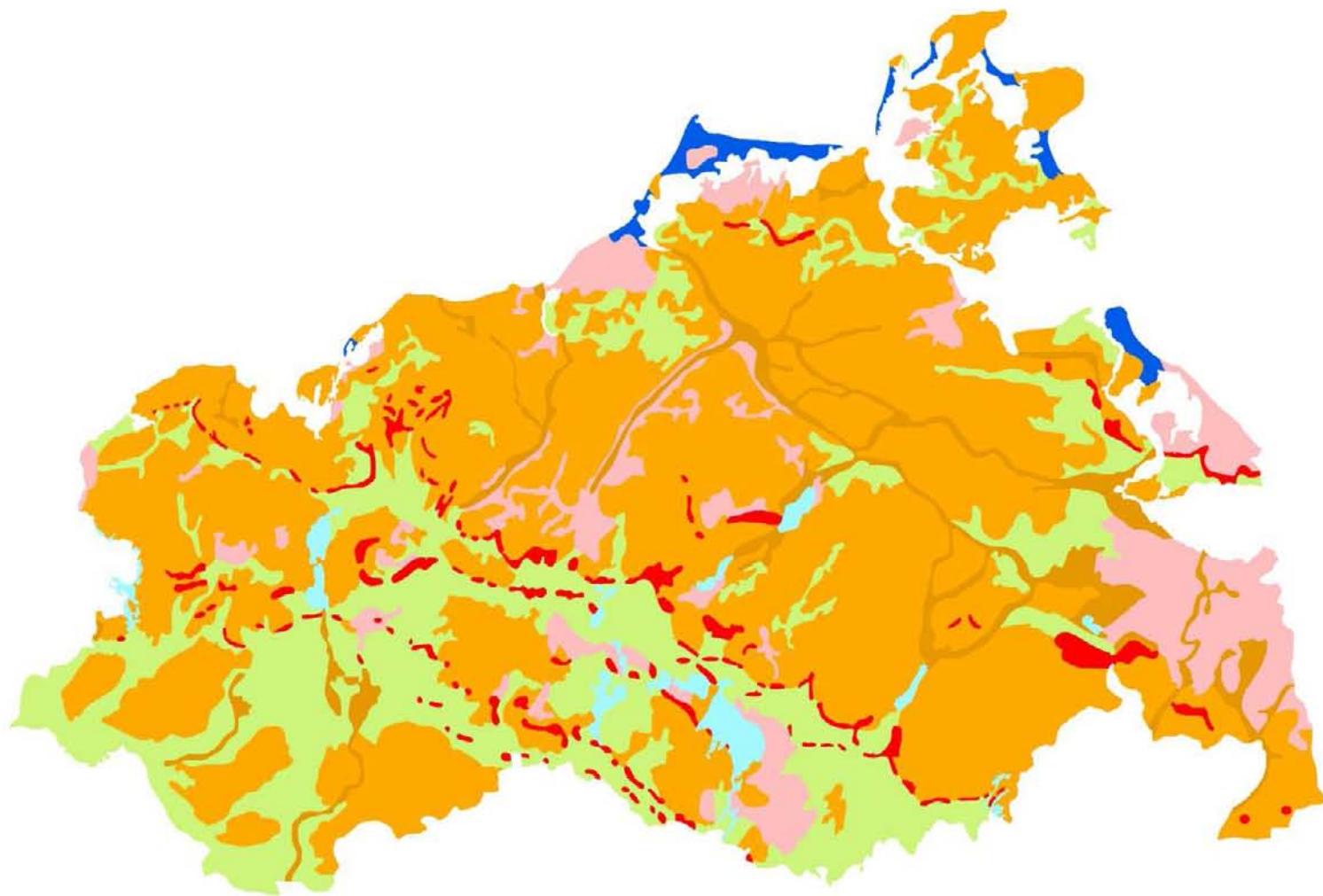


79. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen



26. bis 29. Mai 2015
Güstrow

**Mecklenburg
Vorpommern**

Landesamt für Umwelt,
Naturschutz und Geologie

79. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen

26.-29.05.2015 in Güstrow

Tagungsband und Exkursionsführer



Vorwort

Liebe Kolleginnen und Kollegen, sehr geehrte Tagungsgäste

Die seit 1927 durchgeführte traditionsreiche Tagung der „Arbeitsgemeinschaft Norddeutscher Geologen“ (ARGE NDG) findet als inzwischen 79. Vortrags- und Exkursionsveranstaltung vom 26.-29. Mai 2015 in der Barlachstadt Güstrow statt. Der Staatliche Geologische Dienst (SGD) im Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie (LUNG) Mecklenburg-Vorpommerns hat nach 2003 (Neubrandenburg) erneut Gelegenheit, diese Tagung zu aktuellen Themen und Fortschritten der norddeutschen Geologie auszurichten.

Die Domstadt Güstrow (30.000 Einwohner) hat im Jahr 1228 das schwerinsche Stadtrecht erhalten und ist Verwaltungszentrum des Landkreises Rostock (seit 2011), Hochschulstandort (Fachhochschule für öffentliche Verwaltung, Polizei und Rechtspflege des Landes Mecklenburg-Vorpommern/FHöVPR) sowie Stadt der Museen und Künste (u. a. Sitz der Ernst-Barlachstiftung, Renaissance-Schloss mit Renaissance-Garten). Güstrow liegt im Einzugsbereich wichtiger Verkehrsstrassen wie der ICE-Strecke Rostock – Berlin sowie der Bundesautobahnen A 19 und A 20 und wirkt als urbanes Mittelzentrum weit in die Umgebung hinein. Auch die attraktive naturräumliche Ausstattung der Region, vor allem wegen der geologischen (eiszeitlichen) Prägung im Rückland der Pommerschen Hauptendmoräne, macht Güstrow als Ausgangspunkt für vielfältige touristische Aktivitäten in Mecklenburg sehr interessant. Die historische Altstadt Güstrows mit dem Renaissance-Schloss bietet im Rahmen des Tagungsprogramms am 29.5.2015 daher auch ein lohnendes Ziel für eine Stadtführung.

Auf dem Campusgelände der Fachhochschule befindet sich das Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommerns als Obere Landesbehörde. Der Staatliche Geologische Dienst Mecklenburg-Vorpommerns ist darin seit 1999 integriert und fachaufsichtlich dem Ministerium für Landwirtschaft, Umwelt und Verbraucherschutz des Landes zugeordnet. Somit ist die Stadt Güstrow auch ein Zentrum der Landesgeologie Mecklenburg-Vorpommerns und deshalb als Veranstaltungsort für die 79. Jahrestagung der „ARGE Norddeutscher Geologen“ prädestiniert. Für das LUNG als Veranstalter ist dabei die unmittelbare Nähe zur FHöVPR durch die Nutzung der infrastrukturellen Möglichkeiten (Vortragsräume, Mensa) von großem Vorteil.

Die Vortragsblöcke umfassen am 27.5.15 mit der regionalen Quartärgeologie, der Geologie des tieferen Untergrundes sowie mit angewandt-geologischen, archäologischen und ökologischen Themen Norddeutschlands incl. Nachbarregionen ein breites inhaltliches Spektrum der landesgeologischen Aufgaben, das am 28.5.15 durch ein entsprechendes Exkursionsprogramm komplettiert wird. Dabei kann der Ausrichter auf langjährig etablierte Arbeitskontakte zur Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald (Institut für Geographie und Geologie), zum Landesamt für Kultur und Denkmalpflege (speziell Landesarchäologie) und auf eine aktuelle geowissenschaftliche Kooperation mit dem Deutschen GeoForschungszentrum (GFZ) Potsdam der Helmholtz-Gemeinschaft im Rahmen des ICLEA-Projektes („Integrated Climate and Landscape Evolution Analyses“) bauen.

Mit besonderer Freude und Dank kann seitens des Veranstalters ein sehr großer Zuspruch an Teilnehmenden, Vortrags- und Posterbeiträgen registriert werden, der zeigt, dass die „ARGE Norddeutscher Geologen“ mit ihrer im Zweijahresrhythmus stattfindenden Tagung in der deutschen Geo-Community eine „feste Adresse“ ist – und das sogar ohne „(geo)gesellschaftlichen Überbau“! Es wird daran deutlich, dass dieses Tagungsformat als offenes Diskussionsforum vornehmlich der norddeutschen SGD generell gewünscht bleibt, sowohl für erfahrene als auch für jüngeren Kolleginnen und Kollegen als Vortrags- und Diskussionsplattform attraktiv ist sowie – last but not least – dazu beiträgt, Studierenden geowissenschaftlicher Fachrichtungen an Universitäten und Hochschulen Praxisbezüge zu vermitteln.

Abschließend danke ich besonders Herrn Dr. Andreas Börner für die konzeptionelle und organisatorische Koordinierung der Tagungsvorbereitung, außerdem Frau Susann Förster und Herrn Felix Köhler (Registratur, Zusammenstellung der Tagungsunterlagen) sowie den Herren Dr. Karsten Obst und Karsten Schütze für ihre Mitwirkung bei der inhaltlichen und technischen Programmplanung. Dank auch an die hier nicht Genannten, die sich in vielfältiger Weise für die „79. Jahrestagung der ARGE Norddeutscher Geologen“ in Güstrow engagierten.

Allen Teilnehmerinnen und Teilnehmern incl. Gästen ein herzliches Willkommen und „Glück-Auf“ sowie einen angenehmen Aufenthalt in der Barlachstadt Güstrow!



Prof. Dr. Ralf-Otto Niedermeyer

Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie, Mecklenburg-Vorpommern
Abteilungsleiter „Geologie und Umweltinformation“/
Leiter des Staatlichen Geologischen Dienstes

Inhalt:

1. Kurzfassungen der Vorträge (V) und Poster (P)

TOBIAS BEICHE, HEIKO HÜNEKE, MICHAEL KENZLER (V)

Die Genese der rhythmisch geschichteten und rhythmisch brekzierten Seesedimente von Dwasieden (Pleistozän, Jasmund, Rügen)13

MIROSLAW BŁASZKIEWICZ (V)

When did permafrost disappear in the area of Last Glaciation, northern Poland?15

ACHIM BRAUER, MIROSLAW BŁASZKIEWICZ, REINHARD LAMPE, NADINE DRÄGER, ULRIKE KIENEL, SEBASTIAN LORENZ, MICHAŁ SŁOWINSKI, MARTIN THEUERKAUF, HENRIETTE WILKE, MARKUS J. SCHWAB, ICLEA TEAM (V)

Das Virtuelle Institut ICLEA: Klima und Landschaftsentwicklung im nordostdeutsch-polnischen Tiefland.....17

JOHANNES BRUMME, HEIKO HÜNEKE, EMRYS PHILLIPS (V)

3D-Mikrogefüge-Analyse weichselzeitlicher Geschiebemergel auf Jasmund: mehrphasige subglaziale Deformation während der Ablagerung und im Zuge der glazitektonischen Verschuppung (Rügen).....20

JOHANNES BRUMME, HEIKO HÜNEKE, EMRYS PHILLIPS (P)

Die weichselzeitlichen Tills im Kliff von Dwasieden (Jasmund, Rügen): Mikrogefüge-Analyse und räumliche Interpretation der Schersinn-Indikatoren (Richtung der Eisbewegung, glazitektonische Deformation)21

DENNIS BUNKE, THOMAS LEIPE, FRANZ TAUBER, MATTHIAS MOROS, HELGE W. ARZ (V)

Sedimentäre Leistungen der westlichen Ostsee im Kontext menschlicher Nutzung.....22

WIERD MATHIJS DE BOER (V)

Eisrandlagen und Abflussbahnen aus der Weichselkaltzeit in der östlichen Uckermark (Brandenburg / Mecklenburg-Vorpommern).....24

NICO DEUS, JÖRG ELBRACHT (V)

Modellierung der Grundwasserversalzung in Niedersachsen basierend auf aeroelektromagnetischen – und Grundwasserbeschaffenheitsdaten.....27

ANDRÉ DEUTSCHMANN, MARTIN MESCHÉDE, KARSTEN OBST (P)

USO-Projekt (Teilgebiet West): Interpretation und Darstellung reflexionsseismischer Daten westlich der Insel Rügen für ein 3D-Modell.....29

RONALD P. DILLNER, MICHAEL E. BÖTTCHER, GERD BÖTTCHER, BEATE SCHWERDTFEGER (P)

Hydrogeochemische und isotopengeochemische Charakterisierung von Grundwässern in Mecklenburg-Vorpommern32

NADINE DRÄGER, MARTIN THEUERKAUF, SABINE WULF, BIRGIT PLESSSEN, MICHAŁ SŁOWIŃSKI, ULRIKE KIENEL, THOMAS HÜBENER, RIK TJALLINGII, SEBASTIAN LORENZ, ACHIM BRAUER (V) Rekonstruktion von holozänen Klima- und Umweltveränderungen anhand jährlich geschichteter Seesedimente vom Tiefen See (NO Deutschland) – Ein Multi-Proxy Ansatz	34
MICHAEL ENDLER, RUDOLF ENDLER, JENS WUNDERLICH, BERND BOBERTZ, THOMAS LEIPE, MATTHIAS MOROS, HELGE W. ARZ (P) Geo-akustische Modellierung und Sichtbarkeit sedimentärer Abfolgen in hoch- aufgelösten sedimentakustischen Profilaufnahmen in der südwestlichen Ostsee	36
HANS-JOACHIM ENGELHARDT, ARTUR ENGELHARDT, THOMAS SCHIRMER (P) Die Gipskristalle des Gradierwerks Bad Kösen	38
MATTHIAS FRANZ, MARKUS WOLFGGRAMM (V) Die mesozoischen Hauptreservoirs des Norddeutschen Beckens und ihr geothermisches Potenzial	40
PETER FRENZEL, JÖRG ANSORGE, THOMAS DANIEL, SEBASTIAN LORENZ, MANUELA SCHULT (V) Mikropaläontologische Untersuchungen im Holozän Stralsunds	42
ARNOLD FUCHS, ANTHONY COOPER, INGBERT GANS, MICHAEL KREMPER, MICK MALPASS (V) Zur Herkunft des Alabasters des Epitaphs von Herzog Ulrich im Güstrower Dom – Schwierigkeiten einer Provenienzbestimmung	45
JULIA GALLAS, JOHANNES BRUMME, HEIKO HÜNEKE, HENRIK ROTHER (P) Mikrostrukturelle Kartierung und 3D Rekonstruktion der im Till des M2-Komplexes von Klein Klütz-Höved erhaltenen Mikrogefüge (Weichselglazial, Nordwest-Mecklenburg)	48
SASCHA GAST, CORNELIA RIESENBERG, LUKAS POLLOK, GABRIELA VON GOERNE, MARKUS HÖLZNER, STEPHANIE FLEIG, JÖRG HAMMER (P) Die Niveauschnittkarten des norddeutschen Untergrundes - Erstellung, Harmonisierung und Nutzen	49
SASCHA GAST, LUKAS POLLOK, MARKUS HÖLZNER, CORNELIA RIESENBERG, STEPHANIE FLEIG, GABRIELA VON GOERNE, JÖRG HAMMER (V) Salzstrukturen zur Speicherung Erneuerbarer Energien – Das Projekt „InSpEE“ als ein Beitrag der Geowissenschaften zur Energiewende	51
ANNA GEHRMANN, HEIKO HÜNEKE, MARTIN MESCHÉDE, EMRYS PHILLIPS (P) Microstructural mapping at the glaciotectionic Wissower Bach syncline (NE Rügen, Germany)	53
ANNA GEHRMANN, MARTIN MESCHÉDE, HEIKO HÜNEKE, HENRIK ROTHER, KARSTEN OBST (V) Der glazitektonische Komplex von Jasmund (NE-Rügen): Geomorphologische Kartierung und Landformenanalyse auf der Grundlage von LiDAR-Daten	54

KLAUS GRANITZKI, KARSTEN SCHÜTZE (P) Die Eugen-Geinitz-Sicht – eine neue geotouristische Sehenswürdigkeit in Mecklenburg-Vorpommern	56
ALF GRUBE (V) Os-Strukturen und Eiszerfallslandschaften im Südosten Schleswig-Holsteins	58
VOLKER HÄUßLER (V) Archäologie rund um die Kühlung	60
JACOB HARDT, MARGOT BÖSE (V) Geomorphologische und Geochronologische Untersuchungen der lobusförmigen Rückenstrukturen im Bereich des mittleren Barnim (Brandenburg) – neue Einsichten in den Eisrückzug während der Frankfurt-Phase	67
MANFRED HAUPTMANN, R. TEGELER, J. VOSS (V) Erdölbohrung Barth 11 - Begleitendes Umweltmonitoring zur Stimulation einer Horizontalbohrstrecke (2014-2015)	69
NORBERT HAUSCHKE, SOPHIE KRETSCHMER (P) <i>Xenusion auerswaldae</i> POMPECKJ 1927, a remarkable Lower Cambrian fossil in an erratic boulder from Hiddensee island – the “Halle specimen”	72
AXEL HEINZE (P) Das Relief der Marsch in hochauflösenden Höhenkarten	75
HEIKO HÜNEKE, MICHAEL KENZLER, JOHANNES BRUMME, ANNA GEHRMANN, TOBIAS BEICHE, CHRISTOPH KETTLER, JULIA GALLAS, BABETTE WEGENER (V) Methodische Ansätze für eine detailgetreue Rekonstruktion der weichselzeitlichen Sedimentation und Eisdynamik auf Jasmund (Rügen)	76
SILVIO JANETZ, SILKE REYES (P) Von der hydrogeologischen Karte zum dreidimensionalen Grundwasserleitermodell - Stand und Perspektiven der hydrogeologischen Landesaufnahme in Brandenburg	78
DETLEF JANTZEN (V) Aktuelles aus der Landesarchäologie	79
FRANK W. JUNGE, LOTHAR EIBSMANN (V) Periglaziäre, glaziäre und subrosive Strukturen in Mitteldeutschland	82
MICHAEL KENZLER, SUMIKO TSUKAMOTO, MANFRED FRECHEN, HEIKO HÜNEKE, STEFAN MENG (P) Die chronostratigraphische Neubewertung ausgewählter Kliffaufschlüsse der Halbinsel Jasmund (Rügen) basierend auf OSL Datierungen	85
MICHAEL KENZLER, MANFRED FRECHEN, HEIKO HÜNEKE, HANS-JÜRGEN STEPHAN, CHRISTINE THIEL, SUMIKO TSUKAMOTO (V) Ein frühweichselzeitlicher Eisvorstoß in Norddeutschland? Vergleich der Aufschlüsse Osterbylund (Schleswig-Holstein) und Klein Klütz Höved (Mecklenburg-Vorpommern)	86

CHRISTOPH KETTLER, HEIKO HÜNEKE, HENRIK ROTHER (V) Ablagerungsmodell der intensiv tektonisierten Interstadial-Sedimente von Glowe (I2-Komplex, Rügen): hochauflösende Kartierung, Mikromorphologie, Fazies- und Strukturanalyse	88
ULRIKE KIENEL, GEORGIY KIRILLIN, BRIAN BRADEMANN, JENS MINGRAM, BIRGIT PLESSEN, ACHIM BRAUER (V) Monitoring von Wetter, Limnologie und Sedimentbildung zum Prozessverständnis der Warvenablagerung im Tiefen See (Klocksiner Seenkette)	90
REGINA KINDERMANN, HENRIK ROTHER (P) Geochemische Untersuchungen pleistozäner Geschiebemergel in Mecklenburg- Vorpommern – Versuch einer lithostratigraphischen Differenzierung mittels Röntgenfluoreszenzanalyse	92
RÜDIGER KOCH (P) Ergebnisse von geologischen Kartierbohrungen des LBEG im Großen Bruch (nördliches Harzvorland)	93
JAROSŁAW KORDOWSKI (P) Lower Vistula River valley development after retreat of the last glaciation	96
KAY KRIENKE, HANJO POLZIN (P) Die Ausbildung von Böschungen in Abhängigkeit von Gesteinsart und Lagerungsverhältnissen - Fallbeispiele aus dem Steine- und Erdenbergbau in Mecklenburg-Vorpommern	98
RALF KÜHNER (V) Das Eem-Vorkommen Jänschwalde – Geologie der ältesten mittelpaläolithischen Ausgrabungsstelle in Brandenburg	100
SANDY LASCHKE, PETER FRENZEL, KAMIL USTASZEWSKI (V) Biostratigraphie und Lagerungsverhältnisse der höchsten Oberkreide am SE-Rand des Arkona-Beckens, südliche Ostsee	102
GUNDULA LIDKE (V) Knochen und Waffen im Tollensetal – Ein Schlachtfeld der Bronzezeit (um 1300 v.u.Z.) ...	105
SEBASTIAN LORENZ, MARTIN THEUERKAUF, MANUELA SCHULT, NADINE DRÄGER, REINHARD LAMPE, ACHIM BRAUER (V) Spätpleistozäne und holozäne Seebecken- und Wasserstandsentwicklung des Tiefen Sees in der Klocksiner Seenkette	108
JANINE MEINSEN, MELANIE THOMAS, GUNTRAM HERRENDORF, CARSTEN SCHWARZ (P) Neue Ergebnisse im Umfeld des Holstein-Interglazials von Bossel (Grube Blumenthal, Lkr. Stade)	110
STEFAN MENG (P) Der Steppenbison <i>Bison priscus</i> BOJANUS 1827 in Mecklenburg-Vorpommern	113

STEFAN MENG, ANDREAS BÖRNER (V)

Faunistische und taphonomische Probleme im marinen Eem des
südlichen Ostseeraumes – Beispiele aus Mecklenburg-Vorpommern..... 115

CHRISTOPH NACHTWEIDE & KARSTEN OBST (P)

3D-Modellierung oberflächennaher Sedimente auf der Basis von Bohrungsdaten
und seismischen Messungen im Gebiet des Offshore-Windparks
„Arkona Becken Südost“ 298

KARSTEN OBST, ANDRÉ DEUTSCHMANN, ELISABETH SEIDEL, MARTIN MESCHEDÉ (P)

Entwicklung eines 3D-Untergrundmodells für die südliche Ostsee –Grundlagen,
Ziele und Ergebnisse des USO-Projektes..... 118

KARSTEN OBST, CHRISTOPH NACHTWEIDE, ULRICH MÜLLER (V)

Verbreitung und Alter pleistozäner Sedimente am SE-Rand des Arkona-Beckens,
südliche Ostsee 122

ASDIS OELRICH, MATTHIAS DORN, CARSTEN SCHWARZ (P)

Umsetzung der Geologischen Karte von Niedersachsen 1:50.000 (GK50) nach
INSPIRE - Sachstand, erste Erfahrungen und Ergebnisse 125

BERNHARD VON POBLOZKI, C. BERGER, INES HEIBERT, STEFAN WANSKA (P)

Das neue Blatt 1864 Wittenberge der Lithofazieskarten Quartär 1:50 000..... 127

LUKAS POLLOK, SASCHA GAST, MARKUS HÖLZNER, STEPHANIE FLEIG, JÖRG HAMMER, CORNELIA

RIESENBERG, GABRIELA VON GOERNE (P)

Projekt „InSpEE“ – Speicherpotenzial für erneuerbare Energien (CAES & H₂).
Einblicke in das Inventar norddeutscher Salzstrukturen..... 129

HERBERT RÖHM, MELANIE THOMAS (P)

Ein Eem-Vorkommen bei Stapelshorn (Landkreis Diepholz) 131

HENRIK ROTHER, REGINA KINDERMANN, HELLA WITTMANN (V)

Die spätpleistozäne Deglaziation NE-Deutschlands: neue Ergebnisse zur Geochronologie
und Inlandeisdynamik durch Datierungen mittels kosmogener Radionuklide (¹⁰Be) 134

FRED RUCHHÖFT (V)

Die Slawenburg Arkona - Ausgrabungen am Rande des Abgrunds 135

STIG A. SCHACK PEDERSEN (V)

Architecture of glaciotectionic complexes and glaciodynamic sequence stratigraphy 136

JENS-PETER SCHMIDT (V)

Trassenaufschlüsse: Nicht nur für Geologen interessant - Archäologische
Ausgrabungen im Verlauf der Nordeuropäischen Erdgasleitung (NEL) 139

KONRAD SCHUBERTH (P)

Von Sachsen-Anhalt hinaus in die Welt – Geotopsteckbriefe in der Internetpräsenz
des Landes-Geotopkatasters 144

MARKUS J. SCHWAB, ACHIM BRAUER, MIROSLAW BŁASZKIEWICZ, THOMAS RAAB, MARTIN WILMKING, ICLEA TEAM (P) ICLEA - Virtuelles Institut zur Integrierten Klima- und Landschaftsentwicklungsanalyse ..	146
BEATE SCHWERDTFEGER (V) Uranproblematik in Mecklenburg-Vorpommern	148
ELISABETH SEIDEL, MARTIN MESCHEDE, KARSTEN OBST (P) USO-Projekt (Teilgebiet Ost): Interpretation und Visualisierung seismischer Profile und Bohrungsdaten östlich von Rügen als Basis für ein 3D-Modell	150
LJUBA STOTTMEISTER, ROLAND WIMMER, GERHARD BEUTLER, STEFANIE WITTFOTH (P) Neue Prätertiäraufschlüsse im südlichen Subherzyn (Sachsen-Anhalt)	153
PETER SUHR (V) Sternberger Gestein und Salztektunik	156
KATHARINA TILLY (P) Unbekannte Eiszeitrelikte in Ostfriesland – Pingoruinen	159
BABETTE WEGENER, HEIKO HÜNEKE, STEFAN MENG (P) Gliederung und Rekonstruktion der Schichtenabfolge von Klein Klütz Höved im Spät-Pleistozän auf der Grundlage der Grenzflächen-Hierarchie nach MIALL.....	162
HENRIETTE WILKE, HEIKO THOSS, ANDREAS GÜNTNER, THERESA BLUME (P) Hydrogeology of a young moraine area in NE Germany: Subsurface structures and groundwater modeling	164
ROLAND WIMMER, LJUBA STOTTMEISTER (P) Auf den Spuren des Baltischen Bernsteins – eine geotouristische Exkursion zur Samländischen Bernsteinküste.....	166
MELANIE WITTHÖFT (P) Arteser in Niedersachsen - Datenbereitstellung und -akquise	169
MARKUS WOLFGGRAMM (V) Aktuelle tiefengeothermische Projekte im Norddeutschen Becken.....	170

2. Exkursionsführer

Exkursion E1: Vom Warnowtal zur Ostseeküste bei Rerik..... 173

Leitung: ANDREAS BÖRNER, ALEXANDER FÜLLING, VOLKER HÄUßLER, ROBERTO HENSEL, STEFAN MENG,
ULRICH MÜLLER, KARSTEN SCHÜTZE, KNUT SOMMERMEIER

Stop 1: Die marine Eem-Fauna der Sandgrube Schwaan (Warnowtal)	175
Stop 2: Glazitektonische Großstruktur und Eozänschollen der „Kühlung“	182
Stop 3: Aussichtspunkt Bastorfer Leuchtturm	197
Stop 4: Küstenprofile bei Meschendorf	202
Stop 5: Schmiedeberg Rerik	209

Exkursion E2: Präquartäre Schollen und Lokalgeschiebe zwischen Malchow, Dobbertin und Sternberg..... 217

Leitung: KARSTEN OBST, JÖRG ANSORGE, ANDREAS BUDDENBOHM , JOHANNES KALBE

Stop 1: Kreide-Schollen in der Poppentiner Endmoräne	221
Stop 2: Lias-Tongrube bei Dobbertin	227
Stop 3: Sternberger Gestein in der Kiesgrube Kobrow	241
Stop 4: Geologische Landessammlung Sternberg	251

Exkursion E3: Die Seen- und Flussentwicklung in der Mecklenburgischen Seenplatte..... 269

Leitung: SEBASTIAN LORENZ, NADINE DRÄGER, ULRIKE KIENEL, MARTIN THEUERKAUF, ACHIM BRAUER

Stop 1: Das Paläoseebecken nördlich von Dobbertin	273
Stop 2: Das Mildnitz-Durchbruchstal bei Kläden	282
Stop 3: Krakow am See	285
Stop 4: Der Tiefe See der Klocksiner Seenkette	286

Die Genese der rhythmisch geschichteten und rhythmisch brekzierten Seesedimente von Dwasieden (Pleistozän, Jasmund, Rügen)

TOBIAS BEICHE¹, HEIKO HÜNEKE¹ & MICHAEL KENZLER¹

Das Kliff Dwasieden befindet sich im Südwesten der Halbinsel Jasmund (Insel Rügen), südlich von Sassnitz. Am Steilufer ist, über kreidezeitlichen Ablagerungen des Maastrichtiums, parakonform eine Abfolge von glazigenen Diamikten und interstadialen tonig bis kiesigen Sedimenten des Saale- und Weichsel-Glazials aufgeschlossen (LUDWIG 1954/55, PANZIG 1997). Innerhalb einer interstadialen Sequenz, welche nach dem LGM abgelagert wurde, konnte ein bis zu 5 m mächtiger, in Richtung Südwesten auskeilender Silt-Ton-Rhythmit (Bänderton) auf einer Klifflänge von 200 m dokumentiert und mikrofaziell untersucht werden. An der Basis des Bändertones vorkommende Kiese, Dropstones, implizieren die Genese innerhalb eines glazilakustrinen Beckens.

Diese Seesedimente bestehen aus einer Wechsellagerung von laminierten hellbraunen Silt- und dunkelbraunen Tonlagen. Bei genauerer Betrachtung bilden die Tonlagen keine einheitliche Lage, sondern besitzen einen brekziösen Charakter, da sie aus einer feinsiltig-tonigen Matrix und horizontal angeordneten Tonklasten bestehen. Eckige bis abgerundete Klasten, dicht gruppiert oder isoliert mit Größen von bis zu 5 cm lassen sich orientiert in verschiedenste Richtungen innerhalb dieser Lagen nachweisen.

Zur genaueren Untersuchung der Sediment- und Deformationsstrukturen dieser Wechsellagerung wurden Lockergesteinsdünnschliffe hergestellt, deren mikrofazielle Analyse zu einer sequenziellen Unterteilung in drei Bereiche führte:

- (1) Grobsilt Basis,
- (2) Feinsilt-dominierte Laminen,
- (3) Tonlage/ Tonklasten-Lage.

Die Strukturen zeigen, dass es sich nach den Kriterien von SMITH & ASHLEY (1985) um eine jährliche Wechsellagerung, also Warven handeln könnte, wobei (1) und (2) die Sommerlagen mit der vorwiegend aus Unterströmungen gespeisten Sedimentation repräsentieren während die Tone aus (3) die Sedimentation aus der Suspension im Winter dokumentieren.

Die Genese der Tonklasten (3) aus den Winterlagen erfordert die Berücksichtigung der Ablagerungsbedingungen im gesamten Becken. So werden verschiedene Prozesse diskutiert, wie hydrodynamische Brekzierung, hervorgerufen durch die Auflast des nachfolgenden Gletschervorstoßes, oder Trockenrisse und Kammeis, die durch komplettes Trockenfallen des Sees entstehen können. Auch eine Umlagerung der Tonklasten durch wieder einströmendes Wasser oder das Anfrieren durch Grundeis, das durch ein vollständiges Durchfrieren der Wassersäule entstehen kann, kommen in Betracht.

¹Tobias Beiche, Dr. habil. Heiko Hüneke, Michael Kenzler, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahnstraße 17a, D-17487 Greifswald, E-Mail: beiche@filmco.de

Literatur:

LUDWIG, A. O. (1954/55): Eistektonik und echte Tektonik in Ost-Rügen (Jasmund). - Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-Nat. R., **4** (3-4): 251-288.

PANZIG, W.-A. (1997): Pleistocene cliff exposures on NE-Rügen (Jasmund, Wittow), Pomerania. – Field symposium on glacial geology at the Baltic Sea coast in Northern Germany 7-12. September 1997, The Peribaltic Group INQUA Commission on Glaciation, Excursion Guide, p. 40-59, University of Kiel.

SMITH, N.D & ASHLEY, G. M. (1985): Chapter 4 Proglacial lacustrine environment, in Ashley, G. M., Shaw, J., eds., Glacial sedimentary environments, SEPM Short Course: Tulsa (Okla.), Society of Palaeontologists and Mineralogists, p. 135-215.

When did permafrost disappear in the area of Last Glaciation, northern Poland?

MIROSLAW BŁASZKIEWICZ¹

During the maximum Late Weichselian ice-sheet advance, very harsh climatic conditions prevailed. Most researchers assume that almost all Poland area, lying in the foreground of the LGM, was covered by continuous permafrost. A much larger discussion, however, is raised by the issue of the permafrost existence in the last glaciation area of Poland (Weichselian glaciation). What is discussed is both: the possibility of permafrost being preserved under the ice sheet from the anaglacial phase, and as well as encroachment of the "fresh" permafrost into the areas which were not covered by the ice sheet for a longer time. An important stage in the course of the study in the Weichselian glaciated areas was the model of RAMPTON (1988), with some reservations also accepted in Germany (LIEDTKE 1993) and Poland (KOZARSKI 1993), which takes into account the disappearance of permafrost under the ice sheet during its transgression, and its development in the areas subject to deglaciation. Recent studies of the areas covered by the Laurentian glaciation indicate that the disappearance of permafrost under the ice sheet was not complete, and even that it was limited only to the subglacial water circulation zones (LACELLE et al. 2004). More recently, in the Weichselian glaciated area of Poland the possibility of partial preservation of permafrost under the ice sheet originating from the transgression period has been considered. An important argument in this discussion is the important role of permafrost under the ice sheet in the formation of subglacial drainage and subglacial channels (PIOTROWSKI et al. 2009).

In the course of research in the Last Glaciation area of Poland some evidence pointing to encroachment of permafrost on the land released from the ice sheet were brought together. The most important include thermal contraction cracks, oriented kettle holes on outwash plains, permafrost-affected horizons in soil profiles, as well as the long-term preservation of buried dead ice blocks in depressions (VAN LOON et al. 2012). The biggest controversy in the literature, however, is raised by the issue of determining the time of the final disappearance of permafrost. Most authors lean toward the view it took place in the wider Bølling-Allerød complex, but some point to the possibility of discontinuous permafrost preservation until the beginning of the Holocene. The study, conducted by the author within lake basins in Eastern Pomerania (BŁASZKIEWICZ 2011), as well as the recent work carried out in the middle section of the valley of the Wda river where very distinct structures of the river developing in the existence of permafrost throughout the Late Glacial were documented, fully confirm and properly document this possibility (BŁASZKIEWICZ et al. 2015). From the point of view of the appearance of lake deposits, three main lake generations were distinguished: pre-Allerød lakes, lakes of the Bølling-Allerød complex and lakes of the Preboreal period. In the context of the time of the final permafrost decay, the lakes of the youngest generation during Preboreal are particularly important, since the lakes age differentiator was the varied duration of preservation of lake

¹Prof. Dr. Mirosław Błaszkiwicz, Institute of Geography and Spatial Organization of the Polish Academy of Sciences, Department of Environmental Resources and Geohazards, Poland, E-Mail: mirek@geopan.torun.pl

basins by buried dead ice blocks, which in turn was dependent primarily on the conditions of surface drainage network.

Documenting the fact that buried ice was preserved until the Preboreal period fully justifies the thesis about the preservation of permafrost patches until that period. Under the permafrost conditions, full preservation of dead ice blocks took place when the mineral cover reached the thickness corresponding to the depth of the active layer. In this way, buried dead ice blocks became an essential element of the permafrost. Blocks of dead ice modified the course of permafrost degradation in a manner similar to that observed in the case of the degradation of permafrost containing large amounts of ground ice on the modern-day periglacial areas. Under thermokarst, at the places where dead ice blocks existed, quickly spreading taliks formed, which greatly hastened the process of permafrost degradation. On the other hand, where the dead ice blocks were not subjected to the thermal interaction of water, they became a kind of permafrost refuges, thermally affecting their surroundings.

In conclusion of the above considerations, it can be said that the ultimate disappearance of permafrost in the Last Glaciation area of Poland occurred only at the end of the Preboreal period.

References:

- BŁASZKIEWICZ, M. (2011): Timing of the final disappearance of permafrost in the central European Lowland, as reconstructed from the evolution of lakes in N Poland - *Geological Quarterly*, **55**: 361-374.
- BŁASZKIEWICZ, M., PIOTROWSKI, J., BRAUER, A., GIERSEWSKI, P., KORDOWSKI, J., KRAMKOWSKI, M., LAMPARSKI, P., LORENZ, S., NORYŚKIEWICZ, A., OTT, F., SŁOWIŃSKI, M. & TYSZKOWSKI, S. (2015): Climatic and morphological controls on diachronous postglacial lake and river valley evolution in the area of Last Glaciation, northern Poland - *Quaternary Science Reviews*, **109**: 13-27.
- KOZARSKI, S. (1993). Late Plenivistulian deglaciation and the expansion of the periglacial zone in NW Poland - *Geologie en Mijnbouw*, **72**: 143-157.
- LACELLE, D., BJORNSON, J., LAURIOL, B., CLARK, I.D. & TROUTET, Y. (2004): Segregated intrusive ice of subglacial meltwater origin in retrogressive thaw-flow headwalls, Richardson Mountains, NWT, Canada - *Quaternary Science Reviews*, **23**: 681-696.
- LIEDTKE, H. (1993): Phasen periglaziär-geomorphologischer Prägung während der Weichseleiszeit im norddeutschen Tiefland - *Zeitschrift für Geomorphologie*, **93**: 69-94.
- PIOTROWSKI, J.A., HERMANOWSKI, P. & PIECHOTA, A.M. (2009): Meltwater discharge through the subglacial bed and its land-forming consequences from numerical experiments in the Polish lowland during the last glaciation - *Earth Surface Processes and Landforms*, **34**: 481-492.
- RAMPTON, V.N. (1988): Quaternary geology of the Tuktoyaktuk coastlands, Northwest Territories - *Geological Survey of Canada, Memoir* **423**: 103p.
- VAN LOON, A., BŁASZKIEWICZ, M. & DEGORSKI, M. (2012): The role of permafrost in shaping the Late Glacial relief of northern Poland - *Neth. J. Geosci. Geol. Mijnb.*, **91**: 223-231.

Das Virtuelle Institut ICLEA: Klima und Landschaftsentwicklung im nordostdeutsch-polnischen Tiefland

ACHIM BRAUER¹, MIROSLAW BŁASZKIEWICZ², REINHARD LAMPE³, NADINE DRÄGER¹, ULRIKE KIENEL¹,
SEBASTIAN LORENZ³, MICHAŁ SŁOWINSKI², MARTIN THEUERKAUF³, HENRIETTE WILKE⁴, MARKUS J. SCHWAB¹
& das weitere ICLEA Team*⁵

In dem Vortrag wird ein Überblick über das von der Helmholtz-Gemeinschaft geförderte Virtuelle Institut ICLEA (Institut zur Integrierten Klima- und Landschaftsentwicklungsanalyse) mit einem Schwerpunkt auf Arbeiten in Nordostdeutschland (Mecklenburg-Vorpommern) gegeben. Ziel von ICLEA ist ein besseres Verständnis der Klimadynamik und Landschaftsentwicklung im nordostdeutsch-polnischen Tiefland seit der letzten Eiszeit. Dazu haben sich Partner der Universität Greifswald, der BTU Cottbus-Senftenberg, der polnischen Akademie der Wissenschaften sowie des Deutschen GeoForschungsZentrums (GFZ) in einem interdisziplinären Verbund zusammengeschlossen, um die Informationen aus der jüngeren geologischen Vergangenheit in Bezug zu derzeit ablaufenden Veränderungen zu setzen (SCHWAB et al. 2014).

Perspektivisch sollen diese Informationen genutzt werden, um zukünftige Entwicklungen besser abschätzen zu können. Eine besondere Herausforderung stellt dabei die unterschiedliche zeitliche Auflösung der Daten dar. Während rezente Prozesse zeitlich sehr hochauflösend (Minuten bis Stunden) gemessen werden können, liegen geologische Daten meist nur in dekadischer oder noch gröberer Zeitauflösung vor. Dafür reichen diese Daten aber weit in die Vergangenheit zurück und haben damit das Potential auch Prozesse, die auf längeren Zeitskalen ablaufen und mit rezenten Messdaten nicht erfasst werden können, abzubilden und umfassend zu verstehen. Ein Schwerpunkt von ICLEA liegt deshalb darauf auch für die geologische Vergangenheit zeitlich hochauflösende Daten zu generieren. Deshalb sind jahreszeitlich auflösende Seesedimente und Baumringe ein zentraler Teil der Untersuchungen. Diese hochauflösenden Daten werden mit klassischen geomorphologischen und bodenkundlichen Untersuchungen, die meist eine bessere räumliche Abdeckung aufweisen, verknüpft (KAISER et al. 2014). Ergänzt werden die Daten aus geologischen Klima- und Umweltarchiven durch Messungen von hydrologischen und meteorologischen Parametern sowie durch die Analyse von Satellitenbildern (Abb. 1).

In diesem Beitrag werden die zentralen ICLEA Seesediment-Standorte „Tiefer See“ und „Großer Fürstenseer See“ einführend vorgestellt. In weiteren ICLEA-Beiträgen werden erste Ergebnisse laufender Arbeiten präsentiert. Schwerpunkt der Arbeiten am Großen

¹Prof. Dr. Achim Brauer, Nadine Dräger, Dr. Ulrike Kienel, Dr. Markus J. Schwab, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Sektion 5.2 Klimadynamik und Landschaftsentwicklung, Telegrafenberg, D-14473-Potsdam
E-Mail: brau@gfz-potsdam.de

²Prof. Dr. Mirosław Błaszkiwicz, Michał Słowski, Polnische Akademie der Wissenschaften, Institut für Geographie und Raumordnung, Dept. Tieflandhydrologie und Geomorphologie, Toruń, Polen

³Prof. Dr. Reinhard Lampe, Dr. Sebastian Lorenz, Dr. Martin Theuerkauf, Ernst Moritz Arndt Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedr.-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17487 Greifswald

⁴Henriette Wilke, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Sektion 5.4 Hydrologie, Telegrafenberg, D-14473 Potsdam

⁵*Die vollständige Liste der in ICLEA involvierten Wissenschaftler ist unter <http://www.iclea.de> zu finden

Fürstenseer See ist die Erfassung von hydrologischen und hydrogeologischen Daten um den Zusammenhang von Grundwasserzuflüssen und Seespiegeländerungen besser zu verstehen.

Jahresgeschichtete (warvierte) Seesedimente wurden in Nordostdeutschland bisher nur subrezent für die letzten ca 70–100 Jahre nachgewiesen und mit der anthropogenen Eutrophierung und dadurch bedingt verstärkten Algenblüten und gestiegener see-interner Kalzitfällung in Zusammenhang gebracht (KIENEL et al. 2013). Das im Rahmen von ICLEA erbohrte und bis in Spätglazial zurückreichende Sedimentprofil des Tiefen Sees (Klocksiner Rinne) zeigt nun erstmals, dass auch für das Früh- und Mittelholozän in weiten Bereichen jahresgeschichtete Sedimente erhalten sind. Damit ist klar, dass nicht nur anthropogene Einflüsse die Warvenbildung steuern, sondern natürliche Prozesse gleiche Effekte haben können. Das Auftreten der Jahresschichtung in den Sedimenten des Tiefen Sees und die Bedeutung für das Verständnis holozäner Klima- und Umweltbedingungen ist Gegenstand laufender Untersuchungen. Darüber hinaus steht hier erstmals in dieser Region ein Sedimentarchiv für saisonal aufgelöste Klimarekonstruktionen zur Verfügung. Das Potential warvierter Sedimente auch für Vegetationsrekonstruktionen wird am Beispiel der Sedimente des Tiefen Sees für die letzten 130 Jahre demonstriert (THEUERKAUF et al. 2015).

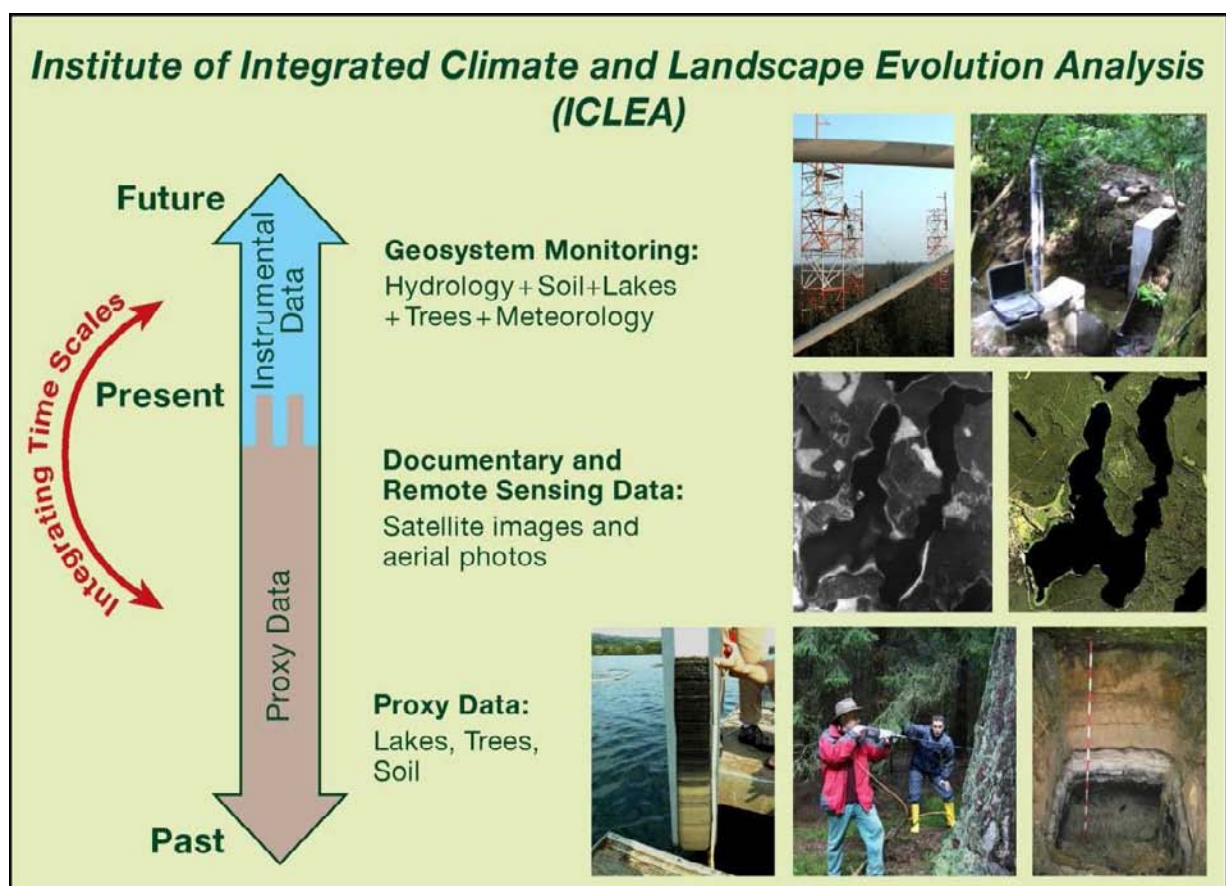


Abb. 1: Konzept des virtuellen Instituts ICLEA.

Literatur:

- KAISER, K., KÜSTER, M., FÜLLING, A., THEUERKAUF, M., DIETZE, E., GRAVENTEIN, H., KOCH, P. J., BENS, O., BRAUER, A. (2014): Littoral landforms and pedosedimentary sequences indicating late Holocene lake-level changes in northern central Europe – a case study from north-eastern Germany. *Geomorphology*, **216**: 58-78.
- KIENEL, U., DULSKI, P., OTT, F., LORENZ, S., BRAUER, A. (2013): Recently induced anoxia leading to the preservation of seasonal laminae in two NE-German lakes. *Journal of Paleolimnology*, **50**: 535-544.
- SCHWAB, M.J., THEUERKAUF, M., BRAUER, A., WILMKING, M., LAMPE, R. (Eds.) (2014): 3rd Annual ICLEA Workshop 2014: Dynamics of climate and landscape evolution of cultural landscapes in the Northern Central European Lowlands since the last ice age; Abstract volume & excursion guide; Scientific Technical Report ; 14/02, Potsdam : Deutsches GeoForschungsZentrum, 61 p, <http://doi.org/10.2312/GFZ.b103-14028>.
- THEUERKAUF, M., DRÄGER, N., KIENEL, U., KUPARINEN, A., BRAUER, A. (2015 online first): Effects of changes in land management practices on pollen productivity of open vegetation during the last century derived from varved lake sediments. *The Holocene*, doi.org/10.1177/0959683614567881.

3D-Mikrogefüge-Analyse weichselzeitlicher Geschiebemergel auf Jasmund: mehrphasige subglaziale Deformation während der Ablagerung und im Zuge der glazitektonischen Verschuppung (Rügen)

JOHANNES BRUMME¹, HEIKO HÜNEKE¹ & EMRYS PHILLIPS²

Die pleistozänen Ablagerungen an den Steilufern Mecklenburg-Vorpommerns sind bereits seit über einem Jahrhundert Gegenstand von Forschungen. Dennoch sind Ablagerungsmilieu und Ablagerungsbedingungen vieler lithostratigraphischer Einheiten (lokal mehr als neun verschiedene Geschiebemergel) nicht geklärt. Häufig stellt sich bei den Diamikten die Frage, ob es sich um subglaziale oder gravitativ umgelagerte Sedimente (zumindest in Teilen) handelt.

Für die Rekonstruktion solcher Prozesse sind mikromorphologische Untersuchungen sehr nützlich. Der Rand des Skandinavischen Inlandeisschildes lag während der letzten Glazialperiode wiederholt im Bereich der südwestlichen Ostseeküste. Deshalb stellt Rügen ein ideales Gebiet zur Rekonstruktion der Fluktuationen des Eisrandes und seiner Ausdehnung dar. Aufeinanderfolgende Vorstöße und Rückzüge des Eisschildes können durch terminoglaziale Sedimentationsprozesse und Fließrichtungskriterien in den Tills rekonstruiert werden.

Das Untersuchungsgebiet liegt nahe Sassnitz auf der Insel Rügen. Am Kliff von Dwasieden lagern weichselzeitliche Sedimente diskonform über Kreideablagerungen des Maastricht. Die einzelnen Geschiebemergel-Einheiten wurden für die mikromorphologische Untersuchung beprobt und mikrostrukturell kartiert. Die drei-dimensionale Analyse der Mikrogefüge basiert auf einer Kartierung der Klasten-Orientierung (PHILLIPS et al. 2011). In jedem Probenblock ist ein charakteristisches Mikrogefüge herausgearbeitet worden das am besten mit L-S Tektoniten in metamorphen Gesteinen vergleichbar ist. Basierend auf diesen Gefügen stellen wir ein 3-D-Model vor, um die finalen Deformationsmuster (und früheren Eisbewegungsrichtungen) zu rekonstruieren. Für die kinematische Interpretation werden die Ergebnisse von Scherversuchen (an Geschiebemergeln) herangezogen (IVERSON et al. 2008).

Literatur:

- IVERSON, N.R., HOOYER, T.S., THOMASON, J.F., GRAESCH, M., SHUMWAY, J.R. (2008): The experimental basis for interpreting particle and magnetic fabrics of sheared till. – *Earth Surf. Process. Landforms* **33**: 627–645.
- PHILLIPS, E.R., VAN DER MEER, J.J.M., FERGUSON, A. (2011): A new 'microstructural mapping' methodology for the identification and analysis of microfabrics within glacial sediments. – *Quat. Sci. Rev.* **30**: 2570-2596.

¹ Johannes Brumme, Dr. habil. Heiko Hüneke, Ernst-Moritz-Arndt- Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 17a, D-17489 Greifswald, E-Mail: J_Brumme@gmx.de

² Emrys Phillips, British Geological Survey, Murchison House, West Mains Road, Edinburgh EH9 3LA, UK

Die weichselzeitlichen Tills im Kliff von Dwasieden (Jasmund, Rügen): Mikrogefüge-Analyse und räumliche Interpretation der Schersinn- Indikatoren (Richtung der Eisbewegung, glazitektonische Deformation)

JOHANNES BRUMME¹, HEIKO HÜNEKE¹ & EMRYS PHILLIPS²

Der Randbereich des Skandinavischen Eischildes lag während der letzten Glazialperiode wiederholt im Bereich der südwestlichen Ostseeküste. Aus diesem Grund ist diese Region prädestiniert um regionale Fluktuationen des Eisrandes zu rekonstruieren. Alle drei Geschiebemergel-Einheiten vom Dwasiedener Kliff wurden orientiert beprobt und mikromorphologisch untersucht. Ziel war es, die Ablagerungsbedingungen, mögliche Eisbewegungsrichtungen und ein finales Deformationsmuster herauszuarbeiten.

Die drei-dimensionale Untersuchung der Mikrogefüge in den Probenblöcken eröffnet neue Einblicke in die strukturelle und textuelle Beschaffenheit unkonsolidierter Sedimente bzw. Geschiebemergel (siehe PHILLIPS et al. 2011). In jedem Probenblock konnten Strukturen herausgearbeitet werden, die man am besten mit denen von L-S Tektoniten in metamorphen Gesteinen vergleichen kann. Ferner konnten drei-dimensionale Schersinn-Indikatoren wie z. B. S-C' Gefüge identifiziert werden. Die beiden älteren weichselzeitlichen Geschiebemergel-Einheiten am Dwasiedener Steilufer (M1 und M2) zeigen Indikatoren eines Schersinnes (während der finalen Ablagerung/Gefügeprägung) von NNE-NE, wohingegen der jüngste Geschiebemergel (M3) Anzeichen für einen Schersinn von SE zeigt. Der Wechsel der Eisvorstoßrichtung zwischen den älteren und dem jüngsten weichselzeitlichen Till wird u. a. einer Veränderung in der Morphologie im Gletschervorfeld zugeschrieben. Diese Interpretation wird auch durch makroskopische Kinematikindikatoren und die Geomorphologie des Jasmunder glazitektonischen Komplexes gestützt.

Literatur:

PHILLIPS, E.R., VAN DER MEER, J.J.M., FERGUSON, A. (2011): A new 'microstructural mapping' methodology for the identification and analysis of microfabrics within glacial sediments. – *Quat. Sci. Rev.* **30**: 2570-2596.

¹ Johannes Brumme, Dr. habil. Heiko Hüneke, Ernst-Moritz-Arndt- Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 17a, D-17489 Greifswald, E-Mail: J_Brumme@gmx.de

² PhD Emrys Phillips, British Geological Survey, Murchison House, West Mains Road, Edinburgh EH9 3LA, UK

Sedimentäre Leistungen der westlichen Ostsee im Kontext menschlicher Nutzung

DENNIS BUNKE¹, THOMAS LEIPE¹, FRANZ TAUBER¹, MATTHIAS MOROS¹ & HELGE W. ARZ¹

Küsten- und Randmeere dienen als natürliche Umsatz- und Lagerstätten für landseitige Einträge. Der Hauptort für die Modifikation und die Ablagerung der eingebrachten Stoffe sind in den meisten Fällen nicht die Wassermassen der Rand- und Nebenmeere, sondern die Sedimente, deren Schlüsselfunktion als zentrale Reaktoren in der Wechselwirkung zwischen Land und Meer bisher nur ungenügend untersucht und quantitativ bewertet worden ist. Im Rahmen des SECOS-Projektes werden Verteilung und Größenordnung der sedimentären Leistungen für den Bereich der deutschen Ostsee kartiert und prognostisch modelliert, um in die Entwicklung von Management Tools für marine Küstensysteme einfließen zu können. Dies wird primär realisiert über die Erfassung von Funktionen derjenigen Sedimentflächen, deren Leistungen von besonderer Bedeutung für Umwelt und Gesellschaft sind, und eine daraus abgeleitete Typologie. Für einzelne wichtige Gebiete und Leistungen sowie für den gesamten äußeren Küstenbereich der deutschen Ostsee soll auf dieser Basis ein Ansatz zur monetären Bewertung der Ökosystem-Dienstleistungen erarbeitet werden und in einem Habitatatlas zusammen geführt werden.

Die vorhandenen Sedimentverteilungskarten der deutschen Ostsee spiegeln den generellen kausalen Zusammenhang zwischen dem integrierten Effekt hydrodynamischer Prozesse, der initialen glazigenen Sedimentverteilung und der postglazialen morphologischen Entwicklung wider und lassen sich grob in Erosions- (Geschiebemergel, Restsedimente), Übergangs- („gemischte“ sandige Sedimente) und Depositionsfazies (Schlickablagerungen z. B. der Mecklenburger Bucht und des Arkonabeckens) gliedern. Die meisten feinkörnigen Sedimente geraten durch windinduzierte Wellen- und Strömungsaktivität in Resuspension und unterliegen einem starken Lateraltransport. Haupteinzugsbereich des lithogenen (und teilweise auch biogenen) partikulären Materials ist die Küstenerosion, die Flusseinträge und der netto „Materialimport“ aus der Nordsee. Hinzu kommt die organische Substanz der abgestorbenen Biomasse aus der Primärproduktion und der Nahrungskette des Ostseegebietes.

Die Bedeutung der oberflächennahen Sedimente für den Materialumsatz und die Transformationsprozesse kann auf saisonalen und annuellen Zeitskalen beobachtet werden. Um diese zu verdeutlichen, werden die Oberflächensedimente geochemisch kartiert und auf diese Weise über die Korngröße hinaus charakterisiert. Längere Zeitskalen (Dekaden und Jahrhunderte) müssen für die Zwischen- und endgültige Speicherung im Sediment betrachtet werden. Vor diesem Hintergrund wird die Altersstruktur der Beckensedimente (z. B. Datierung von Kurzkerne) sowie der Einfluss von Vermischungsprozessen untersucht, um eine belastbare Kalkulation von Massen-Akkumulations-Raten und/oder Inventaren z. B. von Nähr- und Schadstoffen in den Sedimenten der deutschen Ostsee vorzunehmen.

¹ Dennis Bunke, Dr. Thomas Leipe, Dr. Franz Tauber, Dr. Matthias Moros, Prof. Dr. Helge W. Arz, Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde, Seestraße 15, D-18119 Rostock, E-Mail: dennis.bunke@io-warnemuende.de

Sowohl für die geochemische Kartierung der Oberflächensedimente als auch für die Untersuchung der Kurzkerne werden neben dem Gehalt an organischen Kohlenstoff (TOC) und Quecksilber (Abb. 1) auch Stickstoff, Phosphor, biogener Opal sowie Haupt- und Spurenelemente wie Kupfer, Zink und Arsen bestimmt. Zusätzlich wird die Aktivität von Radionukliden wie z. B. ^{137}Cs und ^{210}Pb zur Datierung herangezogen, soweit Vermischungsprozesse dies zulassen.

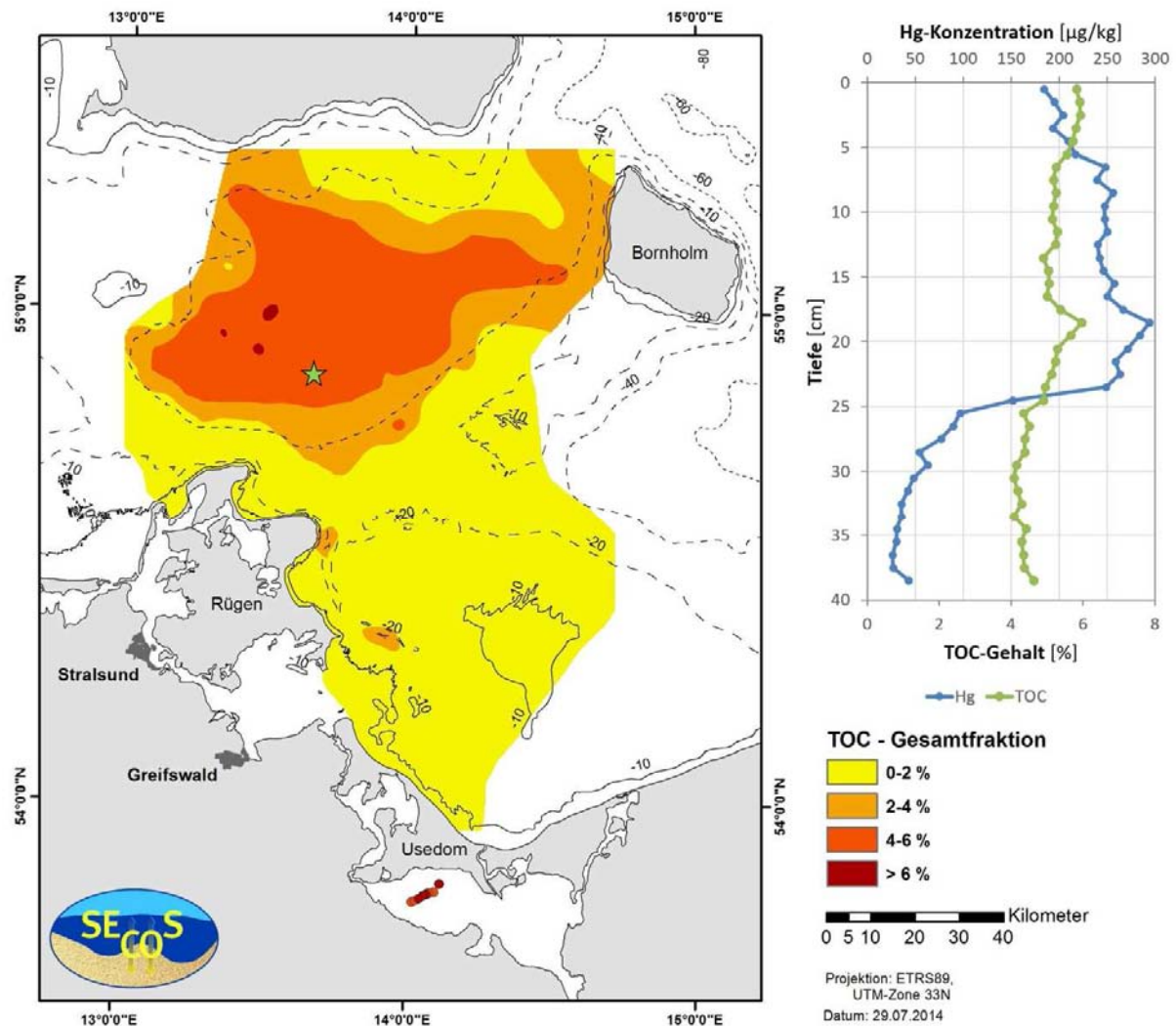


Abb. 1: Verteilungskarte des TOC-Gehaltes in den Oberflächensedimenten des Arkonabecken und der Pommernbucht sowie ein Tiefenprofil des TOC- und Quecksilbergehaltes einer Beispielstation im Arkonabecken (gelbe Stern-Signatur).

Eisrandlagen und Abflussbahnen aus der Weichselkaltzeit in der östlichen Uckermark (Brandenburg / Mecklenburg-Vorpommern)

WIERD MATHIJS DE BOER¹

Nach Auflösung der Angermünder Eisrandlage kam es im Weichselspätglazial zu verschiedenen unabhängig voneinander wirkenden Gletscherzungen in der östlichen Uckermark. Im Bereich der Uckerseen sind drei Eisrandlagen bekannt (CHROBOK et al. 1982) und zwar von Süd nach Nord: die Zichow-Golmer Zwischenstaffel, die Gerswalder Staffel und die Uckerstaffel. In der östlichen Uckermark dagegen sind bisher zwischen der Angermünder Staffel und der Penkuner Staffel keine Eisrandlagen beschrieben worden. DE BOER (2015) postuliert zwei weitere Eisrandlagen: eine Welsesüdrandlage und eine Welsenordrandlage. Die Welsesüdrandlage wird als eine Art (und möglich zeitgleiche) Fortsetzung der Zichow-Golmer Zwischenstaffel aufgefasst. Auf der Geologischen Übersichtskarte 1:100.000 sind an mehreren Stellen in diesem Gebiet gestauchte Moränen eingetragen worden. Sie bilden einen Beweis für den Druck des Landeises aus (Ost-) Nordöstlicher Richtung. Unter dem Inlandeis entstanden subglaziale Täler. Eindeutige Entwässerungsbahnen der Zichow-Golmer-Staffel und der Welsesüdrandlage konnten nicht gefunden werden. Die Schmelzwässer dieser Eisrandlagen dagegen bildeten Bändertone im Raum südlich von Günterberg - Biesenbrow (Abb. 1).

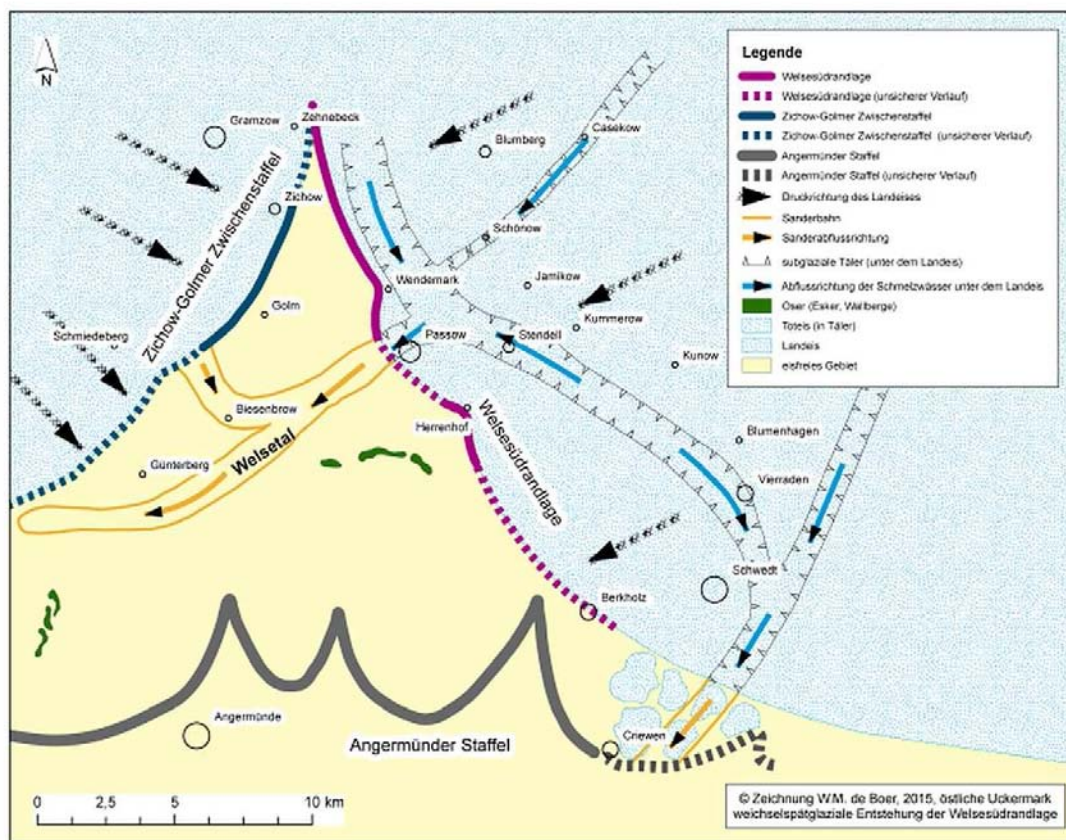


Abb. 1: Kartenskizze zur Entstehung der Welsesüdrandlage und Zichow-Golmer Zwischenstaffel mit Abflussbahnen.

¹ Dr.rer.nat. WIERD MATHIJS DE BOER, Universiteit van Amsterdam, E-Mail: W.M.deBoer@uva.nl

Im Raum Wartin - Schönow - Kunow - Hohenfelde ist ebenfalls ein deutlicher Höhenzug zu erkennen; die sog. Welsenordrandlage. Sie wird als eine Art (möglich zeitgleiche) Fortsetzung der Gerswalder Staffel aufgefasst (Abb. 2). Im Gelände gibt es folgende weitere unterstützende Beobachtungen: Die Höhenzüge zwischen Wartin und Schönow sind besser ausgebildet (d. h. höher) als zwischen Schönow und Hohenfelde, übereinstimmend mit den Beobachtungen von MARKUSE (1969) im Bereich der Uckerseen wo die westliche Stauchungszonen besser ausgebildet und zu verfolgen sind als die östliche (Druck vom Eisrand mehr westlich als östlich). Weiterhin wurden in eine Grube südlich von Kunow gestauchte Schichten beobachtet, welche auf ein Pressungsrichtung aus N(N)O schließen lassen. Ca. 500 m nordwestlich von Kummerow wurde am Talhang beobachtet, dass in ungefähr 32 m Höhe NHN der Geschiebemergel von Norden auf die Kiese mit leichtem Einfallen nach Norden aufgeschoben wurden. Die Schmelzwasserrichtung war von Nord nach Süd und zwischen Wartin und Blumberg wurde dabei in Höhe von 50-60 m NHN im Randowtal eine Sanderterrasse gebildet. Vermutlich ist das Schmelzwasser in Richtung Günterberg geflossen, wo sich andermal Bändertone formen konnten. Die Talzüge des Oder- und Schönow-Tantower Tales sind schon in dieser Zeit als subglaziale Täler angelegt worden.

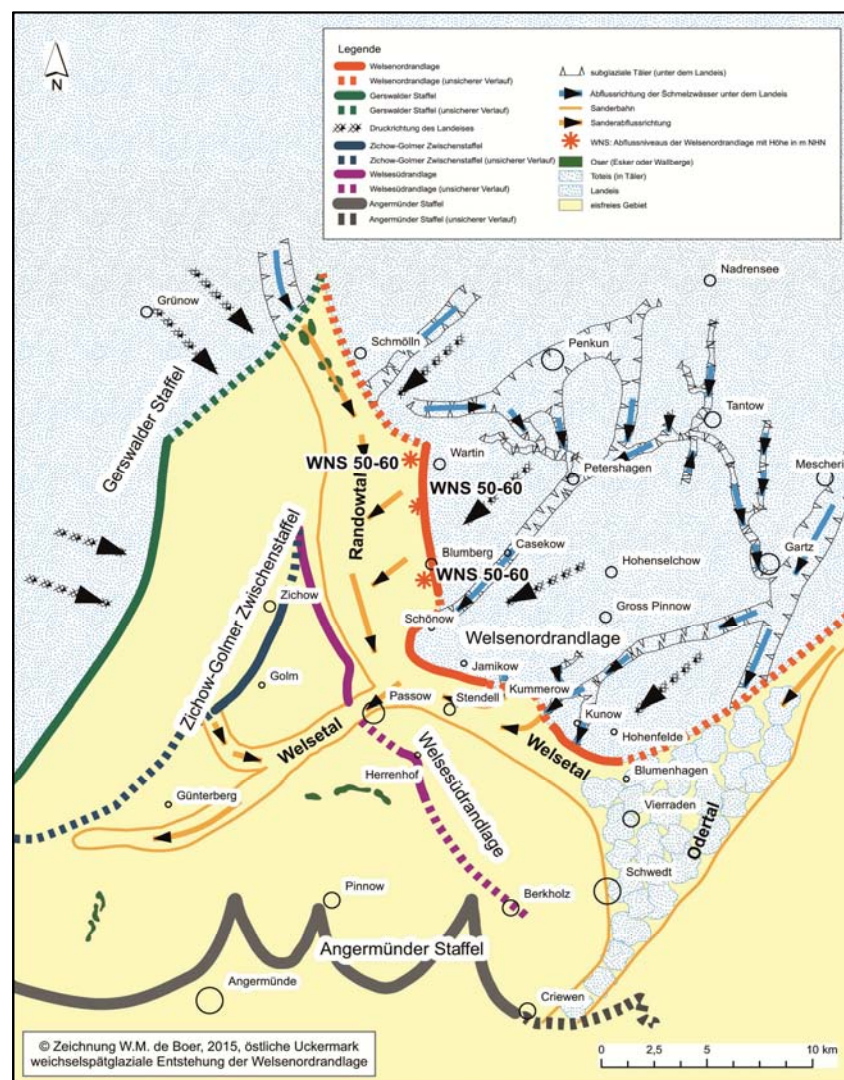


Abb. 2: Kartenskizze zur Entstehung der Welsenordrandlage mit Abflussbahnen.

Literatur:

- CHROBOK, S.M., MARKUSE, G. & NITZ, B. (1982): Abschmelz- und Sedimentationsprozesse im Rückland weichselhoch- bis spätglazialer Marginalzonen des Barnims und der Uckermark (mittlere DDR). Petermanns Geographische Mitteilungen, Gotha, **126** (2): 95-111.
- DE BOER, W. M. (2015 im Druck): Eisrandlagen und Abflussbahnen aus der Weichselkaltzeit in der östlichen Uckermark (Brandenburg / Mecklenburg-Vorpommern). Entdeckungen entlang der Märkischen Eiszeitstraße, Eberswalde, **16**.
- MARKUSE, G. (1969): Weichselspätglaziale und holozäne Entwicklungsprozesse im Raum der Uckermark. Berlin. Die Hauptstadt der DDR und ihr Umland. Exkursionsführer Geographische Gesellschaft der DDR. Gotha/Leipzig, Exkursion Nr.**16**: 131-140.

Modellierung der Grundwasserversalzung in Niedersachsen basierend auf aeroelektromagnetischen – und Grundwasserbeschaffenheitsdaten

NICO DEUS¹ & JÖRG ELBRACHT¹

Aus der öffentlichen Wasserversorgung werden ca. 8 Mio. Einwohner Niedersachsens mit Trinkwasser versorgt. Da das Trinkwasser zu etwa 86 % dem Grundwasser entnommen wird, sind für eine dauerhafte Sicherung der Trinkwasserversorgung fundierte Kenntnisse über den Aufbau der Grundwasserleiter sowie die Beschaffenheit des Grundwassers erforderlich. Dabei hat sich gezeigt, dass die bislang vorliegenden Informationen besonders für Gebiete mit geogen versalztem Grundwasser als Planungs- und Bewirtschaftungsgrundlage oft unzureichend sind. Die aktuelle Datengrundlage des LBEG, die hydrogeologische Übersichtskarte „Grundwasserversalzung“ im Maßstab 1:200.000, stößt in der wasserwirtschaftlichen Praxis sowohl bei der regionalen Auflösung, als auch in der tiefenabhängigen Darstellung der Salz-/Süßwassergrenze teilweise an ihre Grenzen. Um das Informationsangebot zu verbessern, wurde in einem Pilotvorhaben getestet, ob die bislang vorhandenen Kenntnisse durch die Verwendung geophysikalischer Befliegungsdaten verbessert werden können.

Vor diesem Hintergrund wurden Daten von verschiedenen elektromagnetischen Verfahren in Zusammenarbeit mit dem Leibniz Institut für angewandte Geophysik (LIAG), der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) und der Universität Hannover für drei Projektgebiete ausgewertet (KLIMKE 2011, ERTL 2012, GÖSSMANN 2012).

Die Erkenntnisse der Pilotprojekte sind in ein neues Konzept für eine niedersachsenweite Modellierung der Grundwasserversalzung (Küstenversalzung und binnenländische Versalzungen) eingeflossen. Für die Umsetzung dieses Konzeptes stehen derzeit elektromagnetische Daten (HEM-System) aus dem BGR-Projekt „DAERO“, sowie transient-elektromagnetische Daten (SkyTEM-System) aus dem LIAG-Projekt „Flächenhafte Befliegung“, zur Verfügung. Die Pilotprojekte haben gezeigt, dass für eine verlässliche Interpretation der Befliegungsdaten ein detailliertes geologisches 3D-Modell äußerst wichtig ist, um Salzwasser und Ton, die sich in ihren spez. elektr. Widerständen sehr stark ähneln, voneinander zu unterscheiden. Darüber hinaus werden Grundwasser-Beschaffenheitsdaten des Niedersächsischen Boden Informationssystems (NIBIS) bei der Auswertung der geophysikalischen Daten berücksichtigt.

Zur Validierung der elektromagnetischen Daten und der darauf basierenden Interpretation der Grundwasserversalzungsbereiche, sind „Direct-Push Sondierungen“ geplant, bei denen vertikale Leitfähigkeitsprofile aufgenommen und horizontierte Grundwasserproben zur Chloridgehalt-Bestimmung genommen werden. Die daraus gewonnenen Daten sollen als Kalibrierungshilfe für die weitere Verwendung der elektromagnetischen Daten dienen.

¹ Nico Deus, Dr. Jörg Elbracht, Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Referat Hydrogeologie, Stilleweg 2, D-30655 Hannover, E-Mail: nico.deus@lbeg.niedersachsen.de

Literatur:

- ERTL, G. (2012): 3D-Detailmodellierung der Ankumer Höhen – Stauchmoräne mittels SkyTEM-Daten. – Tagung FH-DGG, SDGG, **78**: S. 200; Hannover.
- GÖSSMANN, N. (2012): Kartierung der Küstenversalzung mit Hilfe geophysikalischer Daten und 3D-Modellierung im Raum Esens (Ostfriesland). Unpubl. Masterarbeit, 92 S., Universität Hannover.
- KLIMKE, J. (2011): Erstellung eines geologisch-geophysikalischen Untergrundmodells für den Bereich des pleistozänen Quakenbrücker Beckens in Niedersachsen. – 100 S.; Hannover. – [Unpubl. Masterarb. Univ. Hannover].

USO-Projekt (Teilgebiet West): Interpretation und Darstellung reflexionsseismischer Daten westlich der Insel Rügen für ein 3D-Modell

ANDRÉ DEUTSCHMANN¹; MARTIN MESCHÉDE² & KARSTEN OBST¹

Die Erstellung eines 3D-Modells für den tieferen Untergrund in der südlichen Ostsee westlich der Insel Rügen ist ein Teil des Forschungsprojektes USO = "Untergrundmodell Südliche Ostsee" zwischen dem Geologischen Dienst von Mecklenburg-Vorpommern (LUNG M-V) und der Universität Greifswald. Im Zuge weitläufiger Erdöl- und Erdgasprospektionen in den 1970er und 1980er Jahren durch die ehemalige Organisation „Petrobaltik“ war das Projektgebiet Gegenstand intensiver geophysikalischer Untersuchungen. Neben magnetischen und gravimetrischen Erkundungen wurden zahlreiche reflexionsseismische Profile gemessen.

Für das westliche Untersuchungsgebiet wurde seitens der deutsch-kanadischen Firma CEP 86 reprozessierte seeseismische Linien mit einer Gesamtlänge von ca. 1.500 km zur Verfügung gestellt, die eine deutlich bessere Auflösung für tiefere Horizonte im Vergleich zum Altdatenbestand aufweisen. Mittels der Software SeisWare™ erfolgte eine Neuinterpretation der überarbeiteten seismischen Profile (Abb. 1). An Kreuzungspunkten konnte die Qualität und Konsistenz der Datensätze für die markierten Reflektoren geprüft werden, die teilweise mit Grenzflächen der wichtigsten lithostratigraphischen Horizonte am nordöstlichen Rand des Norddeutschen Beckens (NDB) korrelieren (vgl. auch ZÖLLNER et al. 2008). Neben den Topflächen Rotliegend, Zechstein, Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper wurde auch die Basisfläche der Kreide mittels Interpolation unter Zuhilfenahme des Kriging-Verfahrens konstruiert.

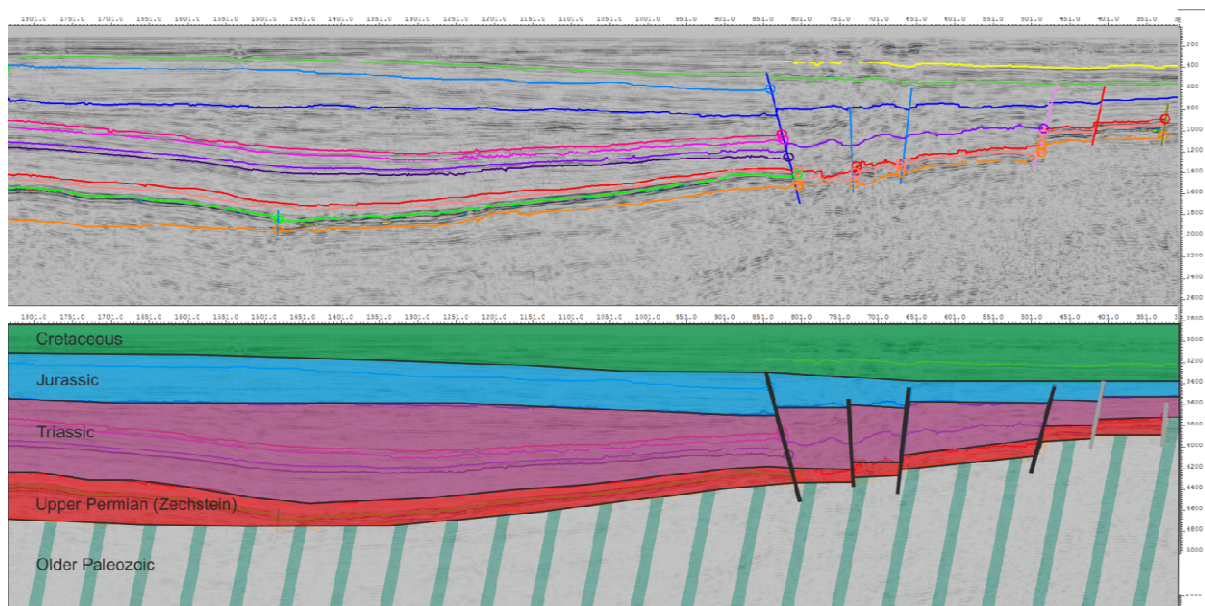


Abb. 1: Beispiel für die Neuinterpretation eines SW–NE streichenden seismischen Profils. Neben markanten Reflektoren wurden auch Störungen identifiziert und eingezeichnet.

¹André Deutschmann, Dr. Karsten Obst, Geologischer Dienst, LUNG M-V, Goldberger Str. 12, D-18237 Güstrow;
E-Mail: andre.deutschmann@lung.mv-regierung.de

²Martin Meschede, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, F.-L.-Jahn-Str. 17a, D-17489 Greifswald

Erste Ergebnisse geben im Programm 3D-Visualizer von SeisWare™ einen räumlichen Überblick der Lagerungsverhältnisse und Mächtigkeiten der genannten stratigraphischen Horizonte sowie den Verlauf der dominierenden komplexen Störungssysteme im dreidimensionalen Raum. Die vorläufigen Ergebnisse zeigen, dass die Ablagerungen am nordöstlichen Beckenrand hauptsächlich aus Abfolgen von permotriassischen Einheiten mit einer Mächtigkeit von 300 bis 1200 ms (TWT) gekennzeichnet sind. Aufgrund der Inversionstektonik ab der späten Kreide bis ins Paläogen zeigen jurassische und kreidezeitliche Sedimente ein differenziertes Bild welches durch lokale Schwellen und Senken charakterisiert ist. Ein sehr prominentes Beispiel für solch eine Antiklinalstruktur stellt der Grimmener Wall dar (Kossow 2002), der aber östlich vom Fischland abrupt und ohne markante Randverwerfung endet. Nördlich von Prerow zeichnet sich zudem eine flache Salzstruktur ab.

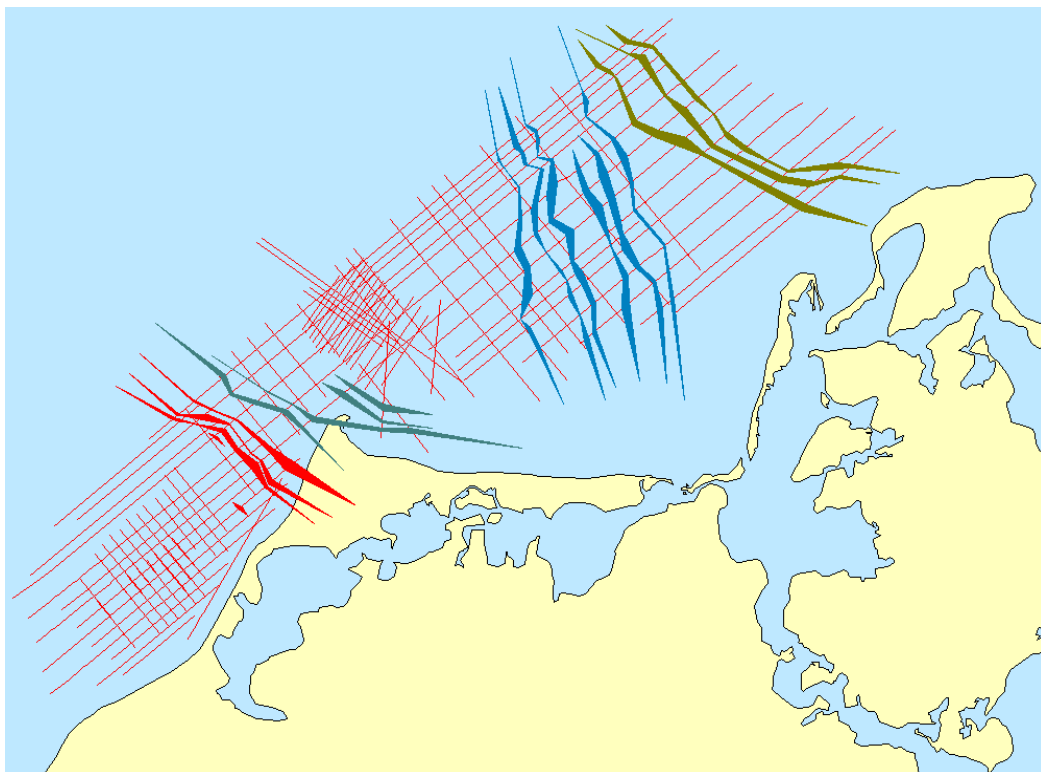


Abb. 2: Zu den wichtigsten tektonischen Elementen im Untersuchungsgebiet westlich von Rügen gehören von NE nach SE das Odense-Wiek- (grün), das Agricola- (blau), das Prerow- (türkis) und das Werre- (rot) Störungssystem.

Eine Reihe von komplexen Störungssystemen, deren Entstehung bereits von KRAUSS & MAYER (2004) diskutiert wurden, zeigen unterschiedliche Bewegungsrichtungen an und sind demnach in verschiedenen tektonischen Phasen entstanden. Die detaillierten Analysen deuten darauf hin, dass das Werre- und das Prerow-Störungssystem im Süden des Arbeitsgebietes sämtliche Horizonte zwischen dem Oberperm und Jura beeinflusst hat. Anders verhält es sich mit dem Agricola-Störungssystem. Kulissenartig angeordnet versetzen eine Reihe von parallelen NNW–SSE streichenden Störungen die permischen und mesozoischen Abfolgen. Im nördlichsten Teil des Untersuchungsgebietes liegt das tief reichende Odense-Wiek-Störungssystem. Diese markiert als tektonische Grenze den NE-Rand des NGB. Nordöstlich davon befindet sich der gehobenen Arkona-Block, welcher aus gestörten und gefalteten altpaläozoischen Sedimenten besteht und diskordant von Sedimenten der Oberkreide überlagert wird.

Nach einer Tiefenmigration der bisher zeitbasierten Horizonte sollen alle erzeugten Flächen und Störungssysteme in GOCAD integriert und zum Aufbau des 3D-Modells genutzt werden.

Literatur:

KRAUSS, M. & MAYER, P. (2004): Das Vorpommern-Störungssystem und seine regionale Einordnung zur Transeuropäischen Störung. – Z. geol. Wiss. **32** (2-4): 227-246; Berlin.

KOSSOW, D. (2000): Style and evolution of salt pillows and related structures in the northern part of the Northeast German Basin. – Int. J. Earth Sci. **89**: 652-664.

ZÖLLNER, H., REICHERTER, K. & SCHIKOWSKY, P. (2008): High-resolution seismic analysis of the coastal Mecklenburg Bay (North German Basin): the pre-Alpine evolution. – Int. J. Earth Sci. **97**: 1013-1027.

Hydrogeochemische und isotopengeochemische Charakterisierung von Grundwässern in Mecklenburg-Vorpommern

RONALD P. DILLNER¹, MICHAEL E. BÖTTCHER¹, GERD BÖTTCHER² & BEATE SCHWERTDFEGER²

Die hydrogeologische und –geochemische Entwicklung von Grundwässern, in Mecklenburg-Vorpommern (MV) wird durch zahlreiche natürliche und z. T. anthropogene Faktoren bestimmt. Daraus ergeben sich zahlreiche dynamische Interaktionen der Systemkomponenten miteinander.

Auf Grundlage hydrochemischer Messreihen des Grundwassermessnetzes von MV (LUNG), gekoppelt mit Massenbilanzrechnungen und physikochemischen Modellierungen (Geochemist's Workbench) in Kopplung mit stabilen Multi-Isotopendaten (aus den Jahren 2013- 2015) ($\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{34}\text{S}$), können Element-Quellen und -Senken sowie subterrestrische Prozesse identifiziert und bilanziert werden. Die an den Grundwässern gemessenen Wasser-Isotopendaten werden verglichen mit meteorischen Wässern der Küstenstation Warnemünde, für die eine lokale meteorische Wasserlinie erstellt wird (2013-2015). Die zeitliche Entwicklung der hydrochemischen Zusammensetzung ausgewählter Grundwässer (2000- 2014; LUNG) wird analysiert und mit der Vermessung verschiedener stabiler Isotope ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}(\text{H}_2\text{O})$, $\delta^{13}\text{C}(\text{DIC}$, Dissolved Inorganic Carbon) und $\delta^{34}\text{S}(\text{SO}_4)$ der 2014 Beprobungen des Grundwassermessnetzes in Beziehung gesetzt. Die $2\text{H}/18\text{O}$ Isotopenanalyse der Grundwässer erfolgte mit einem CRDS-System (Picarro L2140-i). Die $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{34}\text{S}$ Werte werden über CF-irmMS an einem Thermo Finnigan MAT 253 Gas Massenspektrometer, das mit einer Thermo Gas Bench II via Thermo Conflow IV gekoppelt war, gemessen. Alle Isotopenwerte sind in der üblichen δ -Notation gegen internationale Standards angegeben.

Die Beprobung von Regenwässern in Warnemünde erfolgte mittels eines Hellmann'schen Regenmessers am IOW. Einige der Regenproben wurden nach Membran-Filtration zusätzlich mit ICP-OES hydrochemisch analysiert (Thermo iCAP 6300 Duo, Element II) Die hydro-chemischen Element-Gehalte wurden zur Charakterisierung der Wässer in Typen nach Wasserinhaltsstoffen, Grundwasserleiterart und Genese, genutzt. Weiterführend werden die stöchiometrischen Ionen-Verhältnisse (Abb. 1a) gekoppelt mit der physikochemischen Modellierung (Sättigungszustände, Gas-Partialdrücke) und den stabilen Isotopenverhältnissen (siehe Abb. 1b) genutzt um hydrogeochemische Prozesse zu bilanzieren, wie z. B. Aufnahme von biogenem Kohlendioxid, Karbonat-Auflösung oder Pyrit-Oxidation.

Die bisherigen Ergebnisse der $\delta^2\text{H}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ Werte für Niederschläge in Warnemünde (Abb. 2a) folgen dem Trend der globalen meteorischen Wasserlinie (CRAIG 1961). Der Großteil der Isotopenwerte für Grundwässer von MV folgt ebenfalls der GMWL, jedoch führen veränderte Wasserquellen einiger Standorte zu einer abweichenden Trendlinie

¹ Ronald P. Dillner, Prof. Dr. Michael E. Böttcher, Institut für Ostseeforschung Warnemünde, Seestraße 15, D-18119 Warnemünde, E-Mail: michael.boettcher@io-warnemuende.de

² Dr. Gerd Böttcher, Dr. Beate Schwerdtfeger, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie, Goldberger Straße 12, D-18273 Güstrow

(Abb. 2b). Schließlich soll die hydrochemische Analyse von Regenwasserprobe dessen Bedeutung für Stoffeinträge in die Grundwässer abschätzen helfen.

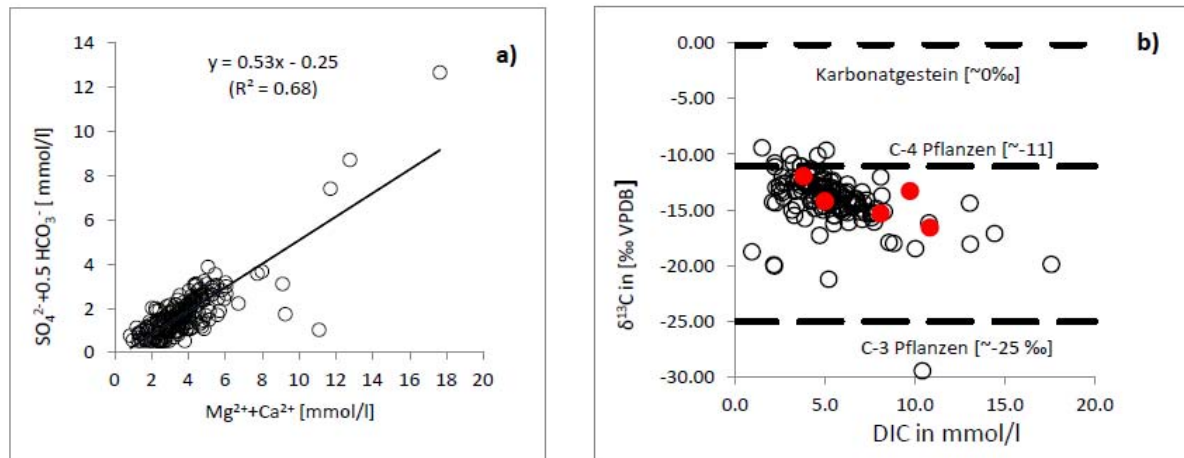


Abb. 1a: Kovariation von $\text{Mg}^{2+}+\text{Ca}^{2+}$ vs. $\text{SO}_4^{2-}+0.5\text{HCO}_3^-$ aus hydrochemischen Analysen der Grundwässer von MV (2013)
1b: $\delta^{13}\text{C}$ [‰ VPDB]. Rote Punkte stellen Proben dar, welche Urangelhalte von $> 10 \mu\text{g/l}$ aufweisen. Schwarze gestrichelte Linien markieren die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von potentiellen Kohlenstoffquellen.

Der $\delta^{13}\text{C}$ - DIC Wert der Grundwässer erlaubt die Ableitung von geochemischen und biogeochemischen Prozessen wie der Lösung von biogenem CO_2 , der Auflösung von Karbonaten und dem Abbau von organischem Material (Abb. 1b). Gekoppelt mit hydrogeochemischen Modellierungen soll eine Reaktionspfadanalyse durchgeführt und geogene und anthropogene Quellen und Senken identifiziert werden.

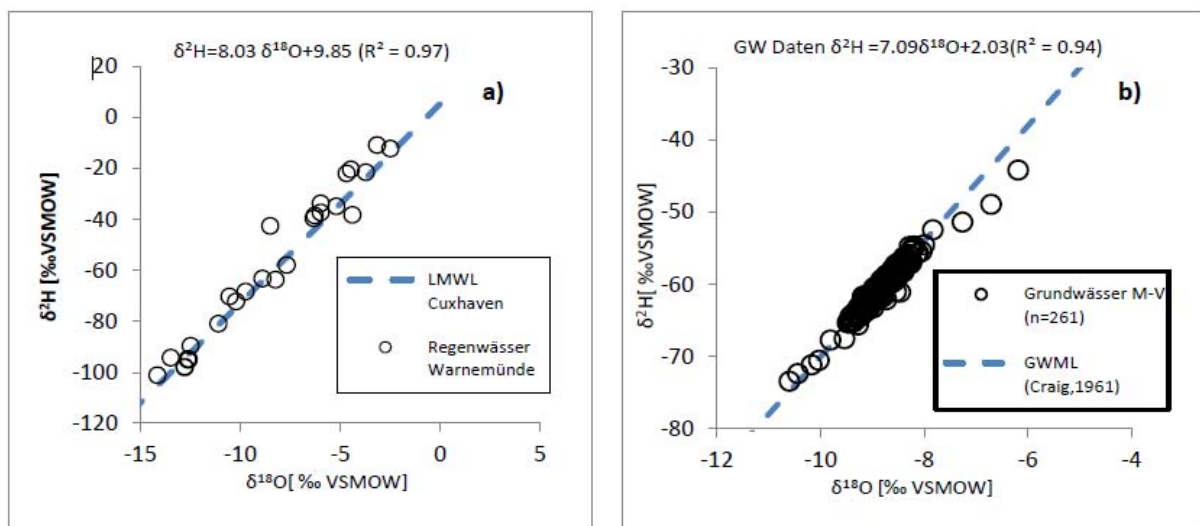


Abb. 2a: $\delta^{18}\text{O}$ [‰] vs. $\delta^2\text{H}$ [‰] meteorischer Wässer (Station Warnemünde Mecklenburg-Vorpommern
2b: gegenübergestellt $\delta^{18}\text{O}$ [‰] vs. 2H [‰] von Grundwässern MV von Herbst 2014.

Literatur:

CRAIG H. (1961): Isotopic Variations in Meteoric Waters. - Science; **133**(3465):1702-1703.

Rekonstruktion von holozänen Klima- und Umweltveränderungen anhand jährlich geschichteter Seesedimente vom Tiefen See (NO Deutschland) – Ein Multi-Proxy Ansatz

N. DRÄGER¹, M. THEUERKAUF², S. WULF^{1,3}; B. PLESSSEN¹ M. SŁOWIŃSKI^{1,4}; U. KIENEL¹; T. HÜBENER⁵, R. TJALLINGII¹; S. LORENZ² & A. BRAUER¹

Jährlich geschichtete (warvierte) Seesedimente sind einzigartige Archive in kontinentalen Regionen, da sie präzise Chronologien und saisonal aufgelöste Proxy-Daten liefern. Der Tiefe See stellt solch ein Archiv dar und bietet die Möglichkeit Sedimente mit einem integrierten hochaufgelösten Multi-Proxy Ansatz zu analysieren und rezente Ablagerungsprozesse der subjährlichen Schichtenbildung zu beobachten.

Der Tiefe See befindet sich im Endmoränengürtel des Pommerschen Stadiums der Weichselvereisung und ist Teil der Klocksiner Seenkette, die Teil einer ehemaligen subglazialen Rinne ist. Insgesamt sieben Bohrungen wurden an der tiefsten Stelle des Sees in 62 m Wassertiefe abgeteuft, von denen drei die Basis glazialer Sande erreichten. Ein ~11.2 m langes kontinuierliches Kompositprofil wurde mit Hilfe der Identifikation von makroskopischen und mikroskopischen Korrelationslagen erstellt. Die Chronologie des Kompositprofils basiert auf Warvenzählungen, Radiokohlenstoffdatierungen und der Identifikation von Kryptoaschen, einschließlich der Laacher See Tephra, deren Fund an der Basis den Beginn der Seesedimentation in das späte Allerød bei ca. 13.000 Jahre vor heute setzt.

Untersuchungen im Rahmen eines Multi-Proxy Ansatzes beinhalteten mikrofazielle Sedimentuntersuchungen mit Hilfe von Groß-Dünnschliffen, μ -Röntgenfluoreszenz Analyse an Sedimentkernhälften, Bestimmung des C- und N- Gehalts und Pollenanalysen für das gesamte Kernprofil. Messungen der stabilen Isotope von C, O und N der Karbonate und des organischen Materials sowie Diatomeenanalysen wurden für ausgewählte Intervalle durchgeführt. Am Übergang vom Spätglazial in das Holozän ist ein Anstieg des Gehaltes an organischem Kohlenstoff zu verzeichnen.

Die Ablagerung von warvierten Sedimenten bestehend aus Diatomeen, Organik und Karbonaten begann im frühen Holozän um etwa 10.000 Jahre vor heute. Ein ausgeprägter Anstieg des Anteils an endogen gefälltem Kalzit kennzeichnet die Sedimente ab ca. 5.500 Jahre vor heute. Seit ca. 3.900 Jahren vor heute wird zudem die Warvenhaltung schlechter bzw. setzt zeitweise gänzlich aus. Schlecht und nicht warvierte Abschnitte sind durch erhöhte Anteile an detritischem Material geprägt.

¹ Nadine Dräger, Dr. Sabine Wulf, Dr. Birgit Plessen, Dr. Ulrike Kienel, Dr. Rik Tjallingii, Prof. Dr. Achim Brauer, Helmholtz-Zentrum Potsdam, GFZ Deutsches Geoforschungszentrum, Sektion 5.2 – Klimadynamik und Landschaftsentwicklung, Telegrafenberg C, D-14473 Potsdam, E-Mail: ndraeger@gfz-potsdam.de)

² Dr. Martin Theuerkauf, Dr. Sebastian Lorenz, Institut für Geographie und Geologie, Ernst-Moritz-Arndt Universität Greifswald, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17487 Greifswald

³ Dr. Sabine Wulf, Institut für Geowissenschaften, Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 234, D-69120 Heidelberg

⁴ Dr. Michał Słowiński, Polnische Akademie der Wissenschaften, Institut für Geographie und Raumplanung, Department für Umweltressourcen und Naturkatastrophen, Kopernika 19, Toruń 87-100, Polen

⁵ Dr. Thomas Hübener, Universität Rostock, Department für Biologie, Institut für Botanik, Wismarsche Str. 8, D-18051 Rostock

Pollenuntersuchungen deuten zudem in einigen Abschnitten schlechter und ausbleibender Warvenerhaltung zu einer Koinzidenz mit Phasen erhöhter Waldöffnung und landwirtschaftlichen Aktivitäten hin.

Wir diskutieren verschiedene Mechanismen, die zu der Änderung um 5.500 Jahren vor heute beigetragen haben könnten, unter der Berücksichtigung lokaler Einflüsse (wie zum Beispiel Seespiegelschwankungen und anthropogene Störungen der Vegetation im Einzugsgebiet) und Einflüsse durch Veränderungen der atmosphärischen Zirkulation (wie zum Beispiel Saisonalität, Wind, Temperatur, Niederschlag). Zusätzlich werden die Sedimentdaten des Tiefen Sees mit den Daten warvierter Ablagerungen des Czechowskie Sees, der sich ca. 400 km östlich in Zentral-Nordpolen in einer vergleichbaren geomorphologischen Position befindet, basierend auf unabhängige und hochgenaue Chronologien verglichen, um das überregionale Muster von Klima- und Umweltveränderungen verstehen zu können.

Diese Studie ist ein Beitrag zum Virtuellem Institut für integrierte Klima und Landschaftsentwicklungsanalyse –ICLEA– der Helmholtz Gemeinschaft (Förderungsnummer VH-VI-415) und verwendet Infrastruktur des Terrestrischen Umwelt Observatorium (TERENO) der Helmholtz Gemeinschaft.

Geo-akustische Modellierung und Sichtbarkeit sedimentärer Abfolgen in hochaufgelösten sedimentakustischen Profilaufnahmen in der südwestlichen Ostsee

MICHAEL ENDLER¹, RUDOLF ENDLER¹, JENS WUNDERLICH², BERND BOBERTZ³, THOMAS LEIPE¹, MATTHIAS MOROS¹ & HELGE W. ARZ¹

Seismo-akustische Aufnahmen des Untergrundes sind weit verbreitet um eine schnelle Übersicht in geologische Strukturen des marinen Untergrundes zu erlangen. Ein Grundproblem der Interpretation der Seismogramme ist die Zuordnung akustischer Reflektoren zu sedimentären Grenzschichten.

Der Gradient der akustischen Impedanz bestimmt die Stärke eines akustischen Reflektors, jedoch ist dieser nicht zwingend eine sedimentäre Grenze. Basierend auf umfangreichen Untersuchungen an Sedimentkernen wurden geo-akustische Modelle entwickelt (ENDLER et al. in press). Mit deren Hilfe können Schallgeschwindigkeitsmessungen aus dem Labor auf in situ Bedingungen umgerechnet werden, unter der Berücksichtigung der Änderungen in Druck, Salinität, Temperatur und der Frequenzabhängigkeit der Schallgeschwindigkeit (BIOT 1956a, 1956b, 1962). Die Modellierung ermöglicht die Berechnung der in situ Schallgeschwindigkeit und der Feuchtraumdichte (aus denen sich die akustische Impedanz berechnet) sowohl aus Kern-Logging-Daten als auch aus ausgewählten sedimentologischen Parametern, wie z. B. Wassergehalt, Glühverlust und mittlerer Korngröße. Dadurch ist eine hochpräzise Darstellung von Kerndaten im dazugehörigen akustischen Profil möglich, welches die Interpretation entsprechender Profile verbessert. Die Geo-akustische Modellierung ist die Grundlage für den Geschwindigkeitsansatz der Laufzeit – Tiefentransformation.

An 104 Sedimentkernen mit insgesamt 3145 Unterproben (37x Schwerelote, 17x Kurzbohrkerne, 16x Vibrokerne, 12x MUC-Kerne, 22x Frahmlothe) aus der Mecklenburger Bucht und dem Arkonabecken wurden eine Vielzahl von sedimentologischen und sedimentphysikalischen Parametern bestimmt und deren Wechselbeziehungen untersucht.

Durch die Anwendung statistischer Verfahren auf die im Labor gewonnen Kerndaten können mittlere Werte für eine Vielzahl von sedimentologischen Parametern der einzelnen Stadien der Ostseeentwicklungsgeschichte angegeben werden – dies ist hilfreich um eine grobe Annahme der Schallgeschwindigkeiten zu treffen, wenn keinerlei Kerndaten oder entsprechende Loggings vorliegen.

Anhand der erstellten Modelle wird die akustische Sichtbarkeit sedimentärer Abfolgen an ausgewählten Beispielen in der westlichen Ostsee und im Beibu Golf (Südchinesisches Meer) aufgezeigt und die Funktionalität der Modelle demonstriert.

¹ Michael Endler, Dr. Rudolf Endler, Dr. Thomas Leipe, Dr. Matthias Moros, Prof. Dr. Helge W. Arz, Leibniz-Institut für Ostseeforschung Warnemünde, Seestraße 15, D-18119 Warnemünde, E-Mail: michael.endler@io-warnemuende.de

² Dr. Jens Wunderlich, Innomar Technologie GmbH, Schutower Ringstr. 4, D-18069 Rostock

³ Dr. Bernd Bobertz, Ernst-Moritz-Arndt Universität Greifswald, Friedr.-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17487 Greifswald

Literatur:

- ENDLER, M., ENDLER, R, BOBERTZ, B., LEIPE, T. & ARZ, H.W. (in press): Linkage between acoustic parameters and seabed sediment properties in the south-western Baltic Sea. *Geo-Mar Lett*, DOI 10.1007/s00367-015-0397-3.
- BIOT, M.A. (1956a), Theory of Elastic Wave Propagation in a Fluid-Saturated Porous Solid, I. Low Frequency Range, *J. Acoust. soc. Amer.*, **28**: 168-178.
- BIOT, M.A. (1956b), Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. II. Higher frequency range, *J. Acoust. Soc. Amer.*, **28**: 179–191.
- BIOT, M.A. (1962) Mechanics of deformation and acoustic propagation in porous media. *J.Appl. Phys.*, **33**: 1482-1498.

Die Gipskristalle des Gradierwerks Bad Kösen

HANS-JOACHIM ENGELHARDT¹, ARTHUR ENGELHARDT² & THOMAS SCHIRMER³

Vor dem Aufstieg des Steinsalzbergbaus, war das „Gradieren“ oder Vorkonzentrieren von Solen häufig erforderlich, um wirtschaftlich Speisesalz zu gewinnen. Eine Möglichkeit das Wasser verdunsten zu lassen, ist das Herabtropfen der Sole an Zweigen, die als Wände in Holzständerwerke angeordnet wurden. Bei der Verdunstung kristallisiert auf den Zweigen Gips und bildet Dornstein. In der Gegenwart werden die Gradierwerke für Inhalationstherapien genutzt. Ein Beispiel ist das Gradierwerk auf dem Rechenberg in Bad Kösen (Burgenlandkreis, Sachsen-Anhalt), das eine Länge von 320 m und eine Höhe von 20 m hat. Die Sole des Gradierwerkes stammt aus dem Borlachsacht. Die Tabelle 1 fasst Analysenresultate zusammen.

Tab. 1: Ionengehalte der Sole aus dem Borlachsacht in Milligramm je Liter (mg/l). Die unterste Zeile beschreibt Daten einer gradierten Soleprobe (berechnete Dichte 1,043 g/cm³).

Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Sr ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Br ⁻
16.693	142	208	1.276	15,2	25.491	4.190	284	14,8
17.100	140	217	1.220	19,9	26.000	4.022	273	19,9
22.000	210	315	1.260	n.a.	33.580	4.800	n.a.	n.a.

Die Sole enthält als Salze vor allem NaCl, gefolgt von CaSO₄ und MgSO₄. Unter Berücksichtigung der Konzentrationen und Salzlöslichkeiten können im Verlauf der Evaporation neben sehr geringen Carbonatmengen, Gips (CaSO₄·2H₂O) und Halit (NaCl) kristallisieren. Das Ausmaß der Evaporation ist abhängig von der relativen Luftfeuchte und der Windgeschwindigkeit. Winde führen Luft geringer Luftfeuchte heran und das evaporisierte Wasser ab. Die relative Luftfeuchte sinkt im Allgemeinen bei ansteigender Temperatur. In Bad Kösen sind zwar häufig, jedoch nicht ständig die Voraussetzungen zur Gips-Kristallisation gegeben. Zudem lösen Niederschläge den Dornstein zeitweise an. Aus diesem Grund ähneln zwar die Kristallite des Dornstein-Gips- bzw. Sandrosen, teilweise sind jedoch die Oberflächen der Kristalle angerundet.

Aufgrund der wechselnden Zeitphasen, in denen eine Gips-Bildung erfolgt oder die Kristalle angelöst werden, sind im unterschiedlichen Ausmaß Fremdpartikel in den Kristallen eingelagert worden. Im Dünnschliff ist ein Zonarbau oder eine Streifung der Kristalle zu erkennen (Abb. 2, 3).

¹ Dr. Hans-Joachim Engelhardt, DBE TECHNOLOGY GmbH, Eschenstraße 55, D-31224 Peine, E-Mail: engelhardt@dbe.de

² Artur Engelhardt, Leibniz Universität Hannover, Institut für Geologie, Callinstraße 30, D-30167 Hannover.

³ Dr. Thomas Schirmer, Technische Universität Clausthal, Institut für Endlagerforschung, Adolph-Roemer-Straße 2a, D-38678 Clausthal-Zellerfeld.



Abb. 1: Dornstein mit konzentrisch auf einen Zweig (Länge 6 cm) aufgewachsenen Gipsen. Die meisten Kristalle sind aufgrund von Anlöseprozessen abgerundet.

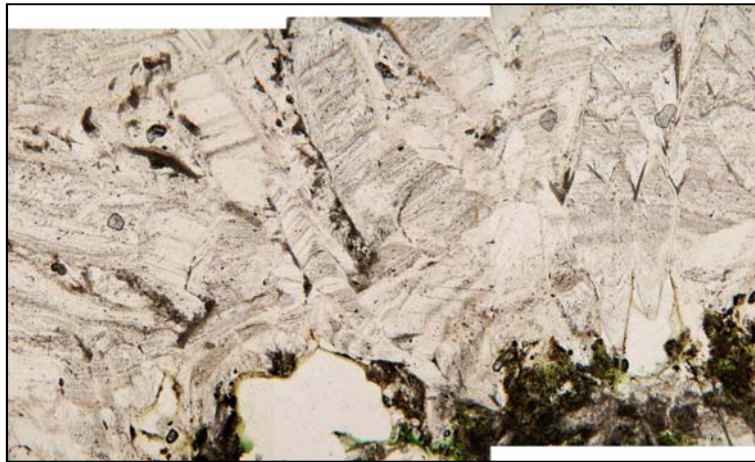


Abb. 2: Foto eines Dünnschliffbereiches mit parallelen Polarisatoren (Bildhöhe etwa 3 mm). Auf einem Holzbrett entstand eine Lage sehr feiner Gipse auf die Gips-Kristalle mit einer maximalen Länge von rund 10 mm aufwuchsen, die zahlreiche Einschlüsse aufweisen.

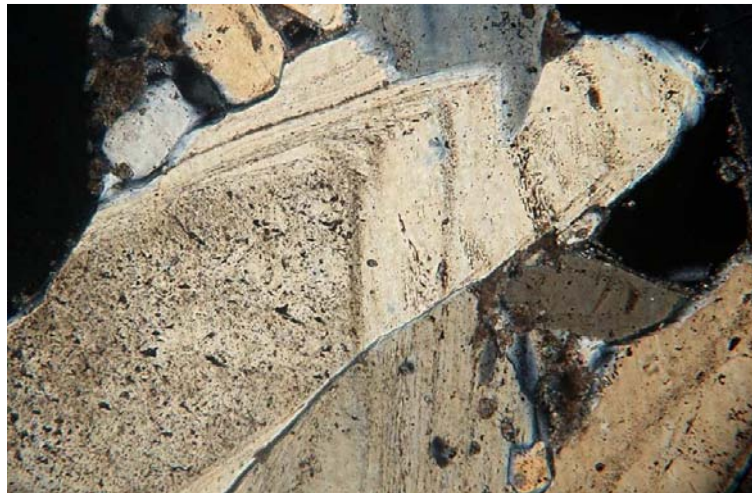


Abb. 3: Detailaufnahme von einschlussreichen Gipsen bei gekreuzten Polarisatoren.

Die Struktur calciumhaltiger Minerale enthält Strontium. Bestimmt wurden Gehalt von deutlich über 0,2 Massen %. Das Ca/Sr-Verhältnis variiert um 100. Die Strontium-Gehalt der Dornstein-Gipse sind demnach vergleichbar mit primären Gips-Bildungen aus Meerwasser.

Die mesozoischen Hauptreservoirre des Norddeutschen Beckens und ihr geothermisches Potenzial

MATTHIAS FRANZ¹ & MARKUS WOLFGRAMM²

Das erhebliche geothermische Potenzial des Norddeutschen Beckens gründet sich vor allem auf mesozoische Sandsteinreservoirre, in denen in Tiefen von 1.000 bis 3.000 m Thermalwässer mit Temperaturen zwischen 40 und 120°C zirkulieren. Durch vorangegangene Erkundungen sind folgende geothermische Hauptreservoirre bekannt: (1) Unterkreide, (2) Dogger, (3) Lias, (4) Rhät, (5) "Schilfsandstein" und (6) Mittlerer Buntsandstein. Von diesen hat vor allem das Rhät seine Eignung als geothermisches Reservoir unter Beweis gestellt. An vereinzelt Standorten Norddeutschlands wird es seit den späten 1980er Jahren erfolgreich zur Energiegewinnung genutzt, z. B. Waren, Neustadt-Glewe. Über diese punktuelle Nutzung hinaus, wurde die flächenhaftere Nutzung des geothermischen Potenzials bislang jedoch erheblich beeinträchtigt, da sich die Erkundung geothermischer Reservoirre lediglich auf die Verwertung der Ergebnisse der Kohlenwasserstofferkundung beschränkte. Insbesondere mangelnde Kenntnisse über die laterale Variabilität einzelner Reservoirre resultiert bis dato in hohen Explorations- und Fündigkeitsrisiken, die in jüngerer Vergangenheit zu Fehlprognosen bzw. zum Scheitern von Geothermie-Projekten führten.

Um die Explorations- und Fündigkeitsrisiken zukünftiger Geothermieprojekte zu minimieren wurden in den Jahren 2011-2014, im Rahmen eines BMU/BMWi-finanzierten FuE-Verbundvorhabens, die geothermischen Hauptreservoirre (2) Dogger, (4) Rhät und (5) "Schilfsandstein" grundlegend neu bearbeitet. Unter Anwendung eines interdisziplinären Arbeitsansatzes (Abb. 1) erfolgte die Bearbeitung vorhandener Kernbohrungen, die gegebenenfalls neu stratifiziert wurden. Durch die Integration mehrerer einhundert geophysikalisch vermessener Bohrungen und der Anwendung moderner Fazieskonzepte konnten die Transport- und Ablagerungssysteme räumlich hochauflösend rekonstruiert und für 10 Reservoirhorizonte in Fazieskarten separat dargestellt werden. Dieses Kartenwerk ermöglicht insbesondere eine Unterscheidung in „Rinnenfazies“, die häufig mächtige Reservoirre bildet und „Zwischenrinnenfazies“, die in der Regel keine Reservoirre bildet. Zur genaueren Charakterisierung der räumlichen Ausdehnung und Architektur der Reservoirhorizonte wurden Ergebnisse von Aufschlußanalogstudien implementiert. Flächenhafte petrographisch/petrologische und hydraulische Bearbeitungen ermöglichten die räumliche Erfassung für hydrothermale Tiefengeothermie geeigneter Bereiche, die in 10 Potenzialkarten für Norddeutschland dargestellt wurden. Diese Karten werden momentan in das Geothermische Informationssystem (GeotIS) implementiert.

Im Rahmen eines weiteren FuE-Verbundvorhabens sollen in den Jahren 2015-2018 die geothermischen Hauptreservoirre (1) Unterkreide, (3) Lias und (6) Mittlerer Buntsandstein grundlegend neu bearbeitet werden. Diese Hauptreservoirre besitzen ein hohes Potenzial, ihre Erkundung war jedoch bislang mit einem hohen Risiko verbunden. Im Ergebnis wird

¹ Dr. Matthias Franz, TU Bergakademie Freiberg, Institut für Geologie, Bernhard-von-Cotta-Straße 2, D-09599 Freiberg, E-Mail: matthias.franz@geo.tu-freiberg.de

² Dr. Markus Wolfgramm, Geothermie Neubrandenburg GmbH, Seestr. 7a, D-17033 Neubrandenburg, E-Mail: Markus.Wolfgramm@gtn-online.de

die räumlich hochauflösende Darstellung der geothermischen Hautreservoirs in einem "Kartenwerk mesozoischer geothermischer Reservoirs Norddeutschland" entscheidend dazu beitragen, das Explorationsrisiko tiefergeothermischer Reservoirs erheblich zu minimieren und Geothermieprojekte ermöglichen. Durch die Integration in das Geothermische Informationssystem (GeotIS) werden Standort-bezogene Fündigkeitsprognosen erheblich verbessert.

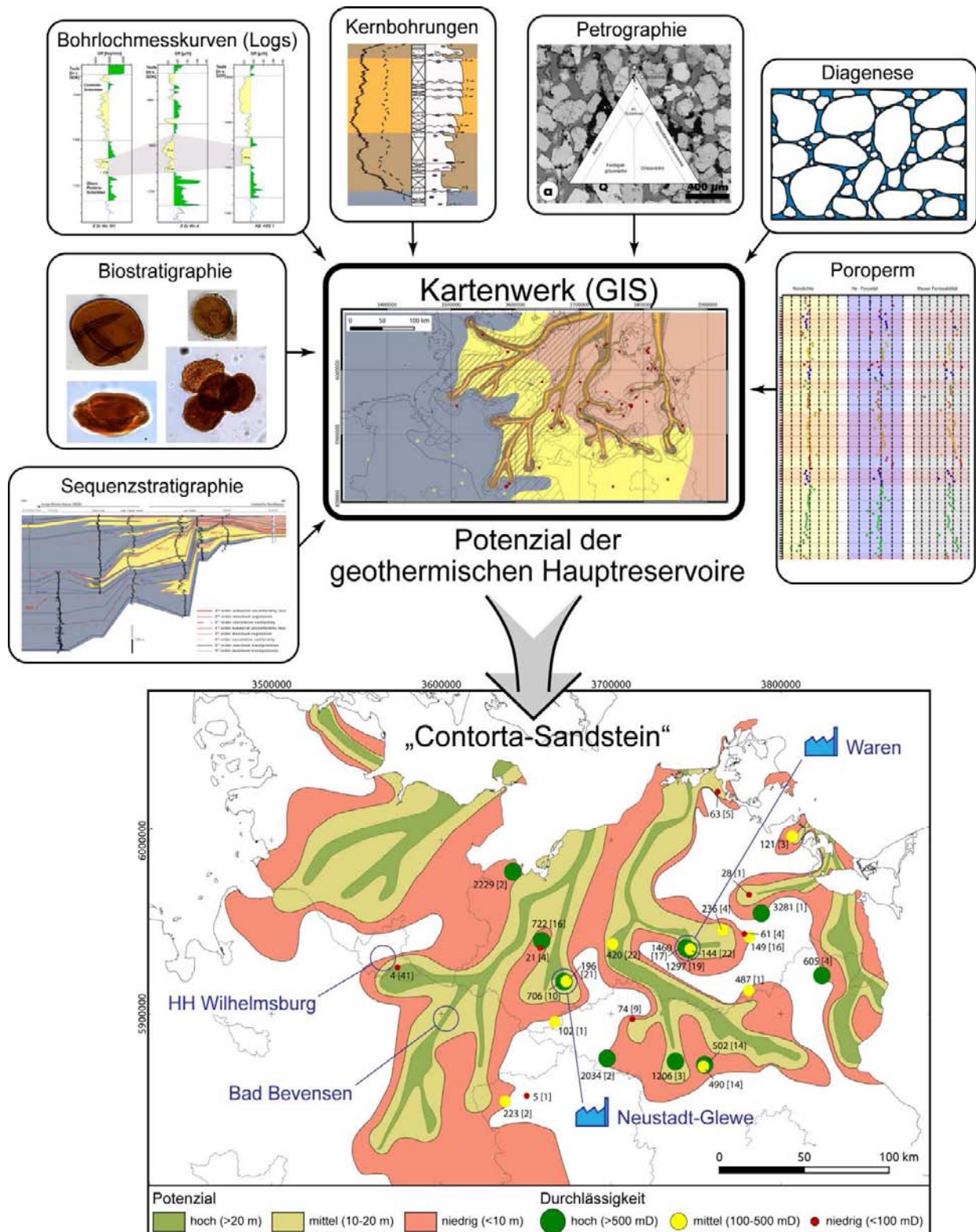


Abb. 1: Arbeitsschema und Produkt des FuE-Verbundvorhabens.

Mikropaläontologische Untersuchungen im Holozän Stralsunds

PETER FRENZEL¹, JÖRG ANSORGE², THOMAS DANIEL¹, SEBASTIAN LORENZ³ & MANUELA SCHULT³

Die am Strelasund gelegene Hansestadt Stralsund gehört seit 2002 zum UNESCO-Weltkulturerbe. Die große Vergangenheit der Stadt spiegelt sich auch in den umfangreichen stadtarchäologischen Aktivitäten wider. In den letzten zehn Jahren wurden zahlreiche Ausgrabungen und geowissenschaftliche Untersuchungen durchgeführt, die sowohl die Stadtgeschichte dokumentieren, als auch zum Verständnis der regionalen Küstenentwicklung beitragen. In diesem Kontext ist die Mikropaläontologie eine vielversprechende Methode der Paläomilieuanalyse. Sie erlaubt die quantitative Rekonstruktion von Salinität, Wassertiefe, Wasser- und Lufttemperatur, das Erkennen von Veränderungen in Trophiestufe, Wasserbewegung, Sauerstoffverfügbarkeit und Erosion sowie von Substrat- und Habitattypen.

Der Vortrag präsentiert mikropaläontologische Daten von sechs Profilen aus den Grabungen „Mischwasserspeicher“ und „Ozeaneum“ sowie einem Sedimentkern aus dem Großen Frankenteich (Abb. 1) und erläutert die Möglichkeiten der Paläomilieuanalyse an solchem Material. Die untersuchten Mikrofaunen decken die gesamte postglaziale Entwicklung ab, inklusive anthropogen bedingter Veränderungen im Stadt- und Hafengebiet.



Abb. 1: Lage der drei untersuchten Lokalitäten (Sterne) um die Stralsunder Altstadt.
Karte verändert nach MANDELKOW et al. (2005).

¹ PD Dr. Peter Frenzel, Thomas Daniel, Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller-Universität Jena, Burgweg 11, D-07749 Jena, E-Mail: peter.frenzel@uni-jena.de

² Dr. Jörg Ansorge, Dezernat Archäologie am Landesamt für Kultur und Denkmalpflege Mecklenburg-Vorpommern, Domhof 4/5, D-19055 Schwerin

³ Dr. Sebastian Lorenz, Manuela Schult, Ernst Moritz Arndt Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedr.-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17487 Greifswald

Die Sedimentprofile beginnen mit Süßwasserfaunen, die durch kaltstenotherme Ostrakoden (*Cytherissa lacustris*, *Limnocytherina sanctipatricii*, *Fabaeformiscandona levanderi*) und Massenvorkommen unionider Muscheln charakterisiert sind. Sie zeigen im Gebiet des Großen Frankenteiches einen flachen See unter zunächst kühlen, dann aber langsam wärmer werdenden Bedingungen an. Die mittels MOTR-Methode (Mutual Ostracod Temperature Range) rekonstruierten mittleren Lufttemperaturen lagen im Januar bei -5 bis 1° C und im Juli bei 16 bis 19° C, waren also im Winter einige Grad kälter, dagegen im Sommer ähnlich den heutigen Verhältnissen.

Die Littorina-Transgression erreichte alle drei untersuchten Lokalitäten vor etwa 7.000 Jahren. Karbonatische Mikrofossilien treten nur noch sporadisch auf, dafür werden botanische Makroreste häufiger, insbesondere submerser Makrophyten wie *Ruppia maritima*, *Zannichellia palustris* und am Strelasund auch *Zostera marina*. Brackwasserbedingungen sind gut durch die Ökologie der vorkommenden Taxa wie des Brackwasserostrakoden *Cyprideis torosa*, der Brackwasserforaminifere *Balticammina pseudomacrescens*, die Meersalze *Ruppia maritima* und häufige Ekokons der salzwassertoleranten Schnecke *Theodoxus fluviatilis* belegt. Daneben treten auch marine Muscheln wie *Cerastoderma edule* und *Mytilus edulis* auf.

Während die beiden Lokalitäten am Strelasund initiale Salinitäten von 7 bis 15 erkennen lassen, was etwa den heutigen Verhältnissen entspricht, lag sie im Großen Frankenteich bei nur 4 bis 7, was sich aus dessen relativ isolierter Lage hinter dem Hügel der Altstadt erklärt. Zur Zeit der Stadtgründung im Mittelalter war der Große Frankenteich bereits verlandet, wie sich durch charakteristische Pflanzen wie *Typha latifolia* und *Carex paniculata* erkennen lässt. Zahlreiche Ehippien von Cladoceren und Samen der Wasserpflanze *Lemna* sprechen für kleinere, verbliebene Restgewässer. Sowohl die Lokalität Mischwasserspeicher als auch am Ozeaneum hielten die litoralen Brackwasserbedingungen an, nur kommen von nun an viele Ziegelbruchstücke in den Sedimenten vor. Sie sind zuverlässige anthropogene Indikatoren, liegen doch all diese Profile unmittelbar vor den Stadtbefestigungen.

Die Salinität zwischen 7 bis 8 entsprach den heutigen Werten, wie die ökologischen Toleranzen der Ostrakoden und Mollusken anzeigen. Im Gebiet des Großen Frankenteiches bildeten sich wieder lakustrine Bedingungen heraus, was sicherlich durch einen Aufstau von Wasser im Bereich der Befestigungsanlagen verursacht wurde. Die entsprechenden Sedimente liegen über dem heutigen Meeresspiegel.

Bis ins 19. Jahrhundert wird der anthropogene Einfluss stärker, was sich im Rückgang von submersen Makrophyten und immer mehr anthropogenen Sedimentbestandteilen in den Profilen des Mischwasserspeichers und des Ozeaneums bemerkbar macht. Typisch sind *Mya arenaria*-Kolonien, die in Lebensstellung erhalten blieben und wahrscheinlich durch den Umbau des Hafens und damit einhergehende Landgewinnung in den 70 er Jahren des 19. Jahrhunderts verschüttet wurden.

Die sporadische Überlieferung von Mikro- und Makrofossilien in den Brackwassersequenzen favorisiert eine semiquantitative Auswertung der Fauna und Flora, die mit der Analyse der Verteilung von Indikatorarten, ihren ökologischen Toleranzen und Präferenzen und ökologisch gesteuerter morphologischer Variabilität ausgewählter Arten die Rekonstruktion von verschiedenen Umweltfaktoren erlaubt. Probenserien mit großen Fossilhäufigkeiten ermöglichen dagegen quantitative Analysen, von ökologischen Klassifizierungen bis hin zum Einsatz von Transferfunktionen. In den hier vorgestellten Profilen sind dies vor allem Salinität, Sauerstoffverfügbarkeit, Wasserbewegung, Erosion und anthropogener Einfluss sowie eine qualitative Rekonstruktion der Habitate.

Literatur:

MANDELKOW, E., FRENZEL, P., LAMPE, R., KAUTE, P. & SCHINDLER, G. (2005): Paläontologische Untersuchungen von Sedimentprofilen der archäologischen Grabung Stralsund-Mischwasserspeicher. Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch 2004, **52**: 263-281.

Zur Herkunft des Alabasters des Epitaphs von Herzog Ulrich im Güstrower Dom – Schwierigkeiten einer Provenienzbestimmung

ARNOLD FUCHS¹, ANTHONY COOPER², INGBERT GANS³, MICHAEL KREMPER⁴ & MICK MALPASS⁵

Der vom wendischen Fürst Heinrich Borwin II 1226 gestiftete Güstrower Dom wurde im Übergang der Romanik zur Gotik errichtet. In der wechselvollen Geschichte ist die Ausgestaltung des Domes unmittelbar nach der Reformation in Mecklenburg durch Herzog Ulrich (1527-1603) Zeugnis einer der glanzvollsten künstlerischen Perioden Mecklenburgs. Das wohl imposanteste Werk dieser Zeit ist das Ulrich-Epitaph - geschaffen als lebensgroße Statuen aus Alabaster knien Herzog Ulrich und seine beiden Gemahlinnen Elisabeth von Dänemark und Anna von Pommern an ihren Betpulten mit Blick auf den Altar. Sie symbolisieren das neue Selbstbewusstsein der Renaissance und durch die beigefügten Leitsprüche eine tiefe Frömmigkeit (HELWIG 2006). Das Ulrich-Epitaph (Abb. 1) wurde in den vergangenen Jahren aufwendig restauriert. Dabei ist eine exakte Materialbestimmung für eine erfolgreiche Restaurierung unabdingbar (KREMPER 2009, KREMPER & FROHBERG 2010, FUCHS & KREMPER 2012).



Abb. 1: Alabaster-Statue Herzog Ulrich, 16. Jahrhundert, Güstrower Dom.

¹ Dr. Arnold Fuchs, KAV Güstrow, c/o Fischerweg 64, D-18273 Güstrow, E-Mail: arnold.fuchs@t-online.de

² PhD Anthony H. Cooper, British Geological Survey, Nottingham, NG125GG

³ Dr. Ingbert Gans, KAV Güstrow, c/o Am Schaulmeistersoll 20, D-18276 Mühl Rosin

⁴ Michael Krempel, Petrographische Gutachten an Natursteinen und mineralischen Baustoffen, D-13471 Berlin, PF 270145,

⁵ Mick Malpass, President Chellaston History Group, 10 Chapel La, Derby-Chellaston DE736TJ

Spurensuche – Historische Quellen

Zahlreiche historische Urkunden und Belege, wie Rechnungen, Anweisungen, Verträge etc. über die Arbeiten am Ulrich-Epitaph sind überliefert und geben Auskunft über die potenzielle Herkunft der verwendeten Werksteine. So gibt es eine Anweisung von Herzog Ulrich vom 01. April 1576 an Philipp Brandin, dem damaligen Hofbaumeister und Bildhauer, zur Beschaffung des Alabasters für die Herzog-Statuen aus England (NEUMANN 2009). Brandin unternahm mehrere Reisen zum Ankauf von Gesteinsmaterial für das Ulrich-Epitaph nach Belgien, die Niederlande und sein Nachfolger Claus Midow eben auch nach England.

Spurensuche – Gesteinsanalysen

Bemerkenswert am Alabaster des Ulrich-Epitaphs ist die Dimension des verwendeten Materials. Im Herkunftsgebiet muss das Material ein relativ homogener schichtiger Alabaster von mehr als 50 cm Schichtmächtigkeit gewesen sein. Diese Anforderungen werden nach bisheriger Kenntnis nur von den Vorkommen in England in der Umgebung von Chellaston erfüllt. Die Probenahme der Voruntersuchungen am Ulrich-Epitaph war aus denkmalpflegerischen Gründen stark eingeschränkt, so dass hier vor allem auf die Ergebnisse der Untersuchungen zur Restaurierung des Dorothea – Epitaphs zurückgegriffen wurde, dessen Material und Materialbeschaffung im engen Kontext zur Herstellung des Ulrich-Epitaphs gesehen werden kann (NEUMANN 2009). Hier konnten an vorhandenen Schadstellen Proben entnommen werden. Die Dünnschliffe wurden hinsichtlich Modalbestand, Struktur, Textur und Porenraum untersucht. Alabaster tritt sowohl idiomorph in Form leistenförmiger Kristalle als auch xenomorph und ohne erkennbare Kristallform auf. Die Kristallgröße liegt zwischen 0,04 und 0,15 mm. Niemals wurde die wasserfreie Form des Calciumsulfats (Anhydrit) beobachtet. An Hand von Gesteinsanalysen allein lässt sich aber die Herkunft des Alabasters nicht sicher bestimmen. Die Gesteinsanalysen lieferten aber wichtige Erkenntnisse für die notwendigen Restaurierungsarbeiten. Im Verlauf der Restaurierung und Teildemontage des Ulrich Epitaphs erfolgten später zusätzliche Materialuntersuchungen an den Skulpturen und Architekturteilen. u. a. mittels Infrarotspektroskopie.

Geologische Situation in Chellaston

Die gipsführenden Schichten bei Chellaston wurden in der oberen Trias (Keuper) gebildet. Regional werden die Schichten der triassischen Mercia Mudstone Gruppe zugeordnet. Die in den oberen Teil der Mercia Mudstone Gruppe gehörende Cropwell Bishop Formation enthält in der Region von Chellaston abbauwürdige Anteile Alabaster, die Mächtigkeiten von einigen Metern erreichen können (Abb. 2). Die Genese des Alabasters wird auf eine Re-Konversion von Anhydrit zu Gips in der periglazialen Umgebung des abschmelzenden Eisschildes zurückgeführt. Lokale Bedingungen führten somit nicht nur zur Bildung des normalen Gipses, sondern durch eine sog. „kalte Hydrierung des Anhydrits“ auch zur Bildung von Alabaster (COOPER 1996). Alabaster wurde über acht Jahrhunderte in England für Skulpturen und dekorative Arbeiten abgebaut. Heute sind im Gebiet von Chellaston nur noch Reste des Abbaus von Alabaster vorhanden (YOUNG 1990, MALPASS & KEETLEY 2013).

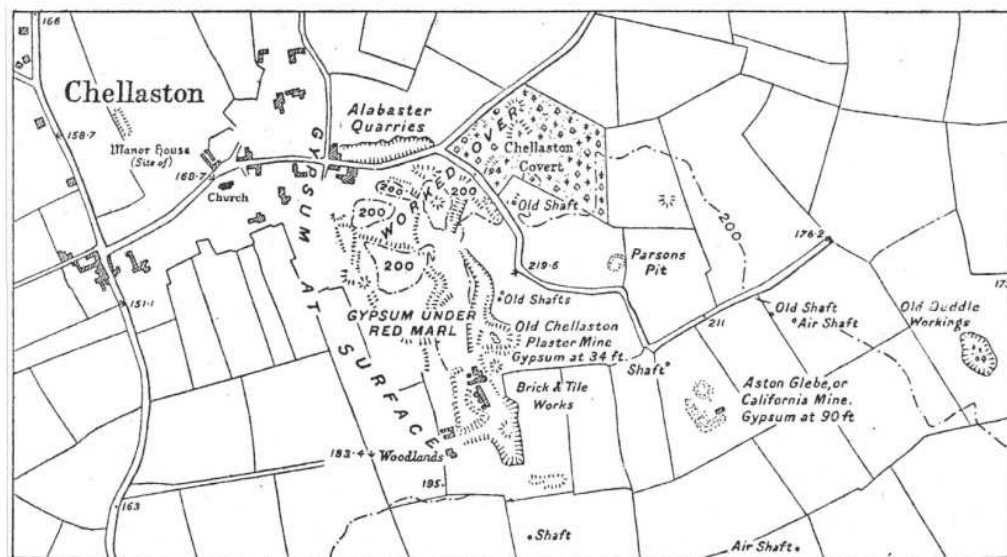


Abb. 2: Historische Alabasterabbau in Chellaston (SMITH 1918 in COOPER 1996).

Ausblick

Weitere Klarheit könnten Multi-Isotopen Untersuchungen (S, O, Sr) liefern, die erfolgreich bei ähnlichen Fragestellungen der Provenienzanalyse in Frankreich, England und Schweden angewandt wurden (KLOPPMANN et al. 2013). Über erste Isotopenuntersuchungen am Alabaster des Ulrich-Epitaphs wird berichtet.

Literatur:

- COOPER, A.H. (1996): Gypsum: Geology, Quarrying, Mining and Geological Hazard in the Chellaston and Aston-on-Trend areas. – British Geological Survey Technical Report WA/96/30, 1-23, Nottingham.
- FUCHS, A. & KREMLER, M. (2012): Sandstein, Kalkstein, Tonschiefer, Alabaster. Zum Material des Ulrich-Monuments. – unpubl. Vortrag zum Abschluss der Restaurierungsarbeiten am Ulrich-Monument im Güstrower Dom am 21.01.2012.
- HELWIG, C. (2006): Der Dom zu Güstrow. – DKV – Kunstführer, 413, Deutscher Kunstverlag, 32 S., München.
- KLOPPMANN, W.; LEPROUX, L.; BROMBLET, P.; GUERROT, C.; PROUST, E.; COOPER, A. H.; WORLEY, N.; SMEDS, S.-A. & BENGSTON, H. (2013): Tracing Medieval and Renaissance Alabaster Works of Art Back to Quarries: A Multi-Isotope (/Sr, S, O) Approach, *Archaeometry*, S. 1-17, Oxford.
- KREMLER, M. (2009) : Grabmonument Herzog Ulrich. Petrographische Untersuchungen. – unveröff. Bericht, 15 S., Berlin.
- KREMLER, M. & FROHBERG, B. (2010): Stein ist nicht gleich Stein. – *STEIN-Magazin*, S 11, 40-44, München.
- MALPASS, T.L. & KEETLEY, G. (2013): Chellaston and Medieval Alabaster. – Chellaston History Group, 58 S., Chellaston.
- NEUMANN, C. (2009): Die Renaissancekunst am Hofe Ulrichs zu Mecklenburg. – Schleswig-Holsteinsche Schriften zur Kunstgeschichte, 15, 611 S., Kiel.
- YOUNG, J. (1990): Alabaster. – Chellaston History Group, 68 S., Chellaston.

Mikrostrukturelle Kartierung und 3D Rekonstruktion der im Till des M2-Komplexes von Klein Klütz-Höved erhaltenen Mikrogefüge (Weichselglazial, Nordwest-Mecklenburg)

JULIA GALLAS¹, JOHANNES BRUMME¹, HEIKO HÜNEKE¹ & HENRIK ROTHER¹

Dreidimensionale Daten sind entscheidend, um die oft komplexe mehrphasige Entwicklung der Deformation nachzuvollziehen, welche von glazigenen Ablagerungen überliefert wird. Zu diesem Zweck ist die graphische Methode von PHILLIPS et al. (2011) gut geeignet, um Klasten-Mikrogefüge in mehrfach deformierten Geschiebemergeln zu identifizieren und strukturell zu analysieren.

Dargestellt wird hier die Untersuchung eines weichselzeitlichen Geschiebemergels der Brandenburg-Formation, welcher am Kliff von Klein Klütz-Höved ansteht. Die Lokation befindet sich ca. 30 km nördöstlich der Eisgrenze des letzten glazialen Maximums des skandinavischen Inlandeises, während der Spät-Weichsel-Phase. Der untersuchte Geschiebemergel ist durch zahlreiche sub-horizontale Scherbahnen und Sandschliren an dessen Basis charakterisiert. Die Methode zur mikrostrukturellen Kartierung wurde an drei beidseitig rechtwinklig zueinander angeordneten Dünnschliffen durchgeführt, welche einer Probe von der Basis des subglazialen Traktions-Tills entstammen.

Die räumliche Beziehung der aufeinanderfolgenden Generationen von Klasten-Mikrogefügen kann bestimmt werden, und ermöglicht somit die Rekonstruktion einer relativen zeitlichen Abfolge der mehrphasig geprägten Gefügeentwicklung: (i) Ein relikthisches, subhorizontales „S0“ Mikrogefüge, welches lokal in jüngeren Mikrogefügen überliefert wurde. (ii) Ein frühes, mittelsteil einfallendes (~45° scheinbares Einfallen SE), und durchgängiges „S1“ Mikrogefüge. (iii) Das „S1“ Mikrogefüge wird von einem leicht bis mäßig steil einfallenden (20–25° scheinbares Einfallen Richtung NW), durchgängigerem „S2“ Mikrogefüge durchschnitten, welches am intensivsten ausgebildet ist, und die Hauptdeformation repräsentiert. (iv) Es folgt das jüngste „S3“ Mikrogefüge mit einer subvertikalen Orientierung und einer sehr heterogenen Ausbildung.

Die aus den Dünnschliffen gewonnenen 2D Ergebnisse wurden dann zur Rekonstruktion der ursprünglichen Fall- und Streichwerte der Mikrogefüge im Schmidt'schen Netz dargestellt. Auf Basis dieser Ergebnisse werden das strukturelle Modell, die daraus resultierende Rekonstruktion der Eisschubrichtung sowie die Genese des Geschiebemergels diskutiert.

Literatur:

PHILLIPS, E.R., VAN DER MEER, J.J.M., FERGUSON, A. (2011): A new 'microstructural mapping' methodology for the identification and analysis of microfabrics within glacial sediments. – Quat. Sci. Rev. **30**: 2570-2596.

¹ Julia Gallas, Johannes Brumme, Dr. habil. Heiko Hüneke, Prof. Dr. Henrik Rother, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahnstraße 17a, D-17487 Greifswald, E-Mail: juliagallas@gmx.net

Die Niveauschnittkarten des norddeutschen Untergrundes - Erstellung, Harmonisierung und Nutzen

SASCHA GAST¹, CORNELIA RIESENBERG¹, LUKAS POLLOK², GABRIELA VON GOERNE¹, MARKUS HÖLZNER²,
STEPHANIE FLEIG² & JÖRG HAMMER²

Mit zunehmendem Anteil erneuerbarer Energien im Energiesystem kommt der effizienten Nutzung des Tieferen Untergrundes, wie beispielsweise Energiespeicherung oder Geothermie, eine steigende Bedeutung zu. Möglichst genaue Kenntnisse des Untergrundes, der geologischen Gesamtsituation sowie der regionalgeologischen Verhältnisse sind hierfür unabdingbar.

Im Rahmen des von der Forschungsinitiative Energiespeicher des BMWi, BMUB und BMF geförderten Projektes „InSpEE“ wurden unter anderem Grundlagen erarbeitet, die der Charakterisierung von Nutzungspotenzialen dienen. Dazu wurden 4 Niveauschnittkarten in Tiefen von 500 m, 1000 m, 1500 m und 2000 m, jeweils bezogen auf m unter NN, flächendeckend für den Festlandsbereich von ganz Norddeutschland erarbeitet und mit den Staatlichen Geologischen Diensten der Länder (SGD) abgestimmt. Niveauschnitte bzw. Niveauschnittkarten sind flächenhafte Darstellungen der Ausbisse stratigraphischer Einheiten an einer gedachten horizontalen Schnittfläche in der angegebenen Tiefe unter NN (WIRTH & KRULL 2010). Diese können als Informationsgrundlage für die Standortsuche für Kavernenspeicher zur Speicherung von Wasserstoff, Druckluft oder Erdöl bzw. Erdgas ebenso genutzt werden wie zur Vorauswahl von Untersuchungsregionen für geothermische Nutzung. Die Übersichtskarten entbinden jedoch nicht von zusätzlichen Einzelstrukturuntersuchungen bei geplanten Speicherprojekten, die in den Kompetenzbereich der jeweils zuständigen Staatlichen Geologischen Dienste der Länder fallen.

Die Datengrundlage für die Erarbeitung der Niveauschnittkarten des nordwestdeutschen Raumes (Niedersachsen, Schleswig-Holstein und Teile von Nordrhein-Westfalen) liefert flächendeckend der „Geotektonische Atlas von Nordwestdeutschland“ (BALDSCHUHN et al. 2001). Ergänzend wurde das Geologische 3D-Modell Schleswig-Holsteins (HESE 2012, ROSENBAUM et al. 2012) sowie Teile des Niedersächsischen 3D-Landesmodells (BOMBIEN et al. 2012) verwendet. Für den nordostdeutschen Raum wurde flächendeckend das „Geophysikalische Kartenwerk“ (REINHARDT 1991) verwendet, welches um Datensätze aus dem Projekt „GeotIS“ (AGEMAR et al. 2014) ergänzt wurde. Für das Landesgebiet von Brandenburg wurden darüber hinaus Auszüge aus dem „3D-Landesmodell“ verwendet. Zusätzlich sind flächendeckend für das gesamte Bearbeitungsgebiet Norddeutschland Ergebnisse des Projektes „COOSKA“ (GAST et al. 2012) mit eingeflossen.

¹ Sascha Gast, Cornelia Riesenberger, Dr. Gabriela von Goerne, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Dienstbereich Berlin, Wilhelmstraße 25-30, D-13593 Berlin, E-Mail: Sascha.gast@bgr.de

² Lukas Pollok, Markus Hölzner, Stephanie Fleig, Dr. habil. Jörg Hammer, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, D-30655 Hannover

Das Vorgehen zur Harmonisierung der Daten, deren Interpretation und Abstimmung mit den SGD wird dargestellt und erläutert. Es werden die Ergebnisse für die Niveauschnitte 500 m, 1000 m, 1500 m und 2000 m, jeweils bezogen auf m unter NN, vorgestellt, und darüber hinaus wird auf methodische Fragestellungen eingegangen.

Literatur:

AGEMAR, T., ALTEN, J., GANZ, B., KUDER, J., KÜHNE, K., SCHUMACHER, S. & SCHULZ, R. (2014): The Geothermal Information System for Germany - GeotIS – ZDGG Band **165** (2): 129–144.

BALDSCHUHN, R., BINOT, F., FLEIG, S. & KOCKEL, F. (2001): Geotektonischer Atlas von Nordwest-Deutschland und dem deutschen Nordsee-Sektor. – Geologisches Jahrbuch, Reihe A **153**: 1-88.

BOMBIEN, H., HOFFERS, B., BREUCKMANN, S., HELMS, M., LADEMANN, K., LANGE, M., OELRICH, A., REIMANN, R., RIENÄCKER, J. & SCHMIDT, K. (2012): Der Geotektonische Atlas von Niedersachsen und dem deutschen Nordseesektor als geologisches 3D-Modell. – GMT, **48**: 6-13.

GAST, S., WIRTH, H., FISCHER, M. & WEBER, K. (2012): Planungsgrundlagen und geologische Informationen für die Entwicklung potenzieller CO₂-Speichervorhaben. BGR Bericht, 82 S., Hannover.

HESE, F. (2012): 3D Modellierungen und Visualisierung von Untergrundstrukturen für die Nutzung des unterirdischen Raumes in Schleswig-Holstein. Dissertation, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel.

REINHARDT, H.-G. [Hrsg.] (1991): Regionales geophysikalisches Kartenwerk (1960 – 1991). – Unveröffentlichtes Kartenwerk, VEB Geophysik; Leipzig.

ROSENBAUM, S., HESE, F., LIEBSCH-DÖRSCHNER, T., OFFERMANN, P., RHEINLÄNDER, J., THOMSEN, C. (2012): Geologische Modelle der Deck- und Speichergesteine Schleswig-Holstein. Schlussbericht des Teilvorhabens M6 im Rahmen des Verbundprojektes CO₂-MoPa Modellierung und Parametrisierung von CO₂-Speicherung in tiefen, salinen Speichergesteinen für Dimensionierungs- und Risikoanalysen; Vorhaben: Dimensionierung und Risikoanalysen bei der CO₂-Speicherung – Sonderprogramm GEOTECHNOLOGIEN; 107 S., LLUR SH, Flintbek.

WIRTH, H. & KRULL, P. (2010): Niveauschnittkarten des norddeutschen Untergrundes im Maßstab 1:500.000. SDGG (68) – GeoDarmstadt 2010, Abstracts, S. 609.

Geologisches 3D-Modell des Landes Brandenburg (2013):
http://www.geo.brandenburg.de/Brandenburg_3D/portal/index.html

Salzstrukturen zur Speicherung Erneuerbarer Energien – Das Projekt „InSpEE“ als ein Beitrag der Geowissenschaften zur Energiewende

SASCHA GAST¹, LUKAS POLLOK², MARKUS HÖLZNER², CORNELIA RIESENBERG¹, STEPHANIE FLEIG²,
GABRIELA VON GOERNE¹ & JÖRG HAMMER²

Im Rahmen des politisch forcierten Übergangs auf regenerative Energien stellt sich die Frage der großtechnischen Speicherung elektrischer Energie. Energiespeichern kommt zukünftig eine wichtige Rolle zu, da sich mit ihnen Schwankungen fluktuierender Energieträger ausgleichen lassen. Bei Bedarf können sie kurzfristig überschüssigen Strom, umgewandelt in Druckluft (CAES) oder Wasserstoff (H₂), zwischenspeichern. Eine großvolumige Speicherung dieser Medien kann dabei nur im geologischen Untergrund erfolgen. Dabei stellen Salzkavernen aufgrund ihrer gebirgsmechanischen Stabilität, ihrer flexiblen Fahrweise sowie ihrer geringen Reaktionsneigung gegenüber dem Speichergut die bevorzugte Speicheroption dar.

Für eine Bewertung verschiedener Salzstrukturen hinsichtlich ihrer Eignung für den Kavernenbau sowie eine fundierte Abschätzung, welche Energiemengen überhaupt im norddeutschen Untergrund speicherbar sind, mangelt es bisher an geeigneten Grundlagen. Diese Kenntnislücken werden mit dem Projekt InSpEE, gefördert durch das Bundesministerium für Wirtschaft und Energie, im Rahmen der bundesweiten Forschungsinitiative „Energiespeicher“, beseitigt. Durch die Zusammenarbeit der Verbundpartner Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Leibniz Universität Hannover, Institut für Geotechnik/ Abteilung Unterirdisches Bauen (IGtH) und KBB Underground Technologies GmbH (KBB UT) als Kavernenbau- und Betreiberfirma, werden verschiedene Fachkompetenzen vereint. Das Projekt gliedert sich in drei Themenschwerpunkte: 1. Schaffung von geologischen und geotechnischen Planungsgrundlagen, 2. Erstellung eines Kriterienkataloges sowie 3. Anwendung der Ergebnisse in Form einer Potenzialabschätzung.

Im Rahmen des Projektes wurden vier Niveauschnittkarten in Tiefen von 500, 1.000, 1.500 und 2.000 m u. NN flächendeckend für den Festlandsbereich von ganz Norddeutschland erarbeitet und mit den Staatlichen Geologischen Diensten der Bundesländer (SGD) abgestimmt. Dargestellt sind die in der jeweiligen Tiefe anzutreffenden stratigrafischen Einheiten sowie die Umriss der Salinarstrukturen. Überdies wurden auf der Grundlage der Karte „Salzstrukturen Norddeutschlands 1:500.000“ (REINHOLD et al. 2008) alle verfügbaren Informationen zu Strukturbeschreibungen zusammengestellt, gesichtet und aufgearbeitet. Es galt, systematisch einen konsistenten Datensatz zu erarbeiten, in dem die für eine potenzielle Nutzung als Kavernenstandort relevanten Informationen zu jeder Salinarstruktur enthalten sind. Dazu gehören zum einen allgemeine Informationen, wie Strukturname, Ausdehnung, Erkundungsgrad, bestehende Nutzung (Bergbau-, Endlager-, Kavernenstandort, etc.) und geografische Lage (Bundesland, on-/offshore). Zum anderen sind vor allem geologische Daten, wie Strukturtyp (Salzkissen, Salzdiapir, tektonische

¹ Sascha Gast, Cornelia Riesenberger, Dr. Gabriela von Goerne, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Dienstbereich Berlin, Wilhelmstraße 25-30, D-13593 Berlin, E-Mail: Sascha.gast@bgr.de

² Lukas Pollok, Markus Hölzner, Stephanie Fleig, Dr. habil. Jörg Hammer, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, D-30655 Hannover

Struktur), Strukturtop, aufbauendes Salinar (Rotliegend, Zechstein, Mittlerer Keuper, Oberjura) und sekundär akkumulierte Salzmächtigkeit wichtig. Aus der Sichtung aller öffentlich zugänglichen Daten geht hervor, dass sich 697 Salzstrukturen (Salzkissen, Salzstöcke oder Salzmauern) im Norddeutschen Becken befinden, das neben dem norddeutschen Festland auch die deutsche Nord- und Ostsee umfasst.

Durch die Anwendung eines durch alle Projektpartner entwickelten Kriterienkataloges verbleiben 240 potenziell geeignete Salzstrukturen für die Speicherung von Erneuerbaren Energien. Viele Salzstrukturen liegen zu tief im Untergrund, sind zu klein oder ihr Salz ist zu stark verunreinigt, um für Speicherkavernen in Frage zu kommen. Um die potenziell geeigneten Strukturen hinsichtlich ihrer wirtschaftlichen Nutzbarkeit bewerten zu können, wurde eine Methodik entwickelt, um ihren inneren Aufbau prognostizieren zu können. Dazu wurden Referenz-Salzstrukturen untersucht, die bergmännisch oder durch Standorterkundungen für Kavernenspeicher erschlossen sind.

Es wurden fünf Strukturtypen definiert, die sich in der Komplexität des Internbaus und durch unterschiedliche Verteilung der Wirtsgesteine unterscheiden. Die nutzbaren Anteile wurden konservativ abgeschätzt und auf noch nicht erschlossene Salzstrukturen übertragen. Die Projektergebnisse werden zusammen mit den Niveauschnittkarten in ein öffentlich zugängliches Informationssystem integriert (Abb.1). Damit steht den Genehmigungsbehörden, der Wirtschaft und der interessierten Öffentlichkeit zum Ende des Projektes (Mitte 2015) ein Werkzeug zur Verfügung, das eine breite Information und eine vorläufige Kavernenplanung ermöglicht. Es entbindet jedoch nicht von zusätzlichen Einzelstrukturuntersuchungen bei geplanten Speicherprojekten, die in den Kompetenzbereich der jeweils zuständigen SGD fallen.

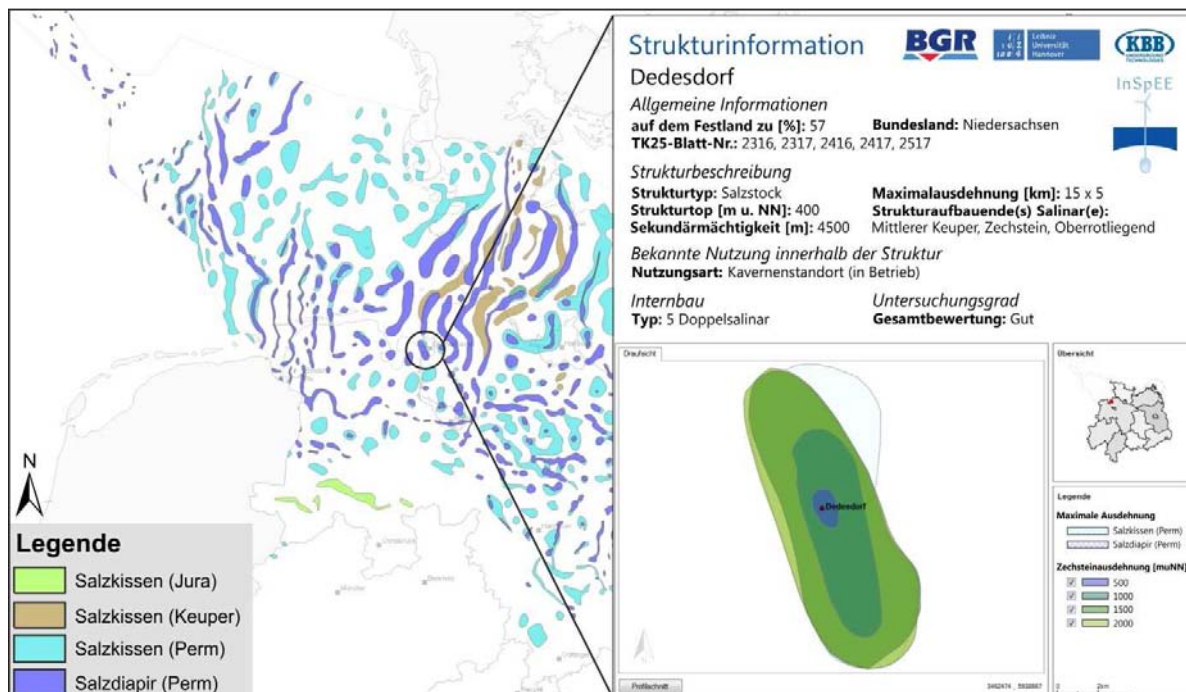


Abb. 1: Arbeitsversion des Informationssystems „Salzstrukturen“ mit einer Übersichtskarte sowie einem Datenblatt einer ausgewählten Salzstruktur inkl. ihrer Ausdehnungen in unterschiedlichen Tiefen.

Literatur:

REINHOLD, K., KRULL, P. UND KOCKEL, F. (2008): Salzstrukturen Norddeutschlands 1: 500.000. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (Hrsg.), Berlin/Hannover.

Microstructural mapping at the glaciotectionic Wissower Bach syncline (NE Rügen, Germany)

ANNA GEHRMANN¹, HEIKO HÜNEKE¹, MARTIN MESCHEDI¹ & EMRYS PHILLIPS²

Germany's largest island Rügen (SW-Baltic Sea) is famous for its long chalk-steep coast. The Wissower Bach syncline structure on the Jasmund peninsula (NE Rügen) is one focus area for our microstructural studies to understand the complex glaciotectionic environment in that area, comprising folds and thrust faults from the Weichselian pleniglacial.

At the southern limb of the syncline a SW-dipping thrust fault between Cretaceous chalk and the Pleistocene till below has been sampled. Beside micromorphological investigations the soft sediment thin sections were analysed with the help of a microstructural mapping method, where the long axes of clasts between 0.01 and 0.8 cm were classified into differently oriented microfabric domains (PHILLIPS et al. 2011).

Within the till bounding the fault, three different main fabrics were distinguished, from which the "S1" fabric (general dip to N as opposed to the fault) can be separated out into the sub-fabrics "S1a" (gently inclined) and "S1b" (steep). The "S2" domain is always oriented perpendicular to "S1". Furthermore, "S2" implies steeper and more gently inclined sub-domains, as well. The earlier formed "S1" fabric is dislocated (sinistral) by the younger "S2" fabric, implying a normal-fault movement to the south at the tectonic contact. The third fabric "S3" is nearly vertical. These domains could be interpreted as steeply inclined shears, on the one hand, or anastomosing sub-vertical foliation developed in response to dewatering of the till, on the other hand.

An overall sense of compressional movement to the north could be determined together with a south-directed extension, which could imply a late-stage reactivation and "gravitational sliding" at the southern limb of the syncline as the ice retreated.

A three-dimensional model of the microfabric system at the chalk-till contact has been constructed to visualise the orientation in relation to the macroscopically identified structures and the direction of thrusting.

References:

PHILLIPS, E.R., VAN DER MEER, J.J.M. & FERGUSON, A. (2011): A new 'microstructural mapping' methodology for the identification, analysis and interpretation of polyphase deformation within subglacial sediments. - *Quaternary Science Reviews*, **30**: 2570–2596.

¹Anna Gehrmann, Dr. habil. Heiko Hüneke, Prof. Dr. Martin Meschede, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahnstraße 17a, D-17487 Greifswald
E-Mail: anna.gehrmann@uni-greifswald.de

²Emrys Phillips, British Geological Survey, Murchison House, West Mains Road, Edinburgh EH9 3LA, Scotland, UK

Der glazitektonische Komplex von Jasmund (NE-Rügen): Geomorphologische Kartierung und Landformenanalyse auf der Grundlage von LiDAR-Daten

ANNA GEHRMANN¹, MARTIN MESCHEDI¹, HEIKO HÜNEKE¹, HENRIK ROTHER¹ & KARSTEN OBST²

In den vergangenen Jahrzehnten sind verschiedene strukturelle Genesemodelle für den weichselzeitlichen Stauchkomplex von Jasmund (Abb. 1) entwickelt, verändert und ergänzt worden. Er wird bereits seit CREDNER (1893) morphologisch in einen Nord- und Südflügel geteilt. GROTH (2003) gliedert die Halbinsel in fünf Struktureinheiten, die er vier Entwicklungsphasen zuordnet. Dabei zeichnen sich ebenfalls zwei größere Bereiche ab, von denen der südliche vor dem nördlichen entstanden sein soll. LUDWIG (2011) beschreibt eine schlingenförmige Stauchung zwischen den Flanken zweier Eisströme während des Pommerschen-Stadiums, was auf eine zunächst synchrone Bildung der beiden Flügel hindeutet. Beide Autoren verwenden für den Gesamtkomplex den Begriff „Stauchmoräne“.

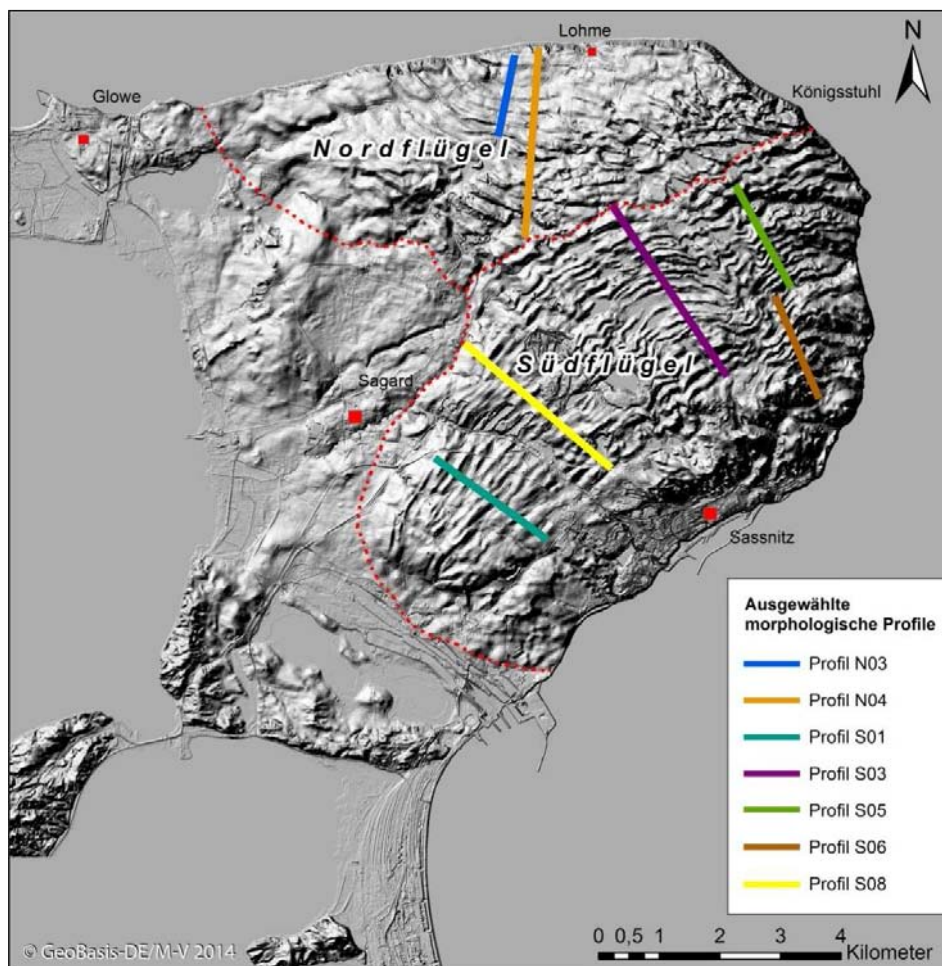


Abb. 1: Digitales Geländemodell (DGM5, Hillshade, 10-fach überhöht, bereitgestellt vom LAiV M-V) von Jasmund mit der groben Gliederung des Stauchkomplexes in einen Nord- und Südflügel sowie ausgewählten Profillinien für die morphologischen Untersuchungen.

¹ Anna Gehrmann, Prof. Dr. Martin Meschede, Dr. habil. Heiko Hüneke, Prof. Dr. Henrik Rother, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 17a, D-17487 Greifswald
E-Mail: anna.gehrmann@uni-greifswald.de

² Dr. Karsten Obst, Geologischer Dienst, LUNG M-V, Goldberger Str. 12, D-18273 Güstrow

Mit der Auswertung von LiDAR-Daten sollen nun eine neue Datenbasis und ergänzende Methoden genutzt werden, um die verschiedenen Modelle zur Genese Jasmunds zu prüfen und gegebenenfalls erneuern zu können. Hierbei handelt es sich unter anderem um die geomorphologische Kartierung auf Grundlage eines Digitalen Geländemodells mit der Auflösung von 5 m (DGM5, Abb. 1). Die unterschiedlichen Landformen werden farblich voneinander abgegrenzt sowie markante morphologische Elemente, wie z. B. einzelne Höhenrücken, entsprechend hervorgehoben. Neben einer Beschreibung liegt der Schwerpunkt der Untersuchungen auf einer rechnerischen sowie graphischen Analyse der Geländeformen, in denen insbesondere die Morphometrie der einzelnen Höhenrücken (Breite, Höhe, Hangneigungen) sowie ihre Abstände zueinander erfasst werden. Hinzu kommt eine Erfassung der Periodizität der Rücken mittels Fourier-Analyse, um Aussagen treffen zu können, ob und bei welchen Wellenlängen sich die Formen wiederholen.

Erste DGM-Analysen zeigen, dass der Nordflügel des Stauchkomplexes vom Südflügel abgeschnitten und zum Teil überlagert wird. Dies deutet auf eine frühere Bildung des nördlichen Teils Jasmunds hin. Somit müssen die Modelle von GROTH (2003) und LUDWIG (2011) hinsichtlich des zeitlichen Ablaufs der glazitektonischen Deformation revidiert werden. Es kann aber bestätigt werden, dass die im DGM sichtbaren Höhenrücken mit den internen Lagerungsverhältnissen übereinstimmen. Die morphometrischen Untersuchungen machen deutlich, dass es sich bei den morphologischen Vollformen um sogenannte *composite ridges* (zusammengesetzte Höhenrücken) und nicht um (*annual*) *push moraines* (Stauchmoränen) handelt. Im Querschnitt sind sie symmetrisch, was untypisch für Stauchmoränenrücken ist und eher *fault bend folds* (Störungsbiegefallen/Rampenantiklinalen) widerspiegelt. Dafür sprechen auch die sehr kurzen Abstände zwischen den Rücken im Vergleich zu deren Breite. Nach modernen Klassifikationen glazigener Landformen (vgl. ABER & BER 2007) ist der Begriff Stauchmoräne für Jasmund nicht geeignet und sollte nicht weiter verwendet werden. Die Morphologie und der interne strukturelle Bau (großdimensionale Falten und Imbrikationsfächer) von Jasmund entsprechen viel mehr einem glazitektonischen Komplex, wie er z. B. von PEDERSEN (2000) für Møns Klint exemplarisch dokumentiert wurde.

