

Brandenburgische Geowiss. Beitr.	Kleinmachnow	3 (1996), 1	S. 3 – 27	22 Abb., 23 Lit.
----------------------------------	--------------	-------------	-----------	------------------

Glazigene Deformationen im Topbereich der Struktur Rüdersdorf bei Berlin – Wechselwirkungen zwischen mesozoischem Festgestein und Pleistozän

KARL-BERNHARD JUBITZ

1. Allgemeine Voraussetzungen und Kenntnisstand

Die isolierte Einzelposition der triassischen Festgesteine der Salinarstruktur Rüdersdorf inmitten der flächendeckenden känozoischen Lockersedimente der Norddeutschen Senke hat „Rüdersdorf“ in mehrfacher Hinsicht zum locus typicus gemacht. Das betrifft sowohl die paläogeographische Stellung des Germanischen Muschelkalkes zwischen den klassischen Aufschlüssen Mitteldeutschlands und Ober- und Niederschlesiens (ECK 1872, NOETLING 1880) als auch das Pleistozän im Hinblick auf die Beweisführung der Binnenvergletscherung Norddeutschlands anhand von Gletscherschrammen durch den Schweden O. TORELL (WAHNSCHAFFE 1883, WAHNSCHAFFE & ZIMMERMANN 1914; vgl. WAGENBRETH 1960).

Die Pleistozän-Forschung in Rüdersdorf nach dem 2. Weltkrieg war bevorzugt lithostratigraphisch im Hinblick auf die Einbindung der dortigen Profile in den Brandenburger Raum und darüber hinaus orientiert (CEPEK 1975, 1986, 1993). Hierfür boten Anfang der 60er Jahre die großflächigen und zugleich tiefen Übertageaufschlüsse im Pleistozän anlässlich der Erweiterung des Kalklagerstättenabbaues nach Osten optimale Voraussetzungen, die auch seinerzeit seitens des damaligen Geotektonischen Institutes der Akademie der Wissenschaften zu Berlin gezielt zur Untersuchung glazidynamischer Fragestellungen genutzt wurden.

Systematische Einzeluntersuchungen während der nachfolgenden 70er und 80er Jahre sowie Spezialaufnahmen seit der politischen Wende 1989 bis zum gegenwärtigen Zeitpunkt ergänzten und präzisierten die damals gewonnenen Vorstellungen, die im vorliegenden Überblick jetzt erstmalig zusammengefaßt werden (vgl. JUBITZ & STREICHAN 1995).

2. Problemstellung

Hauptzielstellung der langjährigen Untersuchungen war die Charakterisierung der glazigenen Deformationen des pleistozänen Lockergebirges im Hinblick auf eine Typisierung der Bauformen nach Verformungsintensität, Charakter und Vergenz, als direkter Ausdruck der Beanspruchung durch den mehrfachen Eistransport.

Hierbei waren zugleich Abhängigkeiten der glazigenen Deformation von der morphologischen Hochlage und

quartären Aufwärtsbewegung der Triasstruktur, wie sie heute im weiteren Umfeld der Struktur durch die vertikalen rezenten Krustenbewegungen erfaßt werden (G. SCHWAB 1993) zu prüfen, insbesondere auch unter dem paläogeologischen Gesichtspunkt des primären/sekundären Fehlens von glazilimnischen Ablagerungen des tieferen Pleistozäns (Holstein-Interglazial/Paludinenschichten), die in der näheren und weiteren Umgebung der Struktur flächig vertreten sind (CEPEK 1975).

Besondere Aufmerksamkeit galt dem Wiederauffinden der Ende der 50er Jahre letztmalig nachgewiesenen Gletscherschrammen und deren lithostratigraphische Einbindung anhand direkt auflagernder Geschiebemergelpakete, was allerdings erst 1994 möglich wurde (JUBITZ 1995b).

3. Geologische Arbeitsmethodik und -technik

Für die bei Freilegung des Ostteils der Kalklagerstätte bei Herzfelde aus bergbautechnischen Gründen kaskadenförmig übereinander angelegten Stöße (von durchschnittlich 6 – 10 m Höhe), die als flach-bogenförmige Längsprofile des Pleistozäns in West-Ost-Richtung erschlossen wurden (Abb. 1), eigneten sich bevorzugt kleintektonisch-strukturgeologische Methoden. Die Stoßaufnahmen der bis zu 700 und 800 m langen Schnitte erfolgte im Maßstab 1 : 100 bis 1 : 200, eingebunden in die markscheiderische Vermessung der Abraumbewegungen.

Die spezielle Untersuchung der glazidynamischen Wechselbeziehungen zwischen Locker- und Festgebirge war erst seit 1990 möglich, als der Mittlere und Obere Muschelkalk am Nordrand des Alvenslebenbruches in ca. 200 m langen Querprofilen als Abraum freigelegt wurden (JUBITZ & STREICHAN 1992). Sie ergänzen, eingepaßt in die älteren Stoßprofile, die Raumvorstellungen zur Lagerung des Pleistozäns wesentlich.

Die hier gewählte Darstellung der Deformationselemente erfolgte in einer einfachen, allgemein verständlichen Form, die dem Überblickscharakter der Arbeit entspricht.

Über spezielle Einzeluntersuchungen, insbesondere über manuelle Grabungen zu den Gletscherschliffen und Gletschertöpfen (JUBITZ 1995b), deren Hauptergebnisse in diese Darstellung bereits einbezogen wurden, soll später dokumentativ gesondert berichtet werden (Palynologie, Geochemie, Sedimentpetrographie).



Abb. 1

Nordböschung des Alvenslebenbruches während der 60er Jahre anlässlich der terrassenförmigen Beräumung der nach Norden einfallenden Muschelkalkschichtstufe vom Pleistozänauflager (Elster II-, Saale- und Weichsel-Komplex). Gesamtaufschlußhöhe ca. 55 m. Foto JUBITZ (1960)

4. Schichtenbau und Lagerungsverhältnisse

4.1. Präglazial

Das präglaziale Festgebirge in Form des Unteren und seit 1990 auch des wieder freigelegten Mittleren und Oberen Muschelkalks wird durch den Tagebau der Rüdersdorfer Zementwerk GmbH auf eine Länge von mehr als 4 km sowie Breite von durchschnittlich 0,5–0,7 km freigelegt.

Strukturgeologisch entspricht dieser Übertageausstrich des Muschelkalkes dem inneren Teil der Nordflanke der Struktur (Postsalinär), der – generell West-Ost orientiert und mit durchschnittlich 20–25° Nord einfallend – den weiter südlich gelegenen Strukturtop (Oberer Buntsandstein) nahezu halbbogenförmig umzieht. Abgesehen von kleineren Längs- und Querstörungen infolge des Beulungscharakters der Strukturhochlage oberhalb eines mächtigen Zechsteinsalinars, ist die Nordflanke als flache Monoklinale ausgebildet.

Paläotektonisch wurden in diesem Bereich infolge von Vertikalbewegungen Oberkreide einschließlich Alb (JUBITZ 1995 a) und Tertiär (AHRENS & LOTSCH 1993) erodiert; das Pleistozän liegt diskonform auf dem Fest-

gebirge, das – generell betrachtet – plateauartig durch die pleistozäne Exaration eingeebnet wurde (RAAB 1905).

Im einzelnen bildet diese streichende Schichtstufe subterran unterhalb des Pleistozäns einen flachen, rückenförmigen Härtling, der seine maximale Höhe im stratigraphischen Grenzbereich von Rüdersdorfer Wellenkalk (D-Horizont) und Schaumkalk (E-Horizont) hat (Abb. 2) und dem nach Süden eine Rötdepression unterhalb der Pleistozänüberdeckung vorgelagert ist. Das Subrelief ist nochmals feinmodelliert: relative Hochlagen im mittleren Teil des Wellenkalkes (tieferer D-Horizont), im tieferen Mittleren Muschelkalk (Mittleres Karbonat) sowie im Oberen Muschelkalk (Glaukonitkalk als Trochitenkalk-Äquivalent); durch relative Depressionen zeichnen sich die Dolomitmergelsteine und von Gips subrodierter Tonmergel des Mittleren Muschelkalkes aus (vgl. Abb. 21).

Das lithologisch und tektonisch vorgezeichnete Präglazial-Relief ist für die Ausbildung und vor allem für die Richtung der Glazialdynamik des auflagernden pleistozänen Lockergebirges mitausschlaggebend. Infolge des Großsteinbruchbetriebes mit Tiefbausohlen ist das beschriebene Subrelief heute nur noch an der Ostbegrenzung der Kalklagerstätte sichtbar.



4.2. Glazial

Das durch ECK (1872), vor allem aber WAHNSCHAFFE & ZIMMERMANN (1914) sowie CEPEK (1975, 1986, 1993) eingehend bearbeitete und durch Bohraufschlüsse lithostratigraphisch vervollständigte Übertageprofil setzt sich aus einer ca. 70 m-Abfolge von Klastiten, Geschiebemergeln und vereinzelt glazilimnischen Einlagerungen in Form von Bänderschluften und -tonen zusammen, die anhand der durchgehend aufgenommenen Stoßprofile ausgezeichnet zu korrelieren waren.

Lithostratigraphisch umfassen die übertägig aufgeschlossenen Sedimente Weichsel-, hauptsächlich aber Saale-Kaltzeit und schließlich höhere Elster-Kaltzeit; letztere sind infolge der glazigenen Kappung durch den Saale-Komplex nur noch in Erosionsresten vorhanden (Abb. 3, Abb. 4). Glazilimnische Sedimente wurden im SE des Alvenslebenbruchs nachgewiesen (CEPEK 1975, 1993). Das in benachbarten Bohrungen paläontologisch bestimmte glazilimnische Holstein-Interglazial fehlt im Übertagebereich (Alvenslebenbruch).

Sedimentologisch setzt sich die Schichtenfolge zu ca. 55 Vol.% aus kiesigen glazifluviatilen und glazilimnischen

Sanden sowie zu ca. 45 Vol.% aus Geschiebemergeln und -lehmern zusammen; generell nimmt der Anteil von Klastiten, speziell Grobkiesen, zum Hangenden deutlich ab.

Die hier untersuchten glazigenen Deformationen befinden sich bevorzugt im unteren Teil des Profils (Elster II- und Saale-Kaltzeit).

Alle Schichtglieder des Pleistozäns bilden in sich einen quasiakkordanten Schichtenstapel unterschiedlicher glazigener Entstehung, der dem unterlagernden Festgebirge (Muschelkalk) schalenförmig, aber schwach diskordant auflagert (Abb. 5). Eine Ausnahme hierzu bildet der diskordante Kontakt zwischen saale- und elsterkaltzeitlichen Ablagerungen im Topbereich der subterranean Schichtrippe des Muschelkalkes (vgl. CEPEK 1993, S. 122).

4.3. Glazidynamik

4.3.1. Allgemeines geomechanisches Verhalten

Typisch für die glazigenen Deformationen ist infolge der relativ oberflächennahen Lage des Verformungsbereiches eine ausgesprochene Materialabhängigkeit der gebildeten Strukturen, wobei – entsprechend der geringen Diagenese der Lockersedimente – die plastischen (Fließ-)Deformatio-



Abb. 2

Alvenslebenbruch, Ostteil. Unterhalb des Pleistozän-Auflagers freigelegte rückenförmige Schichtstufe des Unteren Muschelkalkes als präquartäres Paläorelief im Bereich der östlichen Nordflanke der Salzstruktur, wo die morphologische Apikalzone von verwitterungsresistenten Kalkruditen des Grenzgebietes Schaumkalk (oben) zu Wellenkalk (unten) gebildet wird. Foto: JUBITZ (1965)

Links: Nordwesten, rechts: Südosten. Vordergrund, unten: + 5 m NN Abbausohle; Wandhöhe ca. 35 m. Hintergrund, Mitte: Saale-Komplex, in sich glazigen plattenförmig abgeschert (vgl. Abb. 6); Hintergrund: Fernstraße Berlin-Frankfurt/Oder und Zementwerk IV (im Bau)

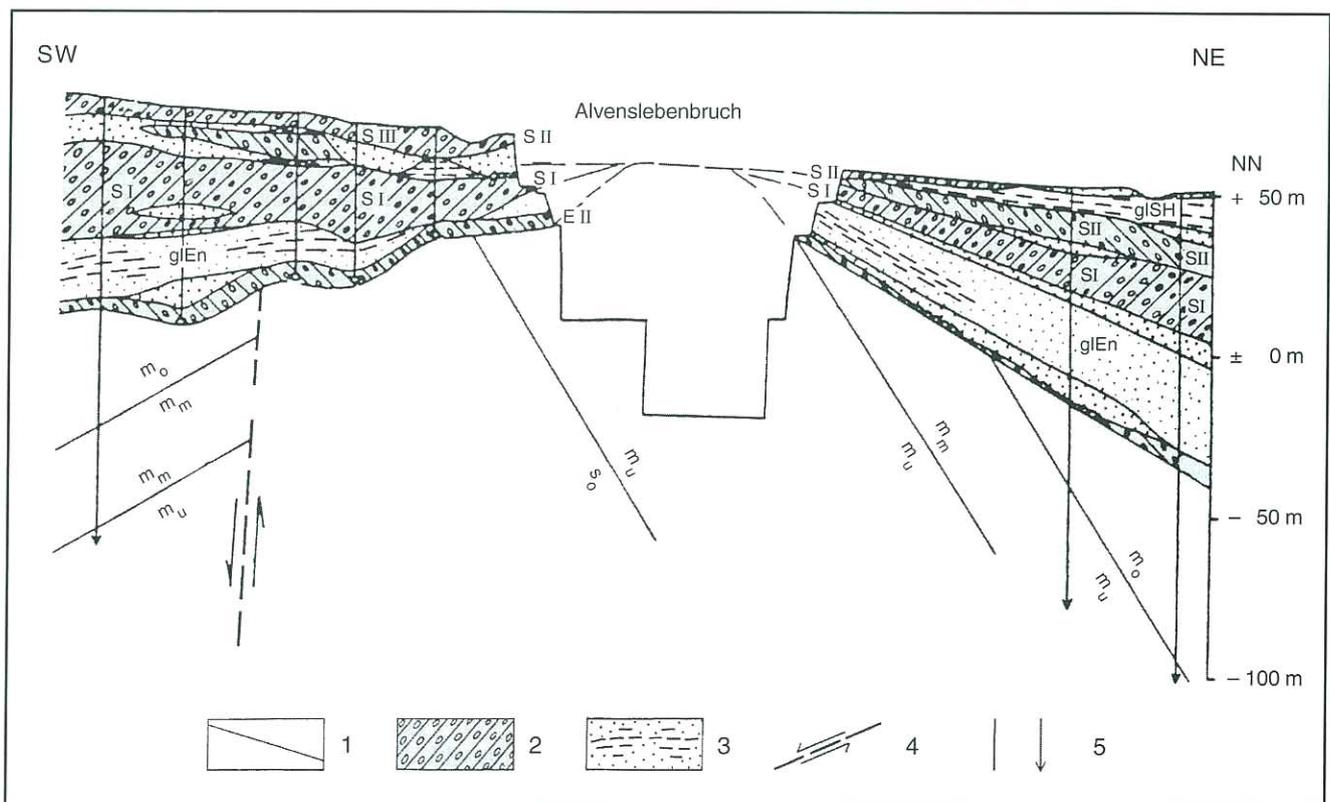


Abb. 3

Profilschnitt (5fach überhöht) durch den Topbereich der Struktur Rüdersdorf (Alvenslebenbruch), den Stapelleffekt der

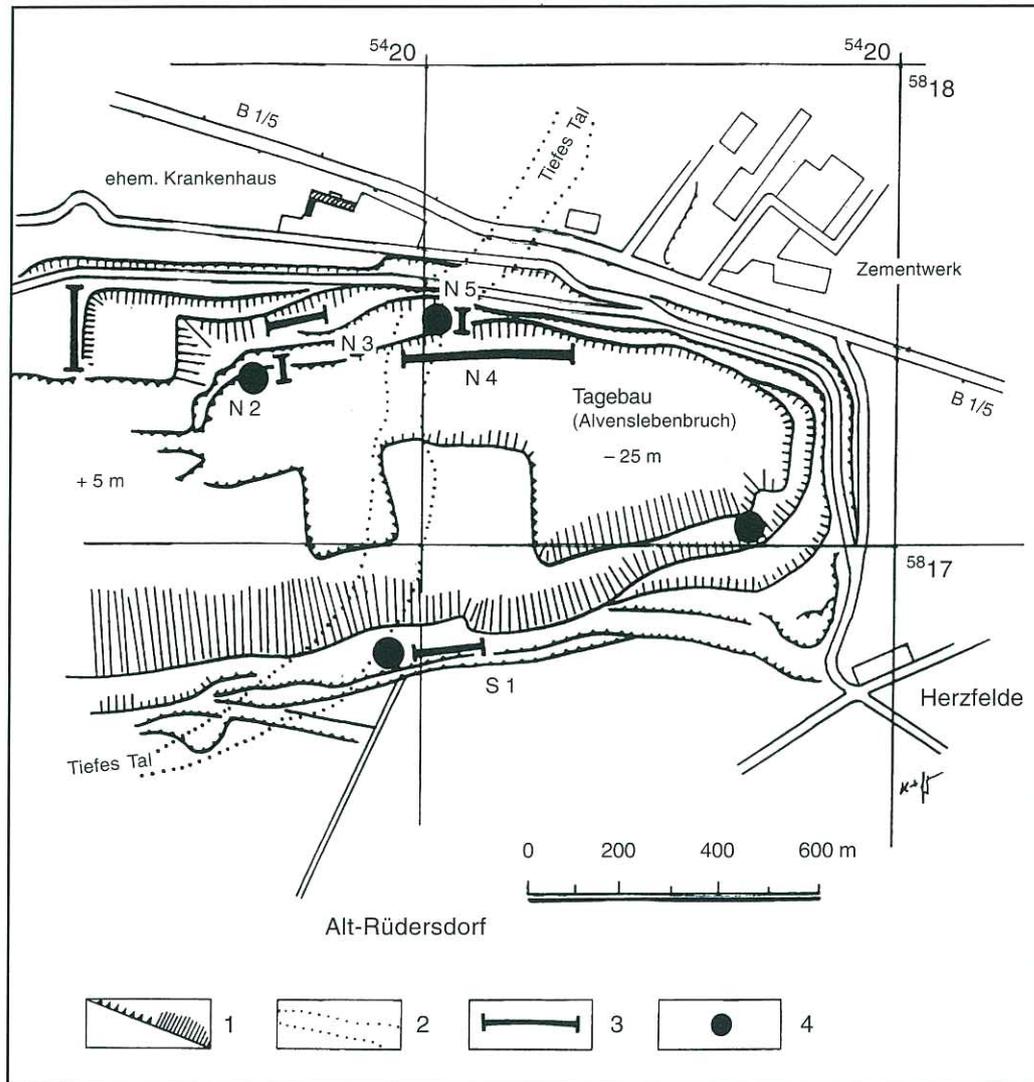


Abb. 4

Schematische Übersichtskarte des Rüdersdorfer Muschelkalk-Tagebaues im Ostteil der Lagerstätte (Alvenslebenbruch). Dargestellt ist die Position ausgewählter temporärer Typenaufschlüsse dieser Arbeit für Glazialdeformationen sowie Elster II-Glazialvorkommen der Jahre 1960-1995.

1 - Steinbruch, Wände (oben), Böschungen (unten), Teufen der Abbausohlen (m NN); 2 - ehem. Tiefes Tal (Trockental), im Tagebauggebiet extrapoliert; 3 - geolog. Aufschlüsse, temporär 1960-1995, Kurzbezeichnung: N - Nord, S - Süd; 4 - Elster II-Glazial, meist als Erosionsreste unter Saale-Glazial

Grundmoränen (Saale I und II - SI und SII, Saale III - SIII) auf der Nordseite (Luv) bzw. die Mächtigkeitszunahme auf der Südseite (Lee) der präglazialen Schichtstufe des Unteren Muschelkalkes (mu) zeigend. Nach CEPEK (1986).

1 - Festgesteine: mo (Oberer Muschelkalk), mm (Mittlerer Muschelkalk), mu (Unterer Muschelkalk), so (Oberer Buntsandstein); 2 - Geschiebemergel, Geschiebelehm; 3 - glazilimnische Ablagerungen: schluffige Sande; 4 - Scheitelstörung (präglazial; postglazial geringfügig nachbewegt, JUBITZ u. a. 1960); 5 - Bohrungen, z. T. ins Präquartär verlängert (Pfeil)

nen gegenüber den rupturellen (Bruch-)Deformationen nach Größe und Häufigkeit im Aufschlußbild bestimmend sind.

So reagieren die durch Eisauflast vorverfestigten und meist ungeschichteten Geschiebemergel ausgesprochen kompetent-kräfteübertragend, z. T. sogar mit Rupturen bis zur lokalen Brekzienbildung. Umgekehrt verhalten sich geschichtete Abfolgen, wie z. B. feinschichtige Wechselfolgen von Schluffen, Feinsanden und Tonen („Bändersande und -schluffe“) ausgesprochen mobil-inkompetent, d. h. scher- und faltungsfreudig und mit Ausbildung von Harnischspiegeln. Kompakte Sand- und kiesige Sandpakete zeichnen sich durch ein lokales bruchtektonisches Verhalten, dennoch aber auch durch ein Biegeverhalten aus.

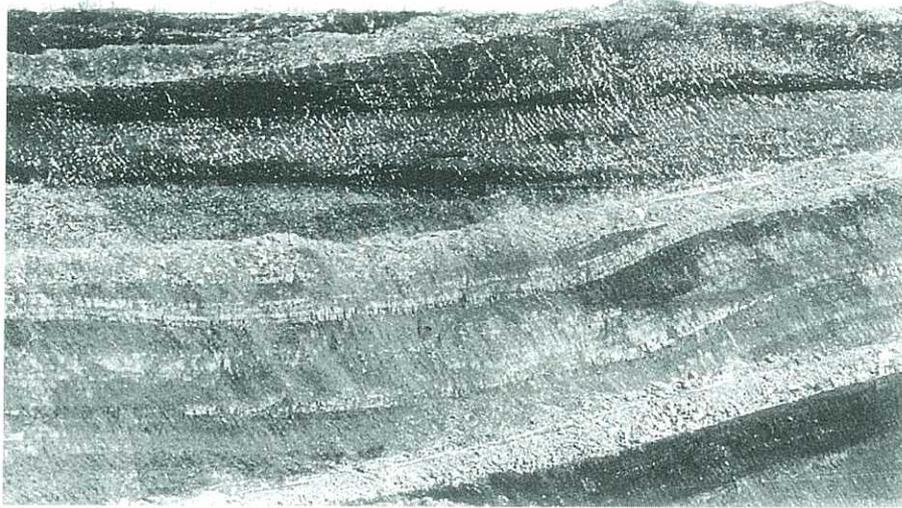


Abb. 5 (oben)

Winkeldiskordantes Auflager von dunklen Saale-Geschiebemergelpaketen über einer wellenförmig deformierten Wechsellagerung von bankigen Dolomiten und Dolomitmergelsteinen. In sich sind die Geschiebemergellagen nochmals



diskonform-winkeldiskordant gestapelt, und zwar unter Kappung südwestvergenter glazigener Faltungsstrukturen im Liegenden durch die Hangendzonen (flache Abscherungs- und Überschiebungsbahnen). Aufschlußhöhe: ca. 25 m. Nordböschung Alvenslebenbruch (Abraum). Foto: JUBITZ (1995)

Anmerkung: Erosionsrinnen des Hanges mit Schneebedeckung

Insgesamt kontrollieren Mächtigkeit, Kompaktion, Schichtflächendichte und vor allem, bezogen auf einen Schichtenstapel, sedimentologisch vorgeprägte Diskontinuitätsflächen den Baustil und die Intensität des glazigenen Deformationsmusters.

Komplikationen entstehen durch verschiedenzeitige Mehrfachbeanspruchung der Schichtenstapel (polymorphe Strukturen) sowie durch eine Stockwerkswirkung – d. h. eine in der Vertikalen wechselnde, hier zum Liegenden nachlassende Deformationsintensität – infolge der Abnahme der Schubeinwirkung des tangentialen Gletschervorstoßes gegenüber dem passiven, mit dem Festgebirge durch das paläomorphologische Relief verzahnten Liegenden.

Im Vergleich dazu sind hier die mechanischen Überlagerungen zwischen den tektonischen, vom unterliegenden Festgebirge ausgehenden Einwirkungen mit den glazi-

Abb. 6 (unten)

Flach einfallende, z. T. linsenförmig aufgespaltene Abscherungs- und Überschiebungsfäche zwischen Saale II-Geschiebemergel (oben) und im Kontaktbereich gestauchten Saale II-Vorschüttungssanden (unten), bedingt durch einen generell nach Südwesten gerichteten Eisschub. Die Vorschüttungssande werden durch Saale I-Geschiebemergel (links und Vordergrund mit Stauwässern) flach unterlagert. Foto: JUBITZ (1965)



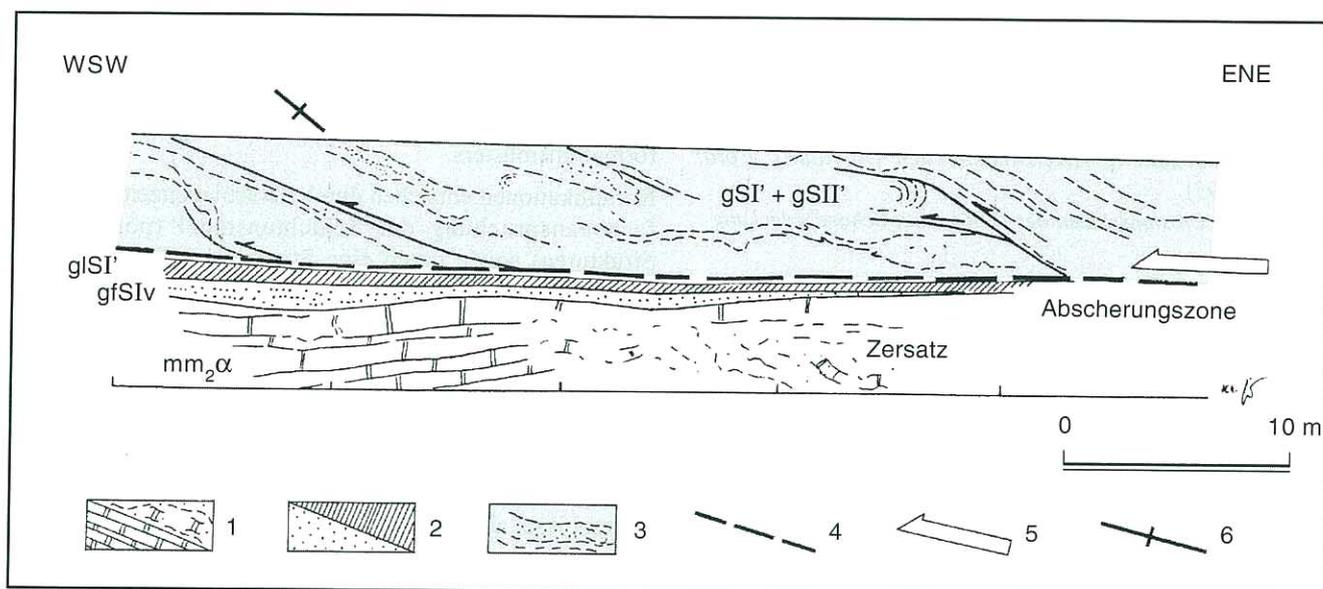


Abb. 7

Abscherungszone zwischen stark deformiertem Saale-Geschiebemergel ($gSI' + gSII'$) oberhalb von Bändertonen ($glSI'$) und Vorschüttungssanden ($gfSIv$) sowie Dolomitmergelsteinen des höheren Mittleren Muschelkalkes (Obere Wechselfolge – $mm_2\alpha$), die im Paläoaustreich stark zersetzt sind. Die Hauptabscherungsfläche entspricht geomechanisch einer Diskontinuitätsfläche zwischen kompetentem Liegenden und Hangenden; die lystrischen Teilflächen bedingen einen internen südwestvergenten Schuppenbau. Aufschluß Nord 3a südlich vom ehem. Krankenhaus. Aufnahme: JUBITZ (1992) 1 – dolomitischer Kalk, Dolomitmergelstein, im präpleistozänen Ausstrich verwittert; 2 – Sande. z. T. kiesig, unter Bändertonen; 3 – Geschiebemergel, grauschwarz, sandstreifig, glazidynamisch deformiert; 4 – Abscherungszone mit lystrischen Flächen; 5 – glazigene Hauptschubrichtung (nach SW); 6 – Achsenstreichen von Kleinstrukturen

genen Deformationen so selten, daß sie in diesem Zusammenhang vernachlässigt werden können (vgl. Pkt. 4.5.3.).

4.3.2. Einengungsformen

Glazialdynamisch bedingte Pressungsformen, auf die in Rüdersdorf erstmalig WAHNSCHAFFE (1883) hinwies, sind im Gebiet des Ostteils der Struktur (Alvenslebenbruch) vorherrschend.

Die Deformationsintensität ist allerdings, verglichen mit den klassischen Vorkommen im Stauchungsbereich von Endmoränen, beispielsweise im Jungmoränengebiet der Pommerschen Staffel bei Bad Freienwalde (HANNEMANN 1994, CEPEK 1994), ausgesprochen gering, denn die Deformationen vollziehen sich nur innerhalb des lithostratigraphischen Schichtenstapels, ohne auf den Untergrund des Festgebirges (Muschelkalk) überzugreifen.

Graduelle Abweichungen von diesem generellen Gesamtbefund treten nur lokal im Liegenden des Pleistozäns auf, bedingt durch den großen Festigkeitssprung zwischen anstehendem Festgebirge und Lockergesteinen. Außerdem wird das hier gegebene allgemeine Bild einer Akkordanz der pleistozänen Schichtenstapel untereinander im Grenzbereich von Elster II-Geschiebemergel und Unterkante des Saale-Komplexes abgewandelt (vgl. Pkt. 4.5.3.).

Abscherungen, als schichtparallele bis flach diskonforme Bewegungsstrukturen, sind die häufigsten Formen der glazigenen Deformation in Rüdersdorf, bereits vorgezeichnet durch Festigkeitsunterschiede an Diskontinuitätsflächen

des pleistozänen Schichtenstapels, so z. B. von Sanden gegen Geschiebemergel oder innerhalb der Geschiebemergel an Löserflächen, wie Sand- und Kieslinsen sowie -Bändern. Die Schubweite liegt zwischen einigen Dezimetern bis Dekametern, wobei die Abscherungen oft aus der schichtparallelen Bewegungsbahn ausheben und zum Hangenden in schaufelförmige, konkav nach oben geöffnete Bewegungsbahnen (lystrische Flächen) übergehen, dann meist gekoppelt mit flachliegenden oder geneigten Abscherungsfalten (Abb. 6 und 7). Bezeichnend ist für diese Formen eine flache Horizontalbeanspruchung durch den Eisschub, dessen Vergenz an Harnischrillungen, phakoidartigen Scherkörpern mit Harnischspiegeln und Kleinfaltung meist gut bestimmbar ist (Abb. 8, 9 und 10).

