

## Glazitektonik als Wirkungsfeld exogener Dynamik

VON GERHARD KELLER, Braunschweig-Ibbsbüren

Mit 1 Tabelle

**Zusammenfassung.** Die Glazitektonik als eng mit dem Inlandeis verknüpfte tektonische und phänomenologisch anderer Tektonik völlig gleichende Erscheinung gilt seit etwa 40 Jahren als Zeugnis exogener Dynamik. Unterstützt durch das bodenphysikalische Verhalten des geologischen Substrates geringer Erdtiefen bis 200 m wird sie nur in Gebieten ehemaliger Vereisungen angetroffen. Ihr Weg als Teildisziplin der Allgemeinen Geologie zeichnet sich durch einen mehrmaligen Wechsel in ihrer Wertung aus. Zweimal vor rd. 100 und vor 50 Jahren wurde sie in Zeiten vorherrschend orogenetischer Auffassungen als Auswirkung endogener Dynamik angesehen, so daß ihr sogar der Status einer orogenen Faltungsphase zugesprochen wurde. Schon einmal hatte von 1870 an für die Dauer von 50 Jahren die nichtorogene, glazigene Entstehung gegolten, die heute mit viel stärker beweisenden Fakten belegt werden kann, so daß die Gefahr eines nochmaligen gleichen Deutungswandels gebannt sein dürfte.

Wie gezeigt wurde, ist die heutige Glaziologie in der Lage, diagnostische Hinweise auf die physikalischen Eigenschaften der quartären Inlandeismassen zu geben. Diese Voraussetzung gilt besonders in den hier im Vordergrund der Betrachtung stehenden Ablationsgebieten mit dem radialen Zerfall der Eisloben. Das Eis insgesamt bewegt sich nach Art einer zähen Flüssigkeit. Doch kommt es dann zu schnellem Gleiten, dem durch den lubricating effect geförderten basal slip, wenn an der Basis des Eises noch in ihm selbst der Schmelzpunkt erreicht wird.

Dann gleitet das Eis über den anstehenden Untergrund hinweg, ohne ihn mechanisch zu beanspruchen. Demgegenüber steht der Typ des an den relativ hochliegenden Untergrund aus Lockergesteinen angefrorenen Inlandeises. Auch hier kommt es zu einer Art basal slip und zum lubricating effect, wenn sich an der Basis des Frostkörpers wasserhaltige gleitfreundige Schichten von sehr geringem Scherwiderstand zur Abscherung anbieten. Ihre Auswirkung findet sich in den Stauchmoränen, während die durch das Inlandeis ungestörte Lagerung weiter Teile Norddeutschlands durch den basal slip im eigentlichen Sinne nahe der Eisbasis ihre Erklärung finden kann.

**Abstract.** The glacial tectonics connected with the ice sheet are comparable to other tectonics in tectonic and phenomenological respect. Since 40 years they have been looked at as a result of exogenetic agents. Glacial tectonics extend to the depth of 200 ms. and are advanced by soil dynamics of the geological substratum. 100 years and 50 years ago the glacial tectonics were conceived as endodynamics. In periods when orogenetic opinions dominated it got the grade of an orogenetic phase. Today it is looked at as of not-orogenetic origin as this was already from 1870 to 1920.

The glaciology of today gives us informations about the physical behaviour of the ice sheet, especially in ablation areas with radial decay of the marginal cap. The ice moves like a viscose liquid. The attaining of the melting point at the base of the sheet entails rapid sliding or basal slip with the lubrication effect. The ice sheet slides over the substratum without stressing it mechanically. The substratum is protected, if the ice is frozen to it. Basal sliding happens also, if there are layers fit for shearing in the stratum. Folded and thrust morainial ridges are the result of it. Undisturbed stratification in many areas of North-Germany belongs to the basal slip at the base of the ice cap.

### Einleitung

Im Verbreitungsgebiet der norddeutschen Vereisungen sind Faltungen quartärer und älterer Ablagerungen ebenso bekannt wie Schuppungstexturen. Die tektonischen Bilder entsprechen so stark denen gefalteter und überschobener Schichtfolgen orogener Faltungsvorgänge, daß es zweimal Zeiten gab, in denen sie als Zeugnis der Orogenese und einer jungpleistozänen Faltungsphase aufgefaßt wurden. Ältere Äußerungen über ihre glazigene Entstehung als spezielle Glazialtektonik setzten sich in den letzten Jahrzehnten erneut durch, wenn ihr auch die Bezeichnung Tektonik unter dem Einfluß der endogenen Dynamiker zunächst verwehrt wurde. Ebenso wie die orogene Tektonik an die Texturen an-

knüpfend nach den Ursachen der Entstehung und den auslösenden Kräften fragt, so wird auch bei der Glazitektonik nach den vom Inlandeis bewirkten genetischen Bedingungen gesucht, wobei der bodenmechanischen Betrachtungsweise der Lockergesteine eine besondere Bedeutung zufällt.

Während die Glaziologie von heutigen Gletschern und polaren Eismassen ausgehend zu deren Bildungsvorgängen meteorologische, geophysikalische und geodätische Methoden anwenden kann, bietet sich dem Geologen dafür nur die Hinterlassenschaft ehemaliger Vereisungen an. Dieses gilt besonders für die quartären Vereisungen. Dort fordern intensive Stauchungstexturen in Endmoränen zu ihrer Rückführung auf physikalische Vorgänge auf. Im norddeutschen Raum hinterließen die jüngeren Kaltzeiten wohlausgebildete Stauchmoränen, deren Inhalt guten Aufschluß über die Vorgänge bei ihrer Entstehung geben kann. Zu der Saale-Eiszeit gehört der durch Nordwestdeutschland und die Niederlande verlaufende Stauchendmoränenbogen der Rehburger Phase vor dem Saale-Maximum (Drenthe) mit frisch erhaltenen Formen. An die hier gemachten Beobachtungen knüpfen die nachfolgenden Ausführungen an.

### 1. Tektonik und Glazitektonik

Als in den 20er und 30er Jahren im Deutschen Reich zwei tektonische Schulen in Bonn und Göttingen bestanden, hätte der Gedanke, von Glazitektonik zu sprechen, wenig Anklang gefunden. In der Tat ist Tektonik nach der üblichen Auffassung die Lehre vom Bau der Erdkruste und von den Kräften und Bewegungen, die ihn verursachten. CLOOS ging von den mannigfaltigen Strukturen aus, um die Ursache der räumlichen und zeitlichen Beziehungen der Bewegungen zu ermitteln. In diesem Sinne ist Tektonik im Erscheinungsbild und in den dynamischen und mechanischen Zusammenhängen das Sichtbarwerden der endogenen Dynamik als Teilgebiet der Allgemeinen Geologie. Wenn schon hierbei Tektonik rein beschreibend für ihr Erscheinungsbild verwendet wurde, so konnte im Laufe der Zeit mit der Zunahme bodenmechanischer Erkenntnisse nicht übersehen werden, daß auch im unverfestigten Tertiär und Pleistozän Faltungs- und Bruchturen vorhanden sind, deren Bild sich nicht mit endogenen Kräften in Beziehung setzen läßt. Auch wurde bemerkt, daß diese Art Tektonik nur in Gebieten ehemaliger Inlandeisvergletscherungen anzutreffen ist. Dennoch wurde längere Zeit der Versuch gemacht, diese Erscheinungen als endogene Vorgänge zu erklären. Die Strukturen schaffende Kraft war, wie sich zeigen sollte, das bewegte Inlandeis auf seinem Wege durch Norddeutschland nach Süden.

Hier waren Faltungen und Schuppungen seit über 150 Jahren bekannt, die in den 70er Jahren des vorigen Jahrhunderts orogener Entstehung sein sollten, bis etwa 10 Jahre später CREDNER, PENK und WAHNSCHAFFE die glazigene Entstehung erkannten (VIETE 1960). Hierbei blieb es nicht, als unter dem Einfluß neubelebter endogenetisch-tektonischer Vorstellungen ein Rückschlag eintrat und auf eine starke jungpleistozäne orogenetische Faltungsphase geschlossen wurde (PETERSEN 1924, KRAUS 1925). Viel trug SLATER dazu bei, der nach umfangreichen Untersuchungen in Ostengland, Norddeutschland, Dänemark und Nordamerika zu dem Ergebnis kam, daß es sich überall nicht um endogene Tektonik, sondern um Glazialtektonik handelt. Sie ist glazigene Tektonik und wurde als Glazitektonik bezeichnet (KELLER 1971). Wie in der orogenen Endogentektonik finden sich Formen der Einengung und Pressung wie Falten, Aufschiebungen, Überschiebungen, ebenso wie Dehnungen und Zerrungen mit Abschiebungen, Gräben und Horsten. Diese Erscheinungen wurden weiterhin als atektonisch oder noch 1943 unter der Bezeichnung Pseudotektonik (WEHRLI & SCHNEIDER) als tektonisch nicht vollwertig angesehen. Die Glazitektonik als Zweig der Tektonik des bewegten oder ruhenden Eises mit seiner bodenmechanischen Wirkung auf den Untergrund setzte sich durch, als nach 1940 und nach 1950 beson-

ders im Bereich des saaleeiszeitlichen Rehburger Stadiums Untersuchungen durchgeführt wurden. Damit ist sie Tektonik schlechthin, die sich als Begriff zunächst auch nur auf das Erscheinungsbild und erst später auf seine Deutung bezieht.

## 2. Beitrag zur Physik des Inlandeises

Über das physikalische Verhalten des Inlandeises hat WOLDSTEDT ausgeführt, daß nahe der Basis Temperaturen von  $0^{\circ}$  vorliegen. Wegen der gleichzeitig geringsten Viskosität verlegt er hierhin die größte Geschwindigkeit. Zwar wird angenommen, daß hier ebenso wie an den Außenrändern das Fließen laminar ist, doch hindert daran teilweise der mitgeführte Gesteinsschutt. Die höheren Teile des Eises folgen langsamer. Die absoluten Geschwindigkeiten sind gering. Örtlich stärkere Gefälle können die Bewegung beschleunigen. Dafür treten an Steigungen Stauungen auf. Für antarktisches Inlandeis werden Geschwindigkeiten von 0,3—0,5 m/Tag genannt. Ähnliche Werte wurden in Grönland beobachtet. In den zentralen Teilen des Akkumulationsbereiches finden sich die größten Eismächtigkeiten von rd. 3000 m der Inlandeisvergletscherungen. Ihre Lage hängt mit den meteorologischen Verhältnissen zusammen. WOLDSTEDT benennt den von einer 2000—3000 m mächtigen Eismasse ausgeübten Belastungsdruck mit 150—250 kp/m<sup>2</sup>. Dieses Ergebnis hat zur Voraussetzung, daß die Wichte des Inlandeises  $\gamma = 1,2—1,33$  beträgt (Tabelle 1). Die nach außen abnehmende Eismächtigkeit verursacht ein Druckgefälle, welches die zentrifugale Bewegung in Gang setzt. Die Geschwindigkeit ist dem Gefälle der Eisoberfläche proportional.

Bei der Bestimmung der Wichte des Inlandeises ist zu berücksichtigen, daß im Eis und besonders in seinem unteren Teil viel Gesteinsmaterial angereichert ist, dessen Wichte  $\gamma = 2,6$  beträgt. Mit der Verringerung der Eismächtigkeit muß daher die durchschnittliche Wichte zunehmen. Dort, wo nur die Poren des verfrachteten Gesteinsmaterials von Eis erfüllt sind, wird die größte Wichte erreicht. In den Innenräumen der endenden Eisloben, wo etwa 200—400 m Eismächtigkeit vorgelegen haben (BERNHARD 1962), kann annahmeweise  $\frac{1}{4}$  bis  $\frac{1}{5}$  davon Gesteinsfracht gewesen sein, die abgesehen von dem Material der Grundmoräne die Massen des Fluvioglazials umfaßt. Der Sohldruck betrug infolgedessen relativ zur Eismächtigkeit mehr, aber im Verhältnis zu den rückwärtigen Gebieten mit wesentlich höheren Eisanteil weniger. Daher mußte sich das Verhältnis von Belastungsdruck zu Fließdruck zugunsten des Fließdruckes ändern, auch wenn dieser selbst abnahm. Das relative Übergewicht des Fließdruckes erhöhte die Geschwindigkeiten in den Randzonen, die nach grönländischen Beispielen mit 10-30 m/Tag angegeben werden (LOUIS 1965). Den hierdurch zum Ausdruck kommenden Fließdruck in Abhängigkeit von dem Belastungsdruck insofern zu sehen, als der erstere mindestens ebenso groß sein müßte wie der Belastungsdruck, ist nach heutigen Ergebnissen der Glaziologie nicht haltbar, auch wenn derartige Beziehungen in zentralen Teilen des Akkumulationsgebietes zu bestehen scheinen. Auf die wirklichen Bewegungsvorgänge soll bei den glaziologischen Fragen noch eingegangen werden.

Unter Benutzung der Zahlen von WOLDSTEDT und Zufügung der Zahlen für geringere Eismächtigkeiten, die im eisrandnahen Gebiet Niedersachsens vorgelegen haben, sind in der nachstehenden Tabelle 1 die Eismächtigkeiten, die ermittelten Belastungsdrücke bzw. die angenommenen und die berechneten Wichten zusammengestellt. Die Werte beider Wichten sind gleich. Dabei wurde bei 400 m und 200 m Eismächtigkeit davon ausgegangen, daß etwa  $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{5}$  der Eismasse aus Gesteinsmaterial jeder Art und Korngröße besteht. Zwischen diesen Wichten und den nach WOLDSTEDT berechneten besteht Übereinstimmung. Alle Zahlen liegen tiefer als der seinerzeit für Toteis bei Engelbostel nördlich von Hannover (KELLER 1954) verwendete Wert von 1,5 bzw. 1,8 für Geschiebelehm (hierzu VIETE

1957). Die aus den Eismächtigkeiten ermittelten Bodenpressungen pflanzen sich nach der Tiefe fort. Da nach grönländischen Verhältnissen als sicher gelten kann, daß die Eismasse keine zusammenhängende Platte darstellte, können Angaben über die Fortsetzung des Druckes nach der Tiefe gemacht werden. Dazu sollen Laststreifen aus dem Eis in der Bewegungsrichtung herausgeschnitten werden, die möglichst groß sein sollen, aber überschlägigen Berechnungen noch zugänglich sind. Ähnliche Vorstellungen wurden bei der Ermittlung von Druckverteilungen und -tiefgang unter Talsperrenmauern und Staudämmen benutzt (KELLER 1972).

Tabelle 1

	Eismächtigkeit in m	Wichte (spez. Gew.)	Belastungsdruck kp/cm <sup>2</sup> (angen. WOLDSTEDT)
	3000	1,2	360 (250)
	2000	1,33	266 (150)
400	$\left\{ \begin{array}{l} 325 \text{ Eis} = 0,9 \\ 75 \text{ Gesteinsfracht} = 2,6 \end{array} \right\}$	1,22	48,8
200	$\left\{ \begin{array}{l} 150 \text{ Eis} = 0,9 \\ 50 \text{ Gesteinsfracht} = 2,6 \end{array} \right\}$	1,33	26,6

In bodenmechanischer Hinsicht richtet sich der Tiefgang eines auf die Erdoberfläche ausgeübten Belastungsdruckes nach dem Verhältnis  $t/\frac{b}{2}$ , wobei t den Tiefgang oder die Tiefenwirkung des Druckes und b die Breite des Laststreifens bedeuten. Wird dieser zu 2 km angenommen, so ergibt sich bei  $t/\frac{b}{2} = 1$  und  $b/2 = 1000$   $t = 1000$  m. Der Druck bildet zwar im Gegensatz zu schmalen Laststreifen keine einheitliche Druckzweifel aus, sondern zwei randliche Maxima, so daß der Druck sich gewölbeartig verteilt, ohne bis in die maximale Tiefe vorzustößen. Dieser Zustand tritt schon an sich nicht ein, weil mit zunehmender Tiefe die Vorbelastung des Untergrundes durch sein Eigengewicht wirksam wird. Bei der normalen Wichte von Locker- und Festgesteinen mit 2,6 nimmt die Vorbelastung des gewachsenen Untergrundes auf je 10 m Tiefe um 2,6 kp/cm<sup>2</sup> zu, so daß die oben genannten Belastungsdrücke von rd. 27 und 49 kp/cm<sup>2</sup> in 100 und 180 m Tiefe von den Eigenbelastungen eingeholt werden und damit enden. Mit diesen Zahlen lassen sich Beobachtungen und Auswertungen über den Tiefgang von Eisdruckwirkungen in Gestalt von Abscherungen vergleichen, die verschiedentlich mit 100—200 m Tiefe angegeben wurden. Auch Werte von 50—100 m wurden genannt (BERGER 1937, KELLER 1953, RICHTER, SCHNEIDER & WAGNER 1950).

Zu dieser senkrechten Druckkomponente tritt die von der Eisbewegung ausgelöste horizontale. Wenn über ihre Größe nichts bekannt ist, so müßte sie je nach den Eismächtigkeiten größer als die statische Belastung gewesen sein. Aus beiden Druckkomponenten ergab sich der Scherdruck, der mit wachsender Eisgeschwindigkeit unter einem immer flacher werdenden Winkel von der Erdoberfläche nach schräg unten in der Richtung des vorrückenden Eises angriff. Die zunächst flachen Überschiebungen werden mit Annäherung an die Erdoberfläche vor dem Gletscherrand steiler nach dem Prinzip, daß sie sich in Richtung des geringsten Widerstandes, d. i. senkrecht, auf die Erdoberfläche zu einstellen. Überkip-

pungen können vorkommen, doch ist in solchen Fällen auch das Hakenwerfen zu berücksichtigen, das sogar bald nach der Stauchung vor Überdeckung durch die nachfolgende Grundmoräne erfolgte (KELLER 1971). Wie gezeigt wurde, konnte die Abscherung nicht tiefer eintreten als der statische Belastungsdruck reichte. Ebenso wichtig war das Vorkommen scherfreudiger Schichten mit niedrigen Reibungswinkeln, wie Tone, die entweder als überschobener Komplex selbst auftreten oder in den Überschiebungszonen immer wieder als schmale Einschaltungen angetroffen werden. Hierzu kommt die Tiefenlage der Null-Isotherme, so daß die Abschertiefe mit der Untergränze des Frostbodenkörpers gleichgesetzt wurde.

### 3. Glaziologische Aspekte

Die seit den fünfziger Jahren verstärkte betriebene glaziologische Forschung brachte das Ergebnis, daß die Bewegung von Eismassen, sei es in Form von Gletschern oder polaren Eisdecken durch plastische Verformung infolge des Eigengewichtes und durch das Gleiten auf seinem Untergrund hervorgerufen wird (PATERSON 1969). Eis kann sich verhalten wie eine Flüssigkeit von hoher Viskosität oder wie ein fester Körper aus vielen Einzelkristallen nach Art eines Metalls bei Temperaturen nahe dem Schmelzpunkt. Die Abhängigkeit der Temperatur von dem Druck kann mit sich bringen, daß die von oben nach unten zunehmende Temperatur an der Eisbasis über den Schmelzpunkt ansteigt. Dann kommt es zu einer Bewegungsart, dem „basal slip“, dem Gleiten des Eises über sein Bett hinweg. Die geothermische Tiefenstufe ist an der Temperaturzunahme beteiligt. Das Gleiten über den Untergrund findet in einer ganz schmalen Zone im Zentimeterbereich statt. Das Eis kann so über den Untergrund ohne dessen Beeinflussung hinweggleiten. Das Gleiten wird nach Beobachtungen an Gletschern in Grönland durch den „lubricating effect“ — Schlüpfrig- = Gleitfähig machen — gefördert, der auf Zuführung von Schmelzwasser in der Gleitzone beruht, das als Schmiermittel wirkt. Zu dem lubricating effect gehören Spalten und Brüche, auf denen Schmelzwässer von der Oberfläche an die Eisbasis gelangen konnten. Die Annahme liegt nahe, daß der größte Teil Nordwestdeutschlands in dieser Art vom Inlandeis überfahren wurde.

Diesen im Bereich der Schmelztemperatur gleitenden Eis stehen Gletscher und Eismassen gegenüber, die an den Untergrund angefroren sind, so daß sie mit ihm mechanisch eine Einheit bilden. Die Null-Isotherme verläuft nunmehr im Substrat. Lockergesteine können und dürfen schon vorher als Permafrostboden vorgelegen haben. Der Übergang von schuttreichen Basisschichten des Eises mit Grundmoränenmaterial in das eisgesättigte Substrat hat das gegenseitige Anfrieren beider physikalisch etwa gleichwertiger Massen begünstigen müssen, so daß Scherspannungen in der Grenzzone nicht auftreten konnten, sondern eine tiefere gleitbegünstigende Lage aufsuchen mußten. Hierbei war die Null-Isotherme von Bedeutung. Sie ist mit der Unterkante des Frostkörpers oder des Permafrostbodens in Verbindung zu setzen, sobald die Voraussetzungen für den basal slip im Lockergestein des Untergrundes anzutreffen sind. Für den Fall der saaleiszeitlichen Stauchmoränen des Rehburger Stadiums in den Fürstenaue Bergen besteht das Lockergestein einerseits aus bindigen tertiären Tonen und tonigen Mergeln und andererseits aus schwach- und nichtbindigen tertiären Grünsanden und lockeren quartären Terrassensanden und -kiesen. Mit sehr großer Regelmäßigkeit ist zu beobachten, daß an der Basis abgescherter Massen fette Tone auftreten, sei es in Form einige Meter mächtiger Tertiärtone oder toniger Mergel. Oft finden sich in den Überschiebungs- bzw. Abscherzonen dünne Tonschmitzen und ausgewalzte Tonfolien, deren Mitwirkung bei der Abscherung auf das deutlichste durch Harnische erkennbar gemacht wird.

Die Zurückverfolgung der Gleitwege führt in Tiefen von 50—100 m, woraus sich zunächst ergibt, daß die Abscherungen mit relativ hoch aufsteigendem Präquartär verknüpft sind, wie schon früher an verschiedenen Stellen festgestellt wurde (RICHTER, SCHNEIDER

& WAGER 1951, KELLER 1954). Die ursprünglich auf dem Präquartär horizontal aufgelagerten Schichten sind bei dem Abscherungsvorgang ungestört mit hochgetragen worden. Die Auflagerungsflächen zwischen dem Quartär und dem Tertiär können bis zur Senkrechten aufgerichtet sein. Das gleiche Bild wiederholt sich mit der unveränderten Schichtung im Quartär. Die mehr oder weniger steilstehenden Schubmassen sind die Inhalte der an das Eis angefrorenen Frostkörper. Die an ihrer Basis auftretenden horizontal geschichteten Tone begünstigten im Niveau der Null-Isotherme bei sehr geringem Scherwiderstand die Abscherung. Der lubricating effect war dadurch eingeleitet, daß die Tone mit hoher Quellfähigkeit Wasser aufnehmen konnten. Dabei braucht nicht das durch den zerbrochenen Frostkörper hindurchgelangende Schmelzwasser, sondern die glaziologisch ebenso bedeutsame Wasseranreicherung an der Basis von Frostkörpern von Gewicht zu sein. Nach der Art der Sammelkristallisation zieht das Eis des gefrorenen Bodens aus seinem Liegenden Wasser an, aktiviert und beschleunigt den Aufstieg von Kapillarwasser, das sich an der Null-Isotherme sammelt. Dieser Vorgang ist in seiner nachteiligen Wirkung in der Erdbaumechanik sehr bekannt, wenn sich in unseren Breiten im Winter schadenbringende Eislinsen in tonigen und feinschluffigen Böden unter Straßendecken bilden.

#### Angeführte Literatur

- BERGER, F.: Die Anlage der schlesischen Stauchmoränen. — Zbl. Min., Geol. B. 1937, 417—434, 481—497, Stuttgart 1937.
- BERNHARD, H.: Der Drucksetzungsversuch als Hilfsmittel zur Ermittlung der Mächtigkeit des pleistozänen Inlandeises in Nordwestniedersachsen. — Dissertation Techn. Univ. Braunschweig 1962.
- KELLER, G.: Untersuchungen über die strukturellen und hydrogeologischen Verhältnisse in den südlichen Dammer Bergen. — Z. prakt. Geol. **48**, 147—153, Halle/Saale 1940.
- : Drucktexturen in eiszeitlichen Sedimenten. — Eiszeitalter u. Gegenwart **4/5**, 158—171, Öhringen 1954.
- : Glazitektonik der Rehburger Phase bei Ankum (Fürstenaue Berge) in stratigraphischer Hinsicht. — Oldenb. Jahrb. **70**, 2, 99—112, Oldenburg i. O. 1971.
- : Beitrag zur Frage von Erdbeben als Folge der Anlage von Talsperren. — Proceedings Symposium Percolation Through Fissured Rock, 7—14, Stuttgart 1972.
- KRAUS, E.: Die Quartärtektonik Ostpreußens. — Jb. preuß. geol. L.-A. **45**, 633—723, Berlin 1925.
- LOUIS, H.: Allgemeine Geomorphologie. In: Lehrbuch der Allgemeinen Geographie, hrsg. v.E. Obst. 3. Aufl. Berlin 1965.
- PATERSON, W. S. B.: The physics of glaciers. — Oxford-London (Pergamon Press) 1969.
- PETERSEN, G.: Die Schollen der norddeutschen Moränen. — Fortschr. Geol. u. Paläontol. **9**, Stuttgart 1924.
- RICHTER, W., SCHNEIDER, H. & WAGNER, R.: Die saalezeitliche Stauchmoräne von Itterbeck-Uelsen (Grafschaft Bentheim). — Z. deutsch. geol. Ges. **102**, 60—74, Stuttgart 1950.
- SLATER, G.: Die Strukturverhältnisse der gestörten Kreide- und Diluvial-Ablagerungen der Ostküste Rügens (Jasmund-Distrikt). — N. Jb. Min., Geol., Beil. Bd. **63**, 123—126, Stuttgart 1930.
- VIETE, G.: Kritische Bemerkungen zur Bestimmung der pleistozänen Inlandeismächtigkeit mit Hilfe von Drucksetzungsmessungen. — Eiszeitalter u. Gegenwart **8**, 97—101, Öhringen 1957.
- : Zur Entstehung der glazigenen Lagerungsstörungen unter besonderer Berücksichtigung der Flözdeformationen im mitteldeutschen Raum. — Bergakademie **11**, 672—673, Freiburg/S. 1959.
- : Über die Genese der glazigenen Deformationen der mitteldeutschen Braunkohlen und die Möglichkeit ihrer Vorhersage in neuen Grubenfeldern. — Freiburger Forschungshefte C **80**, 13—24, Freiburg/S. 1960.
- WAGNER, R.: Saaleeiszeitliche Stauchzone der Dammer Berge. — Geologischer Exkursionsführer für Osnabrück, herausgeg. von G. KELLER anlässlich der 104. Hauptversammlung der Deutsch. geol. Ges. 1952 in Osnabrück, 58—59, 2 Abb., Osnabrück 1952.
- WEHRLI, H. & SCHNEIDER, H.: Geologie des Emsbürener Höhenrückens nördlich Rheine. — N. Jb. Min. Geol., Abh. **88**, 263—292, Stuttgart 1943.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Stuttgart (Enke) 1954. Manuskript eingeg. 26. 10. 1973.