

HORST NOWAK:

ZU DEN VOGELSCHAUDARSTELLUNGEN („PANORAMEN“) DES MOUNT EVEREST UND DES INDISCHEN OZEANS VON HEINRICH BERANN

HIMALAYA (zu Tafel VIII):

Die Vogelschaudarstellung umfaßt das Mount-Everest Massiv vom Cho-Oyo (8153 m) im Westen bis zum Makalu (8470 m) im Osten, im Süden reicht es im Tal des Dudh-Kosi bis ungefähr Namche Bazar.

1953 wurde der 8848 m hohe Mt. Everest (Chomolongma) durch den Neu-seeländer E. P. HILLARY und Sherpa TENSING bezwungen. 1954 konnte auch die kleine österreichische Expedition unter der Leitung von H. TICHY den Cho Oyo (8153 m) ersteigen. Ein Jahr später eroberte eine französische Expedition unter J. FRANCO den Makalu (7659 m).

Der Himalaya zeigt einen ähnlichen geologischen Aufbau wie die Alpen, wenngleich die Alpen von Süden nach Norden und der Himalaya von Norden überschoben worden ist.

Die älteste geologische Kartenskizze des zentralen Himalaya datiert aus dem Jahre 1851 von Captain R. STRACHEY. Er erkannte bereits die stratigraphische Haupteinteilung und das durchgehende Nordfallen der Schichten. Bereits durch J. G. AUDEN (1938) sowie von A. HEIM und A. GANSSER (1939) wurde eine tektonische Gliederung des Gebirges in 2 Hauptdeckengruppen vorgenommen — die Garhwal-Decken (AUDEN), sowie die Zentralkristallinzone mit der Almorashubmasse (HEIM und GANSSER) und die Krol-Decke.

Neue Erkenntnisse über den geologischen Aufbau des Mt. Everest Gebietes brachten die Arbeiten von T. HAGEN (1959, 1960). Seine Ausführungen sollen zu einem kurzen geotektonischen Überblick herangezogen werden.

Zur Kreidezeit wurde in der sogenannten Thorung-Phase der zentrale Geosynklinalteil — die tibetische Randschwelle — zwischen den sich nähernden Kontinentalschollen von Asien und Indien verfaltet und zum ersten Gebirge von 1500—2000 m aufgefaltet.

Im unteren Miozän (Nawakot-Phase) erfolgte eine weitere Konvergenz der Kontinentalschollen-Kompression der Himalaya-Geosynklinale sowie Herauspressung und Überschiebung der Nawakot-Decken aus der Naht zwischen Himalaya-Geosynklinale und indischen Subkontinent. Im anschließenden Mittel- und Obermiozän setzte als Hauptgebirgsbildungsphase (Kathmandu-Phase) die Überschiebung der Kathmandu-Decke und Khumbu-Decke über die Nawakot-Decken ein und die Vertiefung des Urgewässernetzes längs der alten (vororogenen, reaktivierten Querstörungen entwickelte sich weiter (Ur-Arun) Ur-Dudh-Kosi und Ur-Bhote Kosi). Im Alt-Pleistozän vollzog sich in der Tibet-Phase die Hebung des tibetischen Plateaus samt dem Randgebirge zur vollen Höhe von 4000 m bei gleichzeitigem Absinken des Gangestrogenes. Im weiteren Ablauf bewirkte die Everest-Phase durch verstärkte horizontale Schubkräfte eine Zusammenpressung der Deckenwurzeln und Hochpressung der Augengneis-Granitmassen bis 8000 m bei gleichzeitiger Schuppenbildung auf dem Rücken der Deckenwurzeln (Makalu-, Nuptse-, Everest-Schuppe) bestehend aus Kalken der Tibet-Serie (Silur-Permokarbon). Zu diesem Zeitpunkt ist auch die

Entstehung der charakteristischen Gefällsstufen der Flüsse im Durchbruch durch die Deckenwurzeln zu datieren (z. B. der Dudh-Kesi durch die Khumbu-Decke bei Tesinga). Die Mittelland-Phase schuf den Faltenwurf der Siwaliks im Vorland. Schließlich zeigt die Mahabharat-Phase die relative Hebung dieses Gebirgsmassivs bis zum heutigen Tag.

In klimatischer Hinsicht wird das Khumbu als Talsystem des Dudh-Kesi (zentraler Teil des Panoramas) durch die rund 6000 m hohe Karyolung-Kangtega Kette teilweise dem Monsuneinfluß entzogen. Damit sind die von F. MÜLLER (1950) gemessenen Niederschlagsmengen von 390 mm (April bis November), die der jährlichen Gesamtniederschlagsmenge gleichgesetzt werden kann, verständlich. Im Luv dieser Vorkette liegt die klimatische Schneegrenze wohl um etwa 800 m tiefer als am Khumbugletscher (nach WISSMANN 1959 im Expositionsmittel bei 5780 m am Khumbugletscher). Diese Schneegrenze ist im Gebiet des Nup-Gletschers und Lhotse-Gletschers im Mittel mit 5680 m, nördlich des Ama-Dablam nach WISSMANN mit 5650 m anzunehmen.

Über diese Schneegrenze ragen noch die Massiverhebungen mit einer relativen Höhe von 2000—3000 m, die infolge der ungünstigen geomorphologischen Verhältnisse (sehr steile Gebirgsflanken) nur vereinzelt von Kargletschern bedeckt werden, wie sie am Ama-Dablam (6865 m) oder Taweche (6542 m) im Panorama erkennbar sind. Infolge der großen Höhen über der Schneegrenze verfirnen und vereisen nach R. v. KLEBELSBERG (1949) die Wände trotz ihrer Steilheit zu oft lückenlos geschlossener Wandvereisung, wie sie besonders deutlich am Makalu und Kangtega (s. Panorama) in Erscheinung tritt und nur von den gefalteten Gneisbändern und Schubdeckenstirnen unterbrochen wird. Durch abrinnende Pulverschnee- und Eiskristallmassen bilden sich an den Wänden Fiederrillen, wobei die zwischen den Hauptrillen stehen gebliebenen Eisrippen durch Sekundärrillen zerfurcht werden.

Der Typus der Himalaya Gletscher wird überwiegend durch Lawinen, Firn und Eisabbrüche von den hohen Wänden genährt. Die Gletscherströme sind meist weithin schuttbedeckt. Je mehr die Abschmelzung durch Schutt verzögert wird, umso länger streckt sich die Abschmelzfläche: Das Flächenverhältnis vom Nähr- und Zehrgebiet, das bei den Alpengletschern häufig 3 : 1 ist, verschiebt sich damit bis 1 : 1. Die Gletscherbewegung bleibt gleichmäßig bis zur Gletscherzunge.

Die Geschwindigkeit des rund 25 km langen Khumbu-Gletschers, der nach WISSMANN wie der Jasamba-Gletscher und der Ngojumba-Gletscher südlich des Nup La, dem turkistanischen Typ zugeordnet werden muß, beträgt nach den Messungen F. MÜLLERS erstaunlicherweise nur 50 m pro Jahr.

Geomorphologisch treten neben den Terrassenresten besonders noch die 1850 — er Moränenstände im Panorama markant hervor, wie sie z. B. im Tal des Bhote-Kosi erkennbar sind.

Auf der Südseite des Mt. Everest-Massivs liegt zwischen Pang- und Dingboche die schattseitige Waldgrenze bei 4230 m (SCHNEIDER 1959) unter einer klimatischen Schneegrenze von etwa 5650 m.

Die Baumgrenze wird in der Hauptkette in der Regel von *Betula utilis* und *Juniperus recurva* (H. HAFFNER, 1965) gebildet. Deutlich sind auch im Panorama die kleinen Dörfer und die mit Steinwällen abgegrenzten Ackerflächen des tibetanischen Volksstammes der Sherpa erkennbar, die das Khumbugebiet bewohnen. In den Hochregionen gedeihen noch Kartoffel, Buch-

weizen und tibetische Sommergerste. Die höchsten Felder in der Hauptkette gehören nach W. HAFNER zum Sommerdorf Dingboche (im Tal des Imja Khola). Kartoffel wird hier im Trockenfeld gebaut, die tibetische Gerste dagegen wird in den Monaten April und Mai vor Beginn des Monsuns künstlich bewässert. Die größeren Sherpadörfer, wie das Händlerdorf Namche Bazar (3880 m) (zentraler untere Panoramarand), liegen entweder auf Terrassenspornen oder geräumigen Talböden. Das, über Namche Bazar liegende Dorf Kumjung liegt auf einem schwach geneigten Schwemmfächer in einem Tal, das in gewaltige Bergsturmassen eingeschnitten ist. Zahlreiche Dörfer wie Thami im Bhote Kosi oder die Almsiedlungen Dingboche, Pheriche und Dingla liegen auf verlandeten Endmoränenseeböden. Das höchste ständig bewohnte Dorf Pangboche liegt im Imja-Khola in 4000 m Höhe, knapp oberhalb der Waldgrenze (vgl. Karte von E. SCHNEIDER).

Die weithin entwaldeten Hänge (z. B. zwischen Thami im Südwesten und Pangboche im Osten) sind zu Weideland geworden und legen Zeugnis ab, daß der Mensch auch diese Hochgebirgslandschaft zu seinem Nutzen umgestaltet hat.

DER MEERESGRUND DES INDISCHEN OZEANS (zu Tafel X):

Die Darstellung wurde 1967 auf Grund von bathymetrischen Studien der Geophysiker C. HEEZEN und M. THARP an der Columbia Universität in Palisades, New York, gezeichnet.

Es umfaßt den Großteil des Indischen Ozeans mit seinen Randgebieten, der mit einer Fläche von 74 Mill km² $\frac{1}{7}$ der Erdoberfläche bedeckt. Allgemein gilt der Meridian von Kap Agulhas (20° ö. L.) als Grenze des Indischen Ozeans gegen den Atlantik, als östliche Begrenzung dient (n. SCHOTT) die tektonische Tiefenlinie vom SE-Kap von Tasmanien (147° ö. L.) über die Macquarie-Inseln (160° ö. L.) bis nach Kap Adare (Antarktis).

Die moderne Erforschung des Indischen Ozeans wurde durch die Weltmeerexpedition der bekannten „Challenger“-Expedition (1872 bis 1876) eingeleitet, deren wissenschaftliche Leitung W. THOMSON übernommen hatte. Die jüngste Erforschungsperiode wurde von Großbritannien, der UdSSR, USA, BRD mit der „International Indian Ocean-Expedition“ (1959—1965) gemeinsam durchgeführt und galt besonders der Erforschung des s u b m a r i n e n R e l i e f s des Indischen Ozeans.

Das vielgliedrige Becken des Ind. Ozeans wird von einzelnen Teilschollen der alten Gondwanamasse umrahmt. Dieses ist daher von alten, starren Schollen mit bruch- oder flexurbedingten Küsten begrenzt; nur die S-Küste des Iran und die NE-Begrenzung des Ozeans zwischen der Ganges-Mündung und Timor gehören dem Faltengebirgsgürtel an. Letzterer wird an seiner W-Seite vom Java-Graben mit der maximalen Tiefe des Ind. Ozeans von 7455 m begrenzt.

Die Randzonen und Teilbecken des Ind. Ozeans können jeweils einer hypsographischen Großform zugeordnet werden:

Der Schelf umrandet als ein Flachseegürtel von wenigen km Breite (durchschnittl. Tiefe 150 m) die Kontinente und findet im Java-Borneo-Schelf seine größte Ausdehnung; hingegen ist er an der Ost-Küste Afrikas bedingt durch tektonische Vorgänge nur sehr schmal ausgebildet.

Deutlich erkennbar sind die submarinen Canons und Rinnen des Ganges und Indus. Wie beim Kongo wurde auch der Unterlauf des Indus tektonisch angelegt und findet eine Fortsetzung in unterseeischen Canons. Im Gegensatz dazu müssen

die Rinnen des Java-Borneo-Schelfs wahrscheinlich verschiedenen Meeresströmungen zugeordnet werden.

Bei etwa 200 m Tiefe geht die Schelfzone unvermittelt mit einem scharfen Gehängeknick in den steilen Kontinentalabhang über, an den sich seewärts die Tiefseebecken in einer durchschnittlichen Tiefe von 4000 m anschließen, die in Kontinentnähe zumeist von Tiefseeebenen aufgebaut werden (z. B. Somali Becken, Arabische Becken), die in kontinentferneren Gebieten in Tiefseehügelländer übergehen und schließlich von Tiefseerücken, wie der „Mittelindischen Schwelle“ (n. SCHOTT) = „Mid-Oceanic-Ridge“ (n. HEEZEN) begrenzt werden. Letzterer wird in der älteren Literatur (MACHATSCHEK, SCHOTT) als der von J. SCHMIDT (1930) so benannte „Carlsberg-Rücken“ beschrieben, der mit doppelter Kammlinie, unweit der Insel Sokotra beginnend nach Südosten bis zur Insel Rodrigues sich erstreckt.

Bezüglich der Tektonik des Ind. Ozean-Beckens wurde nach L. KOBER der meridional schwach bogenförmige Carlsberg-Rücken einem orogenen Bau tertiären Alters zugeordnet.

Eine weitere Einordnung erfolgte durch v. WISSMANN und S. SEWELL, die den Carlsberg-Rücken als östliche Fortsetzung des ostafrikanischen Grabensystems betrachteten. Dabei soll der Einbruch des nördlichen Ind. Ozeans erst im Pliozän geschehen sein. Nach MACHATSCHEK sind die Formen des submarinen Reliefs weder die von Faltungen noch von echten Schollenbewegungen, sondern es handelt sich bei ihnen um flache Aufwölbungen und Einmuldungen, die vielleicht Vorläufer einer schärfer ausgeprägten Tektonik sind, deren Einordnung in ein kontinentales System kaum möglich ist.

Nach neuesten Forschungsergebnissen der „International Indian Ocean-Expedition“ erreicht der „Mid Oceanic Ridge“, dessen Basis in 7000 m Tiefe angenommen werden kann, eine Reliefenergie von 5500 m. Gleichzeitig wurde durch diese Expedition im „Ninety East Ridge“ (Erstreckung entlang des 90° ö. L.) ein bisher unbekannter Tiefseerücken entdeckt, der aus dem Golf v. Bengal bis in die Nähe der Insel Amsterdam zieht.

Nach Meinung des Verfassers können im Indischen Ozean verschieden alte Graben- und Rückensysteme unterschieden werden:

a) Der weit aufklaffende Java-Graben mit einer maximalen Tiefe von 7455 m. Eine ähnliche tektonische Anlage weisen die Gräben an der W- und SW-Küste Australiens auf z. B. Diamantina- und Ob-Graben. Letztgenannter Graben wird im W vom Faltenystem des „Ninety-East-Ridge“ abgefangen und ermöglicht damit eine ältere Datierung dieses Java-Grabenbruchsystems als die westlich davon gelegenen tektonischen Grundlinien.

b) Der schmalere Teil des „Mid-Oceanic-Ridge“ mit seinem zentral verlaufenden „Rift-Valley“, der östlich der Inseln St. Paul und Amsterdam ansetzt, kann meiner Ansicht nach einem älteren Vorläufer des gegenwärtig noch in Ausbildung begriffenen mächtigen „Mid Oceanic-Ridge“ zugeschrieben werden. Dieser Rücken kann, wie bereits KOBER vermutete und neueste Beobachtungen bestätigt haben, einem zusammenhängenden System zentraler Rücken in den 3 Ozeanen eingeordnet werden. Er ist vom Jan-Mayen-Rücken, über den Mittelatlantischen Rücken, der Atlantisch-Ind. Schwelle, der südpazifischen und ostpazifischen Schwelle bis Kalifornien verfolgbar.

c) Das Rückgrat des mächtigen „Mid Oceanic Ridge“ mit seiner Y-Form bildet das sogenannte „Central Rift-Valley“, dessen Alter nach amerikanischen

Angaben auf Grund von Magnetometermessungen mit 700 000 Jahren angegeben wird. In diesem Graben tritt Magma nahe an die Erdoberfläche und bewirkt infolge Aufschmelzung eine Mischung von Erdkrusten- und Erdmantelmateriale. Gleichzeitig erfolgt mit dem Aufklaffen eine Beckenverbreiterung um 2—3 inches (5,08 bzw. 7,62 cm) pro Jahr.

d) Meridional verlaufende Bruch- und Schwellensysteme wie z. B. die Mozambique-Bruchzone oder der „Ninety East-Ridge“ überprägen die Falten-systeme des Mid-Oceanic-Ridge und können daher jünger eingestuft werden.

e) Jungen Datums dürften die W—E verlaufenden, tief reichenden Brüche sein (Rodrigues Bruchzone, Vema Graben), die den Mid-Oceanic-Ridge in einzelne Teilrücken auflösen.

Abschließend kann über die Tiefseerücken nach neuen Beobachtungen der marinen Geophysik folgendes ausgesagt werden:

1. Die Tiefseerücken sind im Gegensatz zu den Tiefseebecken nur durch Flachbeben ausgezeichnet, deren Hypozentrum nicht tiefer als 50 km liegen.

2. Magnetometermessungen ergaben in Gebieten der Tiefseeschwellen starke Anomalien, die nur von Intrusionen magnetischer Tiefengesteine herrühren können.

Die Tiefseerücken können nicht als Faltungszonen gedeutet werden, sondern als eine Zone der Aufwölbungen mit Bruchtektonik, wobei die Aufwölbungsvorgänge aus der Volumszunahme bei chemischer Umwandlung der Tiefengesteine erklärt werden können.

Die Inseln des Indischen Ozeans: Die Seychellen liegen auf einer, vermutlich am Amirante Graben schwach abgesenkten Staffel, die früher dem afrikanischen Festland angegliedert war und damit als Teil der Gondwana-Masse angesehen werden kann. Rein jungvulkanischen Ursprungs sind die Inseln Reunion, St. Prinz Edward I., St. Paul und Neumsterdam.

Dagegen können die Crozet-Inseln und Kerguelen-Inseln als „Guyot“ ähnliche Formen angesprochen werden. Es handelt sich dabei um Vulkankegel. Zahlreiche Kuppen zeigen eine auffallend ebene Tafelform auf, die nichtvulkanischen Ursprungs sein kann. Das Gipfelplateau kann damit erklärt werden, daß die Kuppe früher über die Meeresoberfläche reichte und durch Abrasionswirkung eingeebnet wurde.

LEOPOLD SCHEIDL, Wien:

ÖSTERREICHISCHE GEOGRAPHENTAGUNG 1968

Das Institut für Österreichkunde hielt seine 4. Geographentagung vom 28. Mai bis 1. Juni 1968 in Hintermoos bei Saalfelden, Salzburg, ab. Hochschulprofessor Dr. Leopold SCHEIDL konnte diesmal zahlreiche Repräsentanten der Geographie der Hochschulen und höheren Schulen Österreichs begrüßen sowie namentlich als Ehrengäste und einleitende Redner den Vertreter des Herrn Bundesministers für Unterricht, Ministerialrat Dr. Anton KOLBABEK, der die Tagung eröffnete, den Vertreter des Herrn Landeshauptmanns von Salzburg, Präsidenten des Landesschulrates Hofrat Dr. Matthias LAIREITER, und den Leiter der Arbeitsgemeinschaft der Geographielehrer an höheren Schulen Salzburgs, Direktor Hofrat Dr. Ferdinand PRILLINGER.

Die heurige Tagung stand unter der Devise „Geographie und Wirtschaftsentwicklung“. Der erste Vortragstag, der 29. Mai, war der Heimat gewidmet.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Mitteilungen der Österreichischen Geographischen Gesellschaft](#)

Jahr/Year: 1968

Band/Volume: [110](#)

Autor(en)/Author(s): Nowak Horst

Artikel/Article: [ZU DEN VOGELSCHAUDARSTELLUNGEN \(„PANORAMEN“\) DES MOUNT EVEREST UND DES INDISCHEN OZEANS VON HEINRICH BERANN 289-293](#)