

BEITRAG ZUR GLAZIALMORPHOLOGIE

Von RUDOLF STREIFF-BECKER

Mit 4 Illustrationen

Drei Ereignisse brachten neues Leben in die am Anfang dieses Jahrhunderts etwas still gewordene Gletscherforschung.

Das erste Ereignis war das Erscheinen des großen Werkes von A. PENCK und E. BRÜCKNER «Die Alpen im Eiszeitalter», Leipzig 1901/08, welches Geologen und Morphologen zu neuen Forschungen in den Alpen und deren Vorgelände anspornte und große Fortschritte in der Erkenntnis der Quartärgeologie zeitigte. Im ganzen Schweizer Mittelland und im Jura mehrten sich die Aufschlüsse mit sicheren Zeugen der großen diluvialen Vereisungen, und in den Alpentälern konnten die in der Nähe rezenter Gletscher vorhandenen Spuren größerer Eisstände durch Urkunden, alte Zeichnungen und alte Photographien zeitlich festgelegt werden. Man weiß nun, daß um die Jahre 1620, 1820 und 1850 herum die größten historischen Gletschervorstöße vorkamen, wobei jeweilen der jüngere Vorstoß den älteren nicht mehr erreichte. Die Morphologen legten den uns heute geläufigen «glazialen Formenschatz» an. Wie es bei fast allen Neuerungen vorkommt, daß man gerne im Eifer über das Ziel hinausschießt, geschah es auch hier. Viele Forscher schrieben der Glazialerosion eine übergroße Wirkung zu. Es gab Morphologen, die angesichts jeder trogähnlichen Talform sogleich schrieben: Der Gletscher hat dieses Tal ausgehobelt. Sie vergaßen dabei, die Mitarbeit des Wassers und der Freiluftverwitterung zu erwähnen oder die Möglichkeit geologisch-tektonischer Vorbildung zu untersuchen. Wegen der Opposition, die ALBERT HEIM auf Grund seiner Gebirgsenerfahrung gewissen Aussagen PENCKS machte, glaubte mancher, daß HEIM die Glazialerosion leugne. Zu Unrecht, denn Heim bezeugte vielfach die Glazialerosion, warnte jedoch mit Recht vor Übertreibungen. A. PENCK ist in seinen späteren Jahren selbst dem Standpunkt HEIMS nähergekommen, schneller als viele seiner Schüler.

Das zweite der oben erwähnten Ereignisse war die rasche Ausbreitung des Skilaufes, durch den es möglich wurde, auch im Winter ins Hochgebirge zu gelangen. Die Schnee- und Lawinenforschung nahm damit ihren später so erfolgreichen Anfang.

Das dritte Ereignis war das im 2. Jahrzehnt einsetzende Vorstoßen einiger Alpengletscher, was man als Signal zu einem baldigen allgemeinen Vorstoß aller Gletscher deutete. Es schien daher höchste Zeit, im Vorgelände der Gletscherzungen Maßnahmen zu ergreifen, durch welche es der kommenden Generation möglich werden sollte, nach einem Wiederrückzug der Gletscher deren Wirkung auf das überfahrene Gelände sicher festzustellen. So haben A. DE QUERVAIN und E. SCHNITZER eine genaue topographische Aufnahme des Zungenbeckens des Bifertengletschers im Tödigebiet vorgenommen (Lit. 3). O. LÜRSCHG hat am Felsen dicht vor der Eisstirne des vorrückenden Allalngletschers im oberen Saastal Bohrlöcher angebracht, sie mit Wachs gefüllt und genau eingemessen (Lit. 2). Die Gletscherkommission der SNG, unter Leitung von P. L. MERCANTON führte Messungen an den beiden Grindelwaldgletschern aus. Alle diese Arbeiten ergaben wertvolle Resultate, doch nicht in dem erhofften Ausmaß, weil der erwartete Gletschervorstoß bald wieder erlahmte und nach der trockenen und warmen Periode 1920/21 sogar in einen allgemeinen Rückgang der Gletscherzungen überging, der, nach nochmaligem kurzem Zögern, von 1927 an stärker wurde und bis zur Gegenwart, auf der ganzen Welt bemerkbar, noch andauert. Bis zum Zeitpunkt dieses kleinen Vorstoßes von 1912/20 war die Kenntnis der Bewegungsvorgänge im Gletscher nicht viel weiter vorgeschritten, als sie zur klassischen Zeit der großen Forscher AGASSIZ, FORBES, SCHLAGINTWEIT u. a. war. Der Gletscher war nur an seiner Außenseite gut bekannt; über die Zustände im Innern des Gletschers vermochten die vereinzelt Tiefensondierungen nicht genügend Klarheit zu verschaffen. DE QUERVAIN erkannte richtig, daß die Gletscherforschung nicht in dem leicht zugänglichen Gebiet der Gletscherzungen steckenbleiben dürfe, sondern auch das für die Wissenschaft scheinbar wenig interessante Firngebiet, oberhalb der Firnlinie, erfassen müsse. Seiner Initiative entsprang im Jahre 1915 die Gründung der Zürcher Gletscherkommission, die nun eine Anzahl Firngebiete in Beobachtung nahm, und in welcher der Verfasser mitarbeiten durfte. Durch meine Beobachtungen am Claridenfirn (Lit. 4a) gelang es mir, einige neue Erkenntnisse im Bewegungsmechanismus des Firn- und Gletschereises zu gewinnen und daraus Rückschlüsse auf die Art und Größe der Glazialerosion zu ziehen (Lit. 4b). Einen wichtigen Beitrag zu diesen Problemen lieferte A. CAROL (Lit. 1). Die Messungen von R. HÄFELI und seinen Mitarbeitern am großen Aletschgletscher scheinen die Richtigkeit unserer Ansichten zu bestätigen, die eine ungezwungene Erklärung zur Bildung der Kare, Felsriegel und Felsvorsprünge, der Rundhöcker und Drumlins erlauben.

Zur richtigen Beurteilung der Glazialerosion ist es notwendig, neben guten Beobachtungen im Feld auch die Art des Fließens von Firn- und Gletschereis zu kennen. Wie wir diese auffassen, sei im folgenden kurz besprochen:

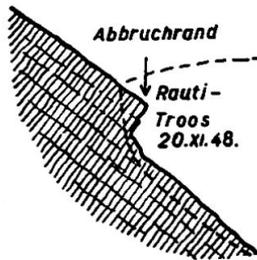


Abb. 1. Zinalgletscher mit Obergabelhorn-Gruppe. Mitte rechts der « Inselberg » Roc Noir. Die Ufer zeigen keine Spuren von seitlichem Unterschleifen durch den Gletscher. (PHOTO: R. STREIFF-BECKER, 24. 8. 1944)

In der Höhe der Firnlinie dauert die Akkumulation gewöhnlich acht Monate (Oktober bis Mai), die Ablation vier Monate (Juni bis September). Frisch gefallener Schnee hat das spezifische Gewicht von zirka 0,1. Er verwandelt sich bis Ende der Ablationszeit zu Firn, einer feinkörnigen Masse des spezifischen Gewichts 0,5—0,6. Im Firnhausalt sind nur die positiven Temperaturen von Bedeutung; daher bestimmt das Verhalten der Ablationszeit die Größe des jährlichen Firnüberschusses. Dieser hat die Gestalt eines breiten Keiles, dessen dicker Rücken oben am Bergschrund (Spalte zwischen dem oberen feststehenden Eis und dem nach unten wegfließenden Firn) und dessen dünne Schneide bei der Firnlinie unten liegt. Alljährlich legt sich mit dem Winterschnee ein neuer Keil auf den vorjährigen Firn. Das Gewicht der aufgeschichteten Firnüberschüsse macht die tiefliegende Firnmasse fließfähig, so daß sie, der Schwerkraft folgend, talwärts ausweicht, weshalb die Abflußgeschwindigkeit in der Tiefe größer ist als an der Oberfläche, die Wintergeschwindigkeit größer als im Sommer. Der Schweredruck von oben und die Erdwärme von unten bewirken, daß die Temperatur im Inneren der Eismasse in der Nähe des Schmelzpunktes verharret. Die körnige Struktur bleibt nicht nur im Firn erhalten, sondern auch im Ablationsgebiet bis zum Gletscherende. Sie ist hauptsächlich eine Folge der Differenzialbewegung der fließenden Eiskörner, eine Bewegung, die ähnlich ist der Bewegung körniger, sogar sperriger Massen in einem technischen Silo. Beim Firn wird die Differenzialbewegung noch erleichtert, weil Eis seinen Aggregatzustand ändern kann. Wir haben an den Oberflächenstellen der Firnkröner, wo Druck und Reibung vorhanden ist, etwas Schmelzwasser als Schmiermittel, und Gefrieren desselben (Regelation), wo Druckentlastung eintritt. Auch weiter unten im Gletscher, wo durch Widerstand erhöhter Druck auftritt, wird das Eis fluidplastisch; wo weniger Druck herrscht oder wo niedere Außentemperaturen Einfluß haben, wird die Eiskornmasse starrer, von der fließenden

Masse mitgenommen und zerreißt, d. h. bildet Spalten, wo Zugkräfte auftreten. Die Eiskörner werden hauptsächlich durch Kapillarkräfte zusammengehalten, so daß der Firn- bzw. Gletscherkorper langsam, zähflüssig den Geländeformen sich anpaßt (Abb. 1), Talbiegungen folgt, an Engpässen sich hochpret, bei Talweitungen sich ausbreitet und selbst Gegensteigungen iberwindet. Firn- und Gletschereis ist mehr oder weniger durch Staub, Sand und gröbere Steine verunreinigt, womit das Eis beim Fließen sein Bett schurft. Die Größe der Glazialerosion ist von vielen Faktoren abhängig; sie kann von Tal zu Tal, von Querschnitt zu Querschnitt, sogar innerhalb desselben Querschnittes ganz verschieden sein, bei Uebermaß an Schutt sogar ganz ausbleiben. Beim Rückzug eines Gletschers nimmt dessen Erosionskraft sukzessive ab, er akkumuliert Grund- und Obermorane. Die Mulde hinter dem Riegel füllt sich mit Moräne und Schottern auf, oder es bleibt ein See zurück. Bei einem neuen Vorstoß ist die Erosionskraft des Gletschers zuerst am größten, weil das verwitterte Vorgelände viele Angriffspunkte liefert. Der Gletscher räumt die Mulde wieder aus und vertieft sie; das Schuttmaterial wird als Stirnmoräne vorgestoßen.

Die Meinungen iber die Größe der Glazialerosion sind immer noch geteilt; es herrscht noch vielfach der Glaube, ein Gletscher sei imstande, aus eigener Kraft tiefe Tröge in einen vorher plumpen Gebirgskörper einzuschneiden. Es ist jedoch zu be-



denken, daß die Klimaverschlechterung zu Beginn einer Eiszeit nicht plötzlich da war. Bis die entstehenden Firnfelder ihre Eisströme zu Tal sandten, hatten die Verwitterungskrafte und die Wildwasser genügend Zeit, um tiefe Wunden in den Gebirgskörper zu reißen, welche der träge nachschleifende Gletscher abrundete und ausglattete. Es herrscht allgemein noch die Ansicht, daß die großen Gletscher der Eiszeit die seitlichen Berghänge unterschritten hätten, so daß nach dem Rückzug der Gletscher die fundamentlos gewordenen Hänge als Bergstürze niedergebrochen

seien. Die Erklärung klingt in der Tat so einfach und einleuchtend, daß bisher niemand daran rüttelte. Meine Beobachtungen an Hunderten von Gletschern im ganzen Alpengebiet ließen in mir Zweifel aufsteigen.

Wie oben erwähnt, haben Gelände- und Urkundenforschungen ergeben, daß seit dem größten historischen Gletschervorstoß von 1600/1620 die Gletscher nie mehr so weit zurückgewichen sind wie in der Gegenwart, daß also das durch den Rückzug freigewordene Gelände mit Gewißheit rund 350 Jahre ununterbrochen vom Gletschereis iberfahren wurde. Wo zeigen sich nun die erwarteten Gletschertroge? Zu meiner Ueberraschung konnte ich nirgends einen unzweideutig nur vom Gletscher ausgehobelten Trog im frisch entblößten Vorgelände entdecken, oft sogar das Gegenteil, wie z. B. am Glarnischgletscher, der zudem noch den Vorzug hatte, in einer tektonisch vorgebildeten Mulde zu schürfen. Es kam da nicht etwa ein verbesserter Trog zum Vorschein, sondern unter der Mittellinie des Gletschers eine Rundhockerreihe! (Lit. 4c.) Ebenso hat der schwindende Claridengletscher keinen Trog hinterlassen, sondern rundhokerige Felsen mit kräftigen Schrammen und Abschürfungen an den Rändern tiefer Rinnen, die das subglaziale Wasser ausgewählt hatte (Abb. 2 und 3). Das Novemberheft der Zeitschrift «Die Alpen» des SAC. zeigt sehr instruktive Bilder, u. a. eines vom Rhonegletscher vom 16. November 1947, wo man keinen Trog erkennen kann, wohl aber einen breiten Felsboden mit Ueberrundungen und tiefen Wasserrinnen. Noch sprechender ist das Bild Nr. 108 vom Allalingletscher, vom 3. November 1947. Zwischen zwei hohen Moränenwällen zeigt sich der Felsboden flach und im gleichen Niveau wie der Boden außerhalb der Moränen. Man erkennt Abrundungen und Wasserrinnen, jedoch keine trogförmige Eintiefung. Wie steht es mit der seitlichen Unterschleifung der Ufer eines Gletscherstromes? Eine solche findet in beschränktem Maße statt, wo ein Gletscher sich durch eine enge Felsschlucht zwängen muß, wie z. B. der untere

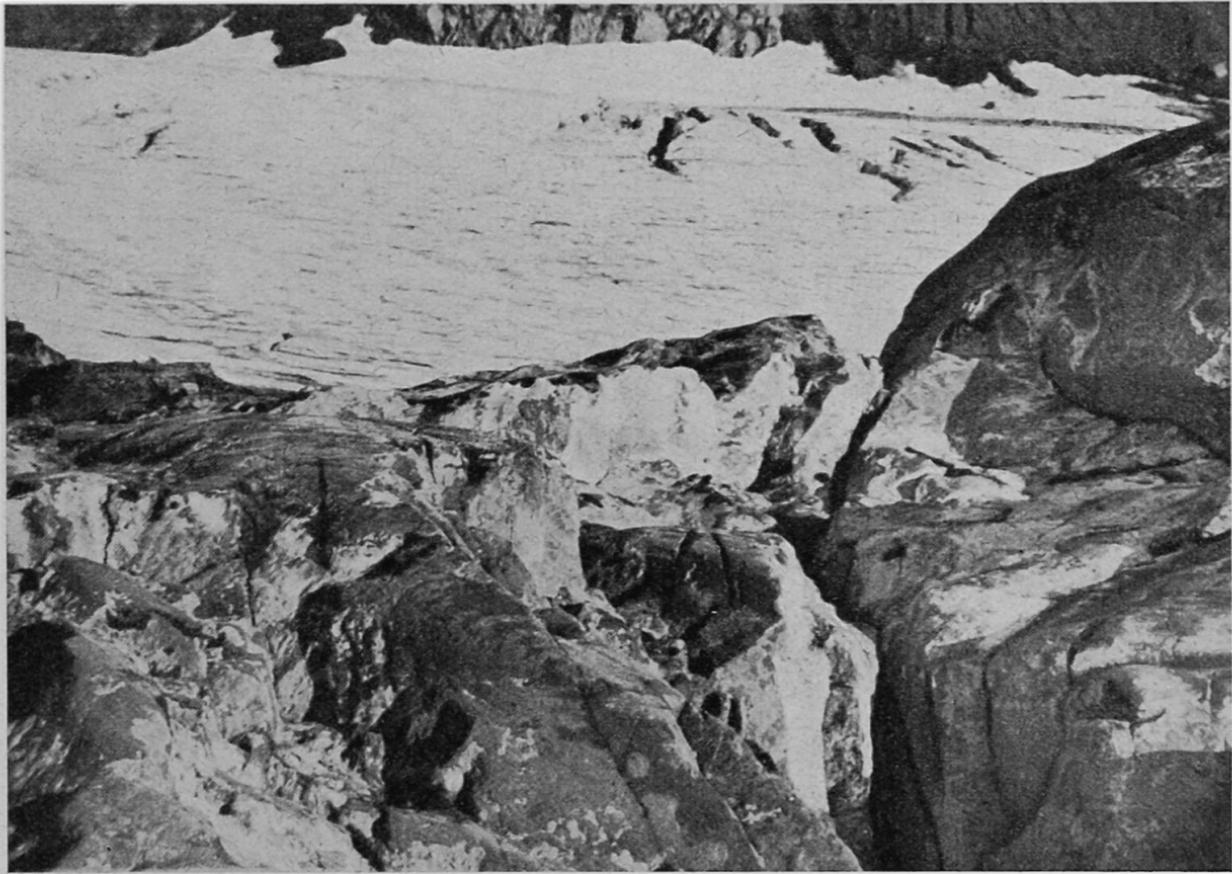


Abb. 2. Felsboden, vom zurückweichenden Claridengletscher (Altenorenlappen) seit 1930 freigegeben. Tertiärer Sandstein vom subglazialen Bach tief zerschnitten, vom Eis auf verschiedenem Niveau gerundet und geschrammt. Schliffrichtung von links nach rechts. Am Südfuß des Gemsfayrenstockes. (PHOTO: R. STREIFF-BECKER, 15. 9. 1932)

Grindelwaldgletscher unterhalb Bäregg. Da stürzen scharfkantige Steine von oben in die Randkluft. Mit diesen Steinen schürft der fließende Gletscher Hohlkehlen in die Felswände oder reißt gelegentlich an zerklüfteten Stellen auch Gesteinsbrocken aus der Wand (Lit. 1). Die Hohlkehlen können jedoch nicht sehr tief gehen; denn sonst könnten die Steine von oben nicht mehr in die Randkluft fallen, sondern nur auf den Rücken des Gletschers, der sie ruhig talwärts tragen würde. Man kann an keinem rezenten Gletscher das angenommene Unterschleifen der Ufer beobachten (Vgl. Abb. 1, Zinalgletscher), auch nicht an den großen Gletschern Asiens und Alaskas.

Im Firngebiet ist eine seitliche Unterschleifung wegen der loseren Kornstruktur ziemlich ausgeschlossen; aber auch im Gletscherzungegebiet, wo das Eis etwas starrer ist, beobachtet man, mit Ausnahme der Engpässe, viel häufiger ein Aufliegen der Eiszunge auf reichlicher Moräne, mithin eher ein Schützen der Seitenhänge als ein Unterschneiden. Es bleibt noch die Vermutung, daß diluviale Eisströme dank ihrer größeren Mächtigkeit anders gewirkt haben könnten. An dem mir gut bekannten Beispiel der großen eiszeitlichen Bergstürze vom Glärnisch ist auch keine Spur von Unterschleifung durch den Linth- und Klöngletscher zu erkennen. Weder am Fuße des Geißer, zwischen Schwanden und Luchsingen, talaufwärts vom Guppenbergsturz, noch westlich vom großen Sackbergsturz kann an den Felswänden des Glärnisch im Klöntal ein Unterschleifen nachgewiesen werden. Wie man sich die Entstehung einer Trogschulter auch denken kann, zeigt uns der neueste Felssturz vom 20. November 1948 vom Rauti-Troos zum Obersee (Kt. Glarus). Die (60000 m³) abgerutschte Kaltplatte hat einen scharfkantigen, etwas überhängenden Abrißbrand hinterlassen. Ein vorbeiströmender Gletscher würde die Kante abrunden, wie es die punktierte Linie der Skizze Seite 108 andeutet.



Abb. 3. Der Riegel im oberen Walenbachtal, vom Gletscherbach zerschnitten. Die Zwischenräume sind zu Rundhöckern geformt und geschrammt. Der Claridengletscher ist beim Hochstand von 1850 noch über den Riegel hinweggegangen. Im Hintergrund Berge der Muttenseegruppe. (PHOTO: R. STREIFF-BECKER, 19. 9. 1943)

Nach Rückzug des Gletschers würde eine rundgeschrammte Trogschulter zurückbleiben, an deren Entstehung der Gletscher jedoch den kleineren Anteil hat.

Zum Schluß möchte ich noch etwas zum Kapitel «Flußablenkungen» bemerken. Es wird oft geschrieben, daß irgendein Fluß, etwa infolge Tieferlegung der Erosionsbasis, durch rückwärtiges Einschneiden seinen Nachbarfluß anzapft und zu sich ablenkt. Ohne diese Möglichkeit abzustreiten, glaube ich doch, daß ein solcher Fall selten sein dürfte; denn ein Bach hat gerade in seiner obersten Verzweigung wegen der geringen Wasserführung wenig Erosionskraft. Ich glaube vielmehr, daß in den meisten Fällen ein Fluß sich selbst den neuen Weg ins Nachbartal verschafft. Ein tektonisch bedingter Bruch mag schon die Ursache der Ausbildung des Nachbartales und einer niederen Schwelle zu diesem sein. Da braucht es nur das Ereignis eines außerordentlichen Wolkenbruches, um eine entscheidende Veränderung zu erzielen. Es kann in einem solchen Fall aus einem Seitental unterhalb der (künftigen) Ablenkstelle ein Murgang das Haupttal quer versperren. Die Hochwasser des Haupttales stauen sich und brechen seitlich aus, über die niedere Schwelle, für immer. Ähnliches kann durch einen Gletscherhochstand herbeigeführt werden. Vom anschwellenden Hauptgletscher quillt ein Eislappen über die niedere Schwelle gegen das Nachbartal. Sein Abwasser, zumal an heißen Tagen mit viel Schmelzwasser, verstärkt durch das Regenwasser des hinzukommenden Wärmegewitters, steigern plötzlich die Erosionskraft des bisher harmlosen Wässerchens, und der Anfang zum Einbruch und der definitiven Ablenkung ist geschehen. Eine solche Ablenkung ganz im Kleinen habe ich am Sulzgletscher im Durnachtal (Kt. Glarus) einst beobachten können. An die Möglichkeit im Großen glaubte ich sicher, als ich einst im Abstieg durchs Klostertal, östlich vom Großblitzner,

die natürliche Fortsetzung des Tales in der Richtung des Fermuntbaches vermutete, dann aber gewährte, wie der Illfluß vor der Bielerhöhe unvermutet scharf im rechten Winkel gegen Westen abbiegt. Angesichts des anfangs so schwachen Gefälles schien mir die Anzapfung durch Rückwärtseinschneiden der Ill doch recht unwahrscheinlich; mir schien eher, daß das Überborden des anschwellenden Fermuntgletschers mit seinen oben zitierten Folgen die Ablenkung verursacht habe. Ein subglazialer Murgang kann den Gletscherbach momentan verstopfen und ihn zum seitlichen Ausbruch zwingen. Bei einer Exkursion der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft zum Tal-torso des Val Maigels bin ich neuerdings in meiner Ansicht bestärkt worden. Hier hat vielleicht ein tektonischer Bruch die niederen Schwellen zu den Alpen Lohner und Platta und ein Gletscherlappen die Bachablenkung zur Alp Platta verursacht.

Zur Eiszeit können ähnliche Ereignisse, wie das Anschwellen der Gletscher oder seitliches Ausbrechen der Urlinth, unter einem westlichen Lappen des Rheinlinth-gletschers, dessen Erosionskraft derart verstärkt haben, daß die Linth endgültig in das heutige Zürichseetal einbrach und die Sihl in ihr heutiges Tal abdrängte. Der schwächer gewordene Eisstrom im Raum des Zürcher Oberlandes kroch bei seinem schwachen Gefälle langsamer über die Grundmoräne und Schotter, zwang die subglazialen Bäche zu netz-artigen Verzweigungen, schürfte und formte so die bekannte Drumlinlandschaft heraus.

●Literatur: 1 H. CAROL: Beobachtungen zur Entstehung der Rundhöcker. «Die Alpen», 1943, S. 173—180. — 2 O. LÜTSCHG: Über Niederschlag und Abfluß im Hochgebirge. Schweizerischer Wasserwirtschaftsverband, Verbandsschrift Nr. 14, S. 108. — 3 A. DE QUERVAIN und E. SCHNITZER: Das Zungenbecken des Bifertengletschers. Denkschriften der SNG., Bd. LV, Abh. II, 1920. — 4 R. STREIFF-BECKER: a) Beitrag zur Gletscherkunde, Forschungen am Claridenfirn. Denkschriften der SNG., Bd. LXXV, Abh. II, 1943. b) Über die Entstehung glazialer Felsformen. Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 1941, S. 67—76. c) Der Glärnischgletscher. Vierteljahresschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 1949 (im Erscheinen begriffen).

CONTRIBUTION AU PROBLÈME DE L'ÉROSION GLACIALE

Après avoir donné un bref aperçu historique, l'auteur se prononce sur le mouvement interne des névés et des glaciers, puis il discute les effets de l'érosion glaciale sur des terrains qui, depuis 1600 à 1620, époque de l'extension et d'épaisseur du glacier maximum, ont été déblayés par suite d'une retrogradation glaciale. Il admet que la plupart des déviations fluviales résultent de ruptures de digues ou de débordements de lambeaux de glaciers aux époques d'évolution glaciale maximale.

CONTRIBUTO ALL'EROSIONE GLACIALE

Dopo un breve riassunto storico l'autore spiega la sua opinione sui movimenti nel ghiaccio dei nevai e ghiacciaii, e discute gli effetti dell'erosione glaciale sui terreni, che furono scoperti in seguito al ritiro dopo il massimo di glaciazione degli anni 1600-1620. L'autore ammette che la più grande parte delle deviazioni fluviali è causata dalla rottura di dighe o dallo sgorgare di lembi di ghiaccio nei massimi della glaciazione.

LA GÉOGRAPHIE DANS LE CADRE DE LA COMMUNE¹

Par HENRI ONDE

L'idée de donner pour fondement à l'étude de la géographie les éléments fournis par le cadre communal n'est pas nouvelle. Dans l'Emile, ROUSSEAU s'insurge contre une méthode qui, sous prétexte de décrire la terre, ne fait connaître que des cartes à l'enfant, et il recommande de présenter à celui-ci pour l'initier à la géographie «la ville où il demeure et la maison de campagne de son père, ensuite les lieux intermédiaires...»(1)*.

¹ Le présent article est le texte d'une communication destinée primitivement à être lue au Congrès de St-Gall (1948) de la Société helvétique des Sciences naturelles. Il ne vise qu'à soulever à nouveau une question qui a retenu l'attention des géographes de maints pays, et notamment en Suisse alémanique. Voir par exemple la note de F. JAEGER: Projekt zur geographischen Erforschung aller Gemeinden der Schweiz, présentée à la Commission fédérale pour la protection de la recherche scientifique 1944.

* Les chiffres entre parenthèses se rapportent aux «Ouvrages utilisés», page 113.