

Glazialerscheinungen am Rande der nordischen Vereisung.

Von Walery Bitter v. Loziński.

(Mit 5 Profilen im Text und 2 Lichtdrucktafeln.)

I. Eigentümlichkeiten der Marginalzone.

Das Gebiet der diluvialen nordischen Vereisung pflegt man je nach dem Vorwiegen der ausräumenden oder aufschüttenden Tätigkeit des Inlandeises in das zentrale Gebiet und die peripherische Zone einzuteilen. Von der letzteren hebt sich der äußere Saum, den wir Marginalzone nennen wollen, wesentlich ab und die Art, wie das Inlandeis sich in dieser Marginalzone ausbreitete und aus seiner Grundmoräne das gemengte Diluvium ablagerte, verdient eine besondere Betrachtung.

Gegen den Rand zu senkte sich die Oberfläche des Inlandeises, und infolgedessen nahm auch seine Mächtigkeit rasch ab. In der Marginalzone besaß das Inlandeis eine geringe Mächtigkeit und es schmiegte sich seine Ausbreitung auf das genaueste der präexistierenden Bodengestaltung an, wobei die größte Empfindlichkeit gegen Unebenheiten der Unterlage hervortrat. Der Gegensatz eines Zungen- und Lappenrandes, welchen H. Spethmann an dem Beispiele des Eisschildes Vatnajökull dargetan hat,¹⁾ war auch bei dem diluvialen Inlandeis vorhanden. Am Rande der Sudeten und der westgalizischen Karpathen, die sich wie eine Mauer dem Inlandeis in den Weg stellten, endete es mit einem ausgesprochenen Zungenrande und löste sich in zahlreiche schmale Eiszungen auf, deren Länge in manchen Fällen 20 bis 30 km erreichte. Im schwachgegliederten Bodenrelief Südrußlands dagegen endete das nordische Inlandeis mit einem Lappenrande, immerhin aber hat es die prädiluviale Furche des Dnjepr aufgefunden und drang in seinem Tale zungenartig vor. Die Mächtigkeit der glazialen Akkumulation blieb in der Marginalzone

¹⁾ H. Spethmann, Der Nordrand des isländischen Inlandeises Vatnajökull. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. III, S. 39 und 40.

weit hinter dem norddeutschen Flachlande zurück. In den westgalizischen Randkarpathen ist das gemengte Diluvium kaum einige Meter stark und nur in einem einzigen Falle²⁾ schwillt es bis zur Mächtigkeit von über 20 m an. Am Rande der Westsudeten ist die Mächtigkeit des gemengten Diluviums größer, indem sie oft ungefähr 20 m beträgt. In der Marginalzone bemächtigte sich das Inlandeis ausschließlich der lockeren Gebilde, d. h. der präglazialen Flußschotter und des Verwitterungsschuttes, während die ältere Unterlage, sogar tonige und mergelige Flyschgesteine vom Eisschube nicht betroffen wurden.³⁾ Selbst in solchen Fällen, wo das gemengte Diluvium über miozänem Sande abgelagert wurde,⁴⁾ ist nur die oberste Sandschichte mit der Grundmoräne verarbeitet worden, und hebt sich mit einer scharfen Grenze, ohne Ineinandergreifen vom unterlagernden Miozänsande ab. In morphologischer Hinsicht war das Inlandeis passiv⁵⁾ und hinterließ keine charakteristische Glaziallandschaft, die durch ausräumende oder aufschüttende Tätigkeit des Eises entstanden wäre. Am Rande der Westsudeten hat das Inlandeis nur in einigen Fällen vereinzelte, untergeordnete Bodenformen hervorgebracht, wogegen in den westgalizischen Randkarpathen absolut keine morphologischen Spuren des Inlandeises beobachtet werden konnten. Die Beschaffenheit des gemengten Diluviums in der Marginalzone zeichnet sich durch einen bedeutenden, oft überwiegenden Anteil der Steine an seiner Zusammensetzung aus. In den westgalizischen Randkarpathen sind es zum größten Teil präglaziale Flußgerölle, die von den Schotterkegeln am Ausgange der Haupttäler reichlich in die Grundmoräne aufgenommen wurden und das gemengte Diluvium zu „Mischschottern“ stempeln. In den Westsudeten dagegen hängt der Geschiebereichtum

²⁾ v. Łoziński, Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt 1907, Bd. LVII, S. 387.

³⁾ Die angeblichen Glazialstörungen des Miozäntones in Lopuszka Wielka (Bezirk Przeworsk) sind rein tektonischen Ursprunges.

⁴⁾ Wie z. B. im Ostrawitzatale bei Mähr.-Ostrau oder auf dem flachen Rücken ↻ 249 nördlich von Brzezowiec bei Brzesko.

⁵⁾ Die morphologische Passivität des diluvialen Inlandeises in seiner Randzone ist neuerdings auch auf nordamerikanischem Boden bestätigt worden. Vgl. Fairchild, Ice Erosion. Bull. of Geol. Soc. of America 1905, Bd. XVI, S. 48 ff.

des gemengten Diluviums mit dem erheblichen Anteil fluvioglazialer Ausbildung zusammen.

Meine Untersuchungen über das gemengte Diluvium der westgalizischen Randkarpathen ergaben, daß das Inlandeis in seiner Marginalzone von viel geringerer Mächtigkeit war,⁶⁾ als man bisher annahm. Dadurch werden aber auch die riesig übertriebenen Ergebnisse der theoretischen Berechnungen von Tutkowski⁷⁾ über die Minimalmächtigkeit des Eisrandes endgültig widerlegt. Wenn Tutkowski annimmt, daß z. B. unter 50° n. Br. die Mächtigkeit des täglich tauenden Eises bis 208 m (!) betragen konnte,⁸⁾ so beruht diese Annahme auf einem bedeutenden Rechnungsfehler und ist zu bedauern, daß die Ergebnisse von Tutkowski in das grundlegende Handbuch von F. E. Geinitz⁹⁾ anstandslos aufgenommen wurden. Die Ueberprüfung der Rechnung von Tutkowski ergibt, daß A in kg-cal., dagegen B in g-cal. berechnet wurde.¹⁰⁾ Wir müssen daher nicht, wie Tutkowski, $A=B$, sondern $A = \frac{B}{1000}$ setzen. Folglich ist die Dicke des täglich tauenden Eises $h = \frac{27 k}{46000}$ Meter, wenn man mit Tutkowski für k die Koeffizienten von Wiener russischen Handbüchern¹¹⁾ entnimmt, wo sie in der Regel für $W=1000$ umgerechnet werden. Benützt man dagegen die Koeffizienten von Wiener in ihrer Originalform (für $W=1$),¹²⁾ dann ist die Dicke des täglich tauenden Eises $h = \frac{27 k}{46}$ Meter, allerdings unter der Voraussetzung, daß die ganze, von der Sonne eingestrahelte Wärmemenge zum Schmelzen des Eises verbraucht wird. In der Wirklichkeit aber kann nur etwa ein Drittel der Sonnenstrahlung¹³⁾ von der Erdoberfläche absorbiert und zum Schmel-

⁶⁾ Vgl. die Zahlen auf Seite 175—176.

⁷⁾ Tutkowski, Einige Bemerkungen über die Glazialepoche. *Annuaire géol. de la Russie*, Bd. III, S. 151 ff.

⁸⁾ *ibidem* S. 154.

⁹⁾ *Lethaea geognostica*. III. Teil, Bd. II(I), S. 46.

¹⁰⁾ Tutkowski, *l. c.*, S. 153 und 154.

¹¹⁾ z. B. Muschketow, *Fizicz. Geolog.* 2. Aufl. 1906, Bd. II, S. 17.

¹²⁾ *Zeitschr. f. Mathem. und Phys.* 1877, Bd. XXII, S. 346 und 347.

¹³⁾ Ekholm, Ueber Emission und Absorption der Wärme. *Meteorol. Zeitschr.* 1902, Bd. XIX, S. 3.

zen des Eises verbraucht werden. Demgemäß muß $h = \frac{9k}{46}$ Meter sein. Indem wir nun für k die betreffenden Koeffizienten von Wiener setzen, bekommen wir für h folgende Werte, welche die theoretisch ermittelte Dicke des täglich tauenden Eises angeben.

	20. März	21. Juni	21. Dezember
70° n. Br.	2·1 cm	7·1 cm	0·0 cm
60° n. Br.	3·1 cm	6·9 cm	0·3 cm
50° n. Br.	4·0 cm	6·9 cm	1·2 cm

Somit erhalten wir an Stelle der übertriebenen Resultate von Tutkowski ganz kleine Zahlen, die mit unserer Annahme einer verhältnismäßig geringen Mächtigkeit des Inlandeises in der Marginalzone sehr gut vereinbar sind. Auch war der Unterschied des zur Winter- und Sommerzeit abschmelzenden Eisvolumens bei weitem nicht so bedeutend, um jahreszeitliche Oszillationen des Eisrandes zustande zu bringen, die Tutkowski¹⁴⁾ vorausgesetzt hat. Das Zunehmen der Geschwindigkeit der grönländischen Eisausläufer im Sommer¹⁵⁾ läßt vermuten, daß die Geschwindigkeit des diluvialen Inlandeises zur warmen Jahreszeit ebenfalls größer war und daß die gesteigerte Abschmelzung durch reichlichere Eiszufuhr ausgeglichen wurde.

Es erübrigt aber zu bemerken, daß in den vorstehenden Zahlen die Dicke der täglich schmelzenden Eisschichte für die gegenwärtigen klimatischen Verhältnisse berechnet wurde.

¹⁴⁾ Tutkowski, l. c., S. 155. — Die Mächtigkeit des diluvialen Inlandeises in höheren geographischen Breiten hat Tutkowski ebenfalls bei weitem überschätzt, indem er eine konstante Neigung seiner Oberfläche von der Mitte gegen die Ränder zu annahm. Indes haben die Untersuchungen in Grönland und in der Antarktis gezeigt, daß die Oberfläche des Inlandeises im Innern keine bedeutenden Höhenunterschiede aufweist und erst in der Marginalzone sich verhältnismäßig rasch senkt (siehe S. 175). Daß die Mächtigkeit des diluvialen Inlandeises über dem norddeutschen Flachlande nur Hunderte von Metern betragen konnte, hat De e c k e vor kurzem gezeigt. Vgl. De e c k e, Betrachtungen zum Problem des Inlandeises, Zeitschr. d. deutschen Geol. Ges., Bd. LVIII, Monatsberichte, S. 6 und 7.

¹⁵⁾ Heim, Handb. d. Gletscherkunde. S. 178 und 179. Rink, Die dänischen Untersuchungen in Grönland. Peterm. Mitteil. 1888. Bd XXXIV, S. 68 und 69.

Zur Diluvialzeit aber, als die Ausstrahlung infolge der Abnahme des Kohlensäuregehaltes der Atmosphäre stärker war, mußte selbstverständlich die Abschmelzung des Inlandeises geringer sein. Ueberdies konnte sich auf der Oberfläche des schmelzenden Inlandeises eine Schuttdecke bilden, und das weitere Abschmelzen noch mehr herabdrücken. Ein solches ist gerade in der Marginalzone sehr wahrscheinlich.

Wo das Inlandeis in der Marginalzone an Gebirgsschwellen herantrat und ihre Talausgänge mit zungenartigen Ausläufern verstopfte, entsteht das Problem, wie der Abfluß der Gewässer aus dem Gebirge erfolgte. Durch das Eindringen von Eiszungen in die Talausgänge entgegen dem Gefälle wurden die Gewässer in manchen Fällen zu Wasserbecken aufgestaut, es gibt aber ebensoviele Fälle, wo die Gewässer keine Stauung erfuhren und offenbar unter dem Eise sich einen Ausweg erzwingen. Von welchen Umständen es abhängig war, ob die Gewässer bei ihrem Ausgange aus den Gebirgrücken durch Eiszungen aufgestaut wurden oder nicht, kann vorläufig mit Sicherheit nicht festgestellt werden. Augenscheinlich hatten weder das Gefälle, noch die Wassermenge, noch die jeweilige Breite des Talbodens irgendeinen Einfluß. So z. B. sind mir in den westgalizischen Randkarpathen viele Fälle bekannt, wo Eiszungen sich durch die engsten Talstrecken hindurchdrängten und sich in den aufwärts folgenden Talerweiterungen ausbreiteten, nie aber eine Spur von Stauung hinterließen. Andererseits zeigt das Beispiel des Rintelner Stausees an der Weser, daß das Eindringen der Eiszunge in eine Talenge unter gewissen Umständen den Wasserabfluß aufstauen kann.¹⁶⁾ So weit die bisher bekannten Spuren von eiszeitlichen Stauseen, die in Talausgängen aus den Mittelgebirgrücken in der Umrandung des nordischen Inlandeises durch dasselbe aufgestaut wurden, vermuten lassen, scheinen die Anzeichen der Gewässerstauung von Westen nach Osten abzunehmen. In Nordengland, in den Tälern der Cheviot und der Cleveland Hills sind zahlreiche Stauseen durch das herantretende Inlandeis

¹⁶⁾ Vgl. H. Spethmann, Glaziale Stillstandslagen im Geb. d. mittleren Weser. Mitteil. d. Geogr. Ges. in Lübeck 1908, 2. Reihe, H. 22, S. 8 d. Sep.-Abdr.

abgedämmt worden.¹⁷⁾ Im fernem Osten dagegen, am westgalizischen Karpathenrande wurden in keinem Talausgange Wasserbecken durch nordische Eiszungen aufgestaut, mit Ausnahme eines einzigen noch fraglichen Falles.¹⁸⁾ Dazwischen liegen aber Gebirgsrücken, deren Talausgänge nur zum kleinen Teil durch die nordische Eisinvasion in Wasserbecken verwandelt wurden, wie die Westsudeten.¹⁹⁾ Der Umstand, daß die Anzeichen einer Stauung des Wasserabflusses in den Talausgängen von Westen nach Osten immer spärlicher werden, erinnert an die Tatsache, daß gegenwärtig die Bildung und die Dauer der winterlichen Eisdecke auf den Flüssen mit der Annäherung an das Kontinentalklima des Ostens zunimmt. Nahe liegt der Gedanke, daß nur diejenigen Wasserläufe, die nicht zugefroren waren, durch Eiszungen zu Wasserbecken aufgestaut wurden. Andererseits wäre es denkbar, daß die Flüsse der westgalizischen Randkarpathen beim Herannahen des nordischen Inlandeises mit einer starken Eisdecke überbrückt wurden, so daß Eiszungen, die kaum etwa 25 m mächtig waren, sich über den zugefrorenen Flüssen in die Täler hineinschieben konnten, ohne den Wasserabfluß unter dem Eisgewölbe zu beeinträchtigen.