Literatur:

- ABER, J. S. & BER, A. (2007): Chapter 5 Composite ridges – In: ABER, J. S. & BER, A. (Hrsg.): Glaciotectonism. Developments in Quaternary Science **6**: 59-82, Amsterdam (Elsevier).
- CREDNER, R. (1893): Rügen. Eine Inselstudie. – Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, **7**: 373-494.
- GROTH, K. (2003): Zur glazitektonischen Entwicklung der Stauchmoräne Jasmund/Rügen. – Schriftenreihe des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie, Mecklenburg-Vorpommern, **3**: 39-49.
- LUDWIG, A. O. (2011): Zwei markante Stauchmoränen: Peski/Belorussland und Jasmund, Ostseeinsel Rügen/Nordostdeutschland – Gemeinsame Merkmale und Unterschiede. – E & G, Quaternary Science Journal, **60**/4: 464-487.
- PEDERSEN, S. A. S. (2000): Superimposed deformation in glaciotectonics. – Bulletin of the Geological Society of Denmark, **46**: 125-144.

Die Eugen-Geinitz-Sicht – eine neue geotouristische Sehenswürdigkeit in Mecklenburg-Vorpommern

KLAUS GRANITZKI¹ & KARSTEN SCHÜTZE²

Am 15.9.2013, dem Tag des Geotops, wurde nach längeren Vorbereitungsarbeiten ein phantastischer Landschaftsblick am Park- und Rastplatz an der B 96 bei Usadel zwischen Neubrandenburg und Neustrelitz eingeweiht. Die Idee dazu entstand nach einer Veranstaltung des Geowissenschaftlichen Vereins Neubrandenburg im Frühjahr 2012, mit der an einen öffentlichen Vortrag des bedeutendsten mecklenburgischen Geologen, Prof. Dr. Eugen Geinitz, in Neustrelitz zum Thema „Geologische Landschaftsbilder aus Mecklenburg“ vor genau 100 Jahren in Anwesenheit des Großherzogs Adolf Friedrich V. erinnert wurde. Franz Eugen Geinitz (1854-1925) wurde nach Geologie- und Mineralogiestudium in Dresden, Leipzig, Göttingen und Heidelberg 1878 an den neu gegründeten Lehrstuhl für Mineralogie und Geologie der Universität Rostock berufen. Mit seiner Tätigkeit beginnt die systematische geologische Landesaufnahme in Mecklenburg. Seine Bemühungen um die geologische Landesforschung führten 1889 zur Gründung der Großherzoglichen Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt, deren Direktor er wurde. Mehr als 230 Schriften zur geologischen Entwicklung Mecklenburgs zählen zu seinem wissenschaftlichen Nachlass, 1919 definiert und benennt er „Die Endmoränen Deutschlands“. Krönung seines Lebenswerkes sind 1922 die „Geologie Mecklenburgs“ und die „Geologische Übersichtskarte von Mecklenburg im M. 1:200.000“. Das Gebiet Mecklenburg-Strelitz war wichtiger Teil seiner geologischen Arbeiten. 1915 erschien seine „Geologie von Mecklenburg-Strelitz“ mit einer „Geologischen Übersichtskarte von Mecklenburg-Strelitz im Maßstab 1:200.000“. Durch seine handschriftlichen Aufzeichnungen ist belegt, dass er am 25./26.8.1913 zu geologischen Landschaftsstudien in Usadel weilte. Die umfangreichen Vorbereitungsarbeiten zur Gestaltung der Eugen-Geinitz-Sicht begannen bereits im Frühjahr 2012 in Verantwortung des Geowissenschaftlichen Vereins Neubrandenburg und unter Mitwirkung des NABU-Regionalverbandes Mecklenburg-Strelitz, des Geologischen Landesdienstes M-V und der Erwin-Hemke-Stiftung aus Neustrelitz. Folgende wichtigsten Arbeitsetappen wurden realisiert:

- Einholen von Genehmigungen, insb. durch NABU-Stiftung und Straßenbauamt
- Pflegearbeiten und Baumfällungen zum Freischneiden der Landschaftssicht
- Beschaffen der erforderlichen Finanzen für die vorgesehenen Maßnahmen
- Vorbereitungen an der Eugen-Geinitz-Sicht
 - Ablegen eines Geschiebes (Konglomerat)
 - Aufbau eines Steinsockels mit Informations-Tafel
 - Aufstellen einer Stele mit der Inschrift „Eugen Geinitz 1854-1925“
 - Pflege- und Verschönerungsarbeiten am Park- und Rastplatz mit Hinweisschild
- Information der Presse zur geplanten Einweihung der Eugen-Geinitz-Sicht

¹ Klaus Granitzki, Prillwitzer Weg 1, D-17237 Blumenholz, E-Mail: findlingsscheune.usadel@online.de

² Karsten Schütze, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Straße 12, D-18273 Güstrow

- Druck eines Flyers und einer Postkarte anlässlich der Einweihung
- Kontaktaufnahme mit drei Nachfahren von Eugen Geinitz
- Vorbereitung der Einweihungsfeier
- Einweihung der Eugen-Geinitz-Sicht am 15.9.2013



Abb. 1: Die Eugen-Geinitz-Sicht.

Der abgelegte Findling, den Herr Bernd Werdermann aus Neustrelitz stiftete, stellt nach OBST & STEIN (2013) ein seltenes monomiktes Konglomerat und eine petrologische Rarität dar. Von der Eugen-Geinitz-Sicht (60 m ü. NN) bietet sich ein eindrucksvoller Blick über die Eiszeitlandschaft um den Flachwassersee Lieps. Der Standort der Sicht ist Teil der Pommerschen Haupteisrandlage der Weichsel-Kaltzeit. Diese Endmoräne entstand vor ca. 17.000 Jahren als Folge eines längeren Gletscherhaltes. Sie begrenzt die Tollense-Rinne im Süden bogenförmig (Tollense-Lobus). In der vom Schmelzwasser unter dem Eis ausgespülten Rinne (subglaziales Tunneltal) liegen die Lieps und der Tollensesee. Vor über 150 Geointeressierten wurde die Einweihung der Eugen-Geinitz-Sicht am 15.9.2013 durch die Anwesenheit von drei Nachfahren von Eugen Geinitz besonders gewürdigt. Mit einem bunten Programm rund um die Eiszeit und einer geologische Wanderung in die benachbarte Endmoränenlandschaft wurde Interessantes und Wissenswertes zur regionalen Geologie geboten. Die Eugen-Geinitz-Sicht als neue geotouristische Sehenswürdigkeit in M-V gehört zweifellos zu den wenigen attraktiven Landschaftsblicken im norddeutschen Vereisungsgebiet, die mit dem PKW schnell und bequem zu erreichen sind.

Literatur:

- GRANITZKI, K. (2013): Eugen-Geinitz-Sicht bei Usadel (Mecklenburg-Vorpommern) eingeweiht.- GMT – Geowissenschaftliche Mitteilungen, **54**: 108-109, Bonn.
- OBST, K. & STEIN, K.-J. (2013): Der Findling an der Eugen-Geinitz-Sicht in Usadel – ein außergewöhnliches monomiktes Konglomerat aus dem Jotnium Nordschwedens? Neubrandenburger Geol. Beitr., **12**: 59-65, Berlin.

Os-Strukturen und Eiszerfallslandschaften im Südosten Schleswig-Holsteins

ALF GRUBE¹

Im Rahmen der Aktualisierung des Geotopkatasters des Landes Schleswig-Holstein wurden mehrere Os-Strukturen und Eiszerfallslandschaften geologisch näher untersucht. Die Arbeiten wurden während der Tätigkeit des Autors beim Geologischen Dienst im LLUR S-H durchgeführt. Die dargestellten Gebiete zählen zu den herausragenden Beispielen der eiszeitlichen Prozesse und Formen in Schleswig-Holstein. Sie stellen unersetzbare Zeugnisse der Landschaftsgeschichte (Geotope) des Landes Schleswig-Holstein dar und bedürfen eines strengen Schutzes. Leider sind nicht alle Objekte ausreichend gesichert. Untersucht wurde der Os Waldhusen - Pöppendorf - Ovendorf (nördliches Lübeck und südlicher Rand von Ostholstein), das Perlenschnur-Os von Ritzerau (Kreis Herzogtum-Lauenburg) sowie die Eiszerfallslandschaft Hevenbruch.

Der Aufpressungs-Os von Waldhusen (nördliches Lübeck und südlicher Rand von Ostholstein) ist das eindrucksvollste Beispiel dieses Strukturtyps mit bis zu drei parallel verlaufenden Strukturen in Schleswig-Holstein (im Vergleich diskutiert werden u. a. Dazendorf / Ost-Holstein; Cismar / Ost-Holstein). Besonderheiten sind, neben der für Schleswig-Holstein ungewöhnlichen Ausdehnung (5,5 km Länge) und Größe (bis zu 15 m hoch), das Nebeneinander von Beckensediment und Geschiebemergel als Kern der Struktur. Die Os-Struktur bei Ritzerau (nahe Nusse, Hrgt. Lauenburg, SE´ Schleswig-Holstein) liegt in einer interlobat gebildeten Eiszerfallslandschaft. Sie ist von Kames-Kuppen und -Rücken umgeben bzw. begleitet. Das als Perlenschnur-Os (im Vergleich: Kolholm / Schwansen; Rieseby / Schwansen) klassifizierte Os ist einer subglazial gebildeten "linierten Oberfläche" (engl. stream lined surface) bzw. einer drumlinisierten Landschaft aufgesetzt. Die verhältnismäßig kurze Struktur besitzt charakteristische Merkmale von Osern: typische morphologische Form (Eisenbahndamm-ähnliche Form), typische Internstruktur (gestörte Sande, Kiese, Steine), Aufbau aus mehreren, in Reihe angeordneten Einzelteilen und eine westlich des Oses verlaufende, flache Rinne. Das Os ist in den Untergrund, der teilweise aus weichselzeitlichem Till aufgebaut ist, eingeschnitten. Diese Tatsache wird ebenso als Merkmal für eine subglaziale Bildung dieser Strukturen angesehen. Die Eiszerfalls-Landschaft Hevenbruch (nahe Nusse, Hrgt. Lauenburg, SE´ Schleswig-Holstein) stellt eine typische Eiszerfalls-Landschaft dar (im Vergleich: Sulfelder Tannen / N´ Hamburg; Lütjensee-Seebergen / Stormarn), in der ein weites Formenspektrum kartiert wurde, u. a. Kames-Kuppen und -rücken unterschiedlichen Alters und Aufbaus, Drumlins bzw. Drumlinoide, Sanderartige Aufschüttungen, linienhafte Formen und teilweise vergesellschaftete Toteisformen. Die Formen wurden sub-, in- und extraglazial gebildet. Die meist linear angeordneten Einzelformen sind einem Moränenrücken aufgesetzt und an ein ehemaliges Eisspaltennetz gekoppelt, welches überwiegend in Richtung der Eisfließrichtung orientiert ist. Die Umgebung ist großräumig

¹ Dr. Alf Grube, Geologisches Landesamt, Behörde für Stadtentwicklung und Umwelt, Neuenfelder Straße 19, D-21109 Hamburg, E-Mail: alf.grube@bsu.hamburg.de

durch flache, linienhafte Landschaftsformen gekennzeichnet, die auf besondere Vereisungsbedingungen hinweisen.

Aspekte der Entstehungsbedingungen der Bereiche und des zugehörigen Vereisungsgeschehens in der letzten Phase der Weichsel-Kaltzeit, auch im Vergleich zu den o. g. vergleichbaren Strukturen im Lande, werden diskutiert.

Literatur:

GRUBE, A. (2014a): Besondere Erdgeschichtliche Bildungen (Geotope) im Herzogtum Lauenburg. - Lauenburgische Heimat **196**, 60-71.

GRUBE, A. (2014b): Das Os von Waldhusen-Pöppendorf-Ovendorf (Lübeck, Ostholstein). - Natur- und Landeskunde **121** (4-6): 65-75.

GRUBE, A. (2014c): Der Perlenschnur-Os von Ritzerau (Kreis Herzogtum Lauenburg, Schleswig-Holstein). - Schr. Naturwiss. Ver. Schleswig-Holstein **74**: 11-27.

GRUBE, A. (2014d): Die Eiszerfalls-Landschaft Hevenbruch im Stadtwald Lübeck (Kreis Herzogtum Lauenburg, Schleswig-Holstein). - Verhandlungen Naturwiss. Ver. Hamburg **48**: 203-220.

Archäologie rund um die Kühlung

VOLKER HÄUßLER¹

Archäologie und Ehrenamt

In Mecklenburg-Vorpommern haben die archäologischen Forschungen eine sehr lange Tradition. Ein entscheidender Schritt war hier 1804 eine der ersten Schutzverordnungen zu den Bodendenkmalen. Friedrich Lisch legte ab 1835 die Grundlagen für die archäologische Forschung, die weit über die Landesgrenzen hinaus Beachtung fand.

Ohne die Mithilfe der Bürger wäre der heutige Forschungsstand nicht möglich. Diese Aktivitäten begannen schon im 19. Jahrhundert und erreichten ab 1953 unter Prof. Dr. Ewald Schuldt einen Höhepunkt.



Abb. 1: Von einem Bürger in Bad Doberan gemeldete Reibemühle.

Der Schutz der Bodendenkmale steht heute an erster Stelle. Dieser setzt sich aus Kontrollen, Pflege- und Erhaltungsmaßnahmen zusammen (Abb. 1).

Mit Vorträgen, Wanderungen, Exkursionen, Ausstellungen, Tagungen und mit Unterstützung der Presse bringen wir Jugendlichen, Bürgern, Gästen und unseren Mitstreitern die archäologischen Erkenntnisse nahe. Dabei bilden die Zusammenhänge zwischen der Landschaftsentstehung und der Besiedlung bis zur Gegenwart eine wichtige Rolle (Abb. 2).

¹ Kreisbodendenkmalpfleger i.R. Volker Häußler, Ehm-Welk-Anger 26, D-18225 Kühlungsborn



Abb. 2: Mitglieder der Kreisarbeitsgruppe Ur- und Frühgeschichte bei Pflegearbeiten am Ganggrab von Gaarzer-Hof.

Landschaft und Besiedlung

Die natürlichen Voraussetzungen und die Entwicklung der jeweiligen Landschaft prägten ganz wesentlich die Besiedlung und das menschliche Zusammenleben. Die Region um die Kühlung ist dabei durch die Ostsee wesentlich beeinflusst. Die Küste, die seen- und fließgewässerreiche Landschaft boten für die Bewohner der mittleren Steinzeit ausreichende Nahrungsquellen, die u. a. den Übergang zur bäuerlichen Lebensweise hinausschoben. Wichtig für die gesellschaftlichen Entwicklungen sind die vorhandenen natürlichen Rohstoffe. Der Flint stand reichlich zur Verfügung. So erfuhr er nach seinem steinzeitlichen Hoch auch am Ende der Bronzezeit wegen der Verknappung der Bronzefuhr eine Renaissance (Abb. 3). Kupfer und Zinn zur Bronzeherstellung mussten eingetauscht werden, auch Fertigprodukte aus Bronze. Tauschmittel war u.a. der Bernstein, der dann seinen Weg bis Ägypten nahm.

Zeitüberblick

Aus Kühlungsborn konnten Bürger eine Feuersteinfeilspitze der altsteinzeitlichen Jägerkultur der Brommezeit von vor ca. 13.000 Jahren melden. Aus dem Umfeld der Kühlung sind auch einige etwas jüngere Stielspitzen bekannt (Abb. 4). Vor etwa 11.000 Jahren wurde das natürliche Nahrungsangebot ausgewogener. Nun konnten die Jäger, Sammler und Fischer der mittleren Steinzeit, die noch recht mobil waren, hier ganzjährig aus einem reichen natürlichen Angebot schöpfen. Die urwaldartige Vegetation, das sich verringernde Angebot an Großwild und u. a. der Bevölkerungszuwachs erforderten ganz langsam, vor 6.100 Jahren beginnend, auch bei uns die Umstellung zur Bauernwirtschaft. Die damit verbundene Sesshaftigkeit bedingte grundlegende Änderungen in der Lebensweise, im Inventar und im Glauben. Ein Ausdruck dafür sind die Großsteingräber (Abb. 5).



Abb. 3: Feuersteinklingen aus der spätbronzezeitlichen Flintwerkstatt im Ostseebad Nienhagen.



Abb. 4: Eine altsteinzeitliche Stielspitze der Rentierjäger aus Ivendorf.

Wie die bäuerliche Lebensweise breitete sich die bronzezeitliche Kultur nach und nach, vor knapp 4.000 Jahren beginnend, in unseren Raum aus. Auch damit waren kulturelle Schnitte verbunden. Dazu gehören neben den Bronzegegeräten (Abb. 6), das Pferd in Kult und Wirtschaft, weite Austauschbeziehungen und die Hügelgräberbestattungen. Am Ende der Periode setzte sich die Totenverbrennung durch.



Abb. 5: Der Urdolmen von Mechelsdorf gehört zur erhaltenen Gräbergruppe um Rerik.



Abb. 6: Bronzefunde, die bei Ackerarbeiten in Parkentin gefunden wurden.

Die Verknappung der Bronze und klimatische Veränderungen begünstigten den Übergang zur Eisenzeit (Abb. 7). Mit den Erkenntnissen zur Eisenherstellung und der Nutzung des einheimischen Raseneisenerzes kam es vor ca. 2.500 Jahren zu neuen Strukturen. Die Stämme der Germanen bildeten sich heraus.



Abb. 7: Im Boden erhaltener Rest eines Renofens (Ofensau) in Bad Doberan.

Ab etwa der Zeitenwende kamen durch das sich ausdehnende römische Reich neue kulturelle Einflüsse durch Tausch auch zu uns und die Gesellschaft veränderte sich. Teile der Bevölkerung wanderten am Ende der Periode ab.

Spätestens ab dem 7. Jahrhundert kamen über die großen Flüsse (Elbe, Oder) und die Küste slawische Völker aus Südost- und Osteuropa und siedelten die Landschaft auf. Burgbezirke, überregionaler Handel, ein großer Bevölkerungszuwachs und zahlreiche Auseinandersetzungen mit den Nachbarn charakterisieren diese Zeit (Abb. 8).



Abb. 8: Der Rest der slawischen Burg auf dem „Schmiedeberg“ in Rerik.

Nach dem Tod des letzten freien Slawenfürsten Niklot 1160 vor Werle wurden unter Heinrich dem Löwen Mönche und Bauern aus Regionen westlich der Elbe ins Land gerufen. Die Gründung zahlreicher Siedlungen und der Städte im Lande erfolgten in dieser Zeit. Auch archäologische Zeugnisse aus der Neuzeit bis in die Gegenwart ergänzen die durch schriftliche Quellen vermittelten Kenntnisse (Abb. 9).



Abb. 9: Reste eines Weinberges in der Kühleung.

Bodendenkmale in Wäldern und auf Äckern

Der Vergleich mit der Karte des Friedrich von Hagenow von der Insel Rügen aus dem 19. Jahrhundert zeigt, dass etwa nur noch ein Fünftel der ehemals errichteten Bodendenkmale zu finden sind. Ähnliche Erkenntnisse sind mir z. B. aus Sachsen-Anhalt bekannt. In den alten Waldgebieten sind viele erhalten (Abb. 10). Besonders auf den Äckern sind sie hingegen den Flurbereinigungen zum Opfer gefallen. Sie waren auch willkommene Lieferanten von Baumaterial.



Abb. 10: Die bronzezeitliche Hügelgräbergruppe im „Quellholz“ Bad Doberan.

Öffentlichkeitsarbeit

2009 weihte der Bürgermeister Kühlungsborns den Findlingsgarten ein. 2014 wurde er mit einem Lehrpfad ergänzt. Er beinhaltet die Geologie, die Archäologie und die Stadtgeschichte.

Besonders nachteilig ist der Verlust des Archäologischen Landesmuseums 1992. Seitdem werden wir mit Versprechen hingehalten. Unsere herrlichen Funde sind begehrte Ausstellungsobjekte im Ausland.

Die Bodendenkmalpfleger der Region präsentieren ihre Ergebnisse bei Ausstellungen, Wanderungen und Exkursionen (Abb. 11).



Abb. 11: Die Übergabe eines Bronzeschwertes für die Ausstellung des Heimatmuseums Rerik.

Geomorphologische und Geochronologische Untersuchungen der lobusförmigen Rückenstrukturen im Bereich des mittleren Barnim (Brandenburg) – neue Einsichten in den Eisrückzug während der Frankfurt-Phase

JACOB HARDT¹ & MARGOT BÖSE¹

Die Frankfurt-Phase (W1F), allgemein als Rückzugshalt des Inlandeises des Brandenburger Stadiums (W1B) der Weichselvereisung interpretiert (CEPEK 1965; EHLERS et al. 2011; BÖSE et al. 2012), ist in Brandenburg, v. a. durch das Fehlen eindeutiger Endmoränenbildungen, hinsichtlich der Position einer Eisrandlage umstritten. Weiterhin fehlen bisher direkte Sedimentdatierungen von Ablagerungen, die der W1F-Phase zugeschrieben werden.

Im Bereich der Barnim-Hochfläche, die laut Literatur von der Frankfurter Eisrandlage gequert wird (z. B. LIEDTKE 1981), wurden mit Hilfe eines hochaufgelösten Geländemodells (LiDAR DEM) geomorphologische Formen kartiert und mit dem aktuellen Forschungsstand verglichen. Besonders auffällig sind dabei die parallelen, lobusförmigen Rückenstrukturen, die sich vom mittleren Barnim bis in das Berliner Stadtgebiet verfolgen lassen. Die einzelnen Rückenstrukturen sind 10 – 15 km lang, 1.000 bis 1.500 m breit und weisen einen Höhenunterschied von 6 – 10 m zu ihrer Umgebung auf. Die Rücken sind radialstrahlig zertalt und haben tendenziell eine steilere (NO) und eine flacher abfallende (SW) Seite. Geologischen Karten zufolge sind sie aus Till aufgebaut. Dazwischen liegen Schmelzwassersande. Diese Charakteristika wurden bei Feldarbeiten bestätigt. Geoelektrikmessungen in der Umgebung von Bernau zeigen, dass der Till mit einer Mächtigkeit von ~5 m auf horizontal ungestört lagernden Schmelzwassersanden liegt. Wir interpretieren diese Formen aufgrund ihrer Form, ihrer Sedimente und der Lagerungseigenschaften derzeit als *Type A ice-marginal fans* (KRZYSZKOWSKI & ZIELIŃSKI 2002), die durch den Eisrand herabfließenden, supraglazialen Till entstehen.

Bestehende Kleingeschiebeanalysen nach TGL 25232 erlauben eine Einordnung des Tills in das Weichselglazial (W1) (GÄRTNER 1993; BUSSEMER et al. 2007). Somit sind die Rücken wahrscheinlich während der W1B-Abschmelzphase entstanden und lassen sich somit im Raum Barnim mit der W1F-Phase korrelieren. Die parallele Abfolge mehrerer Rücken lässt sich durch mehrere Stillstandsphasen während des Abschmelzvorgangs erklären.

OSL-Datierungen von Schmelzwasserablagerungen in der Umgebung von Ladeburg deuten auf einen Eisvorstoß im späten Marinen Isotopenstadium (MIS) 3 bis frühen MIS2. Diese Ergebnisse sind in Übereinstimmung mit OSL-Datierungen, die für den weichselzeitlichen Maximalvorstoß (W1B) und die Pommersche Phase (W2) ermittelt wurden (zusammengefasst in LÜTHGENS & BÖSE 2011).

¹ Jakob Hardt, Prof. Dr. Margot Böse, Freie Universität Berlin, Institut für Geographische Wissenschaften, Physische Geographie, Malteserstraße 74-100, D-12249 Berlin, E-Mail: jacob.hardt@fu-berlin.de

Die Studie zeigt, dass während der Abschmelzphase der W1-Phase in der Barnim-Region offenbar nicht *ein* längerer Stillstandshalt des Inlandeises am Nordrand des Barnim stattgefunden hat, sondern dass ein bzw. zwei Loben mit einer Breite von bis zu 15 km den mittleren Barnim bedeckt haben und beim Niederschmelzen sukzessive lobusförmige Rückenstrukturen am Eisrand gebildet haben.

Literatur:

- BÖSE, M., LÜTHGENS, C., LEE, J.R. & ROSE, J. (2012): Quaternary glaciations of northern Europe. *Quaternary Science Reviews* **44**: 1-25.
- BUSSEMER, S., MICHEL, J., SCHLAAK, N. & LUCKERT, J. (2007): Geologisch-morphologisches Profil durch den nordöstlichen Barnim (Brandenburg). *Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge* **14**: 37-49.
- CEPEK, A. G. (1965): Die Stratigraphie der pleistozänen Ablagerungen im Norddeutschen Tiefland. In Gellert, J. F. (ed.): *Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik*. Akademie-Verl., S. 45-65, Berlin.
- EHLERS, J., GRUBE, A., STEPHAN, H.-J. & WANSA, S. (2011): Chapter 13 - Pleistocene Glaciations of North Germany—New Results. In Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (eds.): *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology - A Closer Look*. *Developments in Quaternary Sciences*. **15**: 149-162. Elsevier.
- GÄRTNER, P. (1993): Beiträge zur Landschaftsgeschichte des westlichen Barnim. *Berliner Geographische Arbeiten*, **77**, 109 S., Berlin.
- KRZYSZKOWSKI, D. & ZIELIŃSKI, T. (2002): The Pleistocene end moraine fans: controls on their sedimentation and location. *Sedimentary Geology* **149**: 73-92.
- LIEDTKE, H. (1981): *Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa* (2nd edition). Zentrallausschuß für Dt. Landeskunde, **204**, 307 S., Trier.
- LÜTHGENS, C. & BÖSE, M. (2011): Chronology of Weichselian main ice marginal positions in north-eastern Germany. *E&G - Quaternary Science Journal* **60**: 236–247, Geozon Verlag Berlin.

Erdölbohrung Barth 11 - Begleitendes Umweltmonitoring zur Stimulation einer Horizontalbohrstrecke (2014-2015)

M. HAUPTMANN¹, R. TEGELER¹ & J. VOSS¹

Vom 16. bis 21.6.2014 hat die Firma Central European Petroleum (CEP) auf ihrem Aufsuchungserlaubnisfeld Grimmen eine hydraulische Stimulation des Staßfurt Karbonats (Ca₂) der südlich des Saaler Boddens gelegenen Erdölbohrung Barth 11 durchgeführt. Sukzessive wurde dabei versucht zehn Intervalle entlang der im Speicherhorizont verlaufenden ca. 1 km langen Horizontalbohrstrecke zu stimulieren. Dabei wurden 1.556 m³ Stimulationsfluid und 192 t Stützmittel verpumpt. Die zum Anschluss eingesetzte Flüssigkeit ist nicht wassergefährdend. Sie besteht zu 99,5 % aus Wasser und Keramiksand als Stützmittel für induzierte Risse. Zusätze machen nur 0,5 % der gesamten Flüssigkeit aus. Diese Zusätze kommen überwiegend in der Lebensmitteltechnologie oder als Desinfektionsmittel zum Einsatz. Acht von zehn Intervallen konnten erfolgreich stimuliert werden.

Um der breiten öffentlichen Diskussion über mögliche Gefährdungspotentiale bei Stimulationsmaßnahmen im tiefen Untergrund gerecht zu werden, wurde ein umfangreiches Umweltmonitoringprogramm realisiert. Im Vordergrund standen dabei die Überwachung seismischer Aktivitäten während der Stimulation einschließlich der Aufzeichnung mikroseismischer Ereignisse sowie die Überwachung des Grundwassers im näheren Umfeld der Bohrung. Ziel war dabei vor allem eine umfassende Dokumentation als Grundlage zur Einschätzung tatsächlich vorhandener Gefährdungspotentiale in Hinblick auf die Auslösung von Erdbeben, die Aktivierung vorhandener Störungen, Gebäudeschäden und Beeinträchtigungen des Süßwasserstockwerks im flachen Untergrund. Daneben erlauben die gewonnenen Erkenntnisse zur Dimension des tatsächlich stimulierten Bereichs die Optimierung zukünftiger Stimulationsmaßnahmen.

Zur Überwachung der lokalen Seismizität vom 24.5. - 3.7.2014 wurden drei mobile seismische Kleinarrays (SNS) eingesetzt, die ursprünglich zur Lokalisierung nuklearer Nachbeben in Entfernungen bis 1.000 km an der Universität Stuttgart entwickelt wurden. Eine Referenzstation wurde direkt am Bohrplatz eingerichtet, zusätzlich wurde die Station Rügen des seismischen Regionalnetzes eingebunden. Ziele waren eine Bestimmung der natürlichen Hintergrundseismizität ($M > 0,0$), die Überwachung möglicher induzierter Seismizität ($M > 0,0$), die Unterscheidung zwischen natürlicher und induzierter Seismizität sowie die Überwachung der geologischen Barriere zum Süßwasserstockwerk. Parallel erfolgten vom 16. - 23.6.2014 Erschütterungsmessungen nach DIN 4150 an der Saaler Dorfkirche. Die registrierte nicht lokale Seismizität umfasst 29 seismische Ereignisse mit Magnituden zwischen $M = 3,3$ - 7,9 in Entfernungen zwischen ca. 400 – 12.500 km (Polen bis Samoa). Lokal wurde ein seismisches Ereignis am 27.6.2014 ($M = -0,4$) registriert, das an der horizontalen Verrohrung in 2,7 km Tiefe lokalisiert werden konnte. Ein derartiges Ereignis entspricht einer Bruchfläche von ca. 40 m². Kein Durchbrechen der geologischen

¹ Dr. Manfred Hauptmann, R. Tegeler, J. Voss, Central European Petroleum GmbH (CEP), Rosenstr. 2, D-10178 Berlin, E-Mail: mhauptmann@cepetro.com

Barriere zum Süßwasserstockwerk war seismisch beobachtbar. Es gab keine Hinweise auf eine Reaktivierung naher Verwerfungen, wie das Auftreten oder die Häufung stärkerer Erdbeben. Die Schwingungsamplituden der Erschütterungen an der Saaler Dorfkirche lagen mit Werten von ca. 0,5 mm/s bei 95 Hz deutlich unter den Anhaltswerten nach DIN 4150.

Zur Erfassung lokaler mikroseismischer Ereignisse wurde die passive seismische Emissionstomographie (PSET) eingesetzt. Die Geophonauslage erfolgte in charakteristischer sternförmiger Anordnung um die Oberflächenlokation der Bohrung Barth 11. Insgesamt wurden auf ca. 20 km Auslagestrecke über 13.000 Geophone verteilt, die etwa 18 km² abdecken. Nach Nordwesten ist die Auslage der Geophone durch die südöstliche Küste des Saaler Boddens begrenzt. Im Vordergrund stehen dabei die Ermittlung der Dimension des von der Stimulation tatsächlich aktivierten Bereichs um das Bohrloch und wiederum die Untersuchung der Reaktivierung vorhandener Strukturen. Dazu dienen die Erkenntnisse aus der Mikroseismik der Einschätzung von Möglichkeiten zur Optimierung von Stimulationsmaßnahmen, u. a. der Bewertung der Länge und Verteilung von Behandlungsintervallen.

Tatsächlich belegt mikroseismisches Monitoring die Stimulierung eines Gesteinsvolumens von durchschnittlich 160 m Länge bzw. 60 m über und 70 m unter dem Bohrloch (Abb. 1). Die Reaktivierung einer nordöstlich des Bohrlochs gelegenen Verwerfung konnte nicht belegt werden. Räumlich lassen sich die mikroseismischen Ereignisse entlang eines primären Nordost-Südwest Trends (Azimut ca. 58°) und eines sekundären (Azimut 112°) dokumentieren. Für diese Trends sind zwei unterschiedliche auslösende Mechanismen zu identifizieren: Abschiebungen mit schwacher Horizontalkomponente (Streichen 162°, Einfallen 77°, Versatz -74°) und Aufschiebungen mit schwacher Horizontalkomponente (Streichen 236°, Einfallen 67°, Versatz 70°). Diese Bewegungen stehen in gutem Einklang mit dem regionalen Spannungsfeld.

Für das Grundwassermonitoring wurden drei Meßstellen nach Maßgabe des LUNG und der Wasserbehörden im Vorfeld der Stimulation abgeteuft und ausgebaut, die regelmäßig vor, während und nach der Stimulation beprobt und umfangreich analysiert wurden. Die Auswertung der Proben ergab, dass die Stimulation das Grundwasser nicht negativ beeinträchtigt hat. Leichte Schwankungen in einzelnen Parametern erklären sich durch jahreszeitlich bedingte Einträge aus der Landwirtschaft.

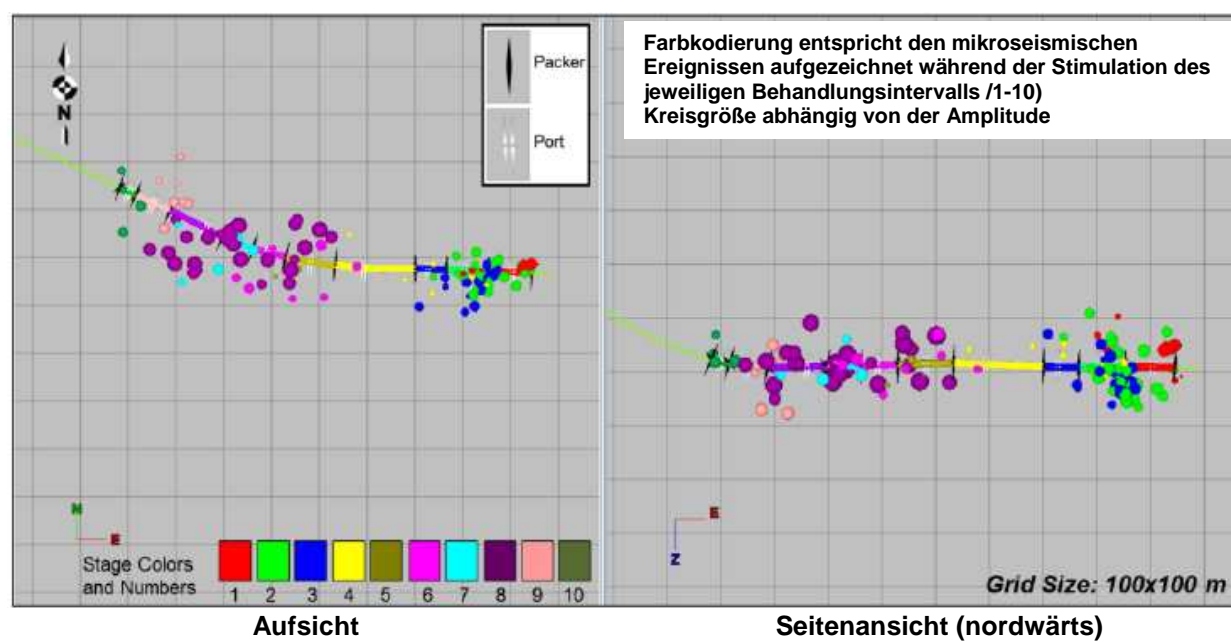


Abb. 1: Mikroseismisches Monitoring der Erdölbohrung Barth.

***Xenusion auerswaldae* POMPECKJ 1927, a remarkable Lower Cambrian fossil in an erratic boulder from Hiddensee island – the “Halle specimen”**

NORBERT HAUSCHKE¹ & SOPHIE KRETSCHMER¹

Dedicated to Dr GÜNTER KRUMBIEGEL (1926 - 2014)

The noteworthy fossil *Xenusion auerswaldae* POMPECKJ 1927, which is embedded in an erratic boulder (Fig. 1), is one of the most valuable specimens preserved and scientifically supervised in the Geological and Palaeontological Collections of Martin Luther University Halle-Wittenberg. The sedimentary erratic boulder is a quartzitic sandstone with a characteristically red lamination, and can presumably be classified as the Lower Cambrian Kalmarsund Sandstone (File-Haidar-Formation; see RUDOLPH 2013), which crops out in southeastern Sweden.

After the first discovery of the fossil from Sewekow in Brandenburg, POMPECKJ (1927; see also JAEGER & MARTINSSON 1967) assigned it as the holotype of a new genus and species and named it *Xenusion auerswaldae*. The specimen is housed in the Palaeontological Collections of the Museum of Natural History at Humboldt University Berlin (“Berlin specimen”). In 1978 a second and well preserved find was made on Hiddensee island in the Baltic Sea. This specimen found its way into the collections of the “Geiseltalmuseum” (today: Geological and Palaeontological Collections of Martin Luther University Halle-Wittenberg; “Halle specimen”; Fig. 1) as a donation (KRUMBIEGEL, DEICHFUSS & DEICHFUSS 1980, DZIK & KRUMBIEGEL 1989, KRUMBIEGEL 1992). Both finds are therefore of special interest because in the “Berlin specimen” the back part of the fossil is preserved, and in the “Halle specimen” its front part, thus allowing a reconstruction of the animal (Fig. 2).

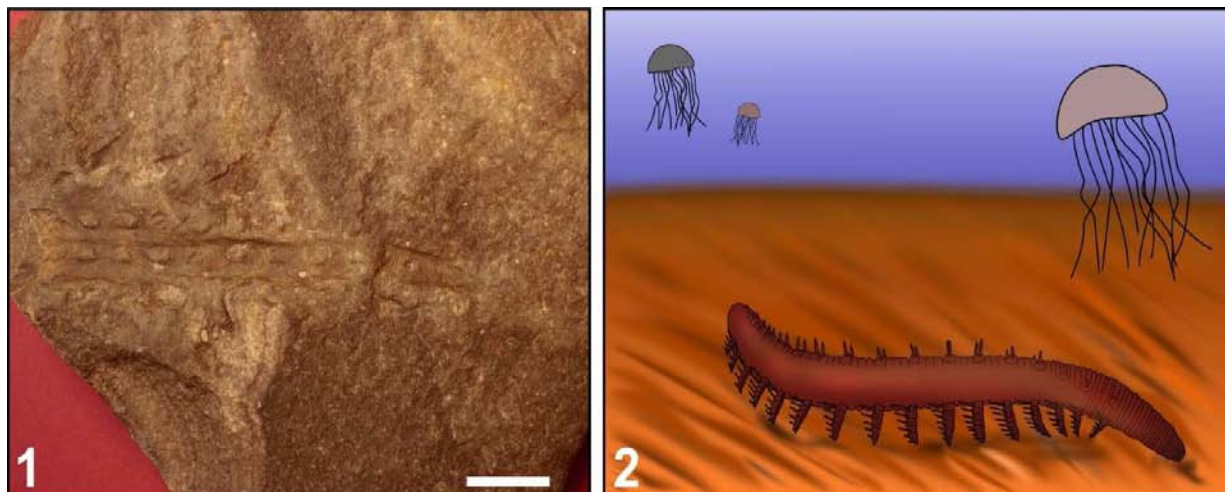


Fig. 1: *Xenusion auerswaldae* POMPECKJ 1927, the “Halle specimen”. Preserved is the front part with the proboscis-like anterior end (right) and the middle part of the fossil with the dorsal cone-shaped humps and some of the lobopod limbs. Scale 2 cm.

Fig. 2: Reconstruction of *Xenusion auerswaldae*. The occurrence of jellyfish in the sedimentary environment of Lower Cambrian Kalmarsund Sandstone is hypothetical. Drawing: S. KRETSCHMER.

¹ Dr. Norbert Hauschke, Sophie Kretschmer, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Institut für Geowissenschaften und Geographie, Von-Seckendorff-Platz 4, D-06120 Halle (Saale), E-Mail: norbert.hauschke@geo.uni-halle.de

Xenusion is one of the earliest bodily preserved fossil finds. Remarkable in these Protostomians is the bilateral symmetry of the animal, whose vermiform trunk on both sides bears lobopod limbs with backwards oriented spines. In the dorsal part of the body of *Xenusion* pairs of cone-shaped humps, which probably bore spines, are developed. In between the humps distinct transverse cuticular rings are visible, which are closely spaced at the proboscis-like anterior end. In this frontal part of the animal the cuticular rings are fully developed around the whole trunk, whereas in the middle and posterior parts the flanks remain structureless and smooth.

Examination of the holotype of *Xenusion* pointed to a close relationship between the new find and onychophoran-like animals, and it was previously discussed whether *Xenusion* could be related to the onychophoran species *Aysheaia pedunculata* from the Middle Cambrian Burgess Shale (POMPECKJ 1927, JAEGER & MARTINSSON 1967, DZIK & KRUMBIEGEL 1989). Comparing the modern terrestrial living und trachea-breathing onychophorans (e.g. the genera *Peripatus* or *Peripatoides*) with the Palaeozoic marine and probably gill-breathing protonychophorans, it seems obvious that these different forms belong to different taxonomic units. DZIK & KRUMBIEGEL (1989) supposed that the genera *Xenusion* and *Aysheaia* were ancestors of the modern Onychophora and Tardigrada. However, these authors established the new class Xenusia DZIK & KRUMBIEGEL 1989, which is at the same hierarchical level as classes Onychophora GRUBE 1853 and Tardigrada DOYÉRE 1840. All three classes were integrated in the subphylum Lobopodia SNODGRASS 1938. Due to specific characters of the body, DZIK & KRUMBIEGEL (1989, see also KRUMBIEGEL 1992) conceded a unique rank to *Xenusion* within the phylogeny namely in the transitional field between polychaete worms and arthropods.

Subsequent to the investigations of GÜNTER KRUMBIEGEL numerous papers were published, which are of much importance for the definition of the phylogenetic rank of *Xenusion*. In the focus were three famous Cambrian "Lagerstätten": the Lower Cambrian Maotianshan Shale with the Chengjiang fauna in southern Chinese province Yunnan, and the also Lower Cambrian Buen Formation in Sirius Passet in northern Greenland. Additionally, the well-known fauna of the Middle Cambrian Burgess Shale in British Columbia in southwestern Canada has to be considered. Furthermore, the Upper Carboniferous Mazon Creek fauna in Illinois, U.S.A., is of some importance with respect to finds of onychophorans (SELLEN & NUDDS 2007).

Current research carried out on numerous of ancient and newly-discovered finds of fossils from these "Lagerstätten" make it possible to visualize relationships between different taxa on the base of morphological parameters in the form of cladograms. This approach permits us to envisage *Xenusion* in a more comprehensive context (e.g. BUDD 1996, MA et al. 2010, 2013).

