

25. — : El factor humano en la industria de la pesca en Baleares. Bol. Cam. Of. Comerc. Palma 1959, S. 147–153.
26. P. MONBEIG: Vie de Relations et Spécialisation Agricole: Les Baléares au XVIII siècle. »Annales d'Histoire Economique et Sociale«, Nr. 18, Nov. 1932.
27. J. OLIVER FERRER, R. FERRAGUT BONAFÉ, F. SIMOET LLADÓ: Aspectos económicos de la pesca en Baleares. Bol. Cam. Of. Comerc. Palma 1959, S. 154–158.
28. P. PIFERRER und J. M^a. QUADRADO: Islas Baleares. Neudruck Palma 1947–1951. 9 Bde., zus 2441 S.
29. A. PONS: Historia de Mallorca. Palma 1963, 306 S.
30. J. M^a. QUADRADO: Forenses y Ciudadanos. Historia de las disensiones civiles en Mallorca en el siglo XV. Palma 1895, 412 S.
31. G. ROSSELLÓ BORDOY: La Evolución Urbana de Palma en la Antigüedad. I: Palma romana. Bol. Cam. Of. Comerc. Palma 1961, S. 121–139. II: Palma musulmana. Bol. Cam. Of. Comerc. Palma 1961, S. 182–197.
32. V. ROSSELLÓ VERGER: La Huerta de Levante en Palma de Mallorca. Estud. Geogr. 1959, S. 523–578.
33. — : Mallorca – El Sur y Sureste. Palma 1964, 553 S.
34. — : El Regadío en la Isla de Mallorca. In »Aportación Española al XX Congreso Geográfico Internacional. Madrid 1964, S. 235–254.
35. M. ROTGER: Historia de Pollensa. 3 Bde. Palma 1897–98, 1904, 1906. 302 + CLIV S., 380 + CXCVII S., 206 + LXXXIV.
36. H. SCHMITTHENNER: Zum Problem der allgemeinen Geographie und der Länderkunde. Münchener Geographische Hefte, Nr. 4, 1954, 37 S.
37. — : Studien zur Lehre vom Geographischen Formenvandel. Münchener Geographische Hefte, Nr. 7, 1954, 45 S.
38. J. VICENÇ VIVES: Manual de Historia Económica de España. 3. Auflage, Barcelona 1964, 712 S.
39. B. VIDAL Y TOMÁS: Santanyí y sus Calas. Panorama Balear 1955, 16 S.

Statistik

40. Reseña Estadística de la Provincia de Baleares. Madrid 1962, 658 S.
41. El Turismo en Baleares. Datos Estadísticos. Año de 1964. Palma de Mallorca 1965, 31 S.
42. Explotaciones agrarias según la superficie total de sus tierras. Bol. Cam. Of. Comerc. Palma 1963, S. 179–180.
43. B. BARCELÓ PONS: El Turismo en las Islas Baleares en 1963. Bol. Cam. Of. Comerc. Palma 1964, S. 44–50.
44. — : Evolución de la población en los Municipios de la Islas de Mallorca. Bol. Cam. Of. Comerc. Palma 1962, S. 251–252.
45. — : Extensión y distribución de la tierra cultivada e inculca en la Isla de Mallorca (1960). Bol. Cam. Of. Comerc. Palma 1962, S. 128 (mit 3 Seiten Tabellen).
46. — : Extensión y distribución de la tierra cultivada e inculca en la Isla de Mallorca en 1860. Bol. Cam. Of. Comerc. Palma 1962, S. 198 (mit 3 S. Tabellen).
47. — : Los Movimientos de la Población de la Isla de Mallorca en el quinquenio de 1955–1960. Bol. Cam. Of. Comerc. Palma 1963, S. 262–269.
48. C. URECH CIPRE: Estudios sobre la riqueza territorial de las islas Baleares dedicados a las Cortes Constituyentes. Palma 1869, 583 S.

BERICHTE UND KLEINE MITTEILUNGEN

FRAGEN ZUR GENESE DER NATURRÄUMLICHEN GROSSEINHEITEN DES OSTSEERAUMES

Mit 4 Abbildungen

THEODOR HURTIG

Summary: Problems in the origin of the major natural units of the Baltic Sea area.

As an introduction, a short classification of the 4 major natural units of the Baltic Sea area is given, worked out by the author purely on the basis of geomorphologic data.

A second section deals with several problems in the origin of these major units: the controversial ice isostasy; the importance of orogenic and epirogenic phases of development of the old Fenno-Scandian Shield for the outflow of material in its peripheral areas; the Pleistocene in the peri-Baltic and the influence of a prequaternary relief upon its contemporary surface picture; the various late and post-glacial stages in the evolution of the Baltic with especial regard to the riddle of the Ancylus Sea; and the testimony of post-diluvial transgression phenomena in different sectors of the Baltic Sea.

A detailed list of references can be found at the end of the article.

Verfasser hat das gesamte Ostseegebiet während mehrerer Jahrzehnte auf längeren und kürzeren Reisen kennengelernt.

Unterschiedlich sind zunächst die einzelnen Meeresteile nach Länge und Breite, aber auch nach der Bodenkonfiguration (s. Abb. 1 und HURTIG 1959).

Im Norden fallen mit flachen Schelfflächen (besonders auf der finnischen Seite) die flankierenden Kontinentteile zu den tieferen Becken der Bottenwiek und der Bottensee ein. Beide werden durch die Nordkvarnen (zwischen Umeå und Vaasa) getrennt (s. auch die Tiefenkarten bei RENQVIST 1930). Unmittelbar vor der Küste von Ångermanland zeigt der Meeresboden in der Ulvötiefe eine plötzliche Absenkung auf 294 m.

Dieser Nordteil (zusammenfassend auch als Botten-golf bezeichnet) wird im Süden von der „plateauförmigen“ Stockholm-Åland-Turkuschwelle begrenzt, auf der die gleichnamigen Schärenhöfe sitzen. Die 40 m Tiefenlinie begrenzt diese Schwelle (s. Karte bei STÖBE 1924). Ihr Westteil, bei den Südkvarnen beginnend, wird fast in der ganzen Breite von der maximal > 300 m tiefen Ålandsee unterbrochen.

Südlich der Stockholm-Åland-Turkuschwelle beginnt der zentralbaltische Meeresteil (die eigentliche Ostsee). Zu ihm stößt von Osten der Finnengolf. Charakteristisch für den zentralbaltischen Meeresteil sind die großen, aus Kalkstein aufgebauten Inseln: Öland, Gotland, Sarema (Ösel) und Chiuma (Dagö), dazu die mehr meridional verlaufenden langgestreckten Mulden, von denen diejenige nördlich von Gotland den Landsort-Graben aufweist, mit einer Tiefe von rd. 460 m. Auch die Ostgotland-Mulde zeigt Tiefen von rd. 250 m.

Dort, wo der zentralbaltische Meeresteil aus der N-S- in die O-W-Richtung einschwenkt, treten einzelne von niedrigeren Schwellen getrennte Becken auf,

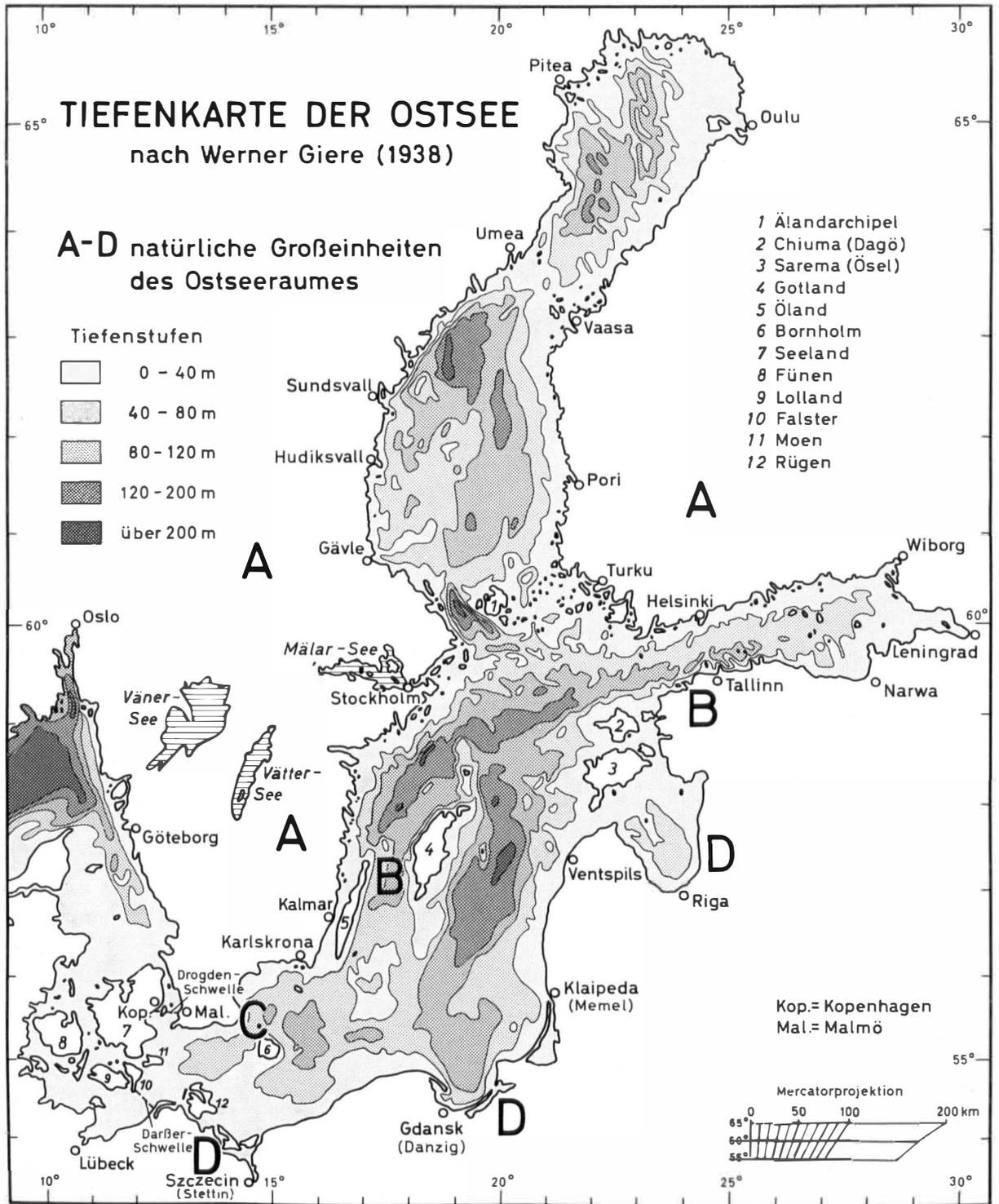


Abb. 1: Tiefenkarte der Ostsee und natürliche Großeinheiten des Ostseeraumes
(Erläuterung der Großbuchstaben siehe Text)

zu denen, von Osten nach Westen gerechnet, die Stolper Rinne, die Bornholm-Mulde und die Arkonatiefe gehören. Zwischen dieser Beckenreihe und dem Südgestade des Meeres liegen flache Gründe, u. a. die Stolpe-Bank, die Oder-Bank und, in südwestlicher Fortsetzung von Bornholm auf Rügen, die Rönne-Bank und der Adlergrund.

Der Abschluß des zentralbaltischen Meeresteiles im Westen sind die Darßer-Schwelle, zwischen dem Darß und der Südspitze von Falster, und die flache Drogen-Schwelle (etwa 7 m u. d. Meeressp.) zwischen Malmö und Kopenhagen, am Südausgang des Öresundes.

Die Beltsee im Westen bildet den letzten Teil des Baltischen Meeres. Charakteristisch, im Gegensatz zum zentralbaltischen Meeresteil, sind der Komplex der dänischen Inseln, die relativ schmalen Belte und der Öresund, dazu die geringe Tiefe, die in der zentralen Mecklenburger Bucht mit der auffällig ebenen Bodenflur nur 20–25 m beträgt und in der Kadet-Rinne der Darßer-Schwelle sowie in den tiefen „Kolken“ der Belte maximal 30 m übersteigt (vgl. die Karten bei KOLP 1961 u. 1964).

Ebenso unterschiedlich sind im Ostseegebiet die verschiedenen Küstenabschnitte. Ihre Gestaltung hängt ab von den großräumigen geologischen Entwicklungen der ältesten Erdperioden bis hin zum Pleistozän und steht schließlich, bis in die Gegenwart, in engster Beziehung zu den Küstenprozessen (Abbruch und Anlandung) während der phasenhaften Überflutungsakte des Baltischen Meeres.

Am Nordgestade, sowohl in Schweden als auch in Finnland, wird das Bild der Flach- und Steilküsten, bzw. der Fjordküste von Ängermanland, im wesentlichen von den Graniten und Gneisen des alten fennoskandischen Schildes geprägt. Dort, wo die Küstenflüsse oder spätglaziale Vorgänge Lockermaterial über den Felsgrund gelegt haben (besonders in der Umrahmung des Bottengolfes), entwickelten sich Sandstrände mit teilweise leichten Verdünungen (BEHRENS 1958 u. 1959, LEIVISKÄ 1905–1907). Ein entscheidendes Bild liefern die vorgelagerten Schären. Ihre Felskuppen sind eisgeschliffen, der Felsfuß hat durch Wellengang und rezente Eisschurf eine auffallend helle „Scheuerleiste“ in Wasserspiegelhöhe erhalten, und mehr oder weniger breite Sunde und Fjärde unterbrechen die Inselkomplexe. Es haben sich die Typen der Schärenküsten bzw. der Schärenhöfe gebildet (HEDENSTIERNA 1948, GRANÖ 1960).

Wieder anders sind die Küstenabschnitte auf den Inseln des zentralbaltischen Meeresteiles und in Nordestland (TAMMEKANN 1940, MARTINSSON 1958, HURTIG 1962). Die steil abfallenden Kalksteinufer (max. Höhen 30 m und mehr) werden als Klint, in Estland als Glint bezeichnet. Dort, wo in kleinen Buchten an der sonst hafennarmen Küste Bäche münden, kommen breitere, leicht verdünnte sandige Strandabschnitte vor, während sonst ein mit großen Blöcken bedeckter und daher schwer begehbarer Strandsaum anzutreffen ist. Die Schären fehlen. Einzelne vorgelagerte Inseln (z. B. Stora und Lilla Karlsö auf der Westseite von Gotland oder Klein- und Groß Rogö sowie Odinsholm an der Westküste von Estland) sind als „Zeugenberge“ aus

dem Verband der Kalksteintafel, die gute Karstformen aufweist, herausgearbeitet worden (HURTIG 1962).

Südschweden (Schonen) und die Insel Bornholm (MATTSON 1962, SCHMIDT 1962 und 1963) stellen ein Übergangsgebiet zum Südgestade der Ostsee dar. Reste einer Schärenküste im Nordosten von Bornholm und steile Felsufer auf der Insel selbst sind letzte Ausläufer der nördlichen und mittleren fennoskandischen Küstenabschnitte, während in Schonen verbreitete Dünen und Moränenkliffe vorherrschen.

Das Südgestade der Ostsee sowie der litauische und lettische Anteil stellen die großen Akkumulationsgebiete jenes Materials dar, das die Gletscher der Eiszeiten aus den Exarations- und Denudationsräumen des Nordens und der Ostseefurche herangebracht haben. Wenn im Norden, durch das Zusammenwirken verschiedener Kräfte und Kräftegruppen, die Küstenformen im wesentlichen aus anstehendem Fels herausgearbeitet wurden, ist hier der im Pleistozän aufgebaute Formenschatz durch fluviatile, äolische und marine Einwirkungen überformt worden. Verdünnte Flachküsten und mehr oder weniger hohe Geschiebemergelkliffe – z. T. mit aufgesetzten Kliffranddünen – lösen einander ab. Zwischen ihnen liegen Kreideauftragungen (Seeland, Moen, Rügen) und tertiäre Hochgebiete. Tiefe Förden oder fördenähnliche Flußmündungen greifen weit in das Landesinnere hinein. Strandseen, Bodden, Haffe und Nehrungen (mit bereits festgelegten oder wandernden Hochdünenstrecken) sind markante Beispiele für jüngste Küstenausgleichsvorgänge.

Aus der Vielheit der naturräumlichen Einheiten und Untereinheiten lassen sich – unter ausschließlicher Berücksichtigung geomorphologischer Gegebenheiten – folgende 4 Großeinheiten (s. Abb. 1, A–D) herausstellen:

A) Die alte vom Eis überformte Rumpffläche Fennoskandias mit ihrer Bruchspalten tektonik, die sich in dem Verlauf der Fluß- und Seenlinien und in der Gliederung der Schärenhöfe deutlich widerspiegelt.

B) Die kambro-silurische Schichtstufenlandschaft des zentralbaltischen Raumes mit ihren Klint (Glint)-Ufern, beispielsweise auf Öland, Gotland und längs der estnischen Küste des Finnengolfes (s. Abb. 2 und Teilansicht auf Abb. 3).

C) Die „Fennoskandische Bruchzone“ (MATTSON 1962). Sie ist ein von bedeutenden Verwerfungen durchzogenes Übergangsgebiet zwischen A und D, welches in Schonen (Sprunghöhe der Verwerfungen mehr als 1000 m – nach SCHWINNER 1938, S. 12) ein charakteristisches Gepräge besitzt, aber auch in den Umrißformen von Bornholm mit seiner nordöstlichen Schärenserie in Erscheinung tritt (v. BUBNOFF 1933, 1935 und WEVERINCK 1936). Bedeutende pleistozäne Ablagerungen umgeben in Schonen die NW–SE streichenden Grundgebirgshorste (Söderås Romeleås, Linderås) und bedecken die von Verwerfungen durchsetzten mesozoischen Schichten im Liegenden.

D) die mächtigen glazialen Akkumulationsgebiete am Süd- und Ostgestade des Baltischen Meeres mit den Kreideauftragungen und den tertiären Hochgebieten.

In dem zweiten Teil sollen einige der entscheidenden Fragen zur Genese der naturräumlichen Großeinheiten behandelt werden. Aus manchen Gründen scheint es

zweckmäßig, den folgenden Fragenkomplex an die erste Stelle zu setzen:

Hat die Eislast, die sich im Pleistozän über den alten fennoskandischen Schild legte, den Erdkrustenteil um maximale Beträge von 500 m und mehr (s. PENCK 1922, NISKANEN 1939 und 1943) herabdrücken können, und ist dann nach der Eisentlastung eine entsprechende Ausgleichshebung, die bis in die Gegenwart andauert, eingetreten (eisisostatische Bewegungen)?

In der Literatur gibt es eine Reihe von Meinungen, die mehr oder weniger scharfe Kritik üben, wobei die

postglaziale Hebung Fennoskandias nicht bezweifelt wird. Man will jedoch wissen, wo bei einem vermuteten Herabdrücken der Erdkruste durch das Eis das bewegliche Tiefenmaterial geblieben ist.

FLINT (1957, S. 241) gibt folgende Antwort: "The disposition of the displaced rock material during glacial maxima remains a mystery". Man diskutiert auch darüber, warum sich die sogenannte postdiluviale Landhebung, im Hinblick auf die Größe des Vereisungsgebietes, nur in einem verhältnismäßig kleinen Bereich ausgewirkt hat.

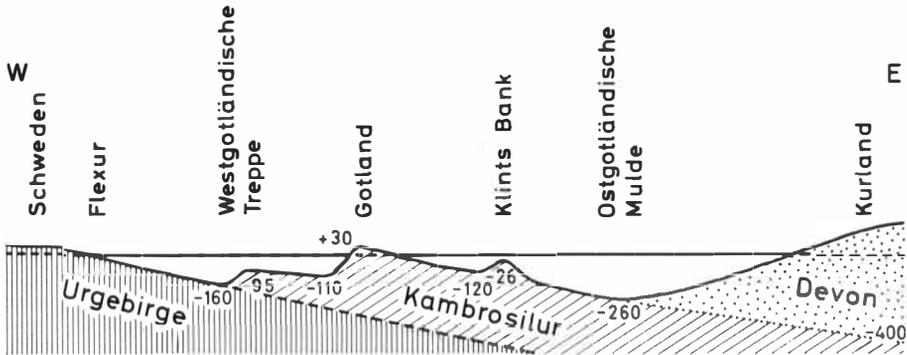


Abb. 2: Querschnitt durch den zentralbaltischen Meeresteil (Schichtstufenlandschaft)

Kambrium, Ordoviciem und Silur sind zum Kambrosilur zusammengefaßt (aus: GIERE, Die Entstehung der Ostsee)

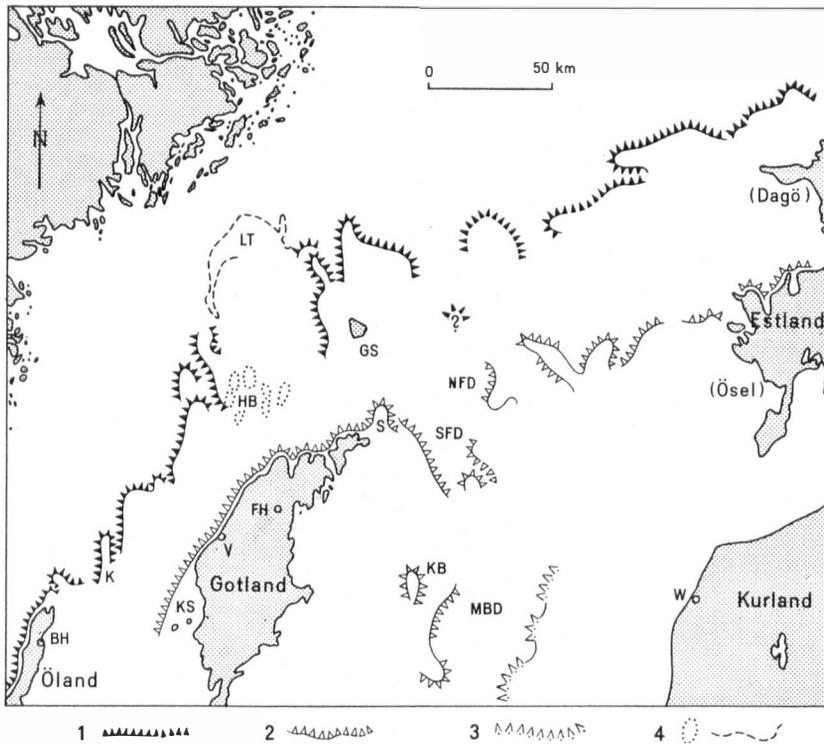


Abb. 3: Die Hauptzüge in der Klintmorphologie des Baltik (aus: MARTINSSON 1960)

1 = ordovischer Klintkomplex; 2 = silurischer Klintkomplex; 3 = devonischer Abhang zur mittelbaltischen Depression; 4 = flachere Böschungen - BH Böda Hamn; FH File Haidar; GS Gotska Sandön; HB Hall Banks; K Knoll's Bank; KB Klint Bank; KS Karlsö Schelf; LT Landsort Graben; MBD Mittelbaltische Depression; NFD Nördliche Färö Depression; SFD Südliche Färö Depression; V Visby; W Ventspils (Windau)

SCHWINNER (1938, S. 13) – er lehnt die Anwendung der eisisostatischen Theorie auf Skandinavien völlig ab – sagt dazu: „Das Vereisungsgebiet reicht über den Raum, der nach dem Abschmelzen des Eises eine Hebung erfährt, weit hinaus, in Deutschland um > 200 km. Selbst die große Rückzugslage, die Pommersche Endlage, liegt noch 75–100 km vor der Null-Isobase (d. i. die Linie, welche das Gebiet der postglazialen Landhebung im Norden von dem südlichen, nicht gehobenen, stellenweise vielleicht sogar sinkenden (?) trennt. *Hat in diesen weiten Bereichen das Eis kein Gewicht gehabt?*“

„Diese Verhältnisse sprechen für einen erheblichen Einfluß echter tektonischer Vorgänge und lassen sich nur schwer mit der eisisostatischen Theorie im Sinne von W. RAMSAY (1924) und R. A. DALY (1934) vereinbaren. Auch die Verteilung der Schwerestörungen gibt nicht die bei einer ausschließlich eisisostatischen Ursache der gegenwärtigen Vorgänge theoretisch zu erwartenden Bedingungen wieder“ (KÖSTER, 1961, S. 74).

Abschließend noch eine Überlegung zu dem Problem der eisisostatischen Bewegungen. Man bezieht die Schlußfolgerungen im wesentlichen auf den Zeitraum der letzten Vereisung mit der folgenden Spät- und Postglazialzeit, obgleich hier nur ein verhältnismäßig kleiner Ausschnitt des gesamten Pleistozäns vorliegt. Man läßt die vorausgehenden Eiszeiten mit ihren Inter-glazialen (z. B. das Mindel-Riß Interglazial) unberücksichtigt. Die Frage ist berechtigt: *In welchem Ausmaß haben in früheren Kaltzeiten entsprechende Bewegungen stattgefunden, und sind dieselben in den dazwischen liegenden langen Warmzeiten, welche die Eiskalotte vermutlich weitgehend zum Verschwinden brachten, z. T. wieder rückläufig geworden?*

Es sollte dem Pleistozän, das zeitlich nur einen Bruchteil des vorangehenden Tertiärs darstellt, nicht zuviel zugemutet werden. Man gelangt immer mehr zu der Überzeugung, daß die Auffassung von den eisisostatischen Bewegungen mindestens problematisch ist bzw. in dem vermuteten Umfang kaum gerechtfertigt.

Wenn man nun die eisisostatischen Vorgänge eliminiert bzw. stark einschränkt, so bleibt die tektonische Komponente vorherrschend. *Die weitere Hauptfrage wird daher lauten: Ist die noch in der Gegenwart zu beobachtende schildförmige Heraushebung Fennoskandias als ein Teil bzw. eine Fortsetzung alter tektonisch-isostatischer Bewegungen zu werten?*

Fennoskandia hat stets die Tendenz gehabt, in einem Wechsel von orogenen bzw. epirogenen Phasen und lang andauernden Denudationsvorgängen, durch die gewaltige Materialmassen in die nähere und weitere Umgebung „ausgestoßen“ wurden, immer wieder die alten Gleichgewichts- und Höhenlagen zu erhalten (s. BACKLUND 1928, WITTING 1928, SCHWINNER 1938). In präkambrischer Zeit (im weitesten Sinne gesehen) entstanden die mehr O–W ziehenden Faltenstränge, die von RAMSAY als *Svecofenniden* bezeichnet werden. Die Stockholm-Åland-Turkuschwelle ist als ein eingerumpfter Rest anzusehen. Etwas jünger und mehr meridional streichend sind die *Gotokarelid* (nach BACKLUND, vgl. v. BUBNOFF 1952). Reste ältester Sandsteine (subjotnischer Sandstein) sind Zeugen der Abtragung. Die Transgression der kambro-

silurischen Meere, deren Reichweite über Fennoskandia ungewiß ist, konnte sogar stattfinden. Ihre Sedimente: Tone, Sandstein und Kalk legten sich über die präkambrische Rumpffläche und konservierten sie zunächst (DEECKE 1910, MARTINSSON 1962).

Es folgte die Kaledonische Orogenese. Der Westteil Fennoskandias hob sich heraus, während die Ostseite bzw. Südseite schräg gestellt wurden. Alle Denudationskräfte erfuhren eine bedeutende Steigerung. Der Abbau der kambrosilurischen Sedimentdecke setzte ein, so daß Teile der präkambrischen Rumpffläche wieder „exhumiert“ wurden. „Als Hebungs- und Denudationsgebiet lieferte der alte Schild, zusammen mit marinen Vorstößen, die Schuttmassen des Devons der nördlichen russischen Tafel (z. B. in Estland und Lettland). Er umgab sich im Süden und Osten mit einem viele 100 km breiten und 200–300 m mächtigen Sandgürtel, einer altpaläozoischen Wüste“ (s. GROSS, 1940, S. 533 und seine einprägsamen paläogeographischen Karten).

Es ist anzunehmen, daß auch während der variskischen Orogenese eine nicht unbedeutende Reliefverstärkung eintrat, die weiterführende Abtragungsvorgänge zeitigte.

Von großer Bedeutung waren die wohl mehrphasigen orogenen Vorgänge während des Tertiärs: Die Randschwelle zum Atlantik, das heutige Rückgrat Skandinaviens (die „Skanden“ nach LJUNGNER), mit alten Verebnungsflächen, alpinen Formen und der gut erkennbaren morphologischen Grenze zur „präkambrischen Rumpffläche“ (RUDBERG 1954, HURTIG 1958) kam zur vollen Entwicklung. Zu ihr gehörten die östlichen Einmündungen (Rückensenke im Sinne von JESSEN, 1948), die vermutlich keine Initialformen allein aus dem Tertiär sind. Man muß den Ostseetrog, besser: die Ostseefurche mit ihren Trögen, bis hin zum Bottengolf, als ein Gebiet mit Senkungstendenz wenigstens seit dem Paläozoikum annehmen und zwar in Verbindung mit den entsprechenden orogenen und epirogenen Vorgängen. Daher sind die formbildenden Entwicklungen während des Tertiärs als Fortsetzung „ererbter Anlagen“ zu werten (s. SCHWINNER, 1938, S. 14). Die bereits in ältesten gebirgsbildenden Abschnitten entstandenen Kluft- und Bruchspalten, NE–SW, NW–SE und N–S verlaufend, wurden erweitert und neue fügten sich ihnen zu. Das Bild der Schärenhöfe, der Seenregionen (z. B. in Finnland) und der Verlauf der Flußtäler sind Zeugen (naturräumliche Groseinheit A).

Die kambrosilurische Sedimentdecke, deren langsame aber kontinuierliche Abtragung in der Richtung des Schichteneinfalls (nach Südosten bzw. nach Süden) weiterging, erhielt jetzt ihre entscheidende Gestaltung als Schichtstufenlandschaft (naturräumliche Groseinheit B). Die Abbildungen 2 und 3 dienen zur Veranschaulichung. Dieser Vorgang dürfte im wesentlichen präglazial abgeschlossen sein (MARTINSSON 1960, HURTIG 1962). Fluviale Prozesse haben dabei eine große Rolle gespielt. Zu diesem Raum zogen die vorwiegend konsequenten Flußsysteme des alten Schildes und durch ihn eilten die subsequenten Ströme der hier gesammelten Wassermassen südwärts, reich mit Schutt beladen. Der gewaltige „Materialausstoß“ blieb nicht nur in der allmählich landfest gewordenen Ostsee-

furche, sondern nahm im ausgehenden Tertiär den Weg weiter zur „Mitteleuropäischen Senke“, wo er mit den Abtragungsmassen der Flüsse von der Mittelgebirgsschwelle zusammentraf. Diese Vorgänge haben zweifellos ein deutlich geprägtes Relief mit Hochgebieten und mehr oder weniger tiefen Senken geschaffen.

Der letzte große Materialausstoß geschah im Pleistozän. Das Material wurde von den Gletschern weit nach Süden verfrachtet und u. a. auch zum Aufbau des glazialen Formenschatzes in der randlichen Umgebung der Ostseefurche verwandt (naturräumliche Großeinheit D). Die herangeschaffte Materialfülle wird dadurch gekennzeichnet, daß beispielsweise in der Jungmoränenlandschaft des südlichen Ostseegestades pleistozäne Ablagerungen von maximal mehr als 300 m anzutreffen sind (HECK 1939. Von demselben auch die Karten 12 und 13 im Atlas der Bezirke Rostock, Schwerin, Neubrandenburg, Schwerin 1962).

Mit den pleistozänen Vorgängen ist eine mehrfach diskutierte Frage verbunden:

„Spiegelt sich ein durch Tektonik und fluviatile Arbeit geschaffenes präglaziales Relief im Oberflächenbild der letztglazialen Ablagerungen wider“?

Um diese Frage zu beantworten, soll das Formenbild der Weichsel- oder Würmeiszeit am West-, Süd- und Ostgestade der Ostsee einer regionalen Betrachtung unterzogen werden.

Es können 3 in sich gegliederte Großabschnitte unterschieden werden:

1) Von Nord-Jütland bis zum Westrand der Lübecker Bucht. Hier verläuft durch das seenreiche Ostholstein über den Bungsberg nach Fehmarn eine trennende Gletscherkerbspur (GRIPP, 1964, spricht von einer „Folge von Eisrandgabeln“).

2) Zwischen Lübecker Bucht und dem Westrand des unteren Weichseltales. Die große trennende Kerbspur zwischen dem ehemaligen Odergletscherstrom und dem der Weichsel ist jene Gletscherstromscheide (die Bezeichnung „Kerbspur“ genügt größenordnungsmäßig nicht mehr), die in SSW-Richtung, der unteren Weichsel parallel, von Rixhöft, westlich der Wurzel der Halbinsel Hela (Hel), über das Turmberg(Wiezyca)-Massiv und die hügelige Seenlandschaft um Konitz (Chonice) und Tuchel (Tuchola) zum Urstomtal der Netze (Notec) verläuft. Man trifft hier, charakteristisch für Kerbspuren und Gletscherstromscheiden, mächtige glaziale Akkumulationen, gewaltige Block- und Geröllpackungen, viele Seen und weite Sandergebiete.

3) Den letzten Großabschnitt möchte Verfasser von der unteren Weichsel bis zum Finnengolf rechnen, wobei zwischen Weichsel und Memel (Njemen) eine Übergangszone angenommen werden kann.

Was ist diesen 3 Großabschnitten gemeinsam bzw. trennend?

a) Sie haben in ihren äußeren Randgebieten einen Gürtel von zusammenhängenden Gletscherfronten (Hauptendmoränen). Diese sind in ihrer Zahl (das sogenannte Brandenburgische-, Frankfurter- und Pommersche Stadium) im 2. Großabschnitt am folgerichtigsten ausgebildet. Hier reichen sie auch am weitesten nach Süden. Im Großabschnitt 1 – dort ist der gesamte letztglaziale Formenkomplex auf einen kleinen Raum

zusammengedrängt – sind sie zeitlich, aber auch formmäßig schwer auseinanderzuhalten (GRIPP 1964), weil jüngere Gletschervorstöße ältere Endmoränen überfahren bzw. mehr oder weniger breite „Einbrüche“ in diese vollzogen haben.

Auch im 3. Großabschnitt scheinen die beiden ältesten Hauptendmoränen, in der Richtung auf die Waldai-Höhen, vielfach zusammengefallen zu sein (vgl. die Übersichtskärtchen bei WOLDSTEDT 1958, Abb. 37 und 46 u. Tafel 1 am Schluß, sowie PACHUCKI 1961, Fig. 1 u. 2). Letztgenannter Autor (S. 316) sagt daher wohl mit einer gewissen Berechtigung: „Je trouve qu'il serait juste de ne pas faire de différence entre ces stades, mais de les unir en un seul stade de Brandenburg-Francfort. On pourrait présumer que les moraines de Brandenburg représentent une phase d'extension maximale du stade de Francfort.“

b) Ein zweiter, für unsere Fragestellung sehr entscheidender Zug ist das Rückland des Gürtels der Hauptendmoränen bzw. bereits Komplexe innerhalb seines nördlichen Teiles. Die großräumigen Zerfallserscheinungen des Gletscherschildes im Spätglazial werden offenbar. Hier können wir am ehesten erwarten, Anzeichen des Einflusses eines Untereisreliefs zu finden. Der 3. Großabschnitt zeigt dies am deutlichsten. Auf die meridionale Stromtalsenke der in einzelne Becken gegliederten unteren Weichsel (ehemaliger Weichseleisstrom) folgt ostwärts die nach Süden eingreifende Tiefenzone in der Fortsetzung des Kurischen Haffs über die Pregelniederung und die Alle (Lyna)-Becken nach der Masurischen Seenplatte hin (vgl. HURTIK 1963, S. 80 ff.). Verfasser möchte hier von dem ehemaligen samländisch-kurischen Gletscherstrom sprechen.

An Ausdehnung zunehmend treten diese meridional verlaufenden Senken, die alle ehemalige Gletscherströme getragen haben und von diesen mehr oder weniger überformt wurden, im östlichen Baltikum auf. In der südlichen Fortsetzung des Rigaschen Meerbusens liegen das Yelgava-Becken und das Kaunas-Becken und im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes die langgestreckte Senke des Peipus-Sees. Sie ist ebenfalls wieder in einzelne Becken gegliedert. In ihrer südlichen Fortsetzung befindet sich die Niederung um den Lubahn-See, die in den Bogen der Düna (westl. Dwina) um Daugavpils (Dünaburg) endet. Es fragt sich, ob das südlich gelegene Becken der mittleren Wilija und des Narotsch-Sees nicht noch zu diesem System gehört. Diese ehemaligen Gletscherstrombecken werden von meridionalen Gletscherstromscheiden flankiert. Diejenige westlich der Weichsel ist bereits genannt worden. Im Osten, zum ehemaligen samländisch-kurischen Gletscherstrom hin, liegt eine Stromscheide, die sich aus einzelnen Höhenkomplexen vom Samland über den Stablack zu den Kernsdorfer Höhen (Dylewska Gora) hinzieht. Noch weiter östlich, als Ostflanke des samländisch-kurischen Gletscherstromes, zieht jener meridionale Höhenstreifen von dem Goldap-Suwalkier Endmoränenscharungsgebiet auf den Narew-Bogen von Lomza hin (HURTIK, 1963).

Die Stromscheide zwischen Ostsee und ehemaligem Rigaschen Gletscherstrom ist zunächst das breite Höhenplateau mit aufgesetzten Endmoränen (KUPFFER 1911) vom westlichen und östlichen Žemaitija (Scha-

maiten). TARVYDAS und BASALYKAS (1960) haben eine Gliederung der litauischen Glaziallandschaft gegeben (vgl. auch MORTENSEN 1926 und KRAUS 1928). Dies Höhenplateau läuft in den Westkurischen und Nordkurischen Höhen nach Kap Domesnes aus.

Die Stromscheidung zwischen Rigaschen- und Peipus-Gletscherstrom beginnt in ihrem nordwärts gerichteten Verlauf bereits im Süden in dem präglazialen Hochgebiet um Vilnius (vgl. KRAUS 1928, S. 65/66). Sie quert nordwestlich von Daugavpils das reizvolle Durchbruchstal der westlichen Dwina (im Devon, s. KRAUS 1928), findet ihre Fortsetzung nach den Gaising-Höhen und, nach einer Unterbrechung, zu den Höhen von Odenpä, südlich Tartu, um jenseits des Embachflusses im nördlichen Estland (Pantifer Höhen) zu endigen (vgl. morphologische Karte im Atlasband bei KUPFFER 1911). Diese Gletscherstromscheidung ist das Rückgrat des östlichen Baltikums. Auch die Ostflanke der Peipussee-Senke tritt in einzelnen meridional angeordneten Höhenkomplexen gut in Erscheinung. Es sind, in südlicher Richtung vom Finnengolf, die Erhebungen westlich Gatschina, Luga, südlich Dno und westlich Welikije-Luki.

Zusammenfassend kann gesagt werden:

1. Will man die spätglaziale Struktur des Raumes zwischen Weichsel und Finnengolf in eine richtige Ordnung bringen, so darf man nicht schlechthin die Endmoränen des letztglazialen, allmählich schrumpfenden Gletscherschildes berücksichtigen. Dies kann zu Fehlkonstruktionen führen (s. die R-Moräne bzw. die g-Moräne bei WOLDSTEDT 1958, Abb. 37 u. 46). Für eine genetische Erfassung der Gesamtsituation sind die einzelnen „Höhenstreifen“ und Senken, die in einem mehr oder weniger großen Winkel zu dem Gürtel der Hauptendmoränen stehen, von großer Wichtigkeit.

2. Die flankierenden Höhen im Westen und Osten des ehemaligen Weichselgletscherstromes, mit den mächtigen Moränenakkumulationen, sind nun einem mehr oder weniger zusammenhängenden, wenn auch „planierten“, präglazialen (tertiären) Hochgebiet aufgesetzt, während in dem Strombett selbst die Erosion die Akkumulation übertroffen hat (s. TORNQVIST 1910, SONNTAG 1919, GALON 1961). Wie weit die Ostflanke des samländisch-kurischen Gletscherstromes (von den Goldap-Suwalkier Höhen bis vielleicht zum Narew-Bogen bei Lomza) an ein Untereisrelief gebunden ist, kann mit Gewißheit nicht gesagt werden. Auffällig ist, daß sie einer präexistenten Linie parallel läuft, die durch den östlichen Anstieg der „Diluvialen Depression“ gegeben ist (vgl. HURTIG 1963, S. 92).

3. Was bei 2. gesagt wird, gilt in verstärktem Maße für das Ost-Baltikum. Das meridional orientierte Strukturbild spiegelt ein Relief wider, das mit ziemlicher Sicherheit bereits präglazial in den paläozoischen Schichten (vor allem devonischer Sandstein und Dolomit) angelegt war. Die Gletscherarbeit hat es wohl überformt, aber nicht zerstört. Zu eindrucksvoll sind, um einige Beispiele zu nennen, die felsigen Uferprofile dort, wo die Venta (Windau), die Abau, die Livländische Aa (Gauja) und vor allem die westliche Dwina ihre Täler in das präglaziale Gerüst eingeschnitten haben (vgl. auch KUPFFER 1919 und KRAUS 1928). KRAUS sieht wohl in der Entwicklung dieses Strukturbildes eine „junge Baltische Dislokationsphase“ (s. S.

134 ff.). Verfasser kann jedoch einer Auffassung in diesem weitgehenden Sinne nicht beipflichten, wenn auch epirogenetische Bewegungen (vielleicht in der letzten Interglazialzeit) nicht ausgeschlossen sein sollen.

4. Dieses präglaziale Strukturbild muß einen entscheidenden Einfluß auf die Gestaltung des diluvialen Oberflächenbildes ausgeübt haben. Die letzte Eiszeit soll in Betracht gezogen werden. In ihrem Initialstadium boten die Senken vorgeschriebene Gleitbahnen für die Gletscherströme. Sie wurden von ihnen weiter ausgeschürft. Auf den flankierenden Höhen kam es in diesem Stadium bereits zur Ablagerung von randlichen Schuttmassen, so daß die Abtragung vermutlich keinen wesentlichen Umfang annahm. Im Finalstadium erhielt das präglaziale Untereisrelief zunehmend wieder ein verstärktes „Eigenleben“. Zahlreiche Oszillationsstufen größerer und kleinerer Ordnung „hängten“ sich an die Hochgebiete. Es kam an diesen und auf diesen zu ausgedehnten Endmoränenscharungen mit dem Reliefbild, das wir heute noch finden. Höchste Teile aperten frühzeitig aus. Wenn GRIPP (1964), nach dem morphologischen Befund, bereits in dem 168 m hohen Bungsberg von Ostholstein eine Nunatakbildung sieht, so werden die zahlreichen noch höheren Erhebungen im Raume zwischen Weichsel und Finnengolf (vgl. die Höhenzahlen bei KUPFFER 1919, S. 34-37) auf ähnliche Entwicklungen hinweisen. Es wäre wertvoll, daraufhin den speziellen Formenschatz an möglichst zahlreichen Beispielen zu überprüfen.

Stellt man dieses Strukturbild des Spätglazials von Großabschnitt 3 den vorher genannten Großabschnitten 1 und 2 gegenüber, so ergeben sich deutliche Unterschiede: Allein dem Erscheinungsbild nach könnte der Großabschnitt 1 als „Miniaturausgabe“ von 3 bezeichnet werden. Tiefe Senken (Förden bzw. Tunneltäler) werden von Gletscherkerbspuren flankiert, an denen mehr oder weniger kurze Moränenstaffeln hängen (s. die Übersichtskarte 3 bei GRIPP 1964). Die einzelnen morphologischen Züge dieses Strukturbildes stehen senkrecht zu dem Gürtel der Hauptendmoränen, so weit man von einem solchen sprechen kann. Eine Abhängigkeit der gegenwärtigen Oberfläche von dem Untereisrelief läßt sich aber, vielleicht mit Ausnahme der Kieler und Flensburger Förde, nicht erkennen (WOLDSTEDT 1950, S. 330).

Wieder anders ist es bei Großabschnitt 2. Er umfaßt das Gebiet des Oder- und Beltseegletscherstromes. Zwischen beiden gibt es keine ausgeprägte Gletscherstromscheidung, wie sie der Großabschnitt 3 aufwies. Nur eine gewisse Kerbspurfolge läßt sich von der Pommerschen Hauptendmoräne bis zur Insel Rügen verfolgen. Karte 7 im Atlas der Bezirke Rostock, Schwerin und Neubrandenburg gibt eine ungefähre Vorstellung. Das spätglaziale Strukturbild hat im wesentlichen eine Linienführung, die dem Gürtel der Hauptendmoränen parallel läuft. Ausnahmen sind die Zungenbecken und Loben verschiedener Größenordnung im unmittelbaren Rückland der Hauptendmoränen und im Küstengebiet, hier während des eustatischen Meeresspiegelanstieges vielfach „ertrunken“. Ein Einfluß des prädiluvialen Untergrundes könnte in der Form gesehen werden, daß in einer alten Depression (v. LINSTOW 1917) eine

besonders weit nach Süden reichende Aufeinanderfolge von Gletschervorstößen möglich war und daß diese Depression während der verschiedenen Eiszeiten letzten Endes gefüllt wurde. Gewisse erosive Formenelemente des Untereisreliefs (Beträge über NN treten auf) spiegeln sich im heutigen Oberflächenbild wider. Sie haben auch eine Differenzierung der Mächtigkeit der diluvialen Ablagerungen zur Folge gehabt. Eine Sonderrolle spielt Nordrügen.

Als Ergebnis ist festzustellen, daß erst an der Weichsel, in einer tektonisch anders strukturierten Region, die Abhängigkeit des heutigen Oberflächenbildes von präglazialen Zügen deutlich in Erscheinung tritt.

In der Weiterführung unserer Gedankengänge kommen wir zu dem diluvialen und postdiluvialen Entwicklungsgang der heutigen Ostsee. Die Interglaziale (Elster-Saale und Saale-Weichsel) brachten zunächst im Westen das Vordringen der „Holstein-See“; ihr folgte, jetzt weiter nach Osten vorgreifend, das Eem-Meer und das Portlandia-Meer. Die Nacheiszeit ließ, in phasenhaftem Entwicklungsgang, auf den Baltischen Eisstausee das Yoldiameer, den Ancylussee, das Litorinameer und das Myameer folgen.

Eine weitere Frage ist berechtigt: *Welche Vorgänge brachten die fortschreitende Wasserfüllung der alt angelegten Ostseefurche, wenn man bedenkt, daß sie im ausgehenden Tertiär landfest geworden war, und daß sich in den diluvialen Kaltzeiten der Ozeanspiegel um etwa 100 m senkte?*

Bei einer kritischen Abwägung aller Entwicklungsmöglichkeiten, auch von tektonisch-isostatischen Vorgängen, muß dem Pleistozän der Vorrang gelassen werden. Ihm fiel die Aufgabe zu – hier zeigt sich seine wahre Bedeutung – das von mächtigen Ablagerungen verschüttete tertiäre Relief der Ostseefurche weitgehend freizulegen und zwar durch die Arbeit der Gletscherströme, die sich hier auf vorgeschriebenen Gleitbahnen während mehrfacher Vereisungen bewegten. Die Ausführungen von WOLDSTEDT (1950, S. 397), daß „der Ostseeraum zu einem immer tieferen und größeren Becken ausgeschürft wurde“, dürfte in diesem Sinne gedeutet werden. Die zusätzlichen erosiven Leistungen der Gletscher am Grundgebirge, ein Vorgang, der hinsichtlich seines Umfanges umstritten ist (s. AHLMANN-LAURELL, 1938), wird vor allem an besonders prädestinierten Reliefformen (z. B. Bruchspaltensysteme und Gräben) in Erscheinung getreten sein. Wenn im wesentlichen durch die Gletscherarbeit die Ostseefurche für die fortschreitende Wasserfüllung aufnahmefähig gemacht wurde, so ist der Überflutungsvorgang dem eustatischen Anstieg des Ozeanspiegels zu verdanken, der in phasenhafter Entwicklung auch die Rand- und Nebenmeere mit einbezog. FAIRBRIDGE (1960) hat eine Kurve der Meeresspiegelschwankungen in den letzten 20 000 Jahren entworfen (s. auch KLIEWE, 1963). Wenn sie auch vorwiegend für die Gezeitenmeere gilt, so erhält man doch ein relatives Bild selbst für den Ostseeraum. Der Kurvenverlauf zeigt nur im ganzen einen kontinuierlichen, verhältnismäßig steilen Anstieg bis etwa 6000 Jahre vor der Gegenwart. Eine Reihe von rückläufigen und dann wieder steil aufwärtsgehenden Abschnitten künden Klimaschwankungen an (z. B. ältere

Tundrenzeit, Alleröd-Interstadial, jüngere Tundrenzeit). Auch innerhalb einer Überflutungsperiode (z. B. Yoldia-Meer und Litorina-Meer) weist die Kurve vermutlich klimabedingte Unregelmäßigkeiten auf, welche die Mehrgipfligkeit der Transgressionen zu verstehen geben. Der nach 6000 v. d. Gegenwart weitergeführte Kurvenverlauf kann das Bild der Überflutung der Ostsee nur in groben Zügen verständlich machen. Akzeptiert werden die erneuten Unregelmäßigkeiten der Kurvenlinie, die vermutlich ebenfalls auf klimatisch-atmosphärische Schwankungen bis in die jüngste Zeit hinweisen (vgl. HURTIG 1954 u. 1955 und KÖSTER 1961).

Von den einzelnen Entwicklungsphasen der Ostsee in postpleistozäner Zeit (Baltischer Eissee, Yoldiameer, Ancylussee und Litorinameer) ist das „Rätsel um den Ancylussee“ seit vielen Jahren Gegenstand zahlreicher wissenschaftlicher Diskussionen gewesen (HURTIG 1958). Diese Diskussionen drehen sich im wesentlichen um folgende Fragen:

1. Ist der boreale Ancylussee, in der Nachfolge des Yoldiameeres, ein abgeschlossener Binnensee gewesen? DE GEER (1922 und 1925) lehnt dies für den größten Teil seines Bestehens ab, S. FLORIN (1948) schließt sich in noch entschiedener Form DE GEER an, um dann später (FLORIN, 1963) seine Auffassung zu korrigieren.

Man darf wohl annehmen, daß die im Postpleistozän weitergehende Landhebung in Skandinavien die yoldiazeitliche Verbindung zwischen Ozean und Baltischem Eissee (durch die Mittelschwedische Senke) unterbrochen hat.

Eine ozeanische Verbindung ostwärts über den dänischen Inselraum hinweg dürfte noch nicht ganz geklärt sein (KOLP, 1965).

2. Eine zweite Frage beschäftigt sich

- a) mit der ungefähren initialen Höhe des Wasserspiegels des selbständig gewordenen Binnensees und
- b) mit der Art und dem Ausmaß seines Anstieges. Der Wasserspiegel muß anfangs recht tief gelegen haben (s. u. a. MUNTHE 1924, BRAUN 1932, SAURAMO 1954, GUEDELIS 1954).

Man nimmt maximal 60 m und mehr unter dem heutigen Meeresspiegel an. Den folgenden Anstieg des Großsees sehen BRAUN (1932) und auch GAMS (1929) „in einer völligen Verschiebung des hydrographischen Bildes der Ostsee“ durch die Landhebung im Norden und die Abdrängung der dortigen Wassermassen nach Süden. Andere Autoren (z. B. KLIEWE 1961–63) halten die Wasserzufuhr der in das Ostseebecken mündenden Flüsse für ausschlaggebend. Dies soll nicht bezweifelt werden. Ob dabei der verhältnismäßig trockene Klimabschnitt des Boreal, in welchem die Ancylusphase liegt, genügend berücksichtigt worden ist, mag dahingestellt bleiben.

Die Höhe des Anstieges wird vielfach mit 40–35 m unter dem heutigen Meeresspiegel angegeben. KOLP (1965, S. 37) schließt aus submarinen Probenentnahmen und Bohrungen (boreale Torfe!), daß der Spiegelstand des Ancylussees stets unterhalb –20 m NN gewesen ist. KLIEWE (1961) dagegen glaubt, nach seinen verdienstvollen Untersuchungen im Odermündungsge-

biet (hier liegen wohl besondere lokale Verhältnisse vor), einen Stau bis zu -12 m NN annehmen zu können. Diese Höhe bringt ihn in Schwierigkeiten mit den Höhenlagen der Darßer Schwelle zwischen der dänischen Insel Falster und dem Fischland-Darß in Mecklenburg. Sie soll als Staumauer gedient haben, über welche die Wasser des Ancylussees nach Westen durchbrachen.

3. Damit kommen wir zu der dritten Frage: Hat ein angenommener „Überlauf“ des angestauten Ancylussees über diese Schwelle stattfinden können?

Die Schwelle selbst ist keine Kammlinie in ungefähr gleicher Höhe, sondern ein unterschiedlich gestalteter glazigener bzw. glaziärer Komplex. Dieser weist in der Kadetrinne und anderen Reliefformen maximale Tiefen bis -32 m NN auf (s. KOLP, 1965, S. 20). Sie sind nicht erst ancyluszeitlich geschaffen worden. So kann von einem katastrophalen Überlauf nicht gesprochen werden (s. SAURAMO 1958, KLEWE 1961 und z. T. auch MUNTHER 1927). Allenfalls könnte man an eine Überformung glazialer Gegebenheiten denken. Aber auch dies ist zweifelhaft, da Torfe verschiedenen Alters von der ältesten Dryas bis zum älteren Atlantikum die Darßer Schwelle als Landbrücke in dieser Zeit kennzeichnen (KOLP, 1965, S. 22). Diese Torfe hätten zerstört werden müssen.

Es soll auch nicht vergessen werden, daß parallel mit dem Steigen des Ancylussees der eustatische Anstieg des Ozeanspiegels, auch in der Mecklenburger Bucht, d. h. der heutigen Beltsee, zunehmend wirksamer wurde. So läßt sich vielleicht folgende Auffassung rechtfertigen (HURTIG, 1958): Die ancyluszeitliche Phase kann man in zwei Teile gliedern. In dem ersten hatte der Binnensee eine eigenständige Entwicklung. *In dem zweiten scheint sein Schicksal mit dem fortschreitenden eustatischen Anstieg des Ozeanspiegels gekoppelt zu sein (im Sinne von DE GEER!) und zwar als borealer Abschnitt der großen litorinazeitlichen Transgression.* Das spätglaziale Relief der Mecklenburger Bucht und der Darßer Schwelle war lenkend für den phasenhaften Überflutungsvorgang in ostwärtiger Richtung. Dabei machte sich der Salzgehalt in den tieferen Becken und Rinnen zuerst bemerkbar. Am Südgestade des Baltischen Meeres läßt sich dieser Entwicklungsgang am besten rekonstruieren, weil hier das Gesamtbild nicht durch epirogenetische Bewegungen wie am Nordgestade in seiner Klarheit beeinträchtigt wird.

Schließlich noch eine letzte Frage: *Welche Spuren des postdiluvialen Überflutungsvorganges finden sich an den Küstenabschnitten des Baltischen Meeres?*

Sie treten als alte Strandlinien in der Form von mühsam zu begehenden „Rollsteinfeldern“ an den Küsten von Schweden und Finnland bzw. auf den hohen Schären in Erscheinung. Als deutlich ausgebildete Terrassen zeigen sie sich beispielsweise längs der Kalksteinufer, aber auch im Innern der Insel Gotland (s. MUNTHER 1920, HURTIG 1962). Die Landhebung Fenoskandias hat sie in verschiedenen Höhenlagen über dem heutigen Meeresspiegel erhalten. Ihre Entwicklung verlangt, daß das Verhältnis zwischen Landhebung und Anstieg des Meeresspiegels eine Zeitlang gleichgeblieben ist, bzw. daß der Meeresspiegelanstieg sogar schneller erfolgte als die Landhebung.

Das Südgestade des Meeres weist keine deutlich nachweisbare Hebung auf. Die Null-Isobase verläuft etwa von der Mitte Jütlands über Fünen und Falster in ostwärtiger Richtung. Alte Uferlinien sind daher in Form submariner Steilhänge und Terrassen, bzw. untermeerischer Strandwall- und Dünengebiete zu finden (vgl. KLEWE 1957, BACZYK 1963 und KOLP 1964). Umstritten ist die Frage, ob fossile Binnenkliffs auf litorinazeitliche Wasserstände hinweisen, die höher als der heutige Meeresspiegel waren (KLEWE 1963). Die Befunde scheinen darauf hinzuweisen, wenn auch die Auswirkungen von Höchstständen des Meeres bei Sturmfluten nicht unbeachtet bleiben sollten.

Die großartigsten Spuren zeigen sich in den Förden (GRIPP 1949, WOLDSTEDT 1950), Strandseen, Großbuchten (z. B. Lübecker-Bucht und Wismar-Bucht), Bodden (HURTIG 1954 u. 1957, KLEWE 1957) und den Haffen. Genetisch liegen hier ertrunkene Glazialformen vor und zwar ehemalige Tunneltäler, Gletscherzungenbecken verschiedener Größenordnung und Klein- bzw. Großloben eines früheren Gletscherrandes. Die Nehrungen bzw. nehrungsartigen Gebilde, die beispielsweise die Bodden und Haffe, aber auch die ehemaligen Gletscherzungenbecken auf Rügen seawärts abschließen, resultieren aus den Küstenprozessen jünger, phasenhaft fortschreitender Transgressionsvorgänge des Meeres auf flacher Schorre, wobei genügend Transportmaterial zum Aufbau vorhanden war und alte Diluvialkerne als verbindende Pfeiler dienten (Halbinsel Fischland – Darß – Zingst – Bock und die Kurische Nehrung).

Die Spuren des postdiluvialen Überflutungsvorganges reichen noch weiter. Am Ausgang des Spätglazials erfolgte, bei tiefliegender Erosionsbasis, ein bedeutendes Einschneiden der zur Ostseefurche ziehenden Abdachungsflüsse des Südgestades. „Die Sohle der damaligen Flußbetten liegt bei Warnemünde und Wustrow (Bezirk Rostock) etwa 23 m unter NN. Es ist bemerkenswert, daß sich die alten Stromrinnen erst jenseits einer Tiefe von 12 m durch den Verlauf der Isobathen abzeichnen“ (KOLP 1964). Der Erosionsbetrag der Odermündungsflüsse ist vielleicht noch größer gewesen (vgl. die Bohrerergebnisse bei KLEWE 1957, vgl. auch ROSA 1964). Der postdiluviale Meeresspiegelanstieg brachte nun eine phasenhaft fortschreitende Höherlegung der Erosionsbasis und damit eine bedeutende Sedimentfüllung der Flußtäler (Kiese, Sande, Kalkmudden, Torfe). Die Sedimentmächtigkeit, beispielsweise bei der unteren Warnow und Recknitz (REINHARD – SEELER 1958), beträgt maximal etwa 8 m.

Diese Entwicklung innerhalb der Flußläufe hat jedoch noch eine andere Folge gehabt. Sie macht sich – als Beispiel gelte Mecklenburg – bis in die „Seenplatte“, d. h. bis in das Gebiet zwischen dem Frankfurter und Pommerschen Stadium der letzten Vereisung bemerkbar (s. Abb. 4). Der Seenreichtum, der den Gebieten älterer Vereisung fehlt, ist hier ein entscheidendes Phänomen (HURTIG, 1954/55), wenn auch viele Wasserflächen bereits durch natürliche Verlandung bzw. durch den Eingriff des Menschen verschwunden sind. Vorher ist betont worden, daß im Spätglazial die nördlichen Abdachungsflüsse wegen der tiefen Abflußbasis bedeutende Erosionswirkungen erreichten. Dies gilt sinn-

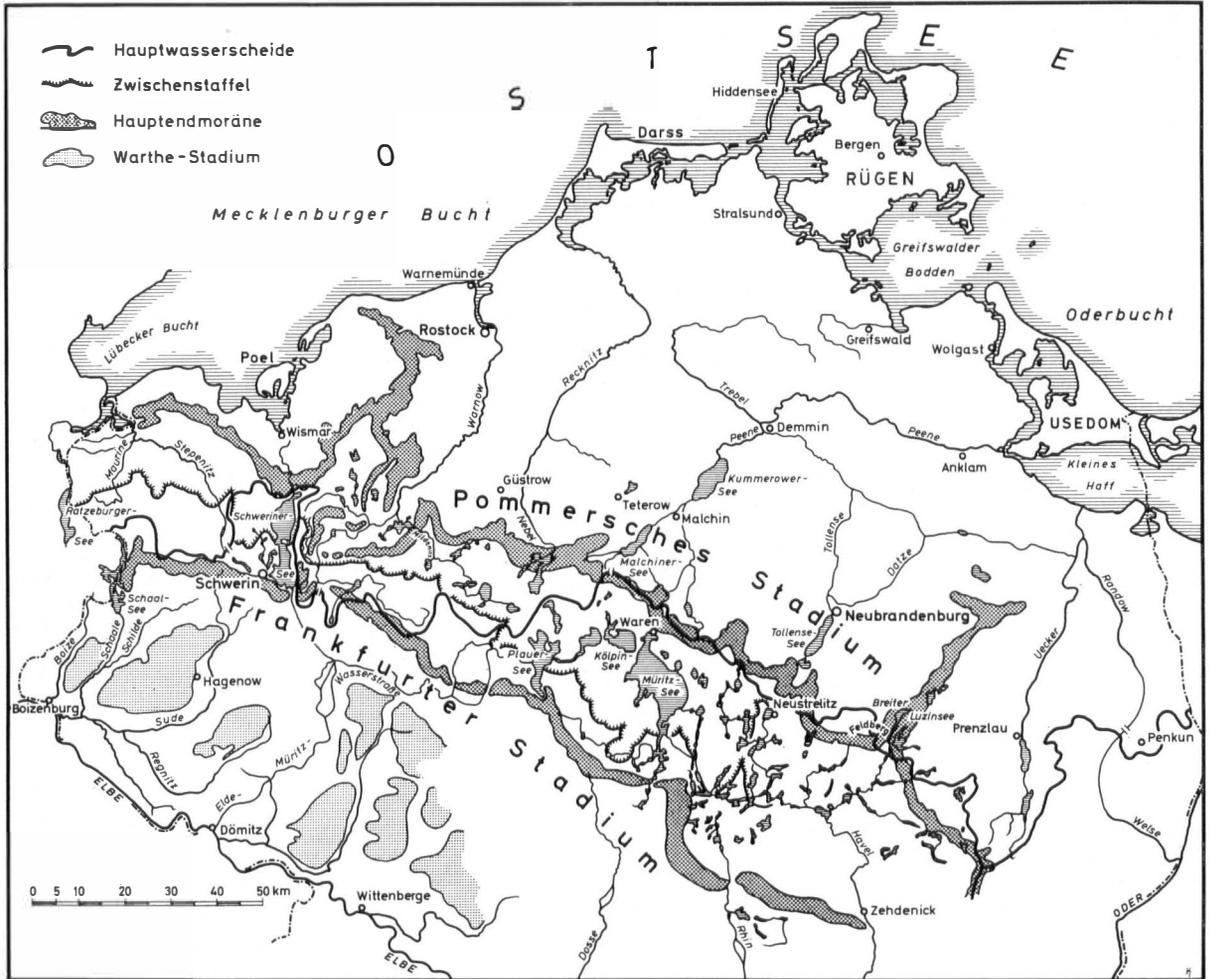


Abb. 4: Das Pendeln der Hauptwasserscheide in Mecklenburg

gemäß auch für die südlichen Abdachungsflüsse, stellt doch die „Seenplatte“ die Hauptwasserscheide dar (TREICHEL 1957). Man hätte daher in dem Seengebiet erhebliche Anzapfungen der Wasserflächen erwarten können. Dies ist offenbar in dem relativ seenarmen Raum westlich des Schweriner Sees und des oberen Warnowlaufes (glazialer Warnowlobus im weitesten Sinne) auch erfolgt. Die Karte zeigt, daß hier die Hauptwasserscheide zum Frankfurter Stadium bzw. zu der Zwischenstafel hinüberpendelt und erst wieder weiter östlich der Haupterhebungslinie des Pommerschen Stadiums ungefähr treu bleibt. Auffällig ist die Aussparung des Schweriner Sees. Man kann sich die Entwicklung in folgenden drei Phasen vorstellen:

1. Zur Zeit des Pommerschen Stadiums zogen die Schmelzwasser auf mehr oder weniger langen Wegen direkt von der Gletscherfront südwärts, wobei sie das Frankfurter Stadium, z. T. in alten Durchlässen, querten. Die Seen der Seenplatte waren noch von Eis „plombiert“.

2. Im Spätglazial wurde der Weg für die nördlichen Abdachungsflüsse frei. Bei der Hochlage des Quellge-

bietes und der Tieflage der Erosionsbasis mußte das Gefälle groß sein, zumal wenn der Fluß nur eine kurze Laufstrecke bis zu seiner Abflußbasis hatte. Dies war in dem relativ seenarmen Gebiet westlich des Schweriner Sees und auch noch im Warnowgebiet der Fall (10–20 km bzw. etwa 50 km, bei etwa 100 m Höhendifferenz). Die rückschreitende Erosion (in Verbindung mit der Tiefenerosion) konnte hier tief in das Hinterland eingreifen (vgl. ROSA 1964). Für die Aussparung des Schweriner Sees muß noch zu dieser Zeit eine „Eisplombe“ angenommen werden. Dasselbe gilt beispielsweise auch für die Seenfülle im Höhenkomplex des Turmberges (Wiezyga) westlich des Weichselmündungsgebietes, wo die Höhendifferenz zur Abflußbasis besonders groß war (mehr als 200 m auf 50–60 km).

3. Bei gleichbleibenden Verhältnissen hätte die Erosionsarbeit der Flüsse wohl noch tiefer in die „Seenplatte“ vorgreifen können. Grundsätzlich andere Entwicklungen des hydrographischen Bildes hätten sich in relativ kurzer Zeit ergeben. Die postdiluviale Hebung des Meeresspiegels und damit die Höherlegung der Erosionsbasis, bei gleichlaufender Sedimentfüllung der Flußtäler, haben dies verhindert.

So stellt der Verlauf der Wasserscheide und der Seenreichtum eigentlich das spätglaziale Bild dar, das im wesentlichen durch den postglazialen Meeresspiegelanstieg konserviert wurde.

Literatur

- AHLMANN, H. W., SON u. LAURELL, E.: Repräsentative Beispiele für die Tätigkeit der Glazialerosion in Schweden und Norwegen. Congr. Intern. de Géographie Amsterdam. Leiden 1938.
- BACKLUND, H. G.: On the stability of the earth's crust in Central Fennoscandia. *Fennia* 50/25, 1928.
– Die Umgrenzung der Svecofenniden. *Bull. Geol. Inst. Upsala* 1937.
- BACZYK, J.: Genèse de la Presqu'île de Hel, sur la base du développement du Golf de Gdańsk. *Baltica*, Vol. 1 Vilnius 1963.
- BASALYKAS, A.: Main features of the glacial Morphology of Lithuania. *Collectanea Acta Geographica Lithuanica*. Vilnius 1960.
- BEHRENS, S.: Küstentypen in Schweden mit besonderer Berücksichtigung des Einflusses der Grundgebirgsstruktur. *Geogr. Ber. H.* 10/11, 1959.
– Sjuhundra Mil. Några glimtar från de svenska strändernas formvärld. Svenska Turist Förening. Årsskrift 1958.
- BRAUN, G.: Das Problem der Niveauschwankungen von Nordeuropa und die Entwicklung der Ostsee. *Wiss. Abh. z. 24. Dtsch. Geogr. Tag* 1931, Breslau 1932.
- BUBNOFF, S. v.: Zur Tektonik des Grundgebirges von Bornholm. *Geol. Rdsch. Bd. XXIV*, 1933.
– *Fennosarmatia*. Berlin 1952.
- BUBNOFF, S. v., u. R. KAUFMANN: Zur Tektonik des Grundgebirges von Bornholm. *Geol. Rdsch. Bd. XXIV*, 1933.
- DALY, R. A.: *The changing World of the Ice Age*. New Haven 1934.
- DEECKE, W.: Entwicklungsgang der Ostsee. *Geogr. Zeitschr.* 16, 1910.
- DE GEER, G.: Om isokronæer. *Geol. Fören. Förh. Bd. 70*, Stockholm 1922.
– Förhistoriska tidsbestämningar. *Ymer*, Jg. 45, H. 1, 1925.
- FAIRBRIDGE, R. W.: *The Changing Level of the Sea*. *Scientific American* 202, No. 5, 1960.
- FLINT, R. F.: *Glacial and Pleistocene Geology*. New York 1957.
- FLORIN, S.: Kustförskjutningen och bebyggelseutvecklingen i östra Mellansverige under senkvartär tid. *Geol. Fören. Förhandl.* 70, 1948.
– Bodenschwankungen in Schweden während des Spätquartärs. *Baltica*, Vol. 1, S. 238, Vilnius 1963.
- GALON, R.: General quaternary problems of North Poland. *Inqua, Guide-Book of Excursion, Part. I: North Poland*, Lodz 1961.
- GAMS, H.: Die Geschichte der Ostsee. Sammelreferat über die neuere Literatur. *Internat. Revue der gesamt. Hydrologie u. Hydrographie*, 22. Bd. 1929, 26. Bd. 1931.
- GIERE, W.: Die Entstehung der Ostsee. *Schr. d. Alb. Univ. Naturw. Reihe*, Bd. 1, Königsberg i. Pr. 1938.
- GRANÖ, O.: Die Ufer der Südküste Finnlands. *Fennia* 83, 3, Helsinki 1960.
- GRIPP, K.: Die Entstehung der Förhden. *Schr. d. Naturw. Ver. f. Schleswig-Holstein*. Bd. XXIV, H. 1, 1949.
– Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. Neumünster 1964.
- GROSS, W.: Über das Devon der russischen Tafel. *Geol. Rdsch.* 31, 1940.
- GUDELIS, W.: Die Grundetappen der geologischen Entwicklung der Litauischen Küste an der Ostsee in der Spät- und Nacheiszeit (litauisch). Vilnius o. J. (nach 1954).
- HECK, H. L.: Die prädiluviale Grundfläche in Schleswig-Holstein. *Jb. d. Pr. Geol. L. A. Berlin* 1939.
- HEDENSTIERNA, B.: Stockholm Skärgård. *Meddelande från Geogr. Inst. vid Stockholm Högskola*, Nro. 75. Stockholm 1948.
- HURTIG, Th.: Die mecklenburgische Boddenlandschaft und ihre entwicklungsgeschichtlichen Probleme. Berlin 1954.
– Zur Frage des letztglazialen Eisabbaus auf der mecklenburgischen Seenplatte. *Wiss. Zeitschr. d. E. M. Arndt- Univ., Math.-Nat. Reihe* 4, No. 6/7. Greifswald 1954/55.
– Zur Frage der postdiluvialen Überflutung der südwestlichen Ostseeküste. *Pet. Geogr. Mitt.* 1955.
– *Physische Geographie von Mecklenburg*. Berlin 1957.
– Schwedisch Lappland und die Lappen. *Geogr. Ber.* 8, 1958 a.
– Zum „Rätsel der Ancylossees“. *Pet. Geogr. Mitt.* 1958 b.
– Das physisch-geographische Bild der Ostsee und ihrer Küstenabschnitte und das Problem der postdiluvialen Überflutung des Ostseebeckens. *Geogr. Ber.* 10/11, 1959.
– Der gotländische Klint. *Geogr. Rdsch. H.* 12, Braunschweig 1962.
– Die naturräumliche Großeinheiten des Ostseeraumes und ihre Bedeutung für die Entwicklung der unterschiedlichen Küstenformen (Erkenntnisse und Probleme). *Baltica*, Vol. 1, Vilnius 1963.
- HYYPÄ, E.: On the late-quaternary history of the Baltic Sea. *Fennia* 89, Nro. 1, 1963.
- JESSEN, O.: Die Randschwellen der Kontinente. *Erg. H.* 241 zu *Pet. Geogr. Mitt.* Gotha 1948.
- KLIEWE, H.: Die spät- und nacheiszeitliche Formenentwicklung der Insel Usedom. *Habilitationsschrift Greifswald* 1957.
– Vergleichende Betrachtungen zur glaziären Genese der Odermündunginseln. *Geogr. Ber.* 20/21, 1961.
– Die holozäne Ostseegeschichte im Blickfeld von Transgressionsvorgängen im Odermündungsraum. *Wiss. Zeitschrift d. Univ. Jena*, Jg. 11, Math.-Naturwiss. Reihe, H. 1/2, S. 135–40, Jena 1962.
– Quartäre Küstenlinien aus der Sicht des VI. Inqua-Kongresses 1961 in Warschau. *Geogr. Ber.* 27, 1963.
- KLIEWE, H. u. REINHARD, H.: Zur Entwicklung des Ancylossees. *Pet. Geogr. Mitt.* Jg. 104, H. 2/3. Gotha 1960.
- KOLP, O.: Beitrag zur Entwicklungsgeschichte der Mecklenburger Bucht. *Pet. Geogr. Mitt.* 1961.
– Der eustatische Meeresspiegelanstieg im älteren und mittleren Holozän, dargestellt auf Grund der Spiegelschwankungen im Bereich der Beltsee. *Pet. Geogr. Mitt.* 1964. (In beiden Aufsätzen einschlägige Literatur auch der dänischen Forscher).
– Paläogeographische Ergebnisse der Kartierung des Meeresgrundes der westlichen Ostsee zwischen Fehmarn und Arkona. *Beiträge zur Meereskunde H.* 12–14, S. 13–41, Berlin 1965.
- KÖSTER, R.: Junge isostatische und eustatische Bewegungen im südlichen und westlichen Ostseeraum. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 2. 1960.
– Junge eustatische und tektonische Vorgänge im Küstenraum der südwestlichen Ostsee. *Meyniana*, Bd. II, Kiel 1961.
- KRAUS, E.: *Tertiär und Quartär des Ostbaltikums*. Berlin 1928.
- KUPFFER, K. R.: *Baltische Landeskunde*. Riga 1911. Mit Atlasband.
- LEIVISKÄ: Über die Entstehung der Dünengebiete an der Küste des Bottnischen Meerbusens. *Fennia* 23, Nro. 2. 1905–07.
- LINSTOW, O. VON: Die diluviale Depression im norddeutschen Tiefland. *Zeitschr. f. Gletscherkunde* 10, 1917.
- MARTINSSON, A.: The submarine morphology of the Baltic-Cambrosilurian Area. *Bull. of the Geol. Inst. of the Univ. of Uppsala Vol. XXXVIII*, Part 1. Uppsala 1960.

- MATTSON, ÅKE: Morphologische Studien in Südschweden und auf Bornholm über die nichtglaziale Formenwelt der Felsskulptur. Lund Studies in Geography, Ser. A. Phys. Geogr. Nro. 20. Lund 1962.
- MORTENSEN, H.: Litauen. Grundzüge einer Landeskunde. Hamburg 1926.
- MUNTHE, H.: Gotland Raukar. Sver. Geolog. Undersökning. Stockholm 1920.
- On the late-quadernary history of the Baltic. Geolog. Fören. Förhandl. 46, 1924.
- Studier över Ancylussjöns avlopp. Sveriges Geologiska Undersökning, Årsbok 21, 1927.
- NISKANEN, E.: On the upheaval of land in Fennoscandia. Annales Academiae Scientiarum Fennicae, Ser. A. 1939.
- On the deformation of the earth's crust under the weight of a glacial load and related phenomena. Ebenda 1943.
- PACHUCKI, Cz.: Les moraines terminales de la dernière glaciation sur le territoire de Peribalticum. (In polnischer Sprache mit franz. Résumé). Annales de la Société Géologique de Pologne. Vol. XXXI, Kraków 1961.
- PENCK, A.: Glaziale Krustenbewegungen. Sitz. Ber. d. Berliner Akad. d. Wiss. Berlin 1922.
- POST, L. v.: Svea Älvs Geologiska tidsställning. Sveriges Geologiska Undersökning, Årsbok 1927.
- RAMSAY, W.: On relations between crustal movements and variations of the sea-level during the late Quaternary Time. Bull. Comm. géol. de Finlande 66, 1924.
- REINHARD, H. u. SEELER, A.: Das untere Recknitztal. Mitt. Geogr. Ges. Lübeck 48. Lübeck 1958.
- RENQVIST, H.: Bathymetric Chart of the Bothnian Bay and the North Kvarn. Fennia 52, 6. Helsinki 1930.
- ROSA, B.: On alluvial and biogenic deposits filling the floors of the rivers on the polish coastal zone, their connection with the transgression of the sea and their significance in the investigation of the neotectonics of the region (Summary eines entsprechenden polnischen Textes). Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Mikolaja Kopernika w Toruno, Nauki Matematyczno-Przyrodnicze-Zeszyt 10-Geografia (III) 1964.
- RUDBERG, S.: Västerbottens Berggrundsmorfologi. Geographica 25, Uppsala 1954.
- SAURAMO, M.: Das Rätsel des Ancylus-Sees. Geol. Rdsch. 42, 1954.
- Die Geschichte der Ostsee. Series A, III Geologica-Geographica 51, Helsinki 1958.
- SCHMIDT, H.: Chrisiansö (Ertholmene) – die südlichste Schärengruppe Skandinaviens. Eine geograph.-naturkd. Skizze. Beiträge d. Bez. Naturkd. Mus. Stralsund, H. 1, Stralsund 1962.
- Zur spätglazialen Gletscherdynamik zwischen Rügen und Christianose. Geogr. Ber. H. 29, 1963.
- SONNTAG, P.: Geologie von Westpreußen. Berlin 1919.
- SCHWINNER, R.: Das Problem der Isostasie. Geol. Rdsch. 1938.
- STÖBE, W.: Die Ålandsinseln. Mitt. Geogr. Ges. München 1924.
- TAMMEKANN, A.: The Baltic Glint. A geomorphological study. Publ. Inst. Univ. Tartuensis. Geogr. No. 24, Tartu 1940.
- TARVYDAS, S.: The Physico-Geographical Zoning of the Lithuanian SSR. In: Collectanea Acta Geographica Lithuanica, Vilnius 1960.
- TORNQUIST, A.: Geologie von Ostpreußen. Berlin 1910.
- TREICHEL, F.: Die Haupt- und Nebenwasserscheiden in Mecklenburg. Ungedr. Diss. Greifswald 1957.
- WITTING, R.: Le soulèvement récent de la Fennoscandie. Geografiska Annaler, 4, Stockholm 1922.
- Über den Ablauf der fennoskandischen postglazialen Landhebung. Fennia 50/30, 1928.
- WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. Stuttgart 1950.
- Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. 2. Bd. Stuttgart 1958.

SYMPOSIUM DER KOMMISSIONEN
FÜR HANGFORSCHUNG UND
GEOMORPHOLOGISCHE KARTOGRAPHIE
IN BELGIEN 1966

HARTMUT LESER

Vom 8.–16. Juni fand ein Symposium der IGU-Kommissionen für Hangforschung, Geomorphologische Kartographie und Fluviale Dynamik statt. Die Ausrichtung der Veranstaltungen hatten die Geologischen bzw. Geographischen Institute der Universitäten Leuven und Liège unter der Leitung von P. MACAR und F. GULLENTOPS übernommen. Beiden Herren ist – ebenso wie den anderen Beteiligten – für die gute Organisation der Tagung zu danken.

Der erste Teil des Symposiums war Fragen der Hangforschung gewidmet. Das sehr verschiedenartige und große Angebot der Vorträge zeigte die unterschiedliche Schwerpunktlagerung in der Hangforschung. So berichtete J. P. BAKKER (Amsterdam) über Typen der Granitverwitterung in Europa, H. ROHDENBURG (Gießen) über jungpleistozäne Hangforschung in der Göttinger Umgebung oder M. PECSI (Budapest) über die Dynamik quartärer Handformung. Bemerkenswert waren die Ausführungen von J. DEMEK (Brno) über die quantitative Erfassung der Hangentwicklung. Nicht nur bei diesen, sondern auch bei anderen Vorträgen wurde deutlich, daß die Hangentwicklung mit qualitativer Bewertung allein nicht voll zu erfassen ist. Diese mehr praktisch-forschende Richtung fand ihre notwendige Ergänzung in theoretischen Erörterungen, die versuchten, auf mathematischem Wege die Gestalt der Hänge und die bei der Formung wirksamen Kräfte zu ermitteln. Zu diesem Fragenkreis äußerte sich z. B. F. AHNERT (Washington) mit dem Vortrag „The role of the equilibrium concept in the interpretation of landforms of fluvial erosion and deposition“ oder auch R. SAVIGEAR (Sheffield), der über „Some problems associated with the analysis and classification of slope profiles“ sprach.

Probleme der Hangforschung standen auch bei den im Anschluß an den ersten Tagungsabschnitt stattfindenden Exkursionen, zu welchen ein ausgezeichneter Exkursionsführer vorlag, im Mittelpunkt der Betrachtung. Am ersten Tag (Liège-La Roche-en-Ardenne) wurden pleistozäne Talgeschichte und Hangformung sowie Karstprobleme erörtert. Auf der Route La Roche-Namur waren es Fragen der Flächenbildung (Cryopedimente, Altflächen), auf der Strecke Namur-Leuven Hang- und Talgestaltungsprobleme (Gesteinfluß; Pleistozänes Scheldetal), die behandelt wurden. Der letzte Exkursionstag führte in die Umgebung von Leuven. Hauptthema war hier die holozäne Erosion unter Wald. Die Exkursionen vermittelten nicht nur einen hervorragenden Überblick über die geologischen und geomorphologischen Verhältnisse des Landes,