

## Sedimentfolgen und Lagerungsverhältnisse im quartären Deckgebirge des Tagebaus Welzow-Süd

RALF KÜHNER

### Einleitung

Der im Süden des Landes Brandenburg gelegene Braunkohlentagebau Welzow-Süd (Betriebsdirektion Welzow-Süd der Lausitzer Braunkohle Aktiengesellschaft) bewegt sich in einem aus quartärgeologischer Sicht außerordentlich reichhaltig gegliederten und interessanten Gebiet. Mit den Abraumböschungen des Tagebaus wird eine bis 70 m mächtige Folge pleistozäner Sedimente aufgeschlossen, die permanent auf einer Länge von ca. 3500 m einer direkten Beobachtung zugänglich ist. In Verbindung mit dem ständigen Fortschreiten des Tagebaues können neben dem lateralen Aufbau der einzelnen Horizonte auch räumliche Entwicklungen und Lage-

beziehungen zueinander unmittelbar verfolgt werden. Damit erhalten die aus regelmäßigen Kartierungen, Bemusterungen und Beobachtungen gewonnenen Erkenntnisse einen unverzichtbaren Stellenwert bei der Erarbeitung stratigraphischer, genetischer und struktureller Modellvorstellungen.

Das Betrachtungsgebiet befindet sich auf dem Südlichen Landrücken im Bereich des Niederlausitzer Grenzwalls westlich von Spremberg (Abb. 1). Es wird im wesentlichen von den Ortschaften Jehserig - Rehnsdorf - Welzow - Neupetershain umgrenzt. Von Nord nach Süd lassen sich vier markante geomorphologische Einheiten aushalten, die durch ein stark bewegtes Relief charakterisiert sind:

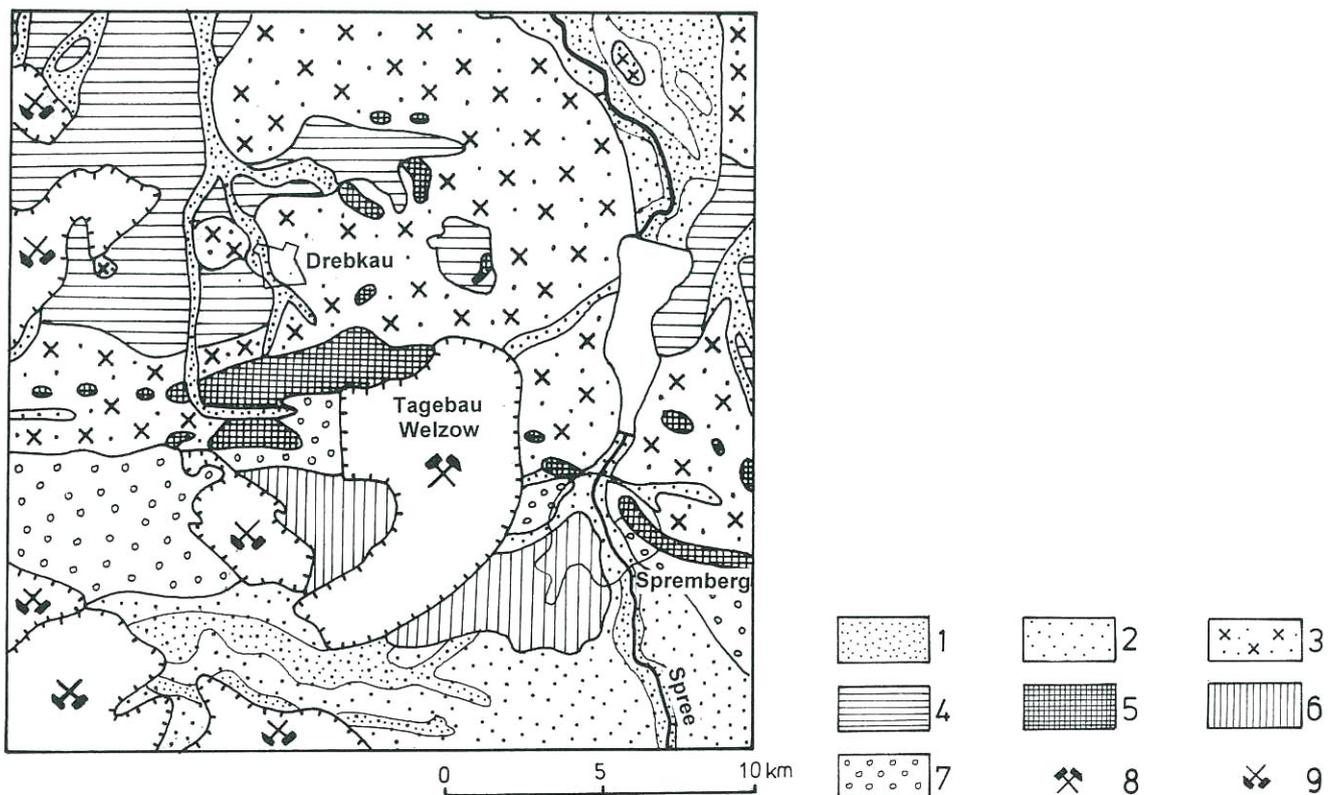
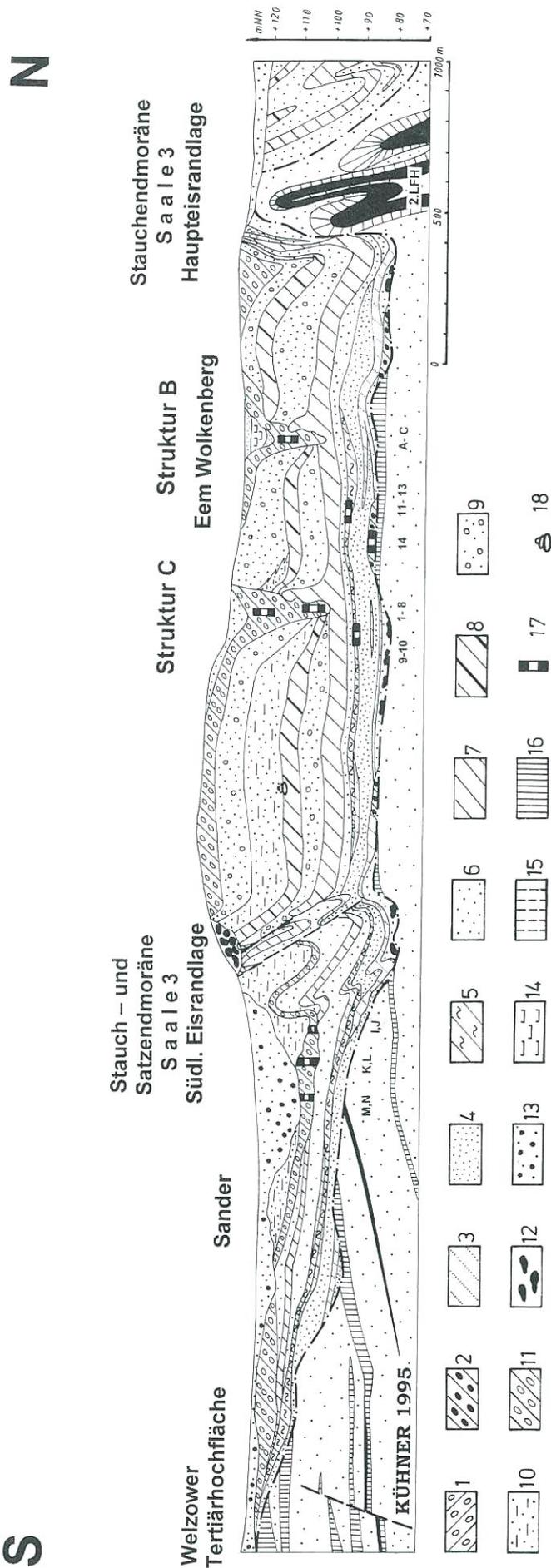


Abb. 1 Geomorphologische Übersichtskarte (n. NOWEL 1995)

1 - Holozäne Niederungen; 2 - Urstromtalbildungen und Flußterrassen; 3 - Glaziale Hochflächen des Niederlausitzer Grenzwalls mit Schmelzwassersanden und Geschiebemergeln; 4 - Periglaziale Becken mit weichselzeitlicher Überprägung; 5 - Saale 3-zeitliche Endmoränenbildungen; 6 - Welzower Tertiärhochfläche mit z.T. sehr geringer quartärer Bedeckung; 7 - Sanderflächen; 8 - Aktiver Tagebau; 9 - Ehemaliger Tagebau



- Glaziale Hochflächen auf der Nordabdachung des Niederlausitzer Grenzwalls mit Höhen um +100 mNN,
- der Höhenzug des Niederlausitzer Grenzwalls mit Höhen bis +155 mNN,
- vorgelagerte Sanderflächen mit Höhen zwischen +120 und +130 mNN und
- die Welzower Tertiärhochfläche mit Höhen bis +135 mNN, auf der sich die Mächtigkeit quartärer Sedimente auf wenige Dezimeter reduziert.

#### Quartäre Sedimente im Bearbeitungsgebiet

Die Quartärbasis zeigt mit Ausnahme in glazigen bedingten Störungszonen einen relativ einheitlichen Trend in ihrer Ausformung. Sie beginnt im Norden bei ca. +60 bis +70 mNN im Niveau der Oberen Briesker Folge und steigt nach Süden bis auf +135 mNN im Bereich der Welzower Tertiärhochfläche an. Diese wird im wesentlichen aus den Sedimenten des 1. Lausitzer Flözhorizonts mit den begleitenden Flaschentonen und Kiessanden des Senftenberger Elbelaufs aufgebaut (Raunoer Folge). Die quartären Sedimente reduzieren sich hier in ihrer Mächtigkeit bis auf wenige Dezimeter und setzen sich lokal nur noch aus einem geringmächtigen Bodenhorizont zusammen.

