© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Ber. Naturf. Ges. Freiburg i. Br.	68	S. 27–45	5 Abb.	2 Tab.	Freiburg, 1978

Zur Wirkung des Gletschereises auf die Talrichtung

Eine kartometrische Analyse aus dem Südschwarzwald

von

Uwe Fichtner, Freiburg i. Br.

Zusammenfassung

Im ersten Teil des Aufsatzes wird gezeigt, daß sich die würmeiszeitliche Vergletscherung des Schwarzwaldes auf die Talrichtungen in den Konfluenzbereichen auswirkte. Entscheidungskriterium ist der Winkel zwischen den Hauptachsen der Täler. Während die ehemals vergletscherten Täler des Schwarzwaldes und der Vogesen in dieser Hinsicht keine signifikante Abweichung aufweisen, besteht zu den fluviatil geprägten Talkonfluenzen ein signifikanter Unterschied.

Ausgehend von der Theorie des laminaren Fließens wird im zweiten Teil versucht, die glazale Überformung darzustellen und mit Hilfe einer multiplen Regression ihre Abhängigkeit von Konfluenzwinkel und anderen Indikatoren, darunter besonders den Talquerschnittsflächen, abzuschätzen. Es schließt sich eine Interpretation der gefundenen Regressionsgleichung und eine Schilderung ausgewählter Beispiele im Schwarzwald an.

Résumé

Contribution à l'étude de l'influence glaciaire sur l'orientation des vallées.
Une analyse cartométrique dans la Forêt Noire méridionale.

Dans la première partie de l'exposé l'auteur montre que la glaciation würmienne avait eu des effets sur l'orientation des vallées dans les zones de confluence. Comme critère décisif est choisi l'angle entre les axes principaux des vallées. Tandis que les anciennes vallées glaciaires de la Forêt Noire et des Vosges ne montrent à cet égard aucune exception significative, il existe une différence significative par comparaison avec les confluences des vallées fluviales.

Se basant sur la théorie de l'écoulement laminaire, l'auteur essaye dans la deuxième partie de décrire le façonnement glaciaire et d'en évaluer la dépendance de l'angle de confluence et d'autres

Anschrift des Verfassers:
Uwe Fichtner, Geowissensch. Fakultät der Universität Freiburg, Werderring 4,
D-7800 Freiburg i. Br.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

indicateurs, parmi eux plus particulièrement les superficies des profils des vallées, à l'aide d'une analyse de régression multiple.

Suit une interprétation de l'équation obtenue et une description d'exemples choisis en Forêt Noire méridionale.

Summary

A Study on the Influence of the Glacial Ice on the Orientation of the Valleys.
A cartometrical analysis of the southern part of the Black Forest.

In the first part of the essay, the author showed that the wurmanian glaciation of the Black Forest effected the orientation of the valleys in the areas of confluence. The decisive criterion for this orientation is the angle between the principle axes of the valleys. Although, in this respect, the ancient glaciated valleys of the Black Forest and the Vosges do not differ significantly, there does exist a significant difference in comparison with the fluviatile confluence of the valleys.

Basing his ideas on the theory of the laminar flow, the author tried to describe the glacial superimposition, in the second part of the essay. Through multiple regression analysis, he tried to estimate its dependence on the angle of confluence and other data, especially the cross-sections of the valleys.

An interpretation of the formulated equation of regression, followed, as well as a description of specifically chosen examples of the Black Forest.

Problemstellung

In der geomorphologischen und klimamorphologischen Forschung wird allgemein zwischen struktur- und skulpturbedingten Formen unterschieden, wobei die ersten hinsichtlich ihrer Genese vom geologischen Bau bzw. der Tektonik (endogenen Kräften) abhängen, während die letzten ein Ergebnis bestimmter geomorphologischer Prozesse (exogener Kräfte) darstellen, die völlig unabhängig vom geologischen Bau oder nur strukturgesteuert sind (WILHELMY, H. 1971: I, 28). Es ist einleuchtend, daß diese Unterscheidung im einzelnen nicht immer ganz einfach zu treffen ist.

In diesem Zusammenhang werden Talrichtungen und Talverlauf in unseren Klimazonen überwiegend als Strukturformen erklärt, während der glaziale Formenschatz als eine Skulpturform anzusehen ist. Wenn aber im Talverlauf lokale Skulpturformen wie Rundhöcker, Seitenmoränen, Konfluenzstufen etc. auftreten, so stellt sich die Frage, ob es nicht auch einen Einfluß aus dem Fließverhalten des Gletschers auf die Talrichtung selbst gibt, so daß der gesamte Talverlauf, wie er sich nacheiszeitlich präsentiert, vom Gletschereis mitgeprägt wurde und eine strukturgesteuerte Skulpturform darstellt.

Das Gletschereis benützte die präglazialen Täler und überformte sie. Bekanntlich ist die Diskussion über die Stärke dieser Überformung noch nicht abgeschlossen, wenn auch die beiden extremen Standpunkte – völlige Negierung der glazialen Erosionskraft und Determinierung der Talformen durch die Eismassen (z. B. HEIM, A. 1885 und PENCK, A. 1882: 371 ff. u. a. O.) – als nach heutigem Kenntnisstand unzu-

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

treffend abgelehnt werden müssen. Diejenige Stelle im Talverlauf, an der die Wirkung des Eises auf die Talrichtung am ehesten registriert werden kann, ist die Konfluenz zweier Täler. Geht man vom präglazialen Zustand aus, so muß nach der Eiszeit ohne Einfluß des Eises auf die Talrichtung der postglaziale Zustand in etwa dem präglazialen entsprechen.

Beim Versuch der quantitativen Erfassung und Erklärung tauchen eine Reihe von Problemen auf:

1. es gilt, ein Kriterium zu finden, das die Talrichtung eindeutig erfaßt und auf alle Konfluenzen gleichermaßen übertragen wird;
2. es ist nicht möglich, die präglaziale Form zu ermitteln;
3. der einzelne Talverlauf ist abhängig von einer Vielzahl topographischer, geologischer, petrographischer und klimatologischer Faktoren, die in ihrem Zusammenwirken zu Besonderheiten führen. Nur die Betrachtung einer größeren Anzahl von Werten kann überhaupt ein Ergebnis bringen.

Untersuchungsmethode

ad 1. Als Kriterium für die Bestimmung der Talrichtungen wurden absolute Meßwerte gewählt. Ausgangspunkt ist der Riedel zwischen den beiden Tälern der Konfluenz, der als Wasserscheide auch eine geomorphologische Grenze bildet (vgl. Abb. 1). Aus den Topographischen Karten 1:25 000 wurden auf diesen Riedeln Höhenlinien ausgewählt, die einen spitzen Winkel zur Konfluenz bilden und im Bereich von Geländeverflachungen oberhalb der Talböden liegen. Die Verflachungen können Trogschultern, Rumpfflächen, alte Talböden, Seitenmoränenreste etc. sein, immer deuten sie aber veränderte geomorphologische Bedingungen an.

