

Dauerfrostboden in Arktis und Hochgebirge

Ökologie und Erschließen kalter Räume / Von Lorenz King

Die Begriffe Arktis und Hochgebirge werden in der Regel spontan mit dem Vorkommen von Gletschern verknüpft. Weitgehend unbekannt, für Erschließungsarbeiten aber sicher wichtiger, ist das Vorkommen von unterirdischem Eis in Gebieten mit dauernd gefrorenem Boden. Dauerfrostboden ist definitionsgemäß Untergrundmaterial, das während der Dauer von mindestens einem Jahr Temperaturen unter 0 °C aufweist. In der Fachsprache wird der Begriff Permafrost verwendet. Die Mächtigkeit des Dauerfrostbodens kann wenige Meter, aber auch viele hundert Meter betragen. Permafrostforschung ist ein interdisziplinäres, naturwissenschaftlich-technisches Fachgebiet im Grenzbereich von Geowissenschaften, Biologie, Klimatologie und diversen Ingenieursdisziplinen. In all diesen Wissenschaften besitzt die Permafrostforschung weitreichende angewandt-praktische Aspekte, denn viele Bauwerke in der Arktis und im Hochgebirge sind „auf Eis gebaut“.

Seit 1965 finden internationale Kongresse mit rasch wachsenden Teilnehmerzahlen statt. Im Jahre 1983 haben an der 4. Internationalen Permafrostkonferenz in Fairbanks, Alaska, rund 900 Wissenschaftler aus 24 Ländern teilgenommen. Vom 2.–5. August 1988 wird in Trondheim, Norwegen, die 5. Internationale Permafrostkonferenz mit ähnlich großer Beteiligung stattfinden. Traditionellerweise liegt das Schwergewicht bei Vertretern aus der Sowjetunion, Kanada und den USA, doch haben in den letzten Jahren besonders China (Tibet) und Mitteleuropa (Eiszeitpermafrost, Permafrost in den Alpen) wachsendes Interesse bekundet. In Nordeuropa ist die Permafrostforschung noch sehr jung, doch hat die kommende Konferenz in Norwegen das Interesse an Permafrost auch in den nördlichen Ländern stark gefördert. 1983 wurde die „International Permafrost Association“ gegründet. Dies geschah aus dem Bedürfnis heraus, eine Organisation zu schaffen, die den internationalen Informationsaustausch verbessert und auch zukünftig garantiert.

Die wissenschaftliche Literatur über verschiedene Teilbereiche der Permafrostforschung hat in den letzten Jahren enorm an Umfang gewonnen. Allein in den letzten zwölf Jahren dürften 10000 Arbeiten erschienen sein. Dabei sind neue und faszinierende Fachbereiche entstanden, so etwa die Erforschung von Permafrost im Weltraum (Mars), am Meeresboden (Öl) und im Hochgebirge. Es liegt auf der Hand, daß im vorliegenden, gedrängt-zusammenfassenden Aufsatz nur einzelne Schwerpunkte gestreift werden können. Die getroffene Auswahl entspricht dem Hauptinteresse des Autors, soll aber darüber hinaus auch Grundzüge eines Vergleichs zwischen polarem und alpinem Permafrost erkennen lassen.

Prospektionsmethoden

In Wissenschaft und Praxis (z. B. Blockgletscher bzw. Bautätigkeit) stößt die Permafrostforschung gelegentlich auf eine Skepsis, die wohl in erster Linie darauf zurück-

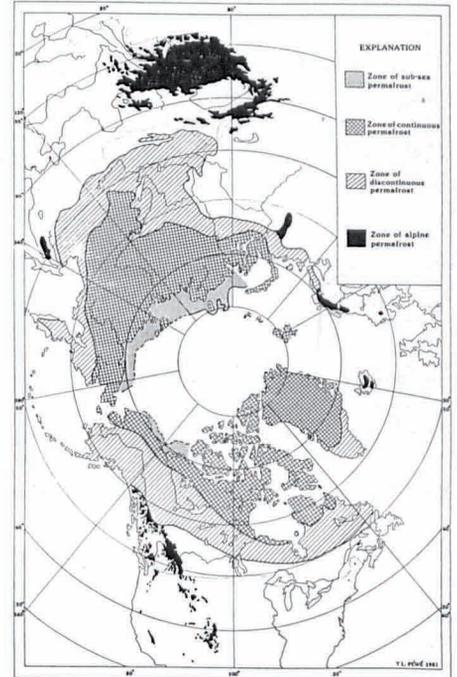


Abb. 1: Die Permafrostverbreitung auf der Nordhemisphäre (nach: T. L. Péwé, Tempe, Az.).

zuführen ist, daß Permafrost der direkten Beobachtung weitgehend entzogen ist, also in der Regel oberflächlich nicht zu erkennen ist. Permafrost ist zudem als interdisziplinäres Fachgebiet in Lehrplänen kaum zu finden. Das Vorkommen oder Fehlen von Permafrost muß oft mit geophysikalischen Sondierungen und teuren Bohrungen nachgewiesen werden. Eine sehr genaue Kenntnis der Ausdehnung, der Mächtigkeit, des Eisgehaltes und der Temperatur von Permafrostvorkommen ist in polaren und alpinen Räumen für den Erfolg von Erschließungs-, Bau- und Prospektionsarbeiten aber unumgänglich. Klassische Methoden im polaren Permafrost sind nach wie vor Bohrlochtemperaturmessungen, Gleichstromgeoelektrik und Refraktionsseismik. Daneben sind in den letzten Jahren auch vermehrt elektromagnetische Sondiermethoden (Radar) und das ganze Spektrum der Bohrlochgeophysik zum Einsatz gekommen. Hauptprobleme bleiben die Bestimmung der Permafrostcharakteristik, vor allem des Eisgehaltes, sowie die exakte Lokalisierung der Permafrostbasis.

Auch im Hochgebirge haben sich geothermische, seismische und geoelektrische Methoden sehr bewährt. Idealerweise werden diese Sondierverfahren kombiniert. Durch seismische Messungen läßt sich gefrorener

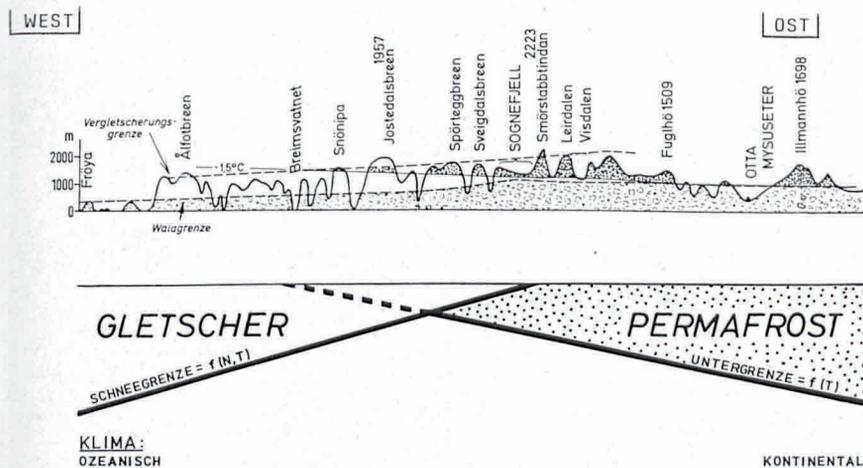


Abb. 2: Das Vorkommen von Gletschern ist von Niederschlag, Temperatur und Relief abhängig. Ozeanisch geprägte Hochgebirge sind stark vergletschert, kontinentale Hochgebirge weisen wenig Gletscher auf, dagegen kommt Dauerfrostboden weit verbreitet vor. (Oben): Schnitt durch Südnorwegen mit Waldgrenze, Schneegrenze und Permafrost-Untergrenze. (Unten): Schematische Verbreitung von Gletschern und Permafrost in verschiedenen Klimaten.

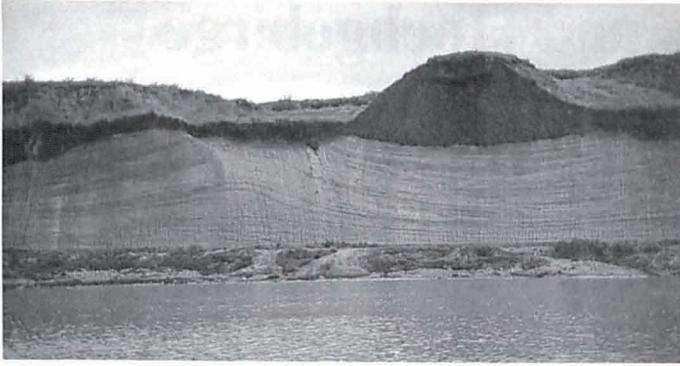


Abb. 3: An dieser Steilküste der Beaufort-See (Kanada) ist zu erkennen, daß unter der Vegetationsdecke der Strauchtundra Bodeneis über viele Kilometer hinweg in großer Mächtigkeit vorkommt. Bauarbeiten sind gleichwohl möglich, solange die Vegetationsdecke erhalten bleibt und keine Wärme dem Untergrund zugeführt wird.

von ungefrorenem Schutt unterscheiden, Auftautiefen können bestimmt werden und halbquantitative Angaben über den Eisgehalt gefrorener Sedimente können aus Kompressions-Wellen-Geschwindigkeiten abgeleitet werden. Im Gegensatz dazu gestattet die Geoelektrik, ungefrorene Schichten unter dem Permafrost zu erfassen und gefrorenen Schutt bzw. inaktives Gletschereis, sog. Toteis auseinanderzuhalten. Ob es sich beim Untergrundeis um Toteis oder um gefrorene Sedimente handelt, kann auch mit den für Gletscherdickemessungen entwickelten Radioecholoten festgestellt werden, da elektromagnetische Wellen in gefrorenen Sedimenten stark gedämpft werden.

Auch mit kleinem Budget und in abgelegenen Gebieten kann Permafrost relativ leicht kartiert werden: Die Basistemperatur der Schneedecke (BTS) zu Ende des Hochwinters spiegelt in erster Linie die Wärmeflußverhältnisse in den obersten Bodenschichten und kann als zuverlässiger Indikator für das Vorkommen bzw. Fehlen von Permafrost verwendet werden. Die Methode hat sich auch im außeralpinen Raum bewährt und ist verschiedentlich weiterentwickelt worden, so für die Kartierung von sommerlichen Auftautiefen im Permafrostbereich, denn der winterliche Wärmefluß hängt mit der im Laufe des Sommers in der Auftauschicht gespeicherten Wärme zusammen. Auch bestehen Beziehungen zwischen BTS-Werten und mittleren Permafrosttemperaturen, und für die Kartierung von Toteis scheint das Verfahren ebenfalls geeignet zu sein. BTS-Kartierung mit Mikrowellenradiometrie stellt möglicherweise ein interessantes Potential für die Fernerkundung in Permafrostgebieten dar.

Verbreitung

Der Dauerfrostboden der Polargebiete (vor allem Sowjetunion, Kanada und Alaska) wird üblicherweise in Zonen kontinuierlicher, diskontinuierlicher und sporadischer

Verbreitung unterteilt. Da die mittleren Bodentemperaturen durchschnittlich etwa 3–4 °C, im Extremfall in Abhängigkeit von winterlicher Schneehöhe, Exposition etc. aber zwischen 0–8 °C wärmer sind als die mittleren Lufttemperaturen, tritt Permafrost polwärts der 0 bis –1 °C-Isotherme (kontinuierlich) und polwärts der –6 bis –8 °C-Isotherme überall (kontinuierlich) auf. Seltene (sporadische) Vorkommen können unter dafür speziell günstigen Bedingungen, z. B. in Torfmoosen, auch außerhalb der diskontinuierlichen Zone vorkommen. Die exakte Festlegung der Grenzen zwischen sporadischer/diskontinuierlicher/kontinuierlicher Permafrostverbreitung ist naturgemäß schwierig. Aufgrund der zunehmenden Kenntnisse über das Ausmaß von Permafrostvorkommen mußten die Grenzen der Permafrostzone im Laufe der letzten 20 Jahre nach Süden hin korrigiert werden (Abb. 1).

Erst in jüngerer Zeit ist erkannt worden, wie weit Permafrost in den Hochgebirgen der Erde verbreitet ist. Im Prinzip treten im Gebirge (in vertikaler Abfolge) ähnliche Verbreitungsmuster auf wie in polaren Zonen, wobei die Grenzen äquatorwärts ansteigen. Die ausgedehntesten Vorkommen alpinen Permafrosts außerhalb der polaren Perma-

frostgebiete finden sich in Zentralasien (vor allem Tibet), Nord- sowie Südamerika (Rocky Mountains, Anden). In den Alpen tritt fleckenhafter Permafrost oberhalb der Waldgrenze ab ca. 2200 m, kontinuierlicher Permafrost oberhalb ca. 3300–3500 m auf. In Skandinavien liegen die entsprechenden Grenzen für Nordschweden bei 750 m und 1600 m, für Jotunheimen, Norwegen bei 1200 m und 2050 m. Nebst der Höhenlage mit der entsprechenden mittleren Jahrestemperatur, sind die Orientierung des Hanges zur Sonne (Strahlung) und die räumlichen Unterschiede der Schneedecke ausschlaggebend für das lokale Verbreitungsmuster vom Permafrost. Schneebedeckung bedeutet Isolation gegen Winterkälte, bei langer Schneedeckendauer aber auch gegen Sommerwärme. In während des Winters schneefreien Kuppen bildet sich Permafrost daher bevorzugt, während die schneebedeckte Umgebung noch ungefroren bleiben kann (diskontinuierlicher Permafrost). Unter extremen Bedingungen kann alpiner Permafrost auch weit unterhalb der 0 °C-Jahresisotherme der Luft auftreten, d. h. auch in tiefegelegenen Gebieten, wo die mittlere Jahrestemperatur der Luft positiv ist. Beispiele für solch extreme Standorte sind Eishöhlen mit ihrer statischen (fehlenden) Belüftung.

Vielsagend ist die Beziehung zwischen Permafrost- und Schneegrenze: in niederschlagsreichen Gebieten liegt die Gleichgewichtslinie der Gletscher nahe bei oder sogar unterhalb der 0 °C-Jahresisotherme. Gletscher sind daher in niederschlagsreichen Gebirgen bei entsprechender Höhenlage weit verbreitet; Permafrostvorkommen können somit wenig Raum einnehmen und bleiben auf felsige Grate und Wände im



Abb. 6: Blick in den Permafrost-Tunnel des Cold Regions Research and Engineering Laboratory in Fairbanks, Alaska. Der angeschnittene, mächtige Eiskeil (links) und das Bodeneis (Mitte) sind während der letzten Eiszeit gebildet worden. Die nachträgliche Überdeckung mit Löß führte zu ihrer Erhaltung. Die Bodentemperatur liegt heute noch bei –0,5 °C

(Foto: R. C. Bachmann, Orbitex, Zürich).

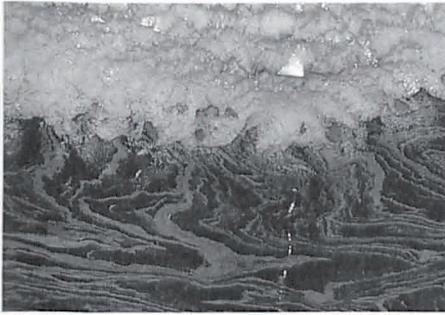


Abb. 4: Blick auf Decke und Wand eines von Eskimos angelegten, als Kühlraum verwendeten Tunnels (Tuktojaktuk, North West Territories, Kanada). Das luftarme Boden-eis erscheint dunkel, die hellen Sedimentbänder sind durch Gefriervorgänge verformt worden (Kryoturbation). An der Decke haben sich mehrere Zentimeter große Eiskristalle gebildet.

Nährgebiet der Gletscher beschränkt. Mit zunehmender Kontinentalität des Klimas steigt die Gleichgewichtslinie der Gletscher bis weit in die Permafrostzone hinauf, d. h. Gletscher sind infolge der sehr geringen Niederschläge und der hohen Einstrahlung auf die höchstgelegenen, sehr kalten Gebiete beschränkt (Abb. 2). In diesen Gebieten sind ausgedehnte Vorkommen von gefrorenen Lockergesteinsablagerungen (z. B. Schutthalden, Moränen) vorhanden, d. h. Dauerfrostboden ist weit verbreitet.

Charakteristik

Für den Außenstehenden oft überraschend sind die hohen Eisgehalte von gefrorenen Lockermaterialien. Sehr oft sind im Untergrund viele Meter mächtige, massive Eisschichten anzutreffen (Segregations- und Injektionseis). Auch das Auftreten von eisübersättigten Sedimenten mit Eisgehalten von 60–90 Vol.-% ist keine Seltenheit (Abb. 3 und 4). Eisgehalt und Eischarakteristik beeinflussen in entscheidender Weise das Kriechverhalten gefrorener Fundamente. Ist der Eisgehalt kleiner als das Porenvolumen des Lockermaterials, so werden die Fließeigenschaften durch das Gesteinsmaterial bestimmt; ist der Eisgehalt ebenso groß oder höher als das Porenvolumen, so besitzen diese „gesättigten“, bzw. eisübersättigten Materialien ähnliche Eigenschaften wie Eis. Sie können keine langfristige Festigkeit aufweisen, da Eis auch bei tiefen Temperaturen und sehr niedrigen Spannungen fließt. Besonders komplizierte, schwer berechenbare Verhältnisse liegen an der Permafrostbasis vor, wo graduelle Phasenübergänge von Eis zu Wasser stattfinden, und die Temperaturen über viele Meter Mächtigkeit beim Gefrierpunkt liegen. Eine auch nur geringe Wärmezufuhr muß hier zu irreversiblen Veränderungen führen.

In den Polargebieten weisen vor allem zwei sehr auffallende Landschaftsformen darauf hin, daß der Untergrund bis in große Tiefen gefroren ist: Eiskeilnetze und Pingos. Eiskeilnetze entstehen durch polygonartiges Zerlegen des Dauerfrostbodens infolge Kontraktion bei rascher und extremer Abkühlung im arktischen Winter, wobei die Temperaturen auf weit unter -40°C absinken können. In die im Frühsommer noch offenen, senkrecht in den Untergrund führenden Spalten sickert Schmelzwasser, gefriert, und verhindert so, daß beim sommerlichen Erwärmen des Dauerfrostbodens die Kontraktionsrisse sich wieder schließen. Der sich wiederholende Vorgang führt nach Jahrhunderten dazu, daß oft dezimeter- bis metermächtige Eiskeile die Landschaft über hunderte von Kilometern netzförmig oder polygonartig überziehen (Abb. 5 und 6). Pingos sind meist kuppel- bis gugelhupfförmige Erhebungen, welche Höhen von über 30 m erreichen können und in ihrem Innern einen mächtigen Kern aus massivem (Injektions-)Eis besitzen (Abb. 7). Sie prägen in auffallender Weise vor allem die flachen, monotonen Küstengebiete oder Talböden hocharktischer Räume. Sie entstehen durch langsames Gefrieren großer, bislang ungefrorener Bodenbereiche, wobei Pingos über viele Jahrhunderte hinweg wachsen, schließlich aufplatzen und langsam wieder ausschmelzen (Abb. 8).

Auch im alpinen Permafrost werden sehr hohe Eisgehalte beobachtet. Die Kriechdeformation von eisreichen Lockersedimenten ist bei gefrorenen Schutthalden oder



Abb. 9: Flugaufnahme eines typischen alpinen Blockgletschers. Die gefrorene, mächtige Schutthalde ist durch langsame Kriechbewegung (wenige cm bis dm pro Jahr) verformt worden und zeigt daher an der Oberfläche Rinnen und Wälle (Muottas Muragl, Engadin, Schweiz).



Abb. 5: Flugaufnahme von Eiskeilpolygonen im Mackenziedelta-Gebiet (kanadische Arktis). Der Durchmesser der Polygone beträgt hier rund 10 m, z. T. aber auch wesentlich mehr. Die Ränder der Polygone sind hochgewölbt und erscheinen durch den Flechtenbewuchs hell, in den dunklen Zentren steht oft Wasser. Die Eiskeile selbst befinden sich unter den Wassergräben (Sommeraufnahme).

Moränen weit verbreitet. Sie führt unter dem Einfluß von Gletschern zur Bildung von aufgestauchten, gefrorenen Moränen (Stauchmoränen), unter dem Einfluß der Schwerkraft allein zu Blockgletschern, oder aber zu Mischformen zwischen beiden. Als charakteristische Phänomene des Gebirgspermafrostes gehören die Blockgletscher zweifellos zu den spektakulärsten, am weitesten verbreiteten und am häufigsten mißverstandenen morphologischen Landschaftselementen im Permafrost. Seit den 60er Jahren sind vor allem Blockgletscher der Alpen von verschiedenen Autoren mit einem breiten Methodenspektrum untersucht worden. In einer aktuellen Synthese dieser vielfältigen Information zeigt der an der Eidg. Technischen Hochschule Zürich tätige Wissenschaftler W. Haerberli, daß Blockgletscher aus eisreichen, gefrorenen Sedimenten bestehen. Gelegentlich kann oberflächlich Toteis eingelagert sein.

Deformationsgeschwindigkeit von Blockgletschern

Die Arbeit zeigt weiter, daß Blockgletscher unter relativ hohen Spannungen ein stationäres Last-Deformationsverhalten („secondary creep“) bei annähernd konstanten Temperaturen und Verformungsraten aufweisen. Die Deformationsgeschwindigkeit

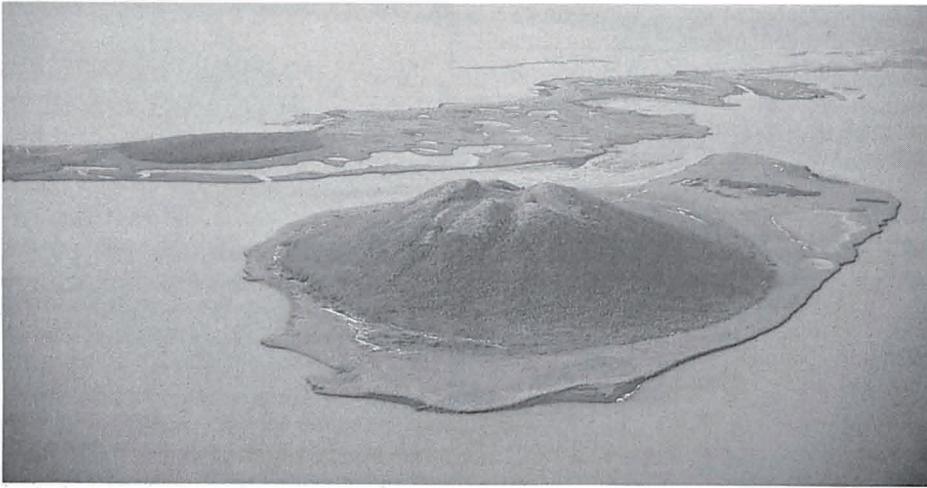


Abb. 7: Die Helikopteraufnahme zeigt einen kegelförmigen Pingo mit einer Höhe von rund 30 m und einem Alter von rund 1000 Jahren. Durch das langsame Wachstum von Bodeneis ist die Vegetationsdecke an der Spitze kraterförmig aufgebrochen (Küste der Beaufort-See, kanadische Arktis).

des gefrorenen Schuttmaterials (vor allem Feinsand!) ist um rund zwei Größenordnungen kleiner als die Deformationsgeschwindigkeit von reinem Gletschereis. Ein typischer Blockgletscher der Alpen bewegt sich somit in den zentralen Zungenteilen um nur etwa 50 cm pro Jahr, ein typischer Gletscher gleicher Größe um etwa 50 m pro Jahr. Blockgletscher können Längen von vielen hundert Metern, teilweise sogar von über einem Kilometer erreichen (Abb. 9). Daraus kann abgeleitet werden, daß die ältesten Schichten des kriechenden Blockgletscherpermafrostes etwa vor rund 10000 Jahren, also zu Beginn der Nacheiszeit, entstanden sind. Im Blockgletscherpermafrost ist somit interessante Information über die Verwitterungsgeschichte der schuttliefernden Felswände und über die Klimabedingungen der Nacheiszeit eingefroren. Diese Information muß erst noch entschlüsselt werden.

Permafrost und Klima

Dauerfrostboden hängt (als geothermisches Phänomen) eng mit dem Klima, vor allem mit der Lufttemperatur zusammen. Ändert sich das Klima, so verschieben sich die Permafrostzonen. Zeugen eiszeitlicher Permafrostvorkommen sind z. B. Überreste von Pingos und Eiskeilen. Sie gehören nach wie vor zu den sichersten vorzeitlichen Permafrost- und damit Temperaturindikatoren. Weniger bekannt sind entsprechende Paläoklimaeffekte in Bohrloch-Temperaturprofilen. Immerhin konnten sowohl im Alpenvorland als auch in Polargebieten Wissenschaftler nach einigen kommerziellen Erdölbohrungen die vorhandenen nicht produktiven Bohrlöcher mit Temperatursonden instrumentieren. Die Temperaturmessungen zeigen dann, daß sich die eiszeitlichen Schwankungen der Oberflächentem-

peratur heute als Wärmeflußanomalien in ca. 500–2000 m Tiefe manifestieren. Besonders stark sind geothermische Eiszeiteffekte in eisreichen Permafrost ausgeprägt, da der Austausch von Wärme beim Schmelzen von Eis die Anpassung der Permafrostmächtigkeit an veränderte Klimabedingungen verzögert. Die heutige Mächtigkeit arktischer Permafrostvorkommen von oft vielen hundert Metern ist nur mit starken eiszeitlichen Absenkungen der Oberflächentemperatur von 10–20 °C zu erklären.

Klimaeffekte im alpinen Permafrost werden erst seit wenigen Jahren untersucht. Die Mächtigkeit von eisreichem Blockgletscherpermafrost ändert sich nur sehr langsam (1–2 cm pro Jahr) und ist besser mit Klimaverhältnissen der vergangenen Jahrhunderte („kleine Eiszeit“) als der vergangenen Jahrzehnte zu erklären. Ausgeschmolzene (fos-

sile) Blockgletscher und Stauchmoränen in heute bewaldeten Gebieten deuten auf wesentlich tiefere Lufttemperaturen in der Schlußphase der letzten Eiszeit hin. Betrachtet man die relative Verschiebung von späteiszeitlichen Permafrost- und Gletschergrenzen, so erkennt man, daß der Alpenraum vor etwa 20000 und 10000 Jahren nicht nur kälter, sondern auch deutlich trockener war als in der folgenden Nacheiszeit. Berechnungen mit Gletscher-Fließmodellen zeigen, daß sich damals Permafrost nicht nur in den unvergletscherten Gebieten Mitteleuropas, sondern wahrscheinlich auch unter Gletschern gebildet hat. Besonders tiefe Permafrosttemperaturen sind in alpinen Talböden zu erwarten, wo kaltes Eis aus den Nährgebieten der Eiszeitgletscher zum Gletscherbett transportiert wurde. Die geothermischen Effekte dieser Entwicklung entsprechen einer Temperaturreduktion von mehreren Graden in rund 1000–2000 m Tiefe. Auf diese Tiefenlage konzentriert sich üblicherweise auch das Interesse für geothermische Energie (warme Grundwässer).

Praktische Aspekte

Von Anfang an war die Permafrostforschung mit dem Anliegen verbunden, schwierige technische oder ökologische Probleme zu bewältigen. In den Nachkriegsjahren sind wichtige Grundlagenkenntnisse vor allem in der nordamerikanischen Arktis beim Bau der Frühwarnradarstationen erarbeitet worden. In den 70er Jahren sind weitere wichtige Impulse von der Erschließung polarer Öl- und Gasvorkommen ausgegangen. Bau und Unterhalt von Gebäuden, Straßen, Flugplätzen, Staudämmen und Ölpipelines im Permafrost stellen heute keine unüberwindbaren Pro-



Abb. 8: Die Flugaufnahme dieses im Zentrum zusammengebrochenen Pingos zeigt, daß das Innere weitgehend aus Eis besteht. Der Basisdurchmesser des Pingos beträgt rund 55 m (Livingston Bay, N. W. T., Kanada).



Abb. 12: Planierte Skipiste im Permafrost. Die grobblockige Deckschicht, welche den eisreichen Untergrund vor dem Ausschmelzen schützt, wurde hier entfernt (Wallis, Schweiz).

(Foto: W. Haerberli, ETH, Zürich)

bleme mehr dar (Abb. 10). Schwierigkeiten enormen Ausmaßes könnten jedoch auftreten, sollte sich die Erwärmungstendenz des 20. Jahrhunderts z. B. infolge eines CO₂-Effekts in der Atmosphäre fortsetzen oder gar verstärken (Abb. 11).

Praktisch-technische Probleme im alpinen Permafrost waren bis vor kurzem vorwiegend punktueller Art und betrafen Bauvorhaben, die mit Tourismus, Kraftwerksbau

oder Verkehr und Kommunikation verknüpft waren (z. B. hochalpine Relaisstationen). In den letzten Jahren sind nun allerdings für Skipisten erstmals auch großflächige Eingriffe in hochalpine Permafrostgebiete erfolgt. Die Folgen dieser z. T. massiven Eingriffe werden sich erst langfristig beurteilen lassen, doch kann man sich jetzt schon fragen, wie sinnvoll es ist, in den trockensten Gebieten der Alpen (z. B. Ötztal oder Wallis) beim Bau von Skipisten die grobblockige Auftauschicht über feinmaterial- und eisreichem Permafrost zu entfernen (Abb. 12). Ein Ausschmelzen des gefrorenen Unter-

grundes mit entsprechenden Erosionsschäden ist hier unvermeidlich.

Ausblick

In rasch zunehmendem Maße erschließt sich der Mensch bislang weitgehend unbesiedelte Räume in den Polargebieten und Hochgebirgen. Dabei wird er immer mehr mit dem Phänomen des dauernd gefrorenen Bodens und des Untergrund-Eises konfrontiert. Permafrostforschung ist ein junger, interdisziplinärer Wissenschaftszweig und einzelne Teildisziplinen wie etwa die Erforschung des Gebirgspermafrostes stehen erst am Anfang. Der Stand der Kenntnisse dürfte sich dementsprechend in den kommenden Jahren stark erweitern und verändern. Zweifellos lohnt es sich, hier angewandte physisch-geographische Forschung in enger Zusammenarbeit mit Nachbardisziplinen zu betreiben. Die gewonnenen Forschungserkenntnisse können dazu beitragen, unüberlegte Erschließungsschritte zu verhindern oder bei nicht aufzuhaltenden Eingriffen auf die Empfindlichkeit der vorhandenen Ökosysteme hinzuweisen und sachgerechte, umweltschonende Erschließungsmaßnahmen anzubieten. Erfreulicherweise setzt sich langsam die Erkenntnis durch, daß die umweltschonende Alternative gesamthaft gesehen oft auch die letztlich kostengünstigste ist.

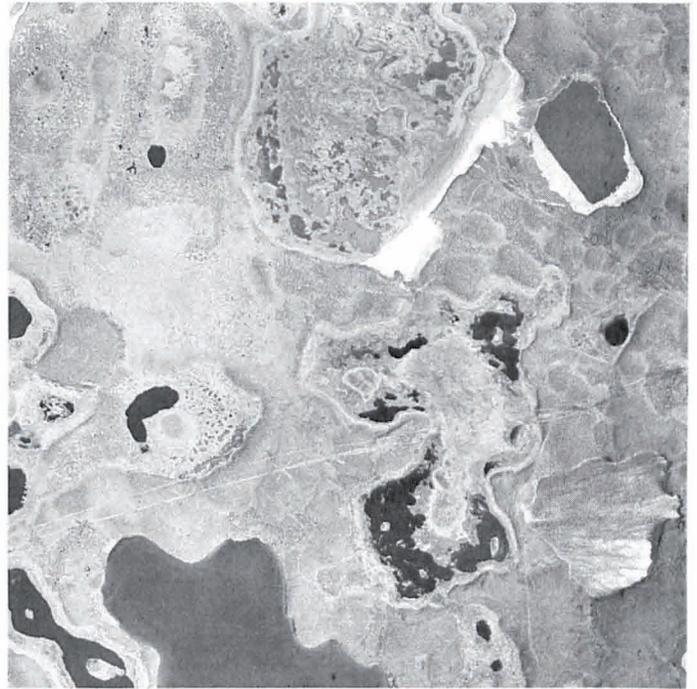


Abb. 11: Die gesamte Landfläche auf dem Senkrechti-Flugbild aus der kanadischen Westarktis ist durch Eiskeilpolygone und Pingos geprägt. Im Bild sind auch die durch Prospektionsarbeiten nach Erdöl hinterlassenen Fahrspuren in der Tundra zu erkennen. Solche Arbeiten dürfen nur im Winter auf Schneepisten durchgeführt werden, da sommerliches Befahren die Vegetationsdecke völlig zerstören und den eisreichen Untergrund zum Ausschmelzen bringen würde.

(Foto: National Air Photo Library, Ottawa)

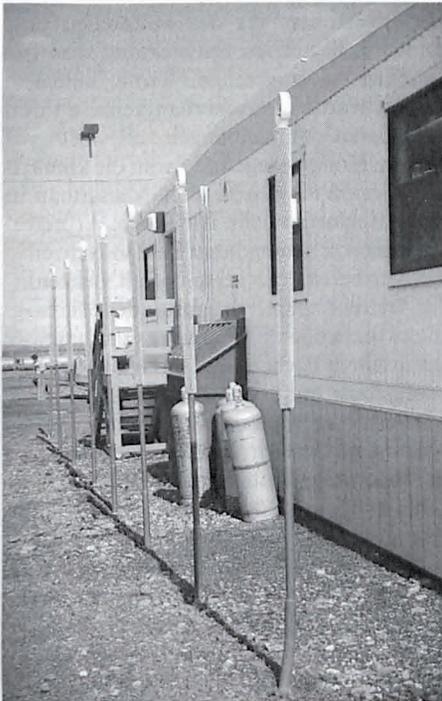


Abb. 10: Alle baulichen Eingriffe im polaren und alpinen Permafrost erfordern äußerste Vorsicht. Hier schützen Kühlelemente (im Foto als Stangen zu erkennen) den Untergrund dieses „auf Eis gebauten“ Hotels vor dem Ausschmelzen (Barrow, Alaska). Der geschlossene Kreislauf einer Kühlflüssigkeit gibt im Winter die Bodenwärme an die wesentlich kältere Außenluft ab.

Zum Autor: Der Autor ist seit rund 15 Jahren im Permafrost der Arktis und Antarktis sowie verschiedener Hochgebirge der Erde tätig. Im Sommer 1988 werden die Gebiete der kanadischen Hocharktis auf zwei Expeditionen erneut besucht, wobei vor allem Gletscher und Stauchmoränen vermessen und kartiert werden. Die beiden Expeditionen werden von der Deutschen Forschungsgemeinschaft bzw. der ORBITEX AG, Zürich, finanziert. Beim vorliegenden Artikel handelt es sich um eine stark überarbeitete Fassung eines Vortrages, der zusammen mit Privatdozent Dr. Wilfried Haerberli, ETH Zürich, zusammengestellt und vom Autor am Berliner Geographentag vorgetragen wurde. Er faßt den aktuellen Wissensstand kurz zusammen. Die Aufnahmen stammen, falls nicht anders vermerkt, vom Autor.