Eclogae geol. Helv. *51*, 2.

PENCK, ALB. (1922): *Glaziale Krustenbewegungen.* Sitz.-Ber. preuss. Ak. Wiss.

STAUB, R. (1934): *Grundzüge und Probleme alpiner Morphologie.* Denkschr. schweiz. naturf. Ges. *69*, 1.

STECK, TH. (1892): *Die Denudation im Kandergebiet.* Jb. geogr. Ges. Bern, *11*.

STUDER, B. (1825): *Beyträge zu einer Monographie der Molasse* (Bern).

UETRECHT, E. (1906): *Die Ablation der Rhone in ihrem Walliser Einzugsgebiete im Jahre 1904/05.* Diss. Univ. Bern.

WAIBEL, F. (1952) *Das Rheindelta im Bodensee.* In: Jahresbericht der Gemeinsamen Rheinkommission pro 1951/52, 58. Baujahr.

WINKLER-HERMADEN, A. (1957): *Geologisches Kräftespiel und Landformung.* Springer-Verlag, Wien.

---

3. – ARMIN VON MOOS (Zürich): **Geologisches Profil längs der neuen Linthebene- und Walenseestrasse*).** Mit 2 Textfiguren.

In den Jahren 1956–1958 liess die Baudirektion des Kt. Glarus längs der im Bau befindlichen neuen Walenseetalstrasse im Bereiche der Linthebene und der projektierten Linthebenestrasse Rammsondierungen und Bohrungen abteufen. Diese Sondierungen sollten die Baugrundverhältnisse im Bereiche der Trasse der neuen Strasse abklären. Die bis 40 m tief reichenden Bohrungen liegen vor allem im Gebiete vorgesehener oder bereits ausgeführter Kunstbauten (Brücken, Widerlager, Durchlässe usw.). An dieser Stelle sollen indessen nicht die geotechnischen Resultate dieser Sondierungen, sondern die geologischen Zusammenhänge besprochen werden, die diese Aufschlüsse vermittelt haben. Diese werden ergänzt durch einige Angaben über das Grundwasser und die Setzungen.

Ich möchte die Gelegenheit benützen, Herrn Kantonsingenieur V. WETTLER, Glarus, für die Bewilligung, die Ergebnisse dieser Bohrkampagne hier mitzuteilen, bestens zu danken.

Wie aus der Situation Figur 1 hervorgeht, soll die vorgesehene Linthebenestrasse von Lachen herkommend nahe dem südlichen Fuss des Buchberges südlich Tuggen in die breite Ebene austreten und zwischen Benken und Reichenburg den Linthkanal erreichen. Sie folgt dann seinem südlichen Ufer, quert die Strasse Ziegelbrücke–Niederurnen, die Fabrikkanäle und erreicht kurz oberhalb der Linthmündung in den Walensee, im Gäsi, die Tunnelpartie am Steilhang unterhalb dem Kerenzerberg beim sog. Ofenegg.

Zur Konstruktion des tieferen Teiles des Profiles, das der Axe der neuen Strasse folgt, wurden vor allem die Bohrungen von 40 m Tiefe benutzt. Die etwas detailliertere Darstellung der Oberfläche der Kies-Sandschicht konnte auf Grund zahlreicher bis 10 m tiefer Rammsondierungen und Handbohrungen konstruiert werden.

*) Gedruckt mit Unterstützung durch den Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung.