Brandenburgische Geowiss. Beit	. Kleinmachnow	2 (1995), 1	S. 3 – 11	8 Abb., 22 Lit.
--------------------------------	----------------	-------------	-----------	-----------------

# Erscheinungen des weichselzeitlichen Eisrückzuges in Ostbrandenburg

FRITZ BROSE

Im Bereich zwischen der Pommerschen Randlage und der Maximalausdehnung der weichselzeitlichen Inlandvereisung kann in Brandenburg aus einer Vielzahl an Beobachtungen geschlossen werden, daß bestimmte sich wiederholende Merkmale auf einheitliche genetische Voraussetzungen zurückzuführen sind.

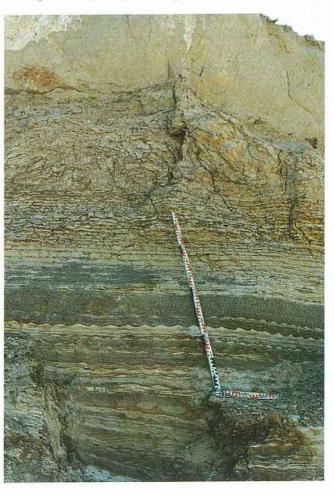
Zwei immer wieder zu konstatierende Erscheinungen sind einerseits die geringe Mächtigkeit der dem Maximalvorstoß des Weichseleises zugehörigen Grundmoränenbildungen (gW1) und andererseits die geringe Eindringtiefe der vom vorgenannten Eis verursachten glazitektonischen Störungen.

## Geschiebemergelmächtigkeit und glazitektonische Tiefenwirkung des W1-Vorstoßes

Die Auswertung einer Vielzahl von Bohrungen im Betrachtungsgebiet ergibt eine durchschnittliche Mächtigkeit des gW1 zwischen 4 und 10 m (Archiv des LGRB, AS Frankfurt/Oder). An der westlichen Peripherie der Stadt Frankfurt/Oder war der gW1 mehrfach im Zusammenhang mit Baumaßnahmen in einem Gewerbegebiet mit den oben genannten Mächtigkeiten aufgeschlossen (Einstufung It. Zählprotokoll 150/94 LGRB). Er wurde hier von glazitektonisch ungestörten sandig-kiesigen Schmelzwasserbildungen unterlagert, die als weichselkaltzeitliche Vorschüttschüttsande gfW1v einzustufen sind.

Im Hangbereich zum Odertal ist das gleiche Eis glazitektonisch wirksam gewesen, dort sind liegende glazifluviatile Sande und Schluffe in max. 2 m Mächtigkeit über saalezeitlichem Geschiebemergel schwach gestaucht (Aufschluß am Talhang zur Oderniederung am nördlichen Ortsausgang Frankfurt/Oder). Im Oderdurchbruchtal, etwa 2 km nördlich von Frankfurt/Oder, ist auf einem Hochflächensporn über glazilimnischen Sedimenten ein Geschiebemergelrest zwischen +38,5 und +40 m ü. NN erhalten, der gemäß Zählprotokoll des LGRB 146/94 ebenfalls als Brandenburger Geschiebemergel gW1 einzustufen ist. Seine Einwirkung auf die liegenden Sande reicht wiederum in Form von Verwerfungen max. bis 0,5 m unter seine Unterfläche. Der weichselkaltzeitliche Geschiebemergel liegt hier in ungestörter Lagerung rund 15 m tiefer als 300 m weiter westlich auf der Hochfläche. Die Tallage des gW1 weist darauf hin, daß die Depression des Oderdurchbruchtals bei Frankfurt/Oder zur Zeit des ersten Vorstoßes des weichselkaltzeitlichen Inlandeises bereits morphologisch vorgezeichnet gewesen sein muß. Am südwestlichen Oderbruchrand und beiderseits des Oderdurchbruchtales sind glazilimnische Bändertonschluffe auf saaleglazialem Geschiebemergel in wechselnden Mächtigkeiten zwischen 1 und 6 m Mächtigkeit ausgebildet (KEILHACK & LINSTOW 1931). Neuere Aufschlüsse und

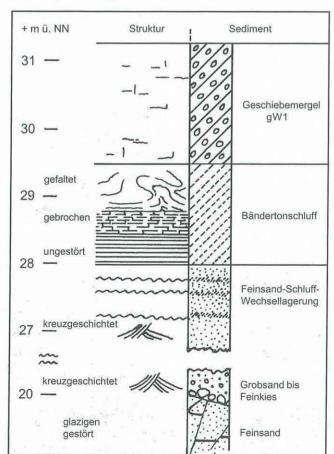
Abb. 1 Teilweise lagerungsgestörter Bändertonschluff über Feinsand-Schluff-Wechsellagerung unter Weichsel-I-Geschiebemergel im Aufschluß Sichelsgrund



geschiebestatistische Einstufungen von liegenden und hangenden Geschiebemergeln ermöglichen genetische Aussagen zu den einzelnen Sedimenten. In einem Aufschluß im Sichelsgrund, einem Seitental zum Oderbruchrand, etwa 2 km westlich der Ortschaft Podelzig gelegen, stehen folgende Sedimente an (Abb. 1 und 2):

Der tiefste aufgeschlossene Komplex besteht aus glazitektonisch gestörten Sanden und Kiesen. Nach oben werden die Sande bei etwa + 20 m ü. NN durch eine Erosionsdiskordanz und eine darauf liegende Steinsohle begrenzt. Darüber lagern bis ca. + 27 m ü. NN ungestört z.T. kreuzgeschichtete Sande mit gröberen Kornanteilen im unteren Drittel dieser Folge. Eine etwa 1 m mächtige Zone, in der Feinsand- und Schluffakkumulationen, z.T. mit deutlichen Rippelbildungen, wechseln, bildet den Übergang zu einem 1,5 m mächtigen Bändertonschluff mit Warvenbildungen. Die unteren 0,5 m dieses Schichtpaketes sind ungestört, darüber lagern 0,3 m des gleichen Materials mit vertikal gebrochenen Warven. Nach oben folgen über einer 5 mm starken sandig-tonigen Gleitschicht 0,7 m stark gefalteter Bändertonschluff. Der den Bändertonschluff überlagernde Till ist aufgrund seiner Struktur als Setztill (lodgement till) anzusprechen. Eine geschiebestatistische Einstufung ist laut Zählprotokoll des LGRB vom 25.09.1992 als Geschiebemergel des Brandenburger Vorstoßes der Weichselkaltzeit (gW1) vorzunehmen.