Faltenstrukturen sind auf den meist mehrere hundert Meter langen Profilen selten, wobei genetisch alle Übergänge zwischen Pressungsflexuren, stehenden, schiefen, überkippten und sogar liegenden Falten auftreten. Einheitlich ist allen Einengungsstrukturen die generelle Südwestvergenz, ungleich hingegen der Abstand der einzelnen Strukturen voneinander sowie deren Faltenlänge.

Die maximale Faltenhöhe war nur durch Rekonstruktionen abschätzbar, dürfte aber 5–10 m nicht überschreiten (Abb. 11).

Im Hangenden der Pleistozänabfolge (höherer Saale-Komplex) wurden im Nordosten des Alvenslebenbruches im Geschiebemergel sehr intensive Tangentialdeformationen vom Typ flacher lokaler Abscherungsdecken festgestellt,

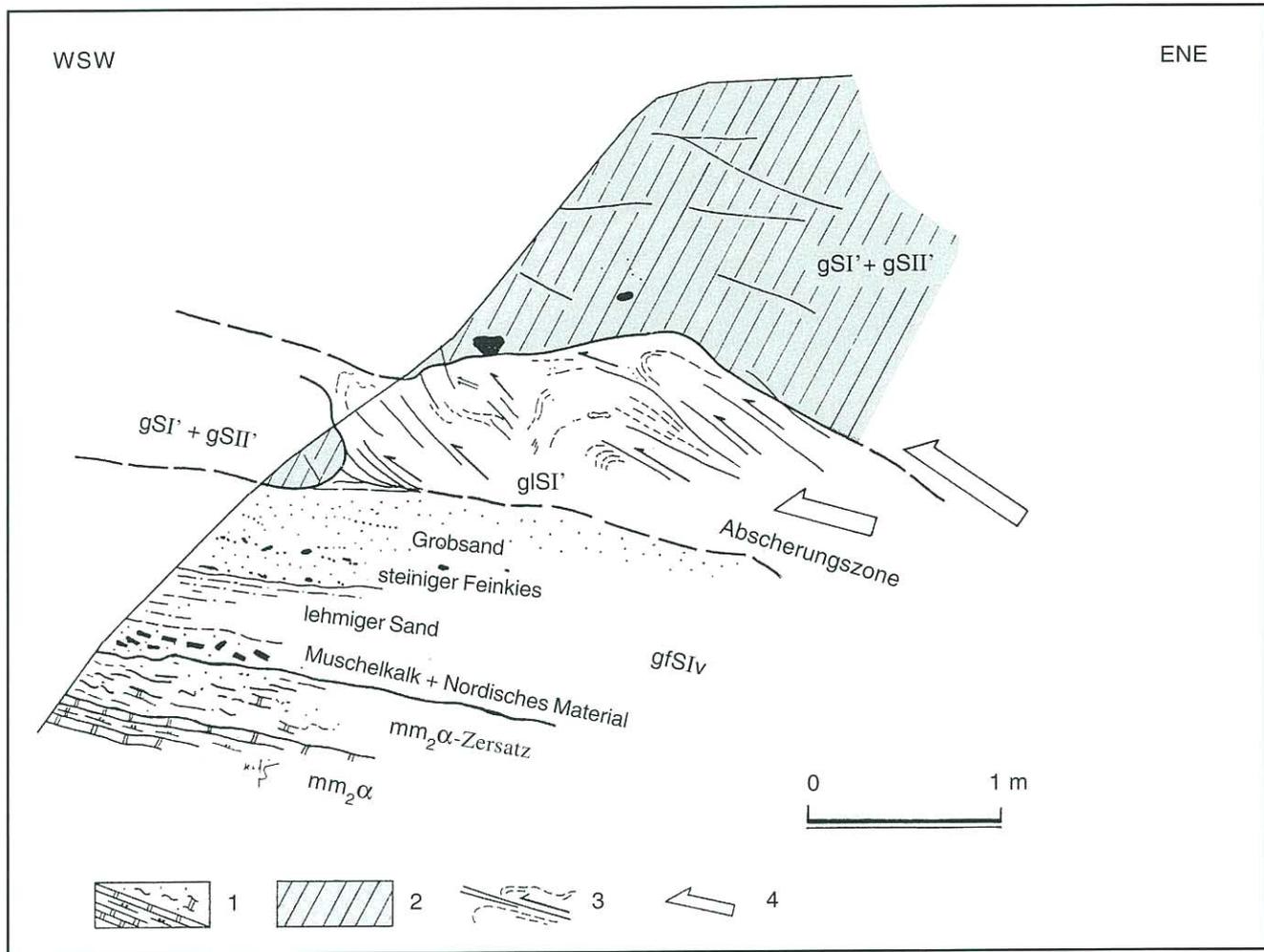


Abb. 8

Spezialausschnitt aus einer glazigenen Abscherungszone zwischen Saale-Geschiebemergel ($gSI' + gSII'$) und glazi-fluviatilen Vorschüttungssedimenten ($gfSIv$), die sich disharmonisch im Bereich der zwischengelagerten Bändertone durch eine intensive Abscherungs- und Faltungsdeformation, z. T. mit Bildung von Harnischspiegeln und phakoidartigen Scherkörpern, auszeichnet. Generelle Streichrichtung der flachen Einengungsstrukturen ca. $110-130^\circ$, d. h. senkrecht zur glazigenen Schubrichtung nach Südwesten gerichtet und mit plastischer Fließfaltung verbunden. Ausschnitt aus Abb 7, untersetzt in Abb. 9 und Abb. 10 (s. dort). Aufschluß Nord 3b südlich vom ehem. Krankenhaus. Aufnahme: JUBITZ (1992)

1 – dolomitische Kalke, Dolomitmergelstein, zum Hangenden verwittert (Zersatz); 2 – Geschiebemergel, schwarzgrau, stark bindig; 3 – Abscherungen, Überschiebungen, mit glazigenen Deformationsstrukturen; 4 – Hauptschubrichtung (nach Südwesten)

die vertikal durch horizontale Abscherungsbahnen begrenzt werden (Abb. 11). In diesem Bereich sind der Geschiebemergel grob brekziiert und einzelne Schichtpakete zwischen den Überschiebungsbahnen steilgestellt. Diese nur im Einzelfall nachgewiesenen Deformationstypen setzen sich hier vertikal nicht nach der Tiefe fort, sondern werden dort von einer diapirartigen, im Schichtgefüge flachliegenden Sandfalte inmitten von Geschiebemergeln begleitet: Ausdruck für einen disharmonischen Stockwerkbau, d. h. uneinheitliches, materialabhängiges Verhalten bei einer übergeordneten Beanspruchung (vgl. JUBITZ 1960).

Extreme Materialunterschiede und damit geomechanische Beweglichkeiten können darüber hinaus bei Tangential-

beanspruchung lokal zu diskonform injektivem Eindringen des Liegendverbandes in das Hangende führen (vgl. CEPEK 1993, S. 122).

Diesbezügliche geomechanische Sonderbedingungen bestehen auch für den Grenzbereich von pleistozänem Loker- und Festgebirge (vgl. Pkt. 4.4.2.).

Geomechanisch sind die Pressungsstrukturen in Form von Falten- und Muldenstrukturen in der Regel an feingebänderte Wechsellagerungen von Sanden und Schluffen gebunden, deren Schichtungsflächen derartige Biegedeformation begünstigen. Kongruente Falten mit fließmechanischer Verlagerung der Massen aus den Faltschenkeln in die Faltscheitel und Muldenböden sind nur im Einzelfall nachweisbar (vgl. Pkt. 4.4.2.; Abb. 12).



Abb. 9

Flach einfallende schieferungsähnliche Scherflächenschar in brekziierten glazilimnischen Bändertonen im unmittelbaren Liegenden des Saale-Geschiebemergels, die sich als lystrische Flächenschar oberhalb einer subhorizontalen Überschiebungs- und Abscherungsfläche (gegen Vorschüttungssande im Liegenden) entwickelt. Alle Strukturen sind südwestvergent. Ausschnitt aus Abb. 5. Alvenslebenbruch, Nordböschung (Abraum), südwestlich ehem. Krankenhaus. Foto: JUBITZ (1993)

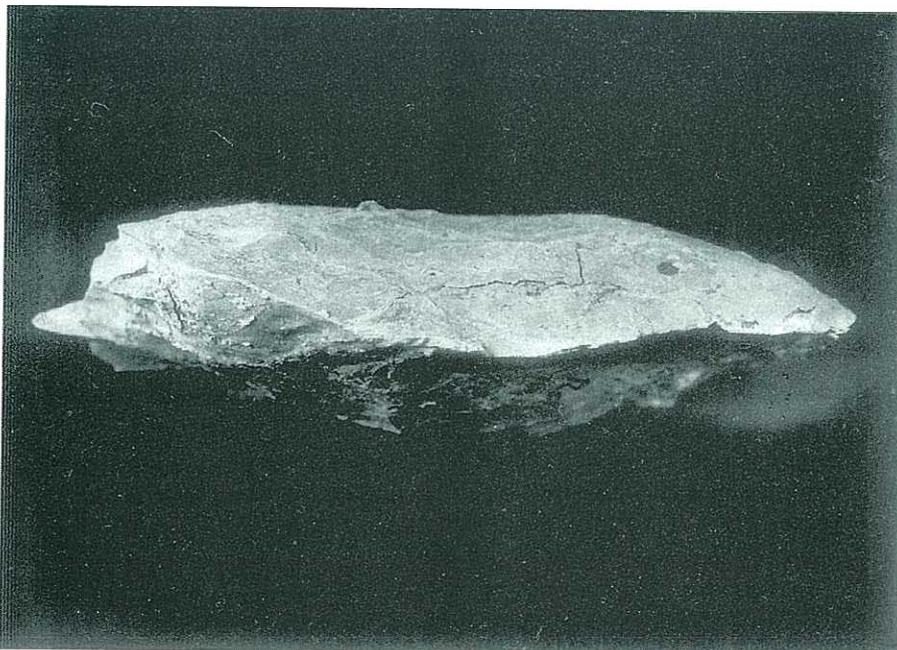


Abb. 10

Durch Scherflächen mit Harnischspiegeln begrenzter Scherkörper aus glazilimnischen Bändertonen und -schluffen, entnommen aus einer glazigenen Abscherungszone direkt unterhalb des Saale-Geschiebemergelkomplexes. Alvenslebenbruch-Nordböschung (Abraum), Aufschluß Nord 5, südöstlich ehem. Krankenhaus. Foto: I. SCHMIDT (1995)

4.3.3. Ausweitungsstrukturen

Ausweitungsstrukturen in Form von Klüften und Spalten im pleistozänen Lockergebirge der Struktur Rüdersdorf treten, obwohl bei junger postumer Nachaufwölbung der Struktur infolge halokinetischer Fließmechanik durchaus zu erwarten, ausgesprochen selten auf.

Das betrifft besonders Rupturen, die sich als lokale Dehnungselemente vom Festgebirge bis in das Pleistozän zum Hangenden durchpausen: so z. B. eine lokale streichende Abschiebung im höheren Mittelröt (Oberer Buntsandstein) des Strukturtops von Rüdersdorf, die einen Geschiebemergelhorizont mit Harnischrillen und -spiegeln um mehrere Dezimeter antithetisch versetzt (JUBITZ u. a. 1960). Als postum sind ferner Anschleppungen bis 40° Einfallen in pleistozänen Sanden oberhalb eines Y-Grabensystems im Rüdersdorfer Wellenkalk der Kreuzbrückenspalte des südlichen Alvenslebenbruches zu bewerten (JUBITZ 1992, unveröff.).

Als glazigene Elemente müssen allerdings schwarmartig auftretende und zum Teil mit Pleistozän gefüllte steilstehende Spalten, die im Verbund mit steilen Klüften im Saale-Geschiebemergel an der Südost-Böschung des Alvenslebenbruches auftreten, angesehen werden, wobei Weitungsbeträge der einzelnen Spalten bis 10 cm erreicht werden können (Abb. 13). Geomechanisch entsprechen sie hier vermutlich Querbrüchen zum generellen glazigenen Faltenwurf des Pleistozäns (vgl. Pkt. 4.5.2.).

4.4. Geomechanische Wechselwirkungen zwischen Locker- und Festgestein

4.4.1. Allgemein

Entsprechende Aufschlüsse, die einen flächigen Einblick in diesen Kontaktbereich erlauben, standen erst beim Abräumen von Mittleren und Oberen Muschelkalk oberhalb der Kalklagerstätte im Nordteil des Alvenslebenbruches seit 1993 zur Verfügung, d. h. ca. 30 Jahre nach den Stoßaufnahmen, jedoch im direkt angrenzenden Gebiet. Sie betreffen lithostratigraphisch den Elster- und tieferen Saale-Komplex.

Generell zeigt sich, daß in vertikaler Richtung praktisch kein strukturelles Eingreifen der Glazidynamik in den Hangenteil des Muschelkalkes erfolgt. Beweis hierfür ist im gesamten Testgebiet das unveränderte Verhalten der Strukturelemente des Muschelkalkes, sowohl im Einfallen als auch im Streichen eines hier zwischen 70–90° verlaufenden flachen Kleinfaltenwurfes der Nordflanke, der diskonform vom durchschnittlich 110–130° streichenden Falten- und lokalen Abscherungsbau des auflagernden Pleistozäns überdeckt wird (vgl. Abb. 21; JUBITZ & STREICHAN 1993).

4.4.2. Basiskontakt des Pleistozän mit dem Festgebirge (Muschelkalk)

Der lokale Kontaktbereich ist ausgesprochen gesteinsabhängig vom Unterbau sowie vom glazidynamischen Deformationsbereich (Streißfeld) des pleistozänen Auflagers, d. h. vom Gletscherboden. Vertikal erfaßt der Be-

reich im Norden des Alvenslebenbruches eine Mächtigkeit von wenigen Zentimetern bis maximal 1–2 Metern. Kleinere morphologische Absätze und Stufen im Paläorelief des Festgebirges werden unterhalb des übergreifenden Geschiebemergels durch Grobklastika (Verschüttungskiese und Grobsande) ausgeglichen; der Saale-Geschiebemergel legt sich dabei ungestört und flach wellenförmig auf das Paläorelief, dessen Höhenunterschiede nur ca. 10–15 m, auf ca. 200 m Profillänge, betragen (s. Abb. 21). Schlepungsstrukturen (einschließlich Fahnenbildung in Schubrichtung) im Festgebirge fehlen, lediglich im unmittelbaren Vorfeld von markanten Härtlingen des Paläoreliefs kommt es zu kleinen flachwelligen Schichtverbiegungen und z. T. flachen, südwest-vergerten Aufschiebungen geringer Schubweite.

Ausnahmen hierzu machen die Kontaktbereiche des Elster II-Geschiebemergels zum Anstehenden, wo es zu einer intensiven Verknetung von pleistozänen Sanden und Kiesen mit der Verwitterungszone im Ausstrich des Muschelkalkes kommen kann.

Infolge von Plättungseffekten in dieser maximal 0,5–1,0 m mächtigen Zone zeichnet sich dieser „Abschmierungs-bereich“ im Setztill unmittelbar unter dem ehemaligen Gletschereis (PIOTROWSKI 1992) durch eine intensive, kontaktparallele Gefügeregelung aus, wobei selbst große Geschiebe und Schuttplatten des Anstehenden flächig in die Bewegungsbahn ehemaligen Eisschubes eingeregelt werden (Abb. 14). Hier besteht geomechanisch die Tendenz zur kongruenten Faltung (vgl. Abb. 12).

Der direkte Kontakt zwischen Geschiebemergel und Kalkhärtlingen des Paläoreliefs bedingt in Rüdersdorf die in wissenschaftshistorischer Hinsicht so bekannt gewordenen Gletscherschrammen OTTO TORELLS (1875). Ursprünglich im Topbereich des inzwischen abgebauten Muschelkalkhärtlings des Alvenslebenbruches nachgewiesen (NOETLING 1879; WAHNSCHAFFE & ZIMMERMANN 1914), waren derartige Kratzungen durch den Eisvorschub seit den 50er Jahren nicht mehr auffindbar, wurden aber durch eigene Grabungen seit 1994 wiederentdeckt (Abb. 15), jetzt allerdings im Mittleren und Oberen Muschelkalk (JUBITZ 1995b) sowie unterhalb von lithostratigraphisch definierten Profilen des Pleistozäns im Hinblick auf eine „Eichung“ der verschiedenen Gletscherschrammensysteme (vgl. WAHNSCHAFFE 1883).

Unter Nutzung älterer Einzelmessungen (JUBITZ & HEIMLICH 1960, unveröff.) zeigt sich, daß im Nordteil des Alvenslebenbruches das „ältere“ Nord-Süd-System von Elster II-Geschiebemergeln und das „jüngere“ Ost-West-System von Saale I-Geschiebemergeln (mit struktureologisch bestimmter Stoßrichtung von Osten nach Westen) überdeckt werden.

Prinzipiell lassen sich die von CEPEK (1975, 1986, 1993) gegebenen lithostratigraphischen Zuordnungen der Gletscherschrammen bestätigen; der richtungsmäßige Umschwung vom „älteren“ zum „jüngeren“ System liegt allerdings nach den neuen Messungen bereits unterhalb von Saale I, d. h. etwas tiefer als bisher von CEPEK datiert.

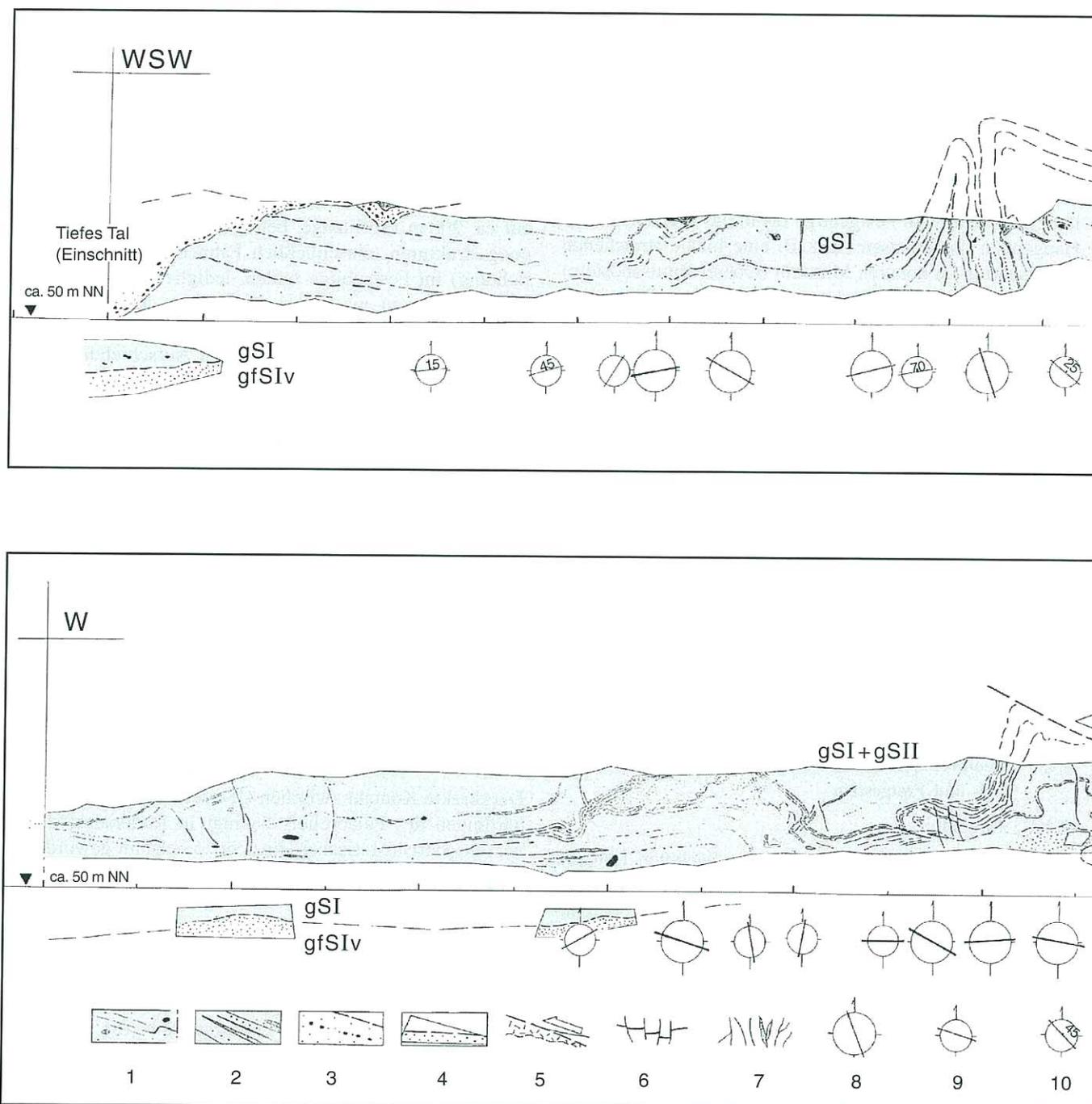


Abb. 11

Glazigener Deformationsstil im Unteren und Oberen Saale-Geschleibemergel (gSI; gSI + gSII, letztere hier nicht trennbar) längs der Nordflanke der Muschelkalkschichtstufe (Luv). Profilschnitt etwa spitzwinklig bis tangential zur Haupttrichtung der Faltenachsen verlaufend; der obere Schnitt setzt sich im unteren Schnitt (mit 2facher Vergrößerung) fort. Das dargestellte Schnittniveau liegt ca. 10–20 m oberhalb des Festgebirges (tieferer Mittlerer Muschelkalk; das Liegende bilden Saale I-Vorschüttungssande (gfSIv)). Typisch ist die generelle Zunahme der Deformationsintensität von SW nach NE: stehende Fließfalten gehen in südwestvergente Schuppenfalten und schließlich in Horizontalüberschiebungen (mit Brekzienbildung auf flachen Überschiebungsbahnen) über. Gefolgt wird auf eine glazigene Deformationsmechanik unmittelbar vor dem Gletschereisrand mit starker tangentialer Schubwirkung lokaler Reichweite in Richtung auf die Muschelkalkschichtstufe. Aufschluß Nord 4, südlich vom ehem. Krankenhaus. Aufnahme: JUBITZ (1960).

1 – Geschleibemergel/-lehm, mit einzelnen Kies-, Sand-, Schluff und Tonlagen; 2 – Geschleibemergel/-lehm mit Bänderstruktur, infolge Wechsellagerungen (Liegendteil), z. T. mit Fließstrukturen; 3 – Eluvialschutt, am Rande von rezenten Oberflächeneinschnitten; 4 – Einzelaufschluß unterhalb der Aufnahmetrasse; 5 – Überschiebungszone mit Deformationsbrekzienbildung und Hauptschubrichtung; 6 – Kleinabschiebungen (lokal); 7 – Klüfte/Spalten (Einzelmessungen); 8 – Streichen der Hauptsattelachsen, Klüftrosendarstellung in Richtung Norden (Pfeil) gesehen; 9 – Streichen von Nebensattelachsen; 10 – Streichen/Falten (Einzelmessungen)

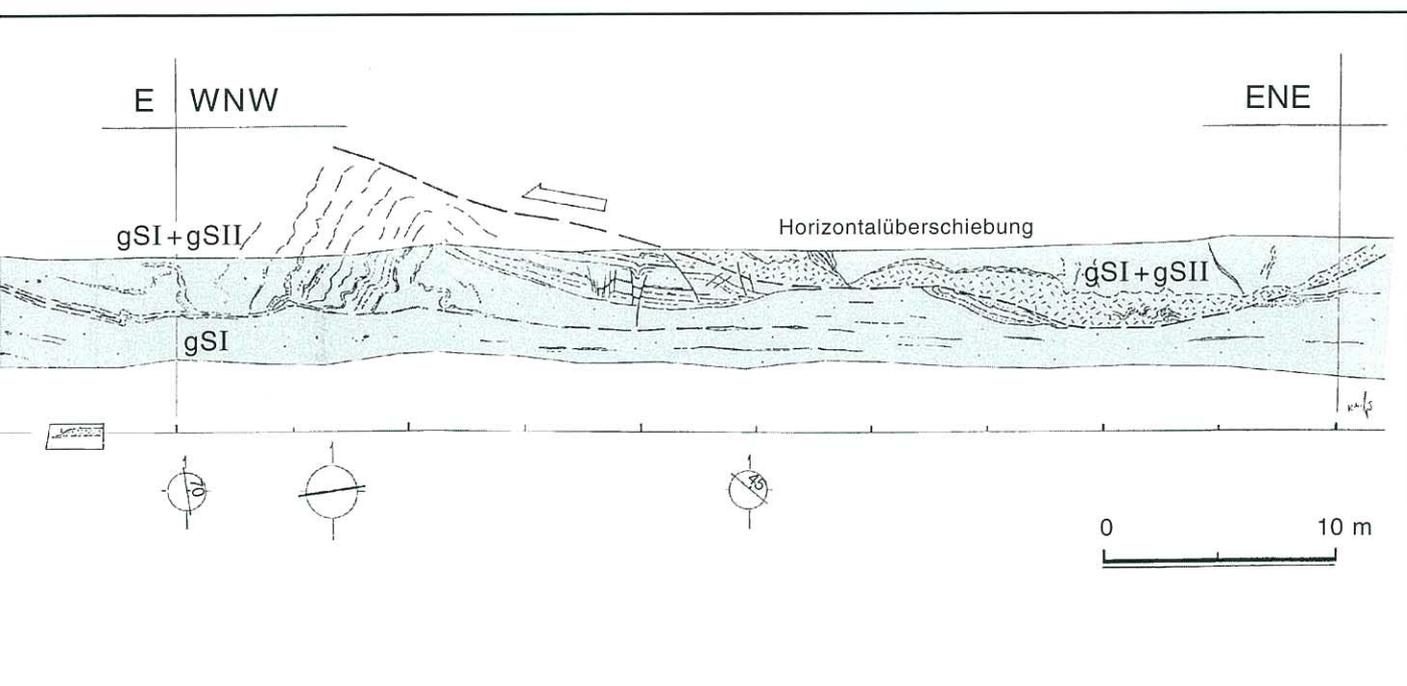
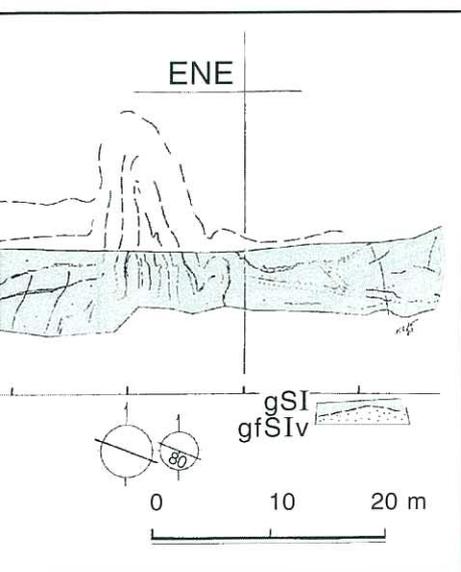


Abb. 12 (S. 16), Legende

1 – dolomitischer Kalk mit Drusen; dolomitischer Mergel, oben schluffig und subrodiert; 2 – steiniger Grobkies, stark eisen-schüssig; Sande, grob bis fein; 3 – Geschiebemergel (Elster-, bzw. Saale-Komplex); 4 – glazigene Störungsflächen; 5 – glazigene Hauptschubrichtung; 6 – glazigene Muldenachse; 7 – Streichen/Einfallen

Abb. 13 (S. 16), Legende

1 – Mergelkalk, texturiert, über Kalken; 2 – Geschiebemergel, Geschiebelehm; 3 – Sand, fein/grob, z. T. schluffig; 4 – natürliche Oberfläche (Krume), sandig-schluffig; 5 – Spalten (sandgefüllt), Klüfte; 6 – Dehnungskleinstörungen mit Versatz (Abschiebungen); 7 – Einengungskleinstörungen mit seitlichem Versatz (Überschiebung) einer Spalte; 8 – Streichen/Fallen von Spalten und Klüften (Auswahl)

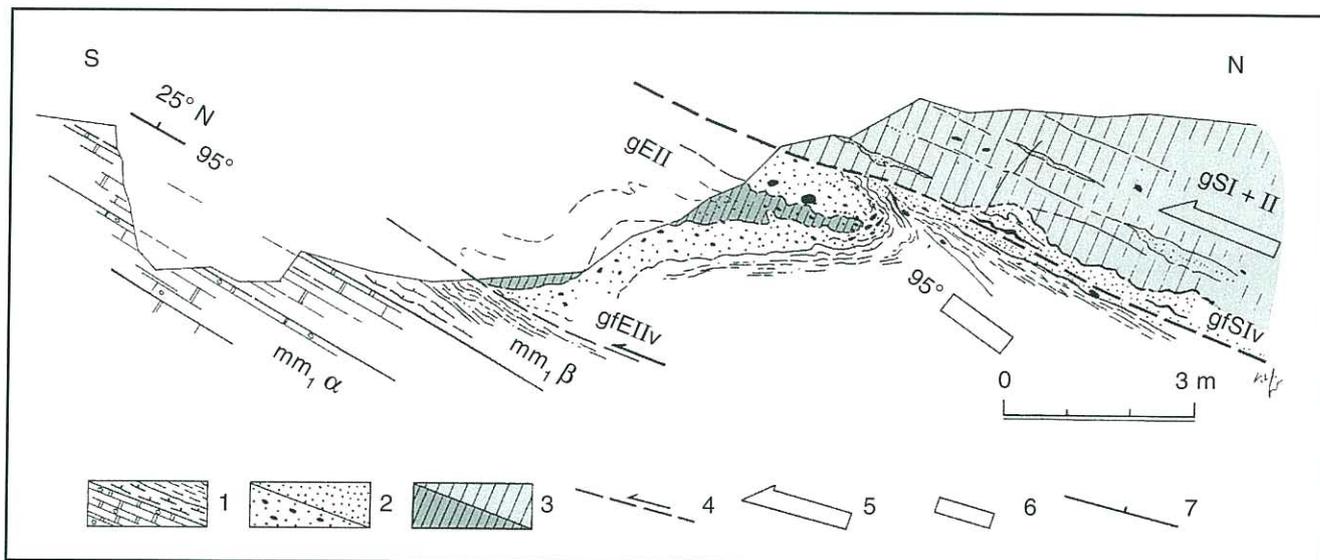


Abb. 12

Flache südvergente Überschiebung von Saale-Geschiebemergel (gSI + II, einschließlich Vorschüttungssanden gfSIv) über zerscherter Mulde aus Elster-Geschiebemergel (gEII) und Vorschüttungskieseln (gfEIIv), insgesamt zonar abgesehen gegen den Mittleren Muschelkalk (mm₁ β – Untere Wechselfolge sowie Unteres Karbonat/Orbicularisschichten). Beispiel für eine disharmonische Abscherungszone zwischen Lockergebirge und kompetentem Festgebirge. Aufschluß Nord 2, nahe ehem. Lehrschräm. Aufnahme: JUBITZ (1960)
 Legende s. S. 15