Als älteste pleistozäne Ablagerungen steht derzeit im Niveau um +75 mNN ein dunkler, graubrauner bis schwarzgrauer Geschiebemergel (**Unterer Geschiebemergel**) an, der sehr fest und kompakt ausgebildet ist. Er wurde bislang nur in lokalen Erosionsresten angetroffen. Nach Westen wird sich sein Verbreitungsgebiet erheblich vergrößern, er tritt dann als zusammenhängender Komplex mit lokalen Mächtigkeiten von mehr als 50 m auf (Abb. 2).

Bereits aus der Bohrerkundung ist eine differenzierte vertikale Gliederung erkennbar, die sich in drei Horizonten mit jeweils charakteristischen lithologischen Eigenschaften widerspiegelt. Der untere Bereich wird durch einen festen und zähen Geschiebemergel repräsentiert. Abschnittsweise ist eine

Abb. 2

Geologischer Schnitt I Tagebau Welzow-Süd nach Böschungskartierungen und Bohrungen, (Schnittspur s. Abb. 7)

1- Basaler Schluff, Deformationsmoräne; 2- Unterer Geschiebemergel; 3- Schluff, meist sandig bis schwach tonig; 4- Fein- bis Mittelsand, vereinz. kiesige Lagen; 5- schluffiger Sand bis sandiger; 6- Mittelsande, kiesige Einschaltungen; 7- Unterer Bänderschluff; 8- Oberer Bänderschluff; 9- kiesige Mittel- und Grobsande; 10- Beckensand, schluffige Feinsande mit einzelnen Schlufflagen; 11- Oberer Geschiebemergel (Saale 2); 12- Blockpackung, (Satzendmoränen Saale 3); 13- kiesige Sande, (Sander Saale 3-zeitlicher Eisrandlagen); 14- Eem-zeitliche Bildungen; 15- Schollen aus umgelagerten tertiären Schluffen und Tonen; 16- Tertiäre Schluffe und Tone (tmi); 17- Probenahme Kleingeschiebeanalyse; 18- *Viviparus diluvianus* KUNTH

blättrige, lastbedingte Struktur zu erkennen, die sich in horizontalen Trennflächen im Abstand von wenigen Zentimetern zeigt. Typisch ist ein sehr hoher Anteil an eingeschuppten und aufgearbeiteten Tertiärmaterialien. Neben feinverteilten kohligten Partikeln, Xyliten und hohem Gehalten an Quarzen (bis 50%) und Lyditen des Senftenberger Elbelaufs sind auch zusammenhängende Schollenkomplexe bis 9 Meter Mächtigkeit eingeschlossen. Sie stammen vorwiegend aus der Raun- oder Folge (Elbekiese, Flaschenton, schluffige Sande und Schluffe aus dem Oberbegleiterkomplex). Die Schollen sind in sich deformiert, gegeneinander verstellt und liegen in unterschiedlichen Niveaus.

Die Mächtigkeit des unteren, als Absetzmoräne anzusprechenden Bereiches erreicht in den bemusterten Bohrungen teilweise 20 m.

Im Liegenden tritt ein cm- bis dm-mächtiger, dunkel- bis schwarzbrauner, ungeschichteter, meist toniger und kalkfreier Schluff auf. Der Kontakt zum eigentlichen Geschiebemergel ist relativ eben und deutlich ausgebildet, dagegen erscheint die Grenze zu den unterlagernden tertiären Sedimenten infolge zahlreicher Kleindeformationen und Einschuppungen von Liegendmaterial sehr indifferent. Der von mm-großen Quarzkörnern durchsetzte Schluff besteht augenscheinlich vorwiegend aus umgelagerten tertiären Materialien und repräsentiert eine unmittelbar an der Gletscherbasis mitgeschleppte Schicht, auf welcher die Eisbewegung erfolgte. PIOTROWSKI (1992) bezeichnet derartige Bildungen als Deformationsmoräne (deformation till), STEPHAN & EHLERS (1983) bevorzugen dagegen auf Grund der von echten Moränen abweichenden Zusammensetzung die Bezeichnung „subglazial verformte Sedimente“.

Im mittleren Bereich des Moränenkomplexes treten umgelagerte bzw. eingeschuppte Tertiärschollen vollständig zurück. Auch die Konsistenz weicht auffallend ab und liegt nur noch im halbfesten Bereich. Die lokal sehr zahlreichen, dm- bis m-starken Sand- und Kieseinschlaltungen werden ausschließlich von nordisch dominierten Schmelzwasserbildungen re-

präsentiert. Vereinzelt treten ein bis drei Meter mächtige Straten aus festem, z.T. sehr zähem Geschiebemergel auf, die mit den Schmelzwasserkiesen wechsellagern oder in den halbfesten Geschiebemergel eingelagert sind.

Generell lässt sich dieser mittlere Abschnitt als normal konsolidierte Ausschmelzmoräne klassifizieren, die durch Schmelzwassersedimente aufgespalten ist und lokal ausge-taute Straten von verlagerten Schollen der Gletscherbasis enthält. Der obere Abschnitt wird durch überwiegend "weiche" Geschiebemergel gekennzeichnet. Es handelt sich hier um relativ geschiebearme und schluffige Moränen, die offenbar subaquatisch gebildet wurden und zusätzlich durch periglaziäre Prozesse sowie Verwitterung beeinflusst sind.

Außerhalb der Verbreitung des mächtigen Moränenkomplexes beginnt die quartäre Schichtenfolge nur mit lokalen Erosionsrelikten des Unteren Geschiebemergels (Abb. 3). Darüber liegt eine sehr wechselhafte Folge aus glazifluvialen Sanden und Kiesen, die mit geringmächtigen, nicht über große Entfernungen aushaltenden Bänderschluffen und schluffigen Feinsanden wechsellagern. Ihre Mächtigkeit beträgt im Nordteil teilweise mehr als 10 m und reduziert sich entsprechend der nach Süden ansteigenden Quartärbasis gegen Null. An der Flanke der Welzower Tertiärhochfläche wird sie diskordant von jüngeren Sedimenten abgeschnitten.

In die Folge ist ein markanter, brauner bis schwarzbrauner, schluffiger Sand eingeschaltet, der an der Hochfläche in einem Niveau um +130 mNN und Mächtigkeiten von wenigen Dezimeter beginnt. Nach Norden taucht er bis unter +100 mNN ab, wobei sich die Mächtigkeit in muldenförmigen Vertiefungen auf mehr als 5 m erhöhen kann. Der untere Teil ist häufig durch Wechsellagerungen von Mittelsanden mit unterschiedlichen Schluff-Anteilen geprägt, die dem Horizont ein gestreiftes bis gebändertes Aussehen vermitteln (Abb. 4). Im oberen Teil dominieren ungeschichtete, schluffige Mittel- bis Grobsande mit geringen Kiesanteilen. Steine treten nur selten in Erscheinung. Charakteristisch sind sich fahnenartig auflösende, sandige Einlagerungen oder wulstige, auf Fließpro-

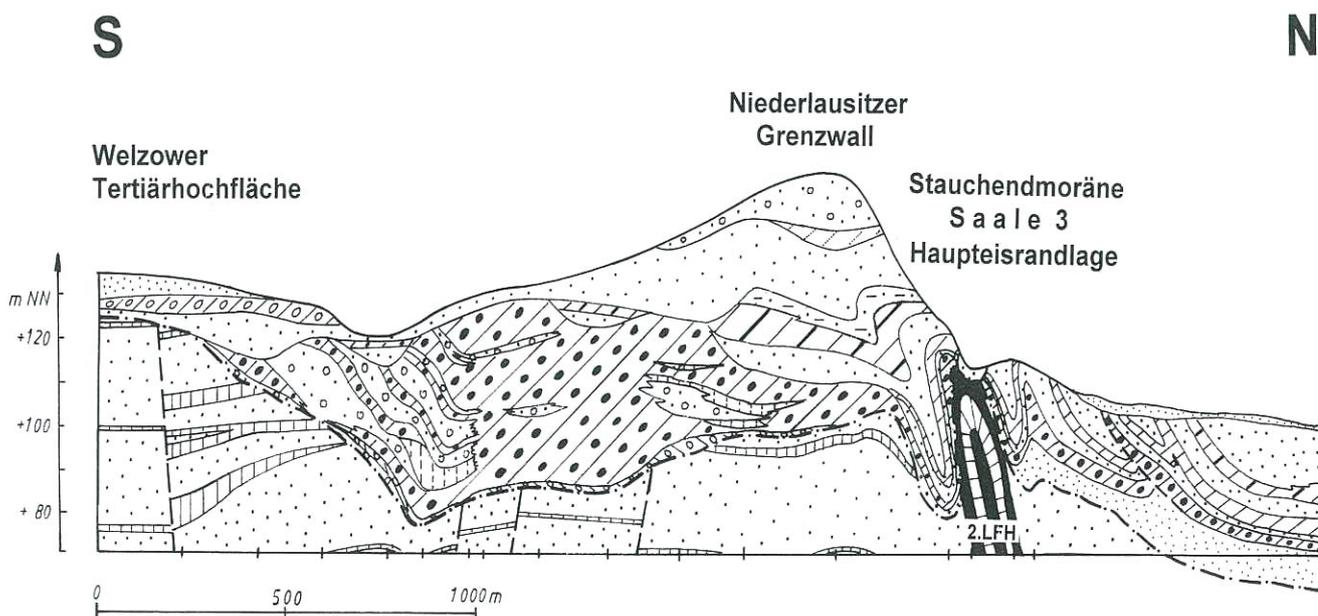


Abb. 3 Geologischer Schnitt II, (Schnittspur s. Abb.7)

zesse hinweisende Strukturen. Häufig finden sich Brocken und schlierige Einlagerungen aus einem hellgrauen, geschiebemergelartigen Material, das randlich deutliche Auflösungserscheinungen zeigt.

Insgesamt ähnelt der Horizont im äußeren Erscheinungsbild einer sehr sandigen, subaquatisch abgelagerten Fließmoräne, die jedoch nach LIPPSTREU (1996, briefl.) ein für Geschiebemergel völlig atypisches Spektrum aufweist. Die nordischen Komponenten treten in den untersuchten Proben (Nr. 9-13, Tab. 1) stark in den Hintergrund (NK 8,7 bis 11,5%, PK 1,5 bis 4,8%, D und PS 0 bis 0,4%), so dass in der Kleingeschiebezu-

terer **Bänderschluflf**). Er ist am Nordhang der Welzower Tertiärhochfläche bis in ein Niveau von +132 mNN und mit Mächtigkeiten bis 1,2 m verbreitet. Seine Ausbildung entspricht hier einem typischen glazilimnischen Staubecken-sediment mit entsprechender rhythmischer Schichtung. Die Warvenanzahl schwankt zwischen 30 und 40. Er taucht nach Norden auf ca. +103 mNN ab, die Mächtigkeit erhöht sich bei gleichzeitiger Strukturänderung auf 5 bis 7 m. Die ungestörte Warvenschichtung ist hier nur noch im Basisbereich erhalten und geht nach wenigen Zentimetern in einen durch Schichtverbiegungen und sehr intensive



Abb. 4 Schluffige bis schwach kiesige „Beckensande“ aus dem Liegenden des Unteren Bänderschluflfs

sammensetzung ausschließlich Lokalkomponenten vorherrschenden. Dominierend ist ein hoher Quarzanteil von 60 bis 73%, der ebenso wie die südlichen Komponenten (Lydite, Quarzitschiefer, südliches Kristallin, etc.: 5,2 bis 14,6%) zum überwiegenden Teil aus den tertiären Elbeläufen stammt. Obwohl derart lokalmaterialdominierte Geschiebemergel nicht auszuschließen sind, wird dieses Sediment nicht mit der Grundmoräne eines Eisvorstoßes in Zusammenhang gebracht. Wahrscheinlicher ist die Ablagerung innerhalb eines Beckens, das im Süden durch die Welzower Tertiärhochfläche, im Norden durch den rücktauenden Rand des Gletschers begrenzt wurde. Der Materialeintrag erfolgte vorwiegend vom südlichen, aus anstehendem Tertiär aufgebauten Beckenrand.

Die Sedimentation im Becken endete nach einer kurzen, zwischenzeitlichen Einschüttung von nordisch dominierten kiesigen Sanden mit einem Bänderschluflf, der großflächig im gesamten Betrachtungsgebiet ausgebildet ist (Un-

fältelungen gekennzeichneten Bereich über. Die intraformationellen Deformationen gipfeln in einem ca. 80 cm mächtigen Abschnitt, in dem der Bänderschluflf völlig seine ursprüngliche Schichtung verloren hat. Es existiert nur noch eine strukturlose Grundmasse aus miteinander verbackenen mm-großen Schluffbröckchen und zahlreich eingelagerten, regellos verteilten Bänderschluflfrelikten (Abb. 5). Sie sind vorwiegend plattig ausgebildet, mit scharfen eckigen Kanten und lassen kaum innere Deformationen erkennen. Der Wechsel von dem gefältelten Bereich zu den brekzienartigen Bildungen erfolgt fast übergangslos. Darüber liegen wieder in sich gestörte Bänderschluflfe bzw. schwach geschichtete bis massige Schluffe.

Im Hangenden geht der Untere Bänderschluflf sehr schnell in schluffige Feinsande mit einzelnen Schlufflagen über. Vereinzelt waren innerhalb dieser wenige Dezimeter mächtigen Folge Kryoturbationen in Form von Verbrodelungen der Sande



Abb. 5 Brekziöser Teil des Unteren Bänderschlufluffs

mit den Schluffen erhalten. Die Kryoturbationen belegen das Ende der glazilimnischen Sedimentation durch Trockenfallen des Beckens und anschließender Überprägung der gebildeten Oberfläche im Permafrostbereich. Hinweise auf fossile Böden oder organogene Ablagerungen im Hangenden dieser Serie fehlen jedoch vollständig, so dass eine Weiterentwicklung zu interstadialen Verhältnissen nicht belegt werden kann.

Mit dem Einsetzen grober, 5 - 7 m mächtiger Schüttungen beginnt ein weiterer Zyklus. Die Schmelzwasserablagerungen sind nur schwach erosiv in die unterlagernden Beckenbildungen eingetieft. Sie setzen sich lithologisch aus mittel- bis grobsandigen, partiell kiesigen Sanden zusammen. Sehr häufig sind eingelagerte Schwemmkohlen sowie bis faustgroße Tongerölle aus den anerodierten Bereichen des Unteren Bänderschlufluffs. Die glazifluviale Sedimentation endet abrupt durch erneute Abriegelung des Beckens im Zuge der stetigen Gletscherannäherung. Mit scharfer Liegendgrenze beginnt der **Obere Bänderschlufluff**. Er wird in seiner Verbreitung nach Süden durch einen ihn überlagernden Geschiebemergel erosiv abgeschnitten bzw. keilt ebenfalls an der Welzower Tertiärhochfläche aus.

Der hellgraue Bänderschlufluff von ca. 2 - 4 m Mächtigkeit beginnt im unteren Abschnitt mit einer Wechsellagerung mm-starker, schluffiger Tonlagen mit cm-starken, schwach feinsandigen Schlufflagen, deren Mächtigkeit zum Hangenden auf teilweise 10 - 15 cm ansteigt. Dabei erhöht sich gleichzeitig ihr Feinsandanteil, so dass ein allmählicher Übergang zu schluffigen, gebänderten Feinsanden erfolgt, die nur noch sporadisch tonige Lagen führen. Die Sequenz schließt im oberen Bereich mit parallel geschichteten Feinsanden ab, die teilweise eine noch gut erkennbare Rippelstruktur zeigen.

Vereinzelt sind hier bereits dm-starke, schräggeschichtete Mittel- bis Grobsandlagen eingeschaltet. Sie treten in der weiteren Entwicklung immer stärker in den Vordergrund, bis nur noch sandig-kiesige Schüttungen mit rasch wechselnden Kornspektren dominieren. Gelegentlich konnten in den kiesigen Partien Schalenreste von *Viviparus diluvianus* KUNTH gefunden werden, die als erster biostratigraphischer Hinweis auf ein saalezeitliches Alter des Komplexes deuten.

Im Hangenden der Vorschüttsequenz folgt in ausgedehnter Verbreitung der **Obere Geschiebemergel**. Er steht im wesentlichen in drei unterschiedlichen geomorphologischen Bereichen an, aus denen er infolge glazigener Deformation und Erosion nicht aushaltend weiter verfolgt werden kann. In den **Sandergebieten** zwischen der Welzower Tertiärhochfläche und den Höhenzügen des Niederlausitzer Grenzwalls liegt die graubraune, lokal auch rotbraun getönte Moräne bei ca. +110 mNN. Sie wird im unteren Bereich durch einen ca. 2 - 3 m mächtigen, dunkelgraubraunen Setztill repräsentiert. Im oberen Teil geht er in einen laminierten Ausschmelztill über, der vermutlich subaquatisch abgelagert wurde und von Bänderschlufluffen bzw. schluffigen Feinsanden überlagert wird. Der Übergangsbereich ist typischerweise häufig als Wechsellagerung cm- bis dm-starker Till- und Schlufflagen ausgebildet. Im Hangenden folgen die eigentlichen Sanderschüttungen mit groben Sanden und Kiesen, deren Liegendes lokal rinnenförmig bis auf den Geschiebemergel eingeschnitten ist. Der Obere Geschiebemergel kann bis zum Auskeilen an der Welzower Tertiärhochfläche verfolgt werden. Dabei schneidet er alle älteren Bildungen diskordant ab und liegt über +130 mNN lokal direkt dem anstehenden Tertiär der Raunoer Folge auf.

Im Bereich der **Hochflächen** steht die Moräne meist oberflächennah in Form ausgedehnter, bis ca. 5 m mächtiger Decken im Niveau zwischen +135 bis +145 mNN an. Sie ist in den oberen 1 bis 2 Metern entkalkt und lokal gelb- bis rostbraun verfärbt. GELETNEKY (1996) und VATER (1996) beschreiben sie überwiegend als Ablationstill, der nur lokal durch geringmächtige Absetz- bzw. Deformationstillis unterlagert wird. Das Hangende des auf den Hochflächen immer in exponierter Lage anstehenden Geschiebemergels ist durch ausgedehnte Steinanreicherungen charakterisiert, in denen Windschliffe einen dominierenden Anteil aufweisen.

Der Geschiebemergel ist im Bereich der Hochflächen nahezu ungestört abgelagert und wird hier nur von geringmächtigen periglaziären Bildungen überlagert. Lokal treten jedoch sehr intensive Stauchungen in Erscheinung, die auch noch die Beckenbildungen im Hangenden des Oberen Geschiebemergels erfasst haben. Sie stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit einer Eisrandlage, deren Existenz im Bearbeitungsgebiet auch durch charakteristische Eiskontaktsedimente und ungestörte Schmelzwasserablagerungen belegt werden. Eine zugehörige Grundmoräne konnte bislang nicht zweifelsfrei nachgewiesen werden.

Südlich der ehemaligen Ortslage Wolkenberg wurden Reste einer Satzendumoräne überbaggert, die diskordant auf gestörtem Oberem Geschiebemergel aufsaß. Ihre NW-SE streichende Ausdehnung betrug ca. 250 m bei einer maximalen Breite von etwa 60 bis 120 m. Der morphologisch nicht mehr sichtbare Komplex war rund 5 m in den Untergrund eingeschnitten und setzte sich im wesentlichen aus groben Sanden und Kie-

sen mit extrem hoher Steinführung (>20 Steine über 50 cm Kantenlänge auf 1 000 m<sup>3</sup>) und unregelmäßig eingelagerten Schluff- und Geschiebemergelschollen zusammen. Weitere Satzendumoränen liegen am nördlichen Rand des Tagebaus und bilden markante, bis 10 m hohe Erhebungen auf dem Höhenzug des Niederlausitzer Grenzwalls. Sie sind hier vorwiegend E – W orientiert und erreichen Ausdehnungen bis 700 m Länge.

Im Bereich **subglazialer Schmelzwasserrinnen** erreicht der Obere Geschiebemergel mit Werten über 30 m seine größten Mächtigkeiten. Er tritt hier als dominierender Bestandteil der Füllsedimente auf und wird in der Regel durch zahlreiche grobe Sand- und Kieshorizonte in mehrere Bänke aufgespalten. Sie verlaufen konform zur Rinnengeometrie, verzahnen sich randlich mit den kiesigen Sedimenten im Flankenbereich und zeigen eine große Variabilität hinsichtlich ihrer petrographischen und faziellen Ausbildung. Von GELETNEKY (1996) und VATER (1996) durchgeführte Detailuntersuchungen zeigen, dass in der Rinne ausschließlich Ablationstillis verbreitet sind. Die Basisbereiche setzen sich dabei vorwiegend aus einem subaquatischen Abtropfstill zusammen, der durch geringe Feinkornanteile, stark wechselnde Kies- und Grobsandgehalte sowie unregelmäßig eingeschaltete Sand- und Kiesbänder charakterisiert wird. Typisch sind häufig zu erkennende Drapierungen um die meist subvertikal eingeregelteten Steine. Geschiebelängsachsenmessungen zeigen relativ steile Einfallswinkel bis 44° ohne bevorzugte lineare Einregelung. Randlich verzahnt sich der Abtropfstill mit subaquatischem Fließstill, der deutliche, zur Rinnenbasis hin einfallende Fließfalten erkennen lässt. Die hangenden Ab-



Abb. 6 Rehnsdorfer Eem-Vorkommen im Hangenden des eingemuldeten Oberen Geschiebemergels

schnitte der Tillsequenz liegen vorwiegend als Ausschmelzstill vor, dessen Geschielängsachsen nach Nordosten einfallen und offenbar die konservierte ursprüngliche Richtung des Eisvorstoßes repräsentieren. Nur im Flankenbereich erfolgt ein Umschwenken der Einregelung zum Rinnentiefsten, so dass auch hier eine Verzahnung mit vermutlich subaerischem Fließtill anzunehmen ist.

Das Hangende der Geschiebemergelkomplexe in den Rinnen ist lokal bis 8 m tief eingemuldet. Deutliche Sackungserscheinungen im Geschiebemergel und den überlagernden Sanden weisen auf eine Bildung durch austauendes Toteis. Die relativ schmalen, bis über 300 m langen Depressionen sind mit limnisch-organogenen Sedimenten gefüllt (Abb. 6). Im wesentlichen treten Schluff- und Lebermudden, Sande, Torfe sowie im Randbereich vereinzelte Süßwasserkalke in Erscheinung (Vorkommen Rehnsdorf, Wolkenberg, Wolkenberg I, Papproth). Die limnische Sedimentation begann während des Eem-Interglazials (ERD, mündl. Mitt., 1993) und dauerte lokal bis zur Gegenwart an.

### Rinnen

Der Nordostteil des Bearbeitungsgebietes wird von einem Netz subglazialer Schmelzwasserrinnen durchzogen, die nahezu vollständig mit Tills vom Typ des Oberen Geschiebemergels gefüllt sind. Das System setzt sich aus sechs größeren, miteinander vergitterten Hauptstrukturen (Struktur A bis F) zusammen (Abb. 7). Als Haupttreichrichtung dominiert ein NW-SE gerichteter Verlauf, der innerhalb der Struktur nach E-W umschwenken kann bzw. durch E-W gerichtete Rinnen gekreuzt wird. Die Länge der einzelnen Strukturen kann 2 km erreichen, ihre Tiefe liegt bei max. 35 m unter Gelände im Niveau des Unteren Bänderschlufts. Charakteristisch ist ein durch zahlreiche Übertiefungen geprägtes Basisrelief mit bis zu 3 m tiefen Auskolkungen, die mit groben Sanden, Kiesen und Steinen gefüllt sind. Die Breite der Rinnen liegt im allgemeinen zwischen 50 und 200 m. Sie kann sich lokal auf weniger als 20 m verengen oder im Bereich der Struktur F wannenartig auf etwa 500 m erweitern. Der Hauptteil der Rinnenfüllung wird durch verschiedene Tillfazies charakterisiert, die sich fast ausschließ-

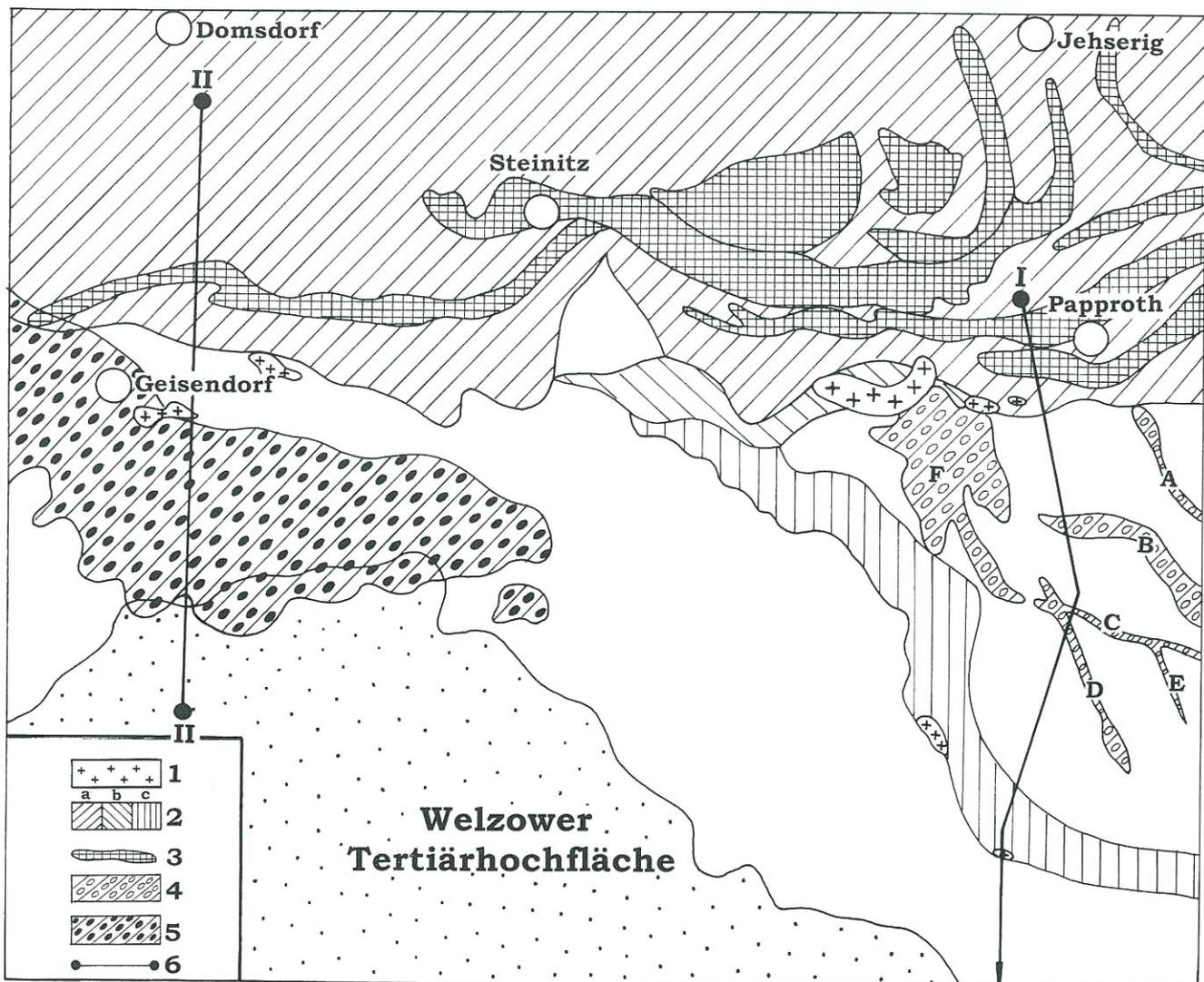


Abb. 7

Strukturkarte; 1 – Satzendmoränen; 2 – Stauchendmoränen, a-Haupteisrandlage, b-Zwischenrandlage, c-südliche Randlage; 3 – Stauchungsbereiche im 2. Lausitzer Flöz (n. GREULICH 1989); 4 – subglaziale Schmelzwasserrinnen (Strukturen A-F); 5 – Hauptverbreitung Unterer Geschiebemergel; 6 – Schnittpurlinien

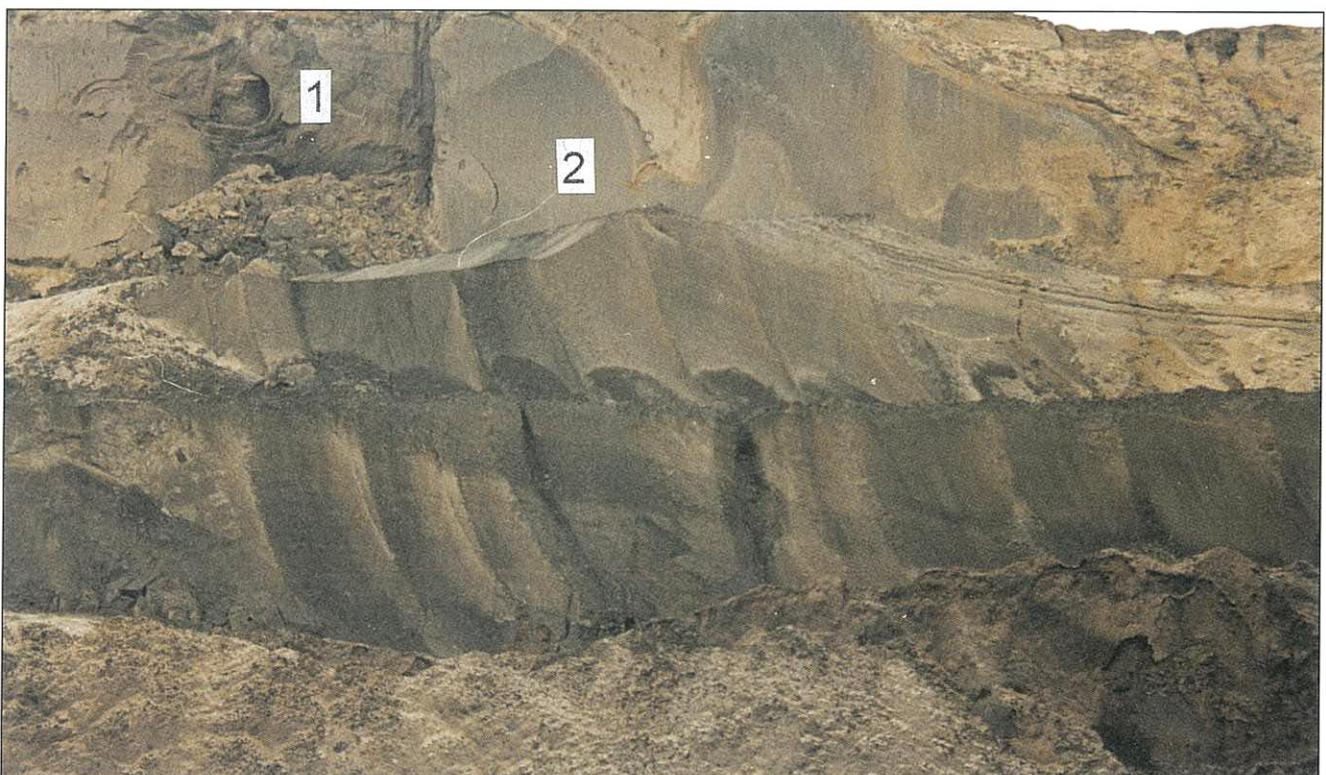


Abb. 8

*Abtauchender Oberer Bänderschluft an der Südflanke Struktur C; 1-Rinnengeschiebemergel; 2-Oberer Bänderschluft; 3-Unterer Bänderschluft*

lich aus subglazialen Abtropf- und Fließtills zusammensetzen und von groben Kiessanden in mehrere Bänke aufgespalten werden. An den Rinnenflanken können grobkörnige Sedimente ausgebildet sein, die oft nur wenige Dezimeter mächtig sind, parallel zu ihnen verlaufen bzw. sich taschenförmig in die Flanken

ein schneiden. Im Gegensatz zu den Kieshorizonten im Tillkomplex ist die Flankenauskleidung in Zusammenhang mit der Rinnengese zu bewerten und spricht in Verbindung mit dem übertieften Basisrelief und dem unregelmäßig gewundenen, z.T. sich kreuzenden Verlauf für eine glazihydromechanische



*Abb. 9 N-Flanke Struktur C; 1-Rinnengeschiebemergel; 2-Unterer Bänderschluft*

Entstehung. Die subglazial abfließenden, gespannten Schmelzwässer führten zudem zu Ausspülungen aus dem durchschnittenen Kiessandkomplex zwischen den Bänderschluften. Als Folge des Massendefizites sackte der Obere Bänderschluft bis auf den Unteren Bänderschluft ab. Diese Erscheinung ist nur an den südlichen Rinnenflanken zu beobachten (Abb. 8). Die nördlichen Flanken sind dagegen durch beeindruckende, bis 15 m hohe diapirartige Strukturen im Unteren Bänderschluft gekennzeichnet. Durch den Aufstieg wurde die gesamte Hangendfolge einschließlich des Oberen Bänderschlufts nach oben gedrückt. Beachtenswert sind die unterschiedlichen Störungsformen beider Bänderschluft. Während der Untere Bänderschluft, dessen Basis nahezu unbeeinflusst verläuft, ausschließlich durch plastische Deformationen gekennzeichnet ist, treten im aufgeschleppten Oberen Bänderschluft und seinen Hangendsedimenten vorwiegend scharfe rupturale Brüche und Abscherungen in Erscheinung.

Deutlich erkennbar ist eine ausgeprägte Südvergenz der Schluffdiapire (Abb. 9). Sie sind vereinzelt mehrere Zehner Meter in die Rinnensedimente intrudiert sind. GELETNEKY (1996) beschreibt zu den Aufstiegsstrukturen parallel verlaufende Geschiebelängsachsen im Rinnentill, die auf eine Neu-einregelung im Zuge der Deformation zurückzuführen sind. Damit erfolgte die Mobilisierung des Schluffs erst nach Verfüllung der Rinne mit Ausschmelztills. Sie steht offenbar in Zusammenhang mit einem erneuten Vorrücken des Eises, dessen Auflast zum Aufbau hoher Porenwasserdrücke im wassergesättigten Unteren Bänderschluft führte. Der aus der Gletscherbewegung resultierende Druckgradient konnte sich durch die Barrierewirkung der geschiebemergelgefüllten Rinnen nicht ins Vorland abbauen und führte zum Aufstieg des

hochmobilen Materials. Die rupturellen Strukturen im Oberen Bänderschluft könnten hierbei ein Hinweis auf die Tiefe der Permafrostgrenze sein.

### Stauchendmoränen

Die vielfältigen Lagerungsstörungen im Untergrund, die sich im Bearbeitungsgebiet in eindrucksvollen Stauchungsgebieten präsentieren, wurden bereits von KAUNHOWEN (1923) als Bildung einer Endmoräne beschrieben und von CEPEK (1960) mit der Saale III-Kaltzeit parallelisiert. GREULICH (1989) postulierte in Bezug auf die Störungen im 2. Lausitzer Flöz für dieses Gebiet die Bezeichnung "Drebkauer Flözfaltungszone", die sich regional nach NOWEL (1984) im Kerbbereich zwischen dem Spremberger Lobus im Osten und dem Drebkau-Altdöberner Lobus im Westen befindet. Eine detaillierte Beschreibung und Gliederung der Lagerungsverhältnisse im Bereich des 2. Lausitzer Flözes wurde 1989 durch GREULICH vorgestellt. Er konnte 12 Großfaltenstrukturen ausgliedern, die bis in eine Tiefe von 85 m nachweisbar sind und in markanter Weise den Verlauf der ehemaligen Haupteisrandlage nachzeichnen. Im oberflächennahen Bereich ist im Deckgebirge ein erheblich ausgedehnteres Störungsgebiet angelegt, welches durch Aufschlüsse an den Abraumböschungen teilweise sehr detailliert gegliedert werden kann. Die südlichsten Deformationen sind ca. 2,5 km vor der Haupteisrandlage in Form eines lobenförmig ausgebildeten Faltenbogens erkennbar (Abb. 7). Bei einer Störungstiefe von max. 45 m wurden hier vorwiegend nur die quartären Schichten erfaßt. Dabei bildet der Obere Geschiebemergel mit seinen glazilimnischen Nachschüttbildungen den nachweislich jüngsten stratigraphischen Komplex, der in die Deformationen einbezogen wurde (Abb. 10). Der zum Eis gerichtete Rand der Stauchendmoräne



Abb. 10 Deformierter und überschobener Oberer Geschiebemergel im Stauchendmoränenbogen der südlichen Randlage

beginnt generell mit einer regelmäßig geformten Flanke, an welcher der Obere Bänderschluft bis zur Rasensohle aufgefaltet bzw. aufgeschuppt ist. Distal folgt eine ca. 300 m breite Zone intensivster Zerschering und plastischer Deformation, die überwiegend in einer Überschiebung endet. Die deformierten Bereiche werden diskordant von ungestörten Schmelzwassersanden und -kiesen (Abb. 11) überlagert, lokal sind Reste von Satzendoränen erhalten. Der nordwestliche Teil des Faltenbogens wird südlich Steinitz durch einen jüngeren, E – W orientierten Faltenzug überlagert (Zwischeneisrandlage). Die Deformationen beschränken sich

saalezeitlichen Schichtgliedern zu vermerken. Somit müssen auch die tiefreichenden Deformationen als Ergebnis einer saalezeitlichen Eisdynamik gewertet werden. Die Deformationen bis in den Oberen Geschiebemergel fixieren dabei einen darauffolgenden Eisvorstoß als ursächliches Ereignis für die Anlage der ausgedehnten Stauchungszonen im Bereich des Niederlausitzer Grenzwalls.

Bemerkenswert ist die Tatsache, dass sich der überwiegende Anteil der Sattel- und Muldenstrukturen vor dem eigentlichen, morphologisch in Erscheinung tretenden Grenzwall konzentriert. Der Höhenzug selbst ist, analog zu den Verhältnissen im



Abb. 11

*Bereich Stauchendmoräne; diskordante Überlagerung der deformierten saalezeitlichen Beckenfeinsande durch jungsaalezeitliche Schmelzwassersande und -kiese*

auch hier auf die quartäre Schichtenfolge bis ins Liegende des Unteren Bänderschluffs. In der Regel ist ein dominierender Sattelzug ausgebildet, der im Unteren Bänderschluft noch eine Amplitude von 40 m aufweist. Daran schließt sich unmittelbar das ausgedehnte Störungsgebiet der mit den Flözstörungen in Zusammenhang stehenden Haupteisrandlage an. Die Stauchungen beginnen im Quartär bis zu 2,5 km nördlich der Flözsättel mit durchschnittlichen Wirkungstiefen von 30 – 40 m und lassen sich noch bis zu 500 m ins südliche Vorland verfolgen. Dabei wird im Raum südöstlich Steinitz der Zwickelbereich zweier Gletscherloben nachgezeichnet, der sich auch bis in den Bereich der Flözsättel durchpaust.

Generell ist im gesamten Bearbeitungsgebiet eine deutliche Konformität in den Lagebeziehungen und Störungsbildern vom Liegenden des 2. Lausitzer Flözhorizontes bis zu den

Tagebau Greifenhain (LIPPSTREU u.a., 1995), dagegen kaum durch innere Deformationen geprägt und wird hier vorwiegend aus den schluffig-sandigen und sandig-kiesigen Hangendsedimenten des Oberen Bänderschluffs (Vorschüttbildung Oberer Geschiebemergel) aufgebaut. Ihnen liegen bis 10 m mächtige, grobe und steinige Schmelzwasserkiese aus der Rückzugsphase des deformierenden Eisvorstoßes auf, die von kuppigen, blockreichen Satzendoränen gekrönt werden.

Die mächtigen Reste älterer Vorschüttbildungen im Kernbereich des Grenzwalls deuten an, dass zumindest Teile des heutigen Höhenzuges erosiv vormodelliert waren. Der jüngste Eisvorstoß fand somit bereits ein morphologisch stark bewegtes, ansteigendes Relief vor, welches vom Eis nur im ersten Anlauf lokal überwunden werden konnte (südliche Eisrandlage).

### Geschiebeanalytische Untersuchungen

Die große Zahl der meist sowohl vertikal durch Sande und Schluffe als auch lateral durch Erosion bzw. Deformation getrennte Geschiebemergelhorizonte im Tagebau Welzow-Süd boten bislang vielfältigen Spielraum zur Abtrennung verschiedener Eisvorstöße und Postulierung zahlreicher genetischer Modelle. Das Fehlen sicherer biostratigraphischer Datierungsmöglichkeiten aus dem Liegenden der Geschiebemergel prädestinierte die Kleingeschiebeanalyse nach CEPEK (1971) als bislang einzige Methode zur Korrelierung der entsprechenden Schichtkomplexe. In Anbetracht zahlloser älterer Zählergebnisse, die heute aus verschiedensten Gründen nicht mehr auffindbar oder rekonstruierbar sind und der oftmals formalistisch anmutenden Abzählung einzelner Geschiebemergelhorizonte waren Anlass für eine Neubewertung durch gezielte Probenahme. Das Hauptziel der Untersuchungen bestand dabei in der für eine sichere Tagebauführung zwingend notwendigen Korrelierung der einzelnen Geschiebemergelhorizonte, die aufgrund unterschiedlicher geotechnisch-technologischer Eigenschaften (u.a. Kornverteilung, Festigkeit, Steinführung, Abrasivität, Einlagerungen von rutschungsbegünstigenden Schluffen und Tonen) besitzen.

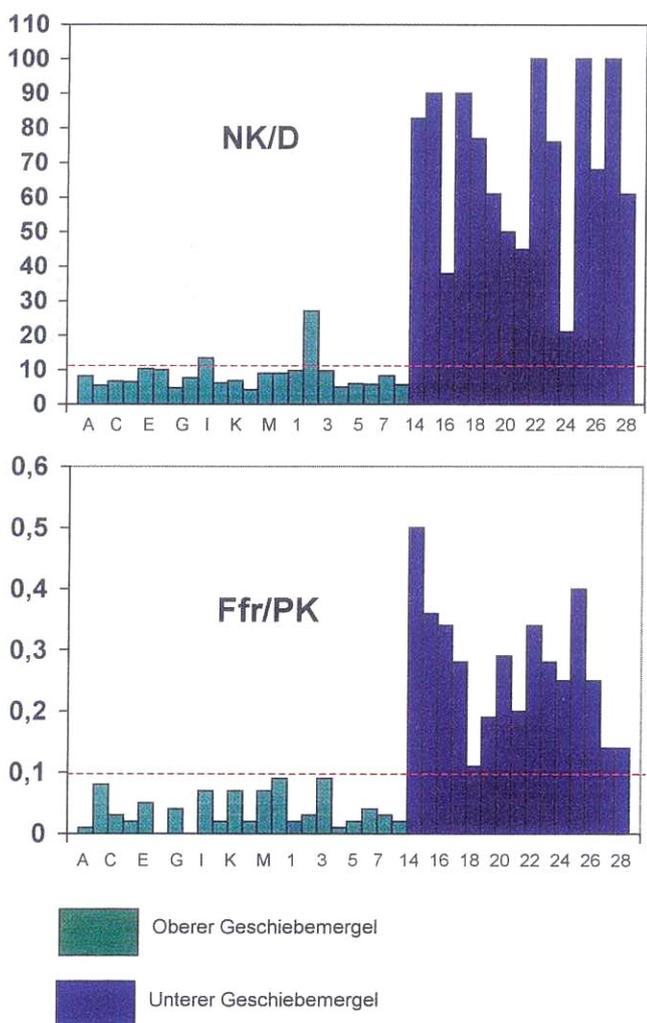


Abb. 12  
Ergebnisse der Kleingeschiebeanalyse nach TGL 25 232  
(Zählungen CEPEK 1992, LIPPSTREU 1995, 1996, 1997, 1999)

Insgesamt wurden von 1993 bis 1999 42 Geschiebemergelproben aus Kernbohrungen und dem Anstehenden entnommen und im LGRB nach der Methode von CEPEK (1971) ausgewertet. Das wesentlichste Ergebnis der Kleingeschiebeanalyse ist die Existenz zweier Geschiebemergelkomplexe mit jeweils signifikanten Geschiebespektren, die zwei Eisvorstößen zugeordnet werden müssen (Abb. 12). Beide Moränen sind auch über größere Entfernung (max. Entfernung der Entnahmepunkte 5,3 km) sehr homogen zusammengesetzt. Die Schwankungsbreite der Geröllspektren in den Proben weit auseinander liegender Punkte ist dabei keinesfalls höher als die Schwankungsbreite vertikal übereinander liegender Proben eines Entnahmeortes. Damit ist diese Methode in Verbindung mit einer vorurteilsfreien Akzeptanz der Ergebnisse grundsätzlich geeignet, sichere lithostratigraphische Aussagen zu liefern.

Der Untere Geschiebemergel (im Folgenden n. LIPPSTREU, 1996, 1998, 1999, briefl.) erbrachte für alle Proben übereinstimmende Ergebnisse, die ihre Zugehörigkeit zu einem altersgleichen Moränenkomplex belegen. Sämtliche Proben werden durch eine deutlich karbonatarmer Zusammensetzung charakterisiert (Tab. 1). Der Dolomitgehalt (D) bleibt generell  $\leq 0,8\%$ , der Anteil an mesozoischen Kalken (MK) übersteigt nur in einer Probe  $0,8\%$ . Auffallend ist ein sehr hoher Quarzanteil von  $35\% - 56\%$ . Die Quarze sind überwiegend hellgrau bis grau, vereinzelt bläulichgrau, gut gerundet und klar. Ihre Herkunft ist, wie auch die geringen Anteile südlichen Materials (silbergraue Feldspäte und Lydite), durch Aufnahme aus den tertiären Elbekiesen der Raunoer Folge zu erklären. Im gesamten Spektrum dominiert nordisches Kristallin (NK) mit Anteilen zwischen  $17,6\%$  und  $33,2\%$ , das durch einen hohen Anteil von angewittertem Material auffällt. Dagegen konnten, in Hinblick auf mögliche Karbonatdezimierungen, keine ähnlichen Verwitterungserscheinungen an den paläozoischen Kalken (PK) festgestellt werden.

Insgesamt kann jedoch anhand der einstufigsrelevanten Geschiebekoeffizienten keine eindeutige stratigraphische Zuordnung für diese Moräne getroffen werden. Rein formal stehen die Ergebnisse zwischen Saale- und Elster-Komplex (Abb. 13), wobei sich generell ein Trend zum Saale-Komplex andeutet. Dies ergibt sich zum einen aus den geringen Werten für den NK/PK-Quotienten ( $1,65$ ) sowie den infolge des prozentual niedrigen Feuersteingehaltes ebenfalls geringen Ffr/PK-Quotienten von durchschnittlich  $0,27$ .

In Anbetracht eines von CEPEK (1991) für die Elstermoränen der östlichen Niederlausitz beschriebenen sehr geringen Gehaltes an frischen Feuersteinen (Ffr) und dem daraus resultierenden niedrigen Ffr/PK-Quotienten (der in der Regel nur für die jüngeren Moränen Werte  $<0,38$  zeigt) kann prinzipiell auch eine Zuordnung zum Elster-Komplex nicht ausgeschlossen werden. Damit wäre dieser Geschiebemergel mit den in Lithologie, Farbe und Konsistenz vergleichbaren, elsterzeitlichen Geschiebemergeln im Raum Klinge-Dubrau (CEPEK & NOWEL, 1991), Greifenhain (LIPPSTREU et al. 1995) zu korrelieren.

Der Obere Geschiebemergel deutet aufgrund verschiedener Höhenniveaus und wechselnden makropetrographischen Erscheinungsbildes auf unterschiedliche Eisvorstöße

Tab. 1 Ergebnisse der Geschiebezählungen im Tagebau Welzow-Süd (nach CEPEK 1992, LIPPSTREU 1995, 1996, 1997, 1999); Fraktion 4 bis 10 mm

	F/NK	NK/P S	NK/D	NK/PK	Ffr/PK	(PK+D) S	PKgr PKr+sz	Entnahmestelle
A	0,04	10,69	8,18	0,87	0,01	9,26	18,88	Geschiebemergel im Liegenden des Eem-Vorkommens Wolkenberg 1
B	0,07	60,50	5,50	1,53	0,08	7,21	38,50	
C	0,07	21,4	6,69	0,91	0,03	7,44	13,75	
D	0,04	14,67	6,47	0,85	0,02	7,54	64,00	Geschiebemergel im Liegenden des Eem- Vorkommens Wolkenberg
E	0,07	29,62	10,3	1,04	0,05	8,96	75,00	
F	0,08	25,00	10,00	0,85	0,00	7,11	28,5	Geschiebemergel im Liegenden des Eem- Vorkommens Rehnsdorf
G	0,06	17,33	4,73	0,96	0,04	9,28	8	
H	0,02	53,00	7,57	1,02	0,00	9,83	51,0	
I	0,09	161,0	13,42	1,05	0,07	8,25	10,76	Stat. 15,0
J	0,04	16,86	6,21	0,86	0,02	9,75	33,25	
K	0,08	28,75	6,76	1,19	0,07	8,77	96,00	Stat. 13,7
L	0,05	33,33	4,17	0,69	0,02	6,46	23,00	
M	0,08	49,50	9,00	0,95	0,07	6,76	25,00	Stat. 12,0
N	0,15	8	9,00	0,90	0,09	4,89	25,67	
1	0,02	14,11	9,77	1,05	0,02	7,88	29,25	Rinnenfüllung Struktur D
2	0,05	15,00	27,00	0,79	0,03	8,33	17,88	
3	0,11	29,00	9,66	1,30	0,09	5,05	28,66	
4	0,03	9,94	4,97	0,75	0,01	9,21	27,00	
5	0,03	5,55	6,00	0,65	0,02	12,85	28,00	
6	0,06	17,30	5,76	0,93	0,04	12,71	22,25	Rinnenfüllung Struktur C
7	0,05	60,66	8,27	0,78	0,03	8,19	22,20	
8	0,06	10,14	5,68	0,74	0,02	12,06	20,33	
9	0,61	8	8	2,15	0,15	1,63	8	"Beckensand"
10	0,74	8	8	5,40	0,60	1,00	1,50	
11	0,00	8	8	7,00	0,00	1,33	8	
12	0,00	8	31,00	2,39	0,00	2,33	8	
13	0,00	8	8	4,00	0,00	4,33	8	
14	0,28	165	82,8	1,88	0,49	3,0	7,8	Bohrung B839/96
15	0,19	90,00	90,00	2,31	0,36	1,9	4,57	Bohrung B798/97
16	0,18	38,00	38,00	1,85	0,34	8,60	9,25	
17	0,16	90,00	90,00	1,8	0,28	3,4	15,66	
18	0,12	38,5	77,0	1,43	0,11	5,5	9,8	
19	0,11	30,5	61,00	1,69	0,19	2,18	17,00	
20	0,21	25,00	50,00	1,47	0,29	4,38	10,54	Bohrung C948/97
21	0,14	45,00	45,00	1,5	0,2	3,44	7,57	Bohrung B802/97
22	0,24	23,33	8	1,49	0,34	2,94	10,75	
23	0,28	15,2	76,0	1,07	0,28	6,55	9,14	
24	0,26	42,00	21,00	1,5	0,25	2,31	8,33	
25	0,18	8	8	2,2	0,4	0,71	8	
26	0,19	34,0	68,0	1,55	0,25	3,46	10,0	Bohrung C949/98
27	0,11	24,6	8	1,3	0,14	4,07	10,4	
28	0,1	30,5	61,0	1,65	0,14	4,22	36,0	

ße, die sich jedoch geschiebestatistisch nicht belegen ließen. THIEM & KRIBETSCHKE (1992) stellten bereits nach Auswertung von 164 Geschiebemergelproben aus dem Raum Welzow fest, dass „... keine der drei (angenommenen Saaled.A.) Grundmoränen eine statistisch signifikante Ge-

schiebegemeinschaft besitzt.“. Trotz ihrer daraus resultierenden Ablehnung der Geschiebeanalyse zur Korrelierung saaleglazialer Schichtglieder deuten sie dennoch an, „... daß die angetroffenen saaleglazialen Serien ... lediglich einer Kaltzeit angehören...“.

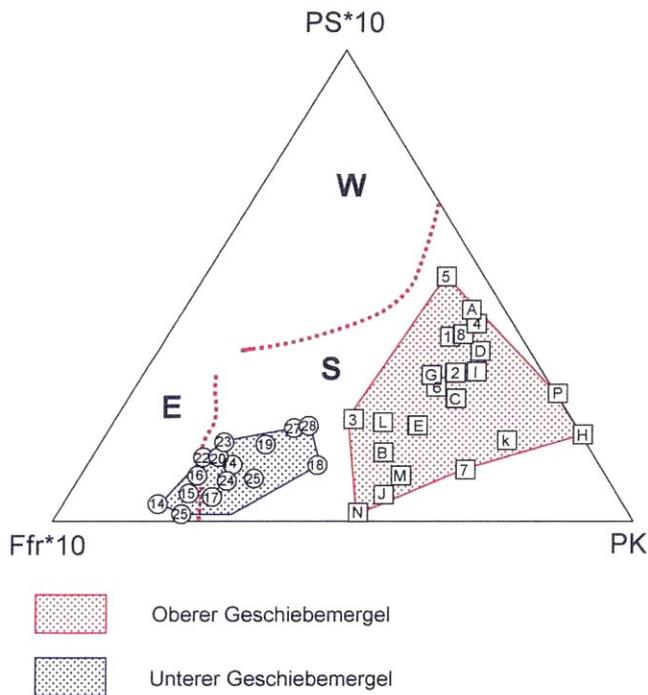


Abb. 13  
Lage der Geschiebemergelproben im Auswertedreieck nach  
TGL 25 232

In Zusammenhang mit kontinuierlichen Böschungskartierungen wurden durch den Autor zwischen 1992 und 1996 aus unterschiedlichen Positionen des Oberen Geschiebemergels 22 Proben zur kleingeschiebeanalytischen Auswertung genommen. Die Ergebnisse aller Proben bestätigen die von THIEM & KRIBETSCHKE (1992) getroffene Vermutung und weisen eine derart markante Übereinstimmung auf, dass entgegen bisherigen Vorstellungen sowohl die oberflächennahen Moränen auf den Hochlagen, die Geschiebemergel im Liegenden der Eem-Becken als auch die in den Sanderflächen von mächtigen Nachschüttsedimenten bedeckten Moränen lediglich einem Eisvorstoß zugeordnet werden sollten.

Der Geschiebemergel zeigt ostbaltisch geprägte, karbonatreiche und sandsteinarme Geschiebespektren (Tab 1). Der markante Dolomitgehalt (max. 7,9%, durchschnittlich 4,9%) spiegelt sich in entsprechend niedrigen NK/D - Quotienten wider, die bis auf zwei Ausnahmen unter 11 (durchschnittlich 7,23) liegen. Sandsteine und frische Feuersteine treten in geringer Verteilung in Erscheinung und bedingen (PK+D)/S - Quotienten zwischen 5,0 und 12,9 sowie Ffr/PK - Verhältnisse unter 0,1. Der NK/PK - Quotient bleibt mit einer Abweichung unter 1,2. Der Gehalt an paläozoischen Kalken ist mit durchschnittlich 39% sehr hoch, dabei dominieren graue Kalke.

Die Spektren erlauben in Verbindung mit dem Vorkommen umgelagerter Schalenreste von *Viviparus diluvianus* KUNTH in den Liegendsedimenten eine sichere Einstufung des Oberen Geschiebemergels in den Saale-Komplex. Er entspricht nach TGL 25 234 (CEPEK 1981) infolge der signifikanten Übereinstimmung mit allen einstufigsrelevanten Quotienten einem Saale II-Geschiebemergel (gSII) der Fläming-Kaltzeit. In Anlehnung an die CEPEK'sche Dreigliederung des Saale-Komplexes ergibt sich somit folgerichtig die Bildung der Satz- und

Stauchendmoränen am Niederlausitzer Grenzwall im Ergebnis der Lausitz-Kaltzeit (Saale III). Die beiden Kaltzeiten werden von NOWEL (1996) mit dem Drenthe 2-Vorstoß (Saale II) bzw. dem Warthe-Vorstoß (Saale III) korreliert. Für die postulierte Trinitz-Warmzeit zwischen Drenthe und Warthe gibt es im Bearbeitungsgebiet jedoch keine Belege. Eine mögliche Schichtlücke muss ausgeschlossen werden, da die Eem-Vorkommen in den mit Oberen Geschiebemergel gefüllten Depressionen keine warmzeitlichen Verhältnisse im Zeitraum zwischen Rinnenanlage und dem folgenden, für die Deformationen verantwortlichen Eisvorstoß erwarten lassen. Zu vergleichbaren Aussagen kommt u.a. auch BÖNISCH (1991) in Auswertung der Lagerungsverhältnisse zahlreicher Eem-Vorkommen in der NW-Lausitz, die ebenfalls an Strukturen gebunden sind, in denen älteres Toteis (Saale I) bis zur eemzeitlichen Erwärmung konserviert war.

Somit erscheint es lediglich gerechtfertigt, den Oberen Geschiebemergel aufgrund seiner ostbaltischen Geschiebezusammensetzung allgemein mit einem zweiten Saale-Vorstoß (Saale 2) in diesen Raum in Verbindung zu bringen. Daraus entwickelte sich ein weiterer Vorstoß (Saale 3), der durch mehrere Eisrandlagen mit entsprechenden Satz- und Stauchendmoränen in den Aufschlüssen des Tagebaus Welzow-Süd belegt wird.

Unter dem Aspekt, die Position des seit WOLDSTEDT (1927) als Haupteisrandlage der Warthe beschriebenen Niederlausitzer Grenzwalls zu wahren, muss der Obere Geschiebemergel mit dem 2. Drenthe-Vorstoß parallelisiert werden (NOWEL 1996). Eine hieraus abgeleitete Einstufung des Unteren Geschiebemergels als Saale 1-Moräne (Drenthe 1) bietet sich in diesem Zusammenhang an, sollte aber nicht zwangsläufig erfolgen. Die glazifluvialen Kiessande im Hangenden des kryogen überprägten Unteren Bänderschlufts können grundsätzlich auch als Saale 1-zeitliche Schüttung über einer elsterzeitlichen Bekkenserie interpretiert werden.

Mit der u.a. von EISSMANN (1995) und LIPPSTREU (1995) vertretenen Korrelation der Saale II (Saale 2 im Raum Welzow) mit der Warthe-Kaltzeit ergibt sich dagegen die Konsequenz, den Niederlausitzer Grenzwall als Ergebnis einer gering zeitversetzten, mehrfach oszillierenden Rückzugsstaffel der Warthe zu bewerten.

### Zusammenfassung

In der aufgeschlossenen quartären Schichtenfolge des Tagebaus Welzow-Süd können zwei eigenständige, geschiebephistologisch sicher zu trennende Grundmoränen nachgewiesen werden. Die jeweiligen Nach- und Vorschüttbildungen liegen konkordant übereinander und vermitteln den Eindruck lückenlos aufeinander folgender Sedimentationszyklen, die durch die Welzower Tertiärhochfläche im Süden begrenzt und von den jeweiligen Eisbewegungen gesteuert wurde. Ein weiterer, im wesentlichen durch mächtige Sanderschüttungen, Satz- und Stauchendmoränen zu belegender Eisvorstoß schließt die glaziäre Entwicklung ab, wobei mehrere Eem-Vorkommen im Hangenden eine entsprechende Zeitmarke setzen. Mit dem Fehlen sicher stratifizierbarer Horizonte im Liegenden der Abfolge kann für den Beginn der Sedimentation, insbesondere für das Alter des Unteren Geschiebemergels, keine stichhaltige Aussage getroffen werden.

Die markanten Deformationen im Bereich des Niederlausitzer Grenzwalls sind im Ergebnis mehrerer Oszillationen nach Bildung eines Saale 2-zeitlichen Geschiebemergels durch einen jüngeren, zeitlich gering versetzten Eisvorstoß (Saale 3) entstanden.

### Summary

The Quaternary sequence of the open-cast mine Welzow - Süd is characterised by two separate ground moraines with typical boulder communities, determined by using analyses of small pebbles. Their post- and pre-sediment formations show conformable bedding and give the impression of undisturbed complete settlement. Another glaciation will be supplied by ice-marginal sediments, push end moraines and thick sandur plains. With this ice-advance the glacial development is finished, divided by Eemian deposits in the immediate roof. The age of the Lower till is undefined, there are no evidence of time-marks for underlying beds.

The striking glacial disturbances of bedding in the area of the Niederlausitzer Grenzwall are results of multiple ice-marginal oscillations by the youngest glaciation within the Saale complex (Saale 3). It took place directly after the origin of Upper till (Saale 2), a interglacial warming-up period can be excluded.

### Literatur

- BENDA, L. (Hrsg.) (1995): Das Quartär Deutschlands. – 408 S., Stuttgart (Borntraeger)
- BÖNISCH, R. (1991): Neue quartärgeologische Modelle für Eembecken in der Niederlausitz. – Exk.-führ. 38. Jahrestagung Ges. Geol. Wiss., S. 95-97, Berlin
- CEPEK, A. G. (1960): Quartär - Eisrandlagen, Interglaziale und Präglazial in Brandenburg. – Exk.-führ. 7. Jahrestagung Geol. Ges. DDR, Berlin
- CEPEK, A. G. (1971): Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. – TGL 25 232, Bl. 1-6, Staatssekr. f. Geologie, Berlin
- CEPEK A. G. & W. NOWEL (1991): Zum Pleistozän im Raum Klinge-Dubrau (östliche Niederlausitz), ein Typusgebiet für den Saale-Komplex. – Z. geol. Wiss., 19, 3, S. 289-316, Berlin
- EISSMANN, L. (1995): Sachsen. – In: BENDA, L. (1995), S. 171-198
- GELETNEKY, J. (1996): Geologischer Bau und Genese subglazialer Schmelzwasserrinnen im Braunkohlentagebau Welzow-Süd (Brandenburg). – Diplomarbeit an der Math.-Naturw. Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, (unveröff.)
- GREULICH, K. (1989): Lagerungsverhältnisse des 2. Miozänen Flözhorizontes im Bereich des Niederlausitzer Grenzwalls im Raum Neupetershain-Spremberg. – In: Freib. Forsch. Geol., C 434, Leipzig
- KAUNHOWEN, F. (1923): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten, Blatt Drebkau. – Preuß. Geol. Landesanstalt, Berlin
- LIPPSTREU, L.; HERMSDORF, N. & A. SONNTAG (1995): Zur Gliederung der quartären Sedimentabfolgen im Niederlausitzer Braunkohlentagebau Greifenhain (LAUBAG) und in seinem Umfeld. – Brandenburgische Geow. Beitr., 2, 1, S. 61-67, Kleinmachnow
- LIPPSTREU, L. (1995): Brandenburg. – In BENDA, L. (1995), S. 116-147
- NOWEL, W. (1984): Die geologische Entwicklung des Bezirkes Cottbus – Teil III/B: Das Quartär (Stratigraphie). – Nat. u. Landsch. Bez. Cottbus, 6, S. 3-33, Cottbus
- NOWEL, W. (1996): Aktuelle Bemerkungen zur Gliederung des Saale-Komplexes im Quartär der Niederlausitz. – Nat. und Landsch. in der Niederlausitz, 17, S. 54-77, Cottbus
- PIOTROWSKI, J. (1992): Was ist ein Till?. – Die Geowissenschaften 10, 4, S. 100-108, Weinheim (VCH)
- STEPHAN, H.-J. & J. EHLERS (1983): North German till types. – In: Glacial Deposits in North-West Europe. – S. 239-248, Rotterdam
- THIEM, G. & M. KRIBETSCHKE (1992): Geschiebestatistische Untersuchungsergebnisse an Grundmoränen im Raum westlich Spremberg (Niederlausitz). – Z. geol. Wiss., 20, 5/6, S. 593-601, Berlin
- VATER, R. (1996): Zur Genese subglazialer Schmelzwasserrinnen im Bereich des Niederlausitzer Grenzwalls (Brandenburg). – Diplomarbeit an der Math.-Naturw. Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, (unveröff.)
- WOLDSTEDT, P. (1927): Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. – Sitz.-Ber. preuß. geol. Landesanst. 2, S. 115-119, Berlin

Anschrift des Autors:

Dipl.-Geol. (FH) Ralf Kühner  
LAUBAG-HV

Abt. Geologie/Kohlenqualität  
Knappenstr. 1  
01968 Senftenberg