



DER THERMOKARST IM OSTTEIL DES MITTELJAKUTISCHEN TIEFLANDES

T. Czudek und J. Demek

Geografický ústav ČSAV, Brno, Mendlovo nám. 1, ČSSR

Eingegangen: April 1971

ZUSAMMENFASSUNG

Die Verfasser widmen in ihrer Arbeit die Aufmerksamkeit den Thermokarstformen im Ostteil des Mitteljakutischen Tieflandes, die sie in den Jahren 1966, 1969 und 1970 studiert haben. Unter dem Begriff „Thermokarst“ verstehen sie den Prozess des Auftauens des Bodeneises in Gesteinen, der sich durch das lokale Einstürzen der Terrainoberfläche und die Entstehung der Hohlformen äußert.

Die Ursache der Entstehung der Thermokarsterscheinungen ist die Störung des thermischen Gleichgewichtes des Dauerfrostbodens und demzufolge die Vergrößerung der Mächtigkeit des Auftaubodens. Die Verfasser unterscheiden die Entstehung der Thermokarstformen infolge der Seitendegradation (back-wearing) des Dauerfrostbodens und dessen Degradation von oben (down-wearing). Zur Entwicklung der Thermokarstformen infolge der Seitendegradation des Dauerfrostbodens kommt es in einem mehr gegliederten Relief. An Hängen bilden sich sukzessiv amphitheatralische, Thermokare genannte, Depressionen. Die Verfasser beschreiben die Thermokare bei der Gemeinde Tabaga, am Ufer des Ulachan-Ebe-Sees und des Tulun-Sees.

Zur Degradation des Dauerfrostbodens von oben kommt es besonders an flachen Wasser-scheiden und mässigen Hängen. Die Verfasser beschreiben die Entwicklung der auf diese Art und Weise entstehenden Thermokarsterscheinungen auf Beispielen aus der Umgebung der Stadt Majja und des Dorfes Bjutédach.

Der Thermokarst ist von wesentlicher Bedeutung nicht nur für die geomorphologische Entwicklung der Tieflandschaften im Gebiet des Dauerfrostbodens, sondern auch für die Tätigkeit des Menschen und deshalb ist sein Studium von beträchtlichem praktischem Belang.

СОДЕРЖАНИЕ

Термокарст восточной части Центральной якутской низменности

В статье освещаются проблемы развития термокарста на территории восточной части Центральной якутской низменности на основе полевых работ 1966, 1969 и 1970 гг. Термокарстом авторы называют процессы вытаивания подземного льда сопровождающиеся местным оседанием поверхности и образованием просадочных форм рельефа.

Причиной развития термокарста являются нарушения термического равновесия многолетнемерзлых пород и увеличение мощности деятельного слоя. Предлагается разделение образования термокарстовых форм деградацией многолетнемерзлых толщ сбока б и деградацией сверху.

Деградация многолетнемерзлых пород сбока происходит в более расчлененном рельефе. Постепенно образуются на склонах термокары. В статье подробно изучаются термокары около поселка Табага и на берегах озер Улахан-Эбэ и Тулун.



Деградация многолетнемерзлых пород сверху происходит на плоских водораздельных участках и пологих склонах. Эволюция термокарстовых форм этим образом описывается вследствие работ в окрестностях райцентра Майя и поселка Бютейдах.

Термокарст имеет большое значение не только для геоморфологии низменностей в областях развития многолетнемерзлых пород, но и для экономического освоения этих районов.

1 EINLEITUNG

Im Ostteil des Mitteljakutischen Tieflandes haben wir die Thermokarstformen im Gebiet der Wasserscheide zwischen dem Fluß Lena und dem unteren Lauf des Flusses Aldan untersucht. Das Gebiet ist eine ausgedehnte Ebene, die einerseits durch die nördlichen Ausläufer der flachen Oberfläche des Wysokoje Prilenskoje Plato und andererseits durch die Flußterrassen der Flüsse Lena, Aldan und deren Nebenflüsse gebildet ist. Das untersuchte Gebiet wird im Westen durch den Lauf des Flusses Lena zwischen der Stadt Pokrovsk und der Mündung des Flusses Aldan in die Lena, im Norden durch den Unterlauf des Flusses Aldan und im Südosten durch die Verbindungslinie der Städte Pokrovsk und Chandyga begrenzt. In diesem Gebiet haben wir in den Jahren 1966, 1969 und 1970 eine Reihe von Reisen unternommen, die in der beigelegten Karte eingezeichnet sind (Abb. 1).

Unter dem Begriff „Thermokarst“ verstehen wir den Prozeß des Auftauens des Bodeneises in Gesteinen, der sich durch das lokale Einstürzen der Terrainoberfläche und die Entstehung von Hohlformen äußert.

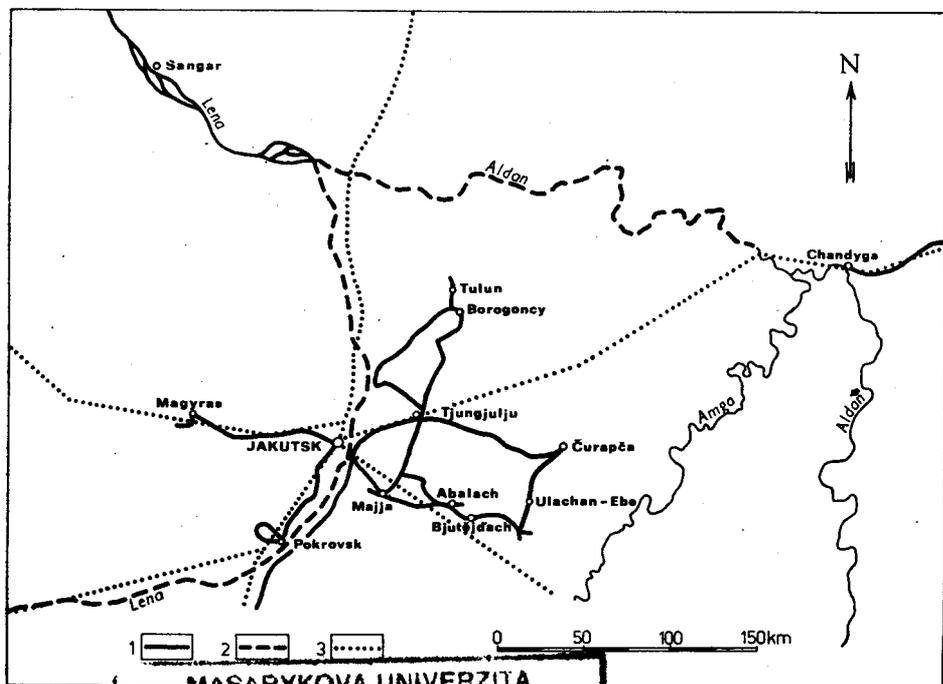


Abb. 1 Forschungsgebiet im östlichen Teil des Mitteljakutischen Tiefland mit: 1. Auto, 2. Schiff,

MASARYKOVA UNIVERZITA	
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA	
ÚSTŘEDNÍ KNIHOHARNA	
PRIH. Č. UK 387105	SIGNATURA UK
3145323810	ScGeog-1971
LOKACE UK - sklad	
PRIH. Č. DK	SIGNATURA DK

2 GEOMORPHOLOGISCHE VERHÄLTNISSE

Das untersuchte Gebiet weist einen Tieflandcharakter auf. Seine Oberfläche ist vom Süden gegen Norden und vom Osten gegen Westen geneigt. Im Südteil des Gebietes erreichen die Ausläufer des Wysokoje Prilenskoje Plato die Höhen von 320—380 m ü. d. M. Gegen Norden nimmt die Höhe der flachen durch Flußterrassen gebildeten Wasserscheiden bis auf 150 m über dem Meeresspiegel ab. In die flache Oberfläche schneiden sich die Flußtäler ein. Die Talkante des Flusses Lena bei der Stadt Jakutsk verläuft in der Höhe von 120—140 m ü. d. M. Der Fluß selbst fließt in der Stadt in der Seehöhe von 85 m. Der Fluß Aldan weist bei seiner Mündung in die Lena die Höhe von 72 m und die Mündung des Flusses Amga in den Fluß Aldan die Höhe von 104 m ü. d. M. auf. Die Höhenverhältnisse des Gebietes werden im Querprofil (Abb. 2) nach P. A. Solovjev (1959, S. 20) dargestellt.

3 GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE

Geologisch gehört das untersuchte Gebiet zum Nordostteil der Sibirischen Plattform. Nach I. I. Krasnov und Koll. (1966, Abb. B/2) verbinden sich im untersuchten Gebiet die Aldan-Antiklinale, die Wiljuj-Syneklise und die Werchojansk-Randdepression. Das proterozoische Fundament ist mit kambrischen, jurassischen und Kreidesedimenten der Plattformdecke überdeckt, die vor allem durch verfestigte Ablagerungen (Sandsteine, Tonschiefer und Kohlenlagen) vertreten sind. Infolge Senkungen des Gebietes wurden sie mit meist unverfestigten Neogen- und Quartärablagerungen überlagert. Im Nordteil des untersuchten Gebietes befindet sich die neogene Niederaldanmulde, in der die Tertiär- und Quartärablagerungen eine Mächtigkeit von mehr als 800 m erreichen. Die Senkung der Niederaldanmulde im Quartär wird durch die Abnahme der Höhe der Flußterrassen und die wesentliche Erweiterung des Tales im Raume des Zusammenflusses der Lena, Aldan und Wiljuj (S. S. Koržujev, 1968, S. 226) bewiesen.

Die Neogenablagerungen bilden eine ausgedehnte Ebene in der Höhe von 241 bis 261 m, für die die Benennung Maganterrasse (P. A. Solovjev, 1959, S. 10, E. M. Katasonov—P. A. Solovjev, 1969, S. 6, 18) akzeptiert wurde. In die Ebene schneiden sich die Flußtäler mit einem Terrassensystem ein. Bis zur Stadt Pokrovsk hat die Lena ein System normaler Flußterrassen entwickelt. Nördlich dieser Stadt erweitern sich die mittleren und hohen Terrassen infolge neotektonischer Senkungen in ausgedehnte Flächen. Im mittleren Pleistozän haben auch glazilakustrine Ablagerungen bei der Entwicklung dieser Flächen infolge der Vereisung des Werchojanski chrebet mitgewirkt.

Im großen und ganzen kann man im untersuchten Gebiet die folgenden Flußterrassen unterscheiden:

- Abalach-Terrasse in der Höhe von 201—219 m ü. d. M. (116—134 m relative Höhe oberhalb der Lena) besteht aus 20—30 m mächtigen fluviolen Basalsanden und hangenden glazilakustrinen 40—60 m mächtigen Ablagerungen; im oberen Teil der glazilakustrinen Ablagerungen überwiegen 20—40 m mächtige Lehme
- Tjungjulju-Terrasse in der Höhe von 150—183 m ü. d. M. (60—98 m rel. Höhe über der Lena) besteht aus fluviolen Basalsanden und hangenden 6—10 m mächtigen Lehmen
- Bestjach-Terrasse in der Höhe von 140—163 m ü. d. M. (56—78 m rel. Höhe übre

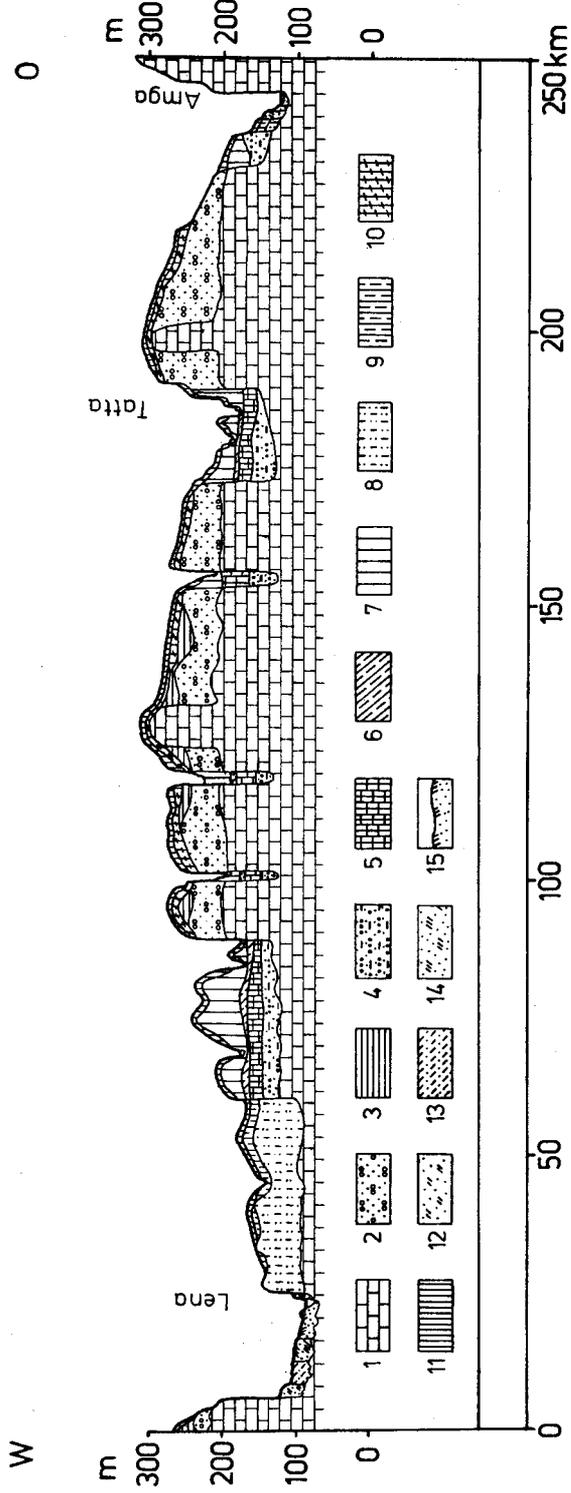


Abb. 2 Schematisches Querprofil durch das Gebiet zwischen den Flüssen Lena und Amga längs der Linie Jakutsk-Ochotskij Perevoz (nach P. A. Solovjev, 1959).

Erläuterungen: 1. mesozoische Sandsteine, Konglomerate und Tonschiefer, 2. Sand- und Schotterablagerungen der Magan-Terrasse (Pliozän), 3. bunte Tonablagerungen der Magan-Terrasse (Pliozän), 4. Flußablagerungen der Abalach-Terrasse, 5. fluviolakustrine Lehme der Abalach-Terrasse, 6. sandige Lehme der Abalach-Terrasse, 7. Lehme der Abalach-Terrasse mit hohem Bodeneisgehalt, 8. sandige Fluvialablagerungen der Bestjach-Terrasse, 9. Auenlehme und sandige Lehme der Bestjach-Terrasse mit hohem Bodeneisgehalt, 10. Lehme unklaren Ursprungs, 11. Deckenlehme, 12. fluviale Ablagerungen der Kerdjom-Terrasse, 13. fluviale Ablagerungen der Sergeljach-Terrasse, 14. fluviale Ablagerungen der Jakutsk-Terrasse, 15. Talauenablagerungen

dem Fluß Lena), gebaut aus Sanden, deren Mächtigkeit 40–50 m im Süden und 100 m im Norden erreicht

Kerdjom-Terrasse in der Höhe von 111–121 m ü. d. M. (26–36 m rel. Höhe über dem Fluß Lena), gebaut aus 20–26 m mächtigen fluvialen Sanden

Sergeljach-Terrasse in der Höhe von 103–107 m ü. d. M. (18–22 m rel. Höhe über dem Fluß Lena), gebaut aus fluvialen 15–22 m mächtigen Sanden

Jakutsk-Terrasse in der Höhe von 99–102 m ü. d. M. (14–17 m rel. Höhe über dem Fluß Lena), gebaut aus fluvialen Sanden und feinen Hochwasserablagerungen; Gesamtmächtigkeit der Ablagerungen 10–25 m

Talauen, von denen die Lena-Talau die Höhe von 93–98 m ü. d. M. aufweist und 8–10 m über dem Fluß liegt.

4 KLIMA

Das Klima im untersuchten Gebiet ist extrem kontinental, mit einem langen, kalten Winter und einem kurzen, warmen Sommer. Die Grundzüge des Klimas im kalten Zeitabschnitt werden durch die sibirische Antizyklone bestimmt. Das Wetter pflegt heiter zu sein, mit niedrigen Temperaturen. Klarer Himmel, schwache Winde und große Klarheit der Atmosphäre verursachen eine starke Abkühlung der Bodenschichten. Die durchschnittliche Temperatur bewegt sich in den Wintermonaten zwischen -35°C und -45°C . Das absolute Minimum in der Stadt Jakutsk ist $-64,4^{\circ}\text{C}$. Die Dauer des Zeitabschnittes mit Temperaturen unter dem Gefrierpunkt ist ungefähr 220 Tage. Die Tage mit einer Tagesdurchschnittstemperatur niedriger als $-42,5^{\circ}\text{C}$ bilden im Dezember und Jänner im untersuchten Gebiet 60–70 %. Die Schneedecke ist ziemlich dünn — 25 bis 30 cm. Die Niederschläge in der Winterperiode erreichen caa 50 mm (25–28 % der Jahresmenge). Im warmen Zeitabschnitt stabilisiert sich über Jakutien ein verhältnismäßig niedriger Luftdruck. Vom Norden kommen Luftmassen mit einem kleinen Feuchtigkeitsgehalt. Es tritt heiteres und trockenes Wetter ein und der Boden trocknet aus. Die mittlere Temperatur des wärmsten Monats ist meist 18–19 °C. Die Maximaltemperatur erreicht $37,7^{\circ}\text{C}$. Die Dauer des warmen Zeitabschnittes mit Temperaturen über dem Gefrierpunkt beträgt ungefähr 145 Tage. Dabei kann beim Eindringen kalter Luftmassen vom Norden die Temperatur unter den Gefrierpunkt auch im Juli sinken, besonders in den Alasen und Alastälern. Die Niederschläge sind hauptsächlich auf die Zyklonen aus dem Atlantischen Ozean gebunden. In der Sommerperiode betragen die Niederschläge caa 180 mm (72–75 % der Jahressumme).

Die Schneedecke beginnt sich in der Hälfte des Monats Oktober zu bilden und schmilzt in der ersten Maidekade. In der Lärchentaiga schmilzt der Schnee um 7–10 Tage früher als auf den Feldern (D. I. Šaško, 1961, S. 129). Bei der großen Klarheit der Atmosphäre, der Lufttrockenheit und der geringen Bewölkung entstehen günstige Bedingungen für einen schnellen Temperaturanstieg, ebenso wie für einen plötzlichen Temperaturrückgang.

5 DER DAUERFROSTBODEN

5.1 Die Mächtigkeit und die Entwicklung des Dauerfrostbodens

Im ganzen untersuchten Gebiet ist der 240–450 m mächtige Dauerfrostboden entwickelt. Die Temperatur des Dauerfrostbodens schwankt in der Tiefe von 20 m

unter der Oberfläche ungefähr zwischen $-1,1^{\circ}$ und $-4,5^{\circ}\text{C}$ (P. A. Solovjev, 1959, S. 87). Die Ansichten auf den Beginn der Entwicklung des Dauerfrostbodens sind verschieden. Die meisten Verfasser sind der Meinung, dass die syngenetisch durchfrierenden Ablagerungen zu Beginn des mittleren Pleistozäns erschienen sind. Heutzutage ist der Dauerfrostboden im untersuchten Gebiet im Gleichgewicht, oder es äußert sich eventuell eine schwache Aggradation (P. A. Solovjev, 1959, S. 115). Das Klima war seit dem mittleren Pleistozän im großen und ganzen stabil. Es bestehen keine Symptome wärmerer Interglaziale, die für Mitteleuropa charakteristisch sind. Die Vereisung des Werchojanski chrebet im rechten Uferteil des Aldanflußgebietes verlief in den Bedingungen des Dauerfrostbodens. Mit der größten Entwicklung der Gletscher hängt die Entstehung des feuchten Seetieflandes im untersuchten Gebiet mit glazilakustrinen Ablagerungen zusammen. Das Auftauen der Gletscher wurde, den Untersuchungen von E. M. Katasonov und P. A. Solovjev nach (1969, S. 25—26) von einer Degradation des Dauerfrostbodens nicht begleitet.

5.2 Das Bodeneis

Den Angaben von P. A. Solovjev nach (1959, S. 43) hat man auf Wasserscheidflächen in mehr als 60 % der Bohrungen Bodeneis gefunden. Ein besonders starker Bodeneisgehalt wurde in der 20—40 m mächtigen Schicht der fluvialen Lehme in den oberen Teilen der Abalach-Terrasse festgestellt. Das massive Bodeneis weist hier die Form von Eiskeilen auf, die 30—60 % der Terrainoberfläche einnehmen. Die Eiskeile (Photo 1) haben eine Mächtigkeit von 2—20 m, sind 1—12 m breit und 40—50 m lang. Sie bilden ein Polygonnetz (Photo 2). Die obere Grenze der Eiskeile in Mitteljakutien stimmt meist nicht mit der heutigen Mächtigkeit des Auftaubodens überein. Sie wird durch eine Schnittfläche gebildet, die die innere Struktur der Eiskeile schneidet. Diese Fläche entspricht wahrscheinlich der Lage des Auftaubodens zur Zeit des holozänen klimatischen Optimums. In Lehmen erreicht der Anteil des Segregationseises stellenweise sogar 40—80 %.

Die Verteilung des Bodeneises in den Ablagerungen ist ziemlich ungleichmäßig. Ein höherer Eisgehalt war wahrscheinlich in den niedrigeren Lagen der Terraindepressionen, während an den trockenen Stellen der erhöhten Wasserscheiderücken nur eine kleinere Anzahl von Eiskeilen entstanden ist. Die Eiskeile entwickelten sich besonders in den Talauen, Talböden und den anliegenden Hangpartien durch Eindringen von Wasser von oben in die Frostspalten.

Von Bedeutung für die Entstehung der Thermokarsterscheinungen ist auch die Art der Entstehung des Bodeneises in den Ablagerungen, wobei man drei Typen unterscheiden kann. Der erste Typ kommt in tektonisch und sedimentierungsstabilen Gebieten vor, wo sich der Dauerfrostboden erst nach der Ablagerung der Sedimente (epigenetischer Typ) entwickelt hat. In derartigen Ablagerungen kommt die größte Menge des Bodeneises in ihren oberen Schichten infolge der Wassermigration zur Front der Durchfrierung vor. Mit der zunehmenden Tiefe nimmt der Bodeneisgehalt ab. Der zweite Typ umfaßt die Sedimente in Senkungsgebieten, wo die Ablagerung syngenetisch mit der Durchfrierung verlief. In diesen Ablagerungen ist das Bodeneis im großen und ganzen regelmäßig in der ganzen Mächtigkeit der Schichtenfolge verteilt. In manchen Tiefebenen Nordsibiriens entstehen bei dieser Entwicklung große Eiskeile. Der dritte, weniger bedeutende Typ sind die Eiskerne der Pingos. In Mitteljakutien kommen alle drei Typen der Bodeneisentstehung in den Ablagerungen vor.

5.3 Der Auftauboden

Die derzeitige Mächtigkeit des Auftaubodens in Mitteljakutien ist kleiner als diejenige, die zur Zeit des klimatischen Holozänoptimums war. Die heutige Mächtigkeit hängt vor allem von den Eigenschaften der Gesteine und Böden und der Vegetationsdecke ab. An Moosmooren erreicht die Mächtigkeit bis 0,3 m, an Grasmooeren 0,6—1,2 m, an feuchten Wiesen mit einem Moorrassenhorizont 1,0—1,5 m, an trockenen Wiesen 1,5—2,0 m, an sandigen Böden in der Kiefertaiga ungefähr 2 m und an Flugsanden ungefähr 3,0 m.

6 DIE URSACHEN DER THERMOKARSTENTWICKLUNG

Die Ursache der Entwicklung der Thermokarstformen ist die Störung des thermischen Gleichgewichtes des Dauerfrostbodens und demzufolge die Vergrößerung der Mächtigkeit des Auftaubodens. Die Ursachen der Gleichgewichtsstörung und der lokalen oder allgemeinen Degradation des Dauerfrostbodens können verschieden sein. Man kann sie im großen und ganzen in zwei Gruppen einteilen, und zwar: die Gruppe der klimatischen und diejenige der lokalen Ursachen. Die klimatischen Ursachen können Klimaänderungen, wie z. B. den Gesamtanstieg der Durchschnittstemperatur oder der Feuchtigkeit (z. B. Zunahme der Schneemenge), oder die Zunahme der Kontinentalität, die zu wärmeren Sommern führt, umfassen.

Lokale Ursachen können wieder in zwei Gruppen eingeteilt werden, und zwar in Naturursachen und Folgen der Tätigkeit des Menschen. Zu den Naturursachen gehört z. B. die Entwicklung der Polygonalböden. Die Entstehung der Eiskeile führt zur Bodenaufwölbung. Es entstehen Polygone mit eingesunkenem Kern. Die Entwicklung der Aufwölbungen zerstört auch den Rasen und dadurch werden die Böden der direkten Wirkung der atmosphärischen Faktoren ausgesetzt. Das Wasser sammelt sich in den Depressionen an Stellen der Kreuzung der Eiskeile oder in den mittleren Teilen der Polygone mit eingesunkenen Kernen (low-centered polygons — K. M. Hussey—R. W. Michelson, 1966, S. 182). Die Wassertemperatur ist in den Depressionen immer höher als die Temperatur des umliegenden Bodens. Wir haben keine Messungen aus Mitteljakutien zur Verfügung. Dies wird jedoch anschaulich durch die Untersuchungen von N. I. Muchin (1960, S. 50) aus der Jano-Indigirskaja nizmennost bewiesen. Unter der 20—25 cm mächtigen Wasserschicht war hier die Mächtigkeit des Auftaubodens zweimal so groß als unter dem umliegenden Boden. Unter dem Einfluss der thermischen und chemischen Wirkung des Wassers auf das Bodeneis beginnt der Thermokarstprozeß. Unter diesen Bedingungen kann der Thermokarstprozeß sogar auch in einem wesentlich kälteren Klima als in Mitteljakutien, und zwar auch bei einer Temperatur des Dauerfrostbodens zwischen -9 und -11 °C, beginnen (N. I. Muchin, 1960, S. 41).

Andere lokale Ursachen können z. B. die durch Blitz verursachten Waldbrände sein. Die Waldbrände sind eine sehr häufige Erscheinung in der mitteljakutischen Taiga. Es existiert fast kein einziges Gebiet, in dem es während der letzten 100 Jahre nicht gebrannt hätte. Die Brände vernichten nicht nur die Vegetation auf der Oberfläche, sondern auch das Wurzelsystem (D. K. Bašlavin, 1970, S. 115). Der Boden wird einerseits durch die Wirkung der hohen Temperaturen und andererseits durch die Störung der Wurzel und die Entwurzelung der Bäume zerstört. Die schnelle und starke Anwärmung des Bodens ruft die Anwärmung des ganzen Auftaubodens und die Zunahme seiner Mächtigkeit hervor. Dabei entsteht Wasser, das zum Anstieg

der Feuchtigkeit des unteren Teiles des Auftaubodens beiträgt. Den Messungen von D. K. Bašlavin (1970, S. 116) nach vergrößert sich nach dem Brand die Mächtigkeit des Auftaubodens 1,5 bis 2,5-mal. In Mitteljakutien kommt es jedoch nach dem Brand zu einer sehr schnellen Wiederherstellung des Gleichgewichtes, und auch die Bäume wachsen verhältnismäßig schnell.

Mit dem Anstieg der Siedlungsdichte und der ökonomischen Ausnützung dieses Gebietes nimmt der Einfluss des Menschen auf die Beschleunigung der Thermokarstprozesse ständig zu. Es ist dies das Fällen der Taiga, die Anlegung von Feldern, der Ausbau von Straßen, Flugplätzen, Wasserbehältern, usw.

Eine wichtige Rolle spielt bei der Entwicklung der Thermokarstprozesse die Anwesenheit des Wassers. Das Wasser enthält nämlich 2-mal so viel Wärme als die Gesteine oder das Eis. Falls es zu Beginn des Thermokarstprozesses nicht zur Entstehung wenigstens seichter Wasserpfützen kommt, verzögert sich der Thermokarstprozeß, bis er schließlich zum Stehen kommt. Darauf deutet auch die Erfahrung aus Čurapča hin, wo man es im trockenen Jahr 1944 versucht hat, ungefähr 1,5 km östlich der Stadt auf einem Abhang dessen Neigung 3° beträgt an der Wasserscheide künstlich einen Thermokarstprozeß hervorzurufen. Man hat die Taiga in einem Quadrat von ungefähr 15×15 m gefällt und den Rasen bis in die Tiefe von ungefähr 1 m weggegraben. In der Grube sind seichte Bajdžarachs entstanden, Wasser hat sich jedoch nicht angesammelt und der Thermokarstprozeß ist zum Stehen gekommen. Daraus geht hervor, daß die Thermokarstprozesse vor allem in Gebieten mit schlechten Entwässerungsverhältnissen verlaufen, wo das Wasser nicht abfließt und sich auf der Oberfläche hält.

6.1 Die Thermokarsttypen

Der Thermokarstprozeß kann sich im Relief auf verschiedene Art und Weise äußern. Der Umfang der Reliefänderungen hängt von drei Faktoren ab:

- a) dem tektonischen Regime des Gebietes
- b) dem Bodeneisgehalt
- c) dem Umfang und der Geschwindigkeit der Störung des Dauerfrostbodengleichgewichtes, d. h. der Zunahme der Mächtigkeit des Auftaubodens.

Vom geomorphologischen Gesichtspunkt kann man

- a) die Seitendegradation des Dauerfrostbodens (back-wearing) und
- b) die Degradation des Dauerfrostbodens von oben (down-wearing) unterscheiden

6.11 Die Seitendegradation des Dauerfrostbodens

Dieser Typ des Thermokarstprozesses kommt in mehr gegliedertem Relief besonders infolge der Seiten- und Tiefenerosion der Wasserläufe oder der Meeres- und Seeabrasion vor. Im Laufe der Frühjahrsüberschwemmungen untergraben die Wasserläufe ihre Ufer. Das Flußwasser hat eine höhere Temperatur als die Gesteine auf den Ufern. Infolgedessen wirkt das Wasser nicht nur mechanisch, sondern auch thermisch. Es entsteht ein Vorgang, der Thermoerosion genannt wird und in den gefrorenen Ablagerungen entwickeln sich in den Ufern Thermoerosionsnischen. In den Lena-Flußterrassen bei Jakutsk weisen diese Nischen eine Tiefe von sogar 10 m auf (A. I. Efimov, 1964, S. 99). Auf der Insel Ulun-Aary am Fluß Lena bei Tabaginsk wird das 4–6 m hohe Ufer durch Thermoerosion bis in die Tiefe von

6—8 m in einer Länge von 40—50 m untergraben. Oft brechen die untergraben gefrorenen sandigen Ablagerungen später im Sommer in Blöcken ab und rutschen in den Fluß. Auf dem Ufer der Insel Ulun-Aary trennen sich die Blöcke gefrorener Flußablagerungen von einem Umfang von mehr als 1 000 m³ ab (G. E. Čistjakov, 1952, S. 223). Am Fluß Aldan entstehen auf eine ähnliche Weise Erdrutsche.

An steilen Seeufern macht sich die Thermoabrasion, d. i. die kombinierte mechanische und thermische Wirkung der Wellen geltend. Die Thermoabrasion haben wir an den Ufern des Sees in Čurapča (Photo 3) studiert. Die Ufer dieses Sees sind ungefähr 5 m hoch und aus Lehmen mit hohem Eisgehalt gebaut. Durch thermische Wirkung des Wassers bildet sich beim Ufer ein Talik. Durch Temperaturanstieg kommt es zum Auftauen des Eises. Am Ufer entstehen Risse, die parallel mit dem Ufer verlaufen. Die Risse verlaufen in einigen Reihen bis in die Entfernung von 7 m vom Ufer, sie erweitern sich und trennen Blöcke ab. Die Blöcke neigen sich, fallen ins Wasser und am Uferfluß kommt es zur Solifluktion. Nicht selten rutschen ganze Bäume hangab. Bei der ehemaligen meteorologischen Station der Stadt Čurapča weicht das Ufer um ungefähr 1 m jährlich zurück. Die den vorherrschenden NW Winden ausgesetzten Ufer weichen schneller zurück. Das infolge der Thermoabrasion in den Lehmen entstehende Material ist durchfeuchtet und kolloidal, sodaß es auch durch nur schwaches Strömen und den Wogengang weggetragen wird. Deshalb werden die Eiskeile am Ufer ununterbrochen entblößt. Die Beobachtungen aus Mitteljakutien werden auch durch die Angaben aus Nordostsibirien bestätigt, wo z. B. S. V. Tomirdiaro (1965, S. 31) ebenfalls den durchschnittlichen Wert des Rücktrittes der Ufer infolge Thermoabrasion mit ungefähr 1 m pro Jahr angibt.

In der Entwicklung der Thermokarstformen infolge der Seitendegradation des Dauerfrostbodens im Ostteil des Mitteljakutischen Tieflandes kann man einige Stadien unterscheiden. Das erste Stadium ist das Auftauen der Eiskeile. An den Hängen entstehen zuerst Furchen an Stellen der Eiskeile und aus diesen entwickeln sich in meisten Fällen Schluchten. Zwischen den Furchen bleiben die Polygonkerne in Form von Hügeln erhalten, die in Jakutien Bajdžarachs genannt werden. An den Wänden der Thermokare am Steilufer des Enjor-Ebete-Sees konnte man deutlich Depressionen und unter ihnen Eiskeile beobachten. Infolge des Auftauens der Eiskeile entsteht zuerst eine seichte Vertiefung mit weichen Formen. Die Bäume neigen sich langsam, aber die Moosdecke bleibt unzerstört. Im untersuchten Gebiet waren die Furchen bis 2,6 m tief und 4,2 m breit mit einer unzerstörten Vegetationsdecke. Bei einer weiteren Vertiefung wird jedoch die Moosdecke zerstört, die Bäume fallen, und an den Hängen entstehen oft Schluchten in denen entblößte Böden und oft auch Eis austreten. Am Boden der Schluchten kommt es zum Bodenfließen.

Die Schluchten an Steilhängen erreichen Tiefen von 5—30 m. Oft kommen sie in regelmäßigen Abständen vor. Sie sind nicht nur in Lockergesteinen, sondern in manchen Fällen auch in festen Gesteinen entwickelt. Überraschend ist z. B. die Regelmäßigkeit der Schluchten in den jurassischen Gesteinen auf dem linken Ufer des Lena-Tales, südlich der Stadt Jakutsk. Die Schluchten können verhältnismäßig große Dimensionen erreichen. Eine lange Schlucht wurde z. B. von uns ungefähr 4 km von der Gemeinde Tabaga in der Richtung zur Gemeinde Bjutědžach untersucht (Abb. 3). Die Schlucht hat sich am Hang eines ausgedehnten Alases durch das Austauen der Eiskeile entwickelt, und zwar infolge der Seitendegradation des Dauerfrostbodens durch das Fällen der Taiga am Alashang. Die Polygone in der Umgebung weisen einen Durchmesser von 12 m auf. Die Länge der Schlucht beträgt ungefähr 400 m. Im Grundriß besteht sie aus breiteren Abschnitten, die bei der

Terrainoberfläche die Breite bis 10 m erreichen, und schmalen Abschnitten, die eine Breite von ungefähr 5 m aufweisen. Die breiteren Abschnitte entstehen an Stellen der Kreuzung der Eiskeile. Hier biegen meist auch die Nebenschluchten ab, die entweder die Form des Buchstabens V oder die Form kleiner Kare haben. Diese karartigen Erweiterungen haben im Durchmesser bis 10 m und sind sogar 4 m tief. An ihren Wänden treten direkt Eiskeile aus, von denen manche oben die Breite

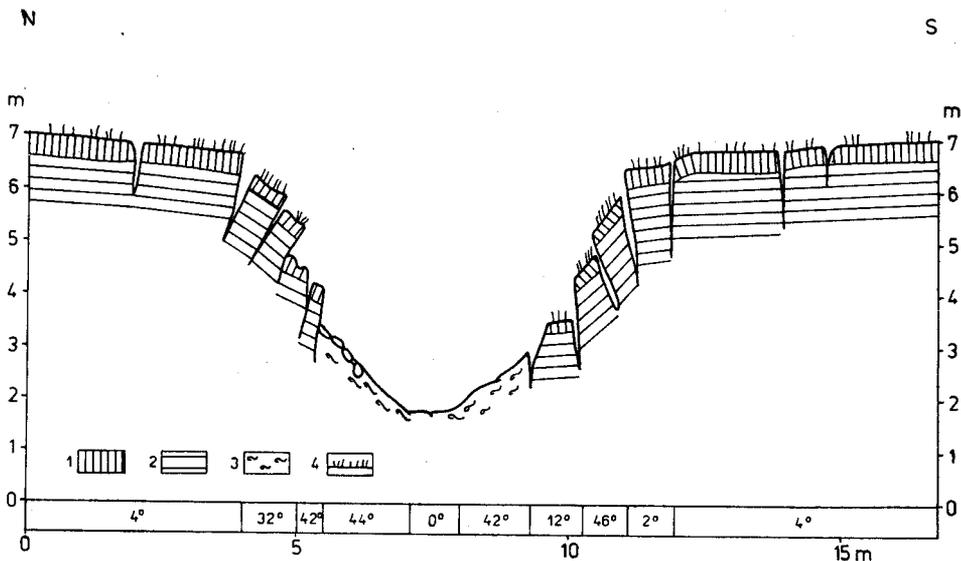


Abb. 3 Querprofil durch die Schlucht beim Dorf Tabaga. Vermessen von den Verfassern am 11. 9. 1970.

Erläuterungen: 1. Bodenhorizont, 2. Lehme, 3. durchfeuchtete Lehme, 4. Vegetation (Gras)

bis 2 m aufweisen. Die Hauptschlucht hat im Querprofil meist die Form des Buchstabens V. Die anliegende Oberfläche weist erweiterte parallele Risse bis in die Entfernung von 5 m von der Schluchtkante auf. In der Nähe der Kante neigen sich Blöcke in der Richtung zur Schlucht. Mit dem fortschreitenden Auftauen des Dauerfrostbodens nimmt ihre Neigung zu, sie stürzen in die Schlucht, wo sie zerfallen und zum Boden rutschen. In den unteren Abschnitten der Schluchtwände fließen durchfeuchtete Lehme. Stellenweise kommt es zur Bildung von Solifluktionszungen. Der Schluchtboden wird auf diese Art und Weise ununterbrochen mit aufgetautem Material überdeckt, das das Wasser nicht imstande ist wegzutragen. Anfangs verlängert sich die Schlucht auf diese Art und Weise um mehrere zehn Meter im Jahr, später kommt jedoch ihr Anwachsen zum Stehen. Sie wird teilweise mit dem aufgetauten Material ausgefüllt und an ihrer Stelle entsteht eine Delle. Darin besteht der Unterschied in der Schluchtentwicklung im untersuchten Gebiet im Vergleich mit den dauerfrostbodenfreien Gebieten.

Im zweiten Stadium der Entwicklung der Thermokarstformen durch Seitendegradation des Dauerfrostbodens werden die Bajdzarachs allmählich zerstört und es beginnt sich eine ovale, amphitheatralische, Depression zu bilden, die Thermokar genannt wird. Der Thermokar ist in der Richtung zum Tal oder Alas offen und von

hier beginnt die Degradation des Dauerfrostbodens. An den übrigen Seiten ist diese Depression mit vertikalen oder überhängenden Wänden geschlossen, an denen nicht selten Eiskeile austreten (Photo 4). Der Boden des Thermokars entwickelt sich allmählich, wobei zu Beginn der Thermokarentwicklung auf dessen Boden Bajdzarachreste vorkommen. Ein Beispiel der beginnenden Thermokarentwicklung haben wir am Alasabhang (Neigung 28°) beim Benzinlager in der Nähe der Gemeinde Tabaga studiert. Am Südhang eines großen Alases wurde im September 1969 die Lärchentaiga gefällt für Zwecke des Ausbaues eines Benzinlagers. Im Laufe eines Jahres degradierte an dieser Stelle der Dauerfrostboden und es entwickelte sich ein Thermokar. Oberhalb des Hanges, erstreckt sich eine Ebene (Neigung 3°) auf der Polygone mit einem Durchmesser von 10 m entwickelt sind. Der Thermokar ist mit Wänden, die eine Böschung von 43° aufweisen, begrenzt. Die Wände sind feucht infolge Auftauens des Bodeneises und rutschen. Im Längsprofil ist der Thermokar ungefähr 20 m lang. Seine größte Tiefe ist 4 m. Am Boden blieben noch ungefähr 1 m hohe und 4 m lange Bajdzarach erhalten. Sie haben die Form flacher Brotleibe und zerrinnen langsam. Die Depressionen zwischen ihnen sind 3 m breit und mit Wasser und dünnem Schlamm ausgefüllt.

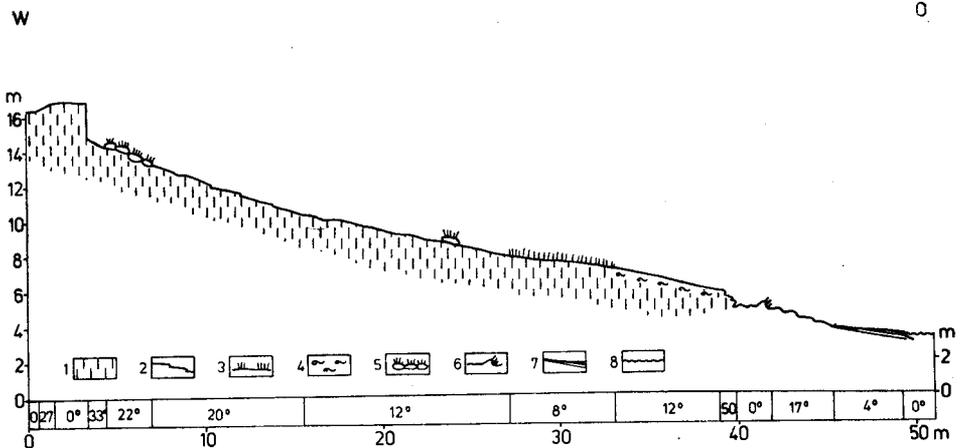


Abb. 4. Längsprofil durch den Thermokar auf dem Ufer des Ulahan-Ebe-Sees. Vermessen von den Verfassern am 13. 9. 1970. Erläuterungen: 1. graue sandige Lehme, 2. Solifluktuationsablagerungen, 3. Gras, 4. durchfeuchtete Lehme (Schlamm), 5. Rasen, 6. Solifluktuationsstufen, 7. Schwemmkegel, 8. Seewasserspiegel

Der Boden der Thermokare verebnet sich allmählich. Dies sieht man deutlich in Abb. 4 des Thermokares im isolierten Hügel am Ufer des Ulahan-Ebe-Sees südlich Čurapča. Der Hügel am Seeufer ist aus grauen sandigen Lehmen mit hohem Eisgehalt gebaut. Er ist der Rest der ursprünglichen Oberfläche, die durch Thermokarstprozesse zerstört wurde. Er erreicht die Höhe von ungefähr 15 m. Auf dem zum See ausgerichteten Steilhang, dessen Böschung 33° beträgt, ist ein Thermokar entwickelt, der eine amphitheatralische Form hat und in der Richtung zum See offen ist. Er besteht einerseits aus dem amphitheatralischen Teil und andererseits aus einer trogförmigen Furche mit steilen Hängen und einem flachen Boden. Der

amphitheatralische Teil ist 13,80 m breit und seinen Abschluß bildet eine vertikale, 2–3,5 m hohe Wand. Die Wände des amphitheatralischen Teiles bilden Steilhänge, die eine Höhe von 7,5 m erreichen. Den Boden bilden Lehme mit einzelnen Blöcken gefrorener Lehme und Rasen. Die Neigung des Bodens nimmt von 33° am Fuß des Thermokarabschlusses bis auf 12° im mittleren Teil ab. Die Länge dieses oberen Teiles beträgt 24 m. Die Breite des Bodens ist 5–6 m. Die trogförmige Furche ist 18 m lang und die Neigung ihres flachen Bodens schwankt zwischen 8 und 17°. Die Hänge sind hier mäßiger geneigt und ihre Höhe nimmt allmählich ab. Sie rutschen und das Material wird durch Solifluktion auf dem Boden befördert. Am Ausgang der trogförmigen Furche entstehen bis 1 m hohe Solifluktionsstufen. Auf dem Seeufer ist unter der Mündung des Thermokares ein flacher Schwemmkegel entwickelt. Die Tiefe des Ulachan-Ebe-Sees beträgt 1,70 m in der Entfernung von 4 m vom Ufer. Manche Thermokare im untersuchten Gebiet erreichen beträchtliche Dimensionen.

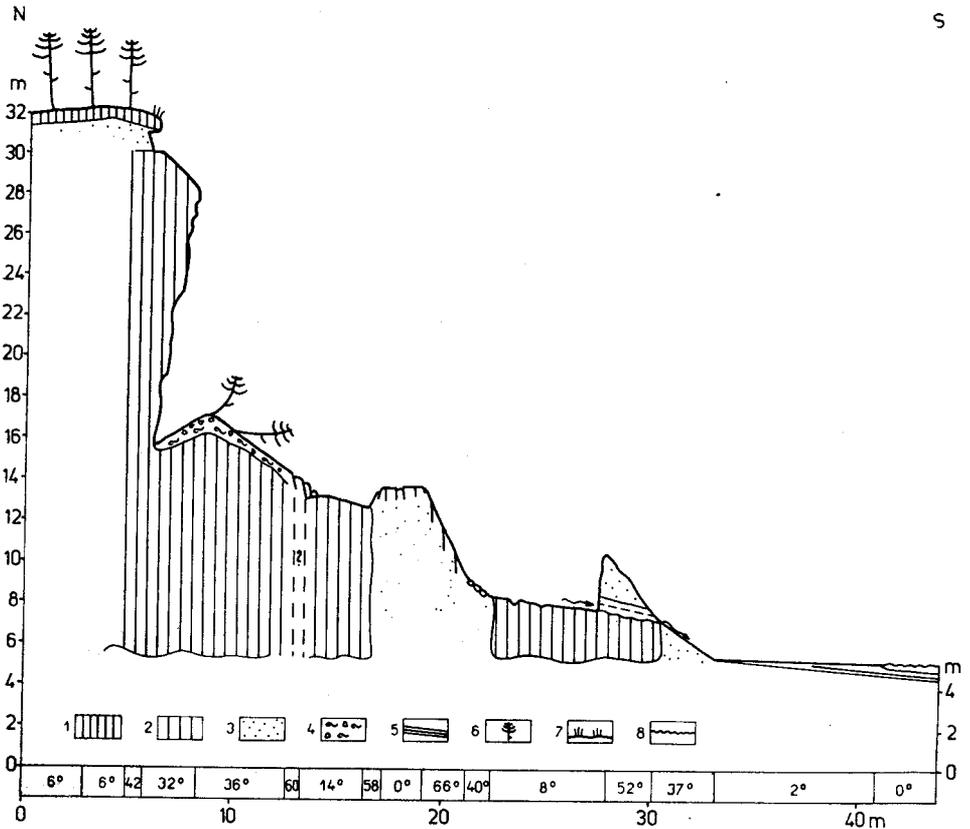


Abb. 5 Längsprofil durch den Thermokar beim Tulun-See. Vermessen von den Verfassern am 17. 9. 1970.

Erläuterungen: 1. Eiskeile, 2. Bodenhorizont, 3. lehmiger Sand, 4. Rutschmaterial, 5. Schwemmkegelablagerungen, 6. Vegetation (Lärche-Larix dahurica), 7. Vegetation (Gras), 8. Seewasserspiegel

Bei tiefen Thermokaren werden an den Hängen hohe Eiskeile entblößt. Einen großen Thermokar haben wir auf dem 25—30 m hohen gegen Süden blickenden Hang (Neigung 38°) des Tulun-Sees studiert (Abb. 5). Der Thermokar hat einen Querdurchmesser von 43 m und ist 26 m lang. Seinen Abschluß bildet eine vertikale, 16 m hohe, Wand. Sie besteht aus Eiskeilen in braunen lehmigen Sanden. Die Eiskeile haben an der Wand eine sichtbare Höhe von 12,60 m. Ihre maximale sichtbare Breite beträgt 6 m. Die oberen Grenzen der Eiskeile liegen in der Tiefe von 1,80 m unter der Terrainoberfläche. Die Mächtigkeit des Auftaubodens betrug zur Zeit unserer Forschungen (am 17. 9. 1970) 1,40 m. An der Wand tauen die Eiskeile und auch das Segregationeis in den Sanden auf und Blöcke gefrorenen Sandes fallen zum Boden. Die durchfeuchtete Masse rutscht auf dem Boden des Thermokares in Form von Schlammströmen. Oft fallen auch Bäume zum Boden. Das Eis taut langsamer auf als der gefrorene Sand zwischen den Eiskeilen. Deshalb bilden die Eiskeile auf dem Boden konvexe Formen. In der Entfernung von 12 m von der vertikalen Wand ist ein aus Sand gebauter Bajdžarach. Er hat eine maximale Höhe von 5 m und die Form eines Kegelstumpfes mit einem flachen zerklüfteten Gipfel. Am Ausgang des Thermokars hat sich das Schmelzwasser einen Tunnel im Bodeneis ausgehöhlt. Das Schmelzwasser hat auf dem Seeufer einen flachen, aber großen Schwemmkegel mit einem Durchmesser bis 10 m gebildet. Die Wände des Thermokares fallen unter dem Winkel von 30° zum See. An den Wänden des Thermokares befinden sich Bajdžarachs und stellenweise auch Eiskeile.

In großen Thermokaren sammelt sich Wasser an und bildet einen kleinen See. Die Anwesenheit des Wassers beschleunigt wesentlich die Entwicklung der Thermokare.

Die Wände der Thermokare weichen parallel zurück. Das ursprüngliche Niveau der Oberfläche wird allmählich niedriger und es entsteht ein niedrigeres und was die Höhe anbelangt dem Thermokarboden entsprechendes, Niveau. Falls die Bodenmenge infolge dessen unregelmäßiger Verteilung kleiner ist, kann es zur Unterbrechung der Entwicklung des Thermokars und dessen Stabilisierung kommen. Als Beispiel dafür kann der stabilisierte Thermokar auf dem Abhang des Tulun-Sees dienen, der ungefähr 60 m breit und 70 m lang ist. Dessen Abschluss bildet eine amphitheatralische Wand. Ihre Höhe beträgt ungefähr 20 m und ihre Neigung 33°. Sie ist aus hellbraunem lehmigem Sand gebaut und hat eine unebene Oberfläche. Das Bodeneis tritt nirgends auf der Wand aus. Heutzutage ist die Wand nur der Wirkung der Wassererosion ausgesetzt. Am Thermokarboden sind zwei Bajdžarachs mit einem Durchmesser von 15—20 m. Die Oberfläche der großen Bajdžarachs ist durch kleinere Bajdžarachs zergliedert, deren Durchmesser 1,0—1,5 m erreichen. Die Bajdžarachs sind teils kahl und teils mit Gras bewachsen. Bei der Thermokarmündung sind vier niedrige Thermoabrasionsterrassen des Tulun-Sees entwickelt.

6.12 Die Degradation des Dauerfrostbodens von oben

Die Degradation des Dauerfrostbodens von oben haben wir in Mitteljakutien besonders an den mäßigen Hängen der Wasserscheidegebiete studiert. Die Formen und der Umfang der Thermokarerscheinungen hängen auch in diesem Falle vom Bodeneisgehalt und dessen Typ ab. Falls die Ablagerungen nur eine kleine Eismenge oder nur Segregationeis enthalten, kommt es zu einem allgemeinen mäßigen Einstürzen der Oberfläche. Obzwar keine diesbezüglichen Angaben aus Mitteljakutien zur Verfügung stehen, kann man darauf auf Grund der in der Jano-Indigirskaja

nizmennost durchgeführten Messungen (L. E. Vebernikov, 1966, S. 39) schließen. Nach dem Brand am Ufer des Flusses Jana in den Tagen vom 25. bis 27. Juli 1953 hat sich die Mächtigkeit des Auftaubodens vergrößert und es kam zu einem Thermokarstprozeß. Den im August 1965 vorgenommenen Messungen nach betrug die Mächtigkeit des Auftaubodens an der Brandstätte 0,8 m, während sie in der anliegenden Taiga nur 0,4–0,45 m betrug. Die Terrainoberfläche an der Brandstätte senkte sich um 0,2 m.

Einen wesentlich größeren Umfang haben die Thermokarstformen im Falle der Dauerfrostbodendegradation von oben in Lockergesteinen mit einem hohen Eisgehalt und besonders mit einem entwickelten Eiskeilensystem. Der Beginn der Dauerfrostbodendegradation von oben äußert sich durch das Auftauen der Eispolygone und die Entstehung von Polygonen mit konvexem Kern (high-centered polygons). Polygone mit konvexem Kern, dessen mittlere Teile um 0,6–1,0 m höher als die Randteile sind, haben wir anschaulich auf der Grasfläche an der Wasserscheide, 8 km südlich des Sees Ulachan-Ebe beobachtet. Die ausgeprägten Polygone haben hier einen Durchmesser von ungefähr 10 m. In der Richtung zur Kante des benachbarten Alases vertiefen sich die Furchen zwischen diesen Polygonen bis auf 3 m. Manche Depressionen haben im Querprofil die Form des Buchstabens V, andere haben eine trogartige Form mit einer flachen, bis 3 m breiten Sohle. Die Polygonkerne und die Furchen sind mit hohem Gras bewachsen. Am Alasrand bei den tiefen Furchen beginnen jedoch die Abhänge bereits Spalten zu bekommen, deren Breite sogar 0,3 m und Tiefe 0,7 m erreicht. Die Furchen waren trocken, wahrscheinlich infolge einer guten Entwässerung in den naheliegenden Alas.

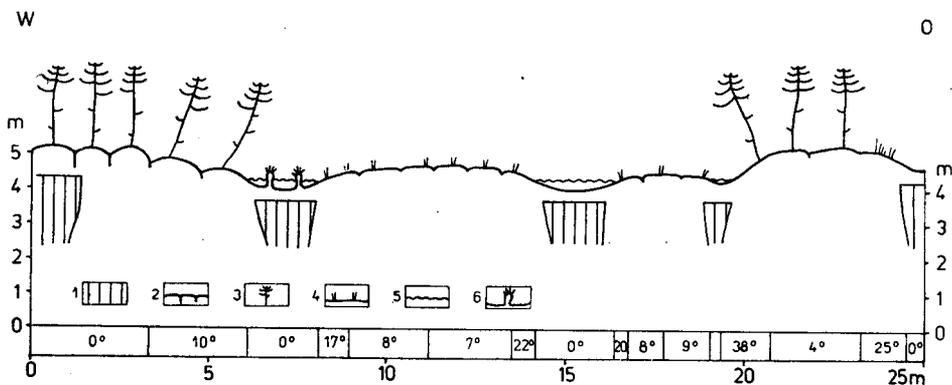


Abb. 6 Profil durch die Bajdžarachs und die schüsselförmige Depression (8 km südlich des Ulachan-Ebe-Sees). Vermessen von den Verfassern am 13. 9. 1970.

Erläuterungen: 1. Eiskeile, 2. zerklüftete Terrainoberfläche, 3. Lärchen (*Larix dahurica*), 4. Vegetation (Gras), 5. Wasserspiegel, 6. Thufure

An der oben erwähnten Fläche konnte man auch das nächste Entwicklungsstadium der Thermokarstdepressionen beobachten. Hier sind einerseits große Polygone (Durchmesser von 8–10 m) und andererseits kleine Polygone mit Durchmessern von ungefähr 1 m entwickelt. An dieser Stelle kam es wahrscheinlich infolge Entwaldung zum Auftauen der Eiskeile. Oberhalb der Eiskeile sind bis 2 m breite Depressionen entstanden. Sie sind mit Wasser gefüllt, dessen Tiefe 0,25 bis 0,3 m er-

reicht. Die Terrainoberfläche hat sich schüßelförmig eingesenkt. Auf den Polygonkernen bekommt die Grasdecke Risse und es entstehen Bajdžarachs mit einer kahlen Oberfläche. Diese Depression hat die Form eines Vielecks. Ihren Boden bilden flache Bajdžarachs, deren Gipfel über dem Wasserspiegel emporragen. Der Saum der schüßelförmigen Depression ist unregelmäßig. Er wird durch rutschende Hänge höherer Polygone gebildet, die eine Neigung von 10–38° haben. Das umliegende Gelände ist nur um ungefähr 0,5 m höher als die Gipfel der Bajdžarachs, und um 1,20 m höher als die Böden der mit Wasser überschwemmten Depressionen (Abb. 6).

Die Bajdžarachs haben verschiedene Formen. In den Anfangsstadien haben sie einen flachen Gipfel. Z. B. die Bajdžarachs in der Lehmgrube bei der Talssperre Nr. 3 bei der Gemeinde Chorobut hatten die Form von Kegelstumpfen. Ihr Durchmesser war 8–9 m. Die flachen Gipfel hatten eine Neigung von 1–3° und waren zerklüftet. Die Böschungen der Bajdžarachhänge schwankten zwischen 26–36°. Die Bajdžarachhänge waren feucht und rutschten. Die Furchen zwischen den Bajdžarachs hatten die Form des Buchstabens V und waren 1–2 m tief. Auf dem Boden der Depressionen hat sich Wasser gesammelt, dessen Tiefe bis 0,3 m erreichte. Die Bajdžarachs bei der Straße Majja-Tjungjulju ungefähr 6 km hinter der Stadt Majja hatten demgegenüber die Form eines Brotleibes (Abb. 7). Sie sind infolge des Auftauens des Eiskeilnetzes (Durchmesser der Polygone 6–7 m) entstanden. Die leibförmigen Bajdžarachs hatten am Gipfel Neigungen von ungefähr 3°. Sie waren voneinander durch 0,5–1,30 m tiefe Furchen mit konvexen Hängen getrennt, deren Neigungen 41–44° erreichten. Die flachen Gipfel der Bajdžarachs waren beinahe kahl, nur stellenweise kam spärliches Gras vor. Die Bajdžarachhänge waren durch Austrocknungsrisse, die eine Tiefe von 0,5 m erreichten, zerklüftet. Die Austrocknungspolygone hatten Durchmesser von 0,7–1,1 m. Die Hänge der Bajdžarachs waren feucht und rutschten allmählich in die Furche. Die Furchen waren zur Zeit der Beobachtungen (10. 9. 1970) trocken. Der Schlamm auf dem Boden der Depressionen deutet jedoch darauf hin, daß sie während gewisser Jahreszeiten mit Wasser gefüllt sind.

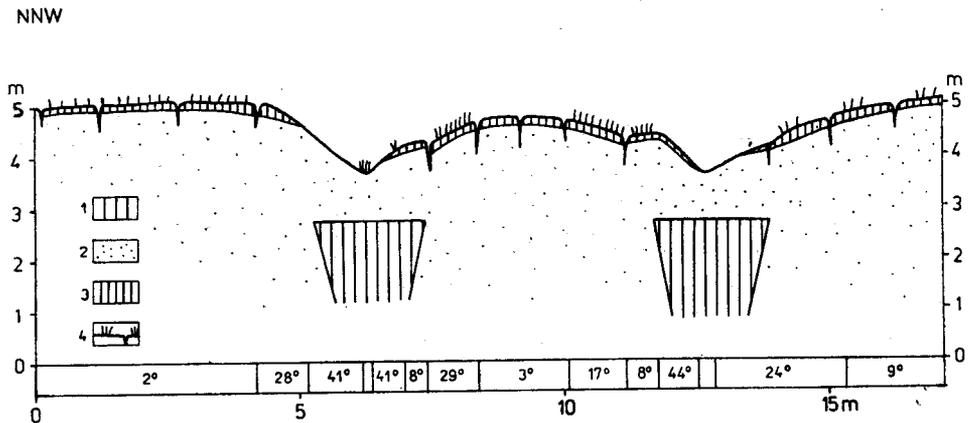


Abb. 7 Profil durch die Bajdžarachs bei der Stadt Majja. Vermessen von den Verfassern am 10. 9. 1970.

Erläuterungen: 1. Eiskeile, 2. Sand, 3. Bodenhorizont, 4. Vegetation (Gras)

Die weiteren Entwicklungsstadien der Thermokarstdepressionen haben wir an der Wasserscheidefläche zwischen dem Dorf Bjutėjdach und der Farm Oajspyt studiert. Auf einer ebenen Fläche waren hier Polygone mit konvexen Kernen und Durchmesser 8—10 m entwickelt (Photo 5). Auf dieser Fläche war außerdem eine unregelmäßige, flache Vieleckdepression mit Dimensionen 30×15 m, deren Boden unter Wasser stand. Die Tiefe des Wassers war 0,8 m und auf dem Boden der Depression konnte man die Bajdžarachs kaum noch unterscheiden. Die Hänge der Depression waren jedoch nur mäßig geneigt. Auf den Hängen waren 0,5—0,8 hohe Bajdžarachs. In Jakutien werden solche Depressionen Đujodas genannt (Photo 6).

In der Entfernung von ungefähr 21 m von der Đujoda war das nächste Entwicklungsstadium, das man bereits als beginnenden Alas bezeichnen kann. Es ist dies eine ovale, ungefähr 43 m lange und 22 m breite, Depression. Sie hat 2—5 m hohe steile Hänge, auf denen Bajdžarachs vorkommen. Stellenweise kommt es zu Rutschungen der Hänge. Fast der ganze Boden des Alases stand unter Wasser.

Das untersuchte Gebiet (zwischen dem Dorf Bjutėjdach und der Farm Oajspyt) ist dadurch bedeutend, daß man an einer und derselben Stelle den Übergang von den Polygonen mit konvexen Kernen über die Đujoda zum Alas beobachten kann. Als Alas bezeichnet man einen ausgeprägten abflußlosen Kessel mit kreisförmigem oder ovalem Grundriß, der infolge der Thermokarstprozesse entstanden ist, ausgeprägte Hänge und einen flachen Boden mit einem See hat.

Verschiedene Stadien der weiteren Alasentwicklung haben wir an mehreren Orten beobachtet. Z. B. 3 km vom Dorf Suola ist ein gut entwickelter junger Alas ovaler Form (Photo 7). Er ist 300 m lang, 200 m breit und 6 m tief. Auf seinem Boden kann man noch Spuren von Bajdžarachs und Bäume der ursprünglichen Taiga finden. Der Boden ist mit einem See bedeckt. Die Hänge des Alases weisen eine ausgeprägte Asymmetrie auf. Auf dem gegen Süden blickenden Hang sind Bajdžarachs entwickelt und es verlaufen dort intensive Thermokarstprozesse. Der gegen Norden exponierte Hang ist mit Gras bedeckt. An manchen Stellen erreichen die Alase im fortgeschrittenen Entwicklungsstadium bedeutende Dimensionen. Ein großer Alas befindet sich z. B. in der Umgebung der Stadt Borogoncy (Abb. 8).

Der See ist von wesentlicher Bedeutung für die Entwicklung der Alase. Sobald die Tiefe des Sees eine gewisse Grenze übersteigt, friert der See im Winter nicht mehr bis zum Boden durch. Das Wasser im See wird auf diese Art und Weise zur Wärmequelle und unter dem See beginnt sich ein Talik zu entwickeln. Die Wärme wird von dem Seewasserspiegel infolge großer Beweglichkeit des Wassers und der Vergrößerung der Wasserdichte zu den gefrorenen Gesteinen im Liegenden des Sees übertragen. Es kann aber sogar der Fall eintreten, daß auch ein seichter See, der im Winter bis zum Boden durchfriert, die liegenden Gesteine erwärmen kann. Dieses Problem wird in nächster Zukunft in einer anderen Arbeit behandelt werden. Für Mitteljakutien stehen wenige Angaben über die nötige Tiefe, bei der der See nicht bis zum Boden durchfriert, zur Verfügung. Für Nordostsibirien führt S. V. Tomirdiaro (1966, S. 29) an, daß die Süßwasserseen nicht bis zum Boden bei einer Tiefe von 1,4 bis 1,6 m durchfrieren. Da die größte Anzahl der Eiskeile bei der Terrainoberfläche vorkommt, verläuft das Zerstoren der Ufer schneller, als das Auftauen in die Tiefe. Infolgedessen nimmt eher die Breite als die Tiefe der Seen und damit auch der Alase zu. S. V. Tomirdiaro (1965, S. 30) führt an, daß auch große, 5—10 km lange Seen nicht tiefer als 2—3 m sind. In der Tundra führen die starken, auf den ausgedehnten, aber seichten Seen wehenden Winde zu einer wesentlichen Einebnung des Seebodens und zu einer gleichmäßigen Verteilung der Ablagerungen. Die Seen

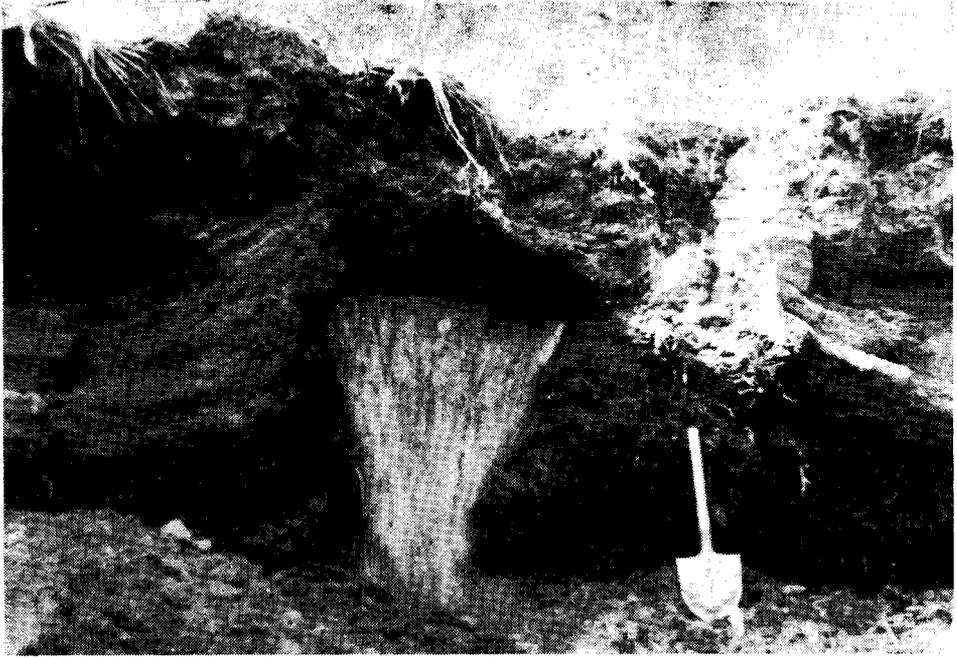
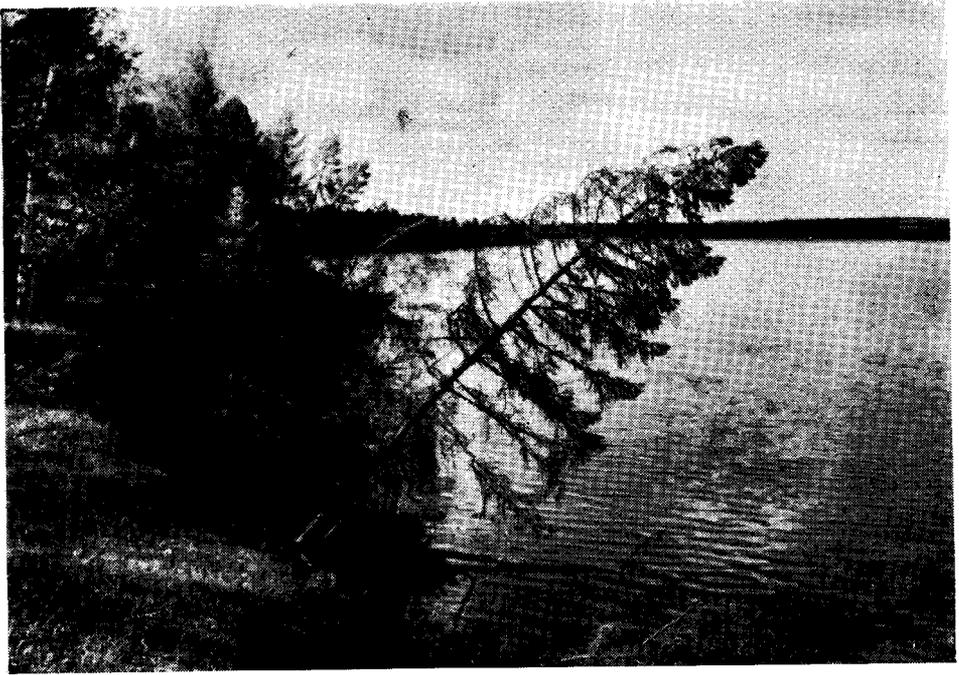


Photo 1 Rezenter Eiskeil in der Talauo dor Lena in der Lokalität Šamanskij bereg. Photo
T. Czudek (1969)



Photo 2 Kreuzung der Eiskeile des Polygonalnetzes bei Tjungulju. Photo J. Demek (1970)



· Photo 3 Thermoabrasion auf den Seeufern in Čurapča. Photo J. Demek (1970) ·

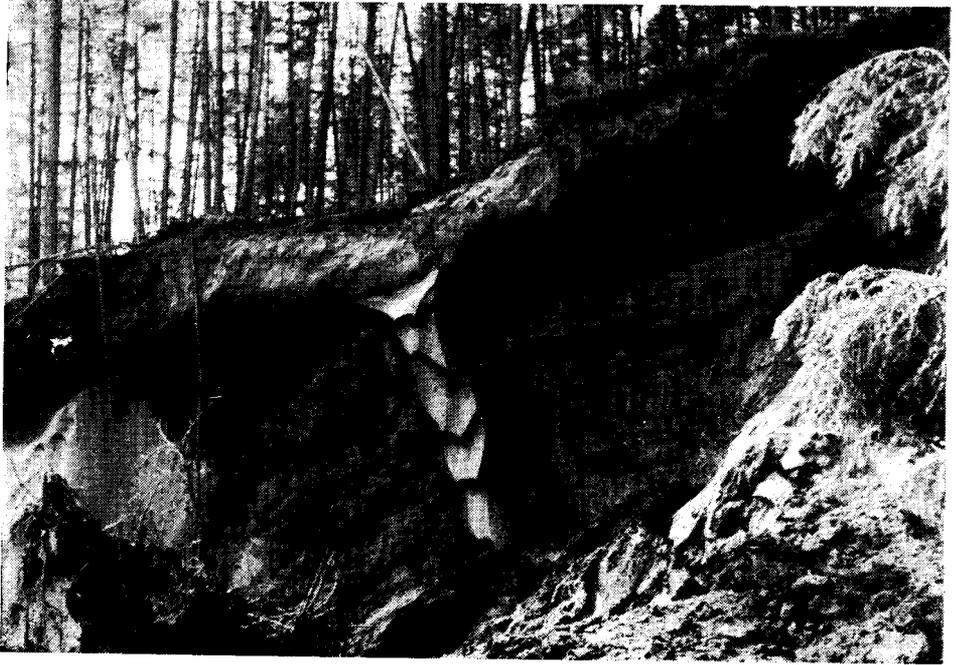


Photo 4 Eiskeil auf der Wand im Thermokarabschluß auf Mamontovaja gora (am Fluß Aldan).
Photo T. Czudek (1969)



Photo 5 Polygone mit konvexem Kern. Beginn der Entwicklung des Thermokarstes von oben.
Fläche zwischen dem Dorf Bjutėjdach und der Farm Oajspyt Photo J. Demek (1970)



Photo 6 Ďujoda auf der Fläche zwischen dem Dorf Bjutějdach und der Farm Oajspyt. Photo J. Demek (1970)



Photo 7 Junger Alas auf der Fläche 3 km vom Dorf Suola. Photo J. Demek (1970)



Photo 8 Durch Austauen von Eiskeilen infolge Thermoerosion entstandene Schlucht auf der Stufe zwischen zwei Alasen zur Zeit der Frühjahrsschneeschmelze (Mai 1969) südöstlich der Gemeinde Magyras. Photo T. Czudek (1969)

weisen auf diese Art und Weise nicht selten dieselbe Tiefe auf die Entfernung von vielen Kilometern auf. Die Seen in Mitteljakutien verschieben sich meist in der Richtung, in der Ablagerungen mit einem höheren Eisgehalt vorkommen. An diesen Stellen ist der See gewöhnlich tiefer.

Zu Beginn ihrer Entwicklung haben die Seen eine unregelmäßige Form. Dies ist die Folge der Polygonalstrukturen, durch deren Zerstörung sie entstehen. Im Norden haben sie manchmal eckige Formen (S. V. Tomirdiaro, 1965, S. 30). In der mitteljakutischen Taiga überwiegen kreisförmige oder ovale Seen. Die Verminderung der

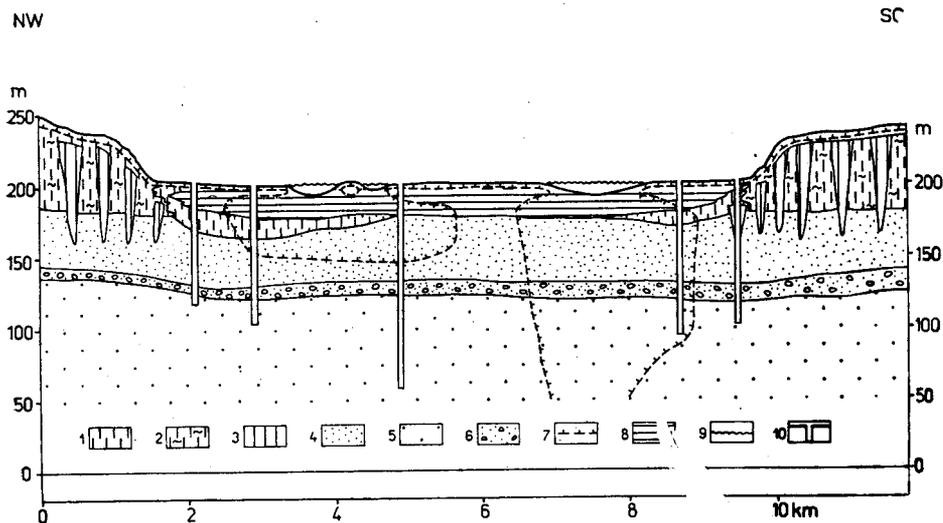


Abb. 8 Querprofil durch den Alas Mjurju bei der Stadt Borogony (nach M. S. Ivanov, 1969, S. 85). Erläuterungen: 1. nach dem Austauen des Bodeneises verfestigte Lehme, 2. Lehme mit hohem Bodeneisgehalt, 3. Eiskeile, 4. Staubsande, 5. Sande, 6. Schotter, 7. Grenze des Dauerfrostbodens, 8. lakustrine Ablagerungen, 9. Wasserspiegel, 10. Bohrungen

Seetiefe auf 1,0—0,8 m führt zum Durchfrieren des Sees im Winter bis zum Boden. Die Winterabkühlung ist dann meist größer, als die Sommererwärmung und der Talik unter dem See beginnt durchzufrieren. Der Talik friert sehr langsam durch. Dies verursacht die Migration des Wassers aus dem Rest des Unterseetaliks zur Front des Durchfrierens. Deshalb haben die lakustrinen Ablagerungen einen hohen Eisgehalt. In manchen Alasen des Mitteljakutischen Tieflandes haben wir auf ihrem Boden Eiskeile festgestellt. Hier können zwei Möglichkeiten eintreten: es kann sich um nicht ausgeaute Reste der ursprünglichen Eiskeile handeln, oder es können beim Durchfrieren des Taliks neu entstandene Eiskeile sein.

In manchen Alasen entstehen Pingos. In Jakutien werden sie Bulgunnjache genannt. Die Pingos sind Hügel verschiedener Dimensionen und meistens mehr oder weniger kegelförmiger Form. Ihr Kern besteht entweder aus reinem Eis oder aus Böden mit hohem Eisgehalt.

Die allgemeine Ursache der Entstehung der Pingos scheint im Mitteljakutischen Tiefland das Durchfrieren des Restes des geschlossenen Taliks besonders nach Austrocknung oder Vererdung des Sees auf dem Alasboden zu sein. Dieses, in der Win-

terperiode verlaufende Durchfrieren dauert viele Jahre — es schreitet nicht nur von oben, aber wahrscheinlich auch von unten und von den Seiten fort — und es kommt zur Aggradation des Dauerfrostbodens. Das Durchfrieren führt zur Vergrößerung des Umfanges des Taliks, zur Entstehung von Drücken, die — nachdem sie einen gewissen Wert erreicht haben — zur Hebung des Taliks und dadurch der Oberfläche des Alasbodens führen. Die Pingos wirken dann wie eine Ansaugstelle, die das Wasser von unten und auch von den Seiten ansaugt. Das Wasser gefriert und sein Volumen vergrößert sich. Dadurch kommt es zum Wachsen der Pingos. Die Entwicklung der Pingos dauert einige Jahre und neue Pingos entwickeln sich auch heutzutage. Ihre Entstehung hängt eng mit der Entwicklung der Alase zusammen. Dort, wo sie in den Alasen nicht vorkommen, kann man ihre Abwesenheit dadurch erklären, daß

- a) sie entweder noch nicht entstehen konnten,
- b) sie bereits vollkommen zerstört sind, oder
- c) keine Bedingungen für ihre Entwicklung vorhanden sind.

Die Pingos sind vorübergehende Formen, auch wenn sie viele Jahre existieren können. In fortgeschrittenen Entwicklungsstadien der Alase sind sie verhältnismäßig selten (P. A. Solovjev, 1952, S. 257). An vielen Pingos der Lena-Amga-Wasserscheide wachsen bis ungefähr 100 Jahre alte Bäume.

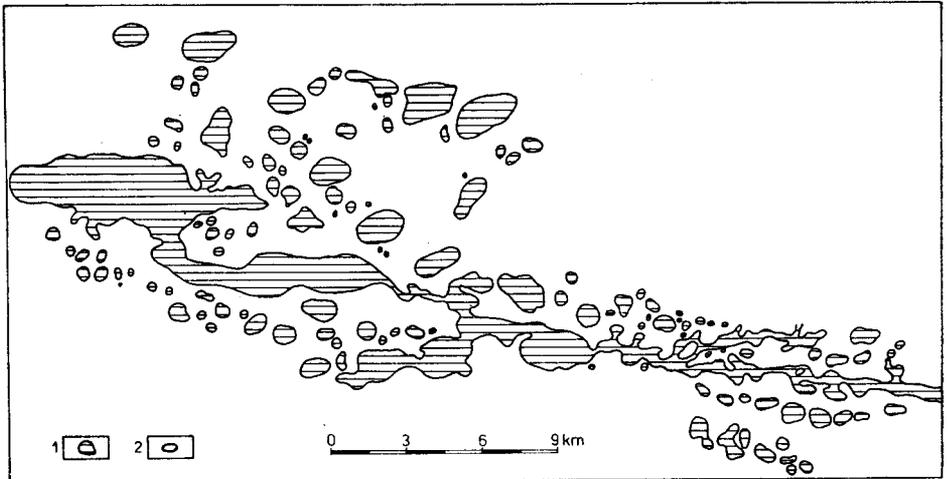


Abb. 9 Schematische Karte der Alase und Alastäler in der Umgebung der Stadt Majja. (Nach E. M. Katasonov und P. A. Solovjev, 1969, S. 72).

Erläuterungen: 1. Alase und Alastäler, 2. Reste der ursprünglichen Oberfläche in den Alastälern

Durch die Zerstörung der Wasserscheidegebiete zwischen den Alasen entstehen Alastäler. Zum Unterschied von „normalen“ Flußtälern bestehen sie aus beckenartig erweiterten Abschnitten und engeren Verbindungsabschnitten (Abb. 9). Zu Beginn ihrer Entwicklung kommt es zur Ausgleichung der Höhenunterschiede zwischen den Böden der einzelnen Alase. Mit Rücksicht besonders auf die verschiedene Mächtigkeit des Eiskomplexes können nämlich manche Alase tiefer und andere weniger

tief sein. Auf dem Boden der Alastäler pflegen keine ständigen Wasserläufe zu sein. Nur im Frühling, während der Schneeschmelze, fließt hier einige Tage ein Strom reines Wassers. Anschaulich konnten wir diese Erscheinung bei der Frühjahrs-schneeschmelze auf der Lena-Wiljuj-Wasserscheide im Mai 1969 beobachten. Der 0,30—0,50 m mächtige Wasserstrom floß über den ganzen grasbewachsenen Alastalboden. Das Wasser war klar und trieb nur organische Stoffe (Holzbruchstücke und Grashalme). Zur Erosion kam es nur auf den Stufen zwischen verschiedenen tiefen Alasen. Hier sind Schluchten auf den durch Thermoerosion austauenden Eiskeilen entstanden (Photo 8). Nach 3—4 Tagen sank das Wasser und die Böden waren das ganze Jahr über trocken. Nicht einmal nach Regengüßen floß auf den Alastal-sohlen Wasser.

Die Verfasser möchten ihren herzlichen Dank den Mitarbeitern des Institut merzlotovedenija SO AN SSSR in Jakutsk und besonders dessen Direktor, dem korresp. Mitglied der Akademie der Wissenschaften der UdSSR, Prof. P. I. Melnikov, DSc., und den wissenschaftlichen Arbeitern V. L. Suchodrovskij, M. S. Ivanov und P. A. Solovjev für ihre Hilfe bei den in Mitteljakutien durchgeführten Forschungsarbeiten aussprechen.

Literatur

- Bašlavin, D. K. (1970): O roli požarov v formirovanii sklonov v rajonach razvitiya večnoj merzloty. Vestnik Moskovskogo universiteta, 1970, 5, S. 115—117, Moskva
- Čistjakov, G. E. (1952): Ruslovyje processy na reke Leně v rajone goroda Jakutska. Issledovanie večnoj merzloty v Jakutskoj republike, vyp. 3, S. 213—225, Moskva
- Efimov, A. I. (1964): Merzlotno-gidrogeologičeskije osobennosti pribrežnogo i ruslovogo učastkov r. Leny v rajone goroda Jakutska. Geokriologičeskije issledovanja Zapadnoj Sibiri, Jakutii i Čukotki. Ochrana nedr. Moskva
- Hussey, K. M.—Michelson, R. W. (1966): Tundra relief features near Point Barrow, Alaska. Arctic 19, S. 162—184, Montreal
- Katasonov, E. M.—Solovjev, P. A. (1969): Putěvoditel k ekskursii po Centralnoj Jakutii, S. 1—85, Jakutsk
- Koržujev, S. S. (1968): Morfostruktura i novějšije dviženija Jakutii. Problemy geomorfologii i neotektoniki orogennyh oblastej Sibiri i Dalnego Vostoka. Nauka, S. 225—234, Novosibirsk
- Krasnov, I. I. et cons., (1966): Geologija Sibirskoj platformy. S. 1—448, Nedra, Moskva
- Muchin, N. I. (1960): O značenii poligonalnych form reljefa v razvitii termokarsta v nizovjach Indigirki. Materialy k osnovam učeniya o merzlych zonach zemnoj kory, V, 2. 41—55, Izd. AN SSSR, Moskva
- Solovjev, P. A. (1952): Bulgunnjachi Centralnoj Jakutii. Issledovanie večnoj merzloty v Jakutskoj republike, vyp. 3, S. 226—258, Moskva
- Solovjev, P. A. (1959): Kriolitozona severnoj časti Leno-Amginskogo meždurečja. S. 1—144, Moskva
- Šaško, D. I. (1961): Klimatičeskije uslovija zemleđelija Centralnoj Jakutii. Izd. Akad. Nauk SSSR, S. 1—264, Moskva
- Tomirdiaro, S. V. (1965): Fizika ozernogo termokarsta v poljarnych nizmennostjach i v Antarktide i kriogennaja pererabotka gruntov. Kolyma, 1965, Nr. 7, S. 30—34, Magadan
- Tomirdiaro, S. V. (1966): Ozerno-termokarstovaja pererabotka severnych nizmennostej i jejo inženěno-geologičeskoje značenie. Materialy VIII. Vsesojuznogo meždudomstvennogo soveščanija po geokriologii (merzlotovedeniju), Vyp. 7, S. 24—34, Jakutsk
- Vebernikov, L. E. (1966): Nekotorye osobennosti formirovanija termokarstovogo reljefa pravoberežnoj terasy r. Jany. Materialy VIII. Vsesojuznogo meždudomstvennogo soveščanija po geokriologii (merzlotovedeniju), Vyp. 7, S. 35—42, Jakutsk

