

# Eiszeitstudien im Kaukasus.

Nach L. Distel und A. v. Reinhard.

(Mit 3 Textfiguren.)

Das Studium der eiszeitlichen Verhältnisse im Kaukasus ist bis vor kurzem nicht systematisch in Angriff genommen worden. Der klassische Erforscher dieses Gebirges, Hermann A b i c h, der in seinen ersten Studien über den Kaukasus die Existenz eiszeitlicher Spuren überhaupt leugnete, kam schließlich zu dem Ergebnis, daß die eiszeitlichen Gletscher bis zum Nordrand des Gebirges gereicht hätten, während sein Zeitgenosse E. F a v r e sogar das ganze nördliche Vorland als in die ehemalige Vergletscherung einbezogen annahm. Einen großen Fortschritt bedeutet in dieser Hinsicht die auf einer einzigen Exkursion (1881) gewonnene Anschauung des berühmten russischen Geologen J. M u s c h k e t o w, der auch im Ausmaß der eiszeitlichen Vergletscherung im Kaukasus ein Bindeglied zwischen den Alpen und den zentralasiatischen Gebirgen sah, indem in ihm die Vergletscherung einen Übergangscharakter zwischen der Vorlandvergletscherung der Alpen und den tief im Innern des Gebirges endenden Gletschern des Tian-schan getragen habe. In der Folgezeit versuchten M i c h a i l o w s k i und F o u r n i e r die Rekonstruktion einiger alter Gletscher im zentralen Teil des Gebirges mit wenig Glück und auf Grund nur spärlicher selbständiger Beobachtungen. Von maßgebendem Einfluß für eine Gruppe von Forschern wurde das Urteil von A. H e i m, der, gestützt auf die Beobachtungen auf einer vom Internationalen Geologenkongreß unternommenen Exkursion längs der Grusinischen Heeresstraße (1897), sich dahin aussprach, daß die in den Alpen schon damals als glazial gedeuteten Formen dem von ihm besuchten Teile des Kaukasus fehlen, und da er bezüglich der Grenzen der diluvialen Vergletscherung sich den Vorstellungen von Abich und Favre anschloß, mußte er schließen, daß im Kaukasus die Eiszeit keine nennenswerte morphologische Bedeutung gehabt haben könne. Diese Schlüsse Heims wurden von M e r z b a c h e r ohne eigene Studien auf den ganzen Kaukasus ausgedehnt, während E. R i c h t e r viel vorsichtiger sein Urteil dahin faßte, daß es bisher an geeigneten Beobachtungen zur Entscheidung dieser Frage fehle. Leider sind solche auch von einem sonst sehr gründlichen Kenner des Kaukasus, wie es M. v. D é c h y ist, nicht beigebracht worden und indem er unkritisch einander wider-

sprechende Schlüsse zu vereinigen suchte, gibt er ein Bild von der eiszeitlichen Vergletscherung des Kaukasus, wie es etwa den Anschauungen von Abich für die Nordseite entspricht, die übrigens auch in die meisten Handbücher übergegangen sind. So bestand also eine große Unsicherheit sowohl über die Grenzen der eiszeitlichen Vergletscherung als auch über ihre Bedeutung für die morphologische Ausgestaltung des Gebirges und es ist daher sehr zu begrüßen, daß ungefähr gleichzeitig und völlig unabhängig voneinander zwei mit den in Frage kommenden Erscheinungen wohl vertraute Forscher die eiszeitlichen Verhältnisse des Kaukasus zu ihrem Studienobjekt gewählt haben. Die endgültige Formulierung ihrer Ergebnisse liegt nunmehr vor.

Der durch seine Eiszeitstudien in den Hohen Tauern und die daran geknüpfte Diskussion bekannte Münchener Geograph L. Distel<sup>1)</sup> hat sich auf seiner Reise 1911 zu seinem Arbeitsfeld ein räumlich ziemlich beschränktes Gebiet gewählt, nämlich das Quellgebiet eines der bedeutendsten linken Zuflüsse des Tirek, des Baksán, das, fast vollständig im granitischen Kern des zentralen Gebirgsabschnittes und überdies in der Nachbarschaft heutiger Gletscher gelegen, die besten Aussichten für die Erkenntnis der bodengestaltenden Wirkungen der alten Gletscher bot. Das Schwergewicht seiner Beobachtungen, die von der jungvulkanischen Masse des Elbrus im W bis zum Adürsu-Gletscher im O reichen, liegt also auf morphologischem Gebiet. Nach Distel sind die Täler dieses Abschnittes einfache Abdachtungstäler, deren Entwicklung auch durch die späteren Lavaergüsse des Elbrus-Massives nicht wesentlich beeinflusst worden sei. Diese steilwandigen Täler erhielten durch eingelagerte Schwemmkegel und andere Aufschüttungen flache Sohlen und konkav ansteigende untere Gehängepartien, so daß das im übrigen einfach kastenförmige Profil aus der Entfernung den Eindruck eines Ganz- oder Halbtroges erweckt. Das aus den Alpen bekannte und gewöhnlich als für ehemals vergletscherte Gebirge charakteristisch gehaltene trogförmige Querprofil jedoch zeigt sich in dem untersuchten Gebiet, das hintere Adürsu-Tal ausgenommen, niemals; namentlich finden sich nicht leistenartige Verebnungsflächen an den Gehängen in der Form der alpinen Trogschulter, so daß sie als alte Talbodenreste gedeutet werden könnten, außer im Kürtük-Sültrantalsystem; wenn trotzdem Seitentäler als trogförmig bezeichnet werden können, so handelt es sich um ein „ganztaliges“, von keinem Schulterabsatz unterbrochenes Trogprofil, bei dem die untere konkave Rundung durch eingelagerte Schuttmassen erzeugt wird. Ebenso fehlt auch der für glaziale Alpentäler typische Trogschluß, trotz der vorhandenen Konvergenz von Gletscherarmen im Talhintergründe. Mündungsstufen finden sich bei einigen, gleichsohlige Mündungen

<sup>1)</sup> „Ergebnisse einer Studienreise in den zentralen Kaukasus“, Abh. d. Hamburger Kolonialinstitutes, Bd. XXII, 96 S. mit 33 Abb., 1 Kartenskizze und 1 Profiltafel, Hamburg, L. Friederichsen & Co., 1914.

bei anderen, nämlich oft gerade den kleinsten Nebentälern des Oberlaufes, was sich aus der verschiedenen, beziehungsweise gleich großen fluviatilen Erosionswirkung der Seitenbäche erklären ließe. Echte Kare sind relativ selten. Ihre mittlere Bodenhöhe schwankt auch bei ungefähr gleicher Höhe der Umrahmung und gleicher Exposition zwischen 2900 und 3500 m, so daß keine Beziehung zwischen Karen und der eiszeitlichen Schneegrenze gesucht werden könne. Bei anderen hochgelegenen Hohlformen fehlt die für echte Kare typische Rückwandumrahmung, so daß sie als glaziale Durchgangsmulden bezeichnet werden können, in welchen Eisströme ihren Anfang nahmen. Auch die aus den Alpen geläufigen Kleinformen bodengestaltender Wirkungen eiszeitlicher Gletscher, wie die Schlifflöcher und die Untergrabung der darüber aufragenden Steilwände, ja sogar Randhöckerlandschaften sind hier selten oder fehlen gänzlich.

Dieses Zurücktreten des glazialen Formenschatzes, namentlich des gewöhnlich als glaziale Übertiefung zusammengefaßten Formenkomplexes erfordert eine Erklärung und der Verfasser gibt selbst die drei Möglichkeiten der Erklärung an: entweder arbeiteten die Gletscher in den Alpen anders als im Kaukasus, oder es traten Störungen ein, die den glazialen Formenschatz nicht zur Entwicklung kommen ließen, oder der Taltrog ist in seiner Anlage mit Trogrand und Trogschluß nicht glazialen Ursprungs. Die erste Annahme ist von vornherein hinfällig; aber auch die zweite, wobei an Störungen durch die vulkanischen Ausbrüche im Eiszeitalter gedacht werden könnte, darf nicht verallgemeinert werden, da auch Seitentäler, in die die Wirkung des Vulkanismus niemals sich hat erstrecken können, durch dieses Zurücktreten der alpin-glazialen Formen gekennzeichnet sind. Es bleibt also nur die dritte Annahme: der Taltrog ist nicht ausschließlich glazialen Ursprungs und der Unterschied zwischen der Form der Glazialtäler in den Alpen und im Kaukasus muß in der verschiedenen Gestaltung der Täler und daher auch in einer verschiedenen Entwicklung beider Gebirge vor Eintritt der Eiszeit begründet sein. Nun hat Distel in seiner Tauernarbeit die Anlage des Taltroges, das heißt die Tatsache, daß die Trogform nicht schon an der oberen Gletschergrenze, sondern wesentlich tiefer einsetzt, dadurch erklärt, daß eine präglaziale fluviatile Erosionsrinne vorhanden war, die vom Gletscher trogförmig ausgestaltet wurde, und daß der Talauftschwung im sogenannten Trogschluß den Endpunkt präglazialer rückschreitender Wassererosion bedeute. Das Fehlen dieser Merkmale im Kaukasus würde sich somit so erklären, daß hier im präglazialen Tal keine neue präglaziale Rinne vorhanden war, sondern es nahm die Wassererosion einen ungestörten Verlauf vom ersten Beginn der Talbildung bis zum Eintritt der Vereisung.

Soweit die glazialmorphologischen Auseinandersetzungen des Verfassers. Bei aller Achtung vor der Richtigkeit seiner Beobachtungen und der Gültigkeit der daraus gezogenen Schlüsse mögen dazu doch einige Bemerkungen gestattet sein, die vielleicht auch dazu beitragen können, den angedeuteten Unterschied in der Entwicklung beider Ge-

birge, Alpen und Kaukasus, wenigstens andeutungsweise zu erklären. Was zunächst das Zurücktreten der glazialen Kleinformen anbelangt, so kann dies wohl durch die für trockenere Klimate charakteristische intensivere Gesteinszerstörung erklärt werden. Die Armut an Karen, die auch von anderen Beobachtern im Kaukasus betont wird, hängt einerseits mit der präglazialen Gestaltung des Reliefs zusammen, andererseits mit der Höhe der alten Gletscheroberfläche im Haupttale. Wenn daher der Verfasser bemerkt, daß zwischen der Anschauung Pencks, daß Kare dort fehlen, wo während der Eiszeit eine zusammenhängende Firn- und Eisbedeckung bestand, und seiner Annahme, daß die zentralen Ostalpen vor Eintritt der großen Vereisung Mittelgebirgsformen besaßen, ein unüberbrückbarer Widerspruch bestehe, so kann ihm darin nicht völlig zugestimmt werden. Allerdings unterliegen rundliche Rücken leicht völliger Verfirnung, aber die Herausbildung der Kare setzt nach Penck auch eine relativ tiefe Lage der alten Gletscheroberfläche voraus, so daß über diese (auch bei Mittelgebirgsformen) noch ausgedehnte Gehängepartien aufragten, auf denen sich in Erosionstrichtern, wie sie auch noch in reifen Gebirgen vorkommen, lokale Gletscher ansiedeln konnten, die diese zu Karen umformten. Vielleicht hat im Kaukasus die große Steilheit der über die alte Gletscheroberfläche aufragenden Gehängepartien Kare nur selten zur Entwicklung kommen lassen. Eine Beziehung zwischen Höhe des Karbodens und der diluvialen Schneegrenze kann nicht geleugnet werden. Tatsächlich enthält die Tabelle bei Distel (S. 72) eine Reihe von heute eisfreien Karen mit gleicher Karbodenhöhe und gleicher Höhe der Umrandung. Wo die Karbodenhöhe wesentlich größer ist, liegen eben noch Kargletscher darinnen, entsprechend der heute höheren Lage der Schneegrenze, und es können diese größeren Karbodenhöhen vielleicht im Sinne der Anschauungen von Penck dadurch erklärt werden, daß hier die eiszeitliche Gletscheroberfläche sehr hoch lag und erst bei ihrem Sinken, also bei höherer Schneegrenze, Raum für Kargletscher frei wurde.

Viel beachtenswerter sind die Ausführungen des Verfassers über das Zurücktreten der sogenannten glazialen Übertiefung und das Fehlen des für die Alpen so charakteristischen Trogprofils der einst vergletscherten Täler. Wenn dies auch nicht für den ganzen zentralen Kaukasus Geltung zu haben scheint — denn A. v. Reinhard beschreibt aus seinem Arbeitsgebiet häufig Trogtäler, Trogschultern und Mündungsstufen —, so lassen doch die ausführlichen Beschreibungen und die Abbildungen aus dem Baksán-Gebiet keinen Zweifel daran zu, daß in einer großen Anzahl von Tälern das uns aus den Alpen geläufige Trogprofil fehlt. Die Erklärung kann, wie gesagt, nur in der verschiedenen präglazialen Entwicklung beider Gebirge gesucht werden. Die Alpen und namentlich die Ostalpen waren im jüngsten Tertiär, aber nicht unmittelbar vor Beginn der Vereisung, aller Wahrscheinlichkeit nach ein verschieden weit ausgereiftes Gebirge, wie unter anderem das Vorhandensein weiter Verebnungsflächen beweist. Die am Schluß des Tertiärs einsetzende neuerliche Hebung des Ge-

birges zerstörte teilweise den Mittelgebirgscharakter und erzeugte eine neuerliche Zerschneidung der Verebnungsflächen und auch der breiten Talböden, und diese neuen Tiefenlinien dienten, wie Distel

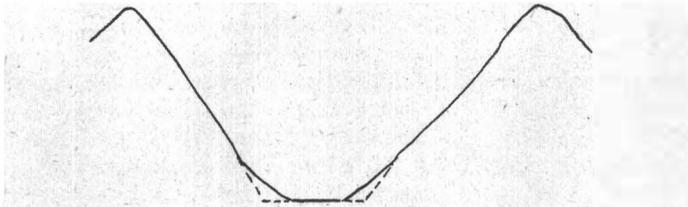


Fig. 1.

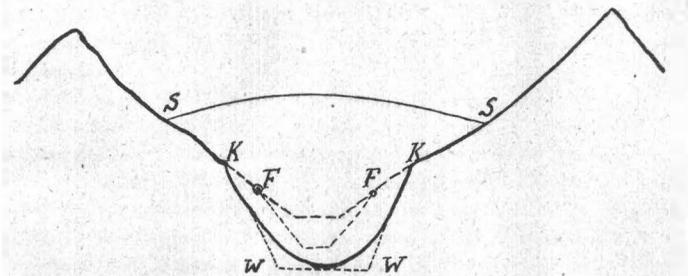


Fig. 2.

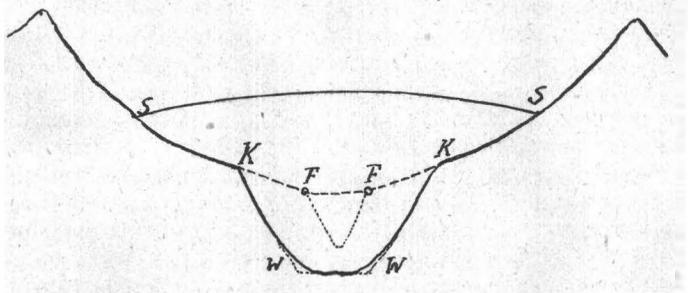


Fig. 3.

- S* = Schliffkehle.  
*SK* = Trogschulter.  
*K-K* (gestrichelt) = altes Tal.  
*F-F* (punktirt) = präglazialer fluvialer Einschnitt.  
*K-K* (ausgezogen) = heutiger scheinbarer Trog.  
*KWVK* = vermutlicher wahrer Trog.

annimmt und worin wir ihm, wie ich glaube, folgen dürfen, als erste Grundlage für die Einsenkung des Troges. In dem von Distel untersuchten Teile des Kaukasus scheint eine derartige Verebnungsperiode nicht vorausgegangen zu sein; die Täler sind wesentlich jünger als in den Alpen und es ist möglich, daß die vulkanischen Pro-

zesse doch einen recht tiefgreifenden Einfluß auf die Talgeschichte genommen haben. Überzeugend für die Jugendlichkeit der Täler wirkt namentlich das Bild des Iriktales (Tafel 7) mit dem Elbrus-Ostgipfel im Hintergrunde, das einen einheitlichen Abfall der sehr steilen Gehänge von der Gratregion bis zur erweiterten Talsohle zeigt. Dasselbe Profil besitzen einige der mir bekannten ehemals vergletscherten Tianschan-Täler, wo ausgeprägte Gehängeleisten als Reste eines älteren Erosionszyklus entweder fehlen oder erst über der alten Gletscheroberfläche auftreten. Auch diese Täler sind gleichsam jünger als die der Alpen; sie sind aus einer einheitlichen tiefen fluviatilen Rinne hervorgegangen und auch ihnen fehlen die breiten, für die Alpen charakteristischen Trogschultern. Fig. 1 und 2 geben den Kaukasus- und den alpinen Trog nach Distel wieder. Letzterem stelle ich (Fig. 3) eine nur wenig modifizierte Vorstellung gegenüber, indem ich den präglazialen fluviatilen Einschnitt seichter und schmaler annehme als Distel, so daß der glazialen Ausgestaltung nach Tiefe und Breite ein größeres Ausmaß zukommt. Ebenso zeichne ich die Verkleidung der unteren Trogränder durch lockere Einlagerungen weniger umfangreich als Distel. Immerhin ist es auffallend, daß auch im Baksán-Gebiet Ausnahmen von dem sonst als Regel gefundenen Talprofil und damit Anklänge an den alpinen Trog vorkommen. Es bleibt also noch manches in der Talgeschichte dunkel; aber es kann von einer einmaligen Bereisung, zumal bei den hier obwaltenden Schwierigkeiten der Beobachtung, nicht verlangt werden, daß sie uns sofort über alle Einzelfragen Aufklärung bringt.

Was nun die Lage des diluvialen Baksán-Gletscherendes zur Zeit seiner größten Ausdehnung betrifft, so ist dieses bei dem fast völligen Mangel älterer Gletscherablagerungen, aus denen auf eiszeitliche Hochstände geschlossen werden könnte, nicht mit aller Sicherheit zu bestimmen. Distel vermutet das unterste Ende bei 800 m, was eine Gletscherlänge von 70 km ergibt. Bei Urusbieh, wo der mittlere Talabschnitt beginnt, lag die Gletscheroberfläche bei etwa 2100 m, was einer Eismächtigkeit von 600 m entspricht. Das Gefälle der Gletscheroberfläche betrug bis dahin etwa 50‰ und war wohl allgemein größer als in den Alpen, da der Rückstau durch Eis in Längstalfuchten fehlte und freie Abflußmöglichkeit nach N bestand. Deshalb und aus klimatischen Gründen hielt sich die Vergletscherung in relativ engen Grenzen. Für das Innere des Gebirges können Karniveaus zur Bestimmung einer früheren Schneegrenze herangezogen werden. Aus einer Reihe von glazial beeinflussten, also karähnlichen Mulden ergibt sich eine alte Schneegrenze für diese Kargletscher bei N- bis O-Exposition von 2800—2900 m.

Die rezente Vergletscherung des Untersuchungsgebietes zeigt alle Vereisungstypen; auf dem Elbrus besteht eine Plateauvergletscherung oder Inlandeis im kleinen. Randluft und Bergschrund werden vom Verfasser mit Recht scharf unterschieden. Erstere trennt Eis und Fels, letzterer bewegten und festgefrorenen Firn. Mit großer Deutlichkeit ließen sich die Spuren eines Vor-

stoßes erkennen, der um die Fünfzigerjahre des vorigen Jahrhunderts einen Hochstand erreichte. Die Lage der rezenten Schneegrenze wurde im Terrain selbst an der Ausaperung der Gletscher gegen Ende des Sommers beobachtet, und zwar womöglich auf schwachgeneigten und wenig beschatteten Firnflächen. Die gut vergleichbaren Werte liegen zwischen 3300 und 3600 m je nach der Exposition und zeigen ein Ansteigen nach der Massenerhebung des Elbrus hin. Es darf daher die klimatische Schneegrenze für die ganze Gruppe, aber nur auf der Nordabdachung, zwischen 3400 und 3500 m gesucht werden (zu demselben Wert führt die Höhenentwicklung der kleinsten Gletscher), liegt also wesentlich höher, als bisher, z. B. von Heß aus unzureichendem Kartenmaterial, geschätzt wurde. Das ergäbe eine Depression der eiszeitlichen Schneegrenze von bloß 600—700 m, so daß meines Erachtens die oben erwähnte alte Schneegrenze doch nicht einer Eiszeit, sondern einem spätglazialen Stadium angehört (vgl. dazu die Angaben von Reinhard). Die tatsächliche obere Grenze des Waldes liegt etwa 800—1000 m tiefer als die Schneegrenze; der Abstand ist also etwas größer als in den feuchteren Alpen, wie erwartet werden konnte.

Einen wesentlich anderen Charakter hat die Arbeit des in der Schule Pencks in Berlin gebildeten Deutschrussen A. v. Reinhard.<sup>1)</sup> Morphologische Betrachtungen treten in den Hintergrund und das Hauptgewicht ist auf die Feststellung der alten Gletschergrenzen und daraus auf die klimatologische Bedeutung des Eiszeitphänomens im Kaukasus gelegt. Daher konnte Reinhard seine Beobachtungen nicht auf eine kleine Gruppe beschränken, sondern untersuchte zuerst (1910 und 1911) einige Täler der Nordabdachung des zentralen Gebirgsabschnittes, also ein Gebiet mit ziemlich kontinentalen Verhältnissen, um hier die Richtigkeit der Beobachtungen früherer Forscher zu prüfen, sie zu erweitern und zu vertiefen, und verglich dann (1912) damit die Verhältnisse in einem Gebiet mit ausgesprochen maritimem Klima am Südabhang des westlichen Kaukasus. In beiden Gebieten erlaubte die heutige Vergletscherung eine Bestimmung der rezenten Schneegrenze und durch Vergleich mit der diluvialen eine ziemlich genaue Festlegung ihrer Depression in der Eiszeit.

Zunächst zeigt Reinhard, daß die Ebene von Wladikawkas, die von der herrschenden Auffassung in das Bereich der alten Vergletscherung miteinbezogen wird, morphologisch und genetisch ein Gegenstück zur schiefen Ebene von München ist. Wie diese besteht sie aus quartären Schottern, die zwar meist in mehrere Terrassen geteilt sind, aber einen einzigen Komplex gleichen Alters bilden. Sie sind nicht, wie Abich annahm und wie bei ähnlichen Bildungen von so vielen Beobachtern immer noch wiederholt wird, die Ablagerungen eines Sees, sondern fluviatilen, und zwar fluvioglazialen Ur-

<sup>1)</sup> „Beiträge zur Kenntnis der Eiszeit im Kaukasus“ (Pencks Geogr. Abh., Neue Folge, H. 2, 114 S. mit 1 Karte, 9 Abb. und 3 Profil tafeln, Leipzig 1914).

sprungs. Die auf der Ebene häufig vorkommenden, oft riesigen Blöcke, die entweder frei auf den Schottern liegen oder in diese eingebettet sind und von vielen für glaziale Wanderblöcke oder doch wenigstens für Eisbergdrift angesehen wurden, erklärt Reinhard teils durch große Fluten, vielleicht bei vulkanischen Ausbrüchen, aus dem Gebirge herausgeschleppt, teils haben sie, namentlich die am Nordrand der Ebene, gar nicht eiszeitliches Alter, sondern stammen aus einem groben, jungtertiären Konglomerat, dessen Bildung vielleicht mit einer pliozänen Hebung des Gebirges zusammenhängt. Aber auch noch in der Zone der tertiären Vorberge fehlen glaziale Spuren; sie finden sich erst weiter südlich im Innern des Gebirges.

In dem in der paläozoischen Tonschieferzone, also südlich des kristallinen Hauptkammes wurzelnden Quellgebiet des Ardon ließen sich an den Gehängen der meisten Täler drei Systeme alter Talböden erkennen, die je etwa 350 m übereinanderliegen. Davon bedeutet das unterste Niveau den glazialen Talboden, woraus sich eine postglaziale Erosion von 100—200 m ergibt, das mittlere die Trogschulter, da es sich in den Seitentälern als die Schulter eines unzweifelhaften Troges fortsetzt, das obere die Lage des mutmaßlich pliozänen Talbodens, dessen Rekonstruktion hier eine spätreife Gebirgslandschaft ergibt. Der charakteristische Zug aller Seitentäler ist die Trogform, die in den oberen Partien scharf ausgesprochen ist und talabwärts immer mehr verschwindet, da die kleineren Täler Schluchtcharakter annehmen; doch geschieht die Mündung dieser Nebenflüsse in gleichem Niveau mit dem Hauptfluß, es liegen also vollständig zerschnittene Mündungsstufen vor. Große Täler hingegen münden meist breit und gleichsohlig; auch sie sind im oberen Teil trogförmig. Die Schriffgrenze ist wegen der starken Verwitterung meist undeutlich, Kare sind selten. Reinhard bemerkt zwar, daß alle glazialen Formen nur undeutlich entwickelt sind, aber sie existieren doch, wie seine Beschreibung zeigt, und es besteht also ein auffälliger Gegensatz zu dem fast völligen Zurücktreten dieser Formen im Baksán-Gebiet. Das an dieses Bereich der Quellflüsse anschließende Quertal des Ardon, genannt Kassara, in dem der Fluß den kristallinen Hauptkamm durchbricht, hat Schluchtcharakter und erscheint nur von großer Höhe gesehen als Trog. Die postglaziale Erosion nimmt von 70 m im S bis auf 120 m im N zu. In dieses Quertal mündet von links das große Zei-Tal; daher liegt die 200 m hohe Mündungsstufe im Haupttal, ist aber völlig zerschnitten.

Zur Zeit der Maximalvergletscherung bestand im Ardon-Gebiet ein Eisstromnetz, dessen unterste Zunge im Haupttal, nach undeutlichen Spuren zu schließen, bis etwa 900 m herabreichte. In einem späteren Stadium zerfiel es in selbständige Talgletscher, von denen der des Mamisson-Tales mit 16 km Länge in 2050 m Höhe endete, wo die deutliche Trogform verschwindet und der glaziale Talboden einsetzt; der Gletscher des Saramag-Tales endete, 13—14 km lang, bei 1700 m, der des Zei-Tales bei 1100 m, zwei rechte Seitentäler aus dem Tepli-Archon-Gebiet hatten damals Gletscher bis 1400 m. End-

lich ist ein oder vielleicht zwei noch jüngere Stadien im Mamisson-Tale durch eine Endmoräne bei 2550 m, 500 m unter den heutigen Gletscherenden, im Saramag-Tal bei 2100 m, im Zeital bei 1530 m nachweisbar.

Das westlich anschließende U r u c h - Gebiet wurzelt mit drei fächerartig sich verzweigenden Quelltälern nur in der kristallinen Hauptkette. Die Trogform ist im Oberlauf wieder sehr deutlich ausgeprägt und wird nach abwärts undeutlicher, aber doch erkennbar. Das unterste Ende der Maximalvergletscherung lag in etwa 1150 m Höhe, also auch noch im Gebirge, entsprechend einer Gesamtlänge von 36—38 km. Im linken Quelltal, dem Charwés-Tal, ist ferner eine Endmoräne bei 2240 m und in seinen Seitentälern Endmoränen bei 2600 und 2750 m sicher nachweisbar. Im Karaugom-Tal liegt die Endmoräne des jüngeren Stadiums bei 1170 m, also nur wenig höher als die der Maximalvergletscherung infolge des sehr geringen Gefälles des Haupttales, noch jüngere Moränen bei 2400 m. Im Aigamugidon endete im jüngeren Stadium ein zusammengesetzter Gletscher bei 1600 m; ihm entspricht ein Gletscher im Ssardichon-Tal mit dem Ende bei 1500 m; noch höhere Endmoränen liegen hier bei 2000 m. Somit sind auch hier wie im Ardon-Gebiet drei Stadien nachweisbar.

Die heute absolut gletscherfreie Kalkkette des bis 3420 m hohen K i ó n - c h o c h, die zwischen Ardon und U r u c h dem kristallinen Hauptkamm vorgelagert ist, war in der Eiszeit das Zentrum einer ansehnlichen, namentlich auf der Nordseite stark entwickelten Vergletscherung; hier endeten mehrere, 4—5 km lange Gletscher bei 1450—1800 m und ebensoweit ist auch die Trogform erkennbar. In einem jüngeren Stadium waren die Gletscher auf Kare in 2600 bis 2800 m Höhe beschränkt.

Das T e r e k - Gebiet soll nach A b i c h bis zur Ebene von Wladikawas herab vergletschert gewesen sein und darauf gestützt schloß H e i m aus dem rein fluviatilen Erosionscharakter der unteren Talstrecken, daß die Eiszeit auch hier keine Seebecken hinterlassen habe. Nun zeigt aber R e i n h a r d, daß die von A b i c h für glazial gehaltenen fluvioglazialen Schotter sich weit talaufwärts ziehen und erst nördlich von Lars bei 1100 m Höhe unzweifelhafte Moränen sich finden (Länge des Gletschers von den Quellen des Terek bis Lars 65 km). Die von hier längs der Poststraße aufwärtsreichende berühmte Darial-Schlucht ist erst nach der Eiszeit bis zu ihrer heutigen Tiefe entstanden und etwa 100 m in den Boden eines glazialen Troges eingeschnitten, dessen obere Ränder noch 200—300 m höher liegen. In dem gleichsöhlig mündenden Dewdoraki-Tal kehrt die Trogform deutlich wieder. Hier endete, dem Zerfall des zusammengesetzten Gletschers der Maximalvergletscherung in seine Teilströme zufolge, ein 11 km langer Eisstrom bei 1400 m, im Gergéty- und Ssióni-Tal ungefähr gleich lange Gletscher bei 1700, beziehungsweise 1850 m. Die Gergéty-Moräne ist einem eiszeitlichen Lavastrom angelagert, der aufstauend wirkte und nach dessen Durchsägung große Fluten Blöcke bis auf die Ebene von Wladikawas transportiert haben mögen. Spuren

eines noch jüngeren Stadiums finden sich ziemlich hoch im Gebirge. Der durch das Baidára-Tal strömende Gletscher hat den bekannten Kreuz-Paß nach S hin überflossen; es liegt also im Baidára-Tal eine Transfluenzstufe vor.

Die eiszeitlichen Verhältnisse am Südbhang des westlichen Kaukasus lernte Reinhard im Msymta-Gebiet kennen. Dieses besteht aus einem oberen, breiten, an paläozoische Tonschiefer geknüpften Längstal zwischen hohen kristallinen Ketten und einem engen unteren Quertal in mesozoischen Kalken, das sich im Tertiär erweitert und beim „Adler“ die Küste erreicht. Von hier ist eine an Höhe und Mächtigkeit gebirgeinwärts zunehmende Schotterterrasse bis zu einer typischen Moräne in 550 m Höhe verfolgbar, die einem von NW von dem 2365 m hohen Gipfel Atschischcho herabgestiegenen Gletscher angehört, was auf eine eiszeitliche Schneegrenze von bloß 1400 m, etwa 1300 m unter der heutigen, hinweist. Da das breite Msymta-Tal von hier aufwärts den Charakter eines Zungenbeckens ohne fluvioglaziale Terrassen trägt und in der erwähnten Endmoräne auch Granite des oberen Msymta-Gebietes vorkommen, schließt Reinhard, daß auch der Msymta-Gletscher mit einer Länge von 40 km bis hieher gereicht habe. Allerdings trägt das Tal keinen echt glazialen Charakter; es lassen sich nur drei Talbodenniveaus unterscheiden, von denen das älteste einer sehr reifen Landschaft entspricht, deren Ausbildung eine präglaziale Hebung gefolgt sein muß. Glaziale Talgepräge und Moränen trifft man erst bei 1200 m Höhe, einem späteren Stadium angehörend, das auch noch in anderen Seitentälern wiederkehrt. Ferner sind zwei noch jüngere Rückzugstadien nachweisbar. Auch im Msymta-Gebiet setzte nach der Hauptvergletscherung eine verstärkte fluviale Erosion ein mit Beträgen von 50—15 m, die auf eine Änderung der Höhe des Meeresspiegels zurückzuführen ist.

Endlich hat Reinhard alle Beobachtungen anderer Forscher aus den von ihm selbst nicht besuchten Teilen des Kaukasus zusammengestellt, um damit seine eigenen Ergebnisse zu stützen. Doch sind jene im allgemeinen zu flüchtig und ungenau, als daß sie das von Reinhard gewonnene Bild wesentlich erweitern könnten. Jedenfalls lag des Zentrum auch der eiszeitlichen Vergletscherung im W und nahm nach O an Intensität rasch ab. Aus der Betrachtung der Ein-Werst-Karte in der Gegend der Teberda im westlichen Kaukasus schließt Reinhard auf die typische Trogform dieser Täler mit allen Übertiefungsmerkmalen und gut erhaltenen Mündungsstufen, deren schwache Entwicklung für den zentralen Kaukasus charakteristisch ist.

Seine Beobachtungen über alte Gletscherenden hat Reinhard zu einer systematischen Darstellung der alten Schneegrenzhöhen und ihrer Depression unter die heutigen verwertet. Für die Bestimmung der ersteren wurde in Anbetracht der geringen Anzahl eisfreier Kare die sogenannte Kurowskische Methode verwendet, nach welcher die mittlere Höhe eines Gletschers gleich seiner Schneegrenze und die

auch für eiszeitliche Gletscher verwendbar ist, sobald man sich die alte Gletscheroberfläche einigermaßen rekonstruieren kann (durch Summierung von Teilprodukten aus Arealen und ungefähr bekannter mittlerer Höhe und Division dieser Summe durch die Gesamtfäche). Allerdings liefert sie stets etwas zu hohe Werte. Auch die einfachere Höfersche Methode (Schneegrenze =  $\frac{1}{2}$  [Gletscherende + mittlere Umrahmung]) ist für kleinere Gletscher mit Erfolg anwendbar, die aber (was von Reinhard nicht beachtet wird) stets tiefere Werte als die Methode Kurowskis liefern muß. Die wahre Schneegrenze liegt also etwa zwischen diesen beiden Werten und wenn beide Methoden gleiche Resultate geben, so liegt dies offenbar an der notwendigen Ungenauigkeit der Berechnung für eiszeitliche Gletscher. Die rezente Schneegrenze wurde von Reinhard nach der sogenannten Gipfelmethode geschätzt, die wieder anderen Fehlerquellen unterworfen ist. Um zu möglichst einwandfreien Resultaten für die Depression der eiszeitlichen Schneegrenze zu gelangen, wäre es also eigentlich angezeigt gewesen, beide Schneegrenzhöhen nach der gleichen Methode, am besten der vereinigten Höfer-Kurowskischen, zu bestimmen, was bei der rezenten Vergletscherung mindestens ebenso gut möglich ist wie bei der eiszeitlichen, und zwar für jeden einzelnen rezenten und den ihm entsprechenden eiszeitlichen Gletscher bei möglichst gleicher Exposition. Aus den gewonnenen Einzelresultaten könnten dann Mittel für die Depression der eiszeitlichen klimatischen Schneegrenze gefunden werden.

Diese Vorbehalte und Einwände müssen berücksichtigt werden, wenn man die Endergebnisse Reinhard's überblickt. Sie mögen im folgenden mitgeteilt werden ohne wesentliche Versuche einer Korrektur, da in diesen Fragen doch nur die eigene Beobachtung und, wie E. Richter sich ausdrückte, ein gewisses subjektives Ermessen entscheiden kann.

1. Zentraler Kaukasus, Randkette des Kion-choch. Eiszeitliche Schneegrenze für das Maximalstadium (nach Höfer und Kurowski) 2200—2300 m; heutige Schneegrenze bei 3400 m, Depression 1100—1200 m (sicher ein Maximalwert, da die heutige Schneegrenze namentlich auf der Nordseite dieser heute gänzlich gletscherfreien Gruppe auch unter 3400 m angenommen werden darf). Für das 2. Stadium mit Kargletschern beträgt die Depression (auch im Maximum) 700 m.

2. Zentraler Kaukasus, Inneres. Eine direkte Bestimmung ist nur für die jüngeren Stadien mit selbständigen Eisströmen möglich. Sie ergibt in den einzelnen Talgebieten unter anderem folgende Werte (s. Tabelle S. 80).

Es lassen sich also im Innern des zentralen Kaukasus außer der Maximalausdehnung zwei Rückzugsstadien mit Depressionen der Schneegrenze von 700—800 m und von 500—550 m unterscheiden; außerdem ist ein drittes Rückzugsstadium, entsprechend einer Depression von 300 m, angedeutet. Die Übereinstimmung der Werte der Depression beim 2. Stadium am Kion-choch und beim 1. Rückzugs-

	Heutige Schnee- grenze	Diluviale Schneegr.		Depression		
		des 2. Stadiums	des 3. Sta- diums	des 2. Sta- diums	des 3. Sta- diums	
Ardon- Gebiet	Saramag . . . . .	3500—3550	2800	3000	700—750	500—550
	Semegon—Mamissón	3400	2600	2850	800	550
Uruch- Gebiet	Donissar—Ssonguti.	3400—3450	2650—2700	—	750—800	—
	Ssárdi-don . . . . .	3450—3500	2750	3000	700—750	500
	Móssota—Doppáchi	3350—3400	2700	2850	700	500
Terek- Gebiet	Dewdorak. . . . .	3550	2800	—	750	—
	Gergéty . . . . .	3670—3700	2900	—	800	—

stadium (= 2. Stadium) im Innern führt Reinhard dazu, diese Stadien zu parallelisieren, während er in seinen früheren (in russischer Sprache erschienenen) Arbeiten das erste Kion-choch-Stadium mit dem zweiten des Gebirgsinnern zusammengestellt hatte (vgl. mein Referat in Zeitschrift für Gletscherkunde 1914, S. 112). Für die Zeit der Maximalvergletscherung im Innern des Gebirges lassen sich nur Grenzwerte der eiszeitlichen Schneegrenze angeben. Sie muß einerseits tiefer gelegen gewesen sein als zur Zeit des 1. Rückzugsstadiums, andererseits höher als bei 2000—2200 m, da sonst eine Vorlandvergletscherung vom Typus der alpinen eingetreten wäre. Daher liegt für diese Maximalvergletscherung die Depression der eiszeitlichen Schneegrenze zwischen den Grenzwerten von 800 und 1100 m, war also jedenfalls geringer als am Rande des Gebirges.

3. Westlicher Kaukasus. Im Msymtatalgebiet, wo die heutige Schneegrenze je nach der Exposition zwischen 2700 und 2900 m angesetzt werden darf, sind außer der Maximalvergletscherung mit einem Betrag der Depression der Schneegrenze von 1300 m noch drei Rückzugsstadien mit Depressionen von 700—800 m, 500—600 m und 300—400 m nachweisbar.

Zusammenfassend lassen sich die Ergebnisse Reinhardts folgendermaßen formulieren: Es ist im Kaukasus nur eine Eiszeit nachweisbar, während welcher auf der Nordseite des zentralen Gebirgsabschnittes ein Eisstromnetz zur Entwicklung kam, dessen Zungen zwischen 900 und 1100 m, also noch ihm Gebirge selbst endeten, und auf der Südseite des westlichen Kaukasus Gletscher bis etwa 500 m Höhe herabstiegen. Aus dieser hohen Lage der untersten Gletscherenden erklärt sich auch das von manchen Forschern gegen die Glazialerosion ins Feld geführte Fehlen von Randseen.

Die Depression der eiszeitlichen Schneegrenze betrug damals 1300 m im Westen, 1100 m am Rande und etwa 900—1000 m im Innern des zentralen Kaukasus. Sie war also im westlichen, maritimen Gebirgsabschnitt größer als im trockeneren zentralen und hier zugleich am Gebirgsrande größer als im Innern. Nach dieser Vergletscherung folgte eine Periode gesteigerter fluviatiler Erosion, die Beträge von

100—200 m erreichte, wahrscheinlich als Folge einer abermaligen Hebung des Gebirges; noch während derselben begann das zweite Vergletscherungsstadium, dem eine Depression der eiszeitlichen Schneegrenze von 700—800 m entspricht und während dessen die Gletscher meist nicht mehr aus den Seitentälern in die Haupttäler hinaustraten, aber bisweilen infolge der seither eingetretenen größeren Eintiefung der Täler in fast gleicher Meereshöhe endeten wie zur Zeit der Maximalvergletscherung. Der große Betrag dieser Erosion und die schlechte Erhaltung der Spuren der Maximalvergletscherung hatten Reinhard früher veranlaßt, zwei selbständige Eiszeiten anzunehmen. Aber das Fehlen von Interglazialbildungen und von älteren fluvioglazialen Terrassen auf der Ebene von Wladikawkas und die Übereinstimmung im Charakter der eiszeitlichen Erscheinungen im zentralen und im westlichen Kaukasus, wo alle Stadien nur einer Eiszeit angehören können, spricht gegen die Annahme von zwei selbständigen Vergletscherungen. Endlich folgten dem Stadium der selbständigen Talgletscher noch zwei weitere Rückzugsstadien. Folgende Tabelle vereinigt diese Resultate:

	Heutige Schnee- grenze	Eiszeitliche Schneegrenze				Depression			
		I. Haupt- vergletsch.	Rückzugsstadium			II. Haupt- vergletsch.	Rückzugsstadium		
			1.	2.	3.		1.	2.	3.
I. Westlicher Kaukasus .	2700—2900	1400	2000	2200	2400	1300	700—800	500—600	300—400
II. Zentraler Kaukasus :									
a) Rand . .	3400 (?)	2300	2700	—	—	1100	700	—	—
b) Inneres .	3400—3700	2500—2700	2600—2900	2800—3000	3200	1100 > D > 800	700—800	500	300

Für die Erkenntnis der eiszeitlichen klimatischen Verhältnisse ist zunächst die Tatsache wichtig, daß die eiszeitliche Schneegrenze in östlicher Richtung anstieg, ebenso wie es die heutige tut. Nach den spärlichen Nachrichten aus dem östlichen Kaukasus lag erstere hier etwa 1200—1300 m höher als im westlichen. Es bestand also schon in der Eiszeit der Gegensatz zwischen dem feuchten westlichen und dem schon recht kontinentalen östlichen Gebirgsabschnitt. Noch wichtiger ist das Ergebnis, daß die Depression der eiszeitlichen Schneegrenze im westlichen Kaukasus größer war als im zentralen (und auch im östlichen, wo sie 1000 m zu betragen scheint). Dieses Resultat habe ich bereits in meiner vorher zitierten Würdigung der früheren Publikationen Reinhard's hervorgehoben und zu begründen versucht. Allerdings ergaben sich damals infolge der anderen Parallelisierung der einzelnen Stadien in den verschiedenen Teilen des Gebirges noch größere Gegensätze zwischen W und O (1300 m gegenüber 600—800 m). Aber auch nach der geänderten Auffassung des Verfassers bleibt dieser Unterschied, wenn auch in gemilderter Form, zurück: der hohe Wert der Depression im westlichen Kaukasus —

1300 m — erinnert an westeuropäische, der geringere Wert im Innern des zentralen Kaukasus — 900—1000 m — an zentralasiatische Verhältnisse. Und ebenso wie in den Alpen besteht ein Unterschied zwischen diesem Wert am Gebirgsrande und im Innern. Wohl mit Recht schließt R e i n h a r d, daß die Ursache der Eiszeit in einer Temperaturerniedrigung zu suchen ist; bei einer solchen mußte infolge der verschiedenen Verteilung der Niederschläge im westlichen und östlichen Kaukasus einerseits, im randlichen und zentralen Gebiete andererseits die Menge der festen Niederschläge im Westen und am Rande in größerem Maße zunehmen als im Osten und im Innern und die Folge war eine stärkere Depression der Schneegrenze in den an sich feuchteren Gebieten.

Die Kenntnis der eiszeitlichen Erscheinungen im Kaukasus ist durch die hier eingehend gewürdigten Arbeiten D i s t e l s und R e i n h a r d s zweifellos bedeutsam gefördert worden; aber doch stehen wir hier erst am Beginn der eiszeitlichen Forschung. Große Teile des Gebirges, namentlich im Osten, sind in dieser Hinsicht noch fast unbekannt. Spätere Forschungen werden nicht nur die Chronologie des Eiszeitalters zu erweitern, sondern auch wichtige glazialmorphologische Fragen zu lösen haben, so namentlich, ob der Baksán-Trog Distels eine Ausnahme oder die herrschende Form ist, womit wiederum Fragen der morphologischen Entwicklung des ganzen Gebirges in engster Verbindung stehen.

*Fritz Machatschek.*