Abb. 2 Aufschluß Sichelsgrund (schematische Schichtenfolge)



Gleiche Höhenlage des Sedimentes und gleiche Eindringtiefe der glazitektonischen Einflüsse des gW1 sind etwa 4 km östlich vom Sichelsgrund am Oderhang bei Klessin zu konstatieren. Zwischen Bändertonschluff und hangendem Geschiebemergel sind hier noch geschichtete Feinund Mittelsande erhalten, deren oberste 0,5 m durch Eiseinwirkung destrukturiert sind.

In einer Baugrube in Podelzig, einem zwischen beiden vorgenannten Aufschlüssen auf der Hochfläche gelegenen Ort, ist der gleiche Geschiebemergel (Zählprotokoll LGRB 182/94) in einer Höhenlage um +52 m ü. NN, d.h. um 20 m höher gelegen, wieder mit geringer Einwirkung des Eises auf das Liegende, ausgebildet. Damit sind für den Erosionspfeiler des Reitweiner Spornes und seine Flanken zum Oderbruch ebenfalls Differenzen der Höhenlage des gW1 von rund 20 m sowie die geringe Einwirkungstiefe des verursachenden Inlandeises dokumentiert.

Bei Seelow, wiederum am Oderbruchrand, sind glazilimnische Sedimente mit stark differenzierten Warvenbildungen von 1,8 m mächtigem Geschiebemergel überlagert, der laut Zählprotokoll LGRB 34/93 als gW1 einzustufen ist. Der glazitektonisch beeinflußte Bereich unter demselben ist an diesem Aufschluß 0,5 m mächtig und besteht aus destrukturiertem, teilweise stark gefaltetem tonigem Schluff (Abb. 3). Die Geschiebemergelunterkante liegt bei + 28 m ü. NN gegenüber +55 m ü. NN der angrenzenden Hochfläche.

In der Wriezener Terrasse, einer spätweichselglazial angelegten Terrasse am Oderbruchrand südlich von Wriezen, ist ebenfalls Geschiebemergel weichselkaltzeitlichen Alters (gW1) als flächenhaft verbreiteter Erosionsrest erhalten. Dort lagert er auf weichselkaltzeitlichen Vorschüttsanden über mächtigem, kalkig ausgebildetem Eem. Die glazitektonischen Störungen reichen an diesem Vorkommen ebenfalls nur 0,3 m in das Liegende. Die Unterkante des hier mehr als 2 m mächtigen Geschiebemergels ist in der Höhenlage um + 27 m ü. NN anzutreffen, während sie in den westlich angrenzenden Hochflächenbereichen bei gleicher Mächtigkeit des Mergels um + 67 m ü. NN liegt (BROSE 1971).

Weiter nach Norden, im unmittelbaren Vorland der Pommerschen Eisrandlage war bei Schiffmühle ein geringmächtiger Geschiebemergel über einer 15 m mächtigen glazifluviatilen feinsandigen Serie aufgeschlossen. Die glazitektonische Tiefenwirkung unter dem Geschiebemergel reichte auch an diesem Aufschluß nur bis max. 1 m in das Liegende (BROSE 1971, S. 133, Abb. 43). Ähnliche Beobachtungen wurden in westlich und östlich angrenzenden Gebieten innerhalb des ersten Eisvorstoßes der Weichselkaltzeit von vielen anderen Autoren belegt. So dokumentierte zuletzt BUSSEMER (1994) eine geschiebestatistisch als gW1 gesicherte, flächenhaft weit verbreitete geringmächtige kompakte Grundmoräne mit durchschnittlicher Mächtigkeit von 3 m auf dem mittleren und östlichen Barnim.

KOZARSKI bestätigt in seinem Vortrag während einer Tagung der Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg am 26.11.1994 die gleichen Verhältnisse im west- und

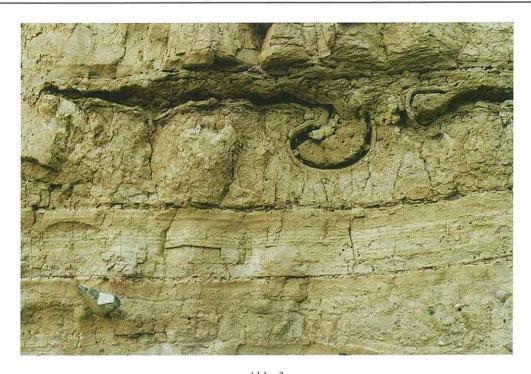


Abb. 3 Geschiebemergel gW1 über glazitektonisch beeinflußtem tonigem Schluff auf Bändertonschluff mit Großwarven und Dropstones bei Seelow (Bildhöhe 1 m)

mittelpolnischen Raum, d.h. einen geringmächtigen Geschiebemergel für den weichselkaltzeitlichen Maximalvorstoß.

Alle vorgenannten Fakten lassen auf ein geringmächtiges Eis während des ersten weichselkaltzeitlichen Inlandeisvorstoßes schließen. Dieses Eis bedeckte das vorgeformte Relief mit einer relativ dünnen, wenig tiefenwirksamen Decke. Da für einen Teil der im Raum zwischen weichselkaltzeitlicher Maximalausdehnung und Pommerscher Randlage gelegenen Stauchkomplexe präweichselkaltzeitliche Anlage nachgewiesen wurde (KRY-GOWSKI 1964, BARTKOWSKI 1967, HANNEMANN 1969, BUSSEMER 1994), kann in Verbindung mit der anstehend belegten geringen Tiefenwirkung der gW1 Inlandeisdecke rückwirkend generell auf eine ältere Anlage von Stauchgebieten im vorgenannten Raum – besonders für die Frankfurter/Poznań-Randlage – gefolgert werden.

# Diskontinität der Randbildungen zwischen Brandenburger und Frankfurter Randlage

Eine weitere relativ häufig zu beobachtende Erscheinung des weichselzeitlichen Deglaziationsprozesses ist die Diskontinuität der Eisrandlagen bis vor die Pommersche Randlage. Bereits bei der Bestimmung der Grenze der Maximalausdehnung des weichselzeitlichen Inlandeises treten Probleme auf. LIEBETRAU (1971) stellte in Anlage 1 seiner Arbeit die Versuche mehrerer Autoren zusammen, im Raum zwischen Straupitz, Lieberose und Friedland Eisrandlagen auszuhalten (Abb. 4). Einheitlich wird hier nur die Moränengabel südlich von Lieberose, der zwei Sanderniveaus deutlich vorgelagert sind, dargestellt. Bereits südöstlich von Straupitz differieren die Darstellungen wieder.

Während die Mehrzahl der Autoren den Verlauf der Brandenburger Randlage nach den morphologisch markanten Höhenzügen bestimmt, zieht MARCINEK (1961) die Grenzlinie der Maximalausdehnung der weichselkaltzeitlichen Inlandeisbedeckung, begründet durch das begrenzte Vorkommen tiefer moorerfüllter Hohlformen, innerhalb des Baruther Urstromtals. Dieser Auffassung folgte auch LIEDTKE (1981) in seiner Kartendarstellung. Die Auffassung von MARCINEK wird durch eine morphologisch auffällige Erscheinung wenige Kilometer nordöstlich der Ortslage Byhlen gestützt. Den zumeist als Brandenburger Randlage interpretierten Höhenzügen der Cottbuser Berge ist hier der Sander des Brandenburger Stadiums mit Höhen um +75 m ü. NN in seinem Wurzelbereich vorgelagert.

Bisher wurde diesem Sander ein durchschnittlich 1 500 m breiter und etwa 3 000 m langer Streifen mit unebener, stark skulpturierter Oberfläche zugeordnet. Seine Entstehung wurde der Schüttung über Toteis und dessen späterem Austauen zugeschrieben. Vom aktiven Inlandeis getrenntes Material spielte sicher eine Rolle bei der Genese dieses Geländeabschnittes. Um aber derartiges "Toteis" entstehen zu lassen, mußte der Eisrand erst einmal weiter nach Süden vorgestoßen sein.

Während oszillativer Randbewegungen des Inlandeises riß der Zusammenhang eines Lobenteiles zum aktiven Eis ab und das Inlandeis schob die heute als Cottbuser Berge bezeichneten Höhenzüge gegen das Widerlager des stagnierenden älteren Eises auf (Innere Endmoräne nach GRIPP 1975). Die Linie der Maximalausdehnung des weichselkaltzeitlichen Inlandeises muß folglich an die Grenze zwischen stark skulpturiertem Gelände und der eindeutig nach Süden geneigten ebenen Oberfläche des

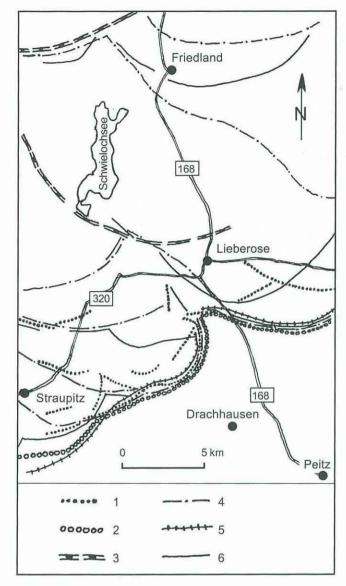


Abb. 4 Unterschiedliche Randlagendarstellungen der Hauptendmoräne des Brandenburger Stadiums und einiger Rückzugsstaffeln (nach LIEBETRAU 1971)

1 - nach Tietze (1914), 2 - nach Lembke (1940), 3 - nach Behrmann, 4 - nach Scholz (1959), 5 - nach Marcinek (1961), 6 - nach Hannemann (1966)

Sanders gelegt werden und entspricht damit der von MARCINEK (1961) erstmals vorgelegten Grenzziehung. Vorausgesetzt man definiert, wie allgemein angenommen, die Brandenburger Randlage des Weichselglazials mit der Maximalausdehnung des Inlandeises, dann verläuft diese Grenze konsequenterweise teilweise durch die Urstromtalung des Baruther Tales und ist nur indirekt zu belegen. Die direkten materiellen Zeugen, wie z.B. der gW1-Geschiebemergel, sind durch das spätere Abflußgeschehen vermutlich abgetragen und bisher nicht nachweisbar. Das ist erklärlich, wenn man stark sandige und geringmächtige Ausbildung der Brandenburger Grundmoräne in Nähe des Eisrandes berücksichtigt.

Im Hinterland der Brandenburger Randlage sind ähnliche

Probleme wie bei der Fixierung der Maximalausdehnung festzustellen. Die Abb. 4 zeigt die unterschiedlichen Auffassungen mehrerer Autoren zum Verlauf einzelner Rückzugsstaffeln im Rückland der Brandenburger Randlage. Die augenfälligen Differenzen beruhen auf der Tatsache, daß sich im gesamten Rückland der Brandenburger Randlage eine Vielzahl von  $\pm$  isolierten Erhebungen und Abflußniveaus befinden, die unter geomorphologischen Gesichtspunkten in unterschiedlichen Varianten miteinander verbunden werden können. Die Möglichkeit der Fehlinterpretation ist bei rein geomorphologischer Methodik besonders groß.

Zwei Erhebungen am Südende des Dollgensees z.B. wurden bisher, u.a. bei LIEBETRAU (1971), offensichtlich wegen fehlender Verknüpfungsmöglichkeiten als Stauchkomplexe im Hochflächenbereich interpretiert. Eine Kiesentnahmestelle schuf Einblickmöglichkeiten in einen Teil des Komplexes und damit Ansatzpunkte zu einer neuen genetischen Interpretation. Die Beschreibung der Aufschlußverhältnisse folgt im wesentlichen der Darstellung des Autors in dem in Vorbereitung befindlichen Exkursionsführer zur Geologie von Berlin und Brandenburg No. 3: "Quartär und Tertiär im Raum Lübbenau - Calau". Derzeit findet der Abbau in zwei Grubenteilen statt; der näher zur B 87 gelegenen Ostgrube und der mehr am Rande der Dollgensee-Rinne angelegten Westgrube. Beide Gruben bieten, den wechselnden Aufschlußverhältnissen entsprechend, sedimentologisch interessante Profile. So sind u.a. Zeugnisse für subaquatische Rutschungen und Gleitungen, glazigene Abscherungen und Faltungen, syn-

Abb 5 Flächenhafte Abscherungen im Liegendteil und periglaziär beeinflußte Rinnenfüllung im Hangendteil der Abbauwand Westgrube am Dollgensee (Bildhöhe 5 m)



und epigenetische Frostspalten, Fließgeschiebemergel sowie periglaziale Verbrodelungen zu finden (Abb. 5).

Die etwa 110 m lange Abbauwand der Westgrube zeigt im liegenden Teil des rund 9 m hohen Stoßes häufig gefaltete Sande unterschiedlicher Korngröße, die in 3 bis 5 dm-Abstand flächenhaft abgeschert und deren so entstandene Sedimentpakete gegeneinander versetzt wurden. Im oberen Teil dieser Serie ist eine Kornverfeinerung zu konstatieren, die mit der Auffüllung von Rinnen bis zu etwa 1,5 m Tiefe und randlichen subaquatischen Rutschungen in denselben sowie nachfolgenden periglazialen Verbrodelungen verbunden ist (Schichtenkomplex a des schematischen Profils in Abb. 6). Die vorgenannten Bildungen finden sich zumeist etwa auf halber Höhe der Abbauwand und werden nach oben erosiv begrenzt. Durchzogen wird diese Schichtenfolge häufig von Verwerfungen mit geringen Sprunghöhen sowie wenigen syngenetischen Eiskeilpseudomorphosen.

Der nach oben folgende Schichtenkomplex (b des schematischen Profils) ist grobkörniger ausgebildet und enthält im Mittel einen höheren Anteil kiesiger Komponenten. Die ursprünglich mehr oder weniger horizontal abgelagerten Schichten sind stark deformiert. Im Extremfalle sind im Endeffekt der Verformung walzenförmige Körper entstanden, deren ursprünglich horizontale Schichtung vollkommen erhalten ist (Abb. 7). Derartige, im Festgestein bei der alpinen Tektogenese bekannte Verformungen, sind an pleistozänem Lockergestein nur unter Eisdruck im gefrorenen Zustand erklärbar. Im oberen Teil der Sedimentfolge ist teilweise ein Tropfenboden ausgebildet, dessen Genese wiederum an periglaziales Milieu gebunden ist. Durchzogen wird der gesamte Schichtenkomplex der Abbauwand von epigenetischen Eiskeilpseudomorphosen, die ihren Ausgang in der alles bedeckenden maximal etwa 1 m mächtigen periglaziären Deckzone (c des Sedimentationsschemas) haben. Außerhalb der Abbauwand finden sich auf dieser Schichtenfolge dann noch Dünensande, deren Bildung offensichtlich bald nach dem Eisfreiwerden des Gebietes einsetzte.

Die in der Ostgrube anzutreffenden Schichten belegen eine

# *Abb.* 6

Schematische Profile vom Abbau am Dollgensee

a – liegender feinkörniger Sedimentkomplex, b – grobkörniger oberer Sedimentkomplex, c – periglaziäre Deckschicht, d – glazifluvialer Komplex mit Fließgeschiebemergel

1 – Liegendaufpressung, 2 – Scherspalten, 3 – Rinnenfüllung mit subaquatischen Gleitungen, 4 – Brodelboden I, 5 – Syngenetische Eiskeilpseudomorphosen in a, 6 – Verwerfungen im Komplex a, 7 – Erosionsdiskordanz a/b, 8 – Sedimentwalzen in b, 9 – Eiskeilpseudomorphosen in a, jünger als 5, 10 – Erosionsdiskordanz auf b/c unter geschichteten Sanden und Kiesen, 11 – Flieβgeschiebemergel, 12 – Epigenetische Eiskeilpseudomorphosen und Brodelboden II

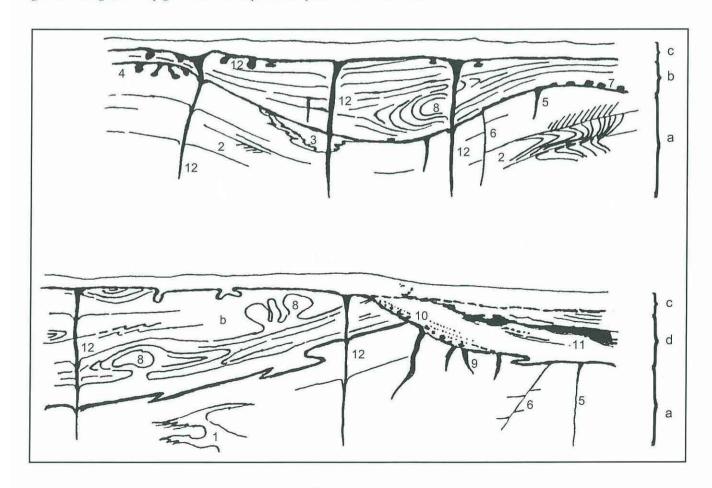




Abb. 7 Walzenförmige Deformation glazifluviatiler Sedimente in der Ostgrube am Dollgensee

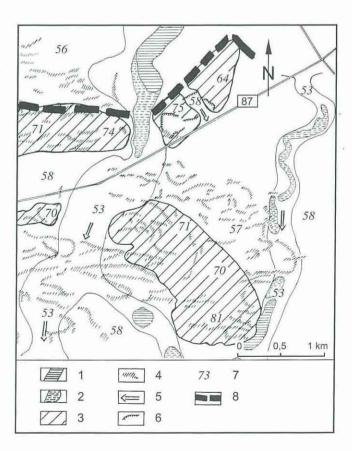
ähnliche Entstehung. Auch die Sedimentationskomplexe entsprechen einander zum großen Teil. Einige Schichten sind über das gesamte Abbaugebiet zu verfolgen. Zusätzlich ist in der Ostgrube eine Folge von Sedimenten aufgeschlossen, die genetisch zwischen die Komplexe b und c der Westgrube einzuordnen ist (d des 2. schematischen Profils). Nach kräftiger Erosion, dokumentiert durch ein Geröllpflaster auf den Schichtköpfen der Folgen a und b, setzte die grobkörnige glazifluviatile Sedimentation des Komplexes d ein. Eingeschlossen in diesen Sedimentkörper ist eine Decke aus Fließgeschiebemergel. Der Komplex d schließt mit einem sandig-kiesigen Akkumulationskörper ab. Jüngstes genetisches Glied ist wiederum die periglaziär destrukturierte Decke.

Die beobachteten Phänomene lassen folgende genetische Schlußfolgerungen zu:

- Mehrfacher relativ einheitlicher Wechsel in der Korngröße sowie Erosionsdiskordanzen deuten auf mehrphasige Bildungsbedingungen hin.
- Syngenetische Eiskeile, Verwerfungen und Brodelböden belegen Eisrandnähe.
- Auffaltung, Schleppung, Abscherung flacher Schichtenpakete und Walzenbildung sind nur durch unmittelbaren direkten Einfluß des Inlandeises zu erklären.
- Fließgeschiebemergel und Stauchungen im oberen Teil der jüngsten Sedimentserie weisen ebenfalls auf unmittelbare Nähe des Inlandeises hin.

Insgesamt belegt die aufgeschlossene Schichtenfolge einen im NW gelegenen aktiven Eisrand, der mehrfach die in seinem Vorland akkumulierten Sedimente überfuhr. Die morphogenetische Analyse des vermeintlichen Hoch-

Abb. 8
Geomorphologische Skizze südlich des Dollgensees
I – Seen, 2 – Moore, 3 – morphologische exponierte Gebiete, 4 –
Dünen, 5 – Schüttungsrichtung, 6 – Aufschlüsse, 7 – Höhenangaben +m ü. NN, 8 – aktiver Eisrandlage



flächenbereiches ergibt nunmehr das Bild einer Eisrandlage am Südufer eines Rinnensees (Abb. 8). Das gesamte Gebiet ist mit Ausnahme der in Rinnen akkumulierten holozänen organogenen Sedimente nur von Schmelzwasserablagerungen bedeckt. Ein Abfluß um +57 bis +58 m ü. NN ist der Eisrandlage direkt zuzuordnen. Schmelzwasserablagerungen dieses Niveaus treten nur südlich der vermuteten Randlage auf, die Sedimente des Komplexes "d" in der Ostgrube gehören zum Wurzelbereich einer zugehörigen Abflußbahn.

Später durchbrachen Abflüsse im +53 m ü. NN-Niveau die älteren Sedimente rinnenförmig. Erst nach Aufgabe der vorgenannten Abflußniveaus setzte die Hauptphase der Dünenbildung im Betrachtungsgebiet ein und verwischte einen Teil der deutlich angelegten Strukturen. Eine Fortsetzung dieser Randlage etwa 2 km nach Westen bis hin zu dem von vielen Autoren zur Brandenburger Randlage bestimmten Marienberg nördlich Biebersdorf wäre möglich, nach Osten ist jedoch ohne eine detaillierte Strukturanalyse keine Fortsetzung zu erkennen. Das nördlich der beschriebenen Struktur über viele km² flächenhaft zu verfolgende +53 m-Niveau wird zuletzt von LIEBETRAU (1971) dem oberen Schwanheidesander-Niveau zugeordnet.

Dem vorgestellten Höhenzug ähnliche Bildungen treten zwischen dem Nordrand des Spreewaldes und dem Schwielochsee, d.h. im Hinterland der Brandenburger Eisrandlage i.e.S., häufig auf, sind aber selten so gut wie in dem vorgestellten Abbau aufgeschlossen. Derartige Höhen lassen sich im Gegensatz zu älteren Auffassungen nicht problemlos zu zusammenhängenden Eisrandlagen verbinden. Eine detaillierte geomorphologische Analyse muß mit möglichst vielen geologischen Primärdaten verbunden werden, um den Deglaziationsprozeß im Rückland der weichselglazialen Maximalausdehnung des Inlandeises exakt differenzieren zu können. Die Darstellung eines kleinen Ausschnittes schon belegt wiederum die Auffassung, daß das erste weichselkaltzeitliche Inlandeis (gW1) äußerst beweglich war. Auch im Zurückweichen war es in viele bewegliche Loben aufgespalten. Häufig blieben Blökke stagnierenden Eises zurück, deren langsames Abtauen zusätzlich zur Komplizierung des Landschaftsbildes beitrug, welches dem von LIEDTKE (1981) dargestellten Formentyp 3 des stagnierenden Eises nahekommt. Ohne die von vielen Autoren ausgehaltenen flächenhaft verbreiteten glazifluviatilen Abflußniveaus in Frage stellen zu wollen, muß jedoch auf die komplizierte Vielfalt des Deglaziationsprozesses und die damit verbundenen Formenvielfalt im Rückland der Brandenburger Eisrandlage verwiesen werden, die eine Präzisierung des Genesemodelles der Lieberoser Hochfläche dringend angeraten sein läßt.

### Eisrückzug von der Frankfurter zur Pommerschen Randlage

Den für das Rückland der Maximalausdehnung des weichselkaltzeitlichen Inlandeises dargestellten Problemen ähnliche Erscheinungen sind auch im Bereich der Frankfurter Randlage festzustellen. So schreibt BUSSEMER (1994, S. 23): "Der Verlauf der Frankfurter Randlage über die

Endmoränenplatte des Barnim wurde öfter diskutiert und auch kartiert (W. BEHRMANN 1949/50, H. LEMBKE 1959, R. Schneider 1965, K.-P. Herr 1985, S. M. Chrobok 1985, H. BRAMER 1991), jedoch ist keine der Varianten im Gelände nachweisbar." Die gleiche Beobachtung ist vom Autor für den östlich an das genannte Gebiet angrenzenden Raum vollauf zu bestätigen. Im Raum der für diese Randlage namensgebenden Stadt Frankfurt/Oder überzieht der gW1 Geschiebemergel eine Reihe von SE nach NW streichender Wälle in einer maximal 4 m mächtigen Dekke. Es sind im gesamten Stadtgebiet Stauchungen bzw. diesem Eis zuzuordnende glazitektonische Einwirkungen auf den Untergrund nachweisbar, die wiederum maximal 1 bis 1,5 m in das Liegende des Geschiebemergels reichen. Alle tiefer im Untergrund der Stadt vorhandenen glazigenen Störungen wie Stauchungen, Verwerfungen mit bedeutenden Sprunghöhen und Faltungen sind älterer Genese. LIPPSTREU (1990) führt die starken Deformationen auf elsterglaziale Prozesse und Einwirkungen des Saale-2-Vorstoßes zurück.

Nach dem Rückzug des Saale-2-Eises (gSII) befand sich im weiteren Umland der heutigen Stadt Frankfurt/Oder eine flachwellige Oberfläche mit ± NW-SE gerichteten Strukturachsen. Im Muldentiefsten zwischen den Wällen kann es zur Akkumulation eemwarmzeitlicher Sedimente gekommen sein. Das heutige Odertal war als eine N-S gerichtete Depression vorgezeichnet. Dieses Relief wurde vom Brandenburger Eis (gW1) mit einer relativ dünnen Eisdecke überzogen, von deren Aufspaltung durch Zerrungsspalten beim Übergleiten der älter angelegten Hochlagen eine Reihe radialer Rinnen zeugen. An der älteren Stauchungszone ist während des generellen Rückzuges des Brandenburger Eises ein Halt zu verzeichnen, der heute jedoch zumeist nur durch die Wurzeln von Schmelzwasserabflußrinnen mit einer Vielzahl von eisrandnahen Bildungen, oft auf kleinstem Raum erhalten, nachzuvollziehen ist. Größere durch dieses Eis verursachte Materialakkumulationen sind ebensowenig nachzuweisen wie tiefere Einwirkungen desselben auf den Untergrund. Die periglaziale spätweichselglaziale Entwässerung nahm ihren Ausgang in den NW-SE gerichteten Strukturen in Richtung auf die Hauptentwässerungsachse, das Odertal. Je nach Eindringtiefe der rückwärtsschreitenden Erosion überschnitt sich diese Entwässerungsrichtung mit den fast senkrecht dazu verlaufenden radialen Rinnensystemen, so daß im unmittelbar westlich der Oder gelegenen Hochflächengebiet ein für diesen Raum typisches gitterartiges Entwässerungsnetz entstand.

Die geomorphologische Wertigkeit des bereits vorgezeichneten Oderdurchbruchtales geht unter anderem aus der Tatsache hervor, daß während der Frankfurter Stillstandslage entlang dieser Depression eine Lobennaht mit unterschiedlicher Dynamik beider Loben verlief. Westlich derselben sind die Abflußverhältnisse durch das vorgenannte Netz relativ kleindimensionierter Schmelzwasserabflußbahnen charakterisiert, am östlichen Talrand beginnen bereits breite flächenhaft ausgebildete Sandersäume.

Anhand der Aufnahmeergebnisse einer Vielzahl von Ta-

gesaufschlüssen und Schurfgruben im westlich anschließenden Gebiet des Tiefensee und bei Prötzel gelangt BUSSEMER (1994) zu der Auffassung, daß in diesem Raum während des weichselzeitlichen Gletscherabbaus kein stationären Eisrand existierte.

Für das noch weiter nach Westen sich anschließende Gebiet Ladeburg - Albertshof widerlegt GÄRTNRR (1992) durch detaillierte Arbeiten eine morphologisch wirksame Frankfurter Staffel auf dem westlichen Barnim.

Auch im östlich angrenzenden polnischen Raum sind ähnliche Beobachtungen gemacht worden. KARCZEWSKI & ROSZKO (1972) sprechen unter Berufung auf AUGUSTOWSKI (1956), KRYGOWSKI (1961), BARTKOWSKI (1967) und andere über das Inlandeis des Leszno-Stadiums (entspricht dem Brandenburger Eisvorstoß) als einem Eis geringer Mächtigkeit, das wenig dynamisch war und schnell zu verschwinden begann. Es hinterließ eine dünne Decke der Grundmoräne und kleine Marginalformen. Die ansehnlichen und massiven Endmoränenformen der Poznań-Phase (entspricht Frankfurter Randlage) werden der Wirkung älterer Vereisungen zugerechnet (KRYGOWSKI 1964 und BARTKOWSKI 1967).

Die Summierung der vorstehend dargestellten Fakten läßt Schlußfolgerungen auf die Dynamik des Vereisungsvorganges während des Maximalvorstoßes und des Eisrückzuges bis zur Pommerschen Randlage der Weichselvereisung zu. Die in diesem zwischen Maximalausdehnung und Pommerscher Randlage (Pommersche Phase) gelegenen Gebiet konstatierte geringe Mächtigkeit der einzigen weichselkaltzeitlichen Grundmoräne (gW1) und die geringe Eindringtiefe glazigener Tektonik im Liegenden der Grundmoräne lassen auf geringen Druck des Brandenburger Eises schließen. Die schwache geomorphologisch formende Wirkung des Eises, die u.a. in dem vielfach belegbaren Übergleiten vorhandener, älter angelegter Oberflächenstrukturen ihren Ausdruck findet, deutet ebenfalls auf relativ geringe Mächtigkeit des Inlandeises hin.

Mehrreihige wallförmige Akkumulationskörper, am Beispiel der Befunde im Randbereich des Maximalvorstoßes, vom Cottbuser Berg und vom Rückzugsraum aus den Kiesgruben am Dollgensee vorgestellt, lassen ebenso auf eine hohe Beweglichkeit des Eisrandes schließen, wie die Vielzahl von untereinander nicht verknüpfbaren kleinen Akkumulationsformen im Rückland der Brandenburger Randlage. Die treffende Einschätzung des Brandenburger Eises durch LIEDTKE (1992) als ein "Renner" ist m. E. zu einem "leichten Renner" zu ergänzen.

Eine Vielzahl von Abflußniveaus und die geringen Höhendifferenzen der einzelnen Akkumulationsebenen weisen auch auf einen schnellen Rückzug des Eisrandes hin. LIEDTKE (1992) ermittelte eine Vorwärtsbewegung des Eisrandes von 100 bis 140 m pro Jahr. Die von gleichem Autor und von KOZARSKI (1986) mit hoher Übereinstimmung vorgestellten Datierungen einzelner Rückzugshalte lassen für das besprochene Gebiet zwischen Maximalausdehnung der weichselkaltzeitlichen Inlandvereisung und der Pommerschen Randlage einen Mindestwert des

Eisabbaus von 50 m/a ermitteln. Die hohe Mobilität des Eises, sowohl in seinen Randbereichen als auch zwischen den einzelnen Loben, führte offensichtlich zum Abreißen von Randeismassen und zu deren Stagnieren. Dabei bildeten Teile des stagnierenden Eises ein Widerlager für den aktiven Eisrand.

Damit findet die von V. BÜLOW (1927) geäußerte Anschauung, daß der Brandenburgische Gletscher in diesem Raum zur Toteisabspaltung prädestiniert gewesen sei, gewisse Unterstützung. Durch die Tatsache der hohen Eismobilität und der damit verbundenen flächenhaften Ausbildung stagnierender Eisfelder erklären sich auch die mit dem Nachweis einzelner Randlagen verbundenen Probleme. Die Methode des einfachen Verbindens morphologisch exponierter Bereiche zu Randlagen ist nicht problemlos anwendbar. Zur Klärung des Deglaziationsprozesses ist es erforderlich, verstärkt das geologische Moment in die Formeninterpretation einzubeziehen, so wie es KASPRZAK & KOZARSKI (1984) für einen Abschnitt der Poznańer Randlage westlich von Poznań demonstrierten. Gleichzeitig ist es notwendig, die Korrelierung einiger Höhen zu einzelnen Randlagen ebenso kritisch zu überprüfen, wie die Beibehaltung einer Reihe von Randlagen in der jetzigen Form, ohne die o.a. Untersetzung durch umfangreiche geologische Untersuchungen.

Abschließend sei festgestellt, daß den vorgestellten Erscheinungen ähnliche Phänomene im Rückland des zweiten bedeutenden Eisvorstoßes der Weichselkaltzeit, der Pommerschen Randlage, ebenfalls auftreten. Diese bedürfen jedoch gesonderter Untersuchung und Darstellung.

#### Zusammenfassung

Neue geologische Daten aus Bohrungen und Aufschlüssen in Ostbrandenburg erhärten die von mehreren Autoren auch für westlich und östlich angrenzende Räume ausgesprochene These eines schnellen Vorstoßes der letztglazialen Inlandvereisung bis zur Maximalausdehnung. Weiter ist zu konstatieren, daß die Eisdecke dieses Vorstoßes relativ geringmächtig war. Belegt wird dies durch die durchschnittliche Mächtigkeit des zugehörigen Geschiebemergels von nur 4 bis 10 m und die auffällig geringe glazitektonische Tiefenwirkung. Das schnell vorstoßende Inlandeis überzog ein vorgeformtes Relief wie mit einer dünnen Decke.

Die geringe Mächtigkeit machte dieses Eis anfällig gegen Klimaschwankungen und damit in den Randbereichen sowohl beim Vorstoß als auch in Abschmelzphasen sehr mobil. Demzufolge sind zusammenhängende Eisrandbildungen nur selten markant ausgebildet. Häufig sind die Randhalte an Höhenzüge älteren Ursprungs angelehnt oder durch abgerissene Lobenteile (stagnierendes Eis) verwischt.

Ältere Randlagenfestlegungen sind kritisch zu überprüfen und ggf. geologisch zu untersetzen.

#### Summary

New geological data from borings and openings in Eastern

Brandenburg substantiate the thesis, advocated by several authors for the western and eastern adjoining areas of a speedy advance of the final inland glaciation to its maximum extension. Furthermore it may be stated that the ice blanket of this advance was relatively thin. This is evidenced by the average thickness of the respective boulder clay of a mere 4 to 10 metres and the conspicuously shallow glacitectonic depth effect. The speedily advancing inland ice covered a predetermined relief with a thin blanket.

This low degree of thickness made the ice vulnerable to fluctuation in the climate and thus it was very mobile at the margins, both in the advacing as well as the melting periods. That is why a continuous ice margin formation is rarely to be found. In many cases the margins lean on a range of hills of older origin or are blurred by stagnating ice.

Previous determinations of the margin should be scrutinised critically and if need be substantiated geologically.

#### Literaturverzeichnis

- BARTKOWSKI T. (1967): O formach strefy marginalnej na Niżinie Wielkopolskiej Poznańskie towarzystwo przyjaciół nauk, wydział matematyczno-przirodiczny, prace komisji geograficzno-geologicznej. Poznań, Bd. 7, H 1, 260 S.
- BEHRMANN, W. (1949/50): Die Umgebung Berlins nach morphologischen Formengruppen betrachtet. Die Erde 1, S. 93 bis 122, Berlin
- Bramer, H. (1991): Das Jungmoränenland. In: H. Bramer et al.: Physische Geographie Mecklenburg-Vorpommern. Brandenburg. Sachsen-Anhalt. Sachsen. Thüringen. S. 554 627, Gotha
- BROSE, F. (1971): Ein limnisches Jungpleistozän bei Wriezen stratigraphische und ökologische Einordnung sowie Aussagen für die Talgeschichte der unteren Oder, Diss. A, EMA-Univ. Greifswald
- BÜLOW, K. VON (1927): Die Rolle der Toteisbildung beim letzten Eisrückzug in Norddeutschland Zeitschr. dt. geol. Ges. 79, Berlin
- BUSSEMER, S. (1994): Geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen an periglaziären Deckserien des mittleren und östlichen Barnim. - Berliner Geographische Arbeiten 80, S. 1-146, Berlin
- CHROBOK, S. M. (1985): Allgemeine Gesichtspunkte der Bekkengenese der Barnim-Platte und der Lebuser Platte. - In: G-3 Forschungsbericht der Forschungsgruppe "Lateraler Stofftransport", Sektion Geographie der Humboldt-Universität zu Berlin, S. 26-45, Berlin
- GRIPP, K. (1975): Hochsander Satzmoränen Endmoränenvertreter. Z. Geomorph. N.F. 19, S. 490-498, Berlin
- HANNEMANN, M. (1969): Saale- und weichselzeitliche glazigene Dynamik und Alter der Lagerungsstörungen im Jungmoränengebiet Brandenburgs. - Geologie 18, S. 168-187, Berlin
- HERR, K.-P. (1985): Hydrogeographische Untersuchungen im Oberen-Finow-Einzugsgebiet. - In: G-3 Forschungsbericht der Forschungsgr. "Lateraler Stofftransport", Sektion Geographie der Humboldt-Universität zu Berlin, S. 123-236, Berlin
- KARCZEWSKI, A. & L. ROSZKO (1972): Grundriß des Rückzuges des Inlandeises der letzten Vereisung zwischen der Oder und

- der Weichsel mit besonderer Berücksichtigung des Oderlobus. - In: Wiss. Z. Univ. Greifswald, MNR 21, S. 27-29
- KASPRZAK, L. & S. KOZARSKI (1984): Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatiniego zlodowacenia w Środkowej Wielkopolsce - Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, Seria Geografia Nr. 29, 54 S., Poznań
- KEILHACK, K. & LINSTOW, O. (1931): Geolg. Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Erläuterungen zu Blatt Frankfurt a.O., Nr. 1983, 91 S., 4 Abb., 4 Tafeln, Berlin (Preuß. Geol. Landesanstalt)
- KOZARSKI, S. (1986): Skale czasu a rytm zdarzen geomorfologicznych Vistulianu na Niżu Polskim. - Czasopismo geograficzne LVII, 2, S. 248-270, Poznań
- KRYGOWSKI, B. (1961): Geografia fizyczna Niżiny Wielkopolskiej. cz. I. Geomorfilogia (Physical geography of the Great Poland Lowland. Part 1. Geomorphology), PTPN, Poznań, 203 S.
- LEMBKE, H. (1959): Geomorphologische Skizze des Diluvialgebietes nördlich von Berlin. - In: HAEFKE, F. et al.: Physische Geographie Deutschlands
- LIEBETRAU, U. (1971): Die Entwicklung der Abflußverhältnisse im Jungmoränengebiet zwischen dem Baruther und dem Berliner Urstromtal in den Bezirken Frankfurt (Oder) und Cottbus. - Diss. A, Humboldt-Universität, Berlin
- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. - Forschungen zur deutschen Landeskunde **204**, 308 S., Trier
- (1992): Die Entwicklung der Ostsee als Folge ehemaliger Inlandeisbedeckung und anhaltender Hebung Skandinaviens.
   Geogr. Rundschau 44, 11, S. 620-625
- LIPPSTREU, L. (1990): Erläuterungen zum geologischen Aufbau des Stadtgebietes von Frankfurt (Oder) und zur Oberflächenkarte 1:10.000, 10 S., Berlin (Gesellsch. f. Umwelt- u. Wirtschaftsgeologie i. G.)
- MARCINEK, J. (1961): Über die Entwicklung des Baruther Urstromtales zwischen Neisse und Fiener Bruch. Wiss. Z. Humboldt-Universität zu Berlin, MNR 10, S., 13-46
- Schneider, R. (1965): Die Frankfurter Staffel. In: J. F. Gellert (Hrsg.): Die Weichselvereisung auf dem Territorium der DDR, S. 82-88, Berlin

Mitteilung aus dem Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg No. 26

Anschrift des Autors:

Dr. habil. Fritz Brose

Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Außenstelle Franklfurt (Oder)

Schulstr. 16

15230 Frankfurt/Oder