

Eiszerfallsformen, Esker sowie subglaziale und subaerische Talbildungen am Lütjensee / Forst Seebergen (Stormarn, Schleswig-Holstein)

Alf Grube

How to cite: GRUBE, A. (2016): Eiszerfallsformen, Esker sowie subglaziale und subaerische Talbildungen am Lütjensee / Forst Seebergen (Stormarn, Schleswig-Holstein). – E&G Quaternary Science Journal, 65 (1): 24–40. DOI: 10.3285/eg.65.1.02

Kurzfassung: Die Landschaft im Jungmoränengebiet (Kreis Stormarn, Schleswig-Holstein) wurde maßgeblich während der Abschmelzphase der Weichsel-Gletscher geprägt. Der nördliche Bereich des Untersuchungsgebietes stellt eine Hohlform, vermutlich ein glazifluviatil oder durch Toteis überprägtes Gletscherschürfbeckens dar. In diesem erfolgte eine organogene Sedimentation seit dem Spätglazial (Bölling / Alleröd), gefolgt von einer längeren limnischen Phase sowie dem Aufwachsen eines Niedermoors ab ca. 5.000 a BP (¹⁴C-Alter). Eine Hochmoorbildung fand nicht statt, vermutlich weil die zur Setzung neigenden Mudden im Untergrund das Aufwachsen eines Hochmoors über dem Grundwasser verhinderten. Typische Formen im Eiszerfallsbereich des zentralen Untersuchungsgebietes sind Kames und Esker, bzw. Esker-artige Vollformen. Ringförmige Glazifluviatil-Strukturen werden als Subzirkular-Esker interpretiert. Im Zentrum dieser Strukturen entwickelten sich spätestens ab ca. 5.000 a BP (Atlantikum/Subboreal) Kesselmoore. Der südliche, bzw. südöstliche Untersuchungsbereich stellt einen Hochflächen-artigen Moränenbereich, mit einem glazitektonisch gestauchten saalezeitlichen Kern dar. Die in diesen eingetieften, parallel verlaufenden Rinnen wurden überwiegend als subglaziale Schmelzwasser-Rinnen (Tunneltäler) gebildet. Räumlich begrenzte Becken sind mit glazilimnischen Beckentonen gefüllt. Die bei mehreren Rinnen zu beobachtende Asymmetrie im Querprofil geht vorwiegend auf einen periglaziären Hangabtrag zurück. Teilweise sehr blockreiche periglaziale Ablagerungen bilden heute die Talsohlen im Liegenden der holozänen Moore. Einige Rinnenabschnitte wurden vor der Vermoorung, spätestens ab dem Präboreal mit mächtigen See-Ablagerungen gefüllt. Strangförmige Moore entwickelten sich vielfach auf den glazilimnischen Beckentonen.

Ice-disintegration landforms, eskers, tunnel valleys and subaerial valleys at Lütjensee / Forst Seebergen (Stormarn, Schleswig-Holstein)

Abstract: This article presents investigations of a diverse landscape in the young moraine area of southeastern Schleswig-Holstein (Stormarn county). The northern part of the study area represents a large basin, possibly a glacier basin influenced by glaciofluvial meltwaters or by dead ice. Organic sedimentation occurred in this basin from the Late-glacial (Bölling/Alleröd interstadial complex), followed by a longer lake phase and the growth of a fen after c. 5.000 ¹⁴C a B.P. The central area of the basin was formed as ice-disintegration landscape – including kames, eskers and esker-like features. Ring-like glaciofluvial landform structures are interpreted as subcircular eskers. Kettle bogs developed in the centres of these landforms from c. 5.000 ¹⁴C a BP (Atlantic/Subboreal) onwards. The southern and south-eastern part of the study area represents a smoothed moraine zone, that includes a glaciectonically influenced Saalian core of till, sand and glacialustrine sediment. Parallel aligned gullies were predominantly formed as tunnel valleys. Some parts of the channels are infilled with glaciolacustrine clays. Several channels, asymmetric in cross-profile, were shaped by periglacial slope denudation.

Keywords: *subcircular esker, kame, valley formation, ice decay landforms, Weichselian late glacial*

Address of author: A. Grube, Geologisches Landesamt, Amt für Umweltschutz, Behörde für Umwelt und Energie, Neuenfelder Straße 19, 21109 Hamburg, Germany, E-Mail: alf.grube@bue.hamburg.de

1 Einleitung

Der Bereich Lütjensee / Großensee im Jungmoränengebiet des südöstlichen Schleswig-Holsteins (Kreis Stormarn) gehört zu den landschaftlich schönsten und aus geologischer Sicht vielfältigsten Gebieten Schleswig-Holsteins. Im Rahmen aktueller geologischer Untersuchungen konnten neue Erkenntnisse zum Bau und der Entstehung eines Gebietes östlich des Lütjensees / Seebergen (Abb. 1)

gemacht werden. Es treten kleinräumig wechselnde Eiszerfallslandschaften und andere mit verschiedenen Esker- und Kames-Typen auf. Hierzu gehören in Schleswig-Holstein bisher einmalige subglaziale Schmelzwasser-Vollformen und vergesellschaftete, subglazial gebildete Rinnen. Der Begriff „Rinne“ wird hier im Sinne einer länglichen, tiefer eingeschnittenen pleistozänen Hohlform, nicht einer Rinne im hydrogeologischen Sinne (> 100 m tief reichend), verwendet.

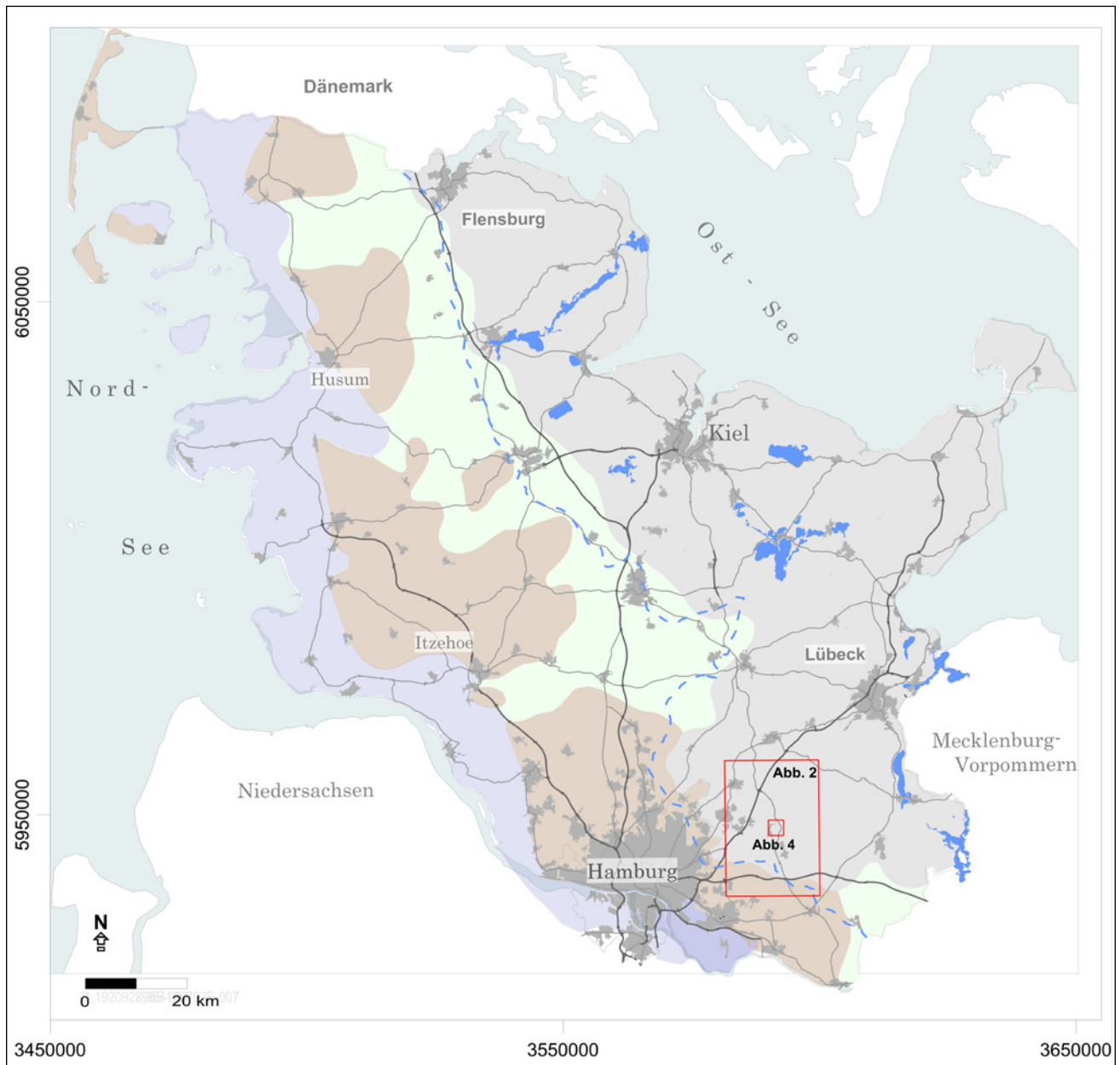


Abb. 1: Lageplan mit großräumigem und engerem Untersuchungsgebiet (Abb. 2, Abb. 4 mit roter Umrandung). Die maximale Ausdehnung des weichselkaltzeitlichen Inlandeises ist blau gestrichelt dargestellt.

Fig. 1: Map with large scaled and detailed study area (fig. 2, fig. 4 with red rim). The maximum extent of the Weichselian ice sheet is illustrated by a dashed line.

2 Bisheriger Kenntnisstand zum weiteren Untersuchungsgebiet

Die Quartärbasis wird nach HINSCH (1991) großräumig durch Glimmerton (Reinbek-Langenfelde-Gram-Sylt) eingenommen, mit Ausnahme einer ca. 1 km breiten und 3 km langen Zone von Alttertiär (Neochatt-Vierland-Behrendorf) zwischen Lütjensee und Hoisdorf. Eine Veränderung tritt mit Annäherung an die umliegenden Salzstrukturen ein. Das weitere Untersuchungsgebiet berührt im Westen randlich den Salzkissenbereich der Struktur Siek. Es liegen keine tiefen pleistozänen Rinnen vor.

Die Lütjensee-Großensee-Rinne (Rinne im Sinne von großer Hohlform) erstreckt sich von Dwerkatzen bis nach Rausdorf und stellt eine glaziale Rinnensee-Bildung dar. Range (1928) sieht sie als Schürfbcken („Wanne“) an. Eine markante Endmoränenstaffel trennt nach diesem Autor

den Lütjensee vom Großensee. Nach KOCH (1931) handelt es sich um eine Tunneltal-artige Hohlform mit Seenkette, Eskern, Kames, Moränenquerrücken und benachbarter ausgeprägter Hangzertalung im Flankenbereich. Der Bereich des Lütjensees liegt dabei morphologisch deutlich höher als der Bereich Mönchsteich-Großensee. Die Rinne ist im östlichen Teil eines größeren Gletscherschürfbereiches ausgebildet, welches nach der Höhenkarte insgesamt den Bereich zwischen der Hahnheide und den Höhenbereichen westlich von Lütjensee und Großensee eingenommen haben könnte (Abb. 2). Die Hahnheide (TODTMANN 1954) zeigt eine Niedertaulandschaft über einer vermutlich gestauchten Rاندlage, die wiederum im Bereich einer Hochlage des Tertiärs (JOHANNSEN 1980) gebildet wurde. Die Stirn- moränen des zugehörigen Gletscherlobus stellen demnach die Höhen westlich von Trittau dar, die intensiv glazitektonisch verstellt sind (z. B. Gruben der Firmen Buhck und

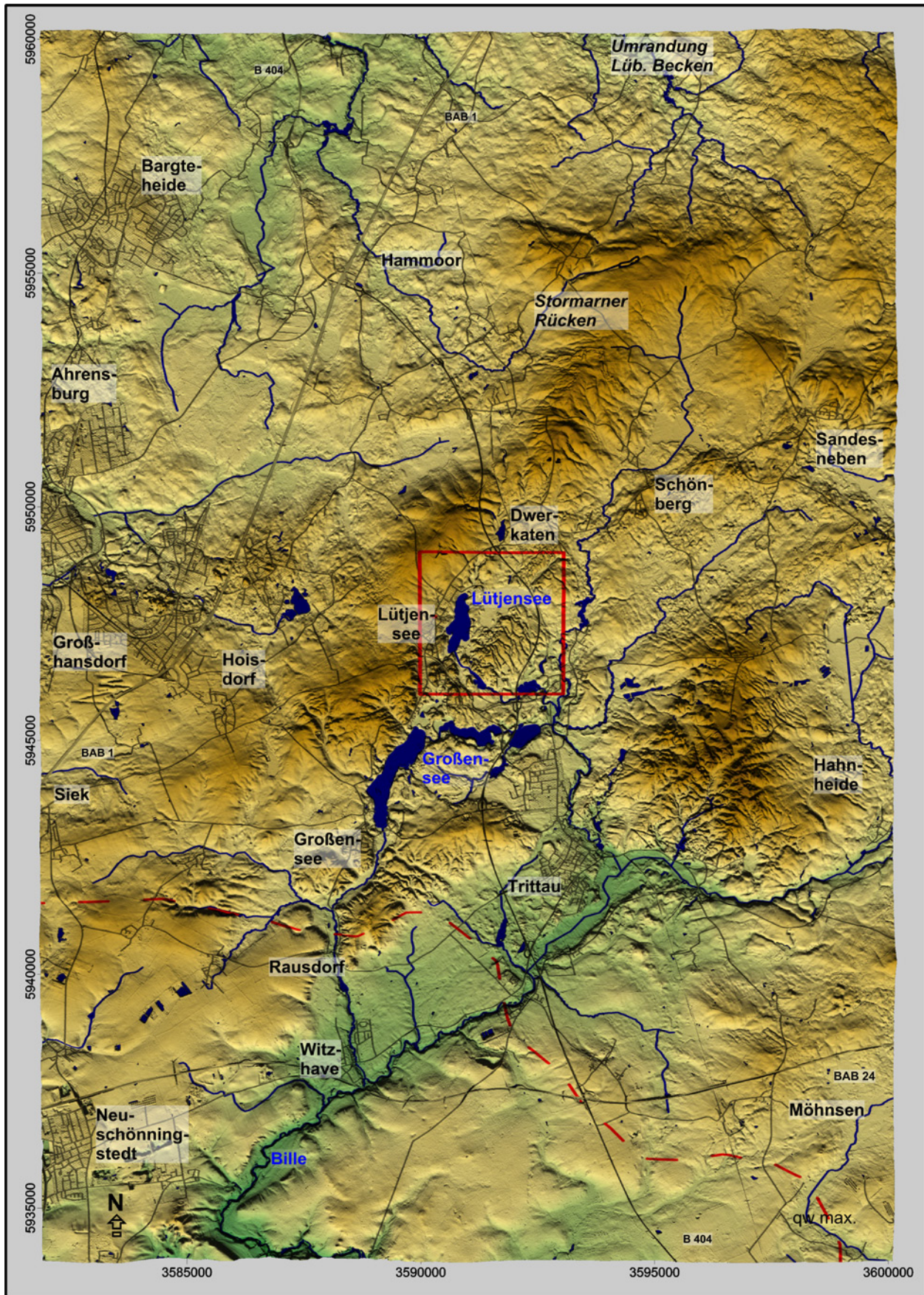


Abb. 2: Großräumige Morphologie. Das engere Untersuchungsgebiet (Abb. 4) ist als Rechteck dargestellt (Datengrundlage Topographie: LVermGeo-SH). Deutlich sichtbar sind die NW-SE-streichenden Strukturen zwischen dem Stormarner Rücken und dem Bereich nördlich der Hahnheide. Die maximale Ausdehnung des weichselkaltzeitlichen Inlandeises ist rot gestrichelt dargestellt.

Fig. 2: Large-scale morphology. Detailed study area (fig. 4) is shown as a rectangle (data basis topography: LVermGeo-SH). Clearly visible the NW-SE-trending structures between the Stormarner Rücken and the area north of the Hahnheide. The maximum extent of the Weichselian ice sheet is illustrated by a red dashed line.

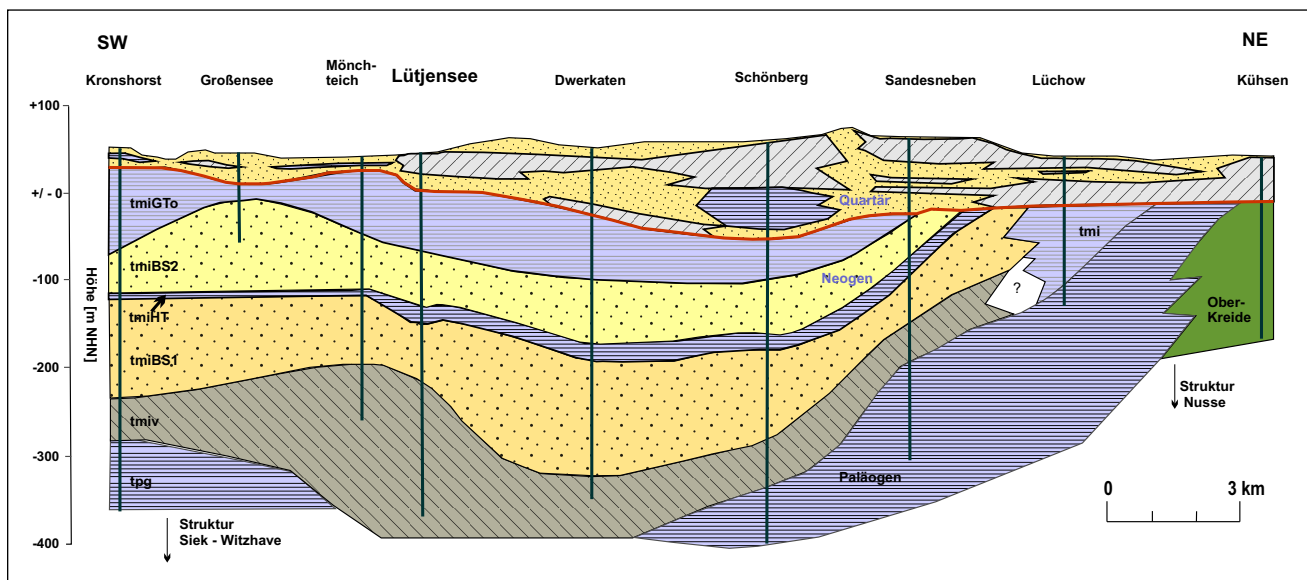


Abb. 3: Längsschnitt durch den großräumigen mitteltiefen Untergrund (verändert nach JOHANNSEN 1980). Kürzel: tpg = Paläogen; tmi = Glimmerton (undiff.); tmiv = Vierlande-Stufe; tmiBS1 = Untere Braunkohlensande; tmiHT = Hamburger Ton; tmiBS2 = Obere Braunkohlensande; tmiGTo = oberer Glimmerton.

Fig. 3: Longitudinal section through the large scaled medium deep underground (after JOHANNSEN 1980, altered). Abbr.: tpg = paleogen; tmi = mica clay (undiff.); tmiv = Vierlande stage; tmiBS1 = lower lignite sands; tmiHT = hamburg clay; tmiBS2 = upper lignite sands; tmiGTo = upper mica clay.

Zingelmann; RANGE 1928, RANGE 1935b). Die westlichen Teile dieser Stauchmoräne sind flächenhaft übersandet. Der westlich der Großensee-Rinne gelegene Höhenrücken (Stormaner Rücken), der von Dwerkaten westlich an Lütjensee und Großensee vorbeizieht, besteht zumindest oberflächennah überwiegend aus Geschiebemergeln und -lehmen, in die häufig und teilweise großräumig Tertiärschollen eingeschaltet sind. Westlich dieses Moränenrückens, der als Seiten- oder Mittelmoräne gedeutet werden kann, schließt sich ein weiteres, ausgedehntes Schürfbecken an, dessen Haupttrاندlagen bis in den Bereich Siek-Stapelfeld reichen. Die Maximalausdehnung der Weichsel-Vereisung wird nach wie vor diskutiert (vgl. u. a. ILLIES 1955, GRUBE 1969, STEPHAN 1997, EHLERS et al. 2011), ihr äußerster Rand dürfte jedoch im Süden auf einer gedachten Linie Schwarzenbek – Grande – Stellau gelegen haben.

Das östlich gelegene, großräumige Becken mit eingeschalteten Aufragungen könnte Teil eines weit größeren Gletscherbeckens gewesen sein, dessen Ostrand z. B. durch die Höhen östlich von Talkau gebildet wurde und dessen Südrand bis nach Havekost oder sogar bis Dassendorf gereicht haben könnte. Die Vereisungsgeschichte dieses Bereiches ist bisher nur grob bekannt. Das Gebiet zeigt eine subglazial gebildete „linierte“ Oberfläche (engl. „streamlined surface“), die durch lange, parallel zur Vorstoßrichtung des Gletschers gebildete, Dezimeter bis wenige Meter hohe und einige Dutzend m breite, über weitere Strecken (viele km) zu verfolgende Vollformen charakterisiert ist (GRUBE 2014).

Die in der Großensee-Rinne vorhandenen Gewässer Lütjensee und Großensee stellen natürliche Seen dar, Mönchteich und Stanzerteich sind aufgestaut. Lütjensee und Großensee sind durch einen Moränenwall getrennt. Die Talflanken sind z. T. verhältnismäßig steil. Schon WETZEL (1929), PFEFFERLE (1935), RANGE (1935 a,b) und GRIPP (1938) nahmen eine subglaziale Genese der Rinne Großen-

see-Lütjensee an. Einen weiteren Hinweis auf die subglaziale Genese der Hohlform geben Esker bei Dwerkaten und nordöstlich der Ortschaft Lütjensee (RANGE 1928, EGGERS 1933, GRIPP 1933, RESSKE 1968), die in sub- oder inglazialen Hohlräumen gebildet wurden. Das subglaziale Talsystem des Großensees endet etwa bei Rausdorf, wo das Gletschertor lag (ALAI-OMID et al. 1988). Von hier bis zur Bille flossen die Schmelzwässer nach Süden ab. Hierbei wurden große Sanderflächen gebildet.

Der tiefere Untergrund ist im Rahmen der wasserwirtschaftlichen Erschließung in den letzten Jahrzehnten teilweise intensiv untersucht worden (JOHANNSEN 1980, AGSTER 1999). Der Top des Tertiärs wird flächenhaft durch Oberen Glimmerton (Reinbek, Langenfelde, Gram, Sylt) gebildet (JOHANNSEN 1980, HINSCH 1991). Dieses Meeressediment liegt demnach im Bereich Großensee hoch (bis zu ca. +25 m NHN aufragend) und fällt nach Norden zum Lütjensee hin auf -50 m NHN ab (Abb. 3). Unterhalb folgt die typische Abfolge mit Oberen Braunkohlesanden, Hamburger Ton, Unteren Braunkohlesanden und Vierlande-Stufe. Der gesamte Bereich wird von der Salzstruktur Siek unterlagert (BALDSCHUHN et al. 2001).

Die quartären Ablagerungen sind mit Geschiebemergeln, Sanden, Beckensedimenten usw. wechselhaft zusammengesetzt. Der gesamte Bereich des weiteren Untersuchungsgebietes kann nach STEPHAN (2004) als glazitektonisch überprägt gelten. Erst die Niederungen östlich der Rinnen im Untersuchungsgebiet bis hin zur Hahnheide weisen nach diesem Autor keine Stauchung mehr auf. Auch das von GRIPP (1964) erwähnte Vorkommen von Eozän-Tonen im Bereich der Ziegelei Lütjensee deutet auf eine glazitektonische Beeinflussung hin.

GRIPP (1934) und SIMON (1937) lieferten morphologisch begründete Gliederungen der Eisrandlagen im Gebiet, von denen die wichtigsten in der aktuellen Karte von KAUFHOLD (2012) dargestellt sind. Die Verteilung der oberflä-

chennahen Ablagerungen im weiteren Untersuchungsgebiet ist der alten preußischen Geologischen Karte von RANGE (1935b) zu entnehmen (vgl. RANGE 1935a). Demnach ist das engere Untersuchungsgebiet geologisch (RANGE 1935b) vorwiegend durch bindige Ablagerungen an der Erdoberfläche geprägt, im östlichen Abschnitt sind auch sandige Sedimente verbreitet. Aktuelle geologische Detail-Kartierungen wurden von OTTMAR (2012) und LOERBROCKS (2012) erarbeitet. Des Weiteren ist der Bereich auch periglaziär überformt worden. So erwähnt GRIPP (1964) die intensive Hangzertalung zwischen Großensee-Pfefferberg und Lütjensee (Westflanke der Großensee-Rinne), die durch periglaziäre Prozesse entstanden ist. Die Talformen reichen von kleinen und flachen Formen, bis hin zu langen und tief eingeschnittenen Rinnen. Typisch für einige der großen Trockentäler ist die gabelförmige Aufspaltung im oberen Teil. Auffällig ist auch die große Zahl von Findlingen im gesamten Bereich. Eine großräumige, vorwiegend auf morphologischen Beobachtungen beruhende Bewertung wurde von HOFMANN (1956) durchgeführt. Dieser interpretiert den Höhenbereich (Bereich 3 in dieser Arbeit) als eine Aneinanderreihung von Stauchmoränen.

Das zentrale Untersuchungsgebiet wurde bereits in den 60er Jahren des letzten Jahrhunderts durch Geographen der Universität Hamburg untersucht (RESSKE 1968). Der hier als Teilbereich 1 bezeichnete Bereich wird von RESSKE als Rinnenbildung gedeutet. Es wurden bis zu 16 m mächtige organische Ablagerungen nachgewiesen. Die basalen, tonigen Ablagerungen erreichen demnach eine Mächtigkeit von bis zu 2,8 m. Im Teilbereich 2 wurde für einen ca. 100 m langen sandigen Rücken die Genese als Esker („Wallberg“) von RESSKE nachgewiesen („E1“ in Abb. 4). Für sandige, rundliche Strukturen verwendet RESSKE den Begriff Wallrücken. Der Aufbau des Moränenbereiches (hier als Teilbereich 3 bezeichnet) sowie die südöstlich bis östlich anschließenden Sanderflächen konnten von RESSKE durch Aufschlüsse bei der Kiesgewinnung für den Bau der B404 dokumentiert werden. Der Höhenbereich besteht demnach aus einem saalezeitlich gebildeten Kern aus Geschiebemergeln und -lehm (mit kryoturbater Lagerungsstörung und Steinsohle) sowie einer diesen überlagernden, dünnen Decke aus glaziären Sedimenten. Letztere zeigen nach RESSKE auch Geschiebemergel-Einlagerungen und sind der Weichsel-Kaltzeit zuzuordnen. Auf der Hochfläche („Plateau“ nach RESSKE) findet sich eine Vielzahl von kleinen Toteis-Hohlformen („Kesselfeld“). Ein Schwerpunkt der Arbeit von RESSKE liegt auf den Rinnenbildungen, die die Hochfläche zerschneiden. Diese verlaufen parallel zueinander und weisen teilweise „Verbindungsadern“ auf. Die entsprechenden Verbindungsbereiche sind aufgeweitet. RESSKE beschreibt die Rinnen („Trockentäler“) als Schmelzwasserrinnen, mit einem Abfluss von der Hochfläche nach Norden und Süden. Sie enden am Nordrand abrupt, am südlichen Ende sind sie bis in den vorgelagerten Sander hinein zu verfolgen. Die Rinnen sieht RESSKE als Hohlformen ohne Füllung an. Er weist auf die morphologische Ähnlichkeit aller Rinnen in Bezug auf Erosionsbreite und -tiefe, Längsgefälle und Hangneigung hin. Dieser Autor nimmt nur eine geringe periglaziäre Überprägung der Rinnen an.

Nach Angaben von PROCHASKA & VOSS (1988) war die zentrale Niederung (NSG Kranika) vor 300 Jahren noch Teil

des Lütjensees. Dies änderte sich jedoch durch den Betrieb einer Mühle zur Herstellung von Draht, welcher Entwässerungsmaßnahmen nötig machte. Seitdem wird das Moor durch die Riepsau und später durch den begradigten Riepsbach entwässert.

3 Material und Methoden

Neben der Auswertung von Archivunterlagen wurden geologische Sondierungen u. a. mit Hilfe des Peilstangen- und Rammkerngerätes des LLUR niedergebracht. Die digitale Erfassung im Gelände erfolgte mittels des Programmes Gispad der con terra mbH (Münster), die Archivierung und Profilschnitterstellung mittels GeODin (Fugro Consult GmbH). Morphologische Auswertungen wurden über das Programm SURFER (Fa. Golden Software Inc., Colorado, USA) durchgeführt. Die digitalen Geländemodelle wurden mittels der DGM1-Daten des Landesamtes für Vermessung und Geoinformation Schleswig-Holstein (LVerGeoSH, Kiel) erstellt. Ein Schurf in einer der Rinnen diente zur Dokumentation der oberflächennahen Ablagerungen. Zur Gewinnung von Mudden- und Torfmaterial aus dem Niederungsbereich NSG Kranika und der Kleinmoore in den Rinnen wurden Bohrungen mit dem Usinger-Bohrgerät (MINGRAM et al. 2007) durchgeführt. Die gewonnenen Bodenproben wurden in der Baustoff- und Bodenprüfstelle des Landesbetriebes für Verkehr Schleswig-Holstein (Kiel) sowie dem Landeslabor in Neumünster (Abteilung 5, Umweltmonitoring) hinsichtlich Korngrößenverteilungen (E DIN ISO 11277:06.1994, DIN 19683 Teil 1+2, DIN 18123), Glühverlusten (organische Bestandteile; DIN ISO 10694:08.1996) und Kalkgehalten (DIN 18129) fachtechnisch bearbeitet. ¹⁴C-AMS-Datierungen organischer Ablagerungen und von Holz erfolgten am Leibniz-Institut der CAU Kiel (vgl. Tab. 1).

4 Ergebnisse

Der Untersuchungsbereich zeigt ein kompliziertes Muster aus Moorflächen, unregelmäßigen sandigen Oberflächenformen, sandig-kiesigen, lang gestreckten Rücken (teilw. Esker, Kames), Kuppen (Kames) und rundlichen Strukturen, die u. a. mit Toteis-Hohlformen vergesellschaftet sind, eine Hochfläche sowie in diese eingeschnittene Rinnen. Die Oberfläche des Untersuchungsgebietes kann im Überblick in drei Teile gegliedert werden (T1–T3 in Abb. 4). Im Norden ist ein fast ebenes Moorgebiet vorhanden (mit dem NSG Kranika; Teilbereich 1). Dieser Abschnitt ist vermutlich der am stärksten anthropogen veränderte Bereich (PROCHASKA & VOSS 1988, CHRISTIER 2001). Nach Osten und Süden angrenzend existiert ein morphologisch unruhiger Niederungsbereich, der durch zahlreiche unregelmäßige Formen gekennzeichnet ist (Teilbereich 2). Nach außen hin schließt sich hier ein bogenförmig gestalteter und nach Süden abgeflachter Höhenbereich an, der durch Rinnen intensiv zerschnitten ist (Teilbereich 3). An diesen wiederum schließt sich ein Sander an, der hier jedoch nur randlich erwähnt wird.

Teilbereich 1 (vgl. Abb. 4) stellt sich ungefähr in der Ausdehnung des heutigen Naturschutzgebietes Kranika dar. Die bogenförmig gestaltete vermoorte Niederung

Tab. 1: Ermittelte ¹⁴C-Alter (Messung Labor Leibniz-Institut, CAU Kiel, 2013–2015).

Tab. 1: Determined ¹⁴C-ages (measurement laboratory Leibniz Institut, CAU Kiel, 2013–2015).

Kern-Nr.	Labor-Nummer	Teufe [m u GOK]	Kalibr. Alter [a BP]	Abweichung [a]	Material	Proben
Lütjensee, große Subzirkular-Struktur [D1, Abb. 4]	KIA50018	2,20–2,21	1.870	+25 / -25	Torfpflanzen	1
MKR – Kranika [D2, Abb. 4]	KIA50859	13,20	10.555	+60 / -55	Mudde	1
Lütjensee_26_03_2014_1 [D3, Abb. 4]	KIA50860	1,40	5.006	+30 / -30	Holz	1
Lütjensee_20_11_2014_24 [D3, Abb. 4]	KIA50861	3,10	4.973	+29 / -29	Holz	1
Lütjensee_20_11_2014_24 [D4, Abb. 4]	KIA50862	4,40	10.998	+58 / -58	Pflanzenreste	1

besitzt eine NE-SW-Ausrichtung, die grob der Hauptfließrichtung des Eises entspricht (Abb. 4). Im Bereich der Bundesstraße B404 lenkt sie nach Südsüdost um. Die Niederung hat eine Breite von ca. 0,5 km und eine Länge von ca. 1,2 km. Sie zeigt eine südwestliche Fortsetzung in den Bereich des Lütjensees, bzw. der entsprechenden Niederung. In nordöstlicher Verlängerung ist ein tief eingeschnittenes, ausgesprochen geradliniges, schmales Tal vorhanden, welches eine Verbindung zur östlich anschließenden Niederung der heutigen Schönau bildet. Randlich zu diesem Tal sind NW-SE-gerichtete Senken und Hohlformen vorhanden, die – analog zu den für Teilbereich 3 beschriebenen Rinnen im eigentlichen Untersuchungsgebiet – senkrecht zur Vorstoßrichtung des Weichsel-Eises gebildet wurden. Das Moor hat eine absolute Höhe von bis zu ca. 45 m NHN.

In der Hohlform des heutigen NSG Kranika wurden ca. 15 m mächtige Mudden (überwiegend kalkhaltig) und Torfe erbohrt, deren Sedimentation im Spätglazial beginnt (14.000–13.500 Jahre vor heute). Eine zusammen mit Dr. Hartmut USINGER (Kiel) durchgeführte Bohrung im Zentrum des Kranika-Moores erbrachte eine Abfolge aus glazialen Sanden, spätglazialen (prä-Alleröd-zeitlichen) kalkreichen Schluff-/Tonmudden, verschiedenen Algen- und Schluffmudden des Alleröd-/Bölling-Komplexes, Schluff- und Kalkmudden der Jüngerer Dryas, Algen- und Detritusmudden des Postglazials sowie Niedermoor torfen des Postglazials (Abb. 5). Die Kohlenstoffgehalte (C_{ges}) betragen zwischen 2,56 und 38,7 cg/g bzw. 8 und 14 Masse-%. Die Karbonatgehalte liegen zwischen 7,75 und 53,6 Masse-%. Der pH liegt im Durchschnitt bei 6.

Teilbereich 2 ist ebenfalls als Niederungsbereich zu bezeichnen (Höhe: +45 bis +52 m NHN). Er zeigt eine halbkreisartige Ausdehnung und wird südlich und östlich von Teilbereich 3 eingerahmt (Abb. 4). Im Südwesten ist ein kleiner, flacher Übergang in die benachbarte Hohlform (eigentlicher Lütjensee) vorhanden, während die Westseite von einem Moränenzug gebildet wird.

Teilbereich 2 ist teilweise durch unregelmäßige Oberflächenformen sandig-kiesiger Ablagerungen gekennzeichnet, es kommen jedoch auch zahlreiche Rücken und längliche Kuppen vor. Diese Vollformen zeigen häufig eine NE-SW-Orientierung, die auch der Hauptachsen des Moorbereiches Kranika, bzw. der Morphologie der entsprechenden Hohlform insgesamt entspricht (Längsspalten im abtauernden Eis). Daneben tritt häufig eine NW-SE-Richtung

auf, welche der Ausrichtung entspricht, die auch mehrere Rinnen in Teilbereich 3 charakterisieren.

Markante, Krater-artige Formen treten ungefähr im Zentrum dieses glazifluviatil gebildeten, bzw. geprägten Bereiches auf. Die größte Struktur zeigt einen umgebenden Wall von bis nahezu 5m Höhe und einen Durchmesser von ca. 150 m (Abb. 6). Die höchsten Bereiche liegen auf der der Niederung zu gewandten Seite. Neben dieser großen Struktur sind noch zwei weitere, kleinere, ringförmige Formen sowie eine große und flache in der Nähe der Kranika-Niederung vorhanden. Auch diese ungewöhnlichen ringförmigen Strukturen (Abb. 4, 6, 7) bestehen aus sandig-kiesigem Material (überwiegend Grobsande), wobei die größte Struktur insgesamt eine grobkörnigere Zusammensetzung aufweist. Die Strukturen sind offenbar mehrere Meter tief in den Untergrund eingeschnitten.

Die sandigen Rücken besitzen Längen von bis zu ca. 100 m sowie Höhen von bis zu ca. 6 m (Abb. 4, 7). An der Basis folgen häufig Geschiebelehme / Geschiebemergel und lokal auch Beckensedimente (Beckenton, Beckenschluff). Die Kuppen und Rücken sind bezüglich der Korngrößenverteilung häufig verhältnismäßig einheitlich zusammengesetzt. Auf einem langgestreckten Rücken (E1 in Abb. 4) findet sich Geschiebelehm oberhalb der Kiessande. Die Entkalkungstiefe verläuft sehr unregelmäßig, liegt meist jedoch mit mehreren Metern verhältnismäßig tief. Westlich des Hochbereiches setzt sich die Niedertaulandschaft in einem Zwickel zwischen den Hochflächen fort. Hier sind sichelförmige sandige Rücken und ein ebenso geformtes Moor vorhanden, in dem bei Bohrungen Sumpfgas-Austritte (brennbar) beobachtet wurden (Nr. M1 in Abb. 4).

Die Moore dieses Teilbereiches sind unterschiedlich ausgebildet. In den zentralen Bereichen der ringartigen Strukturen (Abb. 4, 6, 7) sind Kesselmoore vorhanden, deren Oberfläche bis zu ca. 2 m über dem Niveau der Moorflächen des NSG Kranika liegen. Diese Kesselmoore zeigt eine Abfolge von Torfen (geringmächtige Einschaltung von Torfmudde oder Grobdetritusmudde) im Hangenden von Tonen, Schluffen und Sanden mit einer Moormächtigkeit von bis zu mehreren Metern. Zahlreiche andere, meist rundliche Hohlformen in der unruhigen Oberfläche des Teilbereiches 2 beherbergen heute kleine Moore. Sie sind aufgrund ihres Vorkommens in einem durch glazifluviatile Ablagerungen charakterisierten Eiszerfallsbereiches überwiegend als Toteisformen zu interpretieren.

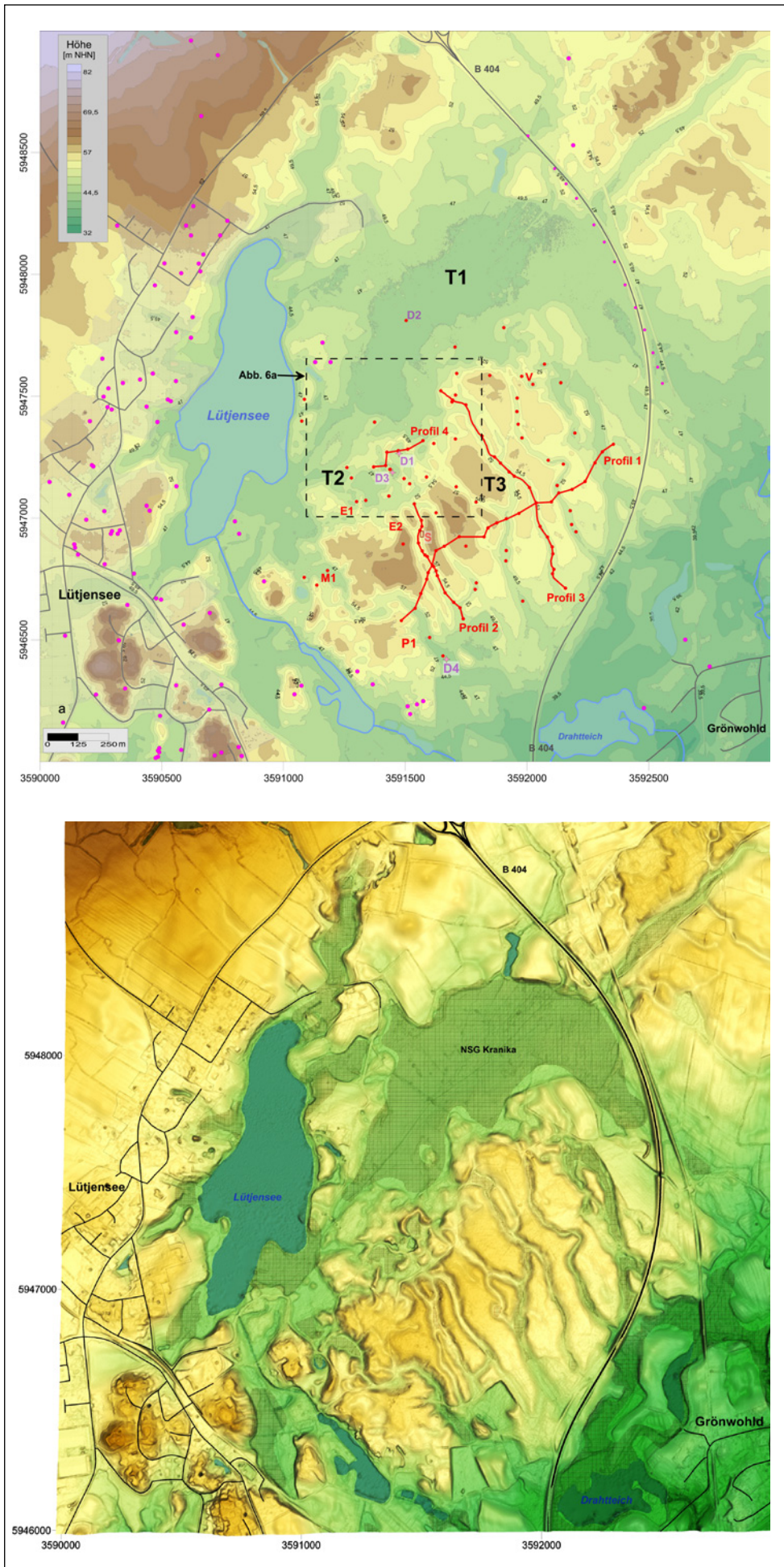


Abb. 4: Geländemodell auf Basis des DGM1 (Datengrundlage Topographie: LVerGeo-SH, stark überhöht) mit Angabe wichtiger Landschaftsteile und Objekte. A: Geländemodell mit Lage der Bohrungen (kleine Kreise: eigene Bohrungen, große K.: Bohrungen Archiv LLUR), Positionen der Datierungen (Sterne), dem Verlauf der Profilschnitte und der Lage des Schurfes (S) sowie einzelner Geländeformen (vgl. Text). B: 3-D-Geländemodell. Vermoorte Niederungen mit Kreuzsignatur dargestellt.