II. Das gemengte Diluvium der westgalizischen Randkarpathen.

Das einzige Mittel, die Maximalausdehnung des diluvialen Inlandeises in den westgalizischen Randkarpathen zu rekonstruieren, bietet die Verbreitung des erratischen Materials nordischer Herkunft. Daß diejenigen Stellen, wo

¹⁷⁾ Vgl. Kendall, A System of Glacier-Lakes in the Cleveland Hills. Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1902, Bd. LVIII. Kendall-Muff, Glacier-dammed Lakes in the Cheviot Hills. Transactions of the Edinburgh Geol. Soc. Bd. VIII.

¹⁸⁾ Vgl. die Ausführungen am Schlusse des II. Abschnittes.

¹⁹⁾ Vgl. Abschnitt IV. — Neuerdings hat L. Henkel (Globus 1909, Bd. XCV, S. 14) die Seltenheit der Spuren einer glazialen Gewässerstauung in den deutschen Mittelgebirgen betont und mit Recht auf einen subglazialen Abfluß hingewiesen.

gegenwärtig nordische Geschiebe vorkommen, zur Diluvialzeit vom Eise bedeckt waren, ist über allen Zweifel sicher. Wo hingegen nordisches Gesteinsmaterial gänzlich fehlt, muß man zunächst in Erwägung ziehen, ob überhaupt und inwieweit dasselbe durch nachträgliche Abspülung oder Erosion entfernt werden konnte. Sind auch die Mischschotter nach ihrer Ablagerung aus der Grundmoräne vielfach durch fließendes Wasser umgearbeitet worden, so spielte sich dieser Vorgang nur lokal ab. Eine nähere Betrachtung der Art und Weise, wie die Mischschotter gegenwärtig vom fließenden Wasser angegriffen werden, zeigt ganz deutlich, daß die Verbreitung nordischer Geschiebe dabei kaum eingeschränkt wird. Wo immer ein Bach sein Bett im Diluvium einschneidet, überall wird der Mischschotter nur aus dem inneren Teile der Schlucht ausgeräumt, während ringsum seine Verbreitung intakt bleibt. Auf dem breiten Boden der größeren Täler wird der Mischschotter an der Außenseite der Flußkrümmungen zerstört, gleichzeitig aber gelangen am konvexen Ufer jugendliche Flußschotter zur Ablagerung, denen man nicht die geringste Abnahme des beigemengten nordischen Materials anmerkt. Ueberall kann man beobachten, wie der Mischschotter an einer Stelle vom fließenden Wasser ausgewaschen, gleich daneben aber wieder abgelagert wird. So vollzieht sich die Umlagerung des Mischschotters, wobei jedoch seine Bestandteile keinen weitergehenden Transport erfahren. Wo übrigens die Mischschotter vom typischen äolischen Löß überlagert werden, haben sie selbstverständlich seit der jungdiluvialen Lößakkumulation ihre Lage nicht verändert. Nach dem Gesagten dürfen wir voraussetzen, daß die gegenwärtige Verbreitung des gemengten Diluviums fast ganz genau die Ausdehnung des diluvialen Inlandeises wiedergibt.

Längs des Nordrandes der westgalizischen Karpathen bildet das gemengte Diluvium einen langen, ununterbrochenen Streifen. Wenn man aber den Karpathenrand überschreitet und in das südwärts immer kühner hinaufstrebende Gebirge hinein kommt, hört bald die Kontinuität des gemengten Diluviums auf. Die Mischschotter sind nur auf den tiefsten Teil der Haupttäler beschränkt und kleiden hauptsächlich ihre brei-

ten Sohlen aus, oft auch in die Nebentäler hinein reichend.²⁰⁾ Die höheren Gehänge dagegen und die Gebirgsrücken sind mit lokalen Verwitterungsprodukten, zum Teil auch mit Löß bedeckt und tragen keine Spur von nordischem Material zur Schau. Stellenweise breiten sich die Mischschotter vom Talboden auch über den Talgehängen aus, immerhin aber erreichen sie bei weitem nicht die Wasserscheiden.

Daß das gemengte Diluvium überall in den westgalizischen Karpathen nur auf den tiefsten Teil der Täler beschränkt ist, kann an zahlreichen Beispielen vorgeführt werden, von



Fig. 1.

Hypsometrische Verteilung des gemengten Diluviums im Wielopolkatal (pol. Bez. Ropczyce.)

- g, Gipsbruch
- m, Mischschotter
- e, erratische Blöcke
- w, versumpfter Talboden der Wielopolka.

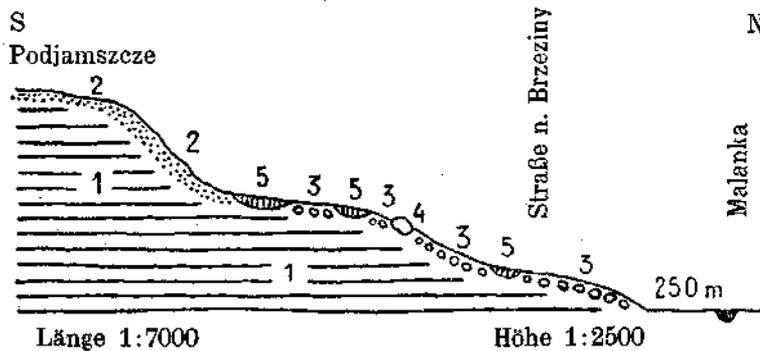


Fig. 2.

Das gemengte Diluvium am rechten Gehänge des Malankatales in Mala (im Wielopolkagebiete), an der Straße nach Brzeziny.

1. Miozänton mit Gipsstöcken
2. Eluvialprodukte des Miozäns
3. Mischschotter
4. erratischer Block (roter Granit)
5. kleine Tümpel auf Miozänton.

²⁰⁾ Diese Verteilung der Mischschotter tritt auf der Karte von Uhlig (Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Bd. XXXIII, Taf. IV) sehr deutlich hervor.

denen ich hier die Umgebung von Broniszów, Niedzwiada und Mala im Wielopolkagebiete als einen trefflichen Beleg herausgreifen möchte. Die Gehänge der niedrigen Karpathenrücken, die in der genannten Gegend aus gipsführendem Jungmiozän bestehen,²¹⁾ sind vielfach bis zur Höhe von 20 bis 30 m über dem jeweiligen Talboden mit Mischschotter bestreut. Darüber hinauf bis zur Höhe der Rücken wird der gipsführende Miozän alleinig von eigenen Eluvialprodukten, ohne Spur nordischen Materials bedeckt (Fig. 1 und 2). Daß die Verteilung nordischer Geschiebe auch in diesem Falle eine primäre ist, beweist über allen Zweifel die Wasserscheide zwischen den kleinen Tälern von Niedzwiada und Mala. Beinahe auf der Höhe dieses Rückens²²⁾ befinden sich dicht nebeneinander gescharte, karstartige Bodeneinsenkungen („Tatarengruben“), die offenbar durch die unterirdische Auslaugung der Gipsstöcke entstanden sind.²³⁾ Nordische Geschiebe kommen an den Gehängen nur unterhalb der erwähnten Bodeneinsenkungen vor, fehlen dagegen gänzlich in ihrer nächsten Umgebung und desgleichen in ihrem Innern. Wenn aber kein einziges nordisches Gesteinsstück im Innern dieser geschlossenen Hohlformen gefunden wurde, aus denen auf keine Weise Geschiebe durch rieselndes Wasser fortgeführt werden konnten, so müssen wir daraus ganz bestimmt schließen, daß die Höhe des niedrigen Rückens vom nordischen Inlandeise und seiner Grundmoräne nicht erreicht wurde.

Nur auf den äußersten, niedrigsten Bodenwellen der Karpathen reichen die Mischschotter manchmal bis zur Wasserscheide hinauf.²⁴⁾ Andererseits aber gibt es auch einen schlagenden Beweis, daß bereits die äußersten Erhebungen der Karpathen imstande waren, die in die Haupttäler eindringen-

²¹⁾ Der jungmiozäne Ton und Alabasterlager besitzen in dieser Gegend eine weit größere Verbreitung, als man nach den kleinen Flecken auf der Karte von Grzybowski (Atlas geolog. Galicyi, H. 14) erwarten würde.

²²⁾ SW vom Punkte 280 auf der Spezialkarte (6, XXV, Brzostek-Strzyżów).

²³⁾ Als solche wurden sie bereits von Hilber (Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Bd. XXXV, S. 421) erkannt.

²⁴⁾ Die von Uhlig (Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Bd. XXXVIII, S. 252) verzeichneten Vorkommnisse von Mischschotter auf den Wasserscheiden beziehen sich ebenfalls nur auf die äußersten Erhebungen der Karpathen.

den Zungen des Inlandeises zu trennen. Ein niedriger, kaum 270 m überragender Ausläufer der Karpathen, aus jungmiozänen Bildungen aufgebaut, schiebt sich oberhalb vor Tarnów keilförmig zwischen die Täler der Biala und des Dunajec hinein. An der Westflanke dieses schmalen Ausläufers, bei Zglobice und Blonje, reicht der Mischschotter auf dem rechten Gehänge des Dunajectales beinahe bis zur Wasserscheide hinauf²⁵⁾ und besteht außer nordischen Geschieben fast ausschließlich aus präglazialen Dunajecgeröllen tatrischer Herkunft. Hätte nun ein Ueberfließen des Eises aus dem Dunajectale über die schmale und niedrige Wasserscheide hinweg in das benachbarte Bialatal stattgefunden, so müßten auch präglaziale tatrische Gerölle in den Mischschottern des Bialatales vorkommen. Da indes in letzteren keine Spur von tatrischen Geröllen vorhanden ist, müssen wir ohne Zweifel annehmen, daß die Zungen des Inlandeises im Biala- und Dunajectale bereits am äußersten Karpathenrande vollkommen selbständig waren.

Die vorstehend geschilderte Verbreitung des gemengten Diluviums kann nur folgenderweise erklärt werden.

Als der Rand des nordischen Inlandeises zur Zeit seiner Maximalausbreitung die westgalizischen Karpathen erreichte, traten ihm dieselben als ein unüberwindliches Hindernis entgegen. Die Haupttäler, die damals schon in der heutigen Gestalt vorhanden waren, boten dem südwärts drängenden Inlandeise den alleinigen Weg. Der Eisrand löste sich in Eiszungen auf, die in den Haupttälern in das Innere der Karpathen hinein vordrangen und sekundäre Zungen in die Nebentäler hineinzwängten. Die Fähigkeit des Inlandeises, in der Randzone auch nach aufwärts zu strömen,²⁶⁾ konnte ganz bequem das Gefälle der Talsohlen überwinden. Stellenweise, wie z. B. im Santale,²⁷⁾ fand sogar ein Hinaufkriechen des Inlandeises an sanfter geböschten Talgehängen statt.²⁸⁾ Im

²⁵⁾ J. Grzybowski (Atlas geolog. Galicyi, H. 14) hat diesen Mischschotter kartiert, irrtümlich aber als Dunajeschotter bezeichnet.

²⁶⁾ Drygalski, Grönlandexpedition. Bd. I, S. 513, 520 und 521.

²⁷⁾ v. Łoziński, Quartärstudien. S. 394 und 395.

²⁸⁾ Ein ähnliches Hinaufkriechen beobachtete O. Nordenskjöld (Ueber die Natur der Polarländer. Geogr. Zeitschr., Bd. XIII, S. 616) an den Ausläufern des antarktischen Inlandeises.

Augenblicke der Maximalausdehnung des Inlandeises in den westgalizischen Randkarpathen war der unterste Teil der Täler von langen Eiszungen eingenommen, aus denen die eisfreien Rücken emporragten. Das damalige Bild der Karpathen kann man am besten mit dem Gebirge Westgrönlands vergleichen, das bekanntlich vom Rande des Inlandeises erreicht wird, dessen Ursprungsgebiet im Osten des Landes liegt.²⁹⁾

Das Vorkommen von Mischschottern mit primärer, unveränderter Grundmoränenbeschaffenheit auf dem Boden der Täler beweist über allen Zweifel, daß das diluviale Inlandeis, welches diese Mischschotter hinterließ, die Randkarpathen bereits in der heutigen Gestalt vorfand. Soweit die Eiszungen in die Karpathen hinein vordrangen, waren die Täler schon damals bis zum gegenwärtigen Erosionsniveau eingeschnitten und haben seit dieser Zeit keine sichtbare Tieferlegung mehr erfahren.³⁰⁾

Die Verbreitung der erratischen Spuren auf der Karte von Hohenegger³¹⁾ zeigt, daß in die Täler der schlesisch-mährischen Karpathen ebenfalls Eiszungen eindrangen, die von der großen Oderzunge des nordischen Inlandeises abzweigten. Das gleiche scheint auch in den Tälern der linksseitigen Oderzuflüsse der Fall gewesen zu sein, soweit man aus den vorliegenden Bemerkungen³²⁾ über nordische Geschiebe ersehen

²⁹⁾ Drygalski, die Eisbewegung. Peterm. Mitteil., Bd. XLIV, S. 55 und 56.

³⁰⁾ Die willkürliche Annahme von St. Rudnyckyj (Znadoby po morf. pidkarp. Dnistra, S. 64), das Inlandeis sei in Westgalizien über verebneten Randkarpathen vorgeschritten, die erst später gehoben werden sollten, wird durch keine Beobachtung bestätigt. Wäre diese Ansicht richtig, so müßten primäre, nicht umgelagerte Mischschotter hauptsächlich auf den Karpatenrücken vorkommen, während tatsächlich gerade das Gegenteil überall der Fall ist. Daß die Mischschotter überall und spurlos von den Rücken durch postglaziale Abspülung entfernt wären, ist ausgeschlossen. Sind doch anderweitig (z. B. auf dem Gleitsch bei Saalfeld in Thüringen) erratische Spuren auf der Höhe der Rücken bekannt, die heutzutage nicht weggespült wurden. Uebrigens ist die Annahme von Rudnyckyj mit dem Vorkommen von Mischschottern mit primärer, unveränderter Grundmoränenbeschaffenheit auf dem Boden der Täler nicht vereinbar.

³¹⁾ Hohenegger, Geognost. Karte der Nordkarpathen. Gotha 1861.

³²⁾ v. Camerlander und Hilber in Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt 1884, S. 350 und 1887, S. 270.

kann. Die Tatsache, daß das vorrückende Inlandeis in der Marginalzone den Erhebungen auswich und den bequemsten Weg in die präglazialen Täler benutzte, deren Gefälle immerhin den geringsten Widerstand bot — macht es verständlich, warum die Oderzunge vor der niedrigen Wasserscheide der Mährischen Pforte Halt machte. Statt an der Abdachung der Wasserscheide hinaufzusteigen, zog das reichlich zuströmende Inlandeis den bequemeren Weg in die Nebentäler der Oder hinein vor. Ein Ausläufer der großen Oderzunge des Inlandeises gelangte im Tale eines kleinen Baches bis nach Heinzen-
dorf, wo v. Camerlander³³⁾ nordische Geschiebe in der Entfernung von kaum 5 km von der Wasserscheide fand. Uebrigens darf man auch den Umstand nicht übersehen, daß das breite Odertal mit jungmiozänen, leicht zerstörbaren Ablagerungen ausgekleidet ist, welche ebenfalls die flache Wasserscheide zusammensetzen. Ueber so wenig widerstandsfähigen Gebilden vorschreitend, fand das Inlandeis lockere Verwitterungsprodukte in Fülle vor, und nahm dieselben in seine Grundmoräne auf. Bekanntlich wird aber die Bewegungsfähigkeit des Inlandeises durch reichliche Aufnahme von Gesteinsschutt beeinträchtigt.³⁴⁾

Die Höhenlage der südlichsten Vorkommnisse von nordischen Geschieben ist keiner bestimmten Regel unterworfen. Denn es hing nur von lokalen Verhältnissen ab, wie weit das Inlandeis in den bestehenden Tälern vorzudringen vermochte und seine äußersten erratischen Spuren hinterließ.

Die südliche Grenze des gemengten Diluviums ist morphologisch nicht im geringsten angedeutet und kann nur aus dem Vorkommen nordischer Geschiebe ermittelt werden. Indem wir die südlichsten erratischen Spuren in den Haupttälern verfolgen, können wir die Länge der Eiszungen zur Zeit der Maximalausdehnung des Inlandeises berechnen. Es ergeben sich folgende Zahlen (in der Mitte des jeweiligen Talbodens gemessen):

Santal.	11 km
Wisloktal	33 „
Wislokatal	27 „

³³⁾ Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Bd. XL, S. 213 ff.

³⁴⁾ Drygalski, Grönlandexpedition. Bd. I, S. 521.

Bialatal	30 km
Dunajectal	25 „
Rabatal	17 „

Es drängt sich nun die Frage auf, von welchen Umständen die Länge der Eiszungen abhängig war. Talverengerungen haben keine Rolle gespielt, da Beispiele vorliegen, daß das Inlandeis sogar durch die engsten Talstrecken vorzudringen vermochte. Dagegen ist ein gewisser Zusammenhang der Länge der Eiszungen mit der petrographischen Beschaffenheit der Unterlage sehr wahrscheinlich. Vor kurzem hat J. G. Andersson an die Tatsache erinnert, daß in denjenigen Tälern Spitzbergens, die in wenig widerstandsfähigen Schiefen oder Sandsteinen eingeschnitten sind, Ausläufer des Inlandeises fehlen.³⁵⁾ Ein solches ist ganz begreiflich, da ja im Gebiete leicht zerstörbarer Gesteinsarten das Eis reichlich Schutt in seine Grundmoräne aufnimmt und infolgedessen — wie bereits hervorgehoben wurde — eine Einschränkung der Bewegungsfähigkeit erfährt. Dadurch könnte man die auffallende Kürze der Eiszunge im Santale erklären, das vornehmlich tonige und mergelige Flyschgesteine zur Schau trägt, in denen härtere Sandsteine nur als dünne Einlagerungen auftreten. In anderen Haupttälern dagegen, die sehr mächtige und einheitliche Komplexe des Cieżkowicer Sandsteins durchschneiden, haben die Eiszungen eine viel größere Länge erreicht. Die verhältnismäßig geringe Länge der Eiszungen im San- und im Rabatale könnte zum Teil vielleicht auch damit zusammenhängen, daß gerade diese beiden Täler die Randkarpathen in östlicher bzw. nordöstlicher Richtung hin durchqueren, sich also nicht direkt dem von Norden heranziehenden Inlandeise öffneten, wie die übrigen, im großen und ganzen meridional verlaufenden Haupttäler.

Das Hinaufsteigen des Inlandeises in der Marginalzone ist nicht dahin gerichtet, die Gleichheit des Oberflächenniveaus herzustellen.³⁶⁾ Es bietet daher die hypsometrische Verteilung der südlichsten Glazialspuren in den Randkarpathen keinen Anhaltspunkt, um die Mächtigkeit der Eismassen zu ermitteln,

³⁵⁾ J. G. Andersson, On the Geology of Graham Land. Bulletin of the Geol. Inst. of the Univ. of Upsala, Bd. 7, S. 23 und 24, Anm. 1.

³⁶⁾ Drygalski, Grönlandexpedition. Bd. I, S. 513.

die dem Karpathenrande vorgelagert waren. Da aber die höchste Erhebung des polnischen Mittelgebirges, der Quarzitrücken von Sw. Krzyż schon eisfrei war und als Nunatak die Oberfläche des diluvialen Inlandeises überragte,³⁷⁾ so muß seine Mächtigkeit über dem nordgalizischen Tieflande zur Zeit der Maximalausbreitung nur etwa 200 bis 300 m betragen haben. Nach den Erfahrungen über das grönländische³⁸⁾ und antarktische³⁹⁾ Inlandeis ist anzunehmen, daß die Mächtigkeit des Inlandeises

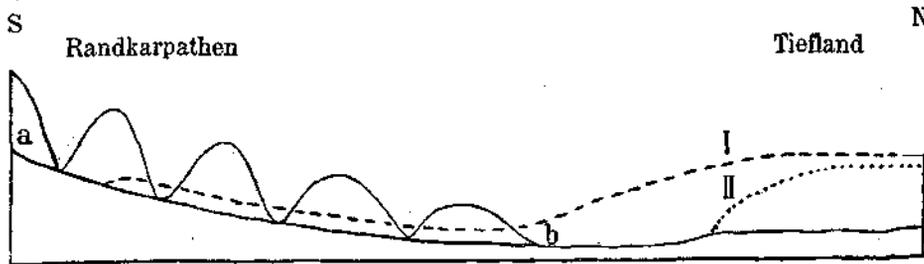


Fig. 3.

Versuch einer Rekonstruktion der Oberfläche des nordischen Inlandeises am westgalizischen Karpathenrande (im Querschnitt).

a, b, Boden eines Haupttales

I, Eisoberfläche zur Zeit der Maximalausbreitung

II, Eisoberfläche während der Stillstandslage des zurücktretenden Eisrandes, welche der Entstehung des fluvioglazialen, subkarpathischen Wisloktales entspricht.

über dem nordgalizischen Tieflande ungefähr gleichmäßig war und erst gegen den Rand des Inlandeises zu, in der Nähe der Karpathen, rasch abnahm (Fig. 3). Die mittlere Neigung der Eisoberfläche in der Marginalzone muß mindestens 27 pro mille betragen haben, d. h. soviel, wie am Westrande des grönländischen Inlandeises.⁴⁰⁾ Der Umstand aber, daß der Eisrand vor den westgalizischen Karpathen eine rein südliche Exposition besaß, macht eine größere Neigung der Eis-

³⁷⁾ Andererseits waren die nördlichsten Buntsandsteinrücken des polnischen Mittelgebirges, auf deren Höhe (etwa 320 m) Michalski (Pamiętnik Fizyograf. Bd. IV, S. 166) nordische Glazialspuren festgestellt hat, vollständig vom diluvialen Inlandeis überflutet.

³⁸⁾ Chamberlin — Salisbury, Geology. Bd. III, S. 356.

³⁹⁾ Nordenskjöld, l. c., S. 618. Philippi, Ueber die Landeisbeobachtungen der letzten fünf Südpolar-Expeditionen. Zeitschrift f. Gletscherkunde. Bd. II, S. 2.

⁴⁰⁾ Chamberlin — Salisbury, l. c., S. 357 und 358.

oberfläche sehr wahrscheinlich.⁴¹⁾ Die Oberfläche des Inlandeises senkte sich südwärts verhältnismäßig so rasch, daß knapp vor dem Karpathenrande Eismassen lagerten, deren Mächtigkeit nicht mehr 50 m überschritt. Innerhalb der Karpathentäler waren die Eiszungen höchstens 25 bis 30 m mächtig. Die Oberfläche der letzteren war wahrscheinlich schwach gewölbt, indem sie sich gegen die Talgehänge zu senkte, wie es an dem Nunatak in Westgrönland der Fall ist.⁴²⁾

Das zungenartige Eingreifen des nordischen Inlandeises in die Randkarpathen hat nur den tiefsten Teil der Täler mit gemengtem Diluvium bestreut, sonst aber gar keine Spuren hinterlassen. Dieses setzt eine geringe Mächtigkeit und zugleich auch eine kurze Dauer der Eiszungen voraus. Wenn das Inlandeis sich in Jahrhunderten über dem norddeutschen Flachlande ausbreiten konnte,⁴³⁾ so ist die Existenz der nordischen Eiszungen in den Randkarpathen mit Dekaden zu messen. Geologisch gesprochen, war das Eingreifen des Inlandeises in das westgalizische Karpathengebiet nur eine vorübergehende Episode.

Als der Rand des nordischen Inlandeises die westgalizischen Karpathen erreichte, löste er sich angesichts dieses orographischen Hindernisses in eine Reihe von schmalen, selbstständigen Eiszungen auf, die in die Haupttäler eindrangten. Infolge bedeutender Querschnittsverengung beim Eintritte in die Karpathentäler mußte eine erhebliche Beschleunigung der Eisbewegung stattfinden. Die Geschwindigkeit, mit welcher die Eiszungen in die Karpathentäler hinein vordrangen, kann mit einer gewissen Annäherung ermittelt werden.

Es sei L die Länge, D die mittlere Breite und H die Mächtigkeit einer Zunge des Inlandeises (in Metern). Vorausgesetzt, daß der vertikale Betrag der eiszeitlichen Ablation in der geographischen Breite des Karpathenrandes doppelt so groß war, wie gegenwärtig in Grönland,⁴⁴⁾ somit 4.5 m erreichte, so

⁴¹⁾ Dafür spricht die Beobachtung von Gilbert, daß in Alaska die Oberfläche der fächerförmig erweiterten Gletscherenden bei südlicher Exposition eine größere Neigung zeigt (Harriman Alaska-Expedition. Bd. III, S. 98 und 100).

⁴²⁾ Drygalski, Grönland-Expedition, Bd. I, S. 509.

⁴³⁾ Deecke, l. c., S. 8.

⁴⁴⁾ 225 Meter (nach Drygalski).

ist das Volumen des jährlichen Eisverlustes einer Zunge

$$V_1 = 4.5 \times L \times D \text{ m}^3.$$

Multiplizieren wir den Querschnitt derselben Eiszunge mit der jährlichen Geschwindigkeit der Eisbewegung C (ebenfalls in Metern), so erhalten wir das Volumen des jährlichen Eiszuflusses

$$V_2 = C \times D \times H \text{ m}^3.$$

Je nachdem nun die Stirn der Eiszunge im Vorrücken begriffen, oder stationär ist, muß

$$V_2 \geq V_1$$

sein, woraus sich die Geschwindigkeit der Eisbewegung

$$C \geq 4.5 \frac{L}{H} \text{ Meter im Jahr}$$

ergibt. Indem wir für L die Längen der Eiszungen setzen und die mittlere Mächtigkeit auf 25 m veranschlagen, erhalten wir folgende Minimalgeschwindigkeiten, die für die Existenz der Eiszungen bei ihrer Maximalausdehnung erforderlich waren.

	Länge der Eiszunge (km)	Minimalgeschwindigkeit der Eisbewegung im Taleingange (m pro Tag)
Im Tale des Flusses:		
San	11	5.4
Wislok	33	16.3
Wisloka	27	13.3
Biala	30	14.8
Dunajec	25	12.3
Raba	17	8.4

Die vorstehenden Werte, wie groß sie auch zu sein scheinen, bleiben immerhin noch hinter den Geschwindigkeiten zurück, die man an den Ausläufern des grönländischen Inland-eises gemessen hat.⁴⁵⁾ Die geringere Geschwindigkeit gegenüber den Eisströmen Grönlands erklärt sich durch den Umstand, daß die Eiszungen in den Karpathentälern gegen ihr Gefälle vordrangen und überdies in den Talausgängen präglaziale Flußschotter vorfanden, deren reichliche Aufnahme in die Grundmoräne die Eisbewegung erschwerte.

⁴⁵⁾ Rink, l. c., S. 70. Heim, Handb. d. Gletscherkunde, S. 145.

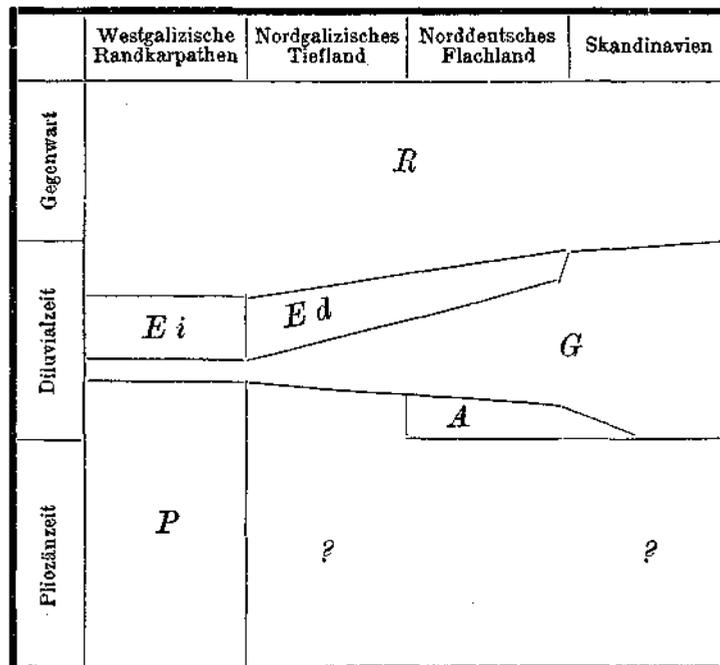
Meine Berechnung wurde unter möglichst einfachen Voraussetzungen ausgeführt, die in der Wirklichkeit gewiß nicht zutrafen. Infolgedessen können auch die Ergebnisse keine Genauigkeit beanspruchen. Das eine aber steht über allen Zweifel fest, daß die Ausbreitung der nordischen Eiszungen in den westgalizischen Randkarpathen in einer kurzen Zeitspanne erfolgte. An den äußersten Grenzen der Ausbreitung der Eiszungen haben ihre Stirnen auch nicht lange verharret, da die Südgrenze des nordischen Gesteinsmaterials durch absolut keine glazialen Aufschüttungsformen bezeichnet ist, die einem längeren Stillstande der Zungenstirn entsprechen würden. Das Abschmelzen der Eiszungen ging höchst wahrscheinlich langsamer vor sich, als die Ausbreitung — vermutlich infolge der Bildung von toten Eispartien unter dem Schutze einer Schuttdecke. Kleine Unebenheiten der Oberfläche der Mischschotter sind wenigstens zum Teil durch das endgültige Verschwinden von totem Eis erzeugt worden. Die Tatsache, daß wir irgendwelche Spuren der Tätigkeit reichlicher Schmelzwässer vermissen, ist sowohl durch die geringe Mächtigkeit, wie auch durch ein langsames Abschmelzen der Eiszungen in den Karpathentälern zu erklären.

Die Ergebnisse meiner Berechnung haben gezeigt, daß in den Karpathentälern lange Eiszungen nur bei größeren Geschwindigkeiten der Eisbewegung existieren konnten. Somit war ein reichlicher Zufluß der Eismassen von Norden her unerlässlich. Bei dem geringsten Rückgange des Eiszuflusses, welcher selbstverständlich zunächst und am empfindlichsten die Marginalzone des Inlandeises betraf, mußte die Ablation überhand nehmen und das allmähliche Wegschmelzen der Eiszungen einleiten. Höchst wahrscheinlich haben auch die trockenen Winde, deren Herrschaft in der Marginalzone schon im Höhepunkte der Eiszeit einsetzte, das Verschwinden der Eiszungen aus den Karpathentälern wesentlich beschleunigt.⁴⁶⁾ Erst nördlich vom Karpathenrande, wo die Mächtigkeit des Inlandeises nordwärts rasch answoll, war sein Rand während des Rückzuges einige Zeit stationär. Dieser Stillstands-

⁴⁶⁾ Die Tatsache, daß zwischen glazialen Mischschottern und darüber liegendem Löß nicht der geringste Hiatus beobachtet werden kann, spricht für die unmittelbare Aufeinanderfolge der glazialen und äolischen Phase.

lage entspricht die Entstehung des fluvioglazialen, außerkarpathischen Wisloktales.

Die kurze Dauer des nordischen Inlandeises in den westgalizischen Randkarpathen läßt sich durch das folgende Schema veranschaulichen. Dasselbe zeigt zugleich, wie südwärts die Dauer der Inlandeisbedeckung abnahm und der chronologische Unterschied zwischen der „Eiszeit“ und der „Diluvialzeit“, durch vertikale Abstände ausgedrückt, immer



R, Postglazial (und Gegenwart).

E, Aeolische Phase.

i, Inflation (Loeß).

d, Deflation (Sande).

G, Inlandeisbedeckung.

P, Präglaziale Erosionsphase in den westgalizischen Karpathen.

A, Altquartär (Präglazial).

größer wurde. Gegenüber höheren geographischen Breiten, wo die „Eiszeit“ mit der „Diluvialzeit“ zusammenfällt, war das Eingreifen des nordischen Inlandeises in das Karpathengebiet nur eine Oszillation des Eisrandes. Ebenso hat die äolische Phase im chronologischen Sinne nur eine lokale Bedeutung.

Die einzige Hinterlassenschaft des nordischen Inlandeises stellen sogenannte Mischschotter dar, die in einer lehmig-sandigen Grundmasse eingebettet sind. Je nach der Herkunft zerfallen die Bestandteile der Mischschotter in drei folgende Kategorien.

1. Nordisches Material kommt in der verschiedensten Größe vor, von kleinen Gesteinssplittern bis großen erratischen Blöcken. Wo der Mischschotter nachträglich durch das Wasser umgelagert wurde, sind nordische Gesteinsstücke in der Regel ziemlich abgerundet. In Mischschottern dagegen mit unveränderter, chaotischer Grundmoränenbeschaffenheit ist das nordische Material zumeist kaum kantengerundet. Doch sind auch in dem Falle wohlgerundete Gesteinsfragmente nicht selten vorhanden, da ja das Inlandeis von der präglazialen Oberfläche Skandinaviens ebensogut Flußgerölle, wie eckigen Schutt in die Grundmoräne aufnehmen konnte.

2. Einheimisches Material kommt in eckigen oder nur kantengerundeten Gesteinsstücken aus der nächsten Umgebung vor, welche die Größe der nordischen Blöcke bei weitem nicht erreichen.

3. Präglaziale, einheimische Flußgerölle sind ein so vorherrschender Bestandteil des gemengten Diluviums, daß dieses in der Literatur immer Mischschotter genannt wird. Das Vorkommen von abgeplatteten, aber richtungslos orientierten Flußgeröllen karpathischer Flyschgesteine in Mischschottern, welche die primäre, chaotische Grundmoränenbeschaffenheit unverändert zeigen, beweist über allen Zweifel, daß diese Gerölle keineswegs von einer nachträglichen Umlagerung durch das fließende Wasser herrühren. Vielmehr müssen wir mit Hilber⁴⁷⁾ annehmen, daß die einheimischen Flußgerölle vom Inlandeise präglazialen Schotterabsätzen entnommen und der Grundmoräne einverleibt wurden.

Der Rücktransport von präglazialen Flußgeröllen durch Eiszungen, die sich in die westgalizischen Karpathentäler hineinzwängten, tritt am deutlichsten im Dunajecgebiete hervor. Aus seinem Quellgebiete in der Tatra führt der Dunajec reichliche Granitgerölle, die dank ihrer großen Widerstandsfähigkeit noch am Karpathenrande — nachdem der Fluß die breite Flysch-

⁴⁷⁾ Verh. d. Geol. Reichsanstalt 1882, S. 244.

zone durchquert hat — mehr als die Hälfte seiner Schotterabsätze ausmachen. Es ist höchst bemerkenswert, daß in den Randkarpathen die Mischschotter am Boden der kleinen Seitentäler des Dunajec häufig untrüglich tatriscbe Granitgerölle enthalten. So habe ich in dem Mischschotter eines kleinen Dunajeczuflasses in Siemiechów bei Zakliczyn viele tatriscbe Granitgerölle gefunden und desgleichen in einem anderen Seitentale in Tworkowa bei Czchów, wo im Mischschotter mit primärer Grundmoränenstruktur (Taf. III) häufig Flußgerölle echt tatriscber Granitarten richtungslos stecken. Vom Dunajectale in seine Seitentäler hinein, somit wider ihr Gefälle konnten tatriscbe Granitgerölle nie durch das Wasser gebracht werden. Ein solches konnte nur durch die Zunge des nordiscben Inlandeises geschehen, die vom Dunajectale sich fingerartig in die Nebentäler verzweigte.

Das quantitative Verhältniß der vorstehend unter eins bis drei besprochenen Bestandteile in den Mischschottern ist recht verschieden und hängt von lokalen Umständen ab. Im allgemeinen zeigen kleine, die Karpathen selbständig verlassende Täler, wie z. B. der Mlecza oder der Wielopolka, einen größeren Gehalt des gemengten Diluviums an nordischem Gesteinsmaterial, da am Ausgange der kleinen Täler präglaziale Flußschotter, die vom Inlandeise in die Grundmoräne aufgenommen wurden, selbstverständlich in geringerer Menge vorhanden waren. Im einzelnen aber ist der Anteil nordiscben Materials auch örtlich einem raschen und launenhaften Wechsel unterworfen.⁴⁸⁾ Eckiges, einheimisches Gesteinsmaterial ist im gemengten Diluvium nur dort vertreten, wo das Inlandeis scharfkantigen Verwitterungsschutt vorfand. Im Gebiete des widerstandsfähigeren Cieżkowicer Sandsteines dagegen, welcher verhältnismäßig weniger Verwitterungsschutt liefert, wie z. B. im Bialatale, treten einheimische, eckige Gesteinsbruchstücke vollständig zurück, so daß die Mischschotter stellenweise nur aus präglazialen Flußgeröllen mit eingestreuten Gesteinsbrocken nordischer Herkunft zusammengesetzt sind. In sol-

⁴⁸⁾ Dasselbe ist an den jugendlichen Moränen um den Gaußberg beobachtet worden, die aus lokalem und ortsfremdem, auf einer Seite aber nur aus lokalem Material zusammengesetzt sind. Vgl. Deutsche Südpolar-Expedition, Bd. II, S. 33 und 59.

chen Fällen wird die unveränderte Grundmoränenbeschaffenheit des Mischschotters nur durch die richtungslose Orientierung der abgeplatteten, präglazialen Flußgerölle verbürgt.

So eintönig die petrographische Beschaffenheit der karpathischen Flyschgesteine auch ist, immerhin zeichnet sich die Geröllführung der einzelnen Flüsse durch das Vorwalten gewisser charakteristischer Bestandteile aus, das auf der Auslese der härtesten Gesteinsarten beruht. Indem nun die präglazialen Flußgerölle sich reichlich an der Zusammensetzung der Mischschotter beteiligen, kommt auch in letzteren das Uebergewicht einer bestimmten Gesteinsart zum Ausdrucke. So fällt in den Mischschottern des Santales das Vorherrschen des Strambergekalkes unter den einheimischen Bestandteilen auf. Im Gebiete des Dunajec, dessen Schotter größtenteils aus tatriscen Graniten bestehen, ist auch das gemengte Diluvium sehr reich an präglazialen Geröllen tatriscer Herkunft. In denjenigen Tälern, welche die mächtigen Komplexe des Cieżkowicer Sandsteines durchbrechen, kommen in den Mischschottern kleine, wohlgerundete Quarzgerölle reichlich vor. Auch diese Quarzgerölle gehören zu den einheimischen, präglazialen Flußschottern und rühren von der Verwitterung des Cieżkowicer Sandsteines her, in welchem sie hie und da in einer Bank derart angehäuft sind, daß der Sandstein in ein Konglomerat von kleinen Quarzrollstücken übergeht.

Die Mächtigkeit der Mischschotter in den westgalizischen Karpathen ist sehr gering und beträgt höchstens etwa vier bis sechs Meter. Ausnahmsweise schwillt der Mischschotter an einer einzigen Stelle, u. zw. in Kruhel Mały bei Przemysl bis zur Mächtigkeit von mehr als 20 m an.⁴⁹⁾

Wo der Mischschotter über dem Talboden auf flachen Gehängen hinaufreicht, trägt er heutzutage die ursprüngliche unveränderte Grundmoränenbeschaffenheit zur Schau. Auf dem Boden der Täler dagegen tritt der Mischschotter, indem er die Basis der niedrigen, postdiluvialen Auelehmterrasse bildet, bald noch mit primärer Grundmoränenbeschaffenheit, bald durch das fließende Wasser umgelagert auf. Die weitere Umlagerung der Mischschotter geht unter unseren Augen vor sich und wir

⁴⁹⁾ Łoziński, Quartärstudien. S. 387 und 392.

können diesen Vorgang an jeder Flußschlinge auf dem breiten Boden der Haupttäler verfolgen. Während an der Außenseite einer Schlinge die Mischschotter ausgewaschen werden, tauchen auf der Innenseite allmählich fluviatile Schotterabsätze auf, die aus Geröllen einheimischer und nordischer Gesteine zusammengesetzt sind. Auf diese Weise können Mischschotter, die bereits durch das fließende Wasser umgelagert waren, noch zum zweitenmal umgearbeitet werden.

Nach dem Gesagten können wir zwei folgende Haupttypen der Mischschottervorkommen unterscheiden:

1. Mischschotter mit primärer Beschaffenheit der Grundmoräne, in denen die präglazialen, abgeplatteten Flußgerölle ganz richtungslos orientiert sind. Das beigemengte nordische Gesteinsmaterial kommt in eckigen oder höchstens kantengerundeten Bruchstücken vor. Letzteres ist immer das sicherste Zeichen, daß keine nachträgliche Umlagerung der Grundmoräne durch das fließende Wasser stattgefunden hat, da nach den Experimenten von Erdmann⁵⁰⁾ und den Beobachtungen von Keilhack⁵¹⁾ eckiges Gesteinsmaterial schon auf sehr kurzen Strecken durch das fließende Wasser vollkommen gerundet wird.⁵²⁾

2. Mischschotter, die nach ihrer Ablagerung aus der Grundmoräne durch das fließende Wasser umgelagert wurden. Ihr Material ist mehr oder weniger deutlich geschichtet, mindestens aber in vertikaler Richtung nach der Größe sortiert, so daß Bänke feineren und groberen

⁵⁰⁾ Elbert, Die Entwicklung des Bodenreliefs von Vorpommern und Rügen. Sep.-Abdr. aus d. 8. und 10. Jahresber. der Geograph. Ges. zu Greifswald 1903 bis 1906, S. 175.

⁵¹⁾ Keilhack, Vergl. Beob. an isländischen Gletscher- und norddeutschen Diluvialablagerungen. Jahrb. kgl. Preuß. geol. Landesanst. f. 1883, S. 172.

⁵²⁾ Anlässlich einer Regenkatastrophe ist hervorgehoben worden, daß auch Wildbäche kaum kantengerundete Blöcke ablagern können, die glazialen Anhäufungen vollkommen ähneln (Carez, La catastrophe de Bozel. Bull. Soc. géol. de France 1905, S. 520). In solchen Fällen aber handelt es sich um Muren, bei denen Gesteinsblöcke in einer zähflüssigen Schlammmasse transportiert werden, welche — wie das Eis — die Blöcke vor gegenseitiger Abnutzung schützt.

Materials abwechseln,⁵³⁾ wobei die abgeplatteten Gerölle parallel zueinander angeordnet wurden. Die nordischen Gesteinsbrocken sind gerundet, ihr quantitativer Anteil aber läßt im Vergleiche mit primären Mischschottern keine sichtliche Abnahme erkennen.

Die erratischen Blöcke skandinavischer Gesteine sind als ein wesentlicher Bestandteil der Mischschotter, d. h. als die größten nordischen Geschiebe⁵⁴⁾ der ehemaligen Grundmoräne zu betrachten. Am häufigsten begegnet man erratischen Blöcken in Bacheinschnitten, wo sie aus dem Mischschotter ausgewaschen und dank ihrem Gewichte vom Wasser nicht fortgeführt wurden. Sonst kommen erratische Blöcke auf den Feldern nur dort vor, wo die Mischschotter vom Löß nicht bedeckt wurden und unmittelbar an der Erdoberfläche zutage treten. Die Oberfläche der letzteren war in der Postdiluvialzeit der Abspülung durch das atmosphärische Wasser ausgesetzt, wobei die schweren Blöcke ihre Lage nicht verändert haben und gegenwärtig, aus dem Mischschotter allmählich herausgewaschen, auf seiner Oberfläche sichtbar sind. Die relative Häufigkeit der erratischen Blöcke in den Mischschottern ist recht verschieden. Die Täler des San, der Mlecza und der Wielopolka sind besonders reich an erratischen Blöcken.

In allen westgalizischen Karpathentälern kommen erratische Blöcke bis zur Südgrenze der nordischen Glazialspuren vor.⁵⁵⁾ Durch die Abnahme der Lößbedeckung gegen Süden zu scheint sogar die Häufigkeit der erratischen Blöcke südwärts zuzunehmen. Die Tatsache, daß das Inlandeis bis zur südlichsten Grenze seiner Ausbreitung in den Karpathentälern

⁵³⁾ Allerdings zeigen Mischschotter, welche nachträglich durch das fließende Wasser umgelagert wurden, bei weitem keine so genaue Sortierung und Schichtung des Materials, wie das unter einem gleichzeitigen Zusammenwirken von Wasser und Eis entstandene Fluvioglazial.

⁵⁴⁾ Der größte erratische Block nordischer Herkunft, den ich in den westgalizischen Randkarpathen beobachtet habe, ist auf Taf. IV, Fig. 1 abgebildet.

⁵⁵⁾ Dasselbe konnte ich auch in den meisten Tälern der Westsudeten bestätigen. Desgleichen kommen auf dem Gleitsch bei Saalfeld, wo das Inlandeis in Thüringen am weitesten nach Süden vordrang, erratische Blöcke vor.

große nordische Blöcke verschleppen konnte, ist von der größten Bedeutung für die Bestimmung der Südgrenze der nordischen Vereisung im ostgalizischen Tieflande. Bekanntlich ist diese Grenze zuerst von Uhlig auf Grund des Vorkommens erratischer Blöcke gezogen worden.⁵⁶⁾ Später hat A. M. Łomnicki nordische Gesteinsbrocken noch weiter südwärts gefunden und die Grenze des Inlandeises nach Süden verlegt.⁵⁷⁾ Wenn aber das Vorkommen erratischer Blöcke bis zu den äußersten Glazialspuren festgestellt werden konnte, so drängt sich die Vermutung auf, daß auch im ostgalizischen Tieflande die Südgrenze der nordischen Vereisung mit Uhlig aus dem Vorkommen erratischer Blöcke zu ziehen wäre, während weiter südwärts auftretende Gesteinsbrocken nordischer Herkunft höchstwahrscheinlich durch Drift ausgebreitet wurden.

Die Mischschotter treten selten unmittelbar auf der Erdoberfläche zutage, indem sie größtenteils vom jungdiluvialen Löß oder vom postdiluvialen Auelehm bedeckt sind. Dadurch wurden auch die flachwelligen Unebenheiten der Oberfläche der Mischschotter eingeebnet, so daß sie im Bodenrelief nicht zum Ausdrucke gelangen. Verfolgt man aber die Aufschlüsse der Mischschotter in den Bacheinschnitten, dann sieht man deutlich den welligen Verlauf ihrer Oberfläche. Die lokalen Anschwellungen der Mischschotter hängen am wahrscheinlichsten mit vorübergehenden Stillständen des Rückzuges der Enden der Eiszungen zusammen, und wären demnach als embryonale Ansätze von Endmoränen anzusprechen. In den flachen Vertiefungen der Oberfläche der Mischschotter kommt manchmal der graue Diluvialton vor, den ich bereits aus dem Santale als einen Absatz von Schmelzwasserlachen beschrieben habe.⁵⁸⁾

Wider Erwarten hat der Abfluß der Gewässer aus den westgalizischen Karpathen durch das Eindringen von nordi-

⁵⁶⁾ Uhlig, Ueber die geol. Beschaffenheit eines Teiles der ost- und mittelgaliz. Tiefebene. Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt 1884. Bd. XXXIV, Karte auf S. 228.

⁵⁷⁾ Atlas geol. Galicyi. H. 7, S. 64.

⁵⁸⁾ v. Łoziński, Quartärstudien. S. 388 ff. — Das diluviale Alter dieses Tones ist durch die paläontologischen Funde von Prof. T. Wiśniewski bestätigt worden. Vgl. Atlas geol. Gal. H. 21, S. 24 und 25.

schen Eiszungen keine Stauung erfahren. Das Fehlen morphologischer Spuren einer Stauung, wie z. B. Terrassen, ist allein noch nicht beweisfähig, da die Dauer der Eiszungen in den Tälern sehr kurz war. Ebensowenig aber kenne ich irgendeinen Schotterkegel, welcher im Zusammenhange mit dem Eindringen des nordischen Inlandeises in die Täler entstanden wäre.⁵⁹⁾ Die Beschaffenheit des gemengten Diluviums hingegen beweist über allen Zweifel, daß die Täler der westgalizischen Karpathen durch das Eindringen des Inlandeises nicht gestaut wurden, denn es tritt nirgends in lakustroglazialer Ausbildung mit Merkmalen einer Driftablagerung auf. Wenn dagegen Mischschotter mit ursprünglicher Moränenbeschaffenheit und großen erratischen Blöcken bis zur äußersten Südgrenze der nordischen Glazialspuren vorkommen, so müssen selbstverständlich auch die nordischen Eiszungen ebenso weit in die westgalizischen Karpathen hinein gereicht haben. Es bleibt daher nur die Annahme übrig, daß die Gewässer sich dennoch irgendeinen Ausweg durch die die Täler erfüllenden Eiszungen erzwungen haben.⁶⁰⁾ Zunächst drängt sich der Gedanke an einen subglazialen Abfluß, deren Muster in der Entwässerung des Malaspinagletschers in Alaska vorliegt.

Das einzige Tal, in welchem eine Stauung der Gewässer durch das nordische Inlandeis, wenn auch nicht direkt bewiesen, so doch mit gewisser Wahrscheinlichkeit angenommen werden kann, ist dasjenige der Uzwica, welches bei Brzesko die westgalizischen Karpathen verläßt. Während an seinem Ausgange um Brzesko Mischschotter vorhanden sind, kommen weiter südwärts augenscheinlich keine nordischen Glazialspuren

⁵⁹⁾ Die Annahme von E. Hanslik (Mitteil. d. geograph. Ges. in Wien, Bd. L, S. 317), daß das Eindringen des nordischen Inlandeises eine Verschotterung der Flußtäler weit nach aufwärts zur Folge hatte, ist unhaltbar. Die Eiszungen waren nicht so mächtig, noch dauerten sie so lange, um eine Hebung des Erosionsniveaus herbeizuführen. Letztere wäre nur dann vorauszusetzen, wenn das Inlandeis die Flüsse gestaut hätte. Da aber ein solches nicht der Fall war, muß auch die Annahme einer Hebung des Erosionsniveaus sowie irgend einer damit zusammenhängenden Schotterablagerung zurückgewiesen werden.

⁶⁰⁾ An dem Beispiele eines Seitenausläufers des Columbiagletschers in Alaska hat Gilbert gezeigt, daß der Abfluß eines Tales durch das Eindringen einer Eiszunge nicht beeinflusst werden kann und keine Aufstauung erleidet. Vgl. Harriman Alaska-Expedition, Bd. III, S. 73.

vor,⁶¹⁾ als hätte das Inlandeis in das Uszwicatal keine Zunge vorgestoßen. Oberhalb von Brzesko ist der Talboden versumpft und auf demselben windet sich der träge Uszwicalauf dahin in einem flachen Bette, an dessen niedrigen Ufern die Anhäufung eines lehmigen Schlammes unter der Mitwirkung der Vegetation beobachtet werden kann.⁶²⁾ Diese Erschwerung des Abflusses hängt höchstwahrscheinlich mit der Aufstauung des Tales durch das nordische Inlandeis der Diluvialzeit zusammen.

Erst nachdem sich die Eiszungen aus den westgalizischen Karpathentälern zurückgezogen haben und der Rand des Inlandeises in einiger Entfernung vom Karpathenrande stationär lagerte (s. Fig. 3), ist der Abfluß der Gewässer aus den Karpathen durch das Inlandeis beeinflußt worden. Im Zusammenhang mit dieser Stillstandslage des Inlandeisrandes entstand das subkarpathische fluvioglaziale Tal, das sich knapp am westgalizischen Karpathenrande hinzieht und durch seine Breite in der Landschaft stark hervorhebt. Dieses große fluvioglaziale Tal wird gegenwärtig im Westen vom außerkarpathischen Wielopolkalaufe, weiter ostwärts vom Bache Czarna und schließlich vom außerkarpathischen Wisloklaufe benutzt.

III. Die Landschaft des westgalizischen Karpathenrandes.

Das Vorkommen von Mischschottern mit primärer, unveränderter Moränenbeschaffenheit auf dem Boden der Haupt- und Seitentäler beweist über allen Zweifel, daß das Eindringen des nordischen Inlandeises das Relief der westgalizischen Randkarpathen bereits in der heutigen Gestalt vorfand. Die morphologischen Hauptzüge der Randkarpathen sind das Werk der präglazialen Erosionsphase, die hauptsächlich in die Pliozänzeit fällt, möglicherweise aber noch den Anfang der Diluvialzeit umfaßt.⁶³⁾ Während in Nordeuropa das diluviale

⁶¹⁾ Soweit ich nach einer flüchtigen Begehung des Tales beurteilen kann.

⁶²⁾ Ob darunter etwa gemengtes Diluvium in lakustroglazialer Ausbildung vorkommt, ist unmöglich einzusehen.

⁶³⁾ Vgl. das Schema auf S. 179.

Inlandeis sich allmählich anzuheufen und auszubreiten anfang, fand gleichzeitig in den Karpathen eine bedeutende Vermehrung der atmosphärischen Niederschläge statt, die höchstwahrscheinlich zur endgültigen Vertiefung der Täler beitrug. Als aber der Rand des nordischen Inlandeises die Karpathen erreichte, war die Erosion der Täler bis zum gegenwärtigen Niveau abgeschlossen und erfolgte seitdem nicht die geringste Tieferlegung.

Am Schlusse der präglazialen Erosionsphase fand eine reichliche Akkumulation von Flußschottern statt. Aus dem Vergleiche mit den ostgalizischen Karpathen kann man annehmen, daß am Ausgange der Täler aus den westgalizischen Karpathen fächerförmige Schotterkegel sich weit und breit erstreckten, und die Talsohlen mit terrassierten Flußschottern ausgekleidet waren. Das Eindringen des nordischen Inlandeises hat die präglazialen Schotterkegel größtenteils zerstört und die präglazialen Schotterabsätze auf dem Boden der Täler umgearbeitet, indem es dieselben mit dem nordischen Gesteinsmaterial mengte.

Gegenüber der präglazialen Erosionsphase haben die darauffolgenden physikogeographischen Begebenheiten das Relief der westgalizischen Randkarpathen wesentlich nicht beeinflusst. Die Ablagerung einer dünnen Schichte gemengten Diluviums durch das nordische Inlandeis im tiefsten Teile der Täler spielt in der Landschaft nicht die geringste Rolle. Die jungdiluviale Lößbildung hat nur die äußersten Randkarpathen betroffen und denselben ein charakteristisches Gepräge verliehen.

Die äolische Lößakkumulation schmiegte sich dem jeweilig präexistierenden Bodenrelief am genauesten an. Dicht vor dem Karpathenrande wurde der Löß auf ebenem Boden abgelagert und entstand das subkarpathische Lößplateau, das als ein schmaler, ununterbrochener Streifen den Karpathenrand von Przemyśl an westwärts bis weit über Rzeszów hinaus begleitet. Nordwärts bricht das Lößplateau gegen das subkarpathische fluvioglaziale Tal (s. Fig. 4) plötzlich mit einem steilen Wagram ab, dessen Höhe zwischen 20 und 25 m schwankt. An seinem Nordrande ist das subkarpathische Lößplateau fast tischeben. Südwärts gegen die äußersten Kar-

pathenerhebungen zu steigt seine Oberfläche sehr langsam an und wird immer mehr wellig. Dadurch vermittelt das subkarpathische Lößplateau den Uebergang vom nordgalizischen Tieflande zum rasch hinaufstrebenden Karpathengebiete und mildert ihren orographischen Gegensatz. Die äußersten Karpathenwellen sind mit einem dicken Lößmantel umhüllt, wodurch ihre Umrisse abgestumpft wurden. In südlicher Richtung aber nimmt die Lößdecke an Mächtigkeit ab und klingt allmählich aus. Hand in Hand mit der Abnahme der Lößdecke treten die Karpathenzüge in ihrer durch die präglaziale Erosionsphase bestimmten Gestalt immer schärfer hervor.

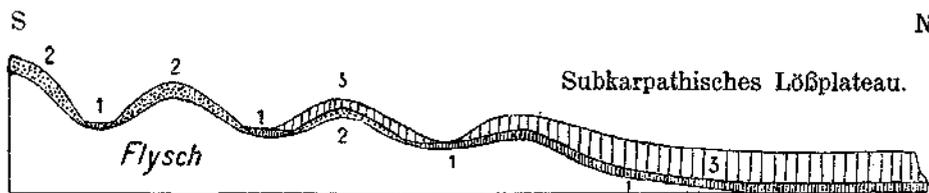


Fig. 4.

Schematischer Querschnitt des Karpathenrandes in Westgalizien.

1. Mischschotter
2. einheimische Verwitterungsprodukte
3. Löß.

Die Lößablagerung hat das präglaziale Relief abgestumpft und zugleich die älteren Gebilde vollständig verhüllt. Die meisten Schluchten, welche das subkarpathische Lößplateau zerschnitten haben, erreichen seine Unterlage nicht und sind von senkrechten Wänden eingeschlossen. Selten lugen darunter Mischschotter hervor. Indem die Lößdecke südwärts abnimmt, werden die Aufschlüsse der Mischschotter und der Karpathengebilde immer häufiger.

Am Boden der Haupttäler der westgalizischen Randkarpathen können zwei Terrassen, und zwar die Löß- und die Auelehmterrasse unterschieden werden.⁶⁴⁾

In den Talweitungen wurde der Lößstaub auf ebenem Boden abgelagert und tritt gegenwärtig in Terrassenfragmenten auf, die mit einem senkrechten, bis 20 m hohen Wagramme die Oberfläche der jüngeren Auelehmterrasse überragen. In den erweiterten Talausgängen, wo die Flüsse die Randkarpathen

⁶⁴⁾ Vgl. auch v. Łoziński, Quartärstudien. S. 379 ff.

verlassen, bildet die Lößterrasse ununterbrochene Streifen, die nordwärts an Breite zunehmen und schließlich mit dem subkarpathischen Lößplateau verschmelzen. So stellen die jungdiluvialen Lößterrassen Ausläufer des subkarpathischen Lößplateaus dar, die keilförmig in die erweiterten Ausgänge der Haupttäler eindringen. Dabei zeigen die Talausgänge — wie bereits Uhlig⁶⁵⁾ betonte — eine auffallende Asymmetrie, indem die Lößterrasse und die Auelehmterrasse sich in ansehnlicher Breite hauptsächlich auf der linken Westseite der Flüsse erstrecken, die ihrerseits ostwärts drängen und die rechten Talgehänge unterwaschen.

Den Boden der Täler kleidet die postdiluviale Auelehmterrasse aus, in welcher das heutige Flußbett eingeschnitten ist. An den Ufern der Flüsse fällt sie zumeist mit steilen oder senkrechten Wänden ab, deren Höhe fünf bis zehn Meter beträgt. Zu unterst zeigt sie primäre oder umgelagerte Mischschotter, die manchmal vom grauen Diluvialton bedeckt sind. Darüber besteht der größte Teil aus gelbem Auelehm, der aus mehr oder weniger durch das Wasser umgearbeitetem Lößmaterial entstand. Im Auelehm kommen oft dunkle Einlagerungen von Sumpfbildungen vor, die größtenteils aus verrottem vegetabilischem Material zusammengesetzt sind.

Die Täler der großen und der kleinen Flüsse, welche die westgalizischen Randkarpathen selbständig verlassen, unterscheiden sich von einander in auffälliger Weise.

Die Täler der großen Flüsse (San, Wislok, Wisloka, Biala, Dunajec, Raba) haben durch die Ablagerung einer dünnen Schichte gemengten Diluviums auf ihren Sohlen selbstverständlich gar keine Erschwerung des Abflusses erfahren. Ebenso wenig hat die äolische Akkumulation von jungdiluvialem Löß, die auf ebenem Boden eine Mächtigkeit von 20 bis 25 m erreichte, den Abfluß der Gewässer auf die Dauer beeinträchtigt. Da die Wassermenge zur Ausräumung des reichlich importierten Lößmaterials hinreichte, sind auf den Talsohlen sowohl die Löß- als auch die Auelehmterrassen mit Mischschottern an der Basis bis zur Unterlage zerschnitten, so daß die Flüsse stellen-

⁶⁵⁾ Uhlig, Ueber den Verlauf des Karpathen-Nordrandes in Galizien. Verh. d. k. k. Geol. Reichsanstalt 1885, S. 201.

weise über nackten Schichtköpfen der Flyschgesteine dahinfließen.

Die kleinen Flüsse (Mlecza, Wielopolka, Uszwica) dagegen haben einen versumpften Talboden, auf welchem sie in einem flachen Bett fließen und ihren Lauf häufig verlegen. An den Ufern häuft sich noch gegenwärtig ein lehmiger Schlamm unter Mitwirkung der Vegetation an. Die Schlammablagerung kann besonders deutlich an der Wielopolka bei Broniszów beobachtet werden. Durch die Anhäufung des lehmigen Schlammes wird der Talboden in der Nähe des Wielopolkabettes allmählich erhöht, so daß seine Oberfläche sich beiderseits gegen die Talränder zu um ein geringes senkt. Dieses fällt namentlich nach einem Frühjahrshochwasser in die Augen, wenn breite Wassertümpel nicht in der Mitte des Talbodens, sondern gegen seine Ränder zu stagnieren. Höchst wahrscheinlich häuft sich auf den Talsohlen der kleinen Flüsse noch gegenwärtig ein ganz ähnlicher Auelehm mit Sumpfabfällen an, welcher sich ehemals auch auf den Talböden der größeren Flüsse bildete, heute aber schon längst trockengelegt und in die Auelehmterrassen zerschnitten ist.

Die Erschwerung des Abflusses der kleineren Täler, die in der gegenwärtigen Versumpfung ihrer Sohlen zum Ausdruck kommt, rührt von der Diluvialzeit her. Die Täler der Mlecza und der Wielopolka waren durch das Inlandeis nicht gestaut, da primäre Mischschotter mit erratischen Blöcken,⁶⁶⁾ die nur unmittelbar durch Eiszungen abgelagert werden konnten, weit in dieselben hineinreichen. Vor den Talausgängen aber breitet sich das zur Jungdiluvialzeit aufgeschüttete, subkarpathische Lößplateau aus, durch welches die Mlecza und die Wielopolka sich schwerlich hindurcharbeiten. Offenbar ist die Erschwerung des Abflusses und die Versumpfung der Talböden der Mlecza und der Wielopolka eine Folge der Verstopfung ihrer Talausgänge durch die jungdiluviale Lößakkumulation. Die Versumpfung des Talbodens der Uszwica dagegen, vor deren Talausgängen Lößablagerungen fehlen, hängt wahrscheinlich mit der ehemaligen Aufstauung durch das Inlandeis zusammen (s. S. 186 bis 187).

⁶⁶⁾ Da aber die Talsohlen versumpft sind, werden Mischschotter und erratische Blöcke nur über denselben, auf den untersten Talgehängen sichtbar.

IV. Das gemengte Diluvium am Rande der Westsudeteten.

Die Ausgestaltung des gegenwärtigen Sudetenreliefs fällt hauptsächlich in die Pliozänzeit.⁶⁷⁾ Das heranrückende nordische Inlandeis fand die Oberflächengestaltung im großen und ganzen bereits fertig vor. Wie in den westgalizischen Randkarpathen, war auch am Rande der Westsudeteten die Ausbreitung des diluvialen Inlandeises durch das präglaziale Bodenrelief am genauesten vorbestimmt. Die Verbreitung der nordischen Glazialspuren zeigt, daß in die damals schon ausgefurchten Täler Eiszungen hineingezwängt wurden, deren Länge von den jeweiligen Bodenverhältnissen abhängig war. Während im breiten Tale der Glatzer Neiße eine über 20 km lange Eiszunge bis in die Gegend von Glatz hinein bequem vordringen konnte, hat die Länge der Eiszungen in den kurzen Schluchten des steilen Ostabfalls des Eulengebirges höchstens nur 1.5 km erreicht.⁶⁸⁾ Waren auch die Täler zur Zeit der nordischen Eisinvasion bereits ausgefurcht, so kann stellenweise doch eine spätere, jedenfalls aber nicht bedeutende Vertiefung des Talbodens beobachtet werden.⁶⁹⁾ In Altwasser z. B. ist das gemengte Diluvium des Sandberges auf einem alten, flachen Talboden aufgeschüttet worden, in welchem der Hellebach später einen jungen, ungefähr 15 bis 20 m tiefen Trog einschnitt.⁷⁰⁾ Trotz dieser geringfügigen postglazialen Vertiefung aber zeigt die Verbreitung der Glazialspuren im Gebiete des Hellebaches, wie auch des benachbarten Salzaches,⁷¹⁾ daß die Oberflächengestaltung zur Zeit der nordischen Eisinvasion im großen und ganzen bereits fertig war, indem das gemengte Diluvium nur den tiefsten Teil der Täler auskleidet.

⁶⁷⁾ Vgl. Frech, Bau der schlesischen Gebirge. Geogr. Zeitschr. Bd. VIII, S. 558.

⁶⁸⁾ Vgl. die Verteilung des gemengten Diluviums auf der Geol. Karte von Preußen. Lief. 115 (von Dathé), Blatt Langenbielau.

⁶⁹⁾ Der vertikale Betrag der postdiluvialen Erosion ist von Leppia (Geol.-hydrogr. Beschr. d. Glatzer Neiße. Abh. kgl. Preuß. geol. Landesanstalt N. F., H. 32, S. 65) bei weitem überschätzt worden.

⁷⁰⁾ Vgl. den Querschnitt in Loziński, Glacyalne zjawiska. Sprawozdanie Kom. Fizyograf. Bd. XLIII, Abt. III, S. 11.

⁷¹⁾ Vgl. Dathé, Geol. Karte der Umgeb. v. Salzbrunn. Abh. kgl. Preuß. geol. Landesanstalt N. F., H. 13.

Gegenüber den westgalizischen Randkarpathen zeichnet sich das gemengte Diluvium am Rande der Westsudeten durch eine größere Mächtigkeit und das bedeutende Ueberwiegen fluvioglazialer Ausbildung aus. In den meisten Aufschlüssen am Rande der Westsudeten besteht das gemengte Diluvium zum größten Teil aus fluvioglazialem, geschichtetem Sand, Grand und Geröllsand, wogegen der Geschiebelehm bei weitem zurücktritt. Der Geschiebelehm ist sehr geschiebereich und häufig dicht mit Steinen durchspickt, so daß er an Geschiebereichtum den subkarpathischen „Mischschottern“ gewiß nicht nachsteht. Während aber letztere ihren Geschiebereichtum dem quantitativ dominierenden Anteil präglazialer, einheimischer Flußgerölle verdanken, kann der Geschiebereichtum des Geschiebelehms am Rande der Westsudeten nicht auf die gleiche Ursache zurückgeführt werden, da in diesem Falle nordisches Material viel reichlicher vertreten ist und oft sogar überhand nimmt. Der bedeutende Gehalt des Geschiebelehms an Steinen fällt überall auf, sowohl vor dem Sudetenrande, wo der Geschiebelehm über dem Fluvioglazial auftritt, wie auch in den Tälern der Westsudeten, wo derselbe ihren tiefsten Teil auskleidet. Dieses kann man sehr gut z. B. im Tale des Hellebaches um Altwasser und Waldenburg sehen, wo mehrere Aufschlüsse einen Einblick in die Beschaffenheit des gemengten Diluviums ermöglichen. Das gemengte Diluvium, zumeist einige Meter mächtig,⁷²⁾ tritt bald als Geschiebelehm zutage, bald als Geschiebesand, welcher bei seiner Ablagerung schon zum Teil durch das Wasser beeinflußt wurde, immerhin aber noch nicht geschichtet ist und keine genaue Sichtung seines Materials zur Schau trägt.⁷³⁾ In allen Aufschlüssen ist sowohl der Geschiebelehm, wie auch der Geschiebesand dicht mit Geschieben durchspickt, wobei der große Anteil und manchmal sogar ein Ueberwiegen nordischen Materials in die Augen springt.

Wie in den westgalizischen Randkarpathen, hat auch in den Westsudeten die Ablagerung des gemengten Diluviums

⁷²⁾ Genaue Mächtigkeitsangaben bei D a t h e, Geol. Beschr. d. Umgeb. v. Salzbrunn. Abh. kgl. Preuß. geol. Landesanstalt N. F., H. 13, S. 153 ff.

⁷³⁾ Mit Ausnahme des aus Fluvioglazial aufgeschütteten Sandberges in Altwasser.

sich genau der präglazialen Oberflächengestaltung angeschmiegt und keine selbständige Glaziallandschaft erzeugt. Immerhin aber hat das nordische Inlandeis vereinzelte, charakteristische Bodenformen hinterlassen, von denen der sogenannte Sandberg in Altwasser hervorzuheben wäre, der im ganzen aus Fluvioglazial, u. zw. aus Sand und Geröllsand aufgebaut ist (Taf. IV, Fig. 2). Letzterer zeigt einen starken Anteil nordischen Materials und enthält sogar größere Blöcke nordischer kristallinischer Gesteine. Von einheimischem Material fällt das reichliche Vorkommen von etwa faustgroßen, durch Druck gequetschten Quarzgeröllen, die von den Kulmkonglomeraten der nächsten Umgebung stammen. Der Sandberg mit seinem ellip-tischen Grundriß ist als ein *Kame* zu betrachten⁷⁴⁾ und wurde höchstwahrscheinlich in einem subglazialen Tunnel aufgeschüttet.

Längs des Randes der Westsüdeten zieht sich ein breiter Streifen gemengten Diluviums hin, dessen Mächtigkeit, wie z. B. in den Sandgruben von Nieder-Kunzendorf oder im Braunkohlentagbau zu Saarau, bis 20 m und mehr beträgt. Der Komplex des gemengten Diluviums besteht zum größten Teil, stellenweise sogar im ganzen aus wohlgeschichteten fluvio-glazialen Ablagerungen, die in vertikaler Richtung einen wiederholten Wechsel von Geröllsandlagen und Sand- oder Grand-schichten zeigen. Letztere heben sich vom Geröllsand mit einer scharfen Grenze ab und besitzen oft eine feine Kreuz-schichtung. In den einzelnen Schichten von Geröllsand sind Gerölle ungefähr gleicher Größe angeordnet. Dabei fällt es auf, wie ich gemeinsam mit meinem Freunde Dr. J. W y s o - g ó r s k i aus Breslau beobachten konnte, daß von unten nach oben die Größe der Gerölle in den einzelnen Geröllsandlagen zunimmt. Die Gerölle bestehen zum großen Teil, manchmal sogar in überwiegender Mehrheit aus kristallinischem Material nordischer Herkunft. In den Geröllsandlagen, die aus größeren

⁷⁴⁾ Nach seiner Lage auf dem alten Talboden des Hellebaches und nach seiner Gestalt wäre der Sandberg noch besser mit sogenannten „Drumlinoiden“ zu vergleichen, die unlängst von G. D. H u b b a r d (Drumli-noids of the Catatonk Folio. Bull. of the Amer. Geogr. Soc. 1906, Bd. XXXVIII, S. 355 ff) beschrieben wurden. Letztere aber sind mit Ausnahme eines einzigen Falles aus ungeschichtetem Glazial aufgebaut.

Geröllen bestehen, sind oft nordische Blöcke eingebettet, welche in jeder Sandgrube umherliegen. Der Schichtenverband von Sand oder Grand und Geröllsandlagen ist einem raschen Wechsel sowohl in vertikaler, wie in horizontaler Richtung unterworfen. Dieses entspricht dem ungemein raschen Wechsel der fluvioglazialen Akkumulation in Zeit und Raum.

Ueber dem Fluvioglazial ist der Geschiebelehm ausgebreitet,⁷⁵⁾ dessen Mächtigkeit höchstens nur bis 2 m erreicht. Der Geschiebelehm ist dicht mit Geschieben vorwiegend nor-

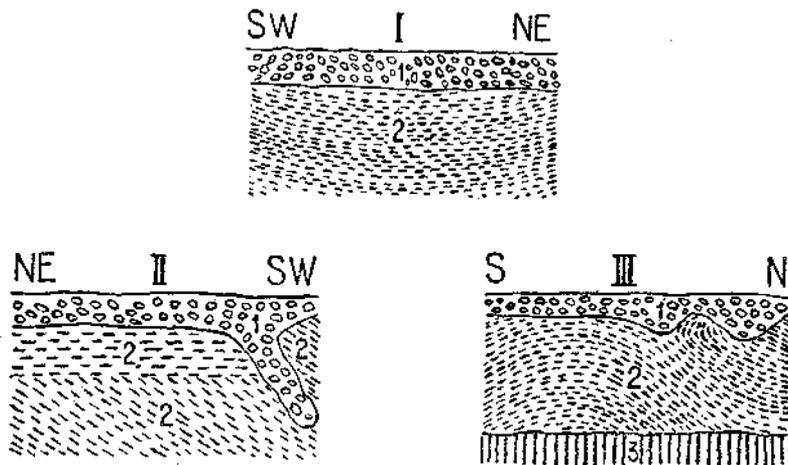


Fig. 5.

Störungen des Fluvioglazials unter dem Geschiebelehm in den Sandgruben bei Nieder-Kunzendorf (I, II) und im Braunkohlentagbau zu Saarau (III). August 1907.

1. Geschiebelehm
2. Fluvioglaziale, geschichtete Sande und Kiese
3. Braunkohlenformation.

discher Herkunft durchspickt und zeigt die ordnungslose Moränenbeschaffenheit. Die Geschiebelehmdecke ist nicht kontinuierlich und erfährt manchmal Unterbrechungen, indem sie allmählich auskeilt, so daß das Fluvioglazial auf der Erdoberfläche zutage tritt.

Die Grenze des Geschiebelehms gegen das unterlagernde Fluvioglazial zeigt einen sehr unruhigen Verlauf. Der Geschiebe-

⁷⁵⁾ Eine ähnliche Ueberlagerung von Fluvioglazial durch die Grundmoräne ist im Harzvorlande beobachtet worden. Vgl. Grupe, Glaziale Bildungen im NW. Vorlande des Harzes. Jahrb. kgl. Preuß. geol. Landesanstalt f. 1907, S. 520.

lehm dringt oft keilartig in das unterlagernde Fluvioglazial hinein, wobei letzteres eigenartige Schichtenstörungen, u. zw. Faltungen oder Verschiebungen zur Schau trägt (Fig. 5). Diese Schichtenstörungen sind offenbar durch den horizontalen Eisschub entstanden.

Die Entstehungsweise des geschilderten Schichtenverbandes des gemengten Diluviums längs des Randes der Westsudeten möchte ich folgendermaßen erklären.

Das nordische Inlandeis, südwärts vorrückend, trat vorerst nicht unmittelbar an den Rand der Westsudeten heran, sondern hielt sich in einiger Entfernung von demselben auf. Während dieses vorübergehenden Stillstandes des Eisrandes wurde knapp vor dem Sudetenrande die fluvioglaziale Schichtfolge durch die Gewässer, die dem Eisrande entströmten, abgelagert, u. zw. in derselben Weise, wie die heutigen *Sandurs* in Island oder die *Outwash gravel plains* in Alaska. Das sudetische, dem nordischen beigemengte Gesteinsmaterial kann zum Teil von präglazialen Flußschottern herrühren, die vom Inlandeise und nachher von seinen Schmelzwässern erfaßt wurden. Jedenfalls aber haben auch die aus den Sudeten kommenden Gewässer einheimische Gerölle beigetragen. Aus dem Umstande, daß der Anteil nordischen Materials bedeutend ist und stellenweise sogar überwiegt, muß man folgern, daß an der Ablagerung des Fluvioglazials sich in erster Linie die dem Eisrande entströmenden Gewässer beteiligten. Nach diesem vorübergehenden Stillstande drang das Inlandeis gegen den Rand der Westsudeten vor und lagerte über dem Fluvioglazial den Geschiebelehm ab,⁷⁶⁾ wobei ersteres durch den Eisschub vielfach gestört wurde (Fig. 5). Schließlich erreichte das Inlandeis den Rand der Westsudeten und zwängte Eiszungen in die Täler hinein.

Indem das Inlandeis über fluvioglazialen Ablagerungen vordrang, die im hohen Grade durch das Wasser bearbeitet waren und besonders in den oberen Partien aus Geröllsandlagen

⁷⁶⁾ Alaska bietet treffliche Beispiele, wie fluvioglaziale Ablagerungen durch spätere Eisvorstöße beeinflußt werden und ihre ebene Oberfläche einbüßen. Vgl. Harri'man Alaska - Expedition, Bd. III, S. 58. Tarr, Phenomena of the Glacier Margins in the Yakutat Bay. Zeitschr. f. Gletscherkunde, Bd. III, S. 106 ff.

bestehen, konnte es kleinere und größere Steine reichlich in seine Grundmoräne aufnehmen. Dadurch wäre der bedeutende Gehalt an Steinen im Geschiebelehm der Westsudeten zu erklären.

Während der Abfluß der Gewässer aus den westgalizischen Karpathen durch das Eindringen nordischer Eiszungen in die Talausgänge nicht beeinträchtigt wurde, war dasselbe in den Westsudeten nicht immer der Fall. Gewiß haben auch die Gewässer der Westsudeten in vielen Fällen einen Ausweg unter dem Inlandeise gefunden. Darauf deutet z. B. der bereits erwähnte, *kame*-ähnliche Sandberg in Altwasser (Taf. IV, Fig. 2) hin, welcher höchstwahrscheinlich in einem subglazialen Abflußkanal aufgeschüttet wurde. Andererseits aber sind auch Anzeichen einer Stauung der Gewässer durch nordische Eiszungen vorhanden. Die Ablagerung des feingeschichteten Diluvialtons im Hirschberger Tal ist längst auf eine Stauung der Gewässer durch das nordische Inlandeis zurückgeführt worden.⁷⁷⁾ In neuester Zeit hat E. G. Friedrich zwei glaziale Stauseen im Gebiete der Glatzer Neiße angenommen,⁷⁸⁾ von denen aber derjenige bei Kamenz nach der Widerlegung von Leppla⁷⁹⁾ in Abrede gestellt werden muß. Die Annahme dagegen, daß auch das unterste Steinetal durch das nordische Inlandeis zu einem Wasserbecken gestaut wurde, kann ich nur bestätigen, obwohl ich die Entstehung der hohen Schotterterrasse der Steine nicht in derselben Weise, wie E. G. Friedrich, auffassen möchte.

Im Braunauer Ländchen werden die Ufer der Steine nur von Schotterabsätzen einer niedrigen Hochwasserterrasse begleitet. Unterhalb der Mündung des Walditzbaches aber, bei Obersteine stellt sich im Steinetal eine merkwürdige Schotterterrasse ein, deren Oberfläche etwa 15 bis 20 m hoch über der gegenwärtigen Talsohle liegt. Sie zieht sich ununterbrochen

⁷⁷⁾ Schottky, Beitr. z. Kenntn. d. Diluvialablag. des Hirschberger Tales. Diss. Breslau 1885, S. 31 ff. Partsch, Die Vergletscherung des Riesengebirges. Forsch. z. deutschen Landes- und Volkskunde, Bd. VIII, S. 178 und 180.

⁷⁸⁾ E. G. Friedrich, Die glazialen Stauseen des Steine- und des Neiße-Tales. Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde in Berlin 1906, S. 10 ff.

⁷⁹⁾ Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1906, Bd. LVIII, Monatsber., S. 111 bis 114.

zu beiden Seiten des untersten Steinlaufes bis zur Mündung in die Glatzer Neiße hin und kommt schon äußerlich wie ein breiter, im untersten Teile des Steinetales aufgeschütteter Schuttkegel vor. Die Kiesgruben in Mittel- und in Niedersteine zeigen den Bau dieser Terrasse, wie ihn E. G. Friedrich⁸⁰⁾ dargestellt hat. Der unterste Teil besteht nur aus dem Material der Kreidesandsteine, u. zw. aus hellgrauem Sand und feinem Schotter, welche von dem Quadersandsteingebiete der westlichen Umrandung des Steinetales stammen. Die obere Grenze dieser untersten Ablagerung hat einen unruhigen, welligen Verlauf. Darüber besteht der obere und größte Teil der Terrasse aus typischem, ungefähr 8 bis 12 m mächtigem Flußschotter, welcher aus größeren Geröllen zusammengesetzt ist, u. zw. fast ausschließlich aus dem Gesteinsmaterial des Rotliegenden und der Porphyre, so daß er sich durch die ziegelrote Farbe sehr scharf abhebt. Im oberen, roten Schotter der Terrasse kommen nordische Gesteinsstücke spärlich vor, wie bereits E. G. Friedrich festgestellt hat. In demselben Schotter fand ich in Mittelsteine einen Feuerstein baltischer Herkunft.

Es ist nicht richtig, wenn E. G. Friedrich meint, daß nur der unterste, aus dem Material der Quadersandsteine zusammengesetzte Teil der Steineterrasse in einem glazialen Stausee aufgeschüttet wurde, der obere, rote Schotter dagegen erst nach dem Rücktritte des Inlandeises entstanden sei.⁸¹⁾ In diesem Falle aber wäre das Vorkommen von eingestreuten nordischen Geschieben im roten Schotter nicht begreiflich. Eine spätere Einschwemmung ist nicht möglich,⁸²⁾ da die Gehänge des Steinetales über der Terrasse nur mit lokalen Verwitterungsprodukten ohne nordisches Material bedeckt sind. Es ist im Gegenteil anzunehmen, daß der obere, rote Schotter als ein Schuttkegel im untersten Teile des Steinetales, als es durch die nordische Eiszunge im Neißetale zu einem Staubecken abgedämmt war, zur Ablagerung gelangte, wobei nordische Ge-

⁸⁰⁾ A. a. O., S. 17 bis 18.

⁸¹⁾ E. G. Friedrich, A. a. O., S. 19. Vgl. auch Zeitschr. Deutsch. geol. Ges. 1904, Monatsber., S. 295.

⁸²⁾ Ebensowenig ist eine nachträgliche Umlagerung des Schotters anzunehmen. Die Schotterablagerung der Steineterrasse ist nicht im geringsten den durch das Wasser umgelagerten Mischschottern der westgalizischen Randkarpathen ähnlich.

schiebe dann und wann durch Drift verstreut wurden. Der hellgraue Sand und Kies des untersten Teiles der Terrasse dagegen stellt einen präglazialen Flußabsatz dar. Der Mangel nordischen Materials im letzteren spricht auch dafür, daß die erwähnten nordischen Geschiebe nicht direkt durch Eisschub, vielmehr aber durch Drift verbreitet wurden. Denn wäre eine Eiszunge in das Steinetal eingedrungen, so müßte der Eisschub sich der präglazialen Flußabsätze, die gegenwärtig den untersten Teil der Terrasse bilden, bemächtigt und dieselben mit nordischem Material durchmengt haben, wie es mit den präglazialen Flußschottern der westgalizischen Karpathentäler der Fall war.

Ueberdies hängt die Ablagerung eines Diluvialtons⁸³⁾ im Steinetal mit der Erschwerung des Wasserabflusses zusammen. Derselbe ist bei der Felschenke in Mittelsteine bis zur Tiefe von ungefähr 2 m aufgeschlossen⁸⁴⁾ und erinnert vollkommen an den grauen, aber weniger mächtigen Diluvialton, den ich manchmal auf den Mischschottern der westgalizischen Randkarpathen beobachtet und als einen Absatz von Schmelzwassertümpeln aufgefaßt habe (s. S. 185).

Die Beeinflussung von Wasserläufen durch die nordische Eisinvansion beschränkte sich nicht auf die vorstehend besprochenen Fälle. Es ist höchstwahrscheinlich, daß die engen, tiefen Durchbrüche des Helle- und des Salzbaches durch die Kulmkonglomerate, genannt der Fürstensteiner und der Salzgrund, erst im Zusammenhange mit der nordischen Eisinvansion entstanden. Landschaftlich sind diese beiden Schluchten eine ganz eigenartige Erscheinung. Durch ihre Enge und die schroffen Gehänge heben sie sich vom älteren, ruhigeren Relief der Westsudeten sehr scharf ab, so daß sogar die steilen Schluchten des Waldenburger Berglandes oder des Eulengebirges nicht in Vergleich kommen können. Vielmehr erinnern sie an den Weserdurchbruch bei Vlotho, wie er jüngst von

⁸³⁾ D a t h e, Zur Kenntn. d. Diluviums in der Grafschaft Glatz (I). Jahrb. kgl. Preuß. geol. Landesanstalt f. 1899, S. 10 bis 12 und Taf. XVII.

⁸⁴⁾ Den Diluvialton bedeckt eine dünne Lehmschichte mit einheimischen Geröllen, welche D a t h e als Geschiebelehm betrachtet. Ich habe aber in dieser Lehmschichte kein nordisches Gesteinsmaterial gefunden und würde sie eher für ein jüngeres Anschwemmungsprodukt halten.

H. Spethmann⁸⁵⁾ geschildert wurde, oder die sogenannten *Overflow channels* in den Cleveland Hills,⁸⁶⁾ die während der diluvialen nordischen Eisinvansion — allerdings als Abflurrinnen von glazialen Stauseen — eingeschnitten wurden. Der ausgesprochen V-förmige Querschnitt des Fürstensteiner und des Salzgrundes deutet ohne Zweifel auf eine junge Entstehung und eine in verhältnismäßig kurzer Zeit erfolgte Vertiefung hin. Am wahrscheinlichsten wäre die Annahme, daß der Helle- und der Salzbach erst durch die diluviale Eisinvansion in ihre alten Täler in der Umgebung von Salzbrunn gezwungen wurden, ihren Lauf durch den eisfreien Kulmkonglomeratrücken, auf dessen Höhe keine nordischen Glazialspuren vorkommen, zu nehmen und die beiden „Gründe“ einzuschneiden.

V. Rückblick auf die westgalizischen Randkarpathen und die Westsudeten.

Bietet auch die Marginalzone der diluvialen nordischen Vereisung überall die gleichen wesentlichen Merkmale, die im ersten Abschnitte auseinandergesetzt wurden, so zeigt ein Vergleich des gemengten Diluviums in den westgalizischen Randkarpathen und in den Westsudeten, daß in der Mächtigkeit und in der Ausbildungsweise des gemengten Diluviums dennoch ein auffallender Unterschied besteht. Die Mächtigkeit des gemengten Diluviums ist auch in den Westsudeten nicht bedeutend, immerhin aber größer, als in den westgalizischen Randkarpathen. Noch bemerkenswerter ist die Verschiedenheit der Ausbildung. Während im gemengten Diluvium am Rande der Westsudeten die echte fluvioglaziale Ausbildung, die unter gleichzeitigem Zusammenwirken von Wasser und Eis entstanden ist, bei weitem überwiegt, tritt das gemengte Diluvium des westgalizischen Karpathenrandes nirgends als ausgesprochenes Fluvioglazial auf. Die Mischschotter des ganzen westgalizischen Karpathenrandes, ostwärts bis zum Santale (einschließlich desselben), tragen entweder noch die primäre Moränenbeschaffenheit zur Schau oder wurden erst nachträg-

⁸⁵⁾ H. Spethmann, Glaziale Stillstandslagen im Geb. d. mittl. Weser, S. 8 bis 9 d. S.-Abdr.

⁸⁶⁾ Kendall, A System of Glacier-Lakes in the Cleveland Hills. Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1902, Bd. LVIII, S. 480 ff.

lich durch das fließende Wasser umgelagert. Erst südwärts von Przemysl stellt sich die fluvioglaziale Ausbildung in den sogenannten „Schottern von Pikulice“ des Wiartales ein.

Die hervorgehobenen Unterschiede lassen sich nur dadurch erklären, daß in den Westsudeten das nordische Inlandeis etwas mächtiger war⁸⁷⁾ und längere Zeit verharrte, als in den westgalizischen Randkarpathen. Die relativ größere Mächtigkeit und das längere Verharren des nordischen Inlandeises am Rande der Westsudeten möchte ich durch folgende Umstände begründen.

1. Längs des westgalizischen Karpathenrandes besaß der Rand des nordischen Inlandeises eine rein südliche Exposition und infolgedessen nahm die Eisdicke in südlicher Richtung verhältnismäßig rasch ab (s. S. 175). Am Rande der Westsudeten dagegen war der Eisrand gegen SWW exponiert und ist daher anzunehmen, daß der Senkungsbetrag der Eisoberfläche geringer war, als am westgalizischen Karpathenrande.

2. Höchst wahrscheinlich hat das polnische Mittelgebirge den Zufluß des Inlandeises vom Norden her zum westgalizischen Karpathenrande erschwert, zumal der Sw. Krzyż-Rücken als ein Nunatak⁸⁸⁾ die Eisoberfläche überragte und eine orographische Barre bildete, die sich den südwärts drängenden Eismassen quer in den Weg stellte.

3. Das Abschmelzen des nordischen Inlandeises am westgalizischen Karpathenrande wurde höchstwahrscheinlich durch

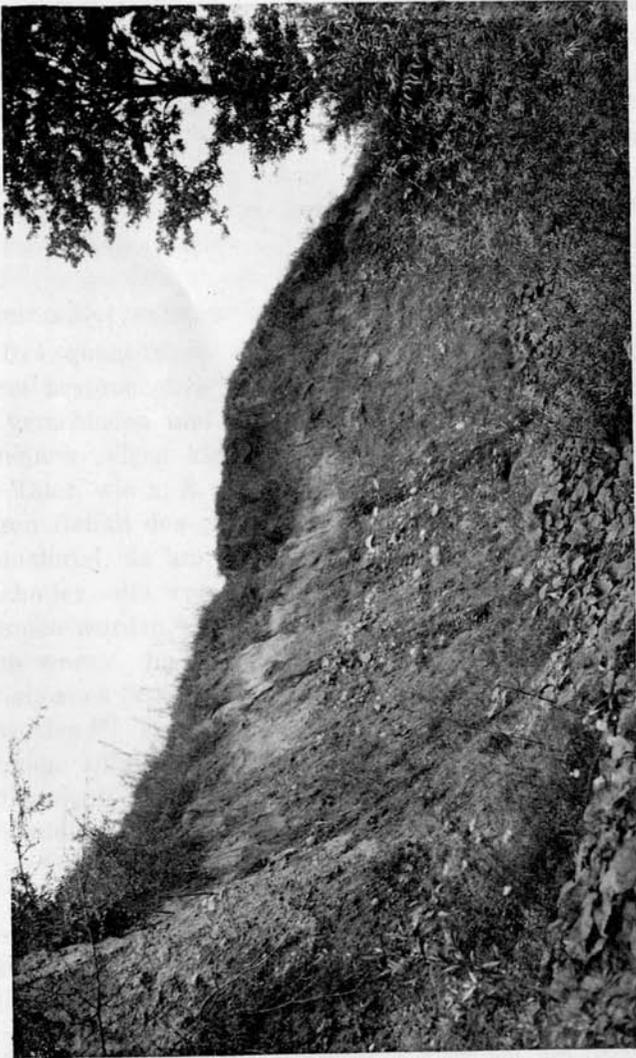
⁸⁷⁾ Immerhin aber scheint das nordische Inlandeis im Innern der Sudetentäler die Mächtigkeit von 80 bis 100 m bei weitem nicht erreicht zu haben, welchen Betrag Partsch (Die Vergletscherung des Riesengebirges, S. 180) für das Hirschberger Tal annahm.

⁸⁸⁾ Ein einziges kleines Granitgeschiebe angeblich nordischer Herkunft, welches Siemiradzki (Jahrb. k. k. Geol. Reichsanstalt, Bd. XXXVI, S. 679) in dem lokalen Quarzschutt auf dem Sw. Krzyż-Rücken gefunden haben will, ist nicht beweiskräftig. Es kann sich um ein zufällig verschlepptes, vielleicht von den alten Klostermauern abgebröckeltes Stück handeln. Uebrigens muß die ehemalige Ausbreitung des nordischen Inlandeises nicht aus einem Geschiebe, sondern nur aus dem Vorkommen von Geschieben rekonstruiert werden. Der Fund eines einzigen Geschiebes ist nie sicher, denn es kann immer ein durch Menschenhand verschlepptes Stück vorliegen. — Die angeblichen Glazialspuren auf dem Sw. Krzyż-Rücken hat W. Nalkowski (Glos. Jg. 15, Warschau 1900, S. 39 und 53) endgültig widerlegt.

die antizyklonalen Trockenwinde beschleunigt, deren Herrschaft im Randgebiete des Inlandeises während seiner Maximalausdehnung begann (s. S. 178). Soweit die relative Häufigkeit dieser Trockenwinde durch ihre Staubablagerungen registriert wurde und aus der gegenwärtigen Lößverbreitung beurteilt werden darf, wäre anzunehmen, daß die Trockenwinde am westgalizischen Karpathenrande in viel höherem Grade zur Geltung kamen, als am Rande der Westsudeten. Während am westgalizischen Karpathenrande eine mächtige und kontinuierliche Lößdecke abgelagert wurde, war ein solches am Rande der Westsudeten nicht der Fall. Hier tritt das gemengte Diluvium oft unmittelbar auf der Erdoberfläche zutage und ist nur stellenweise mit einer dünnen Schichte steinfreien, lößartigen Lehms (Lößlehm) bedeckt. Ein ähnlicher, gelber Lößlehm bedeckt die lokalen, aus dem Rotliegenden hervorgegangenen Verwitterungsprodukte auf den Gehängen des Steintales, seine Mächtigkeit überschreitet jedoch 2 bis 3 m nicht. Ist auch dieser Lößlehm wenigstens zum Teil durch äolische Staubablagerung entstanden, immerhin aber trägt er nicht überall die typischen Lößeigenschaften zur Schau und spielt gar keine morphologische Rolle. Im Gegensatze zum westgalizischen Karpathenrande, dessen orographische Stufe durch die dicke Lößdecke gemildert ist (s. S. 189), tritt der orographische Kontrast der Westsudeten und ihres flachen Vorlandes sehr scharf und unvermittelt hervor. Die relativ weit schwächere Entwicklung von Löß legt den Gedanken nahe, daß die Herrschaft der antizyklonalen Trockenwinde am Rande der Westsudeten nicht so bedeutend war und nicht in demselben Maße das Verschwinden des nordischen Inlandeises beschleunigte, wie am westgalizischen Karpathenrande.

Inhalt.

I. Eigentümlichkeiten der Marginalzone	162
II. Das gemengte Diluvium der westgalizischen Randkarpathen	167
III. Die Landschaft des westgalizischen Karpathenrandes	187
IV. Das gemengte Diluvium am Rande der Westsudeten	192
V. Rückblick auf die westgalizischen Randkarpathen und die Westsudeten	200



Mischschotter am linken Ufer eines Seitenbaches des Dunajec am unteren Ende von Tworkow
bei Czchów im polit. Bezirke Brzesko. (Verf. phot. September 1908).

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.



Fig. 1. Der größte (1'0×1'5×1'2 Meter) erratische Block skandinavischer Herkunft (grauer Granit) im westgalizischen gemengten Diluvium am Bache Podliwek südlich von Nawsie bei Wielopole im polit. Bezirk Ropczyce (Verf. phot. April 1908).



Fig. 2. Fluvioglaziales, gemengtes Diluvium des Sandberges in Altwasser (Verf. phot. August 1907).