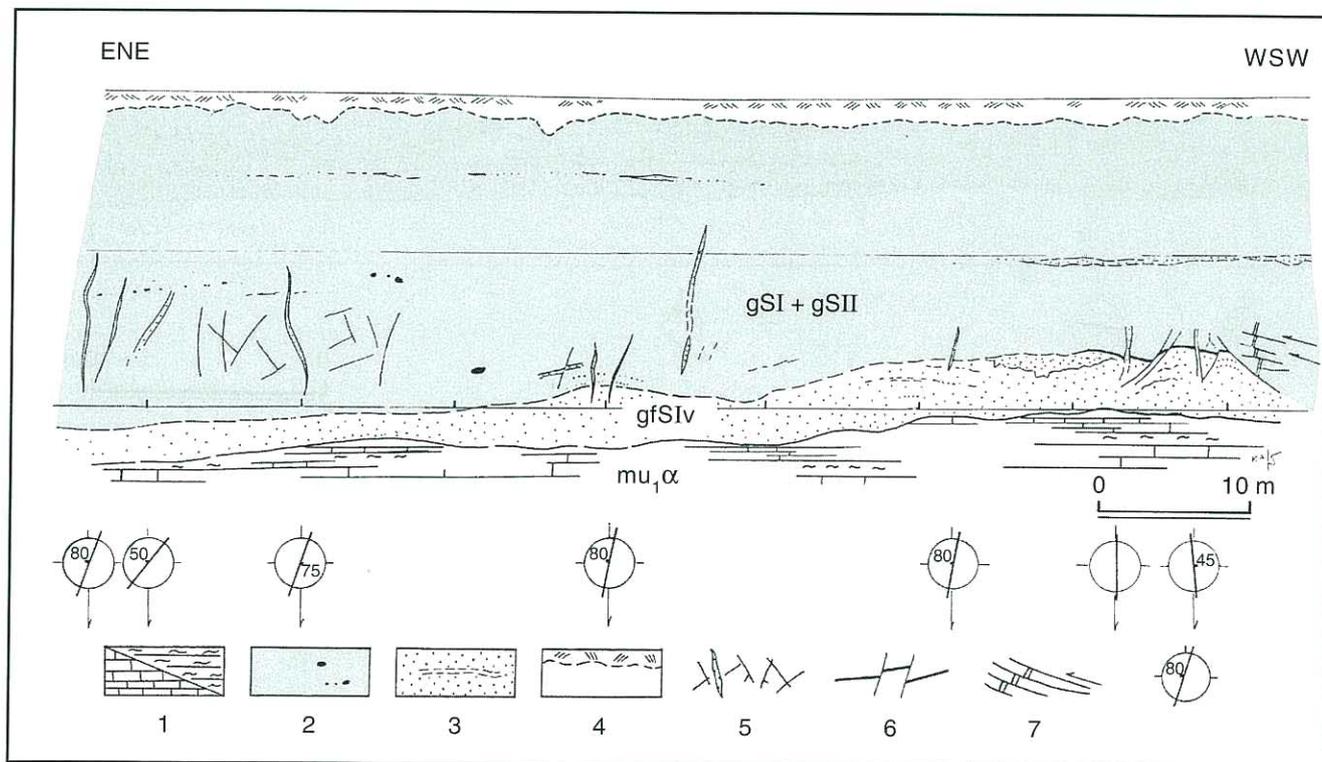


Abb. 13

Steilstehende sandgefüllte Spalten (Dehnungsstrukturen) mit generellem NE-SW-Verlauf im Saale-Geschiebemergel (gSI + SII), über geringmächtigen Saale-Vorschüttungssanden (gfSIv) und dem Festgebirge des Muschelkalkes (mu₁ α) gelegen. Die im rechten Bildteil von West nach Ost überpreßten Schollenstrukturen (schizomorphe Elemente) stellen in den glazigenen Strukturen des Lockergebirges von Rüdersdorf einen ausgesprochenen Sonderfall dar. Anmerkung: Der Profilhangenteil ist lithostratigraphisch nicht eingestuft (vgl. CEPEK 1993). Aufschluß Süd 1, an der Südböschung des Alvenslebenbruches, dicht östlich der ehem. Kalkstraße. Aufnahme: JUBITZ (1962)
 Legende s. S. 15



Abb. 14

Glazigener Deformationsbereich zwischen stark verwittertem Festgebirge (Dolomitmergelstein des Mittleren Muschelkalkes, Obere Wechselfolge, unten rechts) und auflagerndem Geschiebemergel (Elster II, oben rechts), gekennzeichnet durch flache subparallele Abscherungsbahnen mit zum Hangenden zunehmender Gefügeregelung: Deformationstill mit abgerissenen Schollen des Anstehenden (oben links) und glazigen überarbeitetem Vorschüttmaterial (Mitte). Glazigene Schubrichtung: generell nach Süden (charakteristisch für Elster II). Alvenslebenbruch-Nord (Abraum), Aufschluß Nord 5, Südseite, südwestlich ehem. Krankenhaus. Foto: JUBITZ 1995 (31.07.95)

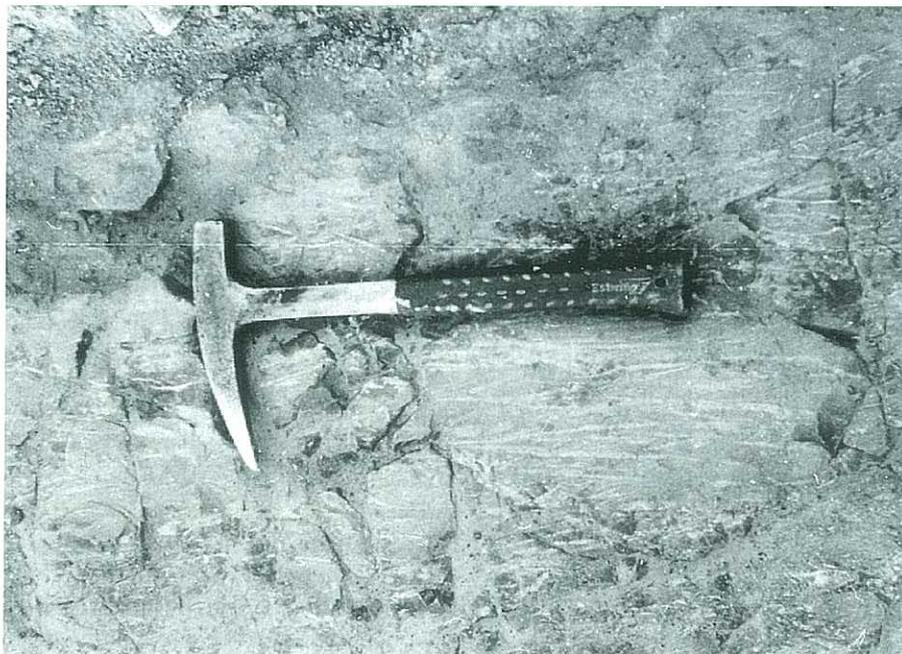


Abb. 15

Gletscherschrammen (Kritzungen) auf Schichtflächen stark verhärteter Dolomikrite des Mittleren Muschelkalkes (Mittleres Karbonat, Oberbank). Freigelegt direkt unterhalb von Saale I + II-Geschiebemergel und genetisch zum „Jüngeren System“ der Rüdersdorfer Gletscherschrammen in E-W-Richtung gehörig. Eistransport (Schubrichtung nach Stoßkanten und Rundhöckerbildung): von Osten nach Westen. Alvenslebenbruch-Nord (Abraum), Aufschluß Nord 1/Südteil (Grabung JUBITZ 1994), Ausschnitt aus Abb. 16, s. u.. Foto: JUBITZ (1994)



Abb. 16

Flächenhaft von Gletscherschrammen umgebene Gletschertöpfe im Hangenden des Mittleren Karbonats des Mittleren Muschelkalkes, oberflächlich verbunden durch karrenförmige Erosionskolke und -flächen, die auch die Gletscherschrammen durchsetzen (oben links). Gletscherschrammen in Richtung 95° E. Aufschlußdaten wie Abb. 15. Foto: JUBITZ (1994)



Außerdem bestehen bezüglich der Genauigkeit der von CEPEK daraus in Kombination mit Geschiebelängsachsenregelung abgeleiteten einzelnen Eisvorstoßrichtungen methodische Bedenken. (Eine spezielle Behandlung dieser Frage ist durch den Autor in Bearbeitung).

Gekoppelt an erosiv-mechanische Vorgänge unterhalb der ehemaligen Eisbedeckung ist in Rüdersdorf das seit DAMES und NOETLING (1879) bekannte Auftreten von Gletschertöpfen (Riesenkesseln), die – wie die neuen Untersuchungen zeigen – in direktem Kontakt mit den Gletscherschrammen des jüngeren Ost-West-Systems sowie geologischen Orgeln im Niveau eines vorausgegan-

Abb. 17

Geologische Orgel in flach einfallenden Dolomiten und Dolomitmergelsteinen des Mittleren Muschelkalkes (Obere Wechselfolge), diskonform überdeckt von Saale I + II-Geschiebemergel sowie gefüllt mit nordische Geschiebe führenden Vorschüttungssanden. Charakteristisch ist die Auskleidung der Wandungen mit zähem Lehm als Ausdruck einer ehem. fossilen Verwitterungsfläche, die zeitlich dem Elster/Saale-Interglazial entspricht. Aufschlußhöhe: ca. 4 m. Aufschluß Nord 1/mittlerer Teil (vgl. Abb. 21). Alvenslebenbruch-Nord (Abraum), südwestlich ehem. Krankenhaus. Foto: JUBITZ (1993)

nen Verwitterungsprozesses prä-saaleiszeitlichen Alters stehen (Abb. 16, Abb. 17). Die dem glazidynamischen Geschehen nur mittelbar zuordenbaren Verwitterungs- und Erosionsvorgänge stellen erkenntnisseitig eine wichtige paläomorphologische Zeitmarke im Rüdersdorfer Pleistozän dar (vgl. Pkt. 4.5.4.).

4.5. Richtung und Zeitlichkeit der Glazidynamik

4.5.1. Allgemein

Die Auswertung glazidynamischer Deformationsvorgänge geht hier generell von der direkten Beziehung einer senkrecht zur Schubrichtung des ehemaligen Gletschereises

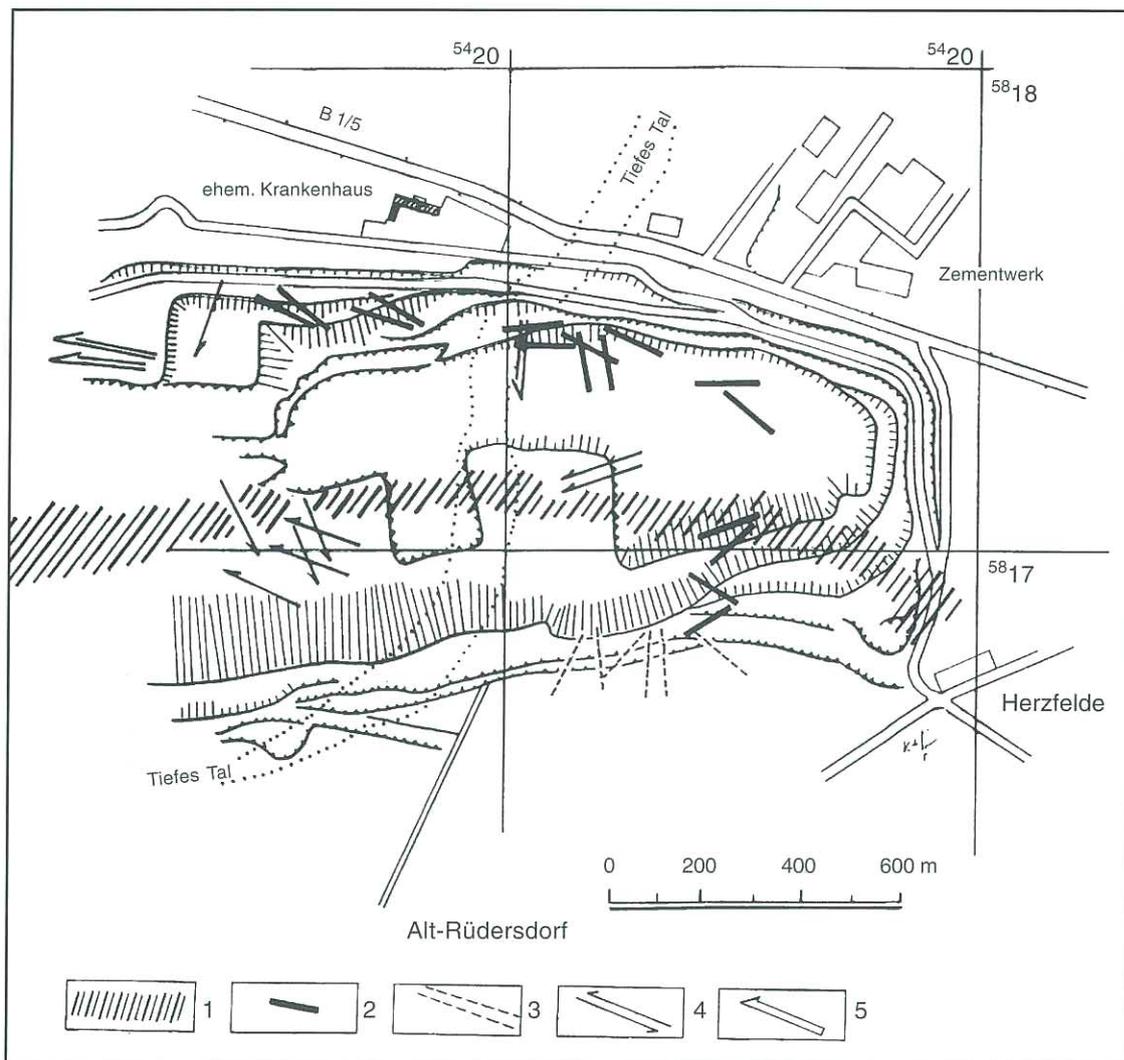


Abb. 18

Schematisierte Übersicht zur räumlichen Beziehung zwischen glazigenen Deformationsstrukturen (Fließ- und Stauchfalten; Klüfte/Spalten) sowie Gletscherschrammen (Kritzungen) in Abhängigkeit vom subglazialen Relief der Muschelkalkschichtstufe an der Nordostflanke der Struktur Rüdersdorf („Luv“ der Glazialzeiten), ohne genetische Unterscheidung zeitlicher Relationen. Lediglich die durch Grabungen im Nordwestteil des Kartenausschnittes wieder aufgefundenen Gletscherschrammen (JUBITZ 1995 b) erlauben nach lithostratigraphischen und struktureologischen Methoden eine definitive Zuordnung zum Saale I (+ II?)-Grundmoränenkomplex. Das Gesamtbild der glazigenen Einengungsdeformationen, einschließlich Überprägungen älterer Strukturen, wird durch die jüngsten Vereisungen (Saale-/Weichsel-) bestimmt: Quasiparallelität zum Subrelief und umlaufendes Streichen um die nach ESE abtauchende Schichtstufe des Muschelkalkes. Topographie wie Abb. 4. Feldaufnahmen: JUBITZ (1960–1995); für Gletscherschcliffe auf der Südböschung des Alvenslebenbruches ergänzt nach WAHNSCHAFFE & ZIMMERMANN (1914)

1 – Subglazialrelief - rekonstruierter Verlauf des morphologischen Apikalbereiches der Schichtstufe: Grenzbereich Rüdersdorfer Schaumkalk/Wellenkalk; 2 – Faltenachsen glazigener Strukturen unterschiedlicher Größenordnung; 3 – Klüfte/Spalten unterschiedlicher Größenordnung (im Saale-Geschiebemergel); 4 – Gletscherschrammen (Kritzungen), nach Literatur; 5 – Gletscherschrammen, direkt unterhalb lithostratigraphisch definierter Geschiebemergelpakete („zeitgleich“ oder „älter als“)

gerichteten Orientierung der Faltenachsen (b-Achsen) aus, und zwar als ergänzende oder selbständige Untersuchungsmethodik zur Geschiebelängsachsenregelung infolge Plättungsdeformation (RICHTER 1932). Unterirdische Stauwirkungen im Bereich des Subreliefs (Festgebirge) und nachträgliche Überprägungen der pleistozänen Deformationsformen komplizieren allerdings diese Grundvorstellung – beide Phänomene treffen für den NE-Teil der Struktur Rüdersdorf zu.

4.5.2. Richtung der glazidynamischen Faltungsstrukturen

Die längs der glazialen Luv-Seite der Muschelkalk-Schichtstufe der Struktur-Nordflanke gemessenen Faltenachsen (vgl. Abb. 18) repräsentieren entsprechend den gegebenen Aufschlüssen ausschließlich die Deformationen im Niveau des Saale-Komplexes (einschließlich des sehr geringmächtigen Weichsel-Komplexes).

Vorherrschend ist ein genereller WNW-ESE-Verlauf der Faltenachsen, und zwar mit der Tendenz eines leichten richtungsmäßigen Eindrehens in einen NW-SE-Verlauf im Südosten der Kalklagerstätte. Die Vergenz ist einheitlich nach SW gerichtet; die Dehnungsstrukturen im Südosten der Struktur stehen als „Querbrüche“ etwa senkrecht zu den Faltenachsen (vermutlich a/c-Ebenen). Eindeutig belegbare lokale Abweichungen treten nur an der Südflanke des Muschelkalkrückens auf, wo eine Faltenüberschiebung des Saale-Geschiebemergels in Meterdimensionen gegenläufig WNW-ESE gerichtet ist, d. h. nahezu orthogonal zum Hauptstreichen der glazidynamischen Faltungsstrukturen. Örtliche SE-vergente Horizontalversätze der erwähnten Spaltensysteme in die gleiche Richtung (vgl. Abb. 13) sprechen struktureologisch für ein jüngerer Alter dieser Einzelform und damit ein späteres Anlaufen der Struktur durch die Gletscher von NW.

Bedeutungsvoll für den Richtungsverlauf der glazidynamischen Faltungsstrukturen ist aber eine enge Richtungskonformität zum präglazialen Subrelief des anstehenden Muschelkalkes der im Ostteil der Struktur – als maximal herausragende Schichtrippe im Grenzbereich Wellenkalk/Schaumkalk – flachbogenförmig von einem W-E-Streichen in ein WNW-ESE-Streichen umläuft. Hier besteht also eine direkte Beziehung zur tektonischen Struktur und damit zur Morphologie des Muschelkalkausstriches, offensichtlich im Sinne einer vorgelagerten Stauwirkung und damit auch Gesamtüberprägung der Pleistozänabfolgen.

Ausnahmen hiervon machen tiefe Teile der Abfolge, die in paläomorphologische „Nischen“ der Nordflanke lückenhaft enthalten sind, und in denen noch das ursprüngliche Streichgefüge des „älteren Schubsystems“ erhalten blieb.

4.5.3. Stockwerkbeziehungen zwischen Elster- und Saale-Komplex

Von CEPEK (1993) erstmalig im Nordteil des Auflagers der Muschelkalklagerstätte beschrieben, besteht – nachgewiesen durch eine intrapleistozäne Paläobodenbildung im Hangenden des Elster II-Komplexes – eine Verwitterungs-

zone, die vom Saale-Komplex (Verschüttungssande und glazilimnische Bildungen unterhalb von Geschiebemergel) überdeckt wird. Lithostratigraphisch entspricht die mittelbar angezeigte primäre/sekundäre Schichtlücke dem Holstein-Interglazial, speziell den Paludinenschichten, wie sie im Umfeld der Struktur Rüdersdorf flächig auftreten.

Struktureologische Untersuchungen in diesem, erst Februar 1995 nach Osten erweiterten Aufschluß zeigen, daß der Elster II-Komplex mit deformierten Geschiebelehmen und steinigen Kiessanden steil, z. T. senkrecht, nach Norden einfällt und flachwinkeldiskordant von geringmächtigen glazilimnischen Schluffen (mit subaquatischen

Abb. 19

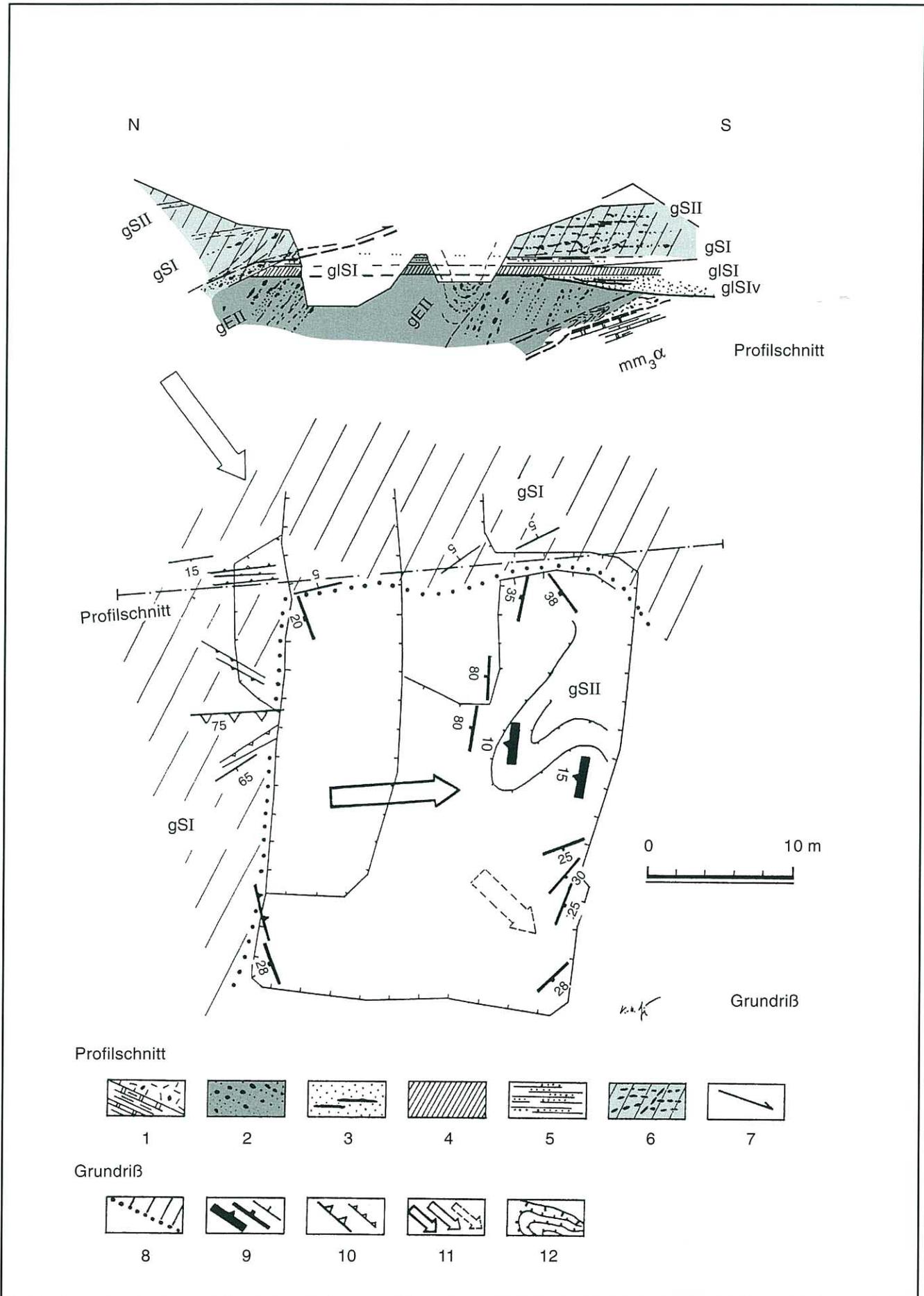
Diskonformes Strukturverhalten zwischen Elster II-Komplex und Saale-Komplex.

Profilschnitt (oben): Winkeldiskordanz zwischen steil einfallendem Elster II-Komplex (gEII einschließlich g'EII als Aufarbeitungsschotter) im Liegenden sowie flachgelagertem Saale-Komplex (gSI und II einschließlich Vorschüttungsbildungen gSIv, gISI) im Hangenden. Der Grenzbereich beider entspricht einer Erosionsfläche mit intensiven Paläoverwitterungsprozessen (vgl. Paläobodenbildung, CEPEK 1993).

Grundriß (unten): Der grubenartige Aufschluß vermittelt in struktureller Hinsicht einen „fensterartigen“ Einblick in zwei lokale Teilstockwerke des Pleistozäns: Der Elster-Komplex (gSI) streicht, etwas disharmonisch abgescert vom Festgebirge des Mittleren Muschelkalkes (vgl. Profilschnitt; mm₃ α – Obere Wechselfolge), generell W–E. Der auflagernde Saale-Komplex (gSI und II einschließlich den Vorschüttungsbildungen) hingegen, verläuft NW–SE; kompliziert durch lokale SW-vergente (und antivergente) Kleinaufschiebungen und im SW-Teil der Grube (unten rechts) örtlich eine Überformung des Elster II-Komplexes bedingend (gestrichelter Pfeil).

Durch diesen Aufschluß sind die lokalen Vertikalbewegungen der Salzstruktur Rüdersdorf von „postelsterglazial“ (CEPEK 1975) zeitlich jetzt auf „post-Elster II/prä-Saale I“ präzisierbar. Aufschluß Nord 5, südöstlich ehem. Krankenhaus. Aufnahme: JUBITZ (1995)

Profilschnitt: 1 – Dolomitmergelstein, oben zersetzt (mit eingescherten nordischen Geschieben); 2 – Geschiebemergel, sandig-kiesig, stark verwittert (Gesteinssignaturen entsprechen dem Einfallen); 3 – Sand, fein-/mittelkörnig, hellgrau, vereinzelt Schlufflagen; 4 – Sandmergel mit subaquatischen Gleitungen und Dropestones (Flowtill); 5 – Bändersande und -schluffe (mit Channelstrukturen und Gleitungen); 6 – Geschiebemergel, unverwittert, schwarzgrau (Gesteinssignaturen entsprechen dem Einfallen/der Deformation); 7 – glazigene Schubrichtung (lokal) Grundriß: 8 – Verbreitung und Unterkante (Punkte) des auflagernden Geschiebemergels (Saale-Komplex); 9 – Streichen/Fallen, von links nach rechts im: Mittleren Muschelkalk, Elster-Komplex, Saale-Komplex; 10 – glazigene Auf- und Überschiebung, von links nach rechts im: Elster-Komplex, Saale-Komplex; 11 – glazigene Hauptschubrichtung, von links nach rechts im: Elster-Komplex, Saale-Komplex; Überprägung nachträglich; 12 – Grubenumrandung (mit flacher Hochlage auf Grubensohle), Hohlspitze – glazigene Hauptschubrichtung



Rutschungen und dropstones, vermutlich vom Typ eines Abtropftills) überlagert wird, die das unmittelbare Liegende des Saale-Komplexes bilden (Abb. 19 und 20).

Beide Stockwerksbereiche werden durch eine deutliche, durchschnittlich 30–40° betragende Winkeldiskordanz getrennt, die zugleich zwei im Streichen unterschiedlich gerichtete Deformationsstockwerke des Pleistozäns voneinander trennt:

- NW-SE streichende Elemente im Hangenden (Saale-Komplex),
- ENE-WSW streichende Elemente im Liegenden (Elster-Komplex).

Diese Richtungsdiskordanz wurde bisher nur an dieser Stelle in Rüdersdorf gemessen, bedingt durch die Erhaltung des Elster II-Komplexes in einer paläomorphologisch vertieften Lage einer N-S gerichteten Erosionsrinne („Nische“). Ältere Messungen in diesem Gebiet des sogenannten Tiefen Tals belegen generell N-S gerichtete Gletscherschrammen unterhalb des Elster-Geschiebemergels, z. Z. noch die einzige exakte lithostratigraphische „Eichung“ des „älteren Systems“ in Rüdersdorf (JUBITZ & HEIMLICH 1960, unveröff.).

Insgesamt wird damit eine schwache intrapleistozäne Heraushebung der Struktur Rüdersdorf mit strukturgeologischen Methoden belegt, wie sie bereits von CEPEK (1975) als „post-elstereiszeitlich“ anhand der Verbreitung des Elster-Geschiebemergels vorgefolgert worden war und jetzt als post-Elster II/prä-Saale I präzisiert werden kann.

Lithologisch resultiert aus diesem Ereignis die intensive glazifluviale in situ-Aufarbeitung des Elster-Geschiebemergels, die mit der Bildung von bis zu 10 m mächtigen steinig Grobkiesen lokal verbunden war.

4.5.4. Intrapleistozäner Verwitterungshorizont als paläomorphologische und -strukturelle Marke

Dieser Verwitterungshorizont, kenntlich als fossile Bodenbildung (CEPEK 1993) bzw. jetzt als Verlehmungs- und Karsterscheinungen mit geologischen Orgeln über entkalkten Karbonatgesteinen bzw. als buntgefärbte Tonmergel (mit Sporomorphen des limnischen Jungtertiärs)¹⁾ bankartig unter Bänderschluften an der Basis des Saale-Geschiebemergels auftretend, läßt sich heute als Diskontinuitätsfläche nur lückenhaft – dennoch aber flächig – im Norden des Alvenslebenbruches verfolgen (Abb. 21). Diese Fläche bildet aus derzeitiger Sicht eine wichtige paläomorphologische und damit in bezug auf postume Heraushebung der Struktur Rüdersdorf markante Zeitmarke, um den intrapleistozänen Ausstrich des Muschelkalkes innerhalb der Nordflanke der Struktur zu rekonstruieren und den präglazialen und intraglazialen Erosionsbetrag des Muschelkalkes – vermutlich nur wenige Dekameter (vgl. AHRENS & LOTSCH 1993) – abzuschätzen.

Korrelate Daten für einen lithologischen Fazies- und Mächtigkeitswechsel der Paludinenschichten in Annäherung an die Struktur Rüdersdorf fehlen in diesem weiteren Zusammenhang allerdings noch.



Abb. 20

Winkeldiskordantes Auflager glazilimnischer Sedimente (subaquatischer Till mit Dropstones, Bänderschluften und -sande mit Channelstrukturen) sowie von Saale I-Geschiebemergel (oben links) über gelbbraun verwitterten Kies- und Grobsandbänken des höheren Elster II-Geschiebemergels, letzterer infolge von Hebungsvorgängen eluvial aufgearbeitet sowie mit fossiler Bodenbildung (letztere nach CEPEK 1993). Aufschlußhöhe: ca. 4 m. Ausschnitt aus Abb. 19/oben, Alvenslebenbruch-Nord (Abraum), Aufschluß Nord 5, NE-Stoß, südöstlich ehem. Krankenhaus. Foto: JUBITZ (1995)

5. Verallgemeinerung

5.1. Regional

Die Intensität der glazidynamischen Deformationen im Bereich der Nordflanke der Struktur Rüdersdorf (Alvenslebenbruch) ist, verglichen mit anderen Gebieten Ostdeutschlands (Muskauer Faltenbogen, Pommersche Endmoräne/Gebiet Freienwalde; Jasmund/Rügen), ausgesprochen gering, insbesondere im Hinblick auf die vertikale Eindringtiefe.

Unikal für Brandenburg ist jedoch die Beobachtung der Wechselwirkung mit dem anstehenden Festgestein (Muschelkalk).

Die lithostratigraphische „Eichung“ von Gletscherschrammen (Abb. 22) mit direkt auflagernden Pleistozänprofilen bestätigt den generellen Nord-Süd-Schub des Gletschereises während der Elster II-Kaltzeit sowie die generelle E-W bis NE-SW gerichtete Eisbewegung während der Saale-Kaltzeit (einschließlich Weichsel-Kaltzeit), jedoch mit Saale I beginnend, d. h. zeitlich etwas früher als von CEPEK (1986) anhand von Geschiebelängsachsenregelung ermittelt. Letzterem glazigenen Bewegungsschub entsprechen auch die glazidynamischen Faltungsstrukturen, die den NE-Teil der Struktur Nordflanke in WNW-ESE-Richtung umziehen, wobei eine Richtungskonformität offensichtlich zum subglazialen Relief, der Muschelkalkschichtstufe, besteht (Barrierenwirkung).

Zwischen Elster II- und Saale I-Komplex bestehen eine markante Winkel- und im Sinne eines Stockwerkbaues (JUBITZ 1960) auch Richtungsdiskonformität (Strukturdiskordanz), die offensichtlich durch eine vertikale Nachbewegung der Salinarstruktur bedingt sind. Räumlich wird diese Diskontinuitätsfläche durch eine starke Erosion und Resedimentation sowie fossile Bodenbildung bzw. Verlehmungszone charakterisiert, der im Festgestein (Muschelkalk) infolge Entkalkung geologische Orgeln, sowie – in der nachfolgenden Saale-Kaltzeit gebildet – Gletschertöpfe aufsitzen. Lithostratigraphisch entspricht diese Diskontinuitätsfläche dem Holstein-Interglazial, dessen Ablagerungen (Paludinenschichten) bisher nur im Umfeld der Struktur nachgewiesen wurden.

Sie bildet aus lokaler Sicht eine wichtige paläomorphologische Zeitmarke für eine zukünftige Rekonstruktion der intrapleistozänen Vorgänge im Strukturtop.

Insgesamt dürfte die Paläomorphologie der Muschelkalkschichtrippe auf der Nordflanke der Struktur Rüdersdorf kein besonderes Hindernis für die nordische Inlandeisbedeckung gewesen sein, auch nicht nach Reaktivierung der vermutlich halokinetisch bedingten Nachbewegung im Grenzbereich von Elster II- und Saale-Kaltzeit. Der sekundäre oder primäre Ausfall der Paludinenschichten (Holstein-Warmzeit) wird hierdurch bedingt.

5.2. Methodisch

In methodischer Hinsicht bedeuten die langfristigen Untersuchungen zur Charakterisierung glazidynamischer Vorgänge und deren Wechselwirkung mit dem anstehenden Festgestein insofern einen Erkenntnisfortschritt, als bei direkter Auflage lithostratigraphisch gesicherter Pleistozän-Profile auf dem Anstehenden die Richtungsbestimmungen des ehemaligen Eisschubes anhand von Gletscherschliffen nicht nur richtungsmäßig, sondern jetzt auch zeitlich einstuftbar werden. Die Ableitung von Richtungsbestimmungen ehemaliger Eisschübe aus gefügkundlichen oder strukturgeologischen Methoden setzt die Kenntnis der Richtung und vor allem der Intensität der Überprägung durch jüngere glazidynamische Vorgänge voraus. Entsprechend ist die Genauigkeit von Richtungsangaben nur aus derartigen Messungen im Lockergebirge meines Erachtens methodisch eingeschränkt, und sie sollte daher kritischer bewertet werden.

Zusätzliche Zeitmarken für die paläogeologische Analyse strukturbezogener Vorgänge bieten die Erosions- und Verwitterungshorizonte (Entkalkung/Verlehmung), da diese – flächig übergreifend – einen paläomorphologischen Zustand markieren. Abhängig von frischen Aufschlüssen des laufenden Abbaues der Lagerstätte, sind derartige Daten auch nur langfristig zu gewinnen. Geochemische Untersuchungen sollten das Auffinden dieser Diskontinuitäten erleichtern.

Offen bleibt eine Vielzahl von Fragen, die die Interpretation des mechanischen Bildungsniveaus der glazigenen Strukturen in bezug auf die Lage/Auflage des Gletscherkörpers betreffen, da die Bildung eines großen Teils der Faltenstrukturen auch in unmittelbarer Gletscherrandnähe vorstellbar ist.

5.3. Praktisch angewandt

Im Hinblick auf die abbautechnische Freilegung der Kalklagerstätte vom pleistozänen Abraum erweist sich das Lockergebirgsauflager – trotz glazidynamischer Deformation – als ein nahezu einheitlich grobschichtiger Körper, der nur im Bereich der präglazialen Hochlage der Muschelkalkschichtstufe durch die Stapelung von Geschiebemergeln und deren Verdichtung durch ehemalige Eisauflager (Saale-Kaltzeit) Komplikationen zeigt (vgl. Abb. 5).

In diesem Zusammenhang bedingt die prä-saalekalt+zeitliche Flächenerosion des Elster II-Geschiebemergels im Hochlagenbereich der Muschelkalkschichtstufe zugleich eine Resedimentation der Grobanteile (Geschiebe), und zwar als steinige Grobkieslager mit erhöhter Mächtigkeit an der Nordflanke der Schichtrippe, die auf Grund der absetzigen Verteilung der Kiese als Baumaterialien allerdings nur selektiv gewonnen werden können.

Graduelle Abweichungen im inneren Aufbau des Pleistozänkörpers infolge der glazigenen Deformation sind fernerhin im Nordosten der Lagerstätte zu erwarten, die – im Hinblick auf die stockwerkbezogene Grundwasserführung und deren Fließdynamik – richtungsmäßig Anomalien des Pleistozäns bedeuten, insbesondere im Begrenzungsbeereich der Kalklagerstätte nach Osten.

¹⁾ Frdl. pollenanalytische Bestimmungen durch Herrn Dr. K. ERD, Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow (17.08.1993, unveröff.)

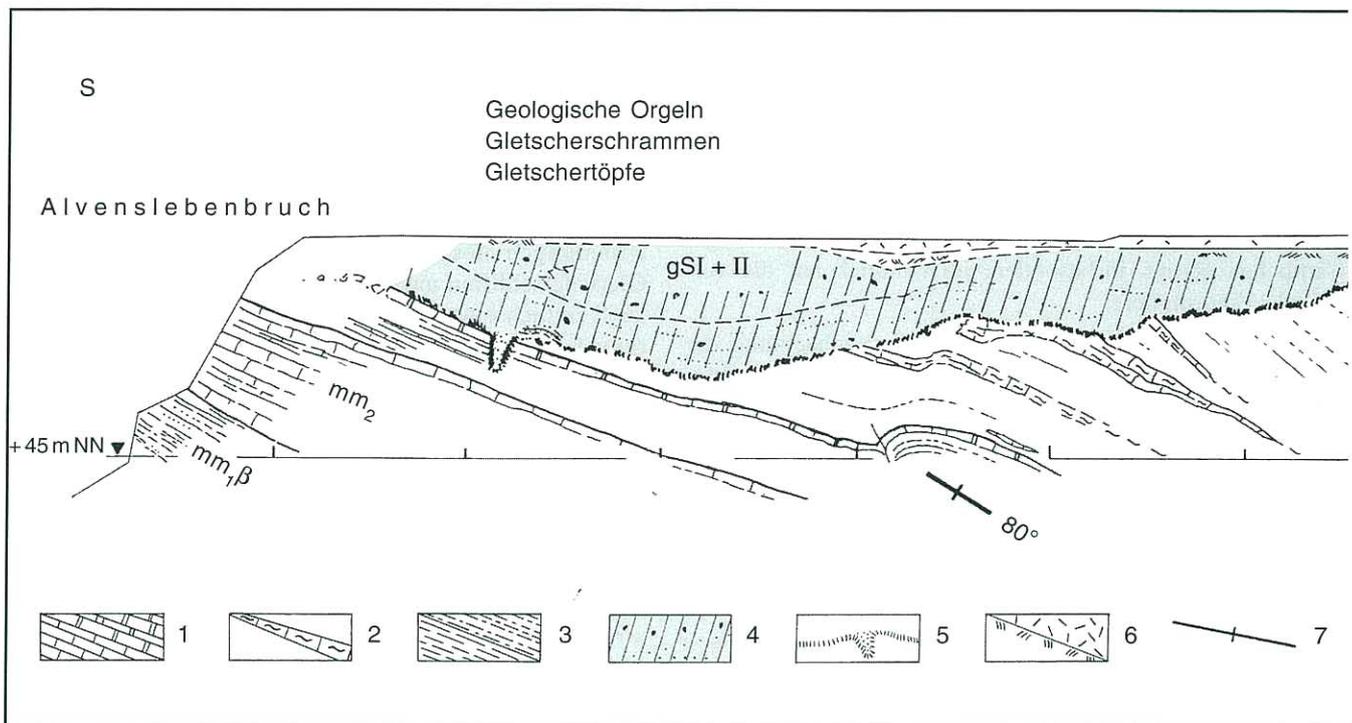


Abb. 21

Flächiges Auflager von Saale-Geschiebemergel (gSI + II) über einem lokal durch Härtingsstufen und Depressionen gekennzeichneten prä-Saale-Paläorelief des karbonatischen Mittleren Muschelkalkes (Untere Wechselfolge – $mm_1 \beta$, Mittleres Karbonat [„Felsmauer“] – mm_2 , Obere Wechselfolge mit Mikrobenlaminiten – $mm_3 \alpha$, Oberes Karbonat – $mm_3 \beta$). Die Auflagerungsfläche entspricht zugleich einem verlehmteten intrapleistozänen Paläoverwitterungshorizont, dem geologische Orgeln mit nordischem Material aufsitzen und in den – offensichtlich unter Nutzung verwitterter Karststrukturen einschließlich geologischer Orgeln im karbonatischen Festgebirge – durch die nachfolgenden Saale-Gletscher typische Gletschertöpfe (Riesenkessel) eingesenkt wurden. Aufschluß Nord 1, südwestlich ehem. Krankenhaus. Aufnahme: JUBITZ (1994/1995)

1 – Kalke, bankig-plattig; dolomitische Kalke, mikritisch; 2 – Mikrobenlaminiten, karbonatisch-bankig; 3 – dolomitischer Mergel, feinschichtig; Tonmergel, schluffig; 4 – Geschiebemergel/-lehm, im Südtail des Schnittes stark sandig; 5 – Paläoverwitterungszone (verlehmt), mit geologischen Orgeln (sand- und lehmgefüllt) mit nordischen Geschieben; 6 – Aufschüttung (ehem. Halde) über rezenter Bodenbildung; 7 – lokale Sattelachsen, z. T. mit südvergente Kleinstrukturen

6. Danksagung

Vorrangig gilt mein Dank denen, die mich bei der aufwendigen Profilaufmessung der 60er Jahre aktiv unterstützt haben, so seinerzeit den Herren Diplom-Geologen K. HEIMLICH (†), Dr. R. MEIER (mit einer Studentengruppe des Geologischen Instituts der Humboldt-Universität zu Berlin) sowie F. WENDLAND.

Ferner danke ich dem Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, der Gesellschaft für Umwelt- und Wirtschaftsgeologie mbH Berlin sowie dem Rüdersdorfer Zementwerk GmbH für die Nutzung technischer Einrichtungen und Leistungen.

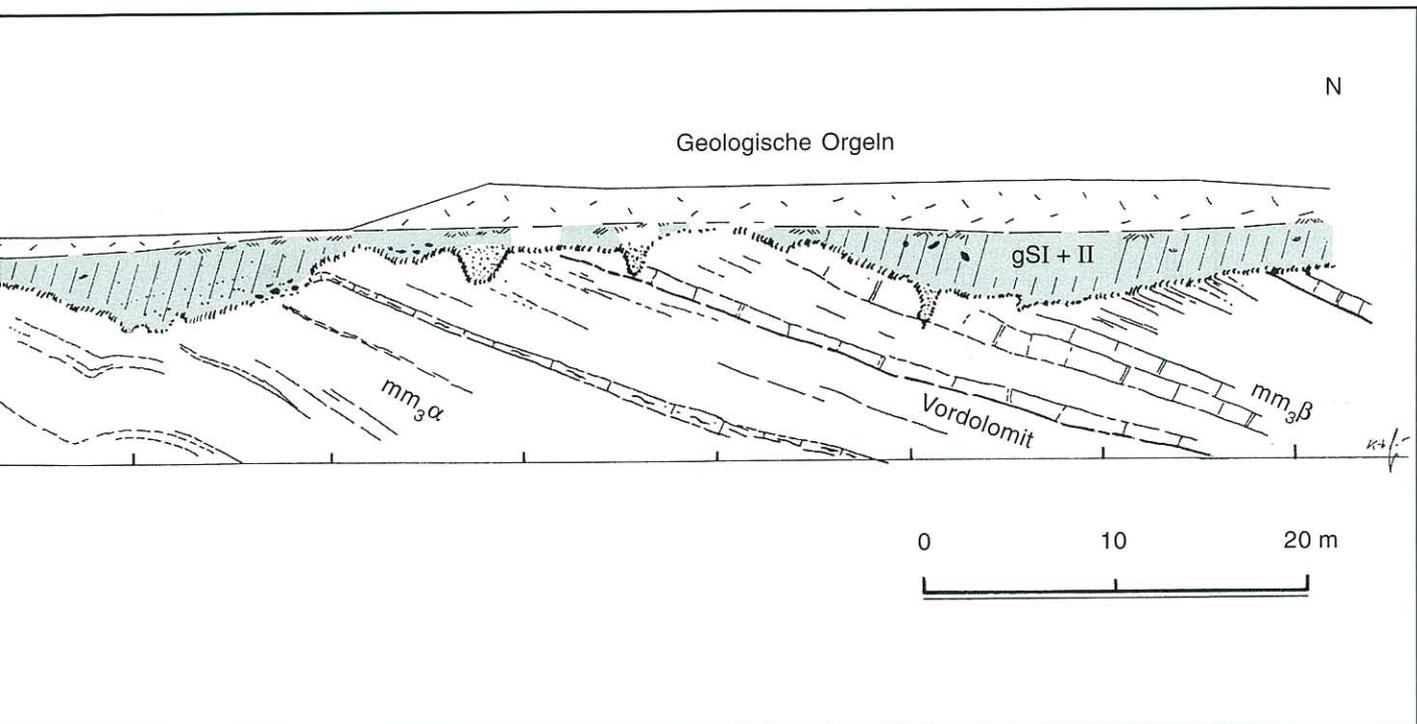
Jederzeit fördernde Fachdiskussionen bezüglich der Rüdersdorfer Geologie führte ich mit den Herren Dipl.-Geol. A. G. CEPEK (†), Dr. M. HANNEMAN, Dipl.-Geol. L. LIPPSTREU, Dr. habil. A. LUDWIG, Prof. Dr. J. H. SCHROEDER, Dr. R. SCHULZ, Dr. habil. G. SCHWAB (†), Dr. W. STACKEBRANDT sowie Dipl.-Geol. H. J. STREICHAN. Nicht zuletzt bedanke ich mich bei Frau I. SCHMIDT für die aktive fototechnische Unterstützung.

Zusammenfassung

Das isoliert im Norddeutschen Flachland liegende Muschelkalkvorkommen von Rüdersdorf bei Berlin ist locus typicus für die Beweisführung einer glazialen Binnenvereisung anhand von Gletscherschrammen durch OTTO TORELL (1875).

Mittels strukturgeologischer Untersuchungen erweist sich die Intensität der glazialen Deformationen in den Elster-, Saale- und Weichselsedimenten längs der Strukturnordflanke als vergleichsweise gering, aber als ausgesprochen materialabhängig (Fließfaltung bis Brekzienbildung). Generell SW-vergente Einengungsformen (Abscherungen, Biegefalten, lokale Faltendecken) und lokal zugeordnete Dehnungsstrukturen (Klüfte, Spalten) bestimmen den Baustil.

Durch ein direktes Auflager lithostratigraphisch definierter Pleistozänprofile auf Gletscherschrammen werden bewiesen: für die Elster II-Kaltzeit eine generelle N-S-Richtung des ehemaligen Eisschubes, für die Saale-Kaltzeit einschließlich Weichsel-Kaltzeit eine generelle NE-SW-



bis E-W-Richtung. Dieser Richtungswechsel erfolgt zeitlich post-Elster II und prä-Saale I-Komplex. Struktur-geologisch ist der entsprechende Profilbereich durch eine scharfe Winkeldiskordanz und außerdem Richtungs-diskordanz gekennzeichnet, lithologisch durch eine fossile Bodenbildung (CEPEK) und Entkalkung (Verlehmung) mit Bildung geologischer Orgeln.

Insgesamt wird das glazidynamische Deformationsmuster durch WNW-ESE verlaufende Strukturelemente beherrscht, die enge räumliche Beziehungen zum verdeckten Präglazialrelief der Muschelkalkschichtstufe der Struktur-nordflanke zeigen.

Summary

The Muschelkalk expense of Rüdersdorf near Berlin, isolated in the Northern German Plain, is locus typicus for the proof of inland glaciation with the help of glacial abrasions by OTTO TORELL (1875).

Structural-geological investigations show that the intensity of glazigene deformations in the Elster, Saale and Weich-

sel sediments alongside the northern flank of the structure are comparably low but very much dependent on the material (flow folding right up to the formation of breccia). The style of construction is generally determined by SW-vergent forms of narrowing (shearing, bending folds, local fold blankets) and locally allocated stretching structures (faults and seams).

The direct overlaying of lithostratigraphically defined Pleistocene profiles on the glacial abrasions proves a general N-S direction of the former glacial advance for the Elster II stadial and a general NE-SW to E-W direction for the Saale stadial including the Weichsel stadial. This change in direction came about in the time after Elster II and before the Saale I complex. From a structural-geological point of view, the respective profile areas are characterised by a sharp angular unconformity and also a directional unconformity, from a lithological view by fossil soils (CEPEK) and delimiting (development of clay) with the formation of geological organs.

Generally speaking the glazidynamic deformation pattern is determined by WNW-ESE structural elements, showing

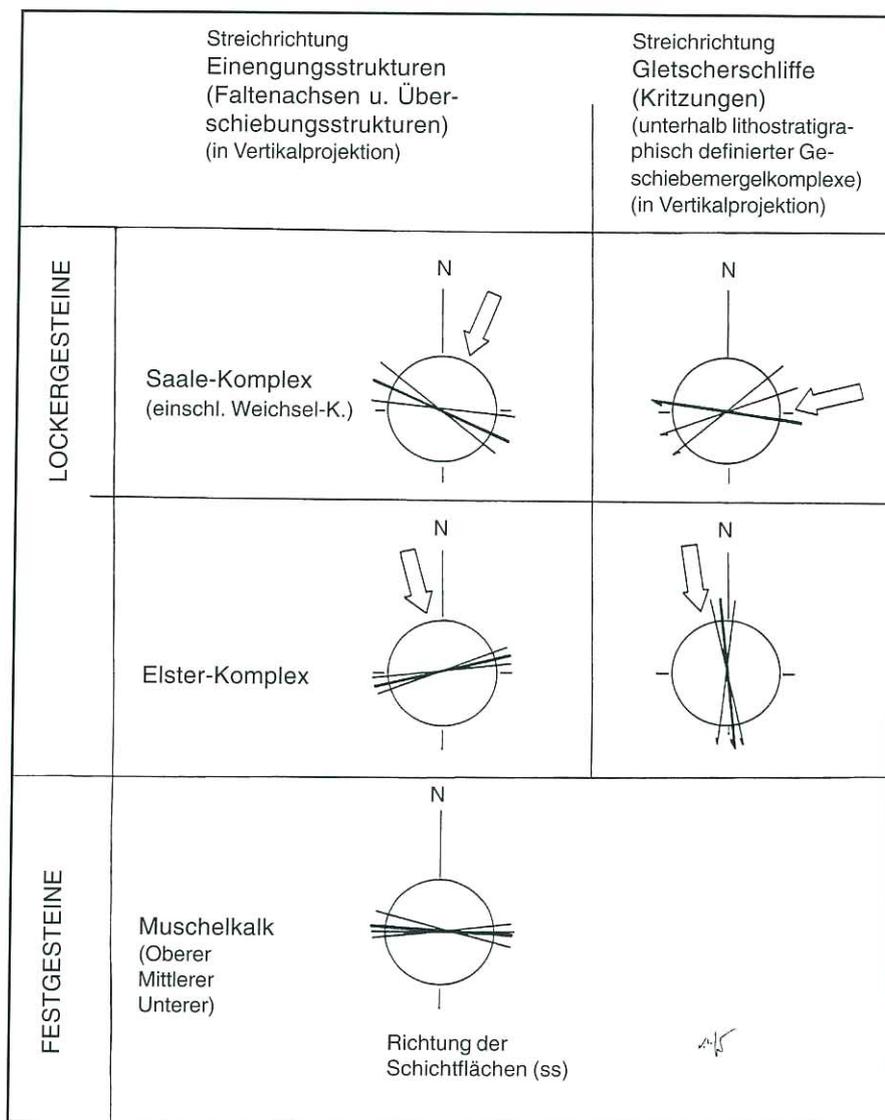


Abb. 22

Generalisierter synoptischer Vergleich zwischen dem Verlauf glazigener Einengungsstrukturen im Lockergebirge (Saale-Komplex einschließlich Weichsel-Komplex; Elster II-Komplex) mit dem Streichen des anstehenden Festgebirges (Muschelkalk) sowie mit der Richtung der Gletscherschrammen (unterhalb lithostratigraphisch definierter Geschiebemergelkomplexe). Es zeigt sich eine relativ breite Streuung der gegenseitig beziehbaren Richtungselemente sowie Abhängigkeiten vom Vertikalbau des Lockergebirges und dem Präglazialrelief. Strukturordflanke Muschelkalkausstrich Alvenslebenbruch (unter Mitnutzung von Altmessungen WAHNSCHAFFE & ZIMMERMANN 1914; eigener Arbeitsstand Februar 1995)

Dünne Striche – Streuungsbereich der Einzelmessungen, dicke Striche – Mittelwert, Pfeil – abgeschätzte mittlere Schubrichtung der Gletscher

close local relations to the covered pre-glacial relief of the shell lime stage in the northern flank of the structure.

Literatur (Auswahl)

- AHRENS, H. & D. LOTSCH (1993): Geologischer Rahmen: Überblick über die Struktur Rüdersdorf und deren Stellung im geologischen Umfeld Ostbrandenburgs – Tertiär. - In: H. J. SCHROEDER (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg. No. 1. Die Struktur Rüdersdorf. 2. erw. Auf., S. 28–30. Geowiss. in Berlin und Brandenburg e. V., Berlin
- AHRENS, H., LOTSCH, D. & R. TESSIN (1995): Die Entwicklung

der Struktur Rüdersdorf und ihrer Umgebung im Känozoikum. - Berliner geowiss. Abh. **168**, S. 79–102, Berlin

ECK, H. (1872): Rüdersdorf und Umgebung. Eine geognostische Monographie. - Abh. geol. Spezialkarte v. Preußen und den Thüringer Staaten, I, 183 S., Berlin

CEPEK, A. G. (1975): Die glazialen Erscheinungen und Ablagerungen des Quartärs an der Struktur Rüdersdorf bei Berlin. Das Quartär. - In: H. D. KAHLKE u. a. (Hrsg.): Exkurs.-Führer zur Jubiläumstagung 100 Jahre Glazialtheorie im Gebiet der skandinavischen Vereisungen, 3.–7. Nov. 1975 in Berlin, S. 6–15. Ges. geol. Wiss. der DDR, Berlin

CEPEK, A. G. (1986): Das Quartär am Osthang der Struktur

- Rüdersdorf. - In: A. G. CEPEK (Hrsg.): 25 Jahre AK „Quartärgeologie“ der GGW, mit einem Rundtischgespräch zur Stratigraphischen Skala der DDR, Quartär (TGL 25 234/07), S. 15–19. Ges. geol. Wiss. DDR, Berlin
- CEPEK, A. G. (1993): Die Schichtenfolge: Pleistozän, Ablagerungen und Erosionserscheinungen. - In: J. H. SCHROEDER (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg. No. 1. Die Struktur Rüdersdorf. 2. erw. Aufl., S. 118–128. Geowiss. in Berlin und Brandenburg e. V., Berlin
- HANNEMANN, M. (1994): Quartärer Rahmen. 3.3 Struktur. - In: J. H. SCHROEDER (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg. No. 2. Bad Freienwalde – Parsteiner See, S. 39–42. Geowiss. in Berlin und Brandenburg e. V., Berlin
- JUBITZ, K.-B. (1960): Zur Durchkreuzung altkimmerischer und pyrenäischer Faltungselemente im NW-Balkan (Stara Planina) – ein methodischer Beitrag zum „historischen Stockwerkbau“ des postvariszischen Deckgebirges. - Festschr. zum 70. Geburtstag von ERNST KRAUS, Abh. dtsh. Akad. Wiss. Berlin, Klasse III, 1, S. 147–178, Berlin
- JUBITZ, K.-B. (1994): Neues zur Geologie von Rüdersdorf. - Mitteilungsbl. 4 (Okt. 1994), Förderver. Museumspark Baustoffindustrie Rüdersdorf e. V., Rüdersdorf bei Berlin (Neunachweis von Gletscherschliffen)
- JUBITZ, K.-B. (1995 a): Zur Entwicklung der Kreide in Ostbrandenburg. - Berliner geowiss. Abhandl. (A) 168, S. 55–78
- JUBITZ, K.-B. (1995 b): Neues zur Rüdersdorfer Geologie. Wieder eiszeitliche Gletschertöpfe freigelegt. - Mitteilungsbl. 5 (Jan. 1995), Förderver. Museumspark Baustoffindustrie Rüdersdorf e. V., Rüdersdorf b. Berlin
- JUBITZ, K.-B., HEIMLICH, K., KUPKE, H. (1960): Geologie der Struktur Rüdersdorf b. Berlin. - In: KAUTSCH, E.; JUBITZ, K.-B. (Hrsg.): Exkursionsführer Brandenburg, 7. Jahrestagung d. Geol. Ges. in der DDR vom 31. Mai bis 4. Juni 1960 im demokrat. Berlin, S. 57–86, Berlin
- JUBITZ, K.-B. & H.-J. STREICHAN (1992): Trias von Rüdersdorf. Überblick über eine Muschelkalk-Typuslokalität Ostdeutschlands. - 12 S., Exkursionsführer 62. Jahrestagung Paläont. Gesellschaft. Hrsg. Geol.-Paläont. Inst. u. Museum, 21.09.1992, Berlin
- JUBITZ, K.-B. & H.-J. STREICHAN (1995): Struktur Rüdersdorf – klassische Typuslokalität für Muschelkalk (Trias) und glazigene Deformation. - In: SCHIRMER, W. (Hrsg.): INQUA, XIV. Internat. Congr. Quaternary field trips in Central Europe, Vol. 4, Exkursionen in Berlin und Umland, S. 1244–1248, Berlin
- NOETLING, F. (1879): Über das Vorkommen von Riesenkesseln im Muschelkalk von Rüdersdorf. - Z. dtsh. geol. Ges. 31, S. 339–354, Berlin
- NOETLING, F. (1880): Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien. - Z. dtsh. geol. Ges. 32, Taf. XIV, f.4, Berlin
- PIOTROWSKI, J. A. (1992): Was ist ein Till? – Die Geowissenschaften 10, S. 100–108, VCH Verl. Ges. Weinheim
- RAAB, O. (1905): Neue Beobachtungen aus dem Rüdersdorfer Muschelkalk und Diluvium. - Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanstalt und Bergakademie XXV (f. 1904), S. 205–217, Berlin
- RICHTER, K. (1932): Die Bewegungsrichtung des Inlandeises, rekonstruiert aus den Kritzen und Längsachsen der Geschichte. - Zeitschr. f. Geschiebeforschung, 8, S. 62–66, Leipzig
- SCHWAB, G. (1993): Rezente vertikale Krustenbewegungen im Umfeld der Struktur Rüdersdorf. - In: J. H. SCHROEDER (Hrsg.): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg. No. 1. Die Struktur Rüdersdorf. 2. erw. Aufl., S. 35–36. Geowiss. in Berlin und Brandenburg e. V., Berlin
- WAGENBRETH, O. (1960): Aus der Vorgeschichte von Torell's Glazialtheorie. - Ber. geol. Ges. DDR 5, S. 175–190, Berlin
- WAHNSCHAFFE, F. (1883): Beitrag zur Kenntnis der Rüdersdorfer Glazialerscheinungen. - Jahrb. d. kgl. preuß. geol. Landesanst. u. Bergakad. zu Berlin (f. 1882), S. 219–227, Berlin
- WAHNSCHAFFE, F. & E. ZIMMERMANN (1914): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten. Lfg. 26, Bl. Rüdersdorf, 3. Aufl., 123 S., königl. preuß. geol. Landesanstalt, Berlin

Nachtrag

Im Rahmen der inzwischen fortgeschrittenen Feldarbeiten war es Herrn Dipl.-Geol. R. ZWIRNER, Berlin, möglich, durch Kleingeschiebezählungen das Auflager des glazigenen gestapelten Saale-Komplexes im Nordteil des Alvenslebenbruches lithostratigraphisch zu untergliedern. Außerdem ließ sich der innere Aufbau des Saale-Geschiebemergelkomplexes durch Messung der Geschiebelängsachsenregelung im Westteil des Alvenslebenbruches in direkten Zusammenhang mit den hierzu konform laufenden Gletscherschrammen (im Mittel 95° E) des auflagernden Saale-Komplexes bringen (JUBITZ, Brandenburgische geowiss. Beitr. 2 (1995) 2, S. 95–96).

Redaktionelle Anmerkung: Anlässlich des XIV. INQUA-Kongresses, 3. bis 10 August 1995 in Berlin, wurde ein gekürzter Vorabdruck der vorliegenden Arbeit ausgegeben.

Anschrift des Autors:

Prof. em. Dr. sc. Karl-Bernhard Jubitz
Jastrower Weg 8
12587 Berlin