Fig. 4: Terrain model based on the DGM1 (data basis topography: LVerGeo-SH, strongly exaggerated vertical scale) with indication of important parts of the landscape and objects. A: Model with indication of drillings (small: own drillings; large: drillings Geological Archive LLUR), positions of datings (stars), course of the cross profiles, position of trench (S) and individual objects (see text). B: 3-D-terrain model. Depressions with peat shown with cross signature.

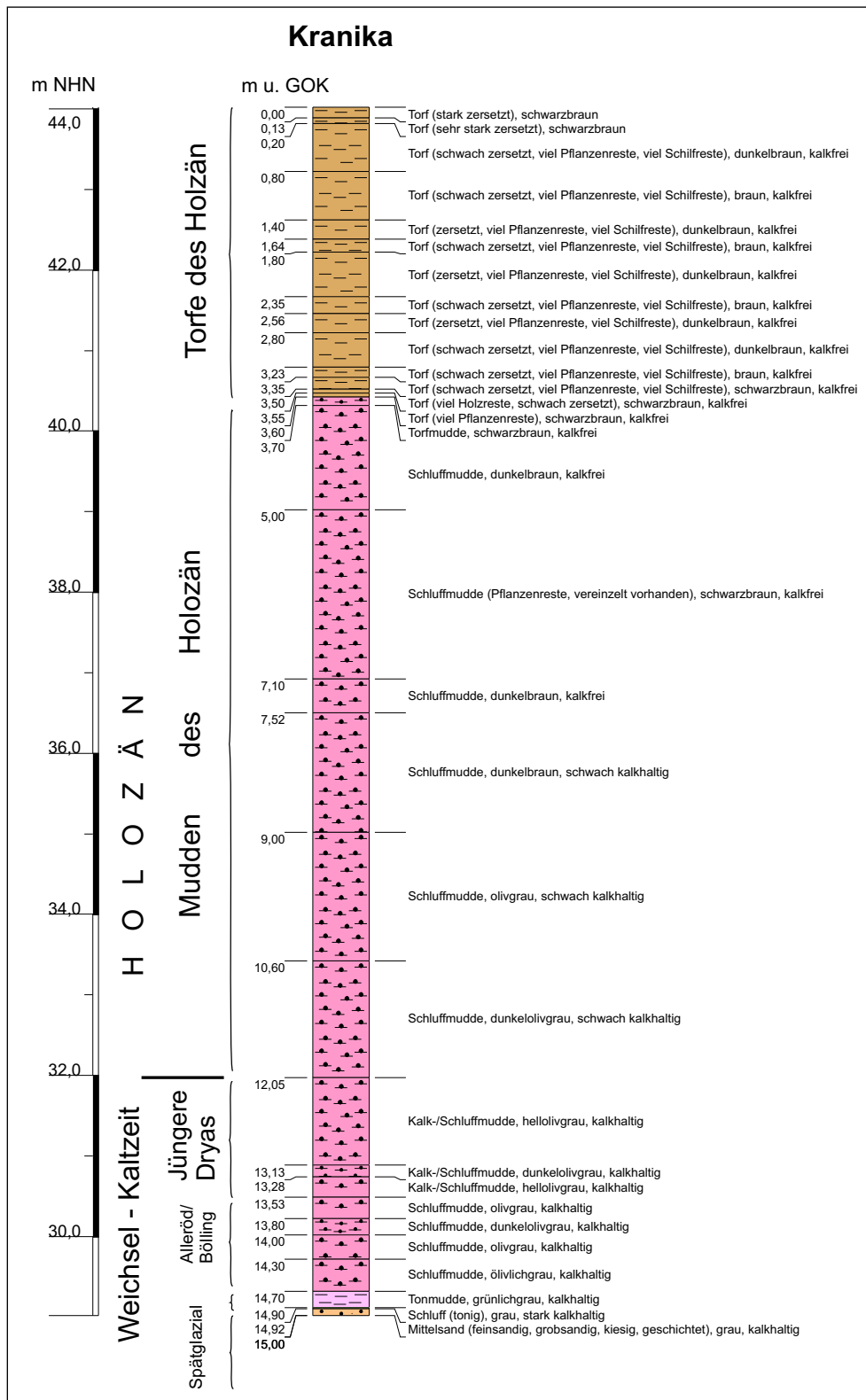


Abb. 5: Bohrsäule eines im zentralen Moorgebiet Kranika entnommenen Sedimentkernes (September 2012) mit einer chronostratigraphischen Einordnung auf Basis der visuellen petrographischen Ansprache sowie der ^{14}C -Datierungen (Kernnahme: H. Usinger, A. Grube, M. Ottmar & F. Loerbrocks; Ansprache: A. Grube, H. Usinger).

Fig. 5: Soil profile of a drilling in the central bog area Kranika (September 2012) with a chronostratigraphical chart, based on the visual sediment determination and the ^{14}C -datings (drilling: H. Usinger, A. Grube, M. Ottmar & F. Loerbrocks; interpretation: A. Grube, H. Usinger).

Teilbereich 3 wird morphologisch durch Hochflächen gebildet, die eine Höhe von ca. +61 m NHN erreichen. Der West-Teil der Hochflächen ist etwas homogener aufgebaut. Hier finden sich Geschiebelehne und Sande im Hangenden von teilweise oxidativ verfärbten Sanden. Im Profilschnitt 1 (Abb. 9) steht im westlichen Teil Till besonders hoch an. Die Tills sind im westlichen Bereich und im Zentrum der Hochfläche homogen ausgebildet und petrographisch kaum zu unterscheiden. Ausgehend von der Vorstellung einer weichselkaltzeitlichen Stauchung dürften die Weichsel-Tills eine

geringere glazitektonische Verstellung erfahren haben (vgl. Abb. 9, 10, 11). Aus den Bohrungen sind zur Tiefe hin glazitektonisch verstellte Schichten ableitbar, deren strukturelle Gestalt jedoch noch nicht genauer bekannt ist. Nach Osten werden die Lagerungsverhältnisse komplizierter, es treten teilweise mehrere Tills übereinander auf. Die Entkalkungstiefe liegt, wie in den Profilschnitten erkennbar, meist sehr tief (Till > 6 m, Ton > 4 m, Beckenablagerungen > 10 m).

Die ehemals zusammenhängende, bzw. nicht durch Rinnen zerschnittene Hochfläche fällt nach Süden und Osten

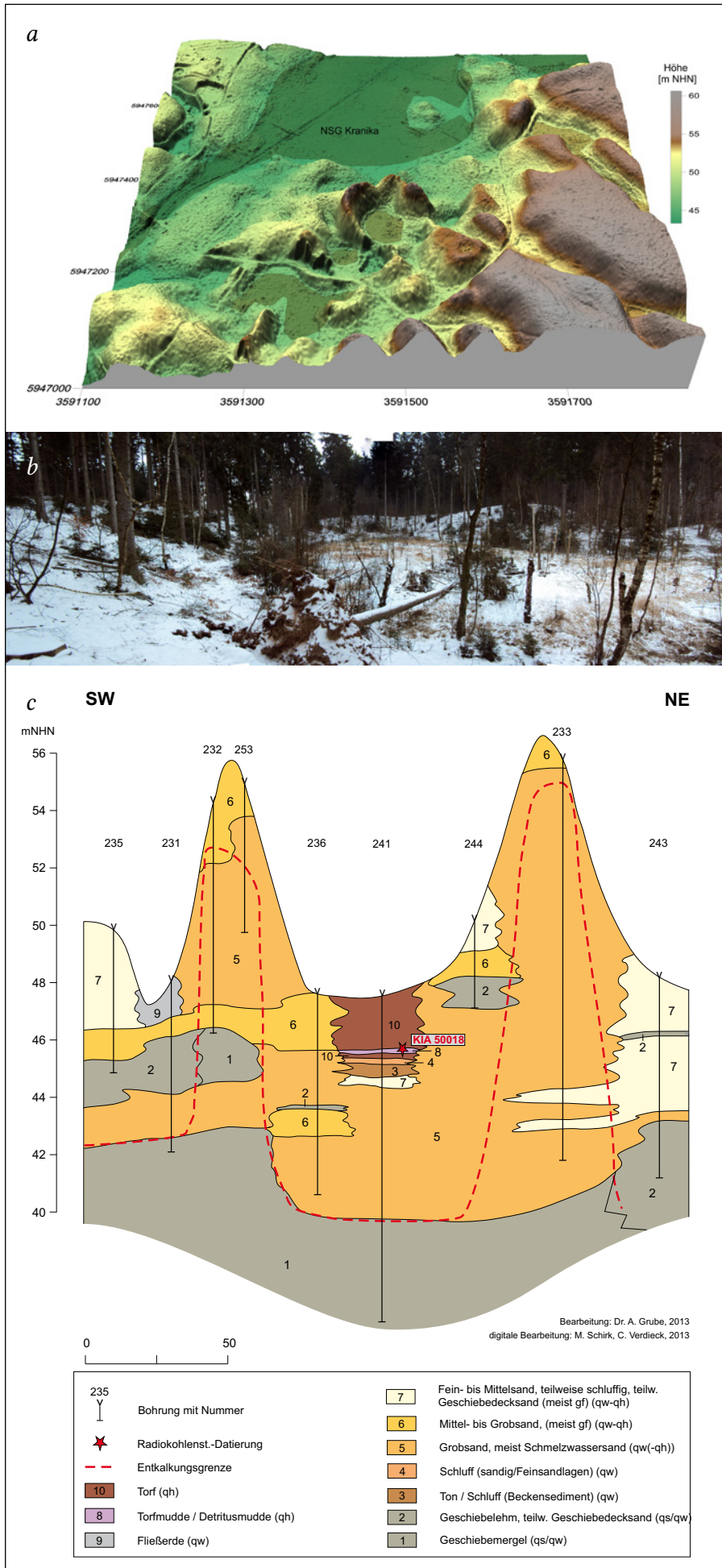


Abb. 6: Großer Subzirkular-Esker:
a.: Digitales Geländemodell (Datengrundlage Topographie: LVerGeo-SH); Moorflächen dunkel hinterlegt; b.: Photo, Aufnahme aus Richtung SW; c: Geologischer Profilschnitt 4. Erkennbar sind das tiefe Einschneiden der Struktur in den Untergrund, die geringe Entkalkungstiefe im Bereich der Umwallungen und eine Depression im Zentrum, in der sich während des Holozäns Mudden und Torfe bildeten.

Fig. 6: Large subcircular esker: a.: digital terrain model (data basis topography: LVerGeo-SH); bogs in dark; b.: photo, view from SW; c: geological cross section 4. Remarkable are the deep incision into the underground, the shallow depth of decalcification on the esker rims and a depression in the center with Holocene muds and peats.

