

- MONHEIM, F.: Beiträge zur Klimatologie und Hydrologie des Titicacabeckens, Heidelberger Geographische Arbeiten H. 1, 1956.
- SEVER, J.: Le Desaguadero (Bolivie), La Géographie, Tom 36, 1921.
- TRINKLER, E.: Die Lobwüste und das Lobnor-Problem auf Grund der neuesten Forschungen, Zscht. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1929.
- TROLL, C.: Vom Titicacasee zum Pooposee und zum Salar von Coipasa, Petermanns Mitteilungen 1927, (1927a).
- TROLL, C.: Reisebericht, Mitteil. d. Geogr. Ges. München Bd. 20, 1927, S. 125, (1927b).

- TROLL, C.: Die Zentralen Anden, Zscht. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. Jubiläum-Sonderband 1928.
- World Aeronautical Chart Bl. 1193 (1 : 1 Mill.).
- Internationale Karte 1 : 1 Mill., Blatt La Paz.
- Mapa aproximado de Bolivia 1 : 250 000, Bl. 32, 38, 44.
- Croquis de la Ciudad de Oruro, Esc. aprox. 1 : 40 000, unveröffentlicht (Consejo Nacional de Caminos).
- Anuario Meteorológico 1952–1956, La Paz.
- Unveröffentlichtes Hydrologisches und Meteorologisches Material, Ministerio de Agricultura, Ganaderia y Colonización, La Paz und Ministerio de Fomento, Dirección de Aguas e Irrigación, Lima.

BERICHTE UND KLEINE MITTEILUNGEN

EIN FOSSILER SEMI-ARIDER TROPISCHER KARST AUF ITHAKA

Mit 1 Abbildung und 5 Bildern

VIKTOR MAURIN und JOSEF ZÖTL

Summary: A fossil semi-arid tropical karst on Ithaca.

Next to the modification of karst forms by lithological conditions, climatic differentiation is most important. The literature on climatically conditioned variations is dominated by the exotic forms of the humid tropics; it is only recently that J. N. JENNINGS and M. M. SWEETING (1963) have steered attention back to the tropical arid and semi-arid areas. Also, thought on the remains of a palaeoclimatic karst is pursued mainly in terms of humid tropical conditions.

On the northern half of Ithaca (Ionian Islands) there is a surface sloping today at 460 to 480 metres above sea level. It bevels a horizontally-bedded Cretaceous "Rudiste" limestone and passes into the solution rim of the next-highest step in towers and 'woolsack' shapes. The concave grooves found on some towers and now at a height of 5,5 metres mark former surface hollows. In the course of morphogenetic investigations on Kephallinia and Ithaca the surface was dated as upper Pliocene. Based on the morphological work and palaeoclimatic investigations of D. JARANOFF (1944) and others, the interpretation is made that in this part of Ithaca, we are dealing with a fossil semi-arid tropical karst, and this is very strongly supported by a comparison with recent forms of that kind in N. W. Australia.

Die Karbonatgesteine, Kalke und Dolomite, unterliegen Lösungsvorgängen durch CO₂-haltige Wässer. Die morphologischen Folgeerscheinungen dieser korrosiven Tätigkeit des Wassers werden als Karstphänomene, der Vorgang selbst als Verkarstung bezeichnet. Die auffälligsten Karstformen im mitteleuropäischen Raum sind Karren, Dolinen und Höhlen. Die Bezeichnung „Karst“ – man spricht heute zum Beispiel vom Schwäbischen, Nordalpinen, Slowakischen oder Mährischen Karst – stammt von einem Gebirgszug dieses Namens in West-Slowenien, wo diese Formen frühzeitig beobachtet und beschrieben wurden.

Die weite Verbreitung der Karbonatgesteine und ihre eigenartigen Entwässerungsverhältnisse, die durch die Wasserlosigkeit hochgelegener Gebiete und das Auftreten mächtiger Quellen in tiefen Lagen charak-

terisiert werden, bedingten, daß mit dem Fortschreiten der geologischen und geographischen Forschung dem Studium der Karstphänomene steigende Bedeutung zukam.

Zunächst wurde man auf die Abhängigkeit der Formen und ihre Modifikation im Zusammenhang mit der Ausbildung des Gesteins aufmerksam. Am augenscheinlichsten sind die Formenunterschiede von Kalk und Dolomit, aber auch die Reinheit der Kalke sowie Lagerung und Klüftung sind von Belang.

Die Sammlung weltweiter Beobachtungsergebnisse ließ auch die regionale Differenzierung der Karstphänomene immer deutlicher hervortreten. Die Modifikation der Formen in Abhängigkeit von den verschiedenen Klimaten läßt uns heute beispielsweise auch vom subpolaren oder vom tropischen Karst sprechen. Selbst für den an den Karstproblemen Unbeteiligten sind die Bilder vom südchinesischen Turmkarst faszinierend, die bizarren bis 200 m relative Höhe aus der Ebene aufragenden Kalktürme wirken exotisch und sind in den gemäßigten Klimaten unbekannt. H. v. WISSMANN (1954) hat aus der Verbreitung dieser Formen in Südostasien die klimatischen Bedingungen fixiert und erkannt, daß nur ergiebige, meist ganzjährige Niederschläge und hohe Temperaturen die Bildung des Turmkarstes ermöglichen. Beschreibungen ähnlicher Formen tropischer Karstphänomene, meist als Kegelkarst bezeichnet, liegen von den Sunda-Inseln und Zentralamerika vor (H. LEHMANN 1954 u. a.).

Die wichtigsten Kriterien für den tropischen Karst sind große, verstellte Schichten kappende Randebenen im Vorflutniveau, die Auflösung des anschließenden Berglandes in eine große Anzahl von Kegeln oder Türmen, das rasche Tiefenwachstum der Dolinen bis zum Niveau des Vorfluters und gelegentlich die Bildung intramontaner Ebenen, wobei die rezente Weiterbildung durch Fußhöhlen am Rande der Ebenen dokumentiert wird.

Das imposante Bild des Karstes der feuchtheißen Tropen zwang die Forschung so sehr in seinen Bann, daß das Studium anderer Klimazonen zunächst zurückfiel. Mit Recht beklagen J. N. JENNINGS und M. M. SWEETING (1963) die geringe Beachtung, die die ebenso charakteristischen Formen tropisch-arider und semi-arider Zonen finden. Den beiden Autoren verdanken wir eine Beschreibung der Kalkzüge des

Fitzroy Basins in Nordwest-Australien, wo die im Gang befindliche Auflösung einer älteren Einebnungsfläche eine klimatypische Entwicklung von Karstgassen, kastenförmigen Tälern und geschlossenen Karstsenken sowie eine außergewöhnlich starke Karrenbildung zeigt. Die randlichsten und fortgeschrittensten Formen sind schließlich wuchtige, von tiefen Rinnekarren kannellierte Türme (Bild 1). Der höchste dieser Türme hat eine Höhe von 150 Fuß (etwa 46 m), die meisten aber sind viel niedriger. Soviel über die Karstformen der Gegenwart.

Eine besondere Note erhält die Karstforschung dadurch, daß die Entwicklung einer Karstlandschaft meist über große Zeiträume zurückreicht, das heißt, verschiedene geologische Abschnitte mit wechselnden Klimaten umfaßt. Verständlich das Bemühen, im mitteleuropäischen und klassischen Karst nach Spuren eines paläoklimatischen, vor allem dem so typischen warmzeitlichen zu fahnden. So sieht J. ROGLIČ (1954) in Verebnungen im Cetinagebiet und in den Poljen Westbosiens korrosive Ebenen, die für ein feuchtes tropisches Klima im Oberpliozän sprechen sollen, J. BÜDEL (1951) betrachtet Vollformen der Schwäbischen Alb (Kuppenalb) und der Raxlandschaft als Zeugen tropischer Klimaverhältnisse im Miozän, S. GILEWSKA (1964), V. PANOŠ (1964) und J. SZABÓ (1964) beschreiben vergrabene oder exhumierte vorzeitklimatische Karstformen aus Polen, Mähren und Ungarn. Da einerseits künstliche Aufschlüsse nur einen ungenügenden Einblick gewähren, andererseits für ein feuchtheißes Klima in Mitteleuropa sehr weit zurückgegriffen werden muß (in das Miozän, ungefähr 15 Millionen Jahre), ist es nicht zu vermeiden, daß diesen Forschungsergebnissen trotz exakter Arbeit manche Unsicherheiten anhaften. Wir erachten es daher als einen besonders glücklichen Umstand, daß im Zuge hydrogeologischer und morphologischer Arbeiten auf den mittleren Ionischen Inseln auf Ithaka unverkennbare Zeugen eines vorzeitklimatischen Karstes gefunden wurden, die im Zuge der morphogenetischen Untersuchungen auch zeitlich eingestuft werden konnten. Die ersten Beobachtungen fielen in das Jahr 1963, die abschließenden Begehungen wurden im August 1965 durchgeführt¹⁾.

Ithaka, die Schwesterinsel Kephallinias, ist mit rund 104 km² zwar viel kleiner als diese, trägt jedoch das Adelsprädikat der Homerischen Dichtung. Trotz mancher Zweifel hat sich die Überzeugung gefestigt, daß sie in ihrem Norden die Reste des Herrschersitzes von Odysseus trägt (J. PARTSCH 1890). Vom Festland knapp 30 km entfernt, ist Ithaka von Kephallinia nur durch einen 3 bis 4 km breiten, aber über 100 m tiefen Graben getrennt. Eigenartig ist die Gestalt der Insel (vgl. Abb. 1), darin begründet, daß die zwei fast selbständigen Komplexe Nord- und Süd-Ithaka nur durch einen schmalen Isthmus verbunden sind, der auf 600 m Breite und 100 m Höhe zusammenschumpft. So bietet der Saum des eigentlichen Golfes von Molo nicht genügend Raum zur Anlage eines größeren Hafens, erst im Kampos einer Seitenbucht erwuchs der

Hauptort der Insel, Vathi, zurecht die außergewöhnliche Schönheit seiner Lage preisend.

Über die Geologie der Insel Ithaka sind wir durch C. RENZ (1912, 1940, 1955) informiert. Tektonisch gesehen, ist sie der ionischen Zone zuzurechnen. Nord-Süd-Strukturen beherrschen das Bild; dieses ist aber vielfach durch junge Längs- und Querbrüche gestört. Am Aufbau Ithakas sind alle Formationen des Mesozoikums und Känozoikums beteiligt.

Wie in der Gestalt ist das Eiland auch geologisch in eine Nord- und eine Südhälfte zu gliedern. Der Südteil wird von einer Antiklinale gebildet, deren Kern, aus triadischen Dolomiten und Kalken bestehend, bei Vathi aufgeschlossen ist. Die Achse dieser Antiklinale dreht beim Fortschreiten nach Süden allmählich aus der Südrichtung in eine OSO-Direktion ein. Den Kern umhüllen jurassische Hornsteinplatten, Plattenkalke und Tonschiefer. Über diesem Schichtkomplex folgen graue bis weiße, massige oder vielfach gebankte Rudistenkalke der Kreide, die nach oben hin in nummulitenführende Eozänkalke übergehen. Der Westschenkel der Antiklinale wird in der Bucht von Molo noch von einem schmalen Flyschstreifen überlagert.

Der Isthmus selbst ist ein stark verworfener und gestörter Gesteinskomplex, während die nördliche Inselhälfte eine im wesentlichen N-S-orientierte Synklinale darstellt, deren Kern die Flyschzone zwischen den

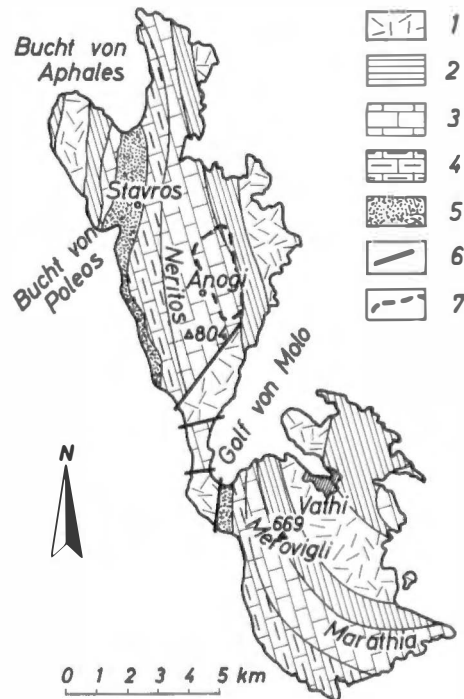


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte von Ithaka (nach C. RENZ u. a., 1954)

1 = obertriadische Dolomite und Kalke; 2 = jurassische Kalke und Schiefer-Hornstein-Plattenkalk-Fazies; 3 = kretazische Rudistenkalke; 4 = Nummulitenkalke (Paläozän und Eozän); 5 = Flysch und neogene Mergel und Tone; 6 = Bruchlinie; 7 = Umgrenzung der Karstrandebene von Anogi

¹⁾ Dem Österreichischen Forschungsrat haben wir in diesem Zusammenhang für die großzügige Unterstützung unserer Reisen zu danken.



1



3



4



2



5

Bild 1: Karstturm nahe Barnett Spring im Fitzroy Basin, NW-Australien

Die im tropisch semi-ariden Klima dieses Bereiches in rezenter Entwicklung stehende Form zeigt an der linken Seite die typische Ausbildung der Fußkehle, die beim fossilen Karstturm auf Bild 2 mehr als 5,5 m über dem heutigen Boden liegt. Die Ähnlich-

keit mit den Turmformen auf Ithaka ist verblüffend. (Das Bild wurde freundlicherweise von M. M. SWEETING zur Verfügung gestellt.)

Bild 2: Der markanteste Karstturm am Westrand der Ebene von Anogi

Der noch heute etwa 11 m hohe Turm zeigt in ungefähr 5,5 m Höhe die ehemalige Fußkehle. Die

Buchten von Poleos und Aphales bildet. Stratigraphisch sind die gleichen Schichtglieder wie auf der Südhälfte der Insel vertreten. Zum Ostflügel der Synklinale gehört der Hauptkörper des nördlichen Inselteiles, wobei der Gipfel des Neritos und das Karstplateau unterhalb von Anogi von Kreidekalken eingenommen werden. An der Ostseite dieser Hochfläche, in den Abhängen zur Küste, sind die deutlich unter die Kreidekalke einfallenden älteren jurassischen und triadischen Serien erkennbar. Im Bereich von Anogi sind die im allgemeinen steilstehenden Schichten verhältnismäßig flach gelagert.

Die vertikale Gliederung Ithakas ist sowohl im geologischen Aufbau als auch im Klimaablauf und den damit verbundenen wechselnd hohen Meeressständen begründet.

Die weicheren Flyschmergel und die tektonisch stark gestörten Zonen fielen rascher dem Abtrag zum Opfer als die widerstandsfähigeren Karbonatgesteine, die alte Formen zu konservieren und zu überliefern vermögen. Bei dem meist steilen Schichtfalten zeichnen sich die Abrasionsterrassen höherer zwischeneiszeitlicher und altpleistozäner Meeressstände, die Schichten kappend, scharf und unverkennbar ab, sie sind in Staffeln immer wieder zu verfolgen, bei Marathia bis etwa 240 m Seehöhe.

Das markanteste Verebnungsniveau der ganzen Insel aber liegt in Nord-Ithaka, östlich unter dem Ort Anogi (Abb. 1 und Bild 3). Es handelt sich um eine, in der N-S-Erstreckung etwas schräggestellte Ebene in 460 bis 480 m Seehöhe. Bei einer Länge von 2,5 km und 1 bis 1,5 km Breite kappt sie die flach geneigten Kalke und reicht vom Ostfuß des Neritos unter der Ortschaft Anogi bis zum Steilabfall der Ostküste. Die Ebene trägt mit Terra rossa überdeckte, durch Feldbau genutzte Flächen. Die Terra rossa wird von Karrenrippen durchbrochen, die im östlichen Teil der Ebene etwa einen Meter Höhe erreichen und unverkennbar ein „Gipfelniveau“ aufweisen (Bild 4). Gegen Westen nimmt die Höhe der Karren sprunghaft zu, kleine Terra-rossa-Flächen greifen nur mehr vereinzelt Platz und die über meterhohen unregelmäßigen Karren werden von Türmen und Buckeln überragt. Wir stehen am Auflösungsrand einer einst höheren Leiste. Hangaufwärts nehmen die Formen wieder an Größe ab, sie reichen lappenförmig etwa 200 Höhenmeter den Hang des Neritos hinauf. An den höheren Hangpartien werden die Karstgassen und überhöhen Klufthangkarren wieder von Karren normalen Ausmaßes abgelöst und es zeigt sich das Bild der, abgesehen von den allgemein verbreiteten Karren, wenig ausgeprägten Karstmorphologie, wie es für einen großen Teil der mittleren Ionischen Inseln typisch ist.

Von größtem Interesse sind die Auflösungsformen am Westrand der Ebene. Von den Türmen ist eine Gruppe ca. 200 m unterhalb der Schule von Anogi zu treffen. Der am besten erhaltene Karsturm beginnt an seiner Basis mit einem Sockel, der in etwa 5,5 m über der Terra-rossa-Füllung mit einer Hohlkehle abschließt. Darüber ragt der Turm heute noch etwa 7 m auf (Bild 2). Er zeigt eine schöne Kannelierung durch Rinnenkarren und dürfte korrosiv wesentlich erniedrigt sein. In der Hohlkehle wird eine Schichtfuge der hier mit 15° gegen Osten fallenden Kalke deutlich.

Eine Anzahl von Türmen ist durch die Wirkung der Schwerkraft und wohl auch durch die zahlreichen Erdbeben dieses Gebietes umgestürzt. So liegt unweit südlich des beschriebenen Karsturmes ein Exemplar, das von seiner Basis nach Norden fiel. Obwohl die Spitze abgebrochen ist, ist er noch immer 8 m lang. Seine ursprüngliche senkrechte Stellung wird durch die Erhaltung von etwa 20 cm tiefen Rinnenkarren dokumentiert, die heute an seiner Unterseite horizontal verlaufen. Sekundär sind, seiner heutigen Lage entsprechend, schon wieder 30 cm tiefe vertikale Rinnenkarren entstanden, ein Hinweis für die laufende Reduzierung der Oberfläche (vgl. Bild 3 und 5).

Ist es einerseits der korrosive Abtrag, der diese Formen erniedrigt, so wirkt andererseits im einzelnen besonders der Temperaturwechsel zerstörend. Bei manchen läßt sich eine durch letzteren Faktor bedingte schalige Ablösung der Oberfläche und als Folge die Bildung von Wollsackformen beobachten.

Das bedeutendste Problem ist nun die Alterseinstufung der Ebene und der sie begrenzenden Karsttürme. Aus der Höhenlage allein wäre das in Ithaka schwierig, weil hier eine starke tektonische Instabilität vorliegt und infolge der Kleinräumigkeit des Hinterlandes größere Reste von Strandgeröllen älterer Meeressstände nicht beobachtet werden konnten. Selbst heute sieht man bei den meisten der kleinen Buchten, daß der anfallende Schutt vom Meer rasch weggeräumt wird. Eine wesentliche Hilfe gab hier die Bearbeitung Kephallinias. Dort konnten in 250 m Seehöhe Strandkonglomerate aus dem ältesten Pleistozän (Calabrien) festgestellt werden. Die Konglomeratbank verläuft divergierend zu den mit 5° nach Südwesten fallenden, tektonisch verstellten Flächen des Oberpliozäns. Höhenlage und Verstellung dieser oberpliozänen Flächen stimmen mit der Ebene unter Anogi weitgehend überein. Es handelt sich daher bei letzterer um eine Karstrandebene aus der Zeit des Oberpliozäns, entstanden im Niveau der damaligen Vorflut der seither mächtig herausgehobenen Inseln. In der Ebene und in den Türmen und Auflösungsformen erblicken wir fossile Zeugen des oberpliozänen Klimas. Dieses war aber

tiefen Rinnenkarren sind die klassische Ornamentik der lebendigen Verkarstung.

Bild 3: Blick gegen Osten auf die Karstrandebene von Anogi

Die über die Feldflächen aufragenden Karrenrippen im Mittelgrund sind von einheitlicher Höhe (vgl. Bild 4). Rechts hinter dem stehenden Karsturm ein umgestürzter, dessen ursprünglich senkrechte Stellung durch die Erhaltung von etwa 20 cm tiefen Rinnenkarren dokumentiert wird, die

heute an seiner Unterseite horizontal verlaufen (Bild 5). Sekundär sind, der jetzigen Lage entsprechend, schon wieder 30 cm tiefe vertikale Rinnenkarren entstanden.

Bild 4: Abgerundete Rippen von Klufthangkarren in der Ebene von Anogi

Sie zeigen ein „Gipfelniveau“ etwa 1 m über der Terra rossa-Füllung des tiefer greifenden Abtrages.

Bild 5: Rinnenkarren an der Unterseite eines gestürzten, heute liegenden Karsturmes (vgl. Bild 3 rechts)

nicht etwa ein feucht-tropisches, sondern, wie unter anderem die eingehenden Studien von D. JARANOFF (1944) schon ergeben haben, im Mittelmeerraum ein tropisch semi-arides. Die verblüffende Ähnlichkeit der durch J. N. JENNINGS und M. M. SWEETING aus Nordwest-Australien beschriebenen rezenten Formen mit dem fossilen semi-ariden tropischen Karst Ithakas (Bild 1 und 2) wird durch eine weitgehende Vergleichbarkeit des Klimas ergänzt, wobei die Unterschiede sich im wesentlichen auf die zeitliche Lage der Regenzeit beschränken (Sommerregen in Nordwest-Australien, Winterregen im Mittelmeerraum auch im Pliozän; Miss M. M. SWEETING sei auch an dieser Stelle für die Überlassung des Bildes bestens gedankt!).

Teile der Ebene wurden wahrscheinlich noch im Altpleistozän durch flache Tälchen gegliedert. Dieser Periode kann auch die Entstehung vereinzelt auftretender Karstschächte zugeschrieben werden. In der weiteren Folge entwickelten sich aus diesen Talungen durch die tiefergreifende Verkarstung flache abflußlose Mulden bis zu einer Tiefe von maximal 10 Meter.

Ein Maß für den allgemeinen Abtrag der Karstrandebene seit der Zeit der Bildung dieser Formen könnte man in der Höhenlage der Hohlkehle beim früher beschriebenen Turm erblicken (Bild 2), da dies die ehemalige Fußkehle darstellt. Der Abtrag überschreitet aber die sichtbare Höhe von 5,5 m um Meter, weil die eingeschwemmte Terra rossa einen Teil des heutigen Fußkegels verhüllt.

Literatur

- BÜDEL, J.: Fossiler Tropenkarst in der Schwäbischen Alb und den Ostalpen. Erdkunde V, Bonn 1951.
- GILEWSKA, S.: Fossil Karst in Poland. Erdkunde XVIII, 2, Bonn 1964.
- JARANOFF, D.: Das Klima des Mittelmeergebietes während des Pliozäns und des Quartärs. Geol. Rdsch. 34, 7/8, Klimaheft, Stuttgart 1944.
- JENNINGS, J. N. and M. M. SWEETING: The Limestone Ranges of the Fitzroy Basin, Western Australia. Bonner Geogr. Abh. 32, Bonn 1963.
- LEHMANN, H.: Der tropische Kegelkarst auf den Großen Antillen. In: Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. Erdkunde VIII, 2, Bonn 1954.
- LEHMANN, H., K. KRÖMMELBEIN und W. LÖTSCHERT: Karstmorphologische, geologische und botanische Studien in der Sierra de Los Organos auf Cuba. Erdkunde X, 3, Bonn 1956.
- PANOŠ, V.: Der Urkarst im Ostflügel der Böhmisches Masse. Ztschr. f. Geomorph., NF, 8, 2, Berlin 1964.
- PARTSCH, J.: Kephallenia und Ithaka. Pet. Mitt., Erg.-H. 98, Gotha 1890.
- RENZ, C.: Die Insel Ithaka. Ztschr. Dt. Geol. Ges. 63, Berlin 1912.
- RENZ, C.: Die Tektonik der griechischen Gebirge. Memoires de l'Acad. d'Athènes, 8, Athen 1940.
- RENZ, C.: Die vorneogene Stratigraphie der normalsedimentären Formationen Griechenlands. Athen 1955.
- RENZ, C., N. LIATSIKAS and I. PARASKEVAIDIS: Geologic Map of Greece, 1 : 500.000. Athen 1955.
- ROGLIČ, J.: Korrosive Ebenen im Dinarischen Karst. In: Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. Erdkunde VIII, 2, Bonn 1954.
- SZABÓ, P. Z.: Neue Daten und Beobachtungen zur Kenntnis der Paläokarsterscheinungen in Ungarn. Erdkunde XVIII, 2, Bonn 1964.

WISSMANN, H. v.: Der Karst der humiden heißen und sommerheißen Gebiete Ostasiens. In: Das Karstphänomen in den verschiedenen Klimazonen. Erdkunde VIII, 2, Bonn 1954.

DAS GRÖNLÄNDISCHE INLANDEIS

Bemerkungen zum Aufsatz von Fritz Loewe
in der Erdkunde, Bd. XVIII/3

Mit 4 Abbildungen

BERNHARD BROCKAMP

Zu obiger Veröffentlichung, in der F. LOEWE (Seite 190/191) (1) auch auf meine barometrische Höhenberechnung der Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener Bezug nimmt (2) (3), seien einige Bemerkungen und Ergänzungen gemacht:

Abb. 1 zeigt den Lageplan der Expeditionsroute der Internationalen Grönland-Expedition (EGIG) 1959 mit 200-m-Höhenlinien nach den von der Gruppe Nivellement der EGIG gewonnenen Werten (geometrisches Nivellement, 50–100 m Zielweiten, Gegenvisur) (4); mit eingetragen sind die in (2) (3) berechneten barometrischen Höhen von Eismitte (Jahresmittel des Druckes, der Temperatur, des horizontalen Druckgradienten) sowie die einiger Punkte, für die mehr als fünf Einzelbeobachtungen von p und t° vorliegen. Diese Höhenwerte fügen sich zwanglos dem Lageplan der EGIG mit seinen Höhenangaben an und zeigen so, daß der in (2) (3) eingeschlagene Weg der Höhenberechnung zu Recht gewählt wurde und daß keine größeren Fehler entstanden sind und m. E. auch nicht entstehen konnten. Der Vergleich bezieht sich zunächst auf das Ost-West-Profil EGIG, nicht auf das Nord-Süd-Profil, auf dem die Höhenlinien nach Angaben der Gruppe Lagemessung (barometrische Höhenbestimmungen in Verbindung mit Tellurometermessungen) gegeben sind (5).

Für die rd. 40 km voneinander entfernten Stationen Eismitte (1930/31) und Station Centrale (1959) beträgt die Höhendifferenz rd. 65 m, zwischen den 30 km voneinander entfernten Stationen T_{32} und T_{34} rd. 14 m; Eismitte – T_{34} bei einer Entfernung von 28 km rd. 9 m.

Abb. 2 zeigt die in Camp VI, Milcent und Station Centrale registrierten Temperaturen sowie die Aufstiegstemperaturen der Küstenstationen: 1. ist an Strahlungstagen die Temperaturdifferenz freie Atmosphäre – Hütte mittags am kleinsten, nachts am größten; 2. wird die Differenz Aufstiegstemperatur – Hütten-temperaturverlauf (graphisch gemittelt) durchweg mit wachsender Stationshöhe größer. Zahlenwerte sind aus Abbildung 2 zu entnehmen. Für die Höhenberechnung eignen sich also besonders Beobachtungen um die Mittagszeit (10 bis 15 Uhr); die beobachteten Nachttemperaturen liegen bis 15° zu tief.

Abb. 3 bringt einen Vergleich zwischen nivellierten und barometrischen Höhen auf der Strecke Camp VI-Milcent. Die Höhendifferenz Camp VI-Milcent wurde für 44 Einzelbeobachtungen in einem Schritt durchgeführt unter Benutzung der Aufstiegstemperaturen für