

Beitrag zum Permafrostproblem in den Alpen*

Von

GERHARD FURRER und PETER FITZE

Inhaltsverzeichnis

1. Definitionen	353
2. Permafrost der höheren nördlichen Breiten	354
2.1. Aufbau und Mächtigkeit des Permafrostes	354
2.2. Zonale Gliederung der Permafrostvorkommen	354
2.3. Eis und Temperaturen im Permafrost	355
2.4. Entstehungsbedingungen des Permafrostes	355
2.5. Abgrenzungsmöglichkeiten und Alter des Permafrostes	357
3. Permafrost in den Schweizer Alpen	358
3.1. Permafrost auf der Fuorcla da Fäller	359
3.2. Permafrost im Totälpli	361
3.3. Die Eiskalotte Jungfraujoch	362
3.4. Mächtigkeit des Permafrostes	362
3.5. Verbreitung und Untergrenze der Permafrostvorkommen in den Schweizer Alpen	363
4. Würmeiszeitlicher Permafrost im Zürcher Unterland	365

1. Definitionen

Dem Problem des Permafrostes kommt heute mit der Erschliessung der Anökmene jenseits der Kältegrenze eine immer wichtigere Bedeutung zu. Die Gebiete, in welchen heute die Auseinandersetzung mit dem Permafrost intensiv im Gang ist, liegen einerseits in den höheren Breiten und andererseits in den Hochgebirgen der Erde.

Die vorliegende Arbeit ist dem bisher noch wenig bekannten alpinen Permafrost gewidmet. Wir gehen dabei vom arktischen Permafrost aus, über den wir besser unterrichtet sind.

SUMGIN (1937, in KAKELA 1965) versteht unter Permafrost oder «permanently frozen ground» eine Bodenschicht (in einiger Tiefe unter der natürlichen Boden-

* Die Feldarbeit wurde ermöglicht dank Unterstützung der Stiftung für wissenschaftliche Forschung an der Universität Zürich. Der Jubiläumsspende der Universität Zürich danken wir für eine Wasserpumpe und den Herren BÜHLER, FREUND, GRAF, KASPER, STRÜBY, WICK für ihre Mithilfe in Feld und Labor.

oberfläche), die während zwei oder mehr Jahren durchwegs negative Temperaturen aufweist. MULLER (1947, in KAKELA 1965) schliesst sich im wesentlichen SUMGINS Definition an, sagt aber zusätzlich (p. 7): «Permanently frozen ground is defined exclusively on the basis of temperature, irrespective of texture, degree of induration, water content, or lithologic character.» BRYAN (1946) wollte anstelle von Permafrost das Wort «Pergelisol» und «Mollisol» für die Auftauschicht einführen, was sich in der Literatur bis heute allerdings nicht durchgesetzt zu haben scheint. BLACK (1951, in KAKELA 1965) definiert den Permafrost ebenfalls wie MULLER als ein rein temperaturmässiges Phänomen, das in natürlichem wie auch in künstlichem Material in Erscheinung treten kann. Die Definitionen von BLACK und MULLER zeigen deutlich, dass man auch dann von Permafrost sprechen muss, wenn kein Eis vorhanden ist. In einem solchen Fall handelt es sich um den sogenannten «dry permafrost» (MULLER 1945, in PÉWÉ 1966). PÉWÉ (1966) versteht unter Permafrost eine Bodenschicht, deren Temperaturen während mindestens zwei Jahren unter dem Nullpunkt liegen, wobei diese Bodenschicht sogar salz- oder brackwasserhaltig sein kann, also keineswegs gefroren sein muss. Ganz im Gegensatz zu den bisherigen Definitionen stehen die Meinungen der Russen PARKHOMENKO und SIDENKO (beide in KAKELA 1965), nach denen das gefrorene Wasser das Hauptkriterium darstellt.

2. Permafrost der höheren nördlichen Breiten

2.1. Aufbau und Mächtigkeit des Permafrostes

Beim Permafrost handelt es sich um eine mehrere Meter bis Hunderte von Metern mächtige gefrorene Bodenschicht, wobei sich «gefroren» unserer Ansicht nach nur auf die Temperatur beziehen sollte. Darüber befindet sich eine Zone, welche in der warmen Jahreszeit auftaut («active layer» oder Auftauschicht). Der Frostkörper selbst besteht nicht durchwegs aus gefrorenem Material, sondern es können gefrorene Teile mit ungefrorenen (Talik) abwechseln. Unter Flüssen oder Seen ist der Einfluss des Wassers so gross (JOHNSTON und BROWN 1964, PÉWÉ 1966), dass die Oberfläche des dauernd gefrorenen Bodens («permafrost-table») sehr tief liegt, oder dass der Permafrost, falls wir uns in der diskontinuierlichen Zone (vgl. 2.2) befinden, überhaupt fehlen kann.

Die Mächtigkeit des dauernd gefrorenen Bodens liegt nach BLACK in Nordsibirien bei rund 600 m. Für Spitzbergen werden Werte von 300 m und für die kanadische Arktis 50–150 m genannt. Dabei sind diese Zahlen häufig nur Schätzungen, die eher ein Minimum darstellen.

2.2. Zonale Gliederung der Permafrostvorkommen

BLACK (1951) – und mit ihm auch BROWN und JOHNSTON (1964) – unterscheidet eine kontinuierliche, eine diskontinuierliche und eine sporadische Zone des Permafrostes. In dieser Reihenfolge nimmt auch die Mächtigkeit der Auftauschicht zu, die in der ersten Zone 0,1 bis 1,8 m, in der zweiten 0,3 bis 3,0 m und in der dritten 0,6 bis 5,2 m beträgt. In der sporadischen Zone handelt es sich nach BLACK entweder

um einen Reliktpermafrost oder dann um ein Vorkommen, das unter ganz günstigen Bedingungen entstanden ist. BONE (1962) unterscheidet ebenfall drei Zonen: eine kontinuierliche nördlich des Polarkreises, eine diskontinuierliche zwischen dem Polarkreis und 62° n. Br. und eine Reliktpermafrostzone zwischen 62 und $60\frac{1}{2}^{\circ}$ N. PIHLAINEN (1962) definiert drei Zonen: eine kontinuierliche Zone in der Tundra, eine kontinuierliche Zone im Waldgebiet und eine diskontinuierliche Zone.

Aus diesen und weiteren Beispielen wird deutlich, dass wir als nördlichstes Element eine kontinuierliche Permafrostzone vorfinden, in der in geringer Bodentiefe eine – horizontal betrachtet – durchgehende Permafrostschicht liegt. Gegen Süden geht diese in die diskontinuierliche Zone über, wo sich in den Frostkörper ungefrorene Teile dazwischen schalten. Weiter südlich ist eine sporadische Zone anzutreffen, in welcher der gefrorene Boden nur noch vereinzelt auftritt. Ob es sich dabei um ein Relikt oder eine rezente Erscheinung handelt, bleibe dahingestellt.

2.3. Eis und Temperaturen im Permafrost

Eis im Boden kann verschiedene Formen annehmen. BLACK (1951) unterscheidet sechs Arten: dünner Eisfilm, Eiskörner, Kluft-/Spaltenfüllungen, Schichten von verschiedener Mächtigkeit, Eiskeile und unregelmässige Eismassen. Nach SCHMID (1955) kann das Eis als Haut die einzelnen Bodenkörper umhüllen, was vor allem in grobkörnigem Boden der Fall ist, oder es kann in Form von Schichten oder Linsen den nicht vereisten Boden durchziehen.

Die Angaben über die Temperatur im Permafrost variieren in der Literatur sehr stark. Diese Differenzen sind so gross, dass eine Verallgemeinerung nicht möglich ist. Es seien deshalb einige Beispiele gezeigt: Nach COOK (1958) und PÉWÉ (1966) scheint festzustehen, dass die Temperaturschwankung, die durch den saisonalen Gang der Lufttemperatur bestimmt ist, in einer Tiefe von 15 bis 20 m nicht mehr nachzuweisen ist. Nach ANNERSTEN (1963) nehmen die Temperaturen bis in diese Tiefe ab, darunter wieder zu. Nach NICHOLS (1956) beträgt die Temperatur in der oberen Schicht $-0,5$ bis $-2,0^{\circ}$ C. SCHOSTAKOWITSCH (1927) gibt aus Sibirien für 8,5 m Tiefe eine Temperatur von $-1,2^{\circ}$ C an. Nach PÉWÉ (1966) liegen die Temperaturen in 15 bis 20 m Tiefe bei -5° C im kontinuierlichen Permafrost und zwischen $0,0^{\circ}$ und -5° C in der gleichen Tiefe in der diskontinuierlichen Zone. Allgemeinere Aussagen über die Permafrosttemperatur in Nordsibirien weisen auf Temperaturen von 0 bis -12° C hin (NICHOLS und YEHLE 1961, BLACK 1951).

2.4. Entstehungsbedingungen des Permafrostes

Im Gegensatz zu den Temperaturen weichen die für Entstehung oder Aufrechterhaltung des Permafrostes genannten Bedingungen in der Literatur nicht allzu stark voneinander ab. Die wichtigsten Faktoren, die auf den Permafrost einen Einfluss ausüben, sind die Lufttemperatur, die Schnee- und die Vegetationsverhältnisse.

Temperatur

Nach BLACK sollte die mittlere Jahrestemperatur der Luft (MAAT = Mean Annual Air Temperature) in Permafrostgebieten 0 bis -3° C betragen, wobei sie

allerdings höher sein kann, wenn andere Faktoren für den Permafrost sehr günstig sind. Entscheidend sind nach ihm lange und kalte Winter sowie kurze und kühle Sommer, also Faktoren, die im Boden eine negative Wärmebilanz fördern, und darin ist ja letztlich die Ursache der Permafrostbildung zu suchen. NICHOLS (1956) gibt für eine Permafrostlokalität in der diskontinuierlichen Zone eine MAAT von $-2,6^{\circ}\text{C}$ an. Nach KAISER (1960) wird in Sibirien der heutige Dauerfrostboden äquatorwärts durch die -2° Jahresisotherme abgegrenzt. Falls höhere Temperaturen an einer Fundstelle auftreten, handelt es sich um Reliktperrmafrost. Nach KUDR'AVCEV (1954, in KOST'JAEV 1966) handelt es sich beim Permafrost um eine zonal-klimatische Erscheinung, deren Grenze bei einer MAAT von $-3,0^{\circ}\text{C}$ liegt. PIHLAINEN (1962) legt die Südgrenze des Permafrostes zwischen $-1,1$ und $-3,9^{\circ}\text{C}$ MAAT. Nach REDOZUBOW (1954 in PÉWÉ 1966) allerdings liegt diese Grenze bei einer MAAT von 0°C .

Schnee

In bezug auf diesen Faktor ist die Ansicht in der Literatur ziemlich einheitlich: Zuviel Schnee verhindert Permafrost. Falls man die isolierende Wirkung des Schnees in Betracht zieht, wird klar, dass eine Neubildung von Permafrost erschwert wird; dagegen wird nach BROWN und JOHNSTON (1964) aber auch der Aufstauvorgang verhindert, was für einen Reliktperrmafrost eine wichtige Feststellung darstellt. Schnee weist gegenüber dem aperen Boden eine viel höhere Albedo auf, was ein Aufstauen des schneedeckten Frostbodens sehr wahrscheinlich verhindert oder erschwert. Nach ANNERSTEN (1963) kann bei einer Schneemächtigkeit von mehr als 45 cm kein Permafrost mehr entstehen. VIERECK (1965) erwähnt eine Permafrostlokalität mit 0,5 bis 1,5 m Schnee im Winter. Für IVES (1960a, 1960b, 1962) sind im Zusammenhang mit dem Schnee Windrichtung und Hanglage (Luv- oder Leehang) entscheidend.

Vegetation

Die Vegetation ist der dritte Faktor, dem eine grosse Bedeutung beigemessen wird. Ein häufiger Hinweis bezieht sich auf den Unterschied der Wärmeleitfähigkeit zwischen trockener und nasser oder gefrorener Vegetation: Trockene Vegetation im Sommer verhindert ein Erwärmen des Bodens, und feuchte oder gefrorene Vegetation im Winter fördert die Wärmeabfuhr aus dem Boden. Nach ANNERSTEN (1962) scheint die Vegetation den geringsten Einfluss von den bisher genannten Faktoren auf die Permafrostbildung zu besitzen. Nach demselben Autor (1963) erhöht die Vegetation die Bodentemperatur schwach. BONNLANDER (1958) konnte den Einfluss der Vegetation sehr schön zeigen, indem er in der Tundra eine Permafrostmächtigkeit von 35 bis 80 m nachweisen konnte, im Übergang von der Tundra zum Wald eine solche von 15 bis 35 m, während unter dem Wald der Permafrost aussetzt.

Zu diesen drei hauptsächlich genannten Faktoren treten noch verschiedene andere hinzu:

ANNERSTEN (1962, 1963) weist auf die Exposition hin; nach ihm sind die nordexponierten Hänge rund 1 Grad kälter als die südexponierten. Nach FURRER (1959 und 1965) muss an den südexponierten Hängen auch mit einer grösseren Aufstautiefe gerechnet werden als an nordexponierten. PÉWÉ (1966) vertritt die Auffassung, dass

an steileren südexponierten Hängen kein Permafrost nachzuweisen ist. BONNLANDER (1958) weist auf eine Korrelation zwischen Permafrost und Topographie hin. Nach ihm ist Permafrost vor allem an höher gelegenen Abhängen anzutreffen, weniger in den Tälern. Neben Exposition und Topographie werden noch das Mikroklima, das Mikrorelief, die Drainage und das Bodenmaterial genannt.

Diese Aussagen zeigen deutlich, welche Vielfalt von Faktoren jeweils an einer Fundstelle mitspielen kann. Sie zeigen auch, wie schwierig es ist, über die reine Beschreibung hinaus allgemein gültige Gesetzmässigkeiten abzuleiten.

2.5. Abgrenzungsmöglichkeiten und Alter des Permafrostes

Obwohl eigentlich noch keine allgemein anerkannte Möglichkeit existiert, den Permafrostbereich abzgrenzen, seien im folgenden einige Versuche dargestellt.

Eine erste Möglichkeit der Abgrenzung basiert auf den Jahresisothermen, welche schon unter 2.4 besprochen wurde. Es scheint, dass damit eine gewisse Annäherung an den «wahren» Grenzverlauf erreicht werden kann.

Nach SCHOSTAKOWITSCH (1927) ist das Kriterium des Vorhandenseins von Permafrost der Quotient, gebildet aus der mittleren Lufttemperatur der Wintermonate dividiert durch die Januarschneehöhe (in cm). Falls dieser Quotient grösser als -0,5 ist, darf kein Permafrost mehr erwartet werden. Diese Formel wurde allerdings von SUMGIN (1929) bestritten, da nach ihm zu viele Ausnahmen bestehen.

Nach der Formel von GRIGOR'EV (1930, in FRENZEL 1967) kann die Verbreitung des Permafrostes mit folgender Formel wiedergegeben werden:

$$G = \frac{t_{\text{neg}}}{S t_{\text{pos}} N_{\text{pos}}},$$

wobei t_{neg} die Summe der negativen Monatsmitteltemperaturen (in °C), S die mittlere Schneedeckenhöhe in cm für die Monate mit mächtigster Schneedecke, t_{pos} die Summe der positiven Monatsmitteltemperaturen und N_{pos} die Summe der mittleren Niederschlagsmenge in mm für die Monate mit positiver Mitteltemperatur bedeuten. Dabei ist allerdings nicht ganz klar, wie S und N_{pos} genau aufzufassen sind.

PIHLAINEN (1962) grenzt die verschiedenen Permafrostzonen ab, indem er den Tauindex (= Summation aller positiven Tagesmitteltemperaturen) und die MAAT zueinander in Funktion setzt (siehe 3.5). Bei PIHLAINEN und auch in dieser Arbeit wird aber die praktisch gleichwertige Summe der Monatsmitteltemperatur multipliziert mit der Anzahl der Tage verwendet.

Bei allen diesen Methoden handelt es sich um Annäherungsmöglichkeiten. Ein grosses Problem im Hinblick auf diese Arbeit scheint uns eine Übertragung der klimatischen Daten aus der Arktis auf die Alpen zu sein. Wir müssen uns immer wieder vor Augen halten, dass auch bei beispielsweise gleicher MAAT in der Arktis und in den Alpen die Verhältnisse doch grundverschieden sind: Während wir in der Arktis ein typisches Jahreszeitenklima vorfinden, liegen die Hochgebirge der gemässigten Breiten in einem Übergang zum Tageszeitenklima, das allerdings erst in den tropischen Hochgebirgen dominant wird. In Kapitel 3 sei der Versuch solcher Übertragungen von der Arktis auf die Alpen gemacht.

Ein weiteres Problem der Abgrenzung liegt darin, dass ein Permafrostvorkommen ja nicht unbedingt unter den heutigen Bedingungen entstanden sein muss; es kann sich ja auch um ein Relikt (beispielsweise aus dem Pleistocän oder aus der kleinen Eiszeit zwischen 1600 und 1850) handeln. In dieser Frage sind die Meinungen der verschiedenen Autoren geteilt.

Nach BLACK (1951) handelt es sich beim sporadischen und diskontinuierlichen Permafrost um ein Relikt, doch ist im kontinuierlichen Bereich eine Neubildung möglich. BONE (1962) ist ähnlicher Ansicht; eigentlicher «present-day-permafrost» existiert für ihn nur in der kontinuierlichen und zum Teil noch in der diskontinuierlichen Zone. Weiter südlich handelt es sich nur noch um Reliktpersmafrost, der heute im Abnehmen begriffen ist. Nach BRYAN (1946) und TABER (1943, in NICHOLS 1956) handelt es sich beim Permafrost um ein Relikt, das nach TABER ins frühe Pleistocän zu stellen ist. Für WILLIAMS (1959) und Ives (1962) ist zumindest der Permafrost unterhalb der Waldgrenze als Relikt aufzufassen, bei dessen Bildung nach Ives das Klima und v. a. die Vegetation anders war. KAISER (1960), der das Permafrostgebiet durch die -2° Jahresisotherme abgrenzt, spricht von Reliktvorkommen, wenn die Funde bis zur 0° Jahresisotherme reichen. Nach SCHOSTAKOWITSCH (1927), NICHOLS (1956) und Ives (1960b) genügt das Jetztklima, um Permafrost zu bilden oder aufrechtzuerhalten. Der Nachweis eindeutig rezenter Permafrostbildung gelang MACKAY (1967) im Mackenzie-Delta (Nord-Kanada).

3. Permafrost in den Schweizer Alpen

Aus der Literatur, die unsere Alpen betrifft, konnten folgende Hinweise für das Auftreten von Permafrost gefunden werden:

CAMPELL (1954, p. 113) schreibt: «Permafrost kann in unseren Gebieten normalerweise bis ca. 2400 m herunterreichen und an Sonnenhängen oberhalb 2600 m ü. M. vorgefunden werden, sobald in einer gewissen Bodentiefe wasserstagnierende, lehmartige Schichten vorkommen.»

Ein konkretes Beispiel erwähnt FURRER (1955) aus dem Fimbergebiet auf rund 2600 m Höhe.

JÄCKLI (1957, p. 20f.) schreibt, dass nach LÜTSCHG (1947) die mittleren jährlichen Bodentemperaturen von Graubünden in 1,20 m Tiefe erst in 2650 m Höhe die 0° -Grenze unterschreiten, dass also oberhalb dieser Kote auch an sonnigen Lagen Permafrost zu erwarten ist, währenddem an schattigen Stellen schon tiefer mit Permafrost gerechnet werden kann.

Eine sehr erstaunliche Höhenangabe erhalten wir von RICHARD (1961, p. 83ff.), der im Jura auf 850 m ü. M. im Monat Juli Bodeneis und auf 1020 m ü. M. ein ganzjähriges Eisvorkommen beobachtet hat.

Zwei weitere konkrete Beispiele von Permafrostvorkommen erwähnen ELSASSER (1968) aus dem Gebiet der Fuorcla da Fäller (2830 m ü. M.) und BARSCH (1969) von der Corvatschbahn (3300 m, evtl. auch 2700 m ü. M.).

Unsere Nachforschungen haben eine grosse Zahl weiterer Permafrostfundstellen ergeben, so dass die oben erwähnten nur als einzelne Beispiele betrachtet werden müssen.

3.1. Permafrost auf der Fuorcla da Fäller (Punkt 765 200/148 000 auf der neuen Landeskarte, Blatt Bivio, Nr. 1256)

Der von ELSASSER (1968) nachgewiesene Permafrost befindet sich auf einer Höhe von 2830 m oberhalb Juf im Avers. Wie schon der Name ausdrückt, handelt es sich bei dieser Lokalität um eine typische Sattellage. Diese dürfte sich positiv auf das Vorhandensein von Permafrost auswirken, ist es doch wahrscheinlich, dass im Sattel selbst nur wenig Schnee liegen bleibt oder die Schneehöhe nur gering mächtig ist. Diese Tatsache wurde schon bei den arktischen Permafrostvorkommen erwähnt, und sie scheint auch bei uns von grosser Bedeutung zu sein.

Mitte August 1969 war der höchste Teil des Sattels vollkommen schneefrei, wenig unterhalb auf dem SSE-exponierten Hang lag aber noch Schnee. Auf dem ausgeaperten Teil hoben wir einen 1,3 m tiefen Graben aus. Die sofort durchgeföhrten Temperaturmessungen in der Grabenwand ergaben positive Werte bis in eine Tiefe von 70 cm. In 75 cm Tiefe betrug die Temperatur bereits $-0,5^{\circ}\text{C}$, weiter unten war sie noch niedriger (Fig. 1). Daraus ist ersichtlich, dass im August die Permafrost-

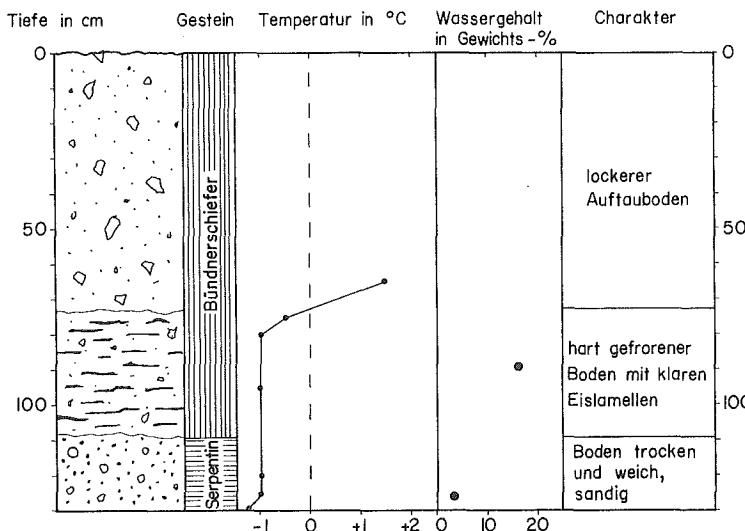


Fig. 1. Permafrost auf der Fuorcla da Fäller (2830 m) am 12. August 1969.

oberfläche in 70 cm Tiefe lag, wobei hier auch die Bodenstruktur änderte (Fig. 1): Während die Aufschicht aus lockerem Schutt bestand, war der Boden darunter steinhart gefroren. Ausserdem war der Boden zwischen 70 und 105 cm Tiefe durchzogen von glasklaren Eislamellen von 2 bis 4 mm Dicke. Eine Probe ist in Fig. 2 skizziert. In mehr als 110 cm Tiefe konnte kein Eis mehr festgestellt werden; der Boden wurde weicher und sandiger, aber die Temperaturen blieben negativ: Es handelte sich also um «dry-permafrost». Dies wird aus den beiden Wassergehaltsbestimmungen deutlich (Fig. 1). Die Ursache für die Strukturänderung liegt wahrscheinlich in der Änderung des Materials.

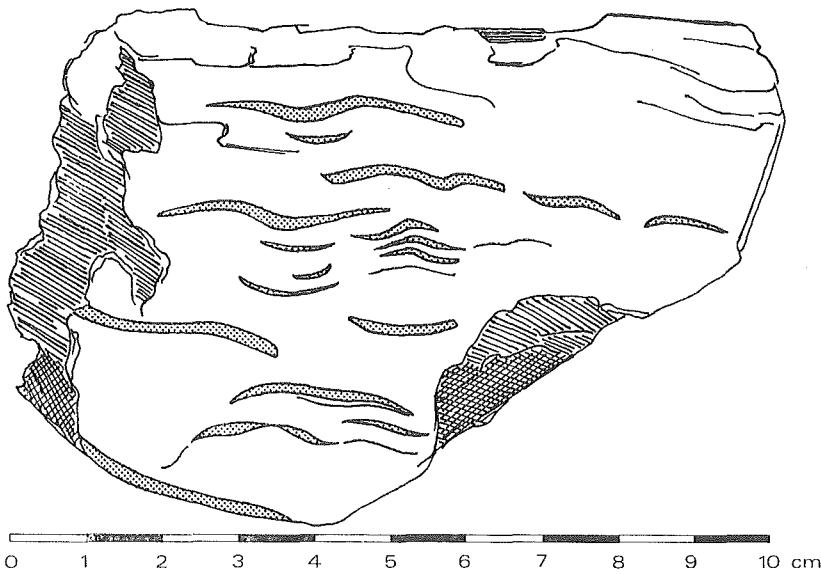


Fig. 2. Skizze eines Handstücks aus dem Permafrost mit Eislamellen (punktiert).

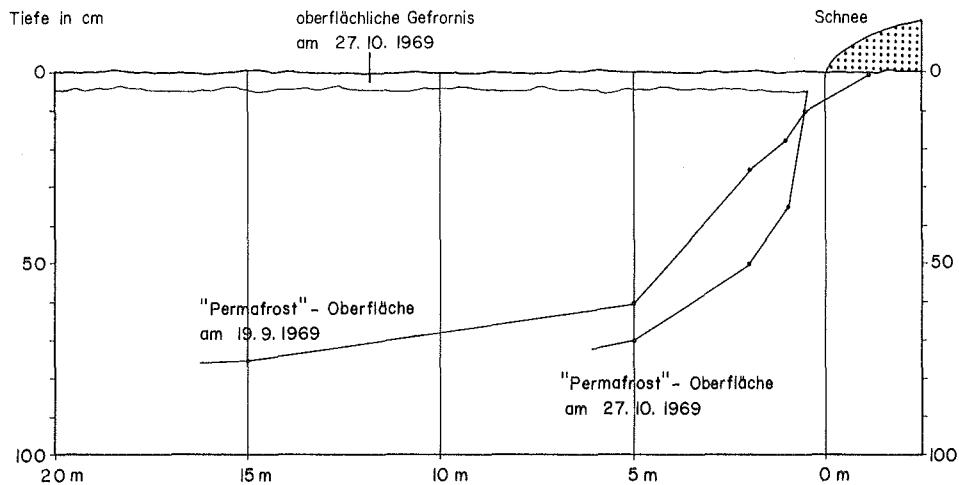


Fig. 3. «Permafrost» im Totälpli (2810 m), nach FREUND.

Bei Messungen der Bodentemperaturen an derselben Stelle konnte ELSASSER (1968) im Frühjahr und im Herbst in 60 cm Tiefe Werte von -4°C ermitteln.

Im Zusammenhang mit der Ausbildung des Eises im Permafrost, das sich in unserem Beispiel in Form von Eislamellen zeigte, sei erwähnt, dass diese Form keineswegs die einzige in den Alpen ist. Ein sehr schönes Bild (Abb. 1), das eine ca. 60 cm mächtige Eislinse zeigt, erhielten wir vom Ingenieurbüro Gebr. GRUNER (die Eislinse wurde beim Bau der Schilthornbahn auf 3000 m gefunden). Des weiteren erhielten

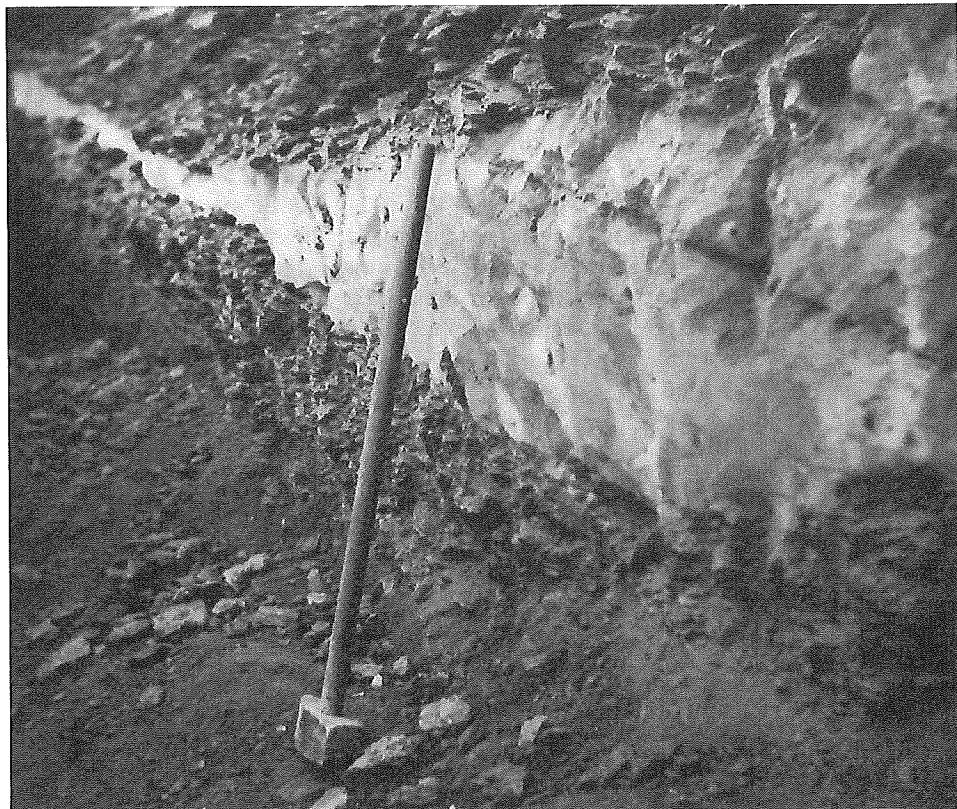


Abb. 1. Eislinse in rund 5 m Tiefe (Gipfelstation Schilthorn, 3000 m). Publiziert mit freundlicher Genehmigung des Ingenieurbureaus Gebr. GRUNER, Basel.

wir eine Mitteilung, dass im grobblockigen Schutt das Eis des Permafrostes unter Umständen alle Lücken ausfüllt, also als Poren- oder Kluftfüllung auftritt.

Aus diesen Tatsachen ist ersichtlich, dass der Permafrost in unseren Alpen keine einheitliche Ausbildung aufweist. Je nach Situation finden wir «dry permafrost», Eislamellen, Poreneis oder Eislinsen.

3.2. Permafrost im Totälpli

Bei diesem Vorkommen am Rothorn (765 200/179 200, 2810 m, Blatt Filisur, Nr. 1216), das von FREUND gefunden wurde, ist der gefrorene Boden über zwei Jahre kontrolliert worden. Eigentlich an diesem Vorkommen ist, dass es sich an einer Stelle befindet, auf der – nach den Aussagen von FREUND – im Durchschnitt sehr viel Schnee liegt, der erst spät im Sommer wegschmilzt. Nun ist es aber möglich, dass der perennierende Schneefleck (Fig. 3), an dessen Basis sich im Laufe der Zeit klares Eis gebildet hat, als Kältezentrum wirkt und somit einen Permafrost schafft (oder zumindest konserviert), der nicht mit den anderen Vorkommen zu vergleichen ist.

Einen Hinweis für diesen kühlenden Einfluss des Eises findet man darin, dass Temperaturmessungen rund 40 m vom Schneefleck entfernt bis in eine Bodentiefe von 1,2 m innerhalb von zwei Jahren keinen Hinweis auf Permafrost ergeben haben. Sie zeigten höchstens eine zeitweilige tiefreichende Gefrornis von der Oberfläche her an, bei der aber mit einiger Sicherheit ein tieferliegendes Kältezentrum ausgeschlossen werden kann. – Es könnte sich bei dieser Gefrornis um einen azonal verstärkten Permafrost handeln, der nur dank dieser Kältewirkung des Schnees bestehen kann.

Bei Grabungen wurde ein weiterer Hinweis für die durch den Schnee bewirkte Abkühlung gefunden: Am 19. September 1969 wurde die Lage der Permafrostoberfläche festgestellt (Fig. 3). Sie erreichte unter dem Schnee die Bodenoberfläche und lag dann um so tiefer, je grösser der Abstand zum Schnee wurde. Am 27. Oktober, nach einer Reihe von schönen Tagen, lag die Permafrostoberfläche sogar noch etwas tiefer, mit Ausnahme des schneerandnahen Bereiches, wo sie nach oben gerückt war. Hier in der Nähe des Schnees hat sich also bereits eine für den Boden negative Wärmebilanz ergeben, währenddem sie weiter davon entfernt noch positiv war. Zudem war der Boden in den obersten 5 cm gefroren.

Diese Stelle zeigt, dass auch auf dieser Höhe nicht mit Permafrost gerechnet werden kann, wenn im Winter und im Frühjahr zuviel Schnee liegen bleibt, dass aber vermutlich ein Kältezentrum zur Bildung oder zumindest zur Aufrechterhaltung von Permafrost auch in einer solchen an und für sich ungünstigen Lage führen kann.

3.3. Die Eiskalotte Jungfraujoch

Ihre Lage auf einer Höhe von rund 3450 m interessiert uns wegen den Permafrosttemperaturen speziell. Die nachfolgenden Angaben stammen aus einer Arbeit von HÄFELI (1961) und aus Sondierbohrungen der PTT (1958).

Die Vermutung, dass die Kontaktfläche Eis-Fels im Permafrostbereich lag, wurde dadurch ausgelöst, dass alle Gletscherspalten mit Schmelzwasser gefüllt waren, das offensichtlich unterirdisch nicht abfliessen konnte. Bei Bohrungen bis zu dieser Kontaktfläche rund 30 m unter der Eisoberfläche konnten hier Temperaturen zwischen -1 und -3° gemessen werden. Damit ist aber nicht gesagt, dass es sich hier unter dem Gletscher um die «üblichen» Permafrosttemperaturen handelt oder um einen Spezialfall.

Diese Werte – im Zusammenhang mit bereits gemachten Temperaturangaben – zeigen, dass auch in bezug auf die Temperatur der alpine Permafrost kein einheitliches Phänomen darstellt. Die bisher bekannten Werte schwanken je nach Situation zwischen $-\frac{1}{4}$ und -4° C. Diese Unterschiede sind aber nicht überraschend, müssen wir doch bedenken, dass die meisten der genannten Werte sich auf die oberste Schicht des Permafrostes beziehen. Diese aber – das geht aus der amerikanischen und kanadischen Literatur klar hervor – liegt im Bereich der täglichen oder der saisonalen Temperaturschwankungen.

3.4. Mächtigkeit des Permafrostes

Mächtigkeitsmessungen sind äusserst selten, doch konnten drei Angaben aus 2800 bis 3000 m Höhe ermittelt werden, wobei Mächtigkeiten von 8, 11 und 35 m

festgestellt wurden. Bei keiner dieser drei Lokalitäten erreichte man die Untergrenze des Permafrostes, und eine Vermutung geht darauf hinaus, an der dritten Stelle eine Mächtigkeit von rund 200 (!) m anzunehmen.

3.5. Verbreitung und Untergrenze der Permafrostvorkommen in den Schweizer Alpen

Ein grosses Problem liegt heute immer noch darin, die Verbreitung des Permafrostes zu ermitteln. Ohne systematische Untersuchungen in verschiedenen Höhen ist das wohl kaum möglich, aber es soll hier immerhin der Versuch gemacht werden, mit Hilfe der in der Arktis zur Anwendung gelangten Methoden und den Permafrostfunden in den Alpen eine wahrscheinliche Untergrenze der Permafrostvorkommen zu bestimmen. Deshalb seien zuerst die Höhenangaben der Permafrostfunde gemacht, die wir zweckmässig in drei Gebiete gliedern¹.

a) Graubünden

Neben den bereits erwähnten Lokalitäten sind uns Funde aus den folgenden Höhen bekannt: 2300, 2400, 2600, 2700, 2800, 3050, 3200, 3300 m ü. M.

Funde über 2700 m stellen keine Ausnahmen mehr dar. Dagegen ist Permafrost auf 2400 oder gar auf 2300 m eine seltene Erscheinung, und es ist nicht anzunehmen, dass wir in diesen Höhen schon mit regelhaftem Auftreten von Permafrost rechnen können.

b) Berner Oberland

Aus dieser Region wurden uns Funde aus folgenden Höhen mitgeteilt: 2900, 2900, 2950, 3000, 3450 m ü. M.

SCHÖNHOLZER (briefl. Mitt.), der in diesem Raum grosse Erfahrungen besitzt, meint, dass hier über 2600 m mit Permafrost zu rechnen ist, aber nicht unter 2500 m.

c) Wallis

Die uns bekannten Vorkommen liegen auf Höhen von: 2900, 2950, 3000, 3000, 3050, 3300 m ü. M.

Interessant ist hier der Permafrost auf 3050 m: Er befindet sich im Bahndamm der Gornergratbahn. Dieser Damm wurde 1896 gebaut, weshalb dieser Permafrost sicher als rezente Bildung angesprochen werden darf.

Die drei schon unter 2.5 erwähnten Methoden zur Abgrenzung der Permafrostvorkommen wurden für 5 Stationen in Graubünden getestet (Weissfluhjoch, 2670 m; Arosa, 1820 m; Davos, 1560 m; Splügen, 1460 m; Disentis, 1170 m). Für den Kanton Graubünden sind das die einzigen Stationen, von denen wir Temperatur und Schneehöhe kennen (ohne Engadin).

Die Methode von SHOSTAKOWITSCH (1927) (vgl. 2.5) ergibt für unsere Stationen sinnlose Werte. Danach würde das Weissfluhjoch beispielsweise nicht im Perma-

¹ Wir möchten an dieser Stelle allen Ingenieuren und der Abteilung für Militärflugplätze für ihre Mitteilungen danken. Es ist verständlich, dass wir bei vielen Lokalitäten auf Ortsangaben verzichten müssen.

frostbereich liegen; es hat sogar den gleichen Quotienten wie Arosa. Diese Methode eignet sich also vorläufig für unser Untersuchungsgebiet in den Alpen nicht.

Die Methode von GRIGOR'EV (1930) wurde leider nur im Buch von FRENZEL (1967) gefunden. So wie sie dort beschrieben ist, kann sie zweideutig aufgefasst werden, und je nachdem sollte die Untergrenze des Permafrostes in unserem Gebiet entweder auf rund 3200 m oder aber bei 1300 m liegen, in Höhen also, die sich nicht mit den bekannten Funden decken.

Als dritte Methode sei diejenige von PIHLAINEN (1962) dargestellt. Er trägt in einem Koordinatensystem auf der Abszisse den Tauindex (vgl. 2.5) und auf der Ordinate die MAAT auf. Nun werden die Permafrostvorkommen entsprechend eingeziehen (kontinuierlicher und diskontinuierlicher Permafrost) und durch eine Gerade gegen jene Beobachtungsstellen abgegrenzt, bei denen kein Permafrost gefunden wurde. Mit einer zweiten Geraden trennt er den kontinuierlichen vom diskontinuierlichen Permafrost ab. Die Gleichungen dieser beiden Geraden wurden von uns folgendermassen errechnet:

$$(1) \quad \text{MAAT} + \frac{T}{780} = 0, \quad (2) \quad \text{MAAT} + \frac{T}{270} = 0,$$

wobei MAAT die Jahresmitteltemperatur der Luft und T den Tauindex bedeutet. Falls bei einem Vorkommen der Ausdruck (1) grösser als 0 wird, ist nicht mit Permafrost zu rechnen, im andern Fall liegt Permafrost vor. Falls die Gleichung (2) grösser als 0 wird, liegt diskontinuierlicher, im anderen Fall kontinuierlicher Permafrost vor.

Versuchen wir nun, diese Gleichungen auf die Schweizer Verhältnisse zu übertragen: MAAT und T wurden aus den klimatischen Daten der MZA (SCHÜEPP, 1960) bestimmt und daraus jene Höhe ermittelt, für welche die oben erwähnten Gleichungen erfüllt sind. Für Graubünden (ohne Engadin), für das Engadin und das Wallis wurden diese Grenzwerte und die dazugehörende MAAT wie folgt berechnet:

Region	Untergrenze diskont.		Untergrenze kont.	
	Höhe	MAAT	Höhe	MAAT
Graubünden	2350 m	-1,1°C	2550 m	-2,2°C
Engadin	2250 m	-1,4°C	2400 m	-2,3°C
Wallis	2400 m	-1,3°C	2550 m	-2,2°C

Daraus sind zwei wichtige Tatsachen festzuhalten:

1. Die MAAT an der Untergrenze des kontinuierlichen Permafrostes stimmt gut mit dem bisher allgemein genannten Wert von -2°C überein. (Zu beachten ist, dass diese Werte unter der klimatischen Schneegrenze liegen, die nach ESCHER (1969) bei -5,5°C MAAT liegt.)
2. Alle uns bekannten Permafrostfunde in diesen Regionen liegen über der Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrostes.

Nun ist es aber keinesfalls so, dass wir über rund 2500 m immer mit Permafrost zu rechnen haben, denn zu gross ist beispielsweise der Einfluss der Exposition oder der Schneedecke. Es muss nach unseren Erfahrungen vielmehr angenommen werden, dass über etwa 2500 m nur unter günstigen lokalen Bedingungen Permafrost anzu-

treffen ist, dagegen unter rund 2300 m auch im günstigsten Fall kaum. Eine eigentliche kontinuierliche Permafrostzone tritt in unseren Alpen – wenn überhaupt – nur in den höchsten Regionen auf.

Zusammenfassend kann über die Verbreitung des Permafrostes gesagt werden, dass in den Alpen über rund 2300 m vereinzelte Vorkommen von Permafrost ange troffen werden können (etwa oberhalb der -1° -Jahresisotherme). Über rund 2500 m ist mit grosser Wahrscheinlichkeit bei günstigen Lokalfaktoren Permafrost zu erwarten, was oberhalb der -2° -Jahresisotherme der Fall ist.

4. Würmeiszeitlicher Permafrost im Zürcher Unterland

Bezüglich des Permafrostes im Bereich der nordischen Vereisung konnte POSER (1948) nachweisen, dass im Vorgelände des vorstossenden Inlandeises ein Dauerfrostboden gebildet wurde, jedoch «die Entwicklung des Klimas, die zum Rückzug des Eises führte, im Augenblick des Rückzugsbeginns schon soweit fortgeschritten sein musste, dass auch für den Dauerfrostboden nicht nur die Neubildung, sondern selbst auch die Erhaltung nicht mehr möglich war» (p. 56). Im Gebiet der alpinen Vergletscherung bestanden möglicherweise andere Verhältnisse. So führt TRÜMPY (1963) die Tomahügel bei Reichenau (Zusammenfluss von Vorder- und Hinterrhein) auf einen spätwürmeiszeitlichen Bergsturz zurück, dessen Trümmer auf einem Dauerfrostboden auseinandergeglitten seien. Dieser höchst bemerkenswerte Hinweis auf Permafrost nach dem Rückschmelzen der Eismassen im inneralpinen Vorderrheintal deutet darauf hin, dass solcher in den Talböden der Alpen am Ende der Eiszeit nicht auszuschliessen ist.

Über die Existenz kaltzeitlicher Dauerfrostböden im schweizerischen Mittelland ist bis dahin wenig bekannt. Es gibt aber kaltzeitliche Reliefformen wie Hangdellen mit konkavem Querschnitt und fehlender Talsohle oder langgezogene, trockene Muldentälchen im Zürcher Unterland (LEEMANN, 1957), die sich zwanglos erklären lassen, wenn intensive solifluidale Bewegungen über Permafrost vorausgesetzt werden. Für den Nachweis von Dauerfrost bieten sich klimabedingte Bodenformen an. Als solche sind fossile Eiskeile und fossile Strukturböden auf jungpleistocänen Schotterflächen zu nennen.

«Sowohl rezente Eiskeile als auch kryoturbate Formen» setzen, höchstens von gewissen Ausnahmen abgesehen, Permafrost voraus. Sie können als dessen Leitformen gelten. Das fossile Vorkommen derartiger Bildungen berechtigt daher zur Annahme eines pleistocänen Dauerfrostbodens (BRÜNING, 1966, p. 81).

Eiskeile und Strukturböden auf jungpleistocänen Schotterflächen sind von BACHMANN (1966) im Rafzerfeld eindeutig nachgewiesen worden. Weitere Eiskeile waren bei Henggart und Embrach zu beobachten. Eiskeile sind oberflächennahe Gebilde, die sich mit zunehmender Tiefe sprungartig verjüngen können (Abb. 2) und bei den erwähnten Beispielen einen Tiefgang von rund 1 Meter aufweisen. Ihre Längserstreckung kann Dutzende von Metern erreichen. Die Füllmasse entspricht dem hangenden Material und hebt sich deutlich vom Muttergestein (Schotter) ab. Letzteres lässt im Bereich der Eiskeilränder gelegentlich deutliche Deformationen erkennen («Schicht-

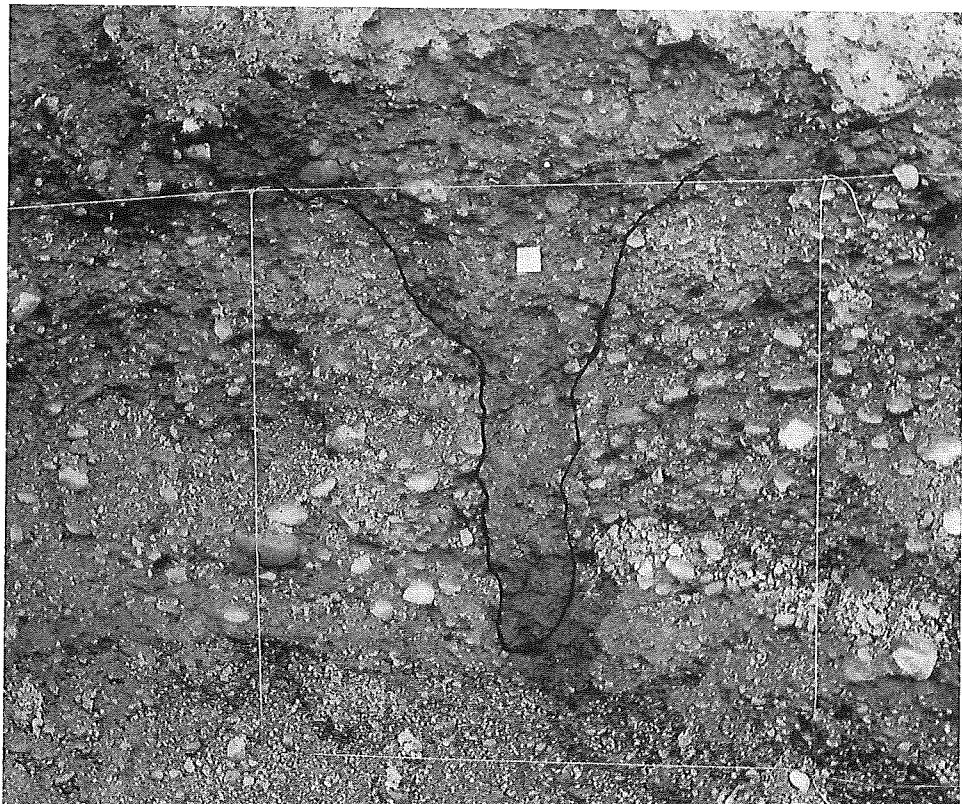


Abb. 2. Eiskeil im Rafzerfeld. Maschenweite 1 m (Foto F. BACHMANN).

verquetschungen») (Abb. 2). Vergleichsformen stellen die rezenten Eiskeile in arktischen Gebieten dar. Sie entstehen dadurch, dass der Boden bei tiefen Temperaturen aufreißt. Schmelzwasser, das des Dauerfrostbodens wegen nicht versickern kann, gefriert in den Spalten. Im Rafzerfeld waren etwa rechtwinklig sich kreuzende Eiskeilscharen nachzuweisen (BACHMANN, 1966), was auf eine polygonale Aufgliederung des Bodens hinweist. Bei einer Klimaverbesserung taut nach BRÜNING (1966) der Boden an der Oberfläche vorerst unter Aussparung der Eiskeile auf. Der somit später abschmelzende Eiskeil wird dann durch hangendes Material ersetzt und damit fossilisiert. Nach der Karte von HANTKE (1967) beurteilt, liegen die bisher bekannten Eiskeilvorkommen in überfahrenen würmeiszeitlichen Schottern nahe dem Maximalstand der Würm-Vergletscherung. Somit darf für das Hochwürm im Zürcher Unterland Permafrost angenommen werden. Im Rafzerfeld ist das Eiskeilnetz mit Strukturböden vergesellschaftet, welche gestützt auf LEEMANN (1957) dem ausgehenden Hoch- bis Spätglazial zuzuordnen sind. So dürfte noch in dieser Zeit mit Permafrost zu rechnen sein. Auf tieferliegenden «Erosionsterrassen» im Bereich der Niederterrassen-schotter und spätwürmeiszeitlichen Ablagerungen konnten bisher keine Formen nachgewiesen werden, die einen spätwürmeiszeitlichen Permafrost belegten.

Der ehemalige Permafrost im Zürcher Unterland lässt auf eine um rund 12°–14° C niedrigere Jahresmitteltemperatur schliessen, als sie heute herrscht (FURER, 1966).

Die wesentliche Bedeutung des Permafrostes liegt darin, dass er das morphologische Geschehen während der Kaltzeiten entscheidend beeinflusste, wies doch BÜDEL (1969, p. 25f.) die massgebende Einwirkung der Eisrinde – oberste rund 0,5 m mächtige Zone des Dauerfrostbodens – auf die Abtragungsvorgänge nach.

Literaturverzeichnis

- ANNERSTEN, L. Permafrost investigations. McGill Sub-Arctic Research Papers No. 12, Annual Report, 1960/61, 1962.
- Permafrost investigations in the Ferriman area Schefferville, P.Q., McGill Sub-Arctic Research Papers No. 15, Annual Report 1961/62, 1963.
- BACHMANN, F. Fossile Strukturböden und Eiskeile auf jungpleistocänen Schotterflächen im nordostschweizerischen Mittelland. Diss. Univ. Zürich, 1966.
- BARSCHE, D. Permafrost in der oberen subnivalen Stufe der Alpen. *Geographica Helvetica* No. 1, 1969.
- BLACK, R. Permafrost. Sep. Smithsonian Report for 1950, 1951.
- BOESCH, M. Permafrost. Literaturzusammenstellung, unveröffentlicht, Manuskript, Zürich, 1967.
- BONE, R. A Note on Permafrost in Western Siberia, U.S.S.R. *Geographical Bulletin*, No. 17, 1962.
- BONNLANDER, B. Permafrost Research. McGill Sub-Arctic Research Papers No. 4, Annual Report, 1956/57, Supplement No. 1, 1958.
- BROWN, R. und JOHNSTON, G. Permafrost und verwandte Ingenieurprobleme. *Endeavour*, Bd. XXIII, No. 89, 1964.
- BRÜNING, H. Vorkommen und Entwicklungsrhythmus oberpleistocäner Periglazial-Erscheinungen und ihr Wert für pleistocäne Hangformung. Bundesanstalt für Landeskunde und Raumforschung, Bad Godesberg, 1966.
- BRYAN, K. Cryopedology – the study of frozen ground and intensive frost-action with suggestions on nomenclature. Sep. American Journal of Science, Vol. 244, 1946.
- BÜDEL, J. Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exzessiven Talbildungszone. Würzburg, 1969.
- CAMPELL, E. Eigenschaften und Erstellung von Trockenmauerwerk. Bündnerwald, Nr. 4, 7. Jg., Januar 1954.
- COOK, F. Temperatures in permafrost at Resolute, N.W.T. *Geographical Bulletin*, No. 12, 1958.
- ELSASSER, H. Untersuchungen an Strukturböden im Kanton Graubünden. Diss. Univ. Zürich, 1968.
- ESCHER, H. Die Bestimmung der klimatischen Schneegrenze in den Schweizer Alpen. *Geographica Helvetica*, No. 1, 1970.
- FRENZEL, B. Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. Verlag Vieweg & Sohn, Braunschweig, 1967.
- FURER, G. Die Strukturbodenformen der Alpen. *Geographica Helvetica*, No. 4, 1955.
- Untersuchungen am subnivalen Formenschatz in Spitzbergen und in den Bündner Alpen. *Geographica Helvetica*, No. 4, 1959.
- Die Höhenlage von subnivalen Bodenformen. *Habil.schrift* Univ. Zürich, 1965.
- Beobachtungen an rezenten und fossilen (kaltzeitlichen) Strukturböden. *Experientia*, No. 22, 1966.
- HÄFELI, R. Eine Parallele zwischen der Eiskalotte Jungfraujoch und den grossen Eisschildern der Arktis und Antarktis. *Geologie und Bauwesen*, Heft 4, 1961.
- IVES, J. Permafrost investigations in central Labrador-Ungava. McGill Sub-Arctic Research Papers, No. 9, Annual Report, 1958/59, 1960a.
- Permafrost in central Labrador-Ungava. Sep. *Journal of Glaciology*, Vol. 3, No. 28, 1960b.
- Iron mining in permafrost, central Labrador-Ungava. *Geographical Bulletin*, No. 17, 1962.
- JÄCKLI, H. Gegenwartsgeologie des bündnerischen Rheingebietes. *Geotechnische Serie*, Lieferung 36, Beiträge zur Geologie der Schweiz, 1957.

- JOHNSTON, G. and BROWN, R. Some observations on permafrost distribution at a lake in the Mackenzie Delta, N.W.T., Canada. *Arctic*, No. 3, 1964.
- KAISER, K. Klimazeugen des periglazialen Dauerfrostbodens in Mittel- und Westeuropa. Eiszeitalter und Gegenwart, Bd. 11, 1960.
- KAKELA, P. Problems in defining permafrost. *The Albertan Geographer*, No. 1, 1964/65, 1965.
- KOST'JAEV, A. Über die Grenze der unterirdischen Vereisung und die Periglazialzone im Quartär. *Petermanns Mitteilungen*, 110, 1966.
- LEEMANN, A. Revision der Würmterrassen im Rheintal zwischen Diessenhofen und Koblenz. *Diss. Univ. Zürich*, 1957.
- MACKAY, J. Permafrost depths, lower Mackenzie Valley, Northwest Territories. *Arctic*, No. 1, 1967.
- NICHOLS, D. Permafrost and ground-water conditions in the Glennallen Area, Alaska. *Washington*, 1956.
- NICHOLS, D. and YEHLE, L. Highway construction and maintenance problems in permafrost regions. 12th annual symposium on geology as applied to Highway Engineering, *Bulletin* No. 24, Oktober 1961.
- PÉWÉ, T. Permafrost and its effect on life in the North. *Oregon State University Press*, 1966.
- PIHLAINEN, J. An approximation of probable permafrost occurrence. *Arctic*, No. 2, 1962.
- POSER, H. Boden- und Klimaverhältnisse in Mittel- und Westeuropa während der Würmeiszeit. *Sep. Erdkunde, Band II, Lfg. 1/3*, 1948.
- PTT. Sondierbohrungen und Temperaturmessungen zur Ermittlung der Felsoberfläche und der Permafrostverhältnisse unter der Eiskalotte Jungfraujoch. *Zürich*, 1958.
- RICHARD, J.-L. Les forêts acidophiles du Jura. *Commission phytogéographique de la Société Helvétique des sciences naturelles*, 38, 1961.
- SCHMID, J. Der Bodenfrost als morphologischer Faktor. *Heidelberg*, 1955.
- SCHOSTAKOWITSCH, W. Der ewig gefrorene Boden Sibiriens. *Zeitschrift der Ges. f. Erdkunde zu Berlin*, No. 7/8, 1927.
- SCHÜEPP, M. Klimatologie der Schweiz. Lufttemperatur, C, 1. Teil. Beiheft zu den Annalen der Schweiz. *Meteorolog. Zentralanstalt* 1959, 1960.
- SUMGIN, M. Über die ewige Gefrorenis des Bodens. *Zeitschrift der Ges. f. Erdkunde zu Berlin*, No. 1/2, 1929.
- TRÜMPY, R. Sur les Racines des Nappes Helvétiques. *Société Géologique de France*, extrait du livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot, Tome II, 1960–1963.
- VIERECK, L. Relationship of White Spruce to lenses of perennially frozen ground, Mount McKinley National Park, Alaska. *Arctic*, No. 4, 1965.
- WILLIAMS, P. Frozen ground phenomena. *McGill Sub-Arctic Research Papers* No. 6, *Annual Report*, 1957/58, 1959.