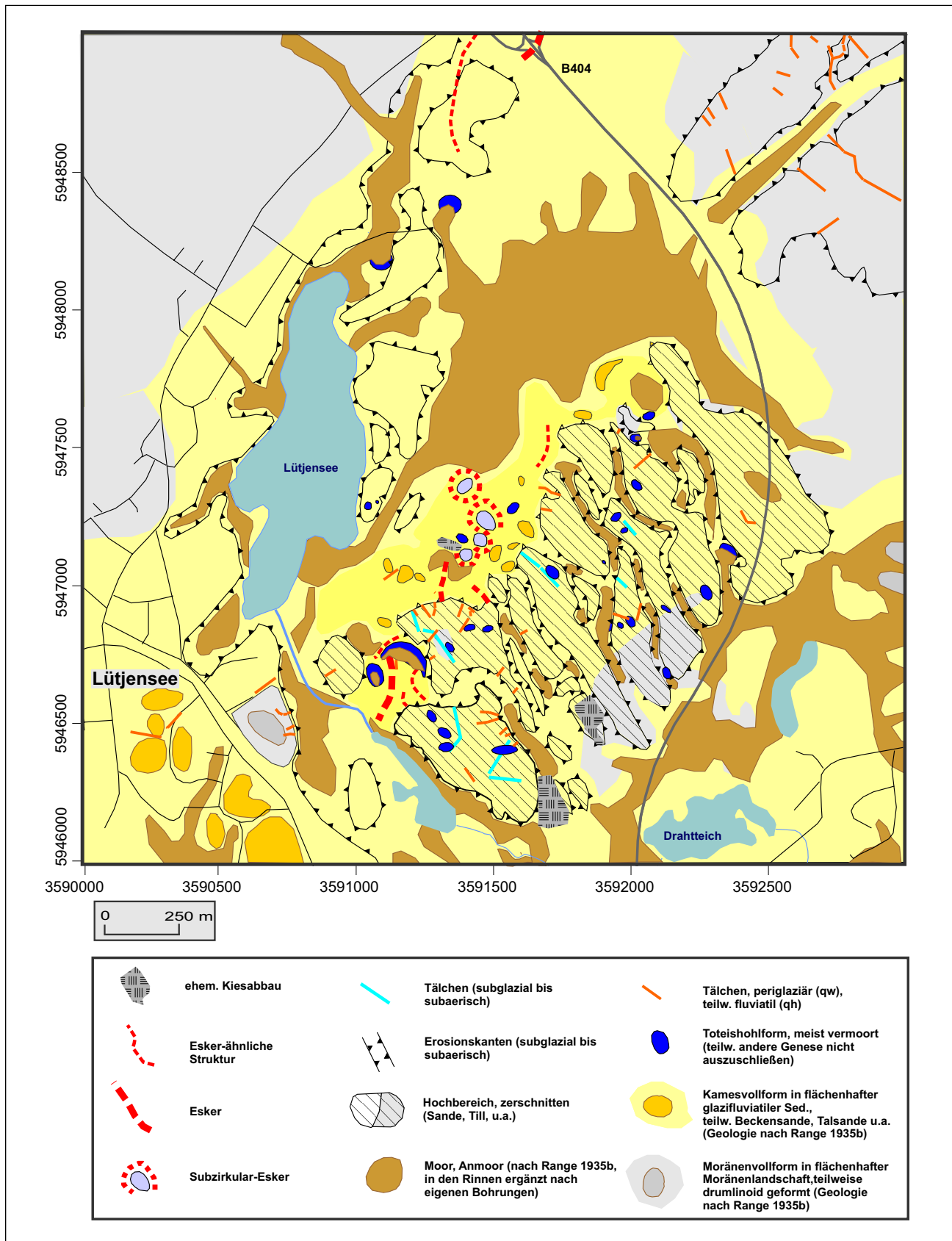


Abb. 7: Geomorphologische Übersichtskarte des Bereiches (Ausschnitt wie Abb. 4). Esker bei Dwerkatzen nach RANGE (1935a).

Fig. 7: Geomorphological outline map of the area (detail as fig. 4). Eskers at Dwerkatzen drawn after RANGE (1935a).

sowie nach Westen etwas ab. Sie wird in NW-SE-Richtung von Rinnen zerschnitten, die zwischen 30 und 80 m breit sowie bis zu ca. 9 m tief sind (Abb. 8). Die Rinnen sind i. d. R. trocken, kleine Bachbereiche führen episodisch et-

was Wasser. Die Länge der Rinnen liegt zwischen ca. 800 und 1.300 m. Die Westlichste und die östlichen Rinnen sind dabei etwas größer und tiefer eingeschnitten. Im Allgemeinen sind sie meist leicht gebogen, teilweise jedoch



Abb. 8: Photo zweier Rinnenbildungen mit mittig, bzw. randlich stehengebliebenem Hochflächenrest.

Fig. 8: Photo of two channel structures with plateau rest lying in between, respect. to the sides.

auch schnurgerade ausgebildet. Es finden sich auch abrupte, nahezu rechtwinklige Umbiegungen. Ihre Ausrichtung verläuft überwiegend in NW-SE-Richtung (morphologisch ermittelt), womit sie quer zur Hauptvorstoßrichtung des Eises liegen (vgl. STEPHAN, 1997). Es ist jedoch auch eine N-S-Orientierung erkennbar. Des Weiteren finden sich Rinnen, die quer zur Orientierung der großen Hohlformen verlaufen und meist kurz ausgebildet sind. Bei der Rinnenbildung sind zahlreiche kleinere Umlaufberge entstanden. Teilweise kann ein sich fortsetzender Verlauf der Rinnen in den nördlich gelegenen Niederungsbereich (Teilbereich 2) festgestellt werden. Nach Süden laufen sie in eine ausge dehnte Niederung hinein (Abb. 4).

Profilschnitt 1 (Abb. 9) zeigt einen SW-NE-gerichteten Profilschnitt, der den Großteil der Rinnenbildungen quer schneidet. Hier sind flächenhaft bis an der Oberfläche reichende Tills sowie im westlichen Bereich entsprechende Beckenablagerungen erkennbar. Die zerschnittene Hochfläche zeigt im westlichen Drittel des Profilschnittes eine Kumulation der Höhe. In den höchsten Bereichen ist die Tiefe der eingeschnittenen Rinnen am geringsten.

Profilschnitt 2 (Abb. 9) zeigt die Oberfläche einer Rinne, die bezüglich ihrer Höhenlage ein geringes Relief aufweist. Im Längsverlauf ist eine große Vertiefung mit besonders tief erodierter Till-Oberfläche zu erkennen. Diese Hohlform ist mit Beckentonen sowie mächtigen Mudden (kalkfrei) und Torfen gefüllt. Es sind mehrere geringmächtige Schluff- und Tonbänder in die Rinnensande eingeschaltet.

Profilschnitt 3 (Abb. 9) zeigt zwei Hohlformen in der Till-Oberfläche: (a) eine größere sowie (b) eine sehr kleinräumige und steil in den Till-Untergrund einschneidende. Beide sind mit mächtigen Beckentonen und hangenden Mudden (kalkfrei) und Torfen gefüllt. Die Beckensande, welche das Hangende der Beckentone in der großen Hohlform aufbauen bilden gemeinsam mit limnisch-telmatischen Ablagerungen dabei eine Kuppenposition im Längsschnitt aus (Profilschnitt 2). Das Längsprofil steigt von Norden und Süden im Rinnenverlauf an.

In den Fußbereichen der Rinnen vereinigen sich einige der länglichen Hohlformen, was zu einer Anlage von kleineren Kliffs führte. Es treten auch wannenförmige Verbreiterungen im Längsverlauf der Rinnen auf, die teilweise auf ein Niedertauen von Toteis zurückgehen könnte. Im Querprofil sind die Rinnen örtlich asymmetrisch ausgeformt, d. h. die stärker sonnenexponierten Hänge (Ost- und Nord-

seiten der Täler) sind flacher als die der gegenüberliegenden Flanke. Die Rinnen zeigen im Längsverlauf ein generell stetiges Abfallen von Norden nach Süden, bzw. Südosten (ausgehend von einem Kulminationspunkt). Der Höhenunterschied liegt zwischen +45 m NHN im Bereich des Kranika-Moores und ca. +38 m NHN in der südwestlich bis südöstlich gelegenen Niederung, in der auch der Mönchsteich u. a. liegen. Der Übergang in den Teilbereich 2 hinein zeigt ein leichtes rückwärtiges Gefälle, sodass ein domförmiges Längsprofil zu erkennen ist.

Neben den deutlich herausgebildeten Rinnen sind in das Hochplateau lokal längliche, flache Hohlformen eingeschnitten, die nur ca. 1–1,5 m tief werden (Abb. 7). Diese zeigen teilweise dieselbe Orientierung, wie die großen Rinnen, verlaufen aber auch quer dazu.

Die Sohle der großen Rinnen ist nach den abgebohrten Profilen durch ein Schwellen- und Senkenrelief gekennzeichnet. Die Abgrenzung der Rinnenbasis war nur im Bereich der Tills, ferner der Beckenablagerungen genauer möglich. Im Bereich der Sande blieb diese vielfach undeutlich. Den Großteil der Rinnenfüllungen machen feinkörnige Sande aus, die häufig schluffig-tonig ausgebildet sind. Neben diesen Beckenablagerungen kommen Geschiebesande, im oberflächennahen Bereich auch Mudden und Torfe vor (vgl. Abb. 9). Kriterien für die Unterscheidung von Till gegenüber Geschiebesand sind die geringe Festigkeit, eine geringere Geschiebeführung, ein kleineres Korngrößenspektrum und ein geringerer Ton-/Schluffgehalt des Geschiebesandes. In den oberen Bereichen aller Rinnen treten verbreitet feinkörnige Ablagerungen (Tone, Schluffe) auf, die als glazilimnische Beckenablagerungen zu interpretieren sind. Sie sind auf Übertiefungen konzentriert und bilden keinen durchgehenden Horizont über den gesamten Rinnenverlauf hinweg. Dennoch bilden sie einen Großteil der Rinnenfüllungen und kommen häufig vor: (a) im Bereich der breiteren Tal-Abschnitte sowie (b) im Bereich von Knickpunkten der Rinnen und (c) im Bereich der Kreuzungspunkte zweier Rinnen, die wiederum als Übertiefungen, bzw. lokale Auskolkungen durch Schmelzwässer oder als Toteishohlformen einzuordnen sind. Innerhalb der feinkörnigen Beckenablagerungen wurden Mächtigkeiten von bis zu mehreren Metern beobachtet. Offenbar sind die Mächtigkeiten dieser Ablagerungen in den östlichen Rinnen höher. Sie fehlen auf den Hochflächen. Auch im Bereich der Quer-Täler fehlen sie weitgehend, obgleich die

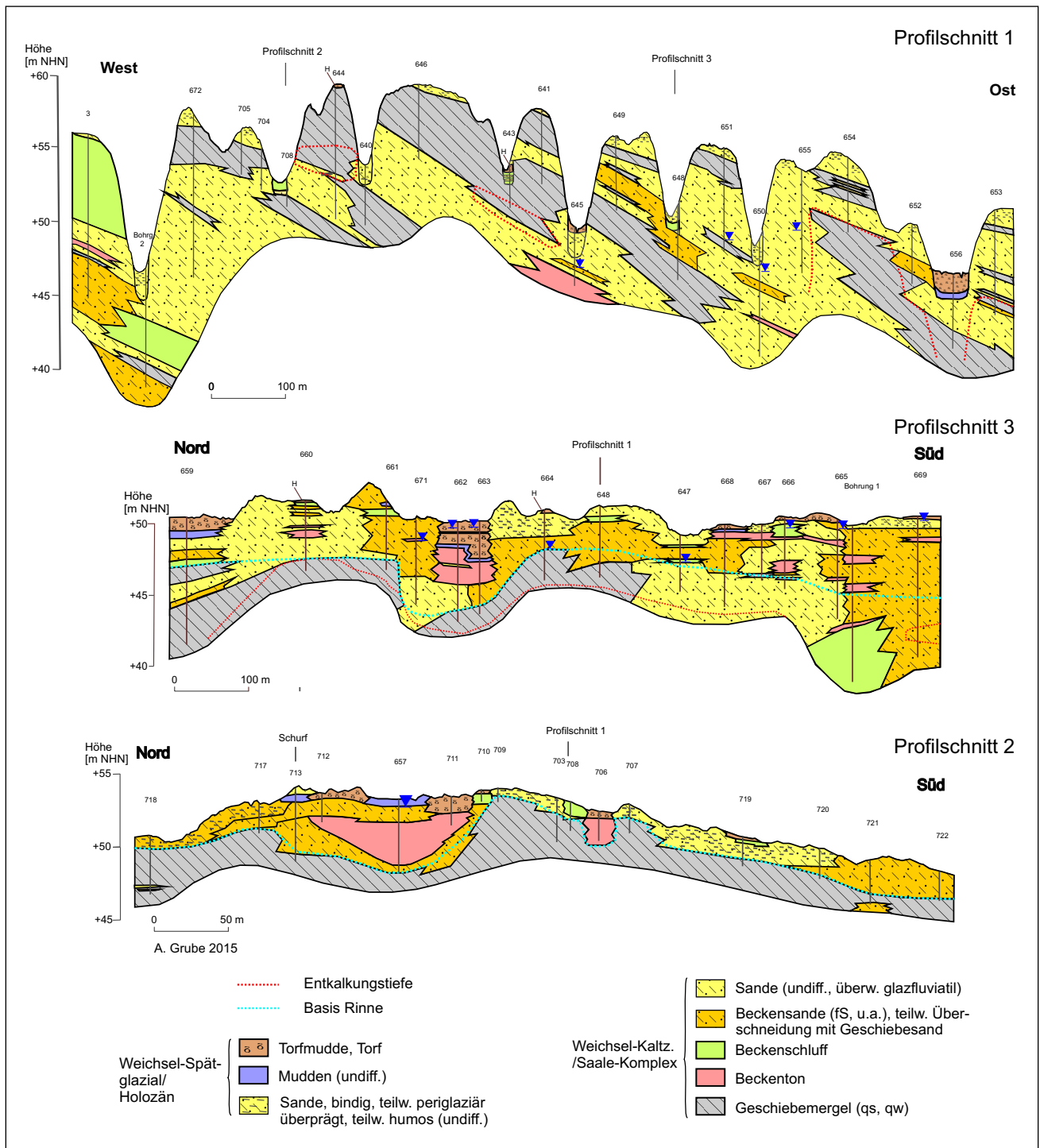


Abb. 9: Vereinfachte geologische Profilschnitte durch die Rinnenbildungen: A: Profil 1, W-E-Querschnitt; B: Profil 2, N-S-Längsschnitt (West); C: Profil 3, N-S-Längsschnitt (Ost). Basis Rinnen nur in Profilschnitten 2 und 3 dargestellt. Lage: siehe Abb. 4.

Fig. 9: Simplified geological cross sections of the channel structures: A: section 1, W-E-cross section; B: section 2, N-S longitudinal section (west); C: section 3, N-S longitudinal section (east). Basis of tunnel valleys only shown in profiles 2 and 3. Position: see fig. 4.

Beckensedimente randlich in diese übergreifen. Das Fehlen der Beckenablagerungen lässt sich mit dem höheren Lageniveau der Quartärer gegenüber den Hauptrinnen erklären. Die Beckenablagerungen in den Rinnen sind generell homogen ausgebildet. Sie bestehen meist aus schluffigen Tonen mit Übergängen zu Schluffen. Eingeschaltet finden sich örtlich dünne Lagen von Feinsanden. In der großen östlichsten Rinne fehlen die tonig-schluffigen Beckenablagerungen an der Oberseite der Rinnen. Hier sind verhältnismäßig grobe Sande dominant, die als niveofluviatil oder

glazfluviatil gedeutet werden. Besonders große Mächtigkeiten von Tonen und Schluffen sind am südlichen Ausgang z. B. der westlichen Rinnen zu erkennen. Hier wurde offenbar ein ausgedehntes System von Eisstauseen gebildet.

Im Hangenden der weichselkaltzeitlich gebildeten Rinnenfüllungen, einschließlich der tonig-schluffigen Beckenablagerungen, folgen periglaziär überformte Ablagerungen. Dabei handelt es sich vorwiegend um Decksande, Soliflukations- und Ablations-Material sowie Kolluvium. In einem

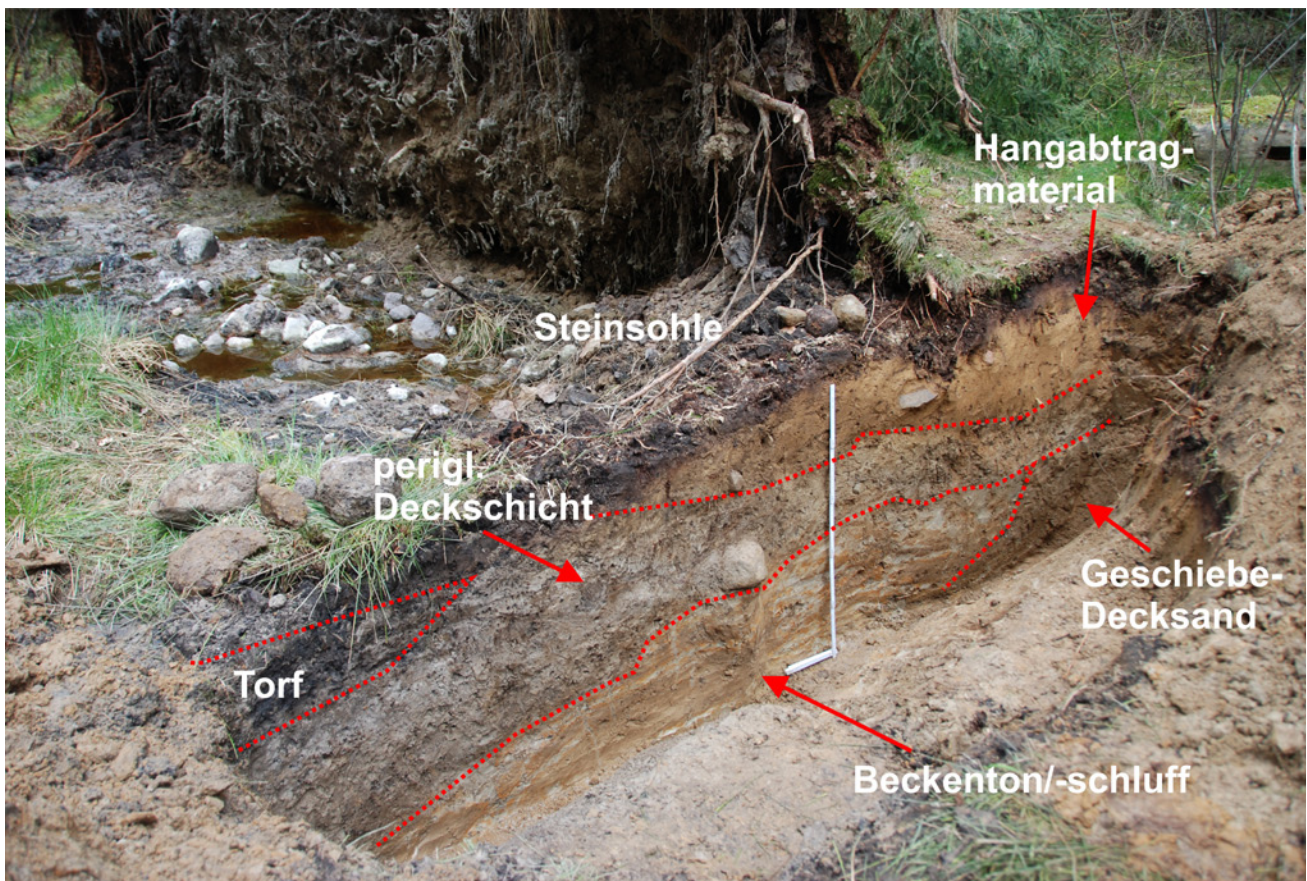


Abb. 10: Skizze des Schurfes (Talrand rechts, Tal-Inneres links). Erkennbar sind die liegenden Beckenablagerungen (hellgrau-braun gefleckt), die in Richtung Hang ausbleißenden humosen holozänen Ablagerungen des Talbereiches sowie das hangwärtige Solifluktsions- und Ablations-Material. An der Erdoberfläche flächenhafte Steinsohle mit großen Geschieben. Zollstock 1 m lang.

Fig. 10: Outline of trench (valley flanks to the right, valley to the left). Visible are the lower glacial deposits (light gray-brown mottled), humic Holocene deposits of the valley (outcropping towards the slope), and the solifluction- and ablation material towards the slope. Cover of large boulders at the earth surface. Lengths of folding rule 1 m.

Schurf konnten diese Ablagerungen näher untersucht werden (Abb. 10). Die liegenden Beckentone sind hier verstellt, bzw. lokal aufgewölbt. Grund hierfür dürfte die periglaziäre Überprägung, bzw. Überlagerung (oberhalb und randlich am Hang) mit der Folge eines Grundbruches sein. Die im Schurf beobachteten ansatzweise diapirartigen Aufwölbungen sind nur wenige Dezimeter hoch. Im Hangenden folgen mehrere Lagen sandig-kiesiger Ablagerungen, die allesamt wechselnde Anteile bindigen Materials zeigen. Danach folgt eine Steinsohle, die aus flächenhaft verbreiteten, teilweise sehr großen Geschieben ($d > 0,3$ m) besteht. Diese erinnert teilweise an eine Blockpackung. Gegen eine derartige Genese sprechen jedoch die Lage im Talbereich sowie die flächenhafte Verteilung der Geschiebe. In den Randbereichen und am Übergang zu den Rinnenflanken finden sich mächtigere sandige Ablagerungen, die sehr homogen sind und hier als holozäne Kolluvien gedeutet werden.

Die größeren Rinnen sind teilweise tiefgründig vermoort (Torfmächtigkeit bis 2,65 m), Torfe finden sich aber in fast allen Rinnen in geringer Mächtigkeit. Auf die Verbreitungsschwerpunkte der Torfe wurde bereits in Zusammenhang mit den liegenden glazilimnischen Ablagerungen hingewiesen. Die Torfe sind häufig – bei einer generell tief liegenden Grundwasseroberfläche – an liegende stauende Ablagerungen gebunden. Die Grenze zwischen den Tonen und den hangenden Torfen ist meist scharf. Im Bereich der

östlichsten Rinne bilden gröbere Sande die Basis der Torfe.

An einer Stelle sind auch zwei ungewöhnliche, sehr schmale und tief eingeschnittene Hohlformen zu erkennen, die über 60–70 m zunächst die Hochfläche und dann die westliche Flanke einer der Hauptrinnen zerschneiden („P1“ in Abb. 4). Der Talrand ist hier, im Vergleich zu den anderen Rinnenabschnitten, deutlich zurückgelegt. Vermutlich haben die beiden genannten Hohlformen die Erosion der Talflanke gefördert. Nach der Morphologie hat sich am Ausfluss der kleinen Rinnen an der Talsohle ein Schwemmfächer ausgebildet. Diese kleinen Rinnen sind jedoch leider stark anthropogen überprägt.

Am Nordrand des Hochgebietes sind markante runderliche Vertiefungen erkennbar („V“ in Abb. 4). Sie weisen Durchmesser von vielen Dekametern auf und zeigen Zu- und Abläufe aus Richtung Teilbereich 2, bzw. in Richtung der Rinnen des Teilbereiches 3. Die Oberfläche des Hochgebietes zeigt, wie bereits erwähnt (RESSKE 1968), zahlreiche Hohlformen, die Durchmesser von wenigen Dekametern erreichen. Es kommen auch viele Geschiebe bis hin zu Findlingen vor. Besonders viele Findlinge finden sich in den Rinnen, auffallend häufig im Bereich von Zweigstellen.

Die Talmoore in den Rinnen zeigen eine strangförmige Gestalt. Sie weisen Torfmächtigkeiten von bis zu wenigen Metern auf. Die größten Mächtigkeiten wurden dabei in den östlichen, breiteren Rinnen angetroffen.

Nach Süden schließt sich eine Sanderfläche an, deren Genese in späteren Untersuchungen geprüft werden sollte. Bei diesen vermutlich glazifluviatilen Ablagerungen spielt neben dem Abfluss aus den Rinnen auch der Zulauf von Schmelzwässern aus nördlicher Richtung eine Rolle.

5 Diskussion

Zusammenfassend können folgende Phasen bei der geologischen Entwicklung des Bereiches während der Saale- oder Weichselvereisung genannt werden: Ablagerung von glazigenen Sedimenten (Geschiebemergel, Tone, Schluffe, Sande) während der Saale-Vereisung (eine lithostratigraphische Untergliederung war nicht möglich), Stauchung evtl. während der Saale, Weichsel-Vereisung mit erneuter Sedimentation und Stauchung durch die Überfahrung des Gletschers, Abschmelzen des Weichsel-Gletschers, Bildung der Rinnen, glazifluviatile Sedimentation im Eiszerfalls-Bereich, Bildung der Beckensedimente in Rinnen in direktem Kontakt mit dem abtauenden Gletscher, periglaziäre Überformung (Solifluktion, Steinsohlenbildung, kleinräumige Rinnenbildung usw.) sowie spätpleistozäne/holozäne Überformung (Hangabtrag, See- und Moorbildung).

Beim Teilbereich 1 handelt es sich um eine großräumige, tiefe Hohlform. Diese erweckt insgesamt den Eindruck eines kleineren Gletscherschürfbeckens, das vermutlich durch Schmelzwässer überformt wurde. Wahrscheinlich hatte auch das Austauen von Toteis einen Einfluss, anders wäre die große Mächtigkeit der spätglazial-holozänen Sedimentfolge nicht zu erklären. Teilbereich 1 ist Teil einer großräumigen glazifluviatilen Schüttung, die von Norden, bzw. Nordosten her erfolgte. Nördlich finden sich nach RANGE (1935b) auch mehrere Esker-Strukturen (Dwerkatener Esker) als Hinweis auf eine subglaziale Genese, die leider inzwischen abgebaut wurden und daher heute im Landschaftsbild nicht mehr zu erkennen sind.

Die Niederung des heutigen NSG ist bereits seit dem Spätglazial ein Sedimentationsraum für limnisch-telmatische Ablagerungen, die ältesten Sedimente des Kranika-Bereiches reichen bis in das Spätglazial zurück. Die Bildung des Kranika-Moores beginnt mit einer Seebildung, die durch verschiedene Mudden belegt ist. Hervorzuheben sind die Algen- und Kalkmudden des Alleröds (Einstufung aufgrund spezifischer Petrographie) mit klimatisch bedingten Seespiegelschwankungen an der Basis des ca. 15 m mächtigen Kerns mit limnisch-telmatischen Ablagerungen. Eine ¹⁴C-Datierung an Muddenmaterial aus einer Teufe von 13,2 u. GOK (vgl. Tab. 1) belegt ein Alter von 10.553 Jahren vor heute (Boreal). Von Spätglazial / Frühholozän bis ca. Atlantikum / Subboreal fand eine limnische Sedimentation statt (¹⁴C-Datierung an Holz mit einem Alter von ca. 5.000 Jahren vor heute). Anschließend kam es zu einer Niedermoorbildung. Eine Hochmoorbildung fehlt, vermutlich weil die zu Setzungen neigenden Mudden im Untergrund das Aufwachsen eines Hochmoores über dem Grundwasser verhinderten.

Die im Teilbereich 2 befindlichen Kuppen, Rücken und Hohlformen sind Zeugnisse des Eiszerfalls. Sie sind meist als Kames, Spaltenbildungen, Esker usw. zu interpretieren, die beim Abschmelzen der Gletscher gebildet wurden (vgl. GRUBE 2010, 2014). Die kleinen, länglichen Rücken sind als

Esker oder Esker-artige Formen zu interpretieren. Teilweise sind Übergänge zu Kames-Rücken und Terrassen zu erkennen. Der am besten erhaltene Esker verläuft vom Niederungsbereich auf die südlich gelegene Hochfläche hinauf („E1“ in Abb. 4). Dieses spricht für eine subglaziale Entstehung dieser Struktur. An einer anderen Stelle ist eine flache Till-bedeckte Esker-Struktur vorhanden, die ggf. vor der Schmelzwasser-Zerschneidung mit einer nördlich gelegenen Struktur mit identischen Lagerungsverhältnissen zusammen hing. Da der Till auf dem Schmelzwassersand liegt, muss der Esker unter dem Eis gebildet worden sein.

Die ringförmigen, aus glazifluviatilem Material aufgebauten ringförmigen Strukturen (Abb. 6) können als Subzirkular-Esker interpretiert werden. Charakteristisch ist die hohe und regelmäßige Form der Wälle, die für die Bildung in einem Tunnel oder einer Spalte spricht. Generell ähnliche Strukturen sind aus Skandinavien beschrieben worden (LUNDQVIST 1969, 1979; vgl. JOHANSSON 1934), bisher jedoch nicht aus Norddeutschland. Allerdings sind die Strukturen LUNDQVISTS deutlich größer und vergesellschaftet mit eindeutigen Esker-Strukturen. Ihre Entstehung ist noch nicht hinreichend geklärt. LUNDQVIST (1979) sieht einen möglichen Zusammenhang mit einer verringerten Eismächtigkeit an sanft ansteigenden Hängen. Er schließt einen Zusammenhang von subglazialen und supraglazialen Bildungsbedingungen nicht aus. Diese Grundannahmen treffen auch im Untersuchungsgebiet zu. Die zirkularen Strukturen im Untersuchungsgebiet befinden sich in zentraler Lage, am Übergang zwischen der Eiszerfallsfläche und der Hochfläche, d. h. an einer geomorphologischen Grenze. Möglicherweise ist ein Zusammenhang mit den sich anschließenden Abflussrinnen gegeben. Hier wird ein Zusammenhang der Bildung mit den speziellen hydraulischen Verhältnissen vor dem Hochbereich vermutet, vor allem mit dem Aufstau oder der Konzentration von Schmelzwässern. Dieses dürfte auf die verringerten Abflussmöglichkeiten über die Rinnen, ggf. auch auf eine Plombierung mit (Tot-)Eis zurückzuführen sein. Denkbar wäre eine Schüttung in Zwickeln um einen Toteisblock herum, ggf. unterstützt durch den Aufstau von Schmelzwässern vor dem Hochbereich. Das an der großen Struktur aufragende höchste Seitenteil spricht für einen Zufluss von Seiten der Niederung. Eine weitere Arbeitshypothese wäre der siphonartige Austritt von aufwärtsgerichteten Wässern bei Einschürung der Schmelzwässer vor dem Hochbereich. In diesem Fall könnte es zu einer Sedimentation von Kiessanden an der Außenkante des Siphons gekommen sein. Diese Vorstellung wird durch die Beobachtung des Einschneidens der Struktur, bzw. durch die offensichtliche Erosion der Tills im Liegenden der oberflächlich aufgeschlossenen Struktur unterstützt.

Eine Deutung der Ringstrukturen als Pingos (De GANS 1988) erscheint möglich, da der Bereich morphologisch tief liegt und mit entsprechenden günstigen hydrogeologischen Verhältnissen für die Bildung von Pingos zu rechnen wäre. Allerdings ist die Umrandung erheblich höher ausgebildet, als dies bei fossilen Pingos üblich ist. Auch das Verhältnis zwischen der Umrandung und dem Inneren der Hohlform ist untypisch, d.h. die Reliefenergie ist in Lütjensee deutlich höher. Das Volumen der Umrandung liegt deutlich über demjenigen der zentralen Hohlform, aus dem

das Material des Ringwalles hätte stammen können. Die vielleicht eindeutigsten Hinweise für den Zusammenhang bei der Bildung der Strukturen mit Schmelzwasseraktivität liefern die Bohr-Informationen. Die Bohrungen zeigen ein Einschneiden in den Untergrund. Der hangende Till ist dabei offenbar erosiv zerschnitten worden, der liegende Till ausgekolkt worden. Eine Eislinse müsste sich zudem im kompakten Till gebildet haben. Der auf diese Weise abgehobene Till-Bereich müsste im Hangenden erkennbar sein. Die hangenden bindigen Lagen müssten bei einer Eislinnenbildung stärker verformt worden, bzw. in die Wallbildung einbezogen worden sein. Insgesamt würde man bei einer Pingo-Genese eine kompliziertere Verteilung der verschiedenen Ablagerungen erwarten.

Alternativ denkbar wäre weiterhin eine Entstehung der Zirkular-Strukturen als Kames-Bildung mit zentraler Toteishohlform. Hierbei handelt es sich jedoch klassischerweise um rundliche bis längliche, oder um sehr unregelmäßige Oberflächenformen. Zudem sind Kames i. d. R. homogener aufgebaut als die hier kartierten Strukturen. LUNDQVIST (2010) reinterpretiert vormals als subzirkulare Esker gedeutete Formen nun als debris-flow-Strukturen. Entsprechende Strukturen treten jedoch an Hängen auf, nicht wie im vorliegenden Fall in einer Ebene. Der Vergleich mit den andernorts zu beobachtenden Subzirkular-Strukturen (DeKalb-Formen, doughnut mounds, vgl. IANNICELLI 2013) passt ebenfalls nicht. Diese Formen, die z. B. im Bereich Russland (Schwansen) sowie der Moorsee-Niederung südlich Kiel beobachtet wurden (enthalten im Geotop-Kataster des Landes SH), werden vorwiegend in Till-Oberflächen angelegt und besitzen eine deutlich geringere Reliefenergie, bzw. breitere Wälle. Strudeltöpfe sind normalerweise in eine verhältnismäßig flache Oberfläche eingefräst und besitzen keinen Ringwall.

Für den gesamten oberflächen nahen Bereich muss eine intensive periglaziäre Überformung angenommen werden. So wurden geringmächtige Fließerdunen sowie äolische Umlagerungen in den Bohrungen erfasst.

Eine Altersdatierung (Proben-Nummer KIA50018, Tab. 1) der untersten Schichten des Kesselmoores innerhalb eines Subzirkular-Eskers (Abb. 4a, 6c) zeigt mit 1.870 ± 25 a BP ein recht junges Alter im Vergleich zur westlich benachbarten Niederung des NSG Kranika. Eine weitere Probe wurde aus dem westlich gelegenen Subzirkular-Esker gezogen, sie zeigt ein Alter von ca. 5.000 a BP. Demnach setzte die Bildung der Torfmudde (Entnahmetiefe 2,20–2,21 m u. GOK; Torfpflanze aus Torfmudde, Labornummer KIA50018 Lütjensee) erst im ausgehenden Subatlantikum, bzw. frühen Subboreal ein, d. h. während des Klimaoptimums. Eine erosive Abtragung älterer Sedimente kann in der Hohlform weitgehend ausgeschlossen werden, eine Mineralisierung ehemals vorhandener organischer Ablagerungen allerdings nicht.

Teilbereich 3 stellt einen glazitektonisch gestauchten Moränenbereich dar. Er ist durch exarative Prozesse zu einer Art Plateau geformt worden. Dieser Bereich wurde durch Schmelzwässer intensiv zerschnitten. Die flache, verhältnismäßig ebene Oberfläche des Moränenbereiches spricht für eine subglaziale Genese, da vor oder unter dem Eis gebildete, gestauchte Randlagen i. d. R. unregelmäßiger gestaltet sind. Dieses spricht auch gegen eine Interpreta-

tion der Voll- und Hohlformen als (Jahres-)Moränen-ähnliche Bildung (vgl. GRUBE 1996–2000, Hofmann 1956). Eine glazitektonische Verstellung wird hier angenommen aufgrund (1) älterer Beobachtungen von RESSKE (1968) in den großen ehemaligen Aufschlüssen im Südteil der Rinnen (Lage in Abb. 7), (2) dem abrupten, tief reichenden Wechsel zwischen Till und Beckenschluff, (3) der kleinräumigen Zerschierung der Till-Abschnitte, (4) den deutlichen Heterogenitäten des Tills in den Bohrungen sowie den sehr unterschiedlichen Grundwasserständen in den Bohrungen. Glazitektonische Verstellungen sind auch nach den großräumigen Auswertungen von STEPHAN (2004) anzunehmen. Das Ausmaß dieser Verstellungen ist dabei aus den Bohrungen zum derzeitigen Zeitpunkt noch nicht exakt anzugeben. Sie dürften jedoch intensiver gewesen sein, da auch im angrenzenden Bereich Dwerkatzen, wo in der Ziegelei Eozän in Form von fettem, graugrünen bis schwärzlichem Ton abgebaut wurde (RANGE 1928) sowie in Lütjensee GRIPP (1964) entsprechende Verstellungen nachgewiesen werden konnten.

Eine Betrachtung der großen Anzahl von Rinnen auf einer kleinen Fläche hinsichtlich einer quantitativen Bilanzierung, deutet auf einen massiven Zufluss von Schmelzwasser hin. Dieses spricht für eine Funktion des nördlich gelegenen Beckens als Schmelzwasser-Rinne, die wiederum aus den nördlichen und / bzw. nordöstlichen Bereichen gespeist wurde. Denkbar erscheint in diesem Zusammenhang eine Plombierung der südlichen Teile der Großensee-Rinne durch die Moräne oder Toteis, die zu einem konzentrierten Schmelzwasserabfluss im Bereich Seebergen führte.

Die Rinnen sind überwiegend als subglaziale Schmelzwasser-Rinnen zu interpretieren, in denen das Schmelzwasser aus dem Beckenbereich der nördlich gelegenen Hohlform (Teilbereiche 1 und 2) in östlicher bis südlicher Richtung abfloss. Als Hauptindiz für eine subglaziale Genese kann das nachgewiesene Schwellen-Senken-Relief gelten. Die fehlende komplette Verfüllung der Rinnen könnte mit einer nur noch geringmächtigen Eisdecke erklärt werden. Denkbar wäre auch eine Bildung von Rinnen bei einem plötzlichen Auslauf eines Gletscherstausees. Entsprechende glazilimnische Ablagerungen, die im Beckenbereich (Teilbereich 2) vorhanden sein müssten, fehlen jedoch weitgehend. Zudem wäre in diesem Fall eher mit einer oder zwei Abflussrinnen zu rechnen und nicht mit zahlreichen. Da die Rinnen einen hoch gelegenen Bereich zerschneiden, müssen sie in einer Phase unter Anwesenheit eines höher aufragenden, vermutlich im Abtauen begriffenen Eiskörpers gebildet worden sein. Eine Niedertaulandschaft auf der Hochfläche hätte zu unregelmäßigen Vollformen geführt. Die vorherrschende NW-SE-Orientierung der Rinnen deutet auf einen Zusammenhang mit Querklüften eines aus NE vorstoßenden Inlandeises hin (Abb. 2). In wie weit die Anlage der Rinnen durch eine glazialtektonische Vorzeichnung gesteuert wurde, bleibt offen. Ein weiteres Indiz für eine subglaziale Genese ergibt sich aus den meist kurzen, quer zu den Rinnen verlaufenden Längstälern, die sich allerdings nicht über mehrere Rinnen hinweg fortsetzen. Sie besitzen kein einseitiges Gefälle. Die Quertäler dürften nach ihrer Orientierung als subglaziale Bildungen an Längsklüften im Eis angesehen werden. Die Rinnenbildung scheint in drei Bereichen besonders wirksam gewe-

sen zu sein: (1) Ausbissbereiche von Beckensedimenten (geringe bodenmechanische Festigkeit), (2) Kontaktbereiche von Till zu Sand und (3) sandige Bereiche. Die Rinnen zeigen ihre größte Ausdehnung, bzw. Breite in (3) im Ostteil des Untersuchungsgebietes, ihre größte Tiefe in (1). Die geringste Ausdehnung ist im Westteil mit meist festen und gegenüber Erosion widerstandsfähigeren Tills vorhanden.

Im Bereich der westlichsten Rinne wurde eine Probe in einer Bohrung aus einer Tiefe von 4,40 m u GOK entnommen und ¹⁴C-datiert (vgl. Tab. 1). Diese Probe erbrachte ein Alter von ca. 11.000 Jahren vor heute. Demnach setzte hier die Sedimentation bereits im Präboreal ein.

Es deutet sich an, dass die Rinnenbildung vornehmlich in den Bereichen mit vorwiegend Sanden und Beckenablagerungen stattgefunden hat (Abb. 9). Die Tills mit ihrer größeren Standfestigkeit bilden den am höchsten aufragenden Moränenbereich. Die bei einigen Rinnen zu beobachtende Asymmetrie im Querprofil (Abb. 9) geht auf eine periglaziäre Überprägung in Form von Abluation, Solifluktion sowie ferner einer holozänen Kolluvien-Bildung zurück. Die Talformen sind verhältnismäßig frisch, bzw. zeigen eine hohe Reliefenergie, daher ist die Leistung der periglaziären Abtragungen nicht sehr groß. Dieses ist auch an den hoch liegenden, hochglazial gebildeten Beckentonen und -schluffen, die wiederum periglaziär überprägt wurden, zu erkennen. Der Hauptabtrag auf den westlich exponierten Hängen dürfte vorwiegend auf Abluation im Sinne LIEDTKE's (1983) zurückgehen, da vorwiegend sandige Ablagerungen vorhanden sind. Die rinnenartige Bildung am Hangfuß spricht für eine kaltzeitliche Genese, zumal keine organischen Einschaltungen vorhanden sind. Die Bildung von Kolluvien tritt daher in den Hintergrund. Die Verbreitung der Tone in Oberflächennähe spricht für eine Bildung in offenen Spalten, da sonst beim Abschmelzen des darüberliegenden Eises eine Sedimentation erfolgt wäre. Eine Abtragung dieses Materials erscheint unwahrscheinlich. In der Abschmelzphase erfolgte dann bereits die Sedimentation der Tone in einem offenen Spaltensystem.

Randlich zu den Hauptrinnen finden sich kurze, sehr tief eingeschnittene Seitentälchen, die vermutlich periglaziär angelegt wurden. Eine holozäne Überformung ist zumindest nicht ausgeprägt, weil keine Deltabildungen am Ende der Rinnen vorhanden sind, zumindest nicht an der Oberfläche.

Die Oberfläche der Hochbereiche ist weiterhin durch flache, breite Hohlformen geprägt, welche die gleiche Orientierung wie die eigentlichen Rinnen besitzen. Dieses spricht ebenfalls für eine subglaziale Genese. Die Zerkerbung in flachen Hohlformen dürfte subaerisch, teilweise periglaziär als Trockentalbildung (besonders die genannten zwei sehr tief eingeschnittenen Hohlformen) und örtlich auch während des Holozäns erfolgt sein.

Die in dem Schurf erfassten Sedimente dokumentieren die periglaziäre Veränderung der Rinnen nach der Sedimentation der glazilimnischen Ablagerungen. Die periglaziäre Überprägung reicht bis in die Beckentone hinein. Die unregelmäßige Oberkante der Beckenablagerungen, bzw. deren teilweise diapirartige Verstellungen dürfte durch komplizierte, mehrphasige Ereignisse unter Beteiligung periglaziärer Prozesse (Aufbau hoher Druckgradienten unter der Frostdecke, solifluidale Umlagerung von Hangma-

terial – hierdurch teilweise folgende laterale Einengung und Stauchung der Sedimente im Rinnenzentrum, Setzungsvorgänge durch eine sich ausbildende flächenhafte Periglazialdecke usw.) zustande gekommen sein. Innerhalb der im Hangenden der Beckenablagerungen auftretenden, teilweise schluffigen, insgesamt jedoch recht groben Ablagerungen ist eine intensive Solifluktion dokumentiert. Die solifluidal umgelagerten und abgespülten Sedimente sind in einer späteren Phase durch Kryoturbation und/oder Frost-/Eiskeilbildung überformt worden. Es deutet sich eine stärkere holozäne Überprägung an (mächtige Kolluvien), jedoch ist eine Abgrenzung zwischen periglaziär und holozän umgelagerten Sedimenten aufgrund des Fehlens von organischen Bestandteilen schwierig. Ein quantitativer, bzw. flächenhafter Nachweis der mächtigen Kolluvien steht zudem noch aus.

Die markanten rundlichen Hohlformen am südlichen Rand des Teilbereiches 2 („V“ in Abb. 4a) sind als Strudeltöpfe, bzw. Kolkbildungen abfließende Schmelzwässer aus dem Toteis der Niederungen zu interpretieren. Von diesen Kolken aus erfolgte ein Abfluss in die großen Rinnen. Gegen eine Interpretation als Toteis-Hohlformen sprechen die große Tiefe sowie die Zu- und Abflüsse zum Becken, bzw. zu den Rinnen. Eine nähere Untersuchung steht allerdings noch aus. Die rundlichen Hohlformen an der Oberfläche des Hochbereiches sind dagegen als Toteisformen zu deuten (vgl. WEISSE 2007).

Eine Vermoorung ist innerhalb der Rinnen auf die ausgeprägten Niederungen konzentriert. Nur wenige Rinnen zeigen eine durchgehende, flächenhafte Vermoorung. Aufgrund der tief liegenden Grundwasseroberfläche konnte es nur im Bereich von stauenden Sedimenten zu einer Moor-/Torf-Bildung kommen. Dieses sind ganz überwiegend die Beckentone (untergeordnet Beckenschluffe) in den Über-tiefungen der Rinnen.

Danksagung

Die Arbeiten wurden vom Autor teilweise im Rahmen seiner Tätigkeit beim Geologischen Dienst Schleswig-Holstein im LLUR durchgeführt. Der Forstverwaltung, besonders Herrn Körber (Staatl. Försterei Lütjensee), der Unteren Naturschutzbehörde (Kreis Stormarn), Sabine Kaldler und Joachim Schulz sei für die Unterstützung bei den Feldarbeiten gedankt. Weiterhin geht Dank an: Labor des Straßenbauamtes, besonders Frau Barbara Kaczirek und den Mitarbeitern des Landeslabors in Neumünster für die Untersuchung von Bodenproben, dem Leibniz-Labor in Kiel, besonders Herrn Dr. Alexander Dreves, für die ¹⁴C-Datierung von Proben, den Herren Mevs, Krug, Preuß und Peters sowie Florian Grube für den unermüdlichen Einsatz bei den Bohrarbeiten sowie Maike Schirk und Christina Verdick für die Hilfe bei der Erstellung von Zeichnungen. Herrn Dr. habil. H. Usinger (Kiel, †) möchte ich herzlich für die Kooperation und die Diskussion der Ergebnisse danken. Herrn Prof. emer. Jan Lundqvist (Stockholm) danke ich für die Diskussion zu zirkularen Strukturen. Frau Dipl.-Geol. Cornelia Ruhland (Hamburg) danke ich herzlich für die Durchsicht des Manuskriptes. Den beiden Gutachtern sei für das konstruktive Review gedankt, Herrn Dr. Phil Gibbard (Cambridge, UK) für die Korrektur des Abstracts.

Literatur

- AGSTER, G. (1999): Endbericht zum Untersuchungsprogramm zur Ermittlung des nutzbaren Grundwasserdargebotes im schleswig-holsteinischen Nachbarraum zu Hamburg (Südost-Holstein). – Landesamt für Natur und Umwelt des Landes Schleswig-Holstein, Flintbek, 121 S., Anhang, Anlagenband [unveröff.].
- ALAI-OMID, M., CHRISTENSEN, S., KOSACK, B. & LANGE, W. (1988): Grundzüge der Geologie des Kreises Stormarn. – Die Heimat, 95: 18–31.
- BALDSCHUHN, R., BINOT, F., FLEIG, S., KOCKEL, F. (2001): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor. – Geologisches Jahrbuch, A 153: 3–95.
- CHRISTIER, H. (2001): Erfassung des aktuellen Zustandes der Riepswiesen, einem Teilbereich des Naturschutzgebietes Kranika im südöstlichen Schleswig-Holstein (Kreis Stormarn). – Diplomarbeit, Universität Hamburg, 144 S. + Anhang [unveröff.].
- DE GANS, W. (1988): Pingo scars and their identification. – PhD thesis, Vrije Universiteit te Amsterdam, 132 pp.
- EGGERS, W. (1933): Karte der geologischen Landschaftsformen der Umgebung von Hamburg. – Verlag J. Köhler; zu Wanderkarte Großhamburg und Umgebung, Hamburg (Boyens).
- EHLERS, J., GRUBE, A., STEPHAN, H.-J. & WANSA, S. (2011): Pleistocene Glaciations of North Germany – New Results. – Developments in Quaternary Science, 15: 149–162.
- GRIPP, K. (1933): Geologie von Hamburg und seiner näheren Umgebung. – Gesellschaft der Freunde des Vaterländischen Schul- und Erziehungswesens, Hamburg, 154 S.
- GRIPP, K. (1934): Diluvialmorphologische Untersuchungen in Süd-Holstein. – Zeitschrift deutsche Geologische Gesellschaft, 86 (2): 73–82.
- GRIPP, K. (1938): Eine geologische Reise durch Stormarn. – In: C. BOCK VON WÜLFINGEN & W. FRAHM [Hrsg.]: Stormarn – Der Lebensraum zwischen Hamburg und Lübeck. – 33–52; Hamburg (Hartung).
- GRIPP, K. (1964): Erdgeschichte von Schleswig-Holstein. – 411 S.; Neumünster (Wachholtz).
- GRUBE, A. (1996–2000): Geotopschutz in Schleswig-Holstein – Untersuchungen im Kreise Stormarn. – Die Heimat, 103 (9/10), 190–216; (11/12): 244–251; 105 (7/8): 146–165; 107 (9/10): 157–179.
- GRUBE, A. (2010): Stülfelder Tannen – eine einmalige Niedertau- und Kames-Landschaft der Weichsel-Kaltzeit (Kreise Stormarn und Segeberg). – Natur- und Landeskunde 117 (7–9): 93–101.
- GRUBE, A. (2011): Zur Struktur von Eskern in Schleswig-Holstein, unter besonderer Berücksichtigung des „Esker-Kames-Systems Forst Steinburg“ in morphologischer Hochlage. – E&G Quaternary Science Journal 60 (4): 425–433.
- GRUBE, A. (2014): Die Eiszerfalls-Landschaft Hevenbruch im Stadtwald Lübeck (Kreis Herzogtum Lauenburg, Schleswig-Holstein). – Verhandlungen Naturwissenschaftlicher Verein Hamburg, 48: 203–220.
- GRUBE, F. (1969): Zur Geologie der weichselzeitlichen Gletscherrandzone von Rahlstedt-Meiendorf. – Abhandlungen Naturwissenschaftlicher Verein Hamburg, 13: 141–194.
- HINSCH, W. (1991): Karte des präquartären Untergrundes von Schleswig-Holstein 1:200.000. – Geologisches Landesamt Schleswig-Holstein, Kiel.
- HOFMANN, J. (1956): Diluvialmorphologische Untersuchungen in der Umgebung der Hahnheide (Kreis Herzogtum Lauenburg). – Unveröff. Diplomarbeit, Universität Kiel, 43 S.
- IANNICELLI, M. (2013): Misconceivment about the formation of true DeKalb Mounds in DeKalb County, Illinois. – Journal of Geography and Geology, 5 (2): 31–42.
- ILLIES, H. (1955): Die Vereisungsgrenzen in der weiteren Umgebung Hamburgs, ihre Kartierung und stratigraphische Bewertung. – Mitteilungen Geographische Gesellschaft Hamburg, 51: 7–54.
- JOHANNSEN, A. (1980): Hydrogeologie von Schleswig-Holstein. – Geologisches Jahrbuch, C28: 3–586.
- JOHANSSON, E. (1934): Studien im Gebiete zwischen Torp und Snickaregården, der Kamelandschaft von Valle Hårad, Västergötland, Schweden. – Geografiska Annaler, 16: 125–145.
- KAUFHOLD, H. (2012): Geologische Übersichtskarte von Schleswig-Holstein 1:250.000. – Unter Mitarbeit von BURBAUM, B. & GRUBE, A.; Landesamt für Landwirtschaft, Umwelt und ländliche Räume Schleswig-Holstein.
- KOCH, E. (1931): Der Untergrund im Gebiet des Großensees und des Mönchteichs bei Trittau im südlichen Holstein. – Mitteilungen Mineralogisch-Geologisches Staatsinstitut Hamburg, 12: 15–48.
- LIEDTKE, H. (1983): Periglacial sloopewash and sedimentation in Northwestern Germany during the Würm (Weichsel-) Glaciation. – Proc. Fourth Intern. Permafrost Conf., Fairbanks, Alaska: 715–718; Washington D.C. (National Academy Press).
- LOERBROCKS, F. W. (2012): Quartärgeologische Kartierung im Bereich Staatsforst Bergen Trittau. – Diplomarbeit, Department Geowissenschaften, Universität Hamburg, 56 S. + Anhang [unveröff.].
- LUNDQVIST, J. (1969): Beskrivning till jordartskarta över Jämtlands län. – Sveriges Geologiska Undersökning, Serie Ca 45: 418 S.
- LUNDQVIST, J. (1979): Morphogentic classification of glaciofluvial deposits. – Sveriges Geologiska Undersökning, Avhandlingar och Uppsatser, 73 (8): 3–72.
- LUNDQVIST, J. (2010): Deposits from landslides and avalanches triggered by seismic activity in Swedish Lapland. – Geografiska Annaler, 92A (3): 411–419.
- MINGRAM, J., NEGENDANK, F. W., BRAUER, A., BERGER, D., HENDRICH, A., KÖHLER, M. & USINGER, H. (2007): Long cores from small lakes – recovering up to 100 m-long lake sediment sequences with a high-precision rod-operated piston corer (Usinger-corer). – Journal of Paleolimnology, 37: 517–528.
- OTTMAR, M. A. (2012): Quartärgeologische Kartierung östlich Lütjensee. – Diplomarbeit, Department Geowissenschaften, Universität Hamburg, 59 S. + Anhang [unveröff.].
- PFEFFERLE, R. (1935): Zur Morphologie des Talsandterassentäler in der Umgebung von Hamburg. – Dissertation, Hamburg, 77 S.; Würzburg (Triltsch).
- PROCHASKA, S. & VOSS, K. (1988): Gutachten Riepswiesen, Trittau (Landkreis Stormarn). – DIERSSEN, K. im Rahmen des Forschungsprojektes „Grundlagenerhebung und Erarbeitung eines Entwicklungskonzeptes im Bereich forstfiskalischer Flächen“. – PROCHASKA, S.; VOSS, K. [Bearb.], 64. S. [unveröff.].
- RANGE, P. (1928): Zur Geologie der Umgebung von Trittau im südlichen Holstein. – Jahrbuch Preußische Geologische Landesanstalt, 49 (1): 248–251.
- RANGE, P. (1935a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Deutschen Ländern, Blatt Trittau. – Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin, 37 S.
- RANGE, P. (1935b): Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern 1:25.000, Blatt 2328 (Trittau). – Bearbeitet von P. RANGE (1925, 1926); Preußische Geologische Landesanstalt, Berlin.
- RESSKE, F. (1968): Topographie, Morphologie und Morphogenese einer Eisrandlage – Die Notwendigkeit einer großmaßstäblichen topographischen Aufnahme für glazialmorphologische Studien am Beispiel der Würm-Eisrandlage im Bereich des Lütjensees, südliches Holstein. – Hamburger Geographische Studien, Sonderheft. 122 S.
- SIMON, W. G. (1937): Geschiebezählungen und Eisrandlagen in Südost-Holstein. – Mitteilungen Geographische Gesellschaft und Naturhistorisches Museum Lübeck, 39: 13–33.
- STEPHAN, H.-J. (1997): Wie weit reichte die Vergletscherung der letzten Eiszeit in Schleswig-Holstein? – Die Heimat, 104: 52–57.
- STEPHAN, H.-J. (2004): Karte der Stauchgebiete und Haupt-Gletscherrandlagen in Schleswig-Holstein 1:500.000. (Map of glacio-tectonics and main glacier-margin lines in Schleswig-Holstein 1:500,000). – Meyniana, 56: 149–154.
- TODTMANN, E. M. (1954): Die würmzeitlichen Eisrandschwankungen im Bereich der Hahnheide bei Trittau östlich von Hamburg. – Mitteilungen Geologisches Staatsinstitut Hamburg, 23: 142–149.
- WEISSE, R. (2007): Glaziäre Kleinsenken des Potsdamer Gebietes. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, 14 (1): 51–63.
- WETZEL, W. (1929): Geologischer Führer durch Schleswig-Holstein. – 179 S.; Berlin (Borntraeger).