References:

- BUDD, G. E. (1996): The morphology of *Opabinia regalis* and the reconstruction of the arthropod stem-group. – *Lethaia*, **29**: 1-14.
- DZIK, J. & KRUMBIEGEL, G. (1989): The oldest 'onychophoran': a link connecting phyla? – *Lethaia*, **22**: 169-181.
- HAUSCHKE, N. & KRETSCHMER, S. (2015): *Xenusion auerswaldae* POMPECKJ 1927, ein außergewöhnlicher Geschiebefund in den Geologisch-Paläontologischen Sammlungen der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg. – *Der Geschiebesammler*, **48**: 47-57.
- JAEGER, H. & MARTINSSON, A. (1967): Remarks on the problematic fossil *Xenusion auerswaldae*. – *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **88**: 435-452.
- KRUMBIEGEL, G. (1992): *Xenusion* – Bindeglied zwischen Tierstämmen? – *Fossilien*, **4/92**: 238-242.
- KRUMBIEGEL, G., DEICHFUSS, H. & DEICHFUSS, H. (1980): Ein neuer Fund von *Xenusion*. – *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, **5**: 97-99.
- MA, X.Y., HOU, X.G. & BAINES, D. (2010): Phylogeny and evolutionary significance of vermiform animals from the Early Cambrian Chengjiang Lagerstätte. – *Science China Earth Science*, **53**: 1774-1783.
- MA, X.Y., EDGECOMBE, G. D., LEGG, D. A. & HOU, X. G. (2013): The morphology and phylogenetic position of the Cambrian lobopodian *Diania cactiformis*. – *Journal of Systematic Palaeontology*, **12**: 445-457.
- POMPECKJ, J.F. (1927): Ein neues Zeugnis uralten Lebens. – *Palaeontologische Zeitschrift*, **9**: 287-313.
- RUDOLPH, F. (2013): Kalmarsund-Sandstein. – *Der Geschiebesammler*, **46**: 3-10.
- SELDEN, P.A. & NUDDS, J.R. (2007): Fenster zur Evolution. Berühmte Fossilfundstellen der Welt. – 160 pp. (Elsevier, Spektrum Akademischer Verlag).

Das Relief der Marsch in hochauflösenden Höhenkarten

AXEL HEINZE¹

Bedingt durch die geringen Reliefunterschiede der Marsch lassen mit dem bloßen Auge nur mühsam geologische und kulturhistorische Strukturen in dieser Landschaft erkennen. Auf Höhengschichtkarten mit einer sehr feinen Abstufung werden sowohl die natürlichen Strukturen der Marsch wie auch Eingriffe des Menschen in diese Landschaft sichtbar.

Die Entwicklungsgeschichte der Marsch wird erkennbar an natürlichen Wasserläufen, Küstenwällen und Uferwällen von Prielien sowie durch die durch den Meeresspiegelanstieg und Sackungen des Landes bedingten unterschiedlichen Höhen.

Die Eingriffe des Menschen in diese Landschaft durch Warften sind natürlich auch in der Landschaft erkennbar. Aber abgetragene oder überpflügte Deiche verraten sich noch durch geringfügige Höhenunterschiede bzw. durch die unterschiedlich starke Sedimentation auf beiden Seiten. Auch die Spuren alter Deichkolke bleiben in diesen Karten sichtbar und dokumentieren damit alte Deichverläufe, auch wenn sie nicht durch historische Dokumente belegt werden können. Die unterschiedlichen Flurformen, die man früher dafür nutzen konnte, sind heute oft durch Flurneuordnung verwischt.

Aus diesem Grund sind solche Karten hervorragend für Forschung und Lehre der Geologie, Geographie und Archäologie geeignet. Erfahrungen im Geographie-Unterricht haben gezeigt, dass Schüler anhand solcher Karten selbständig die Entwicklungsgeschichte der Marsch ‚entdecken‘ können.

Mit Karten der Marsch im Harlingerland (Ostfriesland) wird dies an verschiedenen Beispielen verdeutlicht. Leider sind solche Karten in Deutschland im Gegensatz zu den Niederlanden weder vorhanden noch verfügbar.

Legende Höhengschichtkarte

Dornumersiel

über 4,5 m,	
4,0 – 4,5 m	
3,5 – 4,0 m	
3,0 – 3,50 m	
2,5 – 3,0 m	
2,0 – 2,5 m	
1,50 – 2 m	
1,0 – 1,50 m	
0,75 – 1,0 m	
0,50 – 0,75 m	
0,25 – 0,50 m	
0 – 0,25 m	
-0,25 – 0 m	
-0,5 – -0,25 m	
unter -0,5 m	

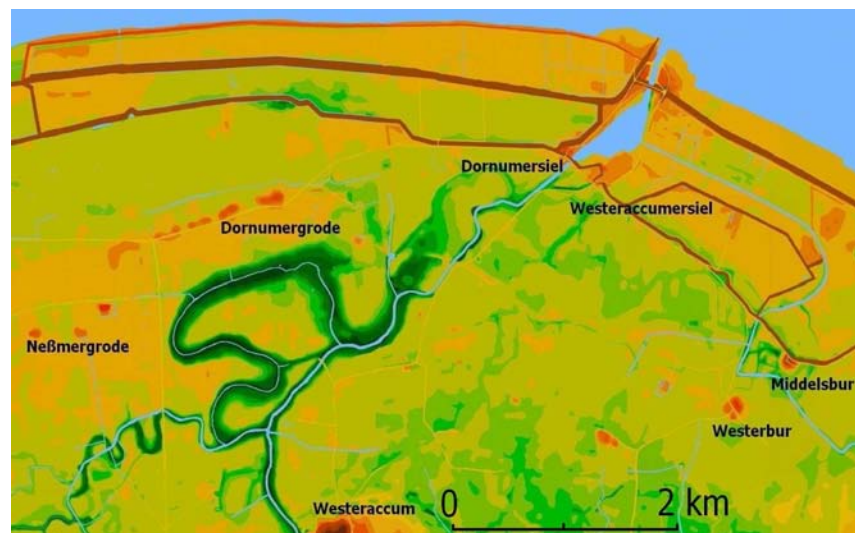


Abb. 1: Höhengschichtenkarte Dornumersiel.

¹ Axel Heinze, Esens Jahnstraße 4, D-26427 Esens Museum ‚Leben am Meer‘ Esens, E-Mail: axel.heinze@gmx.de

Methodische Ansätze für eine detailgetreue Rekonstruktion der weichselzeitlichen Sedimentation und Eisdynamik auf Jasmund (Rügen)

HEIKO HÜNEKE¹, MICHAEL KENZLER¹, JOHANNES BRUMME¹, ANNA GEHRMANN¹, TOBIAS BEICHE¹,
CHRISTOPH KETTLER¹, JULIA GALLAS¹ & BABETTE WEGENER¹

Die Halbinsel Jasmund auf Rügen kann auf Grund wesentlicher Analogien in ihrem strukturellen Aufbau mit der Situation auf Møn verglichen und folglich als weichselzeitlicher Glazitektonischer Komplex gedeutet werden (NIEDERMEYER et al. 2010, PEDERSEN 2014). Die geologische Erforschungsgeschichte Jasmunds reicht bis in das 19. Jahrhundert zurück und beruht auf einer Vielzahl von unterschiedlichsten Herangehensweisen. Dennoch ist bis heute die Datenbasis unvollständig und wesentliche Fragen sind nur teilweise beantwortet.

Auf der Grundlage unterschiedlicher methodischer Ansätze gehen wir gegenwärtig vor allem folgenden Fragen nach: (1) Kann auf der Grundlage von neuen OSL- und C14-Datierungen die stratigraphische Korrelation der pleistozänen Einheiten auf Jasmund deutlich verbessert und die Chronologie der Sedimentationsereignisse entschlüsselt werden (Streifen 4, 5, 25, Kluckow, Glowe und Dwasieden)? Und lässt sich die Dynamik des Skandinavischen Inlandeises im südwestlichen Ostseeraum besser verstehen? Welche Aussagen ergeben sich durch eine verbesserte überregionale Korrelation des Pleistozäns von Jasmund mit Profilen in Dänemark, Schweden, Polen und im weiteren norddeutschen Raum. (2) Welcher Zusammenhang besteht zwischen der wallförmig gegliederten Landschaftsmorphologie und dem internen Strukturbau der Halbinsel? Und lässt sich mit Hilfe geomorphologischer Kartierungen, der Auswertung von LiDAR-Daten und bilanzierter Profile entlang der Steilküsten ein plausibles Landform-Struktur-Modell entwickeln? (3) Welcher Zusammenhang besteht zwischen dem großräumigen Strukturbau und der internen Deformation der glazigenen Sedimente? Lassen sich die (dreidimensional rekonstruierbaren) mikrostrukturellen Klastengefüge der mehrphasig deformierten Geschiebemergel zeitlich auflösen? Können subglaziale Deformationsmuster (in älteren Till-Einheiten) von Gefügen unterschieden werden, die erst im Zuge der glazitektonischen Verschuppung entstanden sind? (4) Welche sedimentären Ablagerungsräume repräsentieren die überlieferten interstadialen Sedimente? Können mit Hilfe der klassischen Faziesanalyse und mikromorphologischer Methoden eisrandnahe Ablagerungen identifiziert werden und welche Situationen spiegeln diese wider? Welche Rückschlüsse auf die regionale Eisdynamik lassen sich auf der Grundlage gewonnener OSL-Daten daraus ableiten?

Neben den oben skizzierten Fragestellungen werden vor allem die ersten Datierungsergebnisse der laufenden Untersuchungen vorgestellt (KENZLER et al., submitted). Im Hinblick auf die Auswertung von mikrostrukturellen Klastengefügen in den untersuchten weichselzeitlichen Tills werden grundlegende methodische, theoretische und experimentelle Zusammenhänge erläutert (IVERSON et al. 2008, PHILLIPS et al. 2011).

¹ Dr. habil. Heiko Hüneke, Michael Kenzler, Johannes Brumme, Anna Gehrmann, Tobias Beiche, Christoph Kettler, Julia Gallas & Babette Wegener, Institut für Geographie und Geologie, Universität Greifswald, F.-L.-Jahn Str. 17a, D-17489 Greifswald; E-Mail: hueneke@uni-greifswald.de

Literatur:

- IVERSON, N.R., HOOVER, T.S., THOMASON, J.F., GRAESCH, M., SHUMWAY, J.R. (2008): The experimental basis for interpreting particle and magnetic fabrics of sheared till. – *Earth Surf. Process. Landforms*, **33**: 627–645.
- KENZLER, M., TSUKAMOTO, S., MENG, S., THIEL, C., FRECHEN, M. & HÜNEKE, H. (submitted): Luminescence dating of Weichselian interstadial sediments from the German Baltic Sea coast. – *Quaternary Geochronology*.
- NIEDERMEYER, R.O., KANTER, L., KENZLER, M., PANZIG, W.A., KRIENKE, K., LUDWIG, A.O., SCHNICK, H., SCHÜTZE, K. (2010): Die Insel Rügen (I) - Fazies, Stratigraphie, Lagerungsverhältnisse und geologisches Gefahrenpotenzial pleistozäner Sedimente der Steilküste Jasmund. – In: Lampe, R. und Lorenz, S. (Hrsg.) *Eiszeitlandschaften in Mecklenburg-Vorpommern*. S. 50-71, Geozon-Verlag.
- PEDERSEN, S.A.S. (2014): Architecture of Glaciotectonic Complexes. – *Geosciences*: **4**: 269-296.
- PHILLIPS, E.R., VAN DER MEER, J.J.M., FERGUSON, A. (2011): A new 'microstructural mapping' methodology for the identification and analysis of microfabrics within glacial sediments. – *Quat. Sci. Rev.*, **30**: 2570-2596.

Von der hydrogeologischen Karte zum dreidimensionalen Grundwasserleitermodell - Stand und Perspektiven der hydrogeologischen Landesaufnahme in Brandenburg

SILVIO JANETZ¹ & SILKE REYES¹

Im Rahmen der hydrogeologischen Landesaufnahme in Brandenburg wurden in den vergangenen Jahren bei der Neubearbeitung des Hydrogeologischen Kartenwerkes im Maßstab 1:50.000 (HYK50) insbesondere West-Ost-verlaufende hydrogeologische Schnitte erstellt, die in Nord-Süd-Abständen von 5 km systematisch die Strukturen der känozoischen Grundwasserleiterkomplexe bis zum Hangenden des unteroligozänen Rupeltons erfassen (HANNEMANN & MANHENKE 1995). Die hydrogeologischen Schnitte, die im Wesentlichen aus der Neuinterpretation vorhandener geologisch-hydrogeologischer Kartenwerke sowie zum Teil unveröffentlichter Ergebnisberichte in Kombination mit der Auswertung neuer Bohrungsaufschlüsse hervorgegangen sind, liegen derzeit im Land Brandenburg für 36 Blätter der HYK50 (insgesamt 165 Profilschnitte) vor. Die HYK50 besteht dabei aus insgesamt drei Karten, welche in Verbindung mit den hydrogeologischen Schnitttafeln ein grundlegendes Verständnis der regionalen hydrogeologischen Verhältnisse im Einzugsgebietsmaßstab vermitteln soll.

Die laufenden Kartierungsarbeiten der HYK50 erfolgen unter Verwendung der Standardsoftware ArcGIS und GeoDin, mit deren Hilfe digitale Daten unmittelbar für Kartendarstellungen und Internetpräsentationen aufbereitet werden können. Prinzipiell ist der Einsatz der beschriebenen Softwaresysteme geeignet, aus den vorhandenen digitalen Profil- und Mächtigkeitsdarstellungen der Grundwasserleiterkomplexe eine dreidimensionale Darstellung von Tiefenlage und Mächtigkeit des in Brandenburg wasserwirtschaftlich bedeutsamen saalekaltzeitlichen Hauptgrundwasserleiters (GWLK 2) abzuleiten. Mit der beschriebenen Vorgehensweise wird im ersten Schritt die Konstruktion eines zunächst einfachen 3D-Strukturmodells aus dem zweidimensionalen Kartenwerk aufgezeigt, welches im zweiten Schritt verfeinert, d. h. zu einem detaillierten hydrogeologischen 3D-Modell aufgebaut werden könnte.

Es wird erwartet, dass mit der dreidimensionalen Darstellung des quartären Hauptgrundwasserleiters nicht nur ein tieferes Verständnis der hydrodynamischen und hydrogeochemischen Verhältnisse im Regionalmaßstab gewonnen werden kann, sondern sich auch gegenüber der klassischen zweidimensionalen Kartierung wesentliche Vorteile in Bezug auf Interpretation und Beurteilung großräumiger, d. h. einzugsgebietsübergreifender hydrogeologischer Prozesse erzielen lassen.

Literatur:

HANNEMANN, M. & MANHENKE, V. (1995): Hydrogeologische Schnitttafeln für das Lockergesteinsstockwerk des Landes Brandenburg. – Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge, **2** (1): 89–95.

¹ Silvio Janetz, Silke Reyes, Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Inselstr. 26, D-03046 Cottbus, E-Mail: silvio.janetz@lbgr.brandenburg.de

Aktuelles aus der Landesarchäologie

DETLEF JANTZEN¹

Die naturräumlichen Verhältnisse in Mecklenburg-Vorpommern boten seit dem Ende der letzten Eiszeit hervorragende Grundlagen für die menschliche Besiedlung. Das weit verzweigte Gewässernetz ermöglichte darüber hinaus die Teilhabe am überregionalen Austausch von Waren und Ideen.

Die heutige Kulturlandschaft ist das Ergebnis der jahrtausendelangen Besiedlung und Bewirtschaftung, die seit der Jungsteinzeit mit aktiven Eingriffen in Landschaft und Vegetation einhergeht. Ihr Erscheinungsbild ist durch zahlreiche oberirdisch sichtbare Bodendenkmale (Hügelgräber, Großsteingräber, Burgwälle, Landwehren usw.) geprägt, die maßgeblich zu Vielfalt, Schönheit und Eigenart der Landschaft beitragen.

Der größte Teil des archäologischen Erbes ist allerdings nicht auf den ersten Blick erkennbar, da er sich unter der heutigen Erdoberfläche verbirgt (Abb. 1). Gewässer und Böden enthalten ein umfangreiches archäologisches „Archiv“, in dem sich sukzessive eine Fülle von Informationen akkumuliert hat – Informationen, die bis in die Zeit der Wiederbesiedlung des Landes nach dem Ende der letzten Eiszeit zurückreichen. Letztlich handelt es sich um einen großen Informationsspeicher, vergleichbar einer Festplatte, die über die Jahrhunderte mehr oder weniger kontinuierlich beschrieben und mit Informationen gefüllt worden ist.

In Mecklenburg-Vorpommern ist dieser Speicher recht gut erhalten, denn zum einen unterlagen große Teile der Landschaft bis weit in die Neuzeit hinein einem geringen Nutzungsdruck, zum anderen bieten die zahlreichen Gewässer, Moore und Niederungen hervorragende Erhaltungsbedingungen für archäologische Fundstellen, die andernorts längst zerstört sind.

Die maßgebliche Grundlage für den Schutz des archäologischen Kulturerbes bildet heute in Mecklenburg-Vorpommern das 1993 in Kraft getretene und 1998 novellierte Denkmalschutzgesetz. In ihm sind nicht nur die Aufgaben der Denkmalämter, sondern auch der ehrenamtlichen Denkmalpfleger geregelt, die sich auf vielfältige Weise in ihrer Freizeit für den Erhalt der Kulturdenkmale engagieren. Mit der Aufnahme des so genannten Schatzregals in das Denkmalschutzgesetz wurde Vorsorge dafür getroffen, dass Funde von hervorragendem wissenschaftlichem Wert für die Allgemeinheit erhalten bleiben. Zu den Grundsätzen des modernen Denkmalrechts zählt auch das so genannte Verursacher- oder Veranlasserprinzip, nach dem derjenige die Kosten für Bergung und Dokumentation eines Bodendenkmals zu tragen hat, der für den Eingriff in das Denkmal verantwortlich ist. Damit wurde ein zusätzlicher Anreiz gesetzt, die Eingriffe in Denkmale so gering wie möglich zu halten.

Seit Beginn der 1990er Jahre haben auf Grundlage des Verursacherprinzips zahlreiche archäologische Untersuchungen in Mecklenburg-Vorpommern stattgefunden, die durch

¹Dr. Detlef Jantzen, Landesamt für Kultur und Denkmalpflege Mecklenburg-Vorpommern, Landesarchäologie
Landesarchäologie, Domhof 4/5, D-19055 Schwerin, E-Mail: d.jantzen@kulturerbe-mv.de

bevorstehende Baumaßnahmen veranlasst waren. Es wurden also keine Teile des unterirdischen Archives ohne Not angetastet. Nur das, was zwangsläufig bei Baumaßnahmen abgetragen worden wäre, wurde zuvor fachgerecht archäologisch geborgen und dokumentiert. Die Funde und Grabungsdokumentationen spiegeln diesen Teil des archäologischen Erbes wider, der nun zwar nicht mehr im Original existiert, aber durch die Überführung in archivfähige Form gleichwohl noch für künftige Forschungen und Ausstellungen zur Verfügung steht.

Die Landesarchäologie in Mecklenburg-Vorpommern steht in einer langen Tradition archäologischer Denkmalpflege und Forschung. Bereits 1804 erließ Großherzog Friedrich Franz ein „Verbot alles und jeden Aufgrabens heidnischer Gräber“, das 1836 unter dem Titel „Großherzogl. mecklenburg-schwerinsche Verordnungen zum Schutz und zur Rettung vaterländischer Altertümer“ bekräftigt und um eine Erlaubnispflicht für Eingriffe in Bodendenkmale und eine Ablieferungspflicht für Zufallsfunde erweitert wurde. 1823 stellte die Universität Greifswald alle entsprechenden Objekte auf den umfangreichen Universitätsländereien unter Schutz.

Die Ernennung von Georg Christian Friedrich Lisch zum Aufseher der Großherzoglichen Altertümer- und Münzsammlung in Ludwigslust im Jahre 1836 war ein wichtiger Meilenstein auf dem Weg zu einer modernen, von wissenschaftlichen Grundsätzen geleiteten Archäologie. Lisch gehört zu den Entdeckern des Dreiperiodensystems, der bis heute gültigen Einteilung der archäologischen Kulturgeschichte in Stein-, Bronze- und Eisenzeit. In Mecklenburg wurde erstmals eine archäologische Sammlung nach dieser Abfolge – und damit nach wissenschaftlichen Prinzipien – geordnet.

Heute stützt sich die Erfassung und Pflege des archäologischen Kulturerbes natürlich auf ein sehr viel breiteres Methodenspektrum. Bei der Erfassung spielt die Auswertung digitaler Geländemodelle eine zunehmend größere Rolle. Aber auch die traditionelle Feldbegehung hat durch den Einsatz von Metalldetektoren und GPS-Geräten sehr an Aussagekraft gewonnen. Digitale Verfahren kommen auch bei der Dokumentation archäologischer Befunde auf Ausgrabungen immer mehr zum Einsatz. Dreidimensionale Datenmodelle erlauben nicht nur die schnelle Erstellung georeferenzierter Pläne und Schnitte, sondern auch das nachträgliche Betrachten der Befunde aus allen Perspektiven bis hin zum 3 D-Druck ganzer Fundsituationen in beliebigem Maßstab.

Trotz zahlreicher elektronischer Hilfsmittel bedarf es aber unverändert eines geschulten Auges und des nötigen Sachverstandes, um Bodendenkmale zu erkennen und ggf. zu bergen und zu dokumentieren. Die Landesarchäologie in Mecklenburg-Vorpommern wird in ihren Aufgaben durch zahlreiche ehrenamtliche Bodendenkmalpfleger unterstützt, die z. B. maßgeblich zu Erfassung und Sicherung der Bodendenkmale beitragen.

Der Vortrag bietet einen Überblick über die aktuellen Methoden der archäologischen Denkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, stellt ihre Anwendung in der Praxis vor und fasst die wesentlichen Erkenntnisgewinne der letzten Jahre zusammen.



Abb. 1: Luftbild der Bodendenkmäler Burgwälle bei Kieve.

Periglaziäre, glaziäre und subrosive Strukturen in Mitteldeutschland

FRANK W. JUNGE¹ & LOTHAR EIBSMANN²

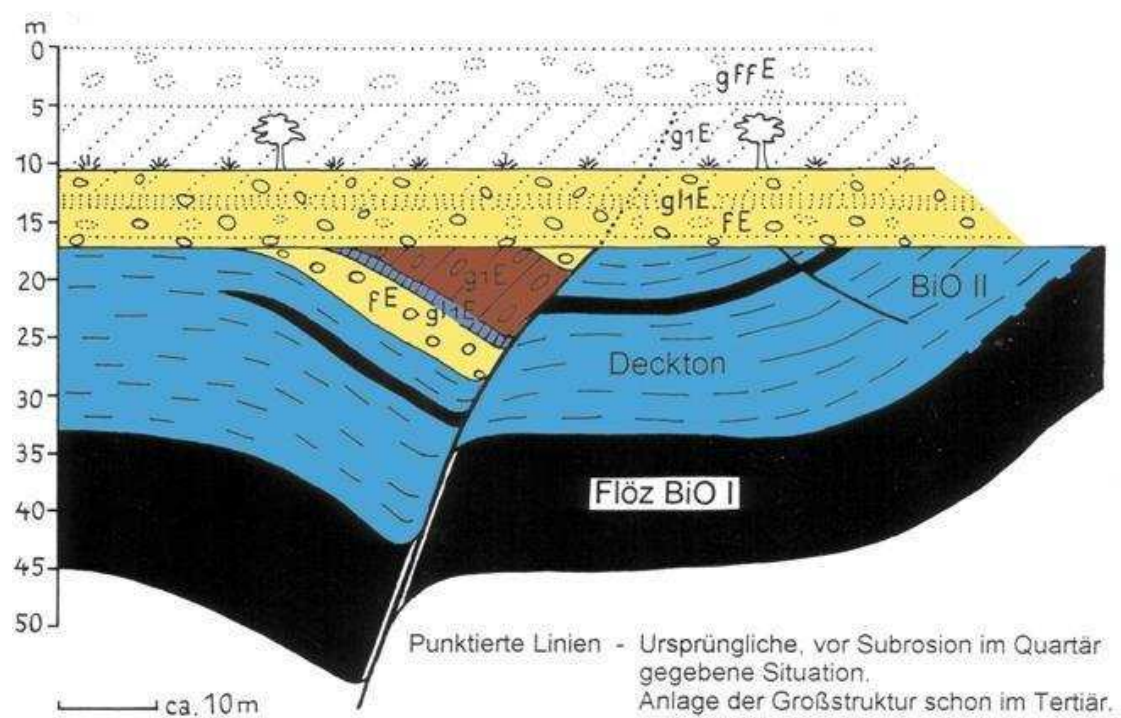
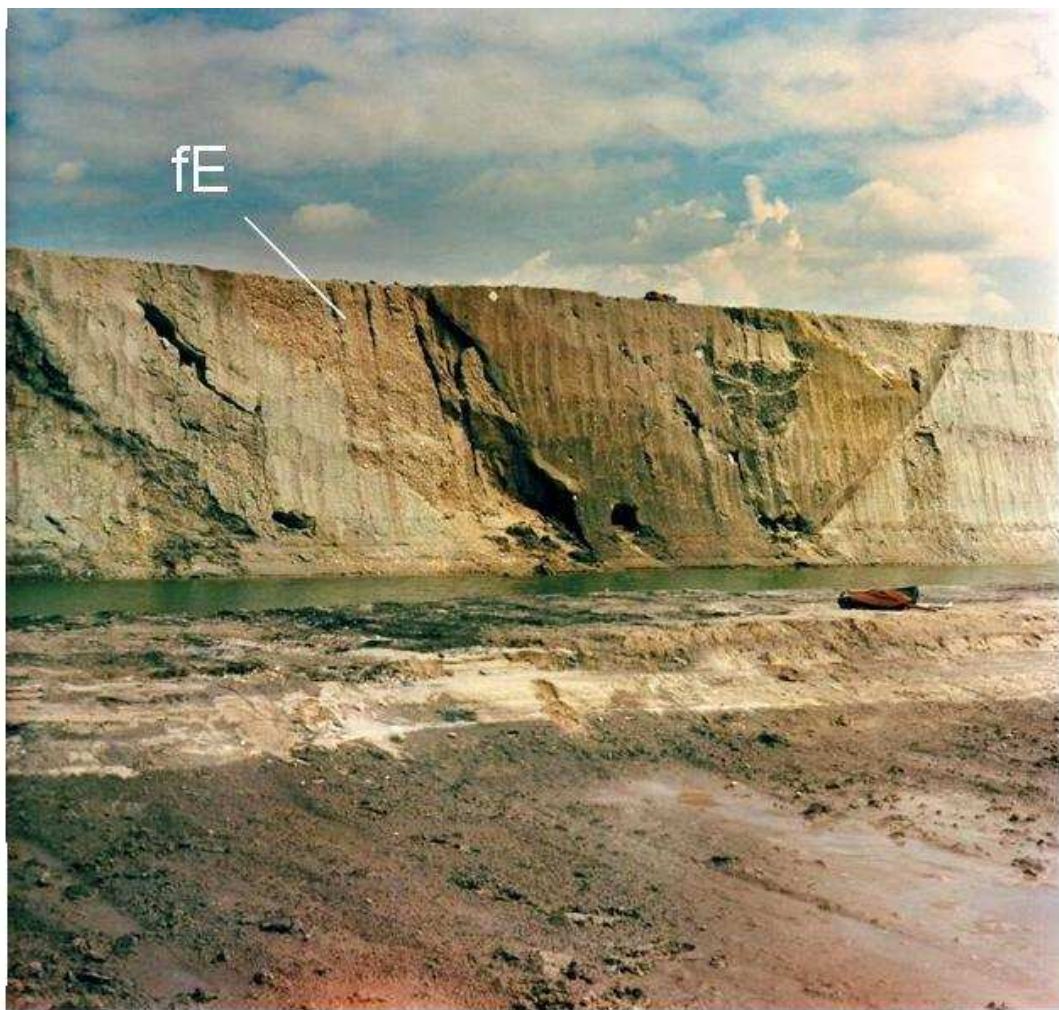
Während der letzten 50 Millionen Jahre lag Mitteldeutschland wiederholt im Übergang der großen geologischen Fazies- und Prozeßräume Zentraleuropas (Tertiär: im Wechselspiel des terrestrischen und marinen Sedimentationsraumes; Quartär: im Wechselspiel von Vereisungs- und Periglazialgebiet). Damit ist es zugleich Spiegel, Sensor und Modellgebiet für das Gesamtspektrum an klima- und ereignisgesteuerten Prozessen der känozoischen Landschaftsentwicklung. Der hohe Aufschlußgrad der Schichtenfolge durch Bohrungen und in Großtagebauen begünstigte hier die Erarbeitung eines verifizierbaren und verallgemeinerungsfähigen Grundgerüsts zur Stratigraphie sowie zum Prozess- und Klimaverlauf seit dem Paläozän bis zum Holozän.

Am Aufbau der aus über 100 stratigraphisch unterscheidbaren Einheiten bestehenden känozoischen Schichtenfolge sind limnisch-palustrische, fluviatile, ästuarine, marine, glaziäre, glazilimnisch-glazifluviatile, solifluidale und äolische Sedimente beteiligt. Viele dieser Sedimenttypen sind durch charakteristische Merkmale der Sedimentation (u. a. Merkmale der Schichtung, Kompaktion, Bioaktivität) ausgewiesen.

Als Ursache für die in der Lockergebirgsfolge sichtbaren Deformationsstrukturen (Lagerungsstörungen) sind in erster Linie exogene Prozesse verantwortlich. Als Formen der Erosion zählen zu ihnen exarative und glazihydromechanische Strukturen, die als Wannen und Rinnen Tiefen von über 150 bzw. 400 m erreichen. An Deformationen i. e. S. sind vor allem glaziäre Biege- und Bruchdeformationen (häufig belastungsbedingt, seltener schubbedingt) und kryogene Deformationen (Kryoturbationerscheinungen im weitesten Sinne; Kontraktions- und Expansionsrisse) zu nennen. Die meisten plastischen Deformationen dieser Gruppe erweisen sich als Formen, die bei der Frostbodendegradation gravitativ entstanden sind, wobei vielfach eine enge Beziehung zum gravitativ-autoplastischen Sedimentdiapirismus, insbesondere der Braunkohle, besteht. Als eine weitere Hauptquelle von Störungen im Lockergebirge Mitteldeutschlands erweisen sich subrosive Vorgänge der unterirdischen Chloridsalzlösung mit ihren oft weitspannigen Senkungsstrukturen und der Gipskorrosion mit ihren in Form und Größe stark wechselnden Bruch- und Biegestrukturen (Kessel, Löcher, Schlote). Weitere Deformationen in der Lagerung der känozoischen Sedimente entstehen durch die Wirkungen der Halokinese, der Diagenese und gravitativ-gleitungsbedingter Vorgänge. Ausgewählte Beispiele werden im Vortrag präsentiert.

¹ Dr. habil. Frank W. Junge, Erdwissen, Rösl-Gewerbepark, Pönitzer Weg 2, D-04425 Taucha, E-Mail: junge@junge-erdwissen.de; Webseite: www.junge-erdwissen.de

² Professor Dr. Lothar Eißmann, Fockestraße 1, D-04275 Leipzig



Eißmann 1995

Abb. 1: Subrosive Störungen im Bitterfelder Kohlerevier: Aufschluss (oben) und Zeichnung (unten) eines fossilen Erdfalls mit fünf bis zehn Meter tiefem Einbruch eiszeitlicher Schichten (Abb. aus EISSMANN & JUNGE 2015).

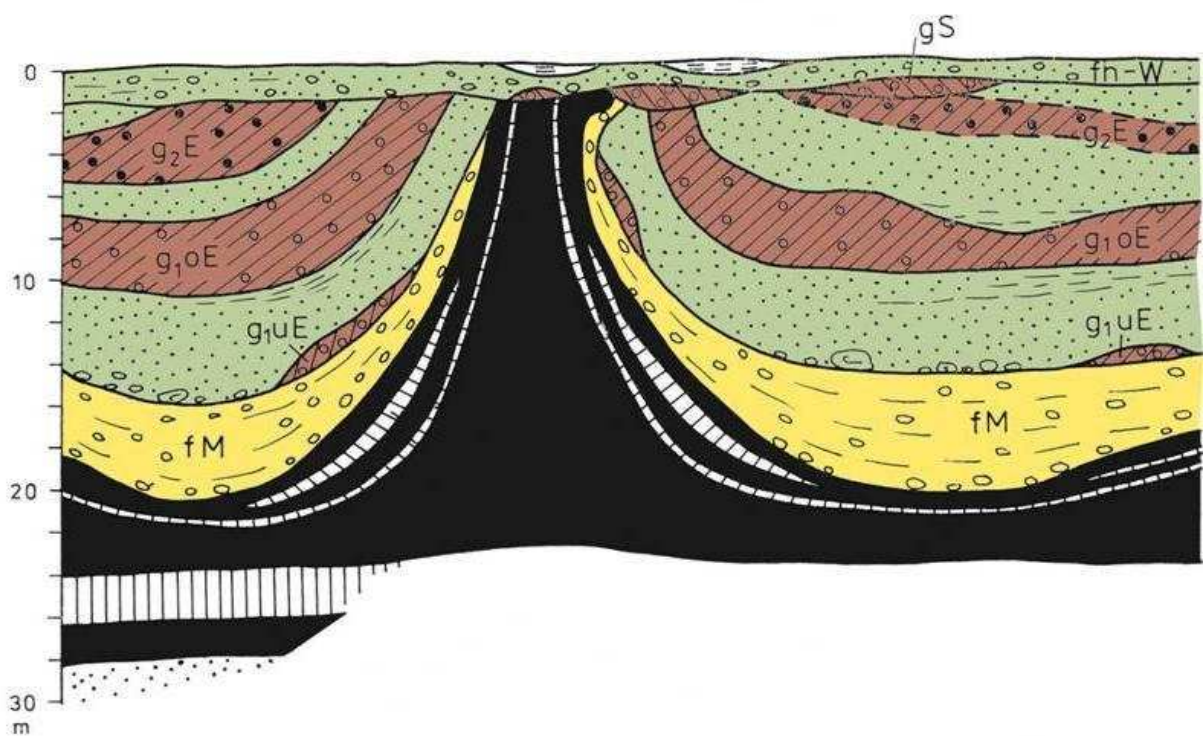
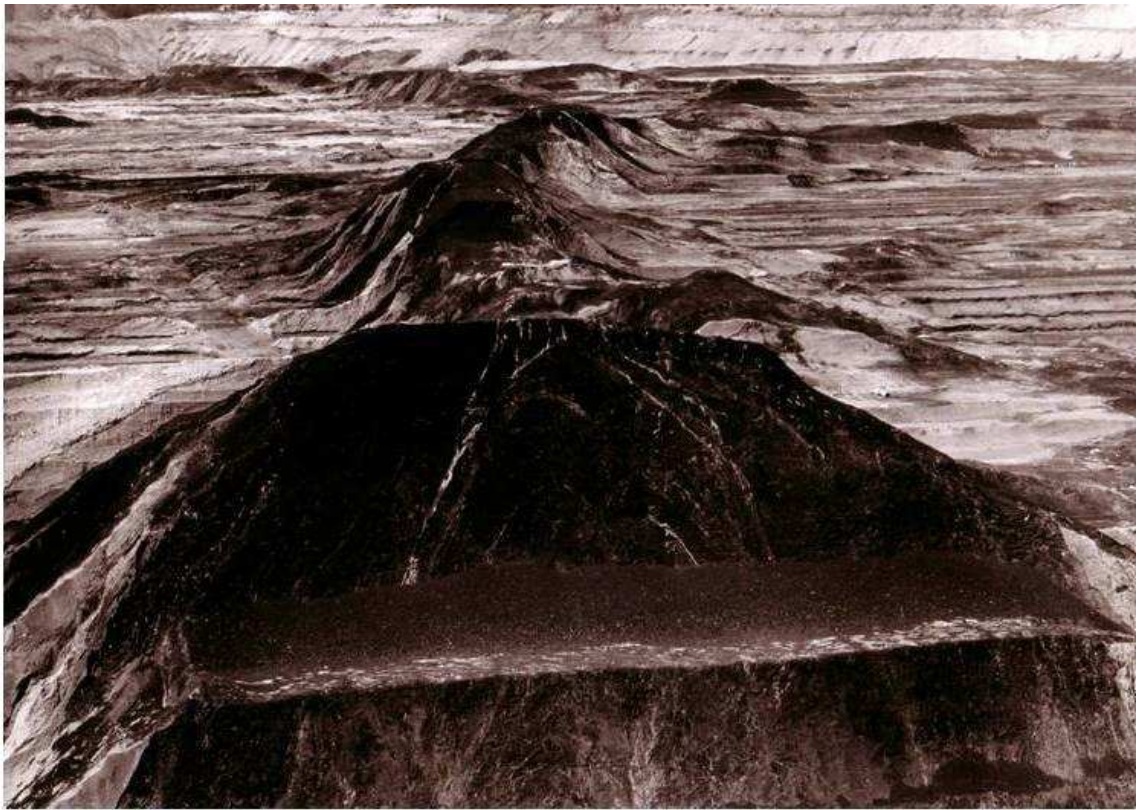


Abb. 2. Gravitative Störungen im Gräfenhainichener Kohlrevier: Braunkohlediapir mit symmetrischer Innenstruktur und Deformation der eiszeitlichen Schichtenfolge (unten) und Verlauf (oben) (Abb. aus EISSMANN & JUNGE 2015).

Literatur:

EISSMANN, L. & JUNGE, F.W. (2015): Das mitteldeutsche Seenland – der Norden. Sax-Verlag Markkleeberg- Beucha: 292 Seiten.

Die chronostratigraphische Neubewertung ausgewählter Kliffaufschlüsse der Halbinsel Jasmund (Rügen) basierend auf OSL Datierungen

MICHAEL KENZLER¹, SUMIKO TSUKAMOTO², MANFRED FRECHEN², HEIKO HÜNEKE¹ & STEFAN MENG¹

Am Außenkliff des glazitektonischen Komplexes von Jasmund (Rügen) sind mehr als 26 pleistozäne Aufschlüsse dokumentiert: Über kreidezeitlichen Sedimenten wechsellagern stadiale und interstadiale Ablagerung des Saale- und Weichsel-Glazials. Die Alterseinstufungen basieren zumeist auf Provenance-Analysen, mittels des regionalen Vergleichs von Kleingeschiebespektren von Tills und auf veralteten Radiokarbon- bzw. Thermolumineszenz-Datierungen (STEINICH 1992). Dies verhinderte eine zuverlässige überregionale Korrelation des Pleistozäns von Jasmund mit Profilen aus Dänemark, Schweden und Polen aber auch Norddeutschlands. Durch methodische Innovationen der letzten 15 Jahre bei der physikalischen Altersdatierung mittels infrarot und optisch stimulierter Lumineszenz (IRSL und OSL), ist es jetzt möglich, die Zeit, die seit der Sedimentation vergangen ist, innerhalb eines breiten Spektrums unterschiedlicher Ablagerungsräume zu bestimmen. Hierbei kommen sowohl Quarz- als auch Feldspat-Mineralen zum Einsatz, wobei das maximale Bestimmungsalter, in Abhängigkeit von unterschiedlichen Faktoren, zwischen 150.000 (Quarz) und mehr als 300.000 Jahren (Feldspat) liegen kann. Durch die Kombination von Lithofazies-Analysen einerseits und Lumineszenz-Datierungen andererseits, sind wir in der Lage, die interstadialen Sedimente ausgewählter Profile Jasmunds (Streifen 4, Streifen 5, Kluckow, Glowe und Dwasieden) in einen neuen chronostratigraphischen Kontext zu stellen (KENZLER et al. submitted). Basierend auf diesen Altersdaten gelingt hierdurch erstmals die Korrelation einzelner pleistozäner Aufschlüsse Jasmunds untereinander aber auch überregional. Anhand der hier vorgestellten Ergebnisse zeichnet sich ein komplexes Bild aus kühleren stadialen und wärmeren interstadialen Klimaphasen während der Mittel- und Spätweichselzeit im Untersuchungsgebiet ab. Der direkte Nachweis eines früh- bzw. mittelweichselzeitlichen Eisvorstoßes des Skandinavischen Inlandeises bis in den Raum Jasmund, gelang hingegen nicht.

Literatur:

KENZLER, M., TSUKAMOTO, S., MENG, S., THIEL, C., FRECHEN, M. & HÜNEKE, H. (submitted): Luminescence dating of Weichselian interstadial sediments from the German Baltic Sea coast. – *Quaternary Geochronology*.

STEINICH, G. (1992): Die stratigraphische Einordnung der Rügen-Warmzeit. – *Zeitschrift für geologische Wissenschaften*, **20**: 125–154.

¹ Michael Kenzler, Dr. habil. Heiko Hüneke, Dr. Stefan Meng, Institut für Geographie und Geologie, Universität Greifswald, F.-L.-Jahn Str. 17a, D-17489 Greifswald, E-Mail: kenzlerm@uni-greifswald.de

² Dr. Sumiko Tsukamoto, Prof. Dr. Manfred Frechen, Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Stilleweg 2, D-30665 Hannover

Ein frühweichselzeitlicher Eisvorstoß in Norddeutschland? Vergleich der Aufschlüsse Osterbylund (Schleswig-Holstein) und Klein Klütz Höved (Mecklenburg-Vorpommern)

MICHAEL KENZLER¹, MANFRED FRECHEN², HEIKO HÜNEKE¹, HANS-JÜRGEN STEPHAN³, CHRISTINE THIEL²
& SUMIKO TSUKAMOTO²

Die Existenz eines früh- bzw. mittelweichselzeitlichen Vorstoßes des Skandinavischen Inlandeises konnte bis dato nicht zweifelsfrei für den norddeutschen Raum nachgewiesen werden. Zum einen liegt dies an Limitierungen der Datierungsmethoden (z.B. Radiokarbon- oder Uran-Thorium-Datierung), zum anderen auch am Fehlen geeigneter Aufschlüsse.