Von diesem Punkt aus wurde die kürzeste Entfernung zu den Talgegenseiten gleicher Höhe durch Zirkelschlag bestimmt und auf den Verbindungslinien die Lote errichtet. Der Winkel zwischen den beiden Loten wird als theoretischer Konfluenzwinkel α bezeichnet, da er eine Abstraktion darstellt. Selbstverständlich stimmt die Richtung der Lote nicht mit dem heutigen Bachbett oder der heutigen Tiefenlinie überein, spiegelt aber die Gesamtrichtung der Täler wider. Bei der Ermittlung der Punkte auf den Talgegenseiten ist darauf zu achten, daß von der Konfluenz an aufwärts der nächstgelegene Punkt gesucht wird, da sonst bei sich talauf verjüngenden Tälern mißdeutende, nicht senkrecht zur Talachse stehende Verbindungslinien gefunden werden können. Unterhalb der Konfluenz wurde ebenfalls die kürzeste Entfernung zwischen den Talhängen ermittelt. Aus den Profilen unter den Verbindungslinien wurden die Flächen ausplanimetriert (vgl. Abb. 1, Fa, Fb, Fc). Da die Eiskappe des Südschwarzwaldes von 1500 bis 800 M. ü. NN (ENGEL, TH. 1908: 589 und RAHM, G. 1966 u. a.) herabreichte, liegen alle Verbindungslinien der Gletscherkonfluenzen ab 800 m aufwärts.

Denkbar sind auch relative Meßwerte, wobei eine bestimmte Höhe über dem heutigen Talgrund vorgegeben und nach ihr die Lage der Profile und die Größe des theoretischen Konfluenzwinkels ermittelt wird. Selbstverständlich sind die Ergebnisse im Einzelfall mit beiden Methoden verschieden.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

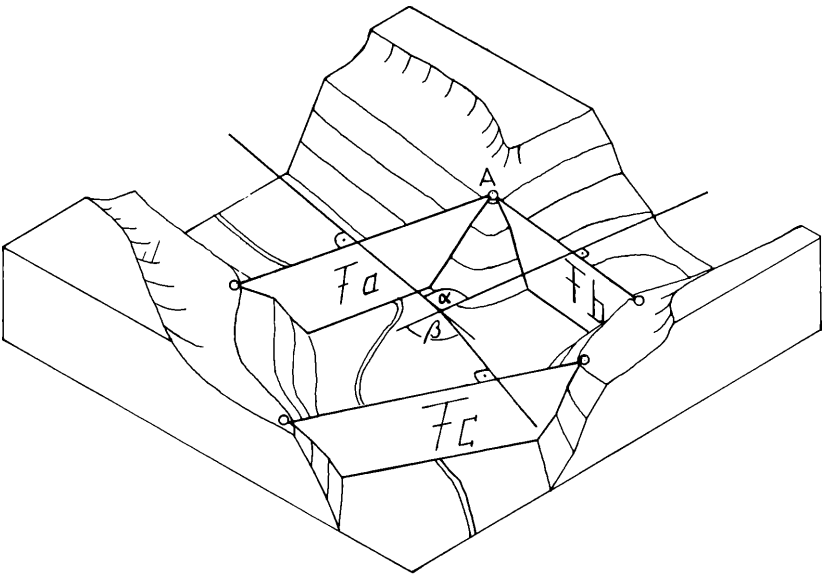


Abb. 1: Schematisches, isometrisches Blockbild einer Konfluenz.

A = Ausgangspunkt auf dem Riedel zwischen den Tälern
Fa = Profilfläche des größeren Tales
Fb = Profilfläche des kleineren Tales
Fc = Profilfläche am Talausgang
α = theoretischer Konfluenzwinkel
β = Ablenkungswinkel des kleineren Tales

ad 2. Weil die präglaziale Talform im vereisten Gebiet unbekannt bleibt, wurde den theoretischen Konfluenzwinkeln der ehemals vergletscherten Täler diejenigen gegenübergestellt, die aus dem würmeiszeitlich nicht vergletscherten Teil des Südschwarzwaldes stammen und überwiegend fluviatil geprägte Täler repräsentieren. Grundlage dazu war die Karte der Vergletscherung des Südschwarzwaldes von RAHM (1966: 265).

Das Ergebnis der kartographischen Auswertung waren zwei Häufigkeiten von 100 Gletscherkonfluenzen (81 reine Werte und 19 weitere Werte, die in Talkesseln mit mehreren einmündenden Tälern durch Zusammenfassen von jeweils zwei benachbarten zu den anderen gewonnen wurden) und 157 Talkonfluenzen außerhalb der würmeiszeitlichen Vergletscherung. Der Südschwarzwald wurde nahezu vollständig erfaßt (vgl. Tab. 1).

ad 3. Der Einfluß der topographischen, klimatischen, geologischen und petrographischen Randbedingungen könnte nur im Laborversuch konstant gehalten wer-

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Tabelle 1:
Chiquadrat-Tafel: Die Häufigkeit der Konfluenzwinkel in verschiedenen Winkelklassen

Beobachtete Anzahlen

Winkelklasse:	1	2	3	4	5	6	Summe
innerhalb[1]:	7.	17.	18.	22.	21.	15.	100.
außerhalb[2]:	72.	26.	24.	13.	14.	8.	157.
	79.	43.	42.	35.	35.	23.	257.

Berechnete Anzahlen

Winkelklasse:	1	2	3	4	5	6	Summe
innerhalb[1]:	30.7	16.7	16.3	13.6	13.6	8.9	100.0
außerhalb[2]:	48.3	26.3	25.7	21.4	21.4	14.1	157.0
	79.0	43.0	42.0	35.0	35.0	23.0	257.0

Kleinste berechnete Anzahl = 8.9
Chi-Quadrat = 51.98
Zahl der Freiheitsgrade = 5
Irrtumswahrscheinlichkeit = .000

Beobachtete Anzahlen

Winkelklasse:	1	2	3	4	5	6	Summe
innerhalb[1]:	6.	12.	11.	18.	20.	14.	81.
außerhalb[2]:	72.	26.	24.	13.	14.	8.	157.
	78.	38.	35.	31.	34.	22.	238.

Berechnete Anzahlen

Winkelklasse:	1	2	3	4	5	6	Summe
innerhalb[1]:	26.5	12.9	11.9	10.6	11.6	7.5	81.0
außerhalb[2]:	51.5	25.1	23.1	20.4	22.4	14.5	157.0
	78.0	38.0	35.0	31.0	34.0	22.0	238.0

Kleinste berechnete Anzahl = 7.5
Chi-Quadrat = 50.18
Zahl der Freiheitsgrade = 5
Irrtumswahrscheinlichkeit = .000

Erläuterung im Text.
[1] innerhalb des würmeiszeitlich vergletscherten Gebietes
[2] außerhalb des würmeiszeitlich vergletscherten Gebietes

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

den. Um zumindest eine gewisse Dämpfung zu erreichen, wurde die Ermittlung der Konfluenzwerte auf das Grundgebirge beschränkt. Auch das Grundgebirge ist in sich petrographisch uneinheitlich. Da jedoch dieser Einfluß auf beide Häufigkeiten fällt – es gibt keinen Anhalt dafür, daß die Grenze der würmeiszeitlichen Vereisung mit einer petrographischen Grenze zusammenfällt – kann man davon ausgehen, daß beide Häufigkeiten gleichermaßen davon betroffen werden. Dasselbe gilt für die klimatischen Voraussetzungen, weil die Werte regional aus beiden Abdachungsseiten des Südschwarzwaldes stammen. Identisch mit der Unterteilung ist allerdings die Höhenlage und alle mit ihr korrelierenden Prozesse. Aus diesem Grund wurde die Höhenlage der Gletscherkonfluenzwinkel mit ermittelt und im weiteren besonders berücksichtigt. Im voraus sei gesagt, daß kein signifikanter Einfluß der Höhenlage auf die Konfluenzwinkelwerte nachgewiesen werden konnte.

Da an alle Täler das gleiche Kriterium angelegt wurde, kann für die beiden Häufigkeiten die folgende Hypothese H_0 aufgestellt werden:

> Die Häufigkeitsverteilungen in den 6 Winkelklassen 0–49–59–69–79–89–180° sind gleich. Sie stammen aus derselben Grundgesamtheit, Unterschiede sind rein zufälliger Natur;

oder mit anderen Worten, es gibt keinen Einfluß des Eises auf den theoretischen Konfluenzwinkel. (Wegen zu geringer Besetzung mußten die beiden äußeren Klassen zusammengefaßt werden. Dieses Vorgehen ist statthaft.) Beide Häufigkeiten wurden mit dem Chiquadrattest getestet (vgl. Tab. 1, oberer und unterer Teil).

Bei 81 Gletscherwerten ergab sich:

$$\hat{\chi}^2 = 50.18 > \chi^2_{0.001;5} = 20.52$$

und 100 Werten entsprach:

$$\hat{\chi}^2 = 51.98 > \chi^2_{0.001;5} = 20.52$$

Dies bedeutet, daß sich die beiden Verteilungen mit 99,9% Wahrscheinlichkeit unterscheiden. Die Unterschiede sind nicht zufälliger Art. Weil das Kriterium der Wertezuordnung zu den Verteilungen die Lage innerhalb oder außerhalb des würmeiszeitlich vergletscherten Gebietes war, müssen die Unterschiede auf das Eis zurückgehen. Dabei kann es sich auch um das Ergebnis älterer Eiszeiten handeln.

Um diesen Sachverhalt im Vergleich mit einem anderen Gebiet zu überprüfen, wurden 80 Winkelwerte im würmeiszeitlich vergletscherten Gebiet der Vogesen erhoben. Sie boten sich an, da wiederum eine Karte der Vereisung vorliegt (RAHM, G. 1966) und die klimatischen und geologischen Voraussetzungen denen des Schwarzwaldes ähneln.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Die Arbeitshypothese H_0 lautet diesmal:

Da die theoretischen Konfluenzwinkel durch das Eis beeinflußt werden, sind die Verteilungen aus den ehemals vergletscherten Gebieten im Schwarzwald und den Vogesen gleich.

Es wurden die Mittelwerte durch den t-Test überprüft. Die Winkelwerte aus den vergletscherten Gebieten sind im Gegensatz zu den fluviatil geprägten normalverteilt. Die Voraussetzung des t-Testes ist damit erfüllt.

Schwarzwald	*Vogesen*
$n_1 = 100$	$n_2 = 80$
$\bar{x}_1 = 73{,}19°$	$\bar{x}_2 = 71{,}025°$
$s = 17{,}447°$	$s = 17{,}234°$

Zunächst wurden die Varianzen mit folgendem Ergebnis auf Gleichheit getestet (Formeln nach MARSAL, D. 1967: 63, 64):

$$\hat{F} = 1{,}0223 < 1{,}43 = F_{0.05;100/80}$$

Die Varianzen unterscheiden sich auf dem 5% Niveau nicht signifikant; unter Anwendung der Formel des t-Testes für den Fall gleicher Varianzen und ungleicher Stichprobenumfänge ergibt sich

$$\hat{t} = 0{,}832 < 1{,}97 = t_{0.05;200}$$

Die Hypothese H_0 wird nicht zurückgewiesen; den Verteilungen aus den vergletscherten Gebieten des Schwarzwaldes und der Vogesen müssen gleiche Gesetzmäßigkeiten zugrunde liegen. Es bestätigt sich, daß die Talrichtungen, wenn auch strukturgesteuert, so doch Skulpturformen sein müssen und die glaziale Überformung eines Gebietes sich in der Art der Verteilung des theoretischen Konfluenzwinkels ausdrückt.

Der festgestellte Sachverhalt (Explanandum) muß sich aus allgemeinen Gesetzmäßigkeiten und Randbedingungen (Explanans) ableiten lassen. Im folgenden wird kurz auf diese eingegangen.

Zum Fließverhalten des Gletschereises im Konfluenzbereich

An allgemein anerkannten Theorien der Bewegung des Eises sind zu nennen:

1. die kinematische Theorie von FINSTERWALDER, beruhend auf der Kontinuitätsgleichung,
2. die Viskositätstheorie, die von einem laminaren Fließen ausgeht,
3. die Plastizitätstheorie einschließlich der Blockschollenbewegung,
4. die thermodynamische Theorie, die dann unberücksichtigt gelassen werden kann, wenn das Eis als inkompressibel betrachtet wird.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Da die kinematische Theorie grundlegend ist, müssen ihre Bedingungen auch durch alle anderen Theorien erfüllt werden (KÖRNER, H. 1954: 2).

Ohne näher darauf einzugehen sei erwähnt, daß nach der Viskositätstheorie die Verformungsgeschwindigkeit des Eises durch Kräfte jeder Größe geändert wird, während nach der Plastizitätstheorie die Formänderung klein bleibt, solange die Beanspruchung eine gewisse Größe nicht überschreitet, danach aber mit steigendem Druck rasch anwächst (NYE, J. F. 1952; LOEWE, F. 1969: 140). Die Bewegung erfolgt entlang von Gleitlinien oder Scherflächen. Teilt sich die Eismasse dabei in einzelne Blöcke, so handelt es sich um den Sonderfall der Blockschollenbewegung, der von der Plastizitätstheorie mit eingeschlossen wird.

Unter Berücksichtigung der Fließregeln von KÖRNER (1954: 5) lassen sich die Vorgänge bei Konfluenz nach der Plastizitätstheorie folgendermaßen beschreiben. Für jede Neigung des Untergrundes gibt es eine kritische Dicke der Eismassen, wobei das Eis versucht sich so zu bewegen, daß diese kritische Dicke erhalten bleibt. Ist das Gefälle des präglazialen Talbodens vor und nach der Konfluenz gleich und die kritische Eismächtigkeit erreicht, so ist aufgrund der erhöhten Mächtigkeit nach der Konfluenz eine Verdünnung der Eisdicke notwendig. Die Längsdruckspannung wird größer als der hydrostatische Druck, die Eismassen werden gestaucht, und es tritt eine „passive Bewegung" (KÖRNER, H. 1954: 5, 1958: 253) mit relativer Zunahme der Fließgeschwindigkeit und verstärkter Exaration und Detersion ein. Durch die Richtung der Gleitlinien wird Material vom Boden aufgenommen und in den Gletscher verfrachtet. Das Talbett wird konkav überformt. Auf diese Weise lassen sich auch die Talbodenverflachungen der großen Mulden erklären. Weiter talabwärts setzt bei Nachlassen der Längsdruckspannung wiederum „aktive Bewegung" ein, der Talboden wird konvex geformt, es bilden sich Stufen mit evtl. Querspalten und Séracs im Talverlauf.

Erreicht die Eisdicke vor der Konfluenz nicht die kritische Höhe, so kann sie anschließend zunehmen. Die plötzliche Steigerung des hydrostatischen Drucks führt unter „aktiver Bewegung" und verstärkter Detraktion bzw. Detersion zur Bildung von Konfluenzstufen (WUNDERLICH, H.-G. 1968: 91 setzt hier „Exaration"). Durch die erhöhte Eismächtigkeit im flacheren Talstück der Konfluenz treten bevorzugt hier Transfluenzen oder Diffluenzen auf, soweit die Höhe des Talrandes erreicht wird.

Das laminare Fließen ist bekanntlich dadurch gekennzeichnet, daß die Geschwindigkeit im Stromstrich am größten ist und gegen den Rand zu abnimmt. Unter idealem laminaren Fließen ist keine Erosion des Gletschers möglich, jedoch kann die Bedingung für die Gletscherränder $v \neq 0$ eingeführt werden (NYE, J. F. 1952: 28). Auch in Krümmungen gibt es laminares Fließen, wenn sich im Eis auch keine Querbewegung der einzelnen Teilchen wie in Flüssigkeiten ausbilden kann. Da sich die Konfluenz in zwei gegeneinander gerichtete Krümmungen zerlegen läßt, muß nach der Viskositätstheorie auch hier laminares Fließen gegeben sein, wofür die Tatsache spricht, daß die Gletscherströme nach der Konfluenz unvereinigt nebeneinander herfließen können und eine Mittelmoräne bilden. Diese wäre nicht denkbar, wenn nicht die Geschwindigkeit in jedem Gletscherteil höher als in der Mitte ist. Durch die Konfluenz wird die Bewegung der Eismassen gestört, es tritt Druckerhöhung in Fließrichtung

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

ein, die Fließgeschwindigkeit wächst und führt zu erhöhter Erosion am Boden und an den Seiten des Bettes. Sie ist solange gegeben, bis ein kontinuierliches Fließen wiederhergestellt ist. KÖRNER (1954: 10) weist darauf hin, daß letztes bei alpinen Gletschern geringer Mächtigkeit die Regel zu sein scheint.

Mit Abklingen der Eiszeit und Abschmelzen der Gletscher erfolgte weitgehend eine Sedimentierung und die Gletscher befanden sich, von kürzeren Vorstößen abgesehen, jeweils in einem zu großen Bett. Der Abschmelzprozeß fand auch von der Sohle her statt (vgl. FÖRTSCH, O & H. VIDAL 1968: 80 für das obere Fischbachtal (Österreich)).

Damit kann man davon ausgehen, daß sich das Fließverhalten der abschmelzenden Gletscher immer mehr einem laminaren anglich und die Gestalt der heutigen Täler, von den nichtglazialen Formungsprozessen abgesehen, das laminare Fließen widerspiegelt. Die Lote auf den Verbindungslinien der Talhänge und der theoretische Konfluenzwinkel geben die Hauptströmungsrichtung unmittelbar bei Eintritt in den Konfluenzbereich wieder.

Es erscheint zunächst so, als sei allein ein möglichst kleiner Winkel für den Abfluß der Eismassen optimal, so daß die Täler auf diesen kleinen Winkel hin erodiert wurden. Untersuchungen des laminaren Fließens von Flüssigkeiten modifizieren jedoch diese Annahme. Nach WHITE (RICHTER, H. 1958: 194) gilt für den Widerstand in Krümmungen bei Fadenströmung:

$$\frac{\Delta P}{\gamma} = \varphi \left(\frac{\Delta P}{\gamma}\right)_{laminar} = 32\varphi \frac{w \quad \nu \quad l}{d^2 \quad g}$$

ν = kinematische Viskosität
w = mittlere Geschwindigkeit
l = Länge der Krümmung
γ = spezifisches Gewicht
d = Rohrdurchmesser
g = Erdbeschleunigung
P = Druck

Ist die Leitung nicht kreisrund, so kann der Durchmesser durch den 4-fachen Betrag des hydraulischen Radius $R = \frac{F}{U}$ ersetzt werden (SCHNITTER, G. 1962: 155, 158).

Die kinematische Zähigkeit ν errechnet sich aus der dynamischen Zähigkeit η zu:

$$\nu = \frac{g}{\gamma} \cdot \eta$$

Für φ gilt:

$$\varphi = f(Re \sqrt{\frac{r}{\varrho}})$$

r = Rohrhalbmesser ς = Krümmungsradius $\frac{\varsigma}{r}$ = Krümmungsverhältnis

Re ist die Reynoldssche Zahl, $Re = \frac{w \quad d}{\nu}$; sie bestimmt, ob der Abfluß laminar oder turbulent vor sich geht. Wichtig ist der Einfluß der vergrößerten Bogenlänge l bei zunehmendem Krümmungsradius ϱ, so daß bei Flüssigkeiten

„die Fadenströmung um so eher in turbulente Strömung übergeht, je größer $\frac{\varrho}{r}$ das heißt, je stärker der Krümmer gebogen ist, umso stabiler ist auch die Fadenströmung. Dieses Ergebnis war von vornherein nicht zu erwarten." (Zitat aus:

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

RICHTER, H. 1958: 194). Die Abzweigungen von der Stammkurve in Abb. 2 markieren jeweils den Eintritt der Turbulenz.

Der Konfluenzwinkel ist in l enthalten, da unter der Annahme, daß der Bogen kreisförmig verläuft

$$\frac{l}{U} = \frac{\beta}{360°} \qquad U = \text{Kreisumfang}, \qquad \beta = \text{Ablenkungswinkel}$$

und: Konfluenzwinkel $\alpha = \beta_1 + \beta_2$

Talkonfluenzen mit gleichem Winkel α aber verschiedenen Krümmungslängen l bieten danach für das laminare Fließen unterschiedliche Widerstände. Bei weiträumiger,

Zahlenwerte zur Stammkurve

$Re\sqrt{r/\varrho}$	φ
0 bis 12	1,00
15	1,02
20	1,045
25	1,08
40	1,19
60	1,31
100	1,50
200	1,90
400	2,48
600	2,85
1000	3,61
2000	4,93

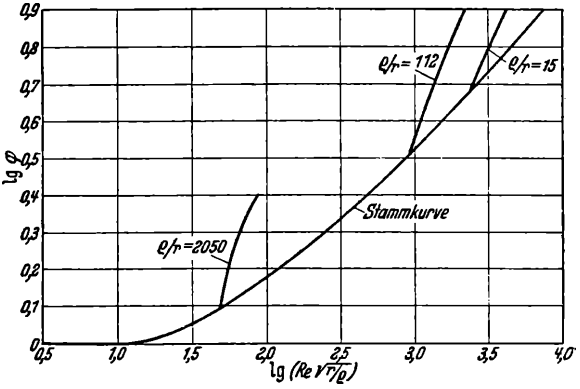


Abb. 149. Zum Fadenströmungswiderstand in gekrümmten Rohrleitungen. Abhängigkeit der Vorzahl φ von der Kenngröße $Re\sqrt{r/\varrho}$, nach WHITE

Abb. 2: aus: RICHTER, H. 1958: 194.

schwacher Krümmung wird die innere Reibung im Vergleich zur stärkeren Krümmung höher, die mittlere Fließgeschwindigkeit sinkt, und es muß oberhalb der Konfluenz zu Staubildungen kommen (RICHTER gibt weitere Formeln anderer Autoren für den Zusammenhang zwischen dem Ablenkungswinkel und dem Widerstand rauher Rohre an, allerdings für Flüssigkeiten: S. 194–202).

Mehrmals wurde versucht, die dynamische Zähigkeit des Eises zu berechnen, so von SOMIGLIANA, WEINBERG, LAGALLY (1930: 4–7), HAEFELI (1952: 97), KÖRNER (1958: 257) u. a. Da jedoch die Fließfähigkeit des Eises wiederum von verschiedenen Faktoren abhängt (zur jüngeren Diskussion über das Fließgesetz des Eises vgl. COLBECK, S. C. & R. J. EVANS 1973), schwanken diese Werte zwischen

$$2 \quad 10^{12} \text{ und } 8 \cdot 10^{12} \ \frac{\text{kg} \cdot \text{sec}}{\text{m}^2}$$

Ebenso können die Werte für die beteiligten Eismassen und deren mittlere Geschwindigkeit, für den hydraulischen Radius und die Krümmungslänge unter eiszeit-

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

lichen Bedingungen in den Tälern des Südschwarzwaldes nicht oder nur ungenau angegeben werden. Schließlich haben die Talkrümmungen nur annähernd einen kreisbogenförmigen Verlauf.

Es läßt sich jedoch die weitere Arbeitshypothese aufstellen, daß eine Verbesserung der Abflußverhältnisse einerseits über eine Verkleinerung des Konfluenzwinkels und andererseits über eine Veränderung der Krümmungsverhältnisse möglich ist. Das gleiche gilt für Transfluenzen und Diffluenzen.

Um trotz dieser Einschränkungen den quantitativen Einfluß des Konfluenzwinkels auf die Morphologie abschätzen zu können, wurden die Profile der Täler unter den Verbindungslinien gezeichnet und die Flächen der 3 81 Profile ausplanimetriert. Die Querschnittsflächen der Täler können annähernd stellvertretend für die beteiligten Eismassen stehen, da nach der Kontinuitätsgleichung die ein- und ausfließenden Massen gleich groß sein müssen; d. h., daß unter Vernachlässigung von Geschwindigkeitsunterschieden, Dichteveränderung und Ablation die Fläche Fa die Eismassen des Hauptstromes vertritt, Fb die des Nebenstromes und β die Ablenkung des Nebenstromes angibt (vgl. Abb. 1). Die Varianz der Ausgangstalfläche Fc muß sich dann, neben geologischen, petrographischen und klimatischen Faktoren, auch durch den Konfluenzwinkel erklären lassen. Zusätzlich wurde ein Expositionswert für jeden Talast nach der Formel $\frac{|x - 180°|}{180°}$ mit dem Kompaß aus der Karte ermittelt.

Nach Überprüfung der Daten auf Normalverteilung und anschließender Transformation wurde eine multiple Regression durchgeführt. (Das Programm stammt von GÜSSEFELDT, J. 1977). Die Varianz der Talausgangsflächen Fc konnte zu 79 % aus den Variablen Fa (Eismasse des Hauptstromes), Konfluenzwinkel α, Ablenkungswinkel β des Nebenstromes und Verhältnis der beiden Eismassen $\frac{Fa}{Fb}$ erklärt werden. Der Einfluß aller anderen geologischen, petrographischen und klimatologischen Bedingungen beträgt für die Gesamtheit 20 %.

Die Regressionsgleichung lautet: (vgl. Tab. 2)

$$Fc = 0{,}91\,Fa - 0{,}232\alpha + 0{,}048\beta - 0{,}31\,\frac{Fa}{Fb} + 0{,}684$$

Die Talausgangsfläche wächst mit einer Steigerung des Eisstromes aus dem Haupttal und fällt um so geringer, je größer die Massen des Nebenstromes sind ($\frac{Fa}{Fb}$; $Fa \geq Fb$).

Wirkt sich ein größerer Konfluenzwinkel negativ aus, so führt eine stärkere Ablenkung des Nebenstromes zu einer Steigerung der Talausgangsfläche. Dieser scheinbare Widerspruch löst sich, beachtet man die Verbesserung der Abflußverhältnisse durch Krümmungsänderung. Bei konstantem Winkel α beschreibt der Ablenkungswinkel β die Krümmung des Nebentales.

Nicht signifikant ist die Höhenlage und die Exposition, wobei letztes nicht identisch mit der Bedeutung der Ablation ist. Die Expositionswerte geben nur die Unterschiede hinsichtlich der Ablation wieder, nicht ihren Einfluß selbst. Dieser wird darin

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Tabelle 2:
Multiple Regression von Talausgangsfläche Fc zu 10 Variablen

Schritt Nr.	4
Variable aufgenommen	7
Multiples R	.8898
Bestimmtheitsmaß B	7917
Teststatistik F	72198 + 02
Irrtumswahrscheinlichkeit	.00
Freiheitsgrade Regression	4
Freiheitsgrade Residuum	76
Standardschätzfehler	.2110527214 + 00

Variablen im Modell

Variable	Koeffizient	Std.-Fehl.	F-Dach	Alpha	Beta-Koeff.
	(Konstante	.684541 + 00)			
FLAEHA 2	.910276 + 00	.54323–01	.280784 + 03	.00	.917303
KONWIN 5	–.231910 + 00	.41893–01	.306443 + 02	.00	–.371013
ABWINB 7	.484684 – 01	.23231–01	.435304 + 01	.00	.139509
VERHAB 8	–.308614 + 00	.88594–01	121346 + 02	.00	–.202160

signifikante Variablen: vgl. auch Abb. 1)

FLAEHA = Talquerschnittsfläche Fa (Eismasse des Hauptstromes)

KONWIN = theoretischer Konfluenzwinkel α

ABWINB = Ablenkungswinkel der Eismassen des Nebentales β

VERHAB = Verhältnis der Profilflächen $\frac{Fa}{Fb}$

(Verhältnis der Eismassen Haupt-Nebental)

nicht signifikant:
Höhenlage, Profilfläche Fb (Eismasse des Nebentales), Ablenkungswinkel des Hauptstromes, Exposition der Talrichtungen A, B, C.

Erläuterung im Text.

deutlich, daß die kleineren Talflächen (Eismasse des Nebenstromes) keine signifikante Variable bilden. Bei den geringen Eismassen hat hier die Ablation besonders starke Folgen, erst wenn sie größer werden, verschaffen sie sich in den Variablen Ablenkungswinkel und Verhältnis Fa zu Fb Geltung.

Die Wirkung des Gletschereises auf die Talrichtung bei Konfluenz kann damit folgendermaßen interpretiert werden: Täler mit großem Konfluenzwinkel werden in der Vorstoßphase oder bei überwiegender Längsdruckspannung, erhöhter Fließgeschwindigkeit und aktiver Bewegung so überformt, daß ein kleinerer Konfluenzwinkel entsteht. Die Erosionskräfte setzen besonderes an den Talaußenseiten an, es

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

bildet sich ein Talkessel (vgl. Abb. 3a). Bei kleinem Konfluenzwinkel, in der Rückzugsphase oder mehr passiver Bewegung ist nicht mehr genügend Erosionskraft zu einer weiteren Verkleinerung des Konfluenzwinkels vorhanden. Die schwache Krümmung hat erhöhte innere Reibung und Geschwindigkeitsminderung zur Folge. Es kommt zu Staubildungen oberhalb der Konfluenz; der Abfluß kann dadurch, daß die Krümmung vorweggenommen oder in mehrere einzelne zerlegt wird, weiter verbessert werden. An den Talaußenseiten wird selektiv erodiert, es bilden sich Einbuchtungen, die postglazial als Erosionsrinnen weiter ausgeformt werden. Die Überprägung erfolgt auf einen größeren Konfluenzwinkel hin (vgl. Abb. 3b).

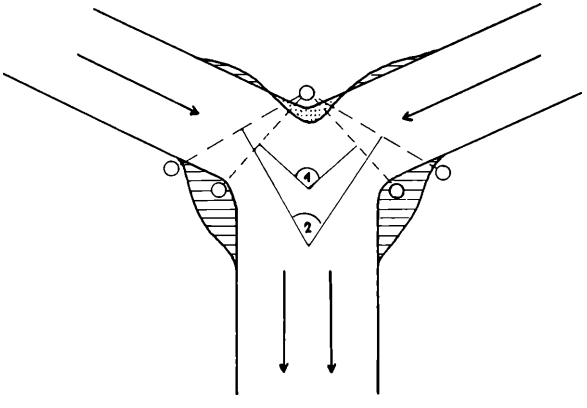


Abb. 3a: Talkesselbildung bei großem Konfluenzwinkel

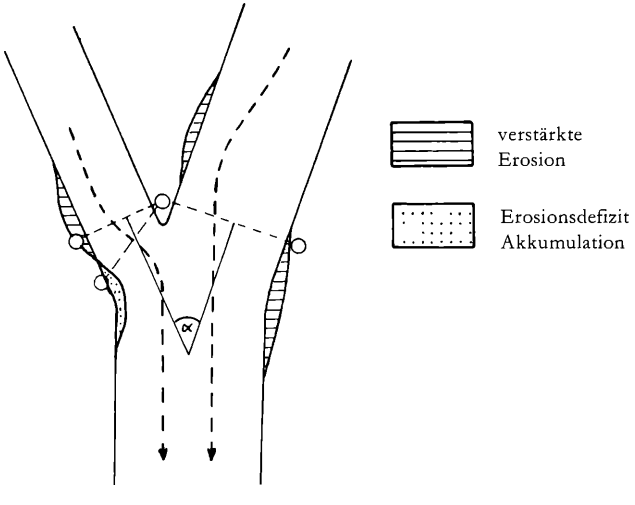


Abb. 3b: selektive Erosion bei kleinem Winkel

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

Einige Ergebnisse und Interpretationen

Vernachlässigt man den Einfluß der Ablation, Geschwindigkeits- und Dichteveränderung im Konfluenzbereich, so läßt sich aufgrund der Kontinuitätsbedingung das Verhältnis $\frac{Fa + Fb}{Fc}$ aufstellen. Der ideale Wert beträgt 1, wenn das Flächenverhältnis nicht durch postglaziale morphologische Prozesse geändert wird und sich die Massensteigerung völlig in Erosion umgesetzt hat. Die Betrachtung der ermittelten Kennwerte zeigt, daß diese Verteilung nahezu normalverteilt ist und ihr Mittelwert über 1 liegt. Als Extreme treten die Diffluenzen im Gebiet von ALTGLASHÜTTEN-FALKAU mit 3,4 bzw. 3,11 und die Diffluenz von HÄUSERN mit 2,34 auf, bei denen die Talausgangsflächen wesentlich kleiner als die Taleingangsflächen sind. Der Mittelwert über 1 deutet auf eine höhere Anzahl von Transfluenzen hin, was gut mit der Vorstellung der Plateauvereisung des Südschwarzwaldes übereinstimmt. So fand z. B. HAASE (1965: 365ff.) Geschiebe auf den höchsten Pässen.

Ohne die Werte über 1,68 liegt völlige Normalverteilung vor, und es konnte getestet werden, ob der Mittelwert mit dem theoretischen Mittel von 1 übereinstimmt. Das Ergebnis war:

$$\hat{t} = 1{,}2 < 1{,}99 = t_{0.05;70}$$

Die Nullhypothese auf Übereinstimmung kann nicht abgelehnt werden, womit ein empirisches Maß für Transfluenzen bzw. Diffluenzen gefunden wurde, wenn $\frac{Fa + Fb}{Fc}$ größer als 1,6 ist.

1. Auf Blatt TODTNAU 8113 ist am SPITZTOBEL (R.: 34176, H.: 53016) ein auffallender Talknick zu bemerken, der zunächst ohne Erklärung bleibt (siehe Abb. 4). Das Flächenverhältnis aus der Profilfläche vor (UNGENDWIEDEN) und nach (LAILEHÖHE) dem Talknick beträgt ungefähr 0,63. Ob dieser Talverlauf durch Flußanzapfung über einen vom Eis geschaffenen Sattel entstanden ist, sei dahingestellt: die starke Vergrößerung des Talquerschnittes auf kurzer Entfernung in einer Höhenlage der eiszeitlichen klimatischen Schneegrenze weist auf eine Eiszunahme aus einer Transfluenz hin. Tatsächlich gibt es in NO-Richtung einen Sattel auf dem FRANZOSENBERG in 1120 m Höhe, in dessen weiterer Richtung der MUGGENBRUNNER Talkessel liegt. Eismassen müssen von hier aus in das Tal von UNGENDWIEDEN hinüber geflossen sein. Der theoretische Konfluenzwinkel beträgt 87° Da diese Eismassen auf dem zum Tal abfallenden Hang eine wesentliche Beschleunigung erfahren haben, trugen sie zur Ausbildung des Talknicks und der Erweiterung der Talausgangsfläche bei. Ermittelt man die heutige Fläche des zweiten Talastes unter derselben Höhe wie bei den anderen Querprofilen, so beträgt das Verhältnis $\frac{Fa + Fb}{Fc} = 1{,}04$ was die Hypothese auf Transfluenz aus dem MUGGENBRUNNER Talkessel unterstützt. Da GÖLLER Moränenmaterial oberhalb von UNGENDWIEDEN nur auf 955 m und bei MUGGENBRUNN auf 1020 m Höhe verzeichnet (1952, 77), kann eine zeitliche Einordnung nicht getroffen werden; es läßt sich eine rißzeitliche Zuordnung nur vermuten.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

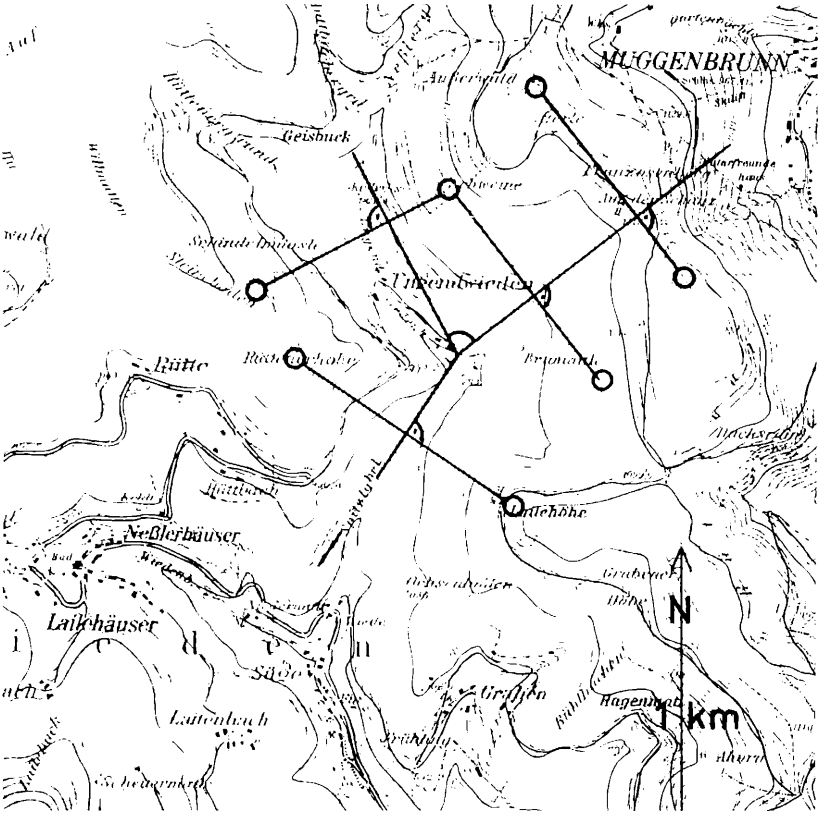


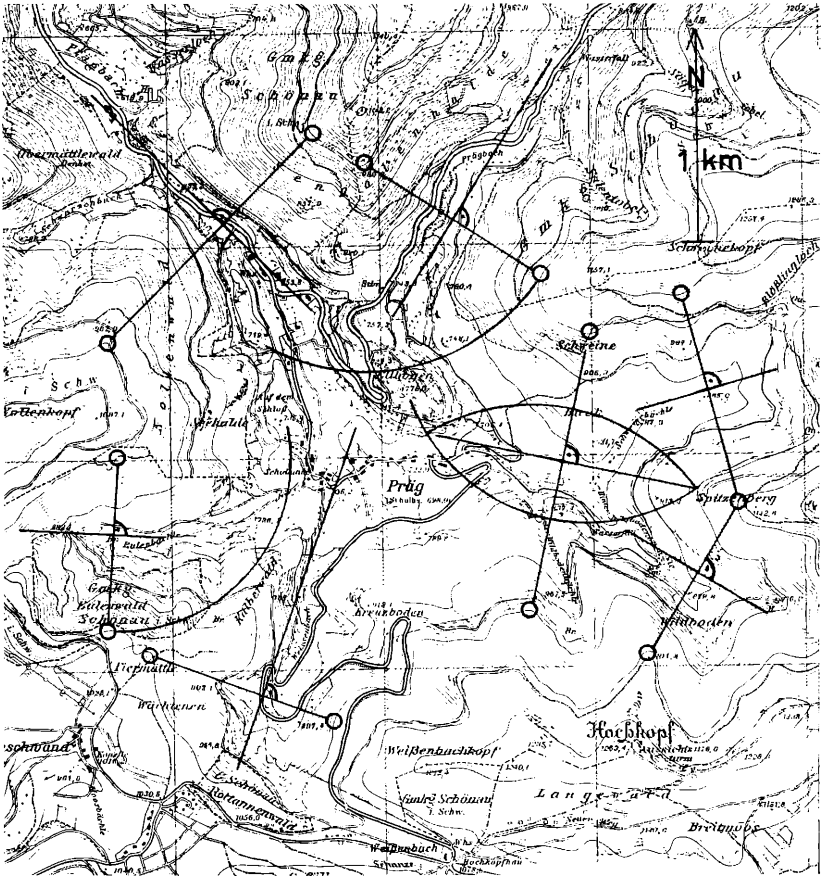
Abb. 4: Ausschnitt aus der topographischen Karte 1:25000, Blatt 8113 TODTNAU.
Mit Genehmigung des Landesvermessungsamts Baden-Württemberg Nr. LV 5065/2546.

2. Der HIRSCHBÜHL bei TITISEE, Blatt 8014 HINTERZARTEN, stellt mit 945 m ü. NN. eine morphologisch markante Form dar, die in der Rißeiszeit, bei einer klimatischen Schneegrenze auf ca. 700 m Höhe (PFANNENSTIEL, M. 1958, 231 ff. u. a.) vielleicht vom Eis überflossen wurde, während die Würmeismassen ihn nur umschlossen haben. Für den Hauptstrom aus dem BÄRENTAL liegt er etwas am Rande, es trat also ein Transfluenz bzw. Diffluenz ein. Zeichnet man die Verbindungslinien auf 900 m Höhe zu den Talgegenseiten, 50 m über dem heutigen Talboden, so ergibt sich ein Diffluenzwinkel von ca. 75° Wie oben dargelegt, ist die Diffluenz das Gegenstück zur Konfluenz; die Winkel müssen sich entsprechen.

3. Der Talkessel von PRÄG, Karte 8213, ZELL i. WIESENTAL, war das Thema einer eingehenden Untersuchung von PFANNENSTIEL und RAHM (1961). Sie weisen auf die bevorzugte Abflußrichtung der südöstlichen Eismassen und auf das Ausmaß

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

der Stauvorgänge hin. Die maximale Dicke des würmeiszeitlichen Eises in dem Talkessel betrug ca. 400 m. Das Eis des PRÄGBACHES und des EULENBÄCHLES wurde stark umgelenkt. Besonders auffallend ist der NW-SO-Verlauf des ELLBOGEN, einer rundhöckerähnlichen Form fast in der Kesselmitte, und der nahezu parallele Verlauf weiterer, kleinerer Rundhöcker am Talausgang. Als stärkste Krümmung einer laminaren Strömung kann der Kreisbogen um den Punkt einer Talseite mit dem Radius der Talbreite angesehen werden (RICHTER, H. 1958: 181, für Flüssigkeiten in Rohren). Wird dies am Beispiel des EULENBÄCHLE auf 1000 m Höhe mit Drehpunkt auf der westlichen Talseite durchgeführt (vgl. Abb. 5), so zielt der Kreisbogen genau auf den Rundhöcker „AUF DEM SCHLOSS" hin. Eindrucksvoll wird


N
1 km
Präg
Hochkopf
Langenau
Breitnoos
Weißenbuchkopf
Weißenbuch
Breunboden
Weidboden
Spitzberg
Schreine
Eulenkopf
Eulenwald
Schlossberg
Schönau
Fichtenalb
Weißenau
Klotzenwald
Klotzenwand
Klotzenbach
Schönau
Langenau
Schönau
Schönau
Schön

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

die Schilderung von PFANNENSTIEL und RAHM bestätigt, wie das Eis des EULENBÄCHLE an die Talflanke gedrückt, umgelenkt wurde und in den petrographischen unterschiedlichen, nach N-O-streichenden Gesteinen mehrere Depressionen aushob, in denen sich früher drei kleine Seen bildeten. Dasselbe Verfahren mit dem Drehpunkt auf der Verbindungslinie der östlichen Täler zeigt den Bereich stärkster Erosion der Eismassen aus dem SCHWEINEBÄCHLE und WILDBODEN. Jedoch erscheint es unwahrscheinlich, daß der kleine Arm des SCHWEINEBÄCHLE-Gletschers soviel Energie entwickelte, um das Eis aus dem PRÄGBACHTAL hoch an die nordöstliche Wand zu drücken. Der Prägbachgletscher besaß erstens ein wesentlich größeres Einzugsgebiet, da er vom Feldbergmassiv kam, und entwickelte zweitens schon oberhalb am PFAFFENFELSEN und GISIBODEN Transfluenzen, die auf eine hohe Eismächtigkeit schließen lassen (GÖLLER, A. 1952: 77). Drittens erwies sich bei der multiplen Regression der Expositionswert nicht als signifikant, der Ablationsunterschied aufgrund der Lage dürfte damit keine große Rolle gegenüber den Massenverhältnissen spielen. Zwischen dem abfließenden Eis des PRÄGBACHES und des SCHWEINEBÄCHLES bestand ein relativ günstiger Konfluenzwinkel, weshalb sich zwischen ihnen auch kein Hindernis ausbildete. Dagegen treffen beide zusammen auf die fast entgegengesetzt fließenden südlichen Massen. Da diese im Abfluß bevorzugt waren, muß sich das Eis regelrecht übereinander geschoben haben, mit dem Ergebnis einer schlagartigen hydrostatischen Druckerhöhung und starker Tiefenerosion dort, wo diese Überschiebung stattfand, und Erosionsschwächung durch den Stauvorgang davor (s. o.: Fließverhalten im Konfluenzbereich). Auf diese Weise erklärt sich der steile Abgang auf der südwestlichen Seite des ELLBOGEN, sein NW-SO-Verlauf, der die maximale Staulinie nachzeichnet, und seine Asymmetrie. Am meisten benachteiligt waren die Eismassen aus dem SCHWEINEBÄCHLE: sie kamen fast zum Stillstand über der heutigen höchsten Erhebung des ELLBOGEN von 778 m Höhe. Beim Abschmelzen des Eises mußte der PRÄGBACH um den ELLBOGEN herumlaufen. Der hohe Wert der Taleingangsflächen im Verhältnis zur Ausgangstalfläche deutet auf Transfluenzen während des Eismaximums hin. Tatsächlich gibt GÖLLER (1952) Moränenmaterial auf den Sätteln um HERRENSCHWAND an.

Schriftenverzeichnis

COLBECK, S. C. & R. J. EVANS (1973): A flow law for temperate glacier ice. – Journal of Glaciology, **12** (64), 71–86, 8 Abb., Cambridge.

DEECKE, W. (1932): Geologie rechts und links der Eisenbahnen im Schwarzwald. – 75 Abb., 175 S., Freiburg (Schwarzwaldverein) = Geolog.-geograph. Wanderungen im Schwarzwald, 1.

EGGERS, H. (1964): Schwarzwald und Vogesen. Ein vergleichender Überblick. – 144 S., Braunschweig (Westermann) = Westermann Taschenbuch der Geographie, 1.

ENGEL, TH. (1908): Geognostischer Wegweiser durch Württemberg. – Stuttgart (Schweizerbart).

FOERTSCH, O. & H. VIDAL (1968): Seismo-glaziologische Untersuchungen im oberen Fischbachtal (Amberger Hütte, Stubaier Alpen). – Zeitschr. Gletschkd. Glazgeol., **5**, 61–88, 9 Fig., Innsbruck.

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

GIERMANN, G. (1964): Die würmeiszeitliche Vergletscherung des Schauinsland – Trubelsmatt – Knöpflesbrunnen – Massivs (südlicher Schwarzwald). – Ber. Naturf. Ges. Freiburg, **54,** 197 bis 207, 2 Abb., 1 Kart., Freiburg.

GOELLER, A. (1952): Gletscherspuren im Talgebiet der Großen Wiese (südwestlicher Schwarzwald).– Ber. Naturf. Ges. Freiburg, **42,** 45–77, 1 Kart., Freiburg.

GUESSEFELDT, J. (1977): Programmbibliothek Geo. Geo. – Stand 1977, Freiburg.

HAASE, E. (1965): Glazialgeologische Untersuchungen im Hochschwarzwald (Feldberg-Bärenhalde-Kamm). – Ber. Naturf. Ges. Freiburg, **55,** 365–390, 1 Abb., 2 Kart., Freiburg.

HAASE, E. (1966): Zur Entstehungsgeschichte des Windgfällweihers im Südschwarzwald. Ber. Naturf. Ges. Freiburg, **56,,** 5–15, 1 Abb., 2 Kart., Freiburg.

HAEFELI, R. (1952): Observations on the quasi-viscous behaviour of ice in a tunnel in the Z'Mutt glacier. – Journal of Glaciology, **2** (12), 94–99, 7 Abb., Cambridge.

HEIM, A. (1885): Handbuch der Gletscherkunde. – 560 S., 2 Taf., 1 Kart., Stuttgart (Engelhorn).

KOERNER, H. (1954): Gletschermechanik und Gletscherbewegung. Zeitschr. Gletscherkd. Glazialgeologie, **3** (1), 1–17, 20 Abb., Innsbruck.

KOERNER, H. (1958): Physik der Eisbewegung. – Zeitschr. Gletscherkd. Glazialgeologie, **4** (3), 253–259, Innsbruck.

LAGALLY, M. (1930): Die Zähigkeit des Gletschereises und die Tiefe der Gletscher. – Zeitschr. Gletscherkd., Eiszeitforsch. Gesch. Klimas, **18,** 1–8, Innsbruck.

LEIBER, J. (1969): Ein 400 Meter über dem Wiesental bei Schönau gelegenes Vorkommen von Grundmoräne. – Ber. Naturf. Ges. Freiburg, **59,** 7–10, 1 Abb., 1 Kart., Freiburg.

LOEWE, F. (1969): Gletscher. – In: BARTELS, J. & G. ANGENHEISER [Hrsg.]: Geophysik. – 373 S., Frankfurt (Fischer) = Fischer Lexikon, 20.

MARSAL, D. (1967): Statistische Methoden für Erdwissenschaftler. – XII + 152 S., 40 Abb., Stuttgart (Schweizerbart).

NYE, J. F. (1952): The mechanics of glacier flow. – Journal of Glaciology, **2** (12), 82–93, 10 Abb., Cambridge.

PENCK, A. (1882): Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluß auf die Bodengestaltung. – 483 S., 2 Tab., 2 Kart., Leipzig (Barth).

PFANNENSTIEL, M. (1963): Die rißzeitliche Vereisung in Schwarzwald und Vogesen. – Jahresber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., **45,** IX–X, 1 Abb., Stuttgart.

PFANNENSTIEL, M. (1958): Die Vergletscherung des südlichen Schwarzwaldes während der Rißeiszeit. – Ber. Naturf. Ges. Freiburg, **48,** 231–272, 16 Abb., 4 Tab., 1 Kart., Freiburg.

PFANNENSTIEL, M. & G. RAHM (1961): Die würmeiszeitlichen Gletscher des Talkessels von Präg.– Ber. Naturf. Ges. Freiburg, **51,** 119–132, 8 Abb., 1 Kart., Freiburg.

RAHM, G. (1967): Die Vergletscherung des Schwarzwaldes im Vergleich zu denjenigen der Vogesen. – Alemanisches Jahrbuch, **12,** 257–272, 2 Kart., Bühl/Baden.

RAHM, G. (1974): Zur Ausdehnung der rißzeitlichen Vergletscherung im Schwarzwald. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **25,** 214–215, Öhringen/Wrttbg.

RICHTER, H. (1958): Rohrhydraulik. Ein Handbuch zur praktischen Strömungsberechnung. – XII + 354 S., 222 Abb., 69 Taf., Berlin, Göttingen, Heidelberg (Springer).

© Naturforschende Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau c/o Institut für Geo- und Umweltnaturwissenschaften; download www.zobodat.at

SCHNITTER, G. (1962): Hydraulik. – In: STÜSSI, F. & H. JAUSLIN [Hrsg.]: Technik I (Bautechnik). – 366 S., Frankfurt (Fischer) = Fischer Lexikon, 30.

STRATIL-SAUER, G. (1968): Hydrogeographie, Glazialer Formenschatz. – In: FOCHLER-HAUKE, G. [Hrsg.]: Geographie. – 398 S., Frankfurt (Fischer) = Fischer Lexikon, 14.

WILHELM, F. (1966): Hydrologie, Glaziologie. – 143 S., 24 Fig., 35 Tab., Braunschweig (Westermann) = Das Geographische Seminar.

WILHELMY, H. (1972): Geomorphologie in Stichworten. III. Exogene Morphodynamik. 184 S., 38 Abb., Kiel (Hirt) = Hirts Stichwortbücher.

WUNDERLICH, H.-G. (1968): Einführung in die Geologie I, Exogene Dynamik. – 214 S., 53 Abb., Mannheim (Bibliogr. Inst.) = BI Hochschultaschenbücher, 340/340 (a).

Topographische Karten 1:25000, Blätter 8013–8015, 8112–8115, 8212–8215, Normalausgabe.

Topographische Karten 1:25000 Frankreich (Vogesen)
Blätter Münster, Géradmer, Remiremont

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte der naturforschenden Gesellschaft zu Freiburg im Breisgau

Jahr/Year: 1978

Band/Volume: 68

Autor(en)/Author(s): Fichtner Uwe

Artikel/Article: Zur Wirkung des Gletschereises auf die Talrichtung Eine kartometfische Analyse aus dem Südschwarzwald 27-45