So basiert der Nachweis des früh- bis mittelweichselzeitlichen Warnow-Vorstoßes aus Mecklenburg-Vorpommern ausschließlich auf der Analyse von Kleingeschieben aus Bohrkernen. Physikalische Altersdatierungen liegen hingegen nicht vor. Das Warnow-Eis soll mindestens bis in den Raum Prignitz (Nord-Brandenburg) vorgedrungen sein (MÜLLER 2007), was die Eisausdehnung des vermeintlich letzten glazialen Maximums (LGM) während der Brandenburger Phase deutlich übertreffen würde.

Auch für Schleswig-Holstein hat STEPHAN (2014) einen frühen mittelweichselzeitlichen Eisvorstoß namens „Ellund“ postuliert. Mit Hilfe von Datierung an Schmelzwassersedimenten mittels Thermolumineszenz (TL) und optisch stimulierter Lumineszenz (OSL) gelang die Eingrenzung des Vorstoßes in den Zeitraum zwischen 116 bis 45 ka. Diese eher unbefriedigende zeitliche Einordnung kann zumindest teilweise auf methodische Unzulänglichkeiten zurückgeführt werden. Belastbare Altersdaten sind somit auch für Schleswig-Holstein nicht vorhanden.

Auch in Polen finden sich Hinweise auf weichselzeitliche Eisvorstöße, welche älter sein sollen als das LGM. In Dänemark konnten mit dem Sundsøre- (65-60 ka), Ristinge- (50 ±4 ka) und Klintholm- (32±4 ka) Vorstoß, sogar bis zu drei Vergletscherungsphasen während der Früh- und Mittelweichselzeit nachgewiesen werden. Eine Korrelation und abschließende Interpretation der jeweiligen Ergebnisse, mit dem Ziel einer überregionalen Darstellung der Dynamik des Skandinavischen Inlandeises im Früh- und Mittelweichsel, bleibt aufgrund der mangelnden Altersdaten spekulativ. Trotzdem korrelierte HOUMARK-NIELSEN (2010) den dänischen Ristinge-Vorstoß mit dem norddeutschen Warnow- sowie Ellund-Vorstoß.

Durch den Fortschritt auf dem Gebiet der Lumineszenz-Datierungen innerhalb der letzten 15 Jahre ist es heutzutage möglich, das Ablagerungsalter von glaziofluviatilen und glaziolakustrinen Sedimenten zu ermitteln. Wir präsentieren hier die ersten Datierungsergebnisse von den Aufschlüssen Osterbylund, östlich Flensburg (Schleswig-Holstein) und

¹ Michael Kenzler, Dr. habil. Heiko Hüneke, Institut für Geographie und Geologie, Universität Greifswald, F.-L.-Jahn Str. 17a, D-17489 Greifswald, Korrespondierender Autor: Michael Kenzler, E-Mail: kenzlerm@uni-greifswald.de

² Prof. Dr. Manfred Frechen, Dr. Christine Thiel, Dr. Sumiko Tsukamoto, Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik, Stilleweg 2, D-30665 Hannover

³ Dr. Hans-Jürgen Stephan, Köhlstr. 3, D-24159 Kiel

Klein Klütz Höved, westlich Wismar (Mecklenburg-Vorpommern). Nach pollenanalytischen Untersuchungen beinhaltet Klein Klütz Höved spätsaale-, eem- und weichselzeitliche Ablagerungen. Diese Ergebnisse werden durch TL Alter unterstützt. Eine ähnliche Abfolge ist auch in Osterbylund aufgeschlossen. Durch neue Lumineszenz-Datierungen an Quarzen und Feldspäten in Verbindung mit sedimentologischen Untersuchungen erfolgt eine kritische Neubewertung der Existenz eines früh- bis mittelweichselzeitlichen Eisvorstoßes in Norddeutschland.

Literatur:

HOUMARK-NIELSEN, M. (2010): Extent, age and dynamics of Marine Isotope Stage 3 glaciations in the southwestern Baltic Basin. – *Boreas*, **39**: 343–359.

MÜLLER, U. (2007): Warnow-Formation. – In: Litholex [Online Datenbank]. Hannover: BGR. Last undated 05.12.2007 [zitiert 09.03.2015]. Record No. 1006014. Einsehbar unter: <http://www.bgr.bund.de/litholex>.

STEPHAN, H.-J. (2014): Climato-stratigraphic subdivision of the Pleistocene in Schleswig-Holstein, Germany and adjoining areas. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **63**: 3–18.

Ablagerungsmodell der intensiv tektonisierten Interstadial-Sedimente von Glowe (I2-Komplex, Rügen): hochauflösende Kartierung, Mikromorphologie, Fazies- und Strukturanalyse

CHRISTOPH KETTLER¹, HEIKO HÜNEKE¹ & HENRIK ROTHER¹

Großflächige Kliff-Aufschlüsse entlang der nordwestlichen Küste Jasmunds (Rügen) zeigen eine nahezu komplette Sequenz von spätpleistozänen glazialen Ablagerungen, die Kreide (Maastrichtium) auflagern. Sie sind glazitektonisch deformiert und bilden die Antiklinalstruktur „Glower Sattel“. Die Stratigraphie der Abfolge und der Aufbau der einzelnen Till-Einheiten wurden in vorhergehenden Studien untersucht (z. B. PANZIG 1991, 1995, 1997; LUDWIG 2005; BRUMME 2011; KENZLER 2011). Hier erweitern wir diese Erkenntnisse um eine detaillierte fazielle Analyse der stark deformierten MIS-2 Interstadial-Sedimente an der Ostflanke des Glower Sattels. Diese Sedimente zeigen sowohl eine rhythmische Sand-Schluff-Abfolge, als auch ein schwach-stratifiziertes Diamikton, interpretiert als gravitativ resedimentierte Ablagerung.

Wir präsentieren eine hochauflösende Kliffaufnahme, generiert durch die Anwendung der „3D-Raster-Projektion“ als methodische Basis weiterer Fazies- und Strukturanalysen. Die Projektionsmethode beinhaltet das Anbringen von Schnurquadraten einer definierten Fläche von einem Quadratmeter an der Kliffoberfläche und deren photographische Aufnahme. Durch nachfolgendes digitales Entzerren dieser Quadrate war es möglich, die irreguläre dreidimensionale Kliffoberfläche zu verflächigen, um Sediment- und Deformationsstrukturen ohne geometrische Verzerrung darzustellen.

Basierend auf dieser Technik identifizieren wir eine Reihe von sowohl mikroskaligen als auch großdimensionierten glazitektonischen Formen wie Scherzonen, Falten und Erosionsstrukturen, hervorgerufen durch den M3-Eisvorstoß (Pommern-/Mecklenburg Phase) während des späten MIS-2. Dieser Eisvorstoß führte zu lokaler Eintiefung, duktiler Verformung und wiederholter Stapelung einzelner unterlagernder Sedimentpakete. Großmaßstäblich betrachtet bewirkte dieser Eisvorstoß außerdem die Hebung und schollenhafte Kompression welche den „Glower Sattel“ entstehen ließ.

Reliktisch erhaltene primäre Sedimentstrukturen wurden schließlich mit mikromorphologischen Analysen von Dünnschliffen untersucht. Diese zeigen die Ablagerung von Rhythmiten in einem glaziolakustrinen Milieu mit Hinweisen für temporäre Eisbedeckung, sowie deren Übergang zu glazifluvialen Ablagerungsbedingungen. Dazu kam die gravitative Umlagerung eines ehemals exhumierten Tills an den Rändern des Beckens durch Schlammströme (debris flows).

Abschließend präsentieren wir die Ergebnisse schematisch in einem mehrphasigen Ablagerungsmodell.

¹ Christoph Kettler, Dr. habil. Heiko Hüneke, Prof. Dr. Henrik Rother, Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahnstraße 17a, D-17487 Greifswald, E-Mail: christoph.kettler@stud.uni-greifswald.de

Literatur:

- BRUMME, J. (2011): Structural and Micromorphological analysis of the Pleistocene tills from the Glowe cliff section (Rügen). Masterthesis - Ernst-Moritz-Arndt Universität Greifswald, S. 133 (unveröffentlicht).
- KENZLER, M. (2011): Vergleichende Untersuchungen der pleistozänen Kliffaufschlüsse von Kluckow und Glowe (NW Jasmund / Rügen). Bachelorthesis - Ernst-Moritz-Arndt Universität Greifswald S. 71 (unveröffentlicht).
- LUDWIG, A.O. (2005): Zur Korrelation der Pleistozänfolgen von Hiddensee und Nordost-Rügen, südliche Ostsee. Zeitschrift für geologische Wissenschaften **33** (6) : 375–399.
- PANZIG, W. (1991): Zu den Tills auf Nordostrügen. Zeitschrift für geologische Wissenschaften **19** (3): 331–346.
- PANZIG, W. (1995): The tills of NE Rügen - lithostratigraphy, gravel composition and relative deposition directions in the southwestern Baltic region. In Glacial Deposits in North-East Europe Ehlers J, Kozarski S, Gibbard PL (eds) A.A. Balkema: Rotterdam, Brookfield, VT, pp. 521–533.
- PANZIG, W. (1997): Stop 18 Glowe (NW Jasmund). In Field symposium on glacial geology at the Baltic sea coast in northern Germany: Excursion Guide, Piotrowski J.A. et al. (eds): 49–51, Kiel.

Monitoring von Wetter, Limnologie und Sedimentbildung zum Prozessverständnis der Warvenablagerung im Tiefen See (Klocksiner Seenkette)

ULRIKE KIENEL^{1,2}, GEORGIY KIRILLIN³, BRIAN BRADEMAN², JENS MINGRAM², BIRGIT PLESSEN²
& ACHIM BRAUER²

Seit März 2012 betreibt das Deutsche Geoforschungszentrum in Potsdam zusammen mit der Universität Greifswald ein umfangreiches Monitoring am und im Tiefen See in der Klocksiner Seenkette. Ziel ist das Verständnis der Zusammenhänge von Wetter, Limnologie, Sedimentbildung und -ablagerung. In warvierten, subannuell geschichteten Sedimenten, wie sie im Tiefen See fortlaufend gebildet werden, können solche Erkenntnisse der entsprechenden Lage zugeordnet werden. Umgekehrt können dann aus den Sedimenteigenschaften jahrgenau Seezustände und Wetterbedingungen über den Zeitraum der Wetteraufzeichnung hinaus abgeleitet werden. Zum Überprüfen der im Monitoring gefundenen Zusammenhänge nutzen wir die Eigenschaften der jüngsten Warven, die seit 1924 abgelagert wurden.

Kernstück des Monitorings der Wetter- und Seebedingungen ist eine automatische Sensorstation auf dem Tiefen See, von der die Daten übertragen werden. Auf einer Internetseite können die vorgefilterten Wetterdaten einer Qualitätskontrolle unterzogen, geplottet und heruntergeladen werden. Die Umsetzung dieser Lösung für die meterweise gemessenen Wasserprofilaten (T, pH, Konduktivität, Trübung, Sauerstoff- und Chlorophyllkonzentration) ist der nächste Schritt. Ergänzend werden die Wassertemperaturen von einer Thermistorkette geloggt.

An monatlich aus 9 Tiefen entnommenen Wasserproben werden die Konzentrationen von gelösten Ionen (darunter die Nährstoffe), der Gehalt an partikulärem Material und dessen Eigenschaften analysiert.

Sedimentfallen zeigen die Raten der Planktonproduktion im Epilimnion und Metalimnion und die Depositionsraten am Seeboden. Die Planktonproduktion wird monatlich durch manuelles Leeren der Fallen erfasst. Die Deposition am Seeboden wird in 15-tägiger Auflösung mit Hilfe einer sequenziellen Falle aufgefangen. Neben den Depositionsraten werden die Eigenschaften des Materials (Gehalt an organischem Kohlenstoff, Stickstoff, CaCO₃, Verhältnisse der stabilen Isotope von Kohlenstoff, Sauerstoff und Stickstoff in organischer Substanz und Karbonat, Konzentrationen von Diatomeenarten und Phacotus) analysiert.

Daraus ergeben sich über das Jahr detaillierte Informationen zur zeitlichen Abfolge und der Dauer von Ereignissen wie Planktonblüten, Kalkfällung, Einträgen von Detritus in den See und Materialumlagerungen während der Vollzirkulation des Sees. Diese Ereignisse

¹ Dr. Ulrike Kienel, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17487 Greifswald, E-Mail: ukienel@gfz-potsdam.de

² Brian Brademann, Dr. Jens Mingram, Dr. Birgit Plessen, Prof. Dr. Achim Brauer, Klimadynamik und Landschaftsentwicklung, Deutsches GeoForschungsZentrum, GFZ, Telegrafenberg, D-14473 Potsdam

³ Dr. Georgy Kirillin, Leibniz-Institut für Gewässerökologie und Binnenfischerei, Müggelseedamm 310, D-12587 Berlin

waren in den untersuchten drei Jahren sehr unterschiedlich in Beginn, Dauer und Ausprägung.

Ein Beispiel ist die extreme Diatomeenblüte (*Stephanodiscus* sp.) im Frühjahr 2013, nach langer Eisbedeckung gefolgt von extrem rascher Frühjahrserwärmung der Luft und nur kurzer Zirkulation des Wasserkörpers. Im Vergleich dazu ist die Frühjahrserwärmung 2012 wesentlich langsamer abgelaufen, die Seezirkulation dauerte länger und die Diatomeenblüte war wesentlich schwächer ausgeprägt. Diese inverse Beziehung von Diatomeenblüten und der Zirkulationsdauer im Frühjahr konnten wir an den warvierten Sedimenten (1924-2008) nachverfolgen. Als Proxy für Diatomeen konnte, bei nachweislich geringem Eintrag von Silizium, der Si Gehalt des Sediments (gemessen als μ XRF counts) genutzt werden. Die Zirkulationsdauer wurde einerseits mit dem Seetemperaturmodell FLake berechnet (1951-2008) und für den Gesamtzeitraum aus Lufttemperaturen der Station Schwerin abgeleitet.

In mehr als 50 % der Fälle lässt sich der Si Gehalt, also die Diatomeendeposition, durch die Dauer der Frühjahrsdurchmischung des Sees erklären. Der Si Gehalt des Sediments im Tiefen See kann also genutzt werden um den Gradienten der Erwärmung im Frühjahr abzuleiten.

Diese Studie ist ein Beitrag zum Virtuellem Institut für integrierte Klima und Landschaftsentwicklungsanalyse –ICLEA– der Helmholtz Gemeinschaft und verwendet Infrastruktur des Terrestrischen Umwelt Observatoriums (TERENO) der Helmholtz Gemeinschaft.

Geochemische Untersuchungen pleistozäner Geschiebemergel in Mecklenburg-Vorpommern – Versuch einer lithostratigraphischen Differenzierung mittels Röntgenfluoreszenzanalyse

REGINA KINDERMANN¹ & HENRIK ROTHER¹

Im Fokus der noch laufenden Untersuchungen liegt der Einsatz der Röntgenfluoreszenzanalyse zur geochemischen Differenzierung und einer darauf basierenden möglichen lithostratigraphischen Einordnung von Geschiebemergeln der Küstenregionen Mecklenburg-Vorpommerns. Hierbei soll die quantitative Verteilung der Elemente in der Feinfraktion der Tillmatrix zur Erkennung signifikanter Unterschiede und der Provenance der glazialen Ablagerungen dienen. Für die bisherige stratigraphische Einstufung dieser glazigenen Sedimente fand überwiegend die Auswertung der Kleingeschiebevorkommen Anwendung. Die Probenahme erfolgte an sieben Kliffabschnitten zwischen der Insel Usedom im Osten und Klein Klütz Höved im Westen. Dabei wurden aus den Geschiebemergeln der einzelnen glazialen Ereignisse während der Saale- und Weichselvereisung mehrere Proben aus verschiedenen horizontalen und vertikalen Niveaus innerhalb der jeweiligen Ablagerung gewonnen. Aus diesen konnte anschließend die für die geochemische Analyse benötigte Tonfraktion, in Anlehnung an die Methode nach Köhn, abgetrennt werden.

An den daraus präparierten Schmelztabletten wurden mit dem Röntgenfluoreszenzanalysator 10 Hauptelemente (Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , MnO , Na_2O , SiO_2 , P_2O_5 , TiO_2) und 21 Spurenelementen (As, Ba, Ce, Cr, Cu, Ga, La, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sc, Sn, Sr, Th, U, V, Y, Zn, Zr) bestimmt. Es liegt ein Datensatz von 59 Proben vor, der mit Hilfe der Clusteranalyse statistisch ausgewertet wird. Zudem konnten Vergleichswerte weiterer Fraktionen der beprobten Geschiebemergel ($< 63 \mu\text{m}$ und $< 20 \mu\text{m}$) mit gleichen methodischen Vorgehensweisen erhoben werden. Ebenso ist eine Analyse aller Proben und Fraktionen mit einem mobilen Röntgenfluoreszenzanalysator durchgeführt worden, um zu prüfen, ob so durch den geringeren Laboraufwand für die Probenaufbereitung in kürzerer Zeit zuverlässige Aussagen zur chemischen Charakterisierung des Untersuchungsmaterials möglich wären. Das vorgestellte Poster präsentiert erste Ergebnisse und diskutiert weiterführende methodische Ansätze.

¹ Regina Kindermann, Prof. Dr. Henrik Rother, Institut für Geographie und Geologie, Universität Greifswald, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 17a, D-17489 Greifswald, E-Mail: regina.kindermann@uni-greifswald.de

Ergebnisse von geologischen Kartierbohrungen des LBEG im Großen Bruch (nördliches Harzvorland)

RÜDIGER KOCH¹

Das Große Bruch ist eine markante Ost-West gerichtete Rinne bzw. Talung im nördlichen Harzvorland, die von FELDMANN et al. (2001) als z. T. subglaziäre Abflussrinne der Drenthe-Vereisung und von WOLDSTEDT (1950) als „Oscherslebener Urstromtal“ gedeutet wird. Sie ist ca. 40 km lang, 2 bis 3 km breit und reicht im Westen von der Oker bei Hornburg bis zum Bodetal bei Oschersleben im Osten. Das Tal hat kaum Gefälle und einen nur geringen natürlichen Durchfluss, so dass es künstlich entwässert werden muss. Der weitaus größte Teil wird nach Osten in die Bode geleitet, nur ein kleiner Bereich entwässert nach Westen über die Ilse in die Oker. Vor der Trockenlegung in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts war das Große Bruch ein Sumpfgebiet mit Moor- und offenen Wasserflächen und somit kaum passierbar.

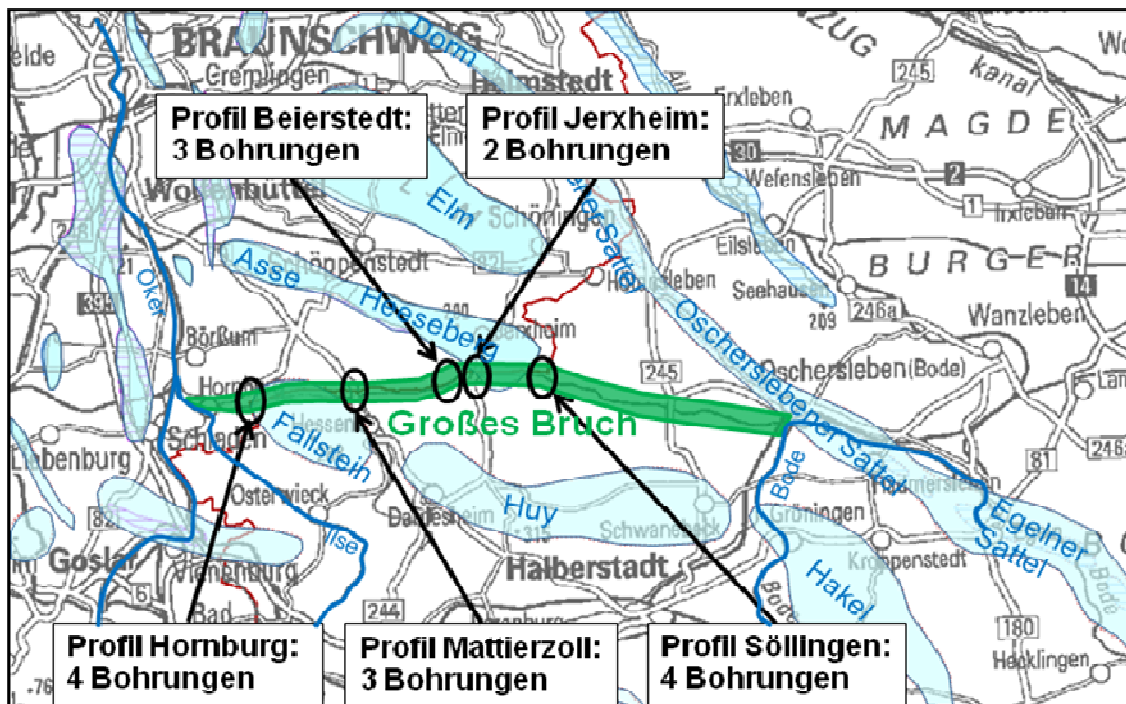


Abb. 1: Lage des Großen Bruchs und Lage der angelegten Profile mit Anzahl der LBEG Bohrungen. Die E-W gerichtete Große Bruch-Rinne schneidet die herzynisch streichenden und z. T. morphologisch in Erscheinung tretenden Salzstrukturen spitzwinkelig.

Mit der im Jahr 2012 begonnenen Bohrkampagne des LBEG im Großen Bruch sind insgesamt 16 Drillbohrungen mit der amtseigenen Bohranlage bis zu einer Tiefe von 71 m, angeordnet in fünf Profilschnitten, abgeteuft worden, um Rinnenfüllung und –unterlager zu erkunden. Durch das im LBEG angewendete und optimierte Bohrverfahren „Schneiden-Ziehen“ konnten feinkörnige Proben tiefengenau von der Endlosschnecke entnommen werden und standen für mikropaläontologische Untersuchungen zur Altersbestimmung zur Verfügung.

¹ Dr. Rüdiger Koch, Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Stilleweg 2, D-30655 Hannover, E-Mail: ruediger.koch@lbeg.niedersachsen.de

Die bisherigen Befunde lassen folgende Aussagen zur Schichtenfolge der Talfüllung zu: An der Rinnenbasis befinden sich, im Bereich Söllingen, tonig-schluffige Umlagerungssedimente mit eingeschalteten Komponenten der Sand- bis Grobkies-Fraktion. Die groben Bestandteile bestehen sowohl aus nordischen als auch zu einem hohen Anteil aus lokalen mesozoischen Komponenten, darunter zahlreiche Umlagerungen aus tonig-mergeligen Keuper-Fragmenten, die auf einen sehr kurzen Transportweg schließen lassen. Darüber lagern kalkhaltige Tone und Schluffe. Möglicherweise handelt es sich um den oberen, durch Gradierung feinkörnigen Abschnitt der unterlagernden Umlagerungsmassen. Darüber folgen im gesamten Rinnenbereich stark kalkhaltige Sande und Kiese, die als glazifluviatile Ablagerungen der Drenthe-Kaltzeit gedeutet werden. Im Hangenden dieser Schicht folgt ein Abschnitt in dem sandige Kiese, gut sortierte Sande, Schluffe, Tone und umgelagerte Torfe in unterschiedlichen Mächtigkeiten vorkommen und wechsellagern können. Dieser Abschnitt konnte bisher stratigraphisch nicht sicher eingeordnet werden, möglicherweise ist er unter fluviatilen, periglazialen Bedingungen während der Weichsel-Kaltzeit entstanden. Darüber folgen hellgraue, kalkhaltige Sande, die als weichselzeitlich eingestuft werden. Überlagert werden sie von einem gelbgrauen, kalkhaltigen Schluff mit erkennbaren Schilffresten, der als holozäner bis spätglazialer Beckenschluff oder Auenlehm anzusprechen ist. Die jüngsten Ablagerungen sind schwarze Niedermoortorfe, die von zahlreichen Molluskenschalen durchsetzt sind.

Die Große Bruch-Rinne ist jünger als benachbarte Mittelterrassensedimente und wird daher der Drenthe-Kaltzeit zugeordnet (FELDMANN et al. 2001, FELDMANN 2002). Eine stratigraphische Gliederung innerhalb der Rinnensedimente war durch Vergleich mit den Ergebnissen von FELDMANN et al. (2001) bedingt möglich. Dagegen konnten die palynologischen Untersuchungen keine stratigraphischen Einstufungen der Rinnenfüllung liefern. Das Rinnenunterlager konnte in 9 Bohrungen stratigraphisch identifiziert werden. Im westlichen Profil bei Hornburg besteht die Unterlage aus Unter- und Mittelkeuper, bei Mattierzoll und Beierstedt aus Oberkeuper und Unterjura sowie bei Söllingen aus Rupelium. Im Profil Jerxheim konnte die Stratigraphie des Unterlagers nicht bestimmt werden.

Die Rinnenmächtigkeit beträgt am Hessendamm bei Mattierzoll 33 m. Im Bereich der drei östlichen Profile sind die Mächtigkeiten um 10 bis 14 m höher und die Rinnenbasis liegt um ca. 10 m tiefer. Sie zeigt hier aber ein nur schwaches Gefälle nach Osten. Bei Hornburg, vor der Einmündung in das Ilsetal, wurde in einer Übertiefung eine sehr hohe Rinnenmächtigkeit von 70 m erbohrt, die Basis liegt hier um 10 bis 20 m tiefer als in benachbarten westlich gelegenen Bohrungen. Im Gegensatz zum tischebenen Talboden des Großen Bruchs zeichnet sich die Rinnenbasis durch ein wesentlich stärkeres Relief im Querschnitt und durch Übertiefungen in der Längserstreckung aus.

Die Entstehung der Rinne ist bisher noch nicht zweifelsfrei geklärt (FELDMANN 2002). Die Daten aus der LBEG-Bohrkampagne konnten hierzu bisher keine neuen Erkenntnisse liefern. Wegen der nicht übereinstimmenden Richtungen (vgl. Abb. 1) scheint ein Zusammenhang mit den Salzstrukturen im Untergrund unwahrscheinlich. Daher wird von einer rein erosiven Entstehung des Großen Bruchs ausgegangen.

Wegen mehrerer Übertiefungen gehen FELDMANN et al. (2001) von einer, zumindest teilweisen, subglaziären Entstehung des Großen Bruchs aus. In älteren Arbeiten (siehe bei FELDMANN 2002) wird die Rinne als Urstromtal gedeutet.

Literatur:

FELDMANN, L. (2002): Das Quartär zwischen Harz und Allertal mit einem Beitrag zur Landschaftsgeschichte im Tertiär. – Clausthaler Geowissenschaften 1: X+149 S.; Clausthal-Zellerfeld.

FELDMANN, L., GROETZNER, J.-P. & WEYMANN, H.-J. (2001): Zur pleistozänen Geschichte des „Großen Bruchs“ im Nördlichen Harzvorland. – Geol. Beitr. Hann., **2**: 127-137.

WOLDSTEDT, P. (1950): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – 464. S.; Stuttgart (Koehler).

Lower Vistula River valley development after retreat of the last glaciation

JAROSŁAW KORDOWSKI¹

The Vistula River valley is a polygenetic landform. Its lower part beneath Bydgoszcz (to the north of Toruń-Eberswalde streamway) to the Żuławy (delta plain of the Vistula River) makes a large gorge through the ranges of moraine plains and recessional end moraines of Poznań and Pomerania phases. The present valley clearly resembles the lowering created before the Vistulian main stadial and its modern shape is mainly the result of glacial, fluvioglacial, melt out and fluvial relief imposition.

Earlier originated depressions caused the modifications of the movement direction in the glacier sole. Its course in the nearest vicinity of the valley clearly indicates the connection with the arrangement of earlier existing relief. The tills coming into being were distinctly sandier than those from further plains. Gravel clasts shows clear enrichment in local rocks mainly glauconitic sandstones and Mesozoic limestones. The Vistula valley edges altered also the extent and the course of minor glacier oscillations (NIEWIAROWSKI 1959, DROZDOWSKI 1974).

During the glacier recession arose numerous small terminoglacial lakes but, differently to that in moraine plains, the varves were here not so well developed. Instead of sluggish deposition from suspension and from density and grain flows did more matter. The valley depression favoured the formation of dead ice blocks, hence the common existence of tiny kame terraces with debris flow sediments, ice-berg grounding structures and till dumps. In larger ice crevasses there were formed the sandy fillings landforms. The analysis of geomorphological conditions indicates that such a large ice blocks occurred behind the "shadows" of moraine uplands ledges.

The melt water flowing down from the glacier initially passed across the valley heading to south. After partial melting of blocking ice masses in the valley began the process of outwash, fluvioglacial and fluvial terraces development. In southern part of the Lower Vistula River Valley, within the forefield of the Pomeranian phase there can be counted up to 11 such levels, in the northern part there exists only 8. The development of the terrace system was quick so that already on the onset of the Holocene the shape of the valley was very similar to the present one (BERGLUND & DROZDOWSKI 1976; KORDOWSKI 2013, 2014; KORDOWSKI et al. 2014).

At that time commonly occurred the vast valley lakes and mires, which left the thick layer of calcareous gyttjas. These sediments have covered up the Late Glacial fluvial braided structures present on the valley bottom, which is proved by investigations of topography beneath the present-day floodplain sediments cover. Ca. 3.400 years ago began the development of the flood sediments. At the beginning the sedimentation of those deposits resembled rather a lacustrine one. Afterwards, however, it has changed in favour of typical, fine, polymodal sediments. During the Little Ice Age come to extensive

¹ Dr. Jarosław Kordowski, Polish Academy of Sciences, Institute of Geography and Spatial Organization, Department of Environmental Resources and Geohazard, Kopernika-street 19, 87-100 Toruń, Poland, E-Mail: jarek@geopan.torun.pl

development of sandy ribbons (crevasse splays situated parallel to the river channel) due to increasing number of ice-jam floods in winter and spring seasons.

The analysis of sedimentological properties of the floodplain sediments indicates that the Vistula channel while its formation was fairly stable. The changes of river course were caused by increased frequency of floods due to winter ice jams. The analysis of biogenic sediments leads to the conclusion that they are overwhelmingly limnic. The development of the floodplain was also associated with shallow and vast lakes development. These features allow to assume, that the development of the initial stage of an anastomosing-like fluvial pattern in the present-day Vistula floodplain was recently interrupted by the human impact (river regulation). In the case of the lower Vistula region the anastomosing was most probably caused by the presence of many valley basins occurring over former valleys established prior the last glaciation (Vistulian main stadial) and gaps between them, where there were no valleys. They have been playing, to some point, an analogous role to mountains foredeeps, favouring the development of classical anastomosing (i.e. SMITH & SMITH 1980; RUST 1981).

References:

- DROZDOWSKI, E. (1974): Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych [Genesis of the Grudziądz Basin in the light of glacial sediments and landforms] - *Prace Geograficzne*, 104, IGI PAN, Warszawa [in Polish].
- BERGLUND, B.E. & DROZDOWSKI, E. (1976): Development and chronology of the lower Vistula river valley, North Poland – *Boreas*, **5**: 95-107.
- KORDOWSKI, J. (2013): The role of dead ice in the deposition of late glacial sediments in a large valley: A case study from the Vistula river valley in the Grudziądz basin, north Poland - *Geographia Polonica*, **86** (4): 341-361.
- KORDOWSKI, J. (2014): Rola brył martwego lodu w morfogenezie Kotliny Grudziądzkiej i Basenu Świeckiego – formy rzeźby i osady [Significance of dead ice blocks in the morphogenesis of Grudziądz and Świecie Basins] - *Landform Analysis*, **25**: 43–54 [in Polish].
- KORDOWSKI, J., GAMRAT, W., GIERSEWSKI, P., KUBIAK-WÓJCICKA, K., SZMAŃDA, J.B., TYSZKOWSKI, S., & SOLARCZAK, A. (2014): Zapis procesów sedymentacji fluwialnej i biogenicznej w osadach dna Doliny Dolnej Wisły [Record of fluvial and biogenic sedimentation in the deposits of the Lower Vistula Valley floor] - *Landform Analysis*, **25**: 77-93 [in Polish].
- NIEMIAROWSKI, W. (1959): Formy polodowcowe i typy deglacjacji na Wysoczyźnie Chełmińskiej [glacial landforms and deglaciation modes on the Chełmno morainic plain] – *Studia Societatis Scientiarum Torunensis, Sectio C, Geographia et geologia*, **6** (6), TNT, Toruń [in Polish].
- SMITH, D.G. & SMITH, N.D. (1980): Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta - *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**, 1: 157-164.
- RUST, B.R. (1981): Sedimentation in an arid-zone anastomosing fluvial system; Cooper's Creek, central Australia - *Journal of Sedimentary Research*, **51**: 745 - 755.

Die Ausbildung von Böschungen in Abhängigkeit von Gesteinsart und Lagerungsverhältnissen - Fallbeispiele aus dem Steine- und Erdenbergbau in Mecklenburg-Vorpommern

KAY KRIENKE¹ & HANJO POLZIN¹

Das Bundesberggesetz regelt in Deutschland die behördliche Aufsicht über den Bergbau. Genehmigungs-, Vollzugs- und Fachbehörde für bergbauliche Belange und somit auch zuständig für die Ausführung der Bergaufsicht in MV ist das Bergamt Stralsund.

Den überwiegenden Anteil des in MV unter Bergaufsicht stehenden Steine- und Erdenbergbaus beanspruchen Kiessandtagebaue, aber auch Kalk, Ton und Torf werden oberflächennah gewonnen. Bei den Kontrollen in den Tagebauen ist ein Aspekt die Prüfung der Einhaltung von vorgegebenen Böschungsgeometrien, für die die Standsicherheit im Gewinnungs- bzw. Endzustand nachgewiesen ist.

Im vorliegenden Beitrag werden typische Böschungsverhältnisse in Abhängigkeit vom anstehenden Gestein sowie den Lagerungs- und Wasserverhältnissen vorgestellt, die in den Gewinnungsbetrieben oberflächennaher Rohstoffe in MV auftreten. Auf Abbautechnologien im Zusammenhang mit der Böschungsgestaltung wird kurz eingegangen.

Daneben wird an Beispielen gezeigt, dass die Erfassung der geologischen Verhältnisse an Böschungen neben der Prüfung der bergtechnischen Sicherheit auch der Erfassung typischer geologischer Strukturen in Korrelation mit der Landschaftsgenese dienen kann.

Dazu wird ein Tagebauanschnitt mit proglazialer Deformation der liegenden Sande aus dem Bereich der Pommerschen Grundmoräne vorgestellt (Abb. 1). Weiterhin werden Aufnahmen aus dem lateralen Abschnitt eines Oszuges gezeigt, die sowohl hinsichtlich der Lithologie als auch der Deformation deutliche Hinweise auf eine Sedimentation während der Deglaziation liefern (Abb. 2).

¹ Dr. Kay Krienke, Hanjo Polzin, Bergamt Stralsund, Frankendamm 17, D-18439 Stralsund,
E-Mail: k.krienke@ba.mv-regierung.de



Abb. 1: Faltung durch proglaziale Deformation im Bereich der Pommerschen Grundmoräne.



Abb. 2: Deformation durch Umlagerung und Dichteinversion an der Flanke eines Oszuges (Rügen).

Das Eem-Vorkommen Jänschwalde – Geologie der ältesten mittelpaläolithischen Ausgrabungsstelle in Brandenburg

RALF KÜHNER¹

Seit 2010 ist im Braunkohlentagebau Jänschwalde (Vattenfall Europe Mining AG) ein Eem-Vorkommen aufgeschlossen, das während seiner fünfjährigen Überbaggerung kontinuierlich durch ein interdisziplinäres Team aus Archäologen (BLDAM), Paläontologen (FU Berlin, anfangs Senckenberg Weimar) und Geologen (Vattenfall und LBGRB) begleitet wurde. Dabei konnten besonders für den Übergang Saale-Spätglazial/Eem detaillierte und stratigraphisch hochaufgelöste Erkenntnisse über Klima-, Landschafts- und Besiedlungsgeschichte gewonnen werden (KÜHNER 2014; BÖNISCH & SCHNEIDER 2014). Schnittspuren an Knochen von Steppenbison und Pferd (CHAPUT 2014) sowie zwei im Kontext gefundene Feuersteinartefakte aus den saalespätglazialen Schichten bilden zudem den ersten und damit ältesten Nachweis menschlicher Besiedlung in Brandenburg.

Das Vorkommen ist an eine rinnenförmige, N-S orientierte Struktur von ca. 1.700 m Länge und einer maximalen Breite von ca. 500 m gebunden. Nach Rückzug des Warthe-Gletschers verblieben große Mengen an Toteisblöcken innerhalb der Depression, über denen sich noch im Hochglazial ein markanter, auch für andere Eem-Vorkommen der Lausitz typischer Bänderschlufl abgelagerte. Er besitzt relativ gleichbleibende Mächtigkeiten von durchschnittlich 0,8 bis 1,2 m und wird insgesamt durch sehr bewegte, jedoch erst postgenetisch durch das Austauen der Toteisplombe aufgeprägte Lagerungsverhältnisse gekennzeichnet. Charakteristisch sind mehrere, bis zu 15 m tiefe, im Streichen der Rinne langgezogene Mulden mit steilen Flanken, die durch Hochlagen oder schmale Sättel voneinander getrennt sind. Eine E-W streichende Schwelle gliedert die Gesamtstruktur zusätzlich in ein Nord- und ein Südbecken. Im Spätglazial setzte sich die Sedimentation mit 3 bis 4 m mächtigen, schwach geschichteten gelbbraunen Mittelsanden fort, die zum Hangenden in hellgraue Feinsande überleiten (Sanddorn-Horizont). Hier fanden sich in den oberen Dezimetern vor allem Wurzel- und Astreste des Sanddorns (*Hippophaë rhamnoides*). Zeitlich korreliert diese Phase mit der für die Pollenzone (PZ) SII (nach ERD 1973) bzw. PZ B (HERMSDORF & STRAHL 2008, STRAHL in KÜHNER et al. 2008) typischen Ausbreitung von Sanddornsträuchern im frühen Saale-Spätglazial. Die sich anschließende Wechsellagerung aus cm-starken, schwarzen Sandmudden mit hellgrauen Feinsandlagen ist das Ergebnis einer einsetzenden Vernässung des Gebietes und dem Beginn limnischer Faziesverhältnisse. Neben zahlreichen Makroresten einer sich etablierenden Waldtundren-Vegetation (KOSSLER 2014) lieferte dieser Abschnitt auch Knochenfunde von Wolf (*Canis lupus*), Steppenbison (*Bison priscus*), Elch (*Alces alces*) und Pferd (*Equus* sp.) (RAUFUSS 2014). Von besonderer Bedeutung sind die hier gefundenen Feuersteinartefakte des *Homo neandertalensis* (WECHLER 2014), die den ältesten Beleg für menschliche Aktivitäten in Brandenburg repräsentieren. Lithologisch leiten graugrüne bis olivgrüne, z. T. intensiv mit blauschwarzen Schlieren durchsetzte Schluff- und Tonmudden in den eemwarmzeitlichen Schichtkomplex über, wobei sich der stratigraphische Beginn des Interglazials makroskopisch nicht abzeichnet. Ablagerungen der Eem-Warmzeit sind mit Mächtigkeiten

¹ Dr. Ralf Kühner, Vattenfall Europe Mining AG, Vom-Stein-Str. 39, D-03050 Cottbus, E-Mail: ralf.kuehner@vattenfall.de

bis ca. 8 m erhalten. Im Wesentlichen traten ungeschichtete, kalkhaltige Schluffmudden mit wechselnden Ton- und Schluffgehalten in Erscheinung, in denen makroskopisch kaum eine lithologische Differenzierung möglich war. Das Ergebnis palynologischer Untersuchungen (STRAHL in KÜHNER et al. 2008) weist eemzeitliche Bildungen nur bis in das Niveau der PZ 5b (Hasel-Eiben-Linden-Zeit n. ERD 1973) nach. Der jüngere Abschnitt wurde infolge tiefreichender Erosion durch die abfließenden Schmelzwässer des Brandenburger Stadiums der Weichsel-Eiszeit abgetragen. Dabei sind auch die ehemaligen Uferbereiche zerstört worden, so dass sich die ursprünglichen Sedimentmächtigkeiten und die Ausdehnung des Sees nicht mehr rekonstruieren lassen.

Literatur:

- BÖNISCH, E. & SCHNEIDER, M. (2014): Neandertaler in der Niederlausitz. Ausgrabungen auf dem ältesten Fundplatz des Landes Brandenburg. – Ausgrabungen im Niederlausitzer Braunkohlenrevier 2010/2012: 17-43; Wünsdorf.
- CHAPUT, F. (2014): Ein Pferd aus dem Saalespätglazial von Jänschwalde. – Ausgrabungen im Niederlausitzer Braunkohlenrevier 2010/2012: 121-134; Wünsdorf.
- ERD, K. (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. – Z. geol. Wiss., **1** (9): 1087-1103; Berlin.
- HERMSDORF, N. & STRAHL, J. (2008): Karte der Eem-Vorkommen des Landes Brandenburg. – Brandenburg. geowiss. Beitr., **15** (1/2): 23-55; Kleinmachnow.
- KOSSLER, A. (2014): Pflanzenreste aus den saalespätglazialen Sanddornsichten des Tagebaus Jänschwalde – Paläoumwelt des Neandertalers. – Ausgrabungen im Niederlausitzer Braunkohlenrevier 2010/2012: 83-95; Wünsdorf.
- KÜHNER, R. (2014): Entstehung, Schichtenfolge und Lagerungsverhältnisse des Eem-Vorkommens Jänschwalde. – Ausgrabungen im Niederlausitzer Braunkohlenrevier 2010/2012: 71-82; Wünsdorf.
- KÜHNER, R., STRAHL, J., SÜSSMILCH, P. & THIEKE, H.-U. (2008): Lithologische und pollenanalytische Befunde aus dem saalefrühglazialen Fluviatilkomplex (Tranitzer Fluviatil) und dem Eem-Interglazial im Tagebau Jänschwalde, Südbrandenburg. – Brandenburg. geowiss. Beitr. **15** (1/2), 1-21; Kleinmachnow.
- RAUFUSS, I. (2014): Ökosystemanalyse durch vermeintlich nicht signifikante Wirbeltierfunde aus Jänschwalde – Faunenwandel am Übergang von der Saale-Kaltzeit zur Eem-Warmzeit. – Ausgrabungen im Niederlausitzer Braunkohlenrevier 2010/2012: 99-119; Wünsdorf.
- WECHLER, K.-P. (2014): Silexartefakte vom Bereich des spätsaalezeitlichen Pferdeskeletts aus Jänschwalde. – Ausgrabungen im Niederlausitzer Braunkohlenrevier 2010/2012: 61-68; Wünsdorf.

Biostratigraphie und Lagerungsverhältnisse der höchsten Oberkreide am SE-Rand des Arkona-Beckens, südliche Ostsee

SANDY LASCHKE¹, PETER FRENZEL & KAMIL USTASZEWSKI

Einleitung

Für die Errichtung des Offshore-Windparks Arkona-Becken Südost, wurden seitens der AWE GmbH ca. 100 Bohrungen zur Baugrunderkundung bis in Sedimente der Oberkreide abgeteuft. Das im LUNG M-V archivierte Kernmaterial wurde für paläontologische und biostratigraphische Untersuchungen von Dr. Karsten Obst zur Verfügung gestellt.

Die anstehende Oberkreide des Arkonabeckens war bisher wenig untersucht. Das Ziel der Untersuchungen bestand darin, Lagerungsverhältnisse und Fazies der Schreibkreide in diesem Bereich der Tornquist-Teisseyre-Zone mittels biostratigraphischer und biofazieller Methoden zu analysieren. Dadurch können die Sedimente genauer stratigraphisch eingeordnet und die Bildungsbedingungen rekonstruiert werden. Die benachbarte Typuslokalität der Rügener Schreibkreide wurde wegen ihres guten Bearbeitungsstandes als wichtige Vergleichslokalität genutzt.

Material und Methoden

Bei dem Material handelt es sich um weißes, feinkörniges, karbonatisches Kreidesediment, mit teilweise verkieselten Einheiten. Es wurde in der Profilanalyse (Bohrung WEA 77, Kernlänge: 51,3 m, 11 Proben) und in der flächigen Untersuchung des Gebietes (34 Proben vom Top der Kreide) auch Kieselkreide angetroffen. In nicht verkieselten Proben kommen vermehrt verkieselte Ichnofossilien von *Thalassinoides* vor. In vielen Proben konnten Glaukonit und Pyrit-Konkretionen nachgewiesen werden.

Die Probenaufbereitung erfolgte nach einer modifizierten Methode von Nötzold (WISSING & HERRIG 1999). Für die biostratigraphische Analyse wurden je Probe 300 Foraminiferen ausgelesen. Die stratigraphische Einstufung erfolgte nach KOCH (1977) und FRENZEL (2000). Um paläoökologische Aussagen treffen zu können, wurden zur Bestimmung des Plankton/Benthos-Verhältnisses, des Sauerstoffindex, der Diversität und der Homogenität drei Proben des analysierten Profils verwendet. Ergänzend wurden Mikrofaziesanalysen an unpolierten Dünnschliffen durchgeführt, um Rückschlüsse über die Genese der Kieselkreide und Glaukonit-reicher Kreide zu ziehen. Zur Bestimmung des Verkieselungsgrades der Kieselkreide wurden eine EDX-Analyse und ein chemischer Aufschluss angewandt. Die Darstellung der Lagerungsverhältnisse erfolgte aus den Informationen aller verfügbaren Bohrungen; als Ergebnis wurde, unter Verwendung von MATLAB®, eine Konturkarte der Kreide-Quartär-Grenze erstellt.

Ergebnisse und Diskussion

Die Schreibkreide an der Grenze zum aufliegenden Quartär gehört dem Unter- und Obermaastricht an. Das Untersuchungsgebiet lag im Maastricht auf einer synsedimentären

¹ Sandy Laschke, Institut für Geowissenschaften der Friedrich-Schiller-Universität Jena, Burgweg 11, D-07749 Jena, E-Mail: slaschke@uni-jena.de

Hochlage (mittel-neritisches Milieu, ca. 60 m Wassertiefe), möglicherweise in einem Auftriebsgebiet. Die bodennahe Wassertemperatur betrug etwa 10 °C bis 15 °C nach paläoökologischen (Vorkommen der Ostrakodengattung *Cytherella*) und mineralogischen (Vorkommen von Glaukonit) Befunden. Der Sauerstoffindex benthischer Foraminiferen (KAIHO 1994) liegt im Grenzbereich zwischen niedrig- und hochoxischen Milieu (ca. 3 ml/l). Der Sedimentationsraum im südöstlichen Arkona-Becken war flacher und besser durchlüftet als im Gebiet um Rügen.

Die Bohrung WEA 77 schließt rund 20 m Obermaastricht-Sedimente auf, deren unterer Teil durchgehend dem Untermaastricht angehört. Nur im oberen Bereich des Profils tritt Kieselkreide auf. Diese wird stratigraphisch dem Obermaastricht zugeordnet. Die Kieselkreide besitzt einen SiO_2 -Gehalt von ca. 20 – 28 Gew%. Damit ist der Grad der Verkieselung höher als in der campanen Kieselkreide von Lößnitz (KATZUNG 2004).

Das Untersuchungsgebiet liegt in einem tektonisch komplexen, mit einem Richtungswechsel verbundenen Bereich der Tornquist-Teisseyre-Zone. Bei der Untersuchung der Kreideoberfläche wurde herausgefunden, dass sich im Zentrum des Untersuchungsgebietes Obermaastricht-Sedimente mit Kieselkreide ablagerten und erst am Rand Untermaastricht-Sedimente auftreten. Diese Hochlage ist NE—SW orientiert. Auf Basis der Konturkarte der Kreide-Quartär-Grenze werden drei Modelle (Faltung, Aufschubung, Graben) diskutiert. Jedes der drei Modelle ist mit Argumenten aus der Literatur sowie den vorhandenen Daten belegbar. So könnten die Modelle der Faltung und der Aufschubung mit einer Kompression während der alpidischen Orogenese oder durch das Einsetzen der Konvergenz von Afrika, Iberia und Europa zusammenhängen (DUPHORN 1995, KLEY 2013). Jedoch wird im Zusammenhang mit der alpidischen Plattenkollision auch von sich abwechselnder Dehnungs- und Presstektonik gesprochen, weshalb auch die Grabenbildung aufgrund einer Extension in diesem Zusammenhang denkbar wäre. Ebenso ist eine Fernwirkung durch das Öffnen des Nordatlantiks möglich.

Mit Sicherheit kann eine starke Erosion der weichen Kreideoberfläche während des Pleistozäns nachgewiesen werden. Hierfür spricht vor allem die Tatsache, dass auf der Kreide Geschiebemergel abgelagert wurden und keine tertiären Sedimente. Zudem sind die das Gebiet durchziehenden, rinnenartigen Aufarbeitungsbereiche ein weiterer Beleg für die nach der Kreidezeit stattgefundene Erosion. Auch SCHLÜTER et al. (1997) beschrieben eine weitreichende Erosion im südwestlichen Ostseeraum und gaben als Ursache Hebungen durch das Rifting im Nordseebecken an. Die Mikrofaziesanalyse der Schreibkreide lässt eine Beeinflussung durch meteorische Wässer erkennen.

Schlussfolgerungen

Es gelang der erste Nachweis von autochthonen Kreidesedimenten und Kieselkreide des Obermaastrichts in Nordostdeutschland. Der untersuchte Sedimentationsraum lag im Maastricht in einer geringeren Wassertiefe und war besser durchlüftet als der von Rügen. Die Lagerungsverhältnisse sind durch eine NE—SW verlaufende Hochlage gekennzeichnet, die durch drei verschiedene tektonische Modelle erklärt werden können. Postsedimentär kam es zur Erosion auflagernder Sedimente und zum Einschneiden von „Rinnen“.

Literatur:

- DUPHORN, K., KLIEWE, H., NIEDERMEYER, R., JANKE, W. & WERNER, F. (1995): Die deutsche Ostseeküste. Sammlung Geologischer Führer, 88, Gebr. Borntraeger, Berlin-Stuttgart, 282 S.
- KAIHO, K. (1994): Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved oxygen levels in the modern ocean. *Geology*, **22** (8): 719-722.
- KATZUNG, G. (2004): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. E. Schweizerbart'scher Verlag, Stuttgart, 163-544.
- KLEY, J. (2013): Saxonische Tektonik im 21. Jahrhundert. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **164** (2): 295-311.
- KOCH, W. (1977): Biostratigraphie in der Oberkreide und Taxonomie von Foraminiferen. *Geologisches Jahrbuch, Reihe A*, **38**: 11-123.
- SCHLÜTER, H.-U., BEST, G., JÜRGENS, U. & BINOT, F. (1997): Interpretation reflexionsseismischer Profile zwischen baltischer Kontinentalplatte und kaledonischen Becken in der südlichen Ostsee. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **148**: 1-32.
- WISSING, F.-N. & HERRIG, E. (1999): Arbeitstechniken der Mikropaläontologie. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart, 191 S.

Knochen und Waffen im Tollensetal – Ein Schlachtfeld der Bronzezeit (um 1300 v.u.Z.)

GUNDULA LIDKE¹

1996 entdeckte ein ehrenamtlicher Bodendenkmalpfleger in der Uferböschung der Tollense am Fundplatz Weltzin nördlich von Altentreptow (Mecklenburg-Vorpommern) eine hölzerne Keule und zahlreiche menschliche Skelettreste, darunter einen Oberarmknochen mit eingeschossener Flintpfeilspitze. Das Projektil lieferte den Hinweis auf eine prähistorische Einordnung des Fundmaterials und deutete zugleich bereits auf ein Gewaltereignis hin. Bei ersten Grabungen am Fundplatz noch im selben Jahr konnte unter dem Niedermoortorf, der an dieser Stelle etwa 1 m Mächtigkeit aufweist, eine Fundschicht mit überwiegend nicht im anatomischen Kontext liegenden Skelettresten mehrerer Menschen und Pferde aufgedeckt werden. Ein Bestattungskontext wurde aufgrund der ungewöhnlichen Befundsituation ohne weitere Beifunde bereits früh ausgeschlossen. Ein menschlicher Schädel mit unverheilter Hiebverletzung im Stirnbein unterstrich erneut das gewaltsame Ausgangsereignis, das zur Entstehung der Fundschicht führte. Radiokarbondatierungen präzisierten später die chronologische Einordnung in die Bronzezeit um etwa 1300–1250 cal BC (JANTZEN et al. 2011).

Seit 2008 wird die Fundstelle im Tollensetal mit maßgeblicher Unterstützung der DFG sowie des Landes Mecklenburg-Vorpommern durch die Universität Greifswald, das Landesamt für Kultur und Denkmalpflege Mecklenburg-Vorpommern, Abt. Landesarchäologie und das Niedersächsische Landesdenkmalamt, erforscht. Das interdisziplinäre Forschungsprojekt bindet dabei in- und ausländische Forschungskompetenz ein. Eine besondere Rolle spielt auch das Engagement ehrenamtlicher Kräfte, die wichtige Arbeiten im Rahmen von Tauchprospektionen und Begehungen mit Metalldetektoren durchführen.

Bronzezeitliches Fundmaterial wird im Tollensetal aus unterschiedlichen Zusammenhängen geborgen: an Land und unter Wasser im Uferprofil werden Funde in situ unter Torfschichten entdeckt (Abb. 1), unter Wasser werden verspülte bzw. verlagerte Funde beobachtet und auf den Uferwiesen werden Funde im Aushub alter Flussausbaggerungen ermittelt. (Zum Projekt und den Forschungen bis 2011 siehe JANTZEN et al. 2014).

Dank umfangreicher Arbeiten unter Wasser und an Land konnten mittlerweile mehrere tausend überwiegend menschliche Skelettreste in einem Areal von über 2,5 km Länge (Luftlinie) im Flusstal dokumentiert werden. Bislang sind über 125 Individuen nachgewiesen (Mindestindividuenzahl anhand der Femora). Dabei handelt es sich überwiegend um junge Männer. Eine wachsende Anzahl von letalen Läsionen an den Skelettresten, die sowohl auf Fern- als auch auf Nahkampfwaffen zurückgehen, belegt ein Gewaltereignis (Schlacht) als Ursprung der Fundansammlung. Verheilte Verletzungen weisen darauf hin, dass einige Individuen bereits zu früheren Lebzeiten Gewalt erlebten.

¹ Dr. Gundula Lidke, Projektkoordinatorin DFG-Projekt "Bronzezeitliches Schlachtfeld im Tollensetal" Niedersächsisches Landesamt für Denkmalpflege Scharnhorststr. 1, D-30175 Hannover, E-Mail: gundula.lidke@uni-greifswald.de

Von besonderem Interesse sind zahlreiche Läsionen an den Knochen, die auf den Gebrauch von Pfeil und Bogen im Kampfgeschehen hinweisen. Insgesamt handelt es sich um eine Population mit ungewöhnlich hoher Gewaltbelastung (BRINKER et al. 2013).

Abgesehen von Skelettresten wurden nur wenige andere Objekte in der Fundschicht entdeckt, darunter hauptsächlich Pfeilspitzen aus Flint und Bronze, die den Hauptbestand der bislang dokumentierten Waffen im Fundareal darstellen. Es ist von einer Plünderung der Toten nach der Schlacht auszugehen. Spektakulär sind aber u. a. zwei Zinnringe, die bei Taucharbeiten im Uferprofil zwischen Knochen entdeckt wurden und möglicherweise persönlichen Besitz eines der Toten repräsentieren (KRÜGER et al. 2012).

DNA- und Isotopenanalysen (Sr, C, N) sprechen für eine heterogene Herkunft der Toten. Betrachtet man die Individuenzahl im Verhältnis zur bisher ergrabenen Fläche, die nur einen kleinen Teil des potentiellen Fundareals mit Skelettresten ausmacht, so ist zu vermuten, dass die Gesamtzahl der Individuen im Tal deutlich höher liegt. Ausgehend von möglicherweise mehreren hundert Toten, die die Verluste der Verliererseite repräsentieren dürften, lässt sich die Zahl der ursprünglich am Kampf Beteiligten auf ggf. sogar über 2000 schätzen (TERBERGER et al. 2014, S. 106).

Art und Dimension des im Tollensetal dokumentierten Konflikts sind für die Bronzezeit bislang einmalig; möglicherweise sind hier erstmals organisierte Kriegshandlungen mit überregionalen Auswirkungen dokumentiert.



Abb. 1: Fundschicht mit nicht im anatomischen Kontext liegenden menschlichen Skelettresten (Grabung 2011)
Foto: G. Lidke.

Literatur:

- BRINKER, U., FLOHR, S., PIEK, J. & ORSCHIEDT, J. (2013): Human remains from a Bronze Age site in the Tollense valley – victims of a battle? – In: KNÜSEL, C. & SMITH, M. J. (eds.): *The Routledge Handbook of the Bioarchaeology of Human Conflict*: 146–160. London/New York (Routledge).
- JANTZEN, D., BRINKER, U., ORSCHIEDT, J., HEINEMEIER, J., PIEK, J., HAUENSTEIN, K., KRÜGER, J., LIDKE, G., LÜBKE, H., LAMPE, R., LORENZ, S., SCHULT, M. & TERBERGER, T. (2011): A Bronze Age battlefield? Weapons and trauma in the Tollense Valley, north-eastern Germany. – *Antiquity* **85**: 417–433.
- JANTZEN, D., ORSCHIEDT, J., PIEK, J. & TERBERGER, T. (Hrsg.) (2014): *Tod im Tollensetal – Forschungen zu den Hinterlassenschaften eines bronzezeitlichen Gewaltkonfliktes in Mecklenburg-Vorpommern 1. Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte in Mecklenburg-Vorpommern* **50**. Schwerin (Landesamt für Kultur und Denkmalpflege).
- KRÜGER, J., NAGEL, F., NAGEL, S., JANTZEN, D., LAMPE, R., DRÄGER, J., LIDKE, G., MECKING, O., SCHÜLER, T. & TERBERGER, T. (2012): Bronze Age tin rings from the Tollense valley in northeastern Germany. – *Prähistorische Zeitschrift* **87**: 29–43.
- TERBERGER, T., DOMBROWSKY, A., DRÄGER, J., JANTZEN, D., KRÜGER, J. & LIDKE, G. (2014): Professionelle Krieger in der Bronzezeit vor 3300 Jahren? Zu den Überresten eines Gewaltkonfliktes im Tollensetal, Mecklenburg-Vorpommern. – In: LINK, T. & PETER-RÖCHER, H. (Hrsg.), *Gewalt und Gesellschaft. Dimensionen der Gewalt in ur- und frühgeschichtlicher Zeit. Internationale Tagung vom 14.–16. März 2013 an der Julius-Maximilians-Universität Würzburg. Universitätsforschungen zur Prähistorischen Archäologie* **259**: 93–109. Bonn (Dr. Rudolf Habelt).

Spätpleistozäne und holozäne Seebecken- und Wasserstandsentwicklung des Tiefen Sees in der Klocksiner Seenkette

SEBASTIAN LORENZ¹, MARTIN THEUERKAUF¹, MANUELA SCHULT¹, NADINE DRÄGER², REINHARD LAMPE¹
& ACHIM BRAUER²

Die Klocksiner Seenkette stellt eine geschwungen von Nord nach Süd verlaufende Aneinanderreihung von länglichen und zugleich sehr tiefen Seen dar (Flacher See 64,4 m HN mit $T_{\max}=31$ m, Tiefer See und Hofsee 62,7 m HN mit $T_{\max}=62,5$ m bzw. $T_{\max}=23$ m, Bergsee (62,6 m HN mit $T_{\max}<10$ m), die rinnenartig um 5-20 m in das flachwellige bis kuppige Gewässerumfeld eingesenkt sind. Die etwa 16 km lange Seenrinne setzt im Norden innerhalb der Pommerschen Eisrandlage (W2) ein und wird in ihrer Gesamtheit als Tunneltal (subglaziale Rinne) gedeutet (RICHTER 1963, S. 62f.). Nach Süden schließen sich als Verlängerung der Rinnenstruktur der Lankhagen See, der Loppiner See und der Jabelsche See an. Während Flacher See, Tiefer See und Hofsee von ursprünglich stark blockbestreuten Geschiebelehmkuuppen der W2-Eisrandlage umgeben werden, sind der Bergsee und später hinzutretende Seen bereits in den Sander der Pommerschen Phase eingebettet. Alle Seen sind nach kartographischem Beleg spätestens seit dem 18. Jahrhundert durch einen Graben verbunden, der die Entwässerung in Richtung Kölpinsee herstellt.

Der Tiefe See ist einer von wenigen Seen in Mitteleuropa mit laminierten Sedimentsequenzen (KIENEL et al. 2013) und rückte deswegen in das Interesse von ICLEA mit den Forschungsschwerpunkten Klima-, Vegetations- und Landnutzungsgeschichte (vgl. BRAUER et al. 2015). Er stellt ein wichtiges Bindeglied zwischen den ozeanisch geprägten Seen mit laminierten Sedimenten der Eifel und den stärker kontinental beeinflussten Seen mit laminierten Sedimenten in Polen dar. Die Ufer des Tiefen Sees sind aufgrund der sehr steil einfallenden Schorre nur durch schmale Verlandungsgürtel aus Schilf gekennzeichnet. Nur drei Bereiche zeigen ausgedehntere Flachwasserzonen mit breitem Schilfsaum, Erlenbruch und flacher Schorre. Diese wurden zur Rekonstruktion der Seebecken- und Wasserstandsentwicklung mit drei Bohrtransekten aus insgesamt 17 Bohrungen bis in 10 m Wassertiefe erkundet. Jeder der Kerne hat die minerogene Beckenbasis aus Geschiebemergel und glazifluvialen Sanden erreicht.

Über der minerogenen Beckenbasis ist in allen Littoralkernen ein ca. 5-15 cm mächtiger Basistorf ausgebildet. Pollen- und Makrorestanalysen zeigen, dass die Ausbildung eines zunächst flachen Seebeckens über Toteis erfolgte, in dem dann Versumpfungsprozesse einsetzten. Die Datierung der Basistorfe auch dicht benachbarter Kerne ergibt ein uneinheitliches Bild. So ist beispielsweise die Laacher-See-Tephra (12.880 cal. BP) sowohl an der Basis, als auch im Hangenden der basalen Torfschicht nachweisbar. Daraus lässt sich ein kleinräumiges Muster aus flachen Senken ableiten, die sich zwischen Allerød und Präboreal über Toteis in Moore verwandelten. Die Entstehung des heutigen sehr tiefen

¹ Dr. Sebastian Lorenz, Dr. Martin Theuerkauf, Manuela Schult, Prof. Dr. Reinhard Lampe, Ernst Moritz Arndt Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17487 Greifswald, E-Mail: sebastian.lorenz@uni-greifswald.de

² Nadine Dräger, Prof. Dr. Achim Brauer, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Sektion 5.2 Klimadynamik und Landschaftsentwicklung, Telegrafenberg, D-14473 Potsdam

Seebeckens wird in das frühe Holozän gestellt und ist an einem Sedimentwechsel zu Kalkmudden erkennbar. Die Mächtigkeit holozäner Seesedimente im Littoral des Tiefen Sees ist bemerkenswert gering und überschreitet nur an wenigen Stellen die zwei Meter. Pollenanalysen offenbaren große Schichtlücken in den Sedimentfolgen, so dass die geringe holozäne Sedimentmächtigkeit in Erosionsereignissen begründet liegen muss. Als Hauptursachen für die littoralen Umlagerungsprozesse werden gravitative Bewegungen an den steilen Beckenflanken in größeren Wassertiefen, Wasserstandsschwankungen sowie windinduzierte Strömungen angenommen. Der Kern TS2 aus dem Schilfgürtel im Südosten des Tiefen Sees umfasst mehr als 6 m Mudden und Torfe und stellt ein Leitprofil der Seebeckenentwicklung dar. In ihm ist eine randliche Verlandung des Seebeckens bereits für das Präboreal nachweisbar. Bis in das Subboreal werden an dieser Stelle ca. 3,5 m mächtige Torfe akkumuliert, was ein sukzessives Ansteigen des Wasserspiegels ableiten lässt. Allerdings sind nach 6000 cal BP drei Trockenphasen paläobotanisch in den Torfen nachweisbar, die mit einem Absinken oder Verhalten des Wasserstandes einhergegangen sein müssen. Um 2800 cal BP deutet der Sedimentwechsel in Kalkmudden auf ein deutliches Ansteigen des Wasserstandes im Tiefen See. Um 1000 cal BP ist eine erneute, wenn auch nur kurzzeitige Verlandung sedimentologisch nachweisbar (Torfsedimentation), die mit einer Niedrigwasserphase in Verbindung gebracht wird. Der nachfolgende Wechsel in Kalkmudden wird mit einem Wasserspiegelanstieg im Spätmittelalter in Verbindung gebracht. Heute ist der Standort in Verlandung begriffen und Teil eines dichten Schilfgürtels.

Diese Studie ist ein Beitrag zum Virtuellem Institut für integrierte Klima und Landschaftsentwicklungsanalyse –ICLEA– der Helmholtz Gemeinschaft (Förderungsnummer VH-VI-415).

Literatur:

- BRAUER, A., BŁASZKIEWICZ, M., LAMPE, R. et al. (2015): Das Virtuelle Institut ICLEA: Klima und Landschaftsentwicklung im nordostdeutsch-polnischen Tiefland. -Tagungsband 79. Norddeutsche Geologentagung (BÖRNER et al., eds), LUNG-Heft 1/2015, S. 17-19, Güstrow.
- KIENEL, U., DULSKI, P., OTT, F., LORENZ, S., BRAUER, A. (2013): Recently induced anoxia leading to the preservation of seasonal laminae in two NE-German lakes. *Journal of Paleolimnology*, **50**: 535-544.
- RICHTER, G. (1963): Untersuchungen zum spätglazialen Gletscherrückgang im mittleren Mecklenburg, *Forschungen zur deutschen Landeskunde* **138**, Selbstverlag, Bad Godesberg, 98 S.

Neue Ergebnisse im Umfeld des Holstein-Interglazials von Bossel (Grube Blumenthal, Lkr. Stade)

JANINE MEINSEN¹, MELANIE THOMAS¹, GUNTRAM HERRENDORF¹ & CARSTEN SCHWARZ¹

Die Grube Blumenthal liegt im Landkreis Stade (TK25, Blatt 2321 Himmelpforten) auf dem Stellberg. Dieser bildet eine ca. 600 m x 400 m große Anhöhe. In der Grube sind mehrere Meter mächtige, sandige Ablagerungen aufgeschlossen, die ins Pleistozän zu stellen sind. In diese Abfolge ist eine mehrere dm-mächtige dunkelbraune bis schwarze, torfige Bank eingeschaltet. Aus dem Umfeld der Grube sind interglaziale Ablagerungen des Holsteins bekannt, die in den 1980er Jahren im Forschungsprojekt Bossel untersucht wurden (MÜLLER & HÖFLE 1994). Eine erste These bestand daher darin die torfige Bank ebenfalls dem Holstein-Interglazial zuzuordnen. Aufgrund ihrer Position in den kaltzeitlichen Ablagerungen konnte diese These schnell verworfen werden, so dass vermutet wurde, dass es sich um eine eemzeitliche Bildung handelt. Wegen enthaltener Artefakte besteht auch aus archäologischer Sicht ein großes Interesse, diese Bank in den geologischen Kontext einzubinden.

Im Rahmen einer Geländekampagne des LBEG im Juli 2014 wurden daher in der Grube Blumenthal 4 Profile (P1-P4) angelegt und detailliert sedimentologisch aufgenommen (Abb. 1). Für palynologische Untersuchungen wurden insgesamt 12 Proben aus den Profilen P1 und P2 entnommen. Zusätzlich wurden an drei Proben (Probe X, Y, Z) Feinkieszählungen durchgeführt.



Abb. 1: Luftbild der Grube Blumenthal, mit Lage der in der erweiterten Grube aufgenommenen Profile (P1-P4) im Jahr 2014 (Foto: LGLN, 2012).

¹ Janine Meinsen, Melanie Thomas, Guntram Herrendorf, Dr. Carsten Schwarz, Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Stilleweg 2, D-30655 Hannover, E-Mail: janine.meinsen@lbeg.niedersachsen.de

Ziele der Arbeiten waren die Bestimmung der Genese und die biostratigraphische Einstufung der Sedimente sowie eine Rekonstruktion der quartären Landschaftsentwicklung.

Neun Faziestypen konnten identifiziert und interpretiert werden. Der Großteil der Fazies-Typen wird durch Internstrukturen charakterisiert, die das bewegte Milieu im Vorfeld eines Gletschers widerspiegeln und als glazifluviale Sedimente definiert werden (Abb. 2A). Dabei wechseln strömungsberuhigte Ablagerungen auf wenigen Metern Mächtigkeit mit hochenergetischen Ablagerungen des oberen Strömungsregimes.

Die Sedimente, sowohl im Hangenden als auch im Liegenden der Torfbank, werden als drenthezeitlich eingestuft. Die durchgeführten Feinkieszählungen bestätigen diese Einstufung. Ein Geschiebelehm im Liegenden der Torfbank wird der Jüngeren Drenthe Moräne zugeordnet. Aufgrund dieser Ergebnisse ist ein eemzeitliches Alter des Torfs auszuschließen, so dass die zu Beginn der Geländekampagne aufgestellte These zur Alterseinstufung des Torfes nicht bestätigt werden konnte.

Die im LBEG durchgeführten palynologischen Untersuchungen liefern keine eindeutigen Ergebnisse. Allerdings deuten die Pollenspektren darauf hin, dass holsteinzeitliches Material, welches aus der Forschungsbohrung Bossel aus dem Jahre 1985 ca. 750 m südöstlich der Grube (BID: 2321GE0001) bekannt ist, aufgearbeitet und in dieser Grube resedimentiert wurde. Die wechselnden Einschaltungen und die unregelmäßige Lamination des Materials (Abb. 2B) stützen diese These. Da der Torf im ca. 300 m entfernten, nördlichen Grubenbereich nicht mehr ansteht, wird seine lokal begrenzte Verbreitung deutlich.

Demzufolge besitzen die in der Sandgrube Blumenthal aufgeschlossenen Ablagerungen des Stellbergs eine eigene Entwicklungsgeschichte, die sich von der geologischen Entwicklung des nahe gelegenen Gebietes um Bossel mit seinem Holstein-Interglazialvorkommen unterscheidet. Um diese näher charakterisieren zu können, wären weitere Untersuchungen im Umfeld der Grube nötig. Weitere Bohrungen und absolute Datierungen könnten eine Korrelation zwischen den Ergebnissen der Bossel-Forschungen (MÜLLER & HÖFLE 1994) und den Ergebnissen in der Grube Blumenthal liefern.

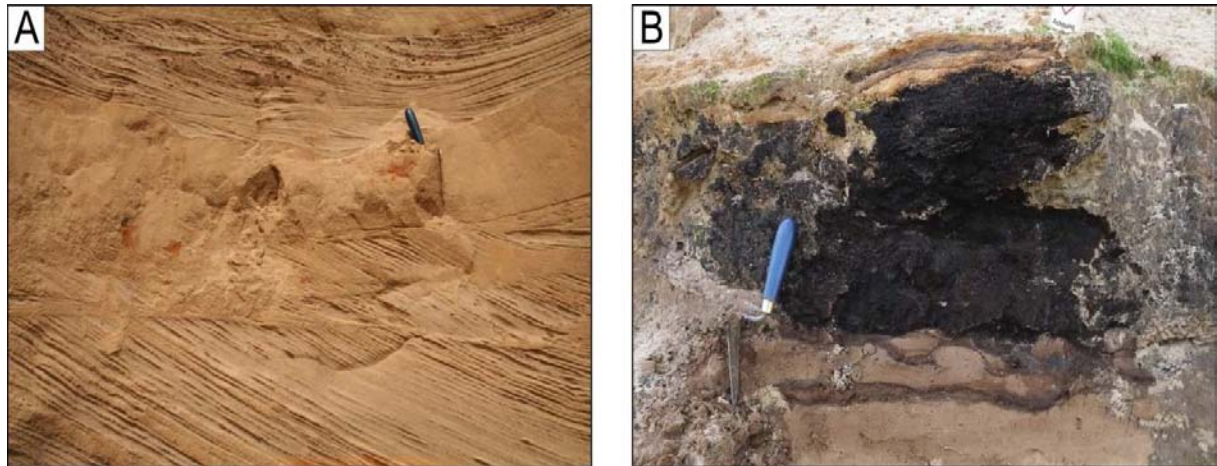


Abb. 2: Sedimente in der Sandgrube Blumenthal. A) Interne Schichtung der glazifluviatilen Sande, z.T. schräggeschichtet als auch in kleinen Kanälen abgelagert. B) Detailansicht des Torfpaketes mit einer maximalen Mächtigkeit von ca. 0,4 m (Fotos: J. Meinsen, 2014).

Literatur:

MÜLLER, H. & HÖFLE, H.-C. (1994): Die Holstein-Interglazialvorkommen bei Bossel westlich von Stade und Wanhöden nördlich Bremerhaven. – Geologisches Jahrbuch A **134**: 71-116; Hannover.

Der Steppenbison *Bison priscus* BOJANUS 1827 in Mecklenburg-Vorpommern

STEFAN MENG¹

Der Steppenbison *Bison priscus* BOJANUS 1827 ist das beherrschende Faunenelement des europäischen Mittel- und Jungpleistozäns. Er dominierte nicht nur die kaltzeitlichen Großsäugerfaunen, sondern war auch im warmzeitlichen Kontext häufig anzutreffen. Als Charaktertier der Steppen in der nördlichen Hemisphäre war er von Spanien über Eurasien bis N-Amerika verbreitet (KAHLKE 1994). Wie viele andere Großsäuger starb er an der Pleistozän-/ Holozän-Grenze aus.

Die Nachweißdichte von *Bison priscus* ist z.T. enorm. Aus den fundreichen jungpleistozänen Kiesen der Elbaue bei Hamburg-Harburg stammen beispielsweise 40 % der Großsäuger-Knochen von *Bison priscus* (KOPP 2006) und im weichselzeitlichen Rixdorfer Horizont im Berliner Umland ist diese Art mit etwa 20 % der Funde vertreten (HEINRICH 2002).

Bison priscus war auch im nördlichen Europa, wie z. B. in Dänemark, S-Schweden oder Estland verbreitet (LEPIKSAAR 1992). Umso erstaunlicher ist es dann, dass aus Mecklenburg-Vorpommern (MV) von *Bison priscus* offenbar bisher keine gesicherten Nachweise vorlagen. Funde von pleistozänen Großsäugern sind zwar in MV auch insgesamt, wegen dem Überwiegen glazigener Sedimente mit ungünstigem Erhaltungspotential, vergleichsweise selten, trotzdem sind allein vom Mammut *Mammuthus primigenius* BLUMENBACH 1799 mehr als 50 Fundorte bekannt, die vermutlich mehrere hundert Nachweise lieferten (BENECKE 2000). Knochen-Funde von Rindern in MV könnten fälschlicherweise z.T. dem Ur *Bos primigenius* BOJANUS 1827 oder dem Wiesent *Bison bonasus* LINNAEUS 1758 zugesprochen worden sein. Allerdings sind diese Wildrinder im Gebiet erst während des Alt-Holozäns eingewandert (BENECKE 2000). Während der Ur in MV durch zahlreiche Funde belegt ist, liegen vom Wisent nur wenige sicher zuordenbare Reste vor (BENECKE 2000).

Der vorliegende Nachweis von *Bison priscus* aus MV stammt aus der Kiesgrube Langsdorf bei Tribsees. Im Abbau stehen dort glazifluviale Kiessande der Weichselkaltzeit, die im Nassabbau gefördert werden. Bei dem Fund handelt es sich um einen kräftigen rechten Hornzapfen mit leichten Abrollungsspuren (Abb. 1). Allein schon die Fundumstände sprechen für *Bison priscus*. Von *Bos primigenius* sind die Hornzapfen relativ glatt und sind nicht nur einfach gebogen sondern unterliegen zudem auch einer leichten Torsion. Dagegen sind die Hornzapfen von *Bison priscus*, entsprechend des Fundes, meist einfach gebogen und haben auf der Oberfläche in Längsrichtung kräftige Rillen (MARTIN 1990).

¹ Dr. Stephan Meng, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahnstraße 17a, D-17489 Greifswald, Germany, E-Mail: stefan.meng@uni-greifswald.de

Der Hornzapfen von Langsdorf ist auch paläopatologisch von Interesse, denn an der Basis zeigt er abgeheilte Knochenresorptionen, in Form von tiefen Dellen, mit mehreren Zentimetern Ausdehnung, die auf Mangelerscheinungen, z. B. während der Trächtigkeit oder Laktation eines weiblichen Tieres, hindeuten könnten. Dies ist nun Gegenstand aktueller Untersuchungen (KIERDORF, KAHLKE & MENG).



Abb. 1: Der Hornzapfen von *Bison priscus* aus MV stammt aus der Kiesgrube Langsdorf.

Literatur:

- BENECKE, N. (2000): Die jungpleistozäne und holozäne Tierwelt Mecklenburg Vorpommerns. - Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mitteleuropas **23**: 1-143.
- HEINRICH, W.-D. (2002): Der Rixdorfer Horizont-Ein Fundstättentyp eiszeitlicher Säugetiere in Berlin und Brandenburg. - Humboldt-Spektrum **2-3**: 70-75.
- KAHLKE, R. D. (1994): Die Entstehungs-, Entwicklungs- und Verbreitungsgeschichte des oberpleistozänen *Mammuthus-Coelodonta*-Faunenkomplexes in Eurasien (Großsäuger). - Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft, **546**, 164 S.; Frankfurt/M.
- KOPP, G. (2006): Jungpleistozäne Großsäugerfunde aus der Hamburg-Harburger Elbaue. 76. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft. - Berichte-Reports, Institut für Geowissenschaften, **22**: 54-57; Kiel (Abstract).
- LEPIKSAAR, J. (1992): Remarks on the Weichselian megafauna (*Mammuthus*, *Coelodonta* and *Bison*) of the "intraglacial" area around the Baltic basin. - Ann. Zool. Fennici, **28**: 229-240; Helsinki.
- MARTIN, T. (1990): Jungpleistozäne und holozäne Skelettfunde von *Bos primigenius* und *Bison priscus* aus Deutschland und ihre Bedeutung für die Zuordnung isolierter Langknochen. - Eiszeitalter und Gegenwart **40**: 1-19.

Faunistische und taphonomische Probleme im marinen Eem des südlichen Ostseeraumes – Beispiele aus Mecklenburg-Vorpommern

STEFAN MENG¹ & ANDREAS BÖRNER²

In den letzten Jahren erfolgten im marinen Eem von Mecklenburg-Vorpommern zahlreiche Neuaufsammlungen von marinen Mollusken. Berücksichtigt wurden dabei vor allem die Bohrungen von Reetz und Boitin (normale Lage marines Eem in MV ca. -30 m NN) sowie die oberflächennahen Vorkommen bei Schwaan und Grimmen. Häufige Charakterarten für das lusitanisch geprägte Eem des Nord- und Ostseegebietes sind beispielsweise *Polititapes senescens*, *Lucinella divaricate*, *Acanthocardia paucicostata* oder *Bittium reticulatum* (Abb. 1).



Abb. 1: Probe von *Bittium reticulatum* von Grimmen.

Bei den Untersuchungen gelang der Nachweis von 40 marinen Molluskenarten. Diese Vielfalt war bisher für das südliche Ostseegebiet nicht bekannt. Neue Arten für die „Warnow-Bucht“ (MENG et al. in Vorb.) südlich Rostock sind beispielsweise *Thracia phaseolina*, *Ensis ensis* oder *Phaxas pellucidus*. Während z. B. in der „Warnow-Bucht“ bei Schwaan *Ostrea edulis* (Auster), *Lucinella divaricate*, *Acanthocardia paucicostata*, *Chamalea striatula* oder *Varicorbula gibba* sehr häufig sind, fehlen diese Arten z. B. bei Grimmen vollständig. Dafür konnten dort vereinzelt die Bohrmuscheln *Pholas dactylus* oder *Zirfaea crispate* belegt werden. Offentsichtlich repräsentieren diese Vorkommen z.T. auch unterschiedliche Lebensräume. Während in der „Warnow-Bucht“ von lagunären Bedingungen ausgegangen werden muss, die z. B. von *Acanthocardia paucicostata* belegt werden (MENG et al. in Druck) und *Ostrea edulis* festere Untergründe bevorzugt, die

¹ Dr. Stephan Meng, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahnstraße 17a, D-17489 Greifswald, E-Mail: stefan.meng@uni-greifswald.de

² Dr. Andreas Börner, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Straße 12, D-18273 Güstrow, Germany, E-mail: andreas.boerner@lung.mv-regierung.de

beispielsweise durch Feinsand gegeben sind, muss man für Grimmen von offeneren Habitaten mit strukturreicheren Gründen ausgehen, die u. a. für die genannten Arten wenig geeignet waren.

Ein besonderes Fallbeispiel für die Problematik der Interpretation der Faunen ist die Herzmuschel *Acanthocardia*. Seit über hundert Jahren wird in N-Deutschland und Dänemark, für das Nord- und Ostseegebiet (z. B. HINSCH 1985, PETERSEN 2004, FRENZEL & ANSORGE 2004, MENG et al. in Druck) sowie aktuell auch für N-Polen (MARKS et al. 2014) *A. echinata*, eine boreale Art, geführt. Neue Untersuchungen zeigen jedoch, dass es sich dabei wahrscheinlich ausschließlich um das lusitanische Element *A. paucicostata* handelt (MENG et al. in Druck). Nur in der älteren Literatur Polens (BRODNIOWICZ 1960) wurde diese Art bisher richtig erkannt. Auch für das Eem der niederländischen Nordsee wurde *A. echinata* offenbar nie belegt (MENG et al. in Druck). Die paläoökologischen und paläozoogeographischen Konsequenzen dieser Verwechslung sind jedoch enorm.

Die umfangreichsten Aufsammlungen von Mollusken erfolgten entsprechend der zur Verfügung stehenden Probenmengen in den oberflächennahen Aufschlüssen Schwaan und Grimmen. Die Molluskenschalen, auch die von kleinen fragilen Arten, sind oft ausgezeichnet erhalten. Teilweise sind auch Farbreste sowie Reste vom organischen Periostrakum und Ligament überliefert. Zudem sind die marinen Faunen, insbesondere in Schwaan, mit Süßwassermollusken, die vermutlich in den marinen Lebensraum über Flüsse eingespült wurden und ebenfalls eem-interglaziale Leitarten enthalten, vergesellschaftet. Neben der besonderen Überlieferung legten auch die sedimentologischen Verhältnisse der Vorkommen bei Schwaan und Grimmen (STEINICH 1995, FRENZEL & ANSORGE 2002) den Schluss nahe, dass es sich um primäre Lagerstätten handelt, die lediglich durch glazitektonische Prozesse als Schollen oberflächennah verlagert wurden. Allerdings belegen heute aktuelle Lumineszenz-Datierungen (OSL), dass die marinen Sande offenbar während des MIS 2 im Weichsel-Glazial glazifluviatil umgelagert wurden (BÖRNER et al. 2015, SUCHODOLETZ v. & ANSORGE 2010).

Literatur:

- BRODNIOWICZ, I. (1960): Eemskie mięczaki mordkie z wiercenia w Brachlewie (Eemian marine molluscs from a boring in Brachlewo-Poland). – *Acta Paleontologica Polonica*, **5** (2): 235-278 (In Polish).
- FRENZEL, P. & ANSORGE, J. (2004): Die pleistozänen Fossilien der Cardiengrube von Schwaan bei Rostock (südliche Ostsee). – *Archiv für Geschichtsbekunde*, **3** (8/12) für 2002: 829-840; Greifswald.
- HINSCH, W. (1985): Die Molluskenfauna des Eem-Interglazials von Offenbüttel-Schnittlohe (Nord-Ostsee-Kanal, Westholstein). – *Geologisches Jahrbuch, A*, **86**: 49-62; Hannover.
- MARKS, L., GALĄZKA, D., KRZYMINSKA, J., NITA, M., STACHOWICZ-RYBKA, R., WITKOWSKI, A., WORONKO, B. & DOBOSZ, S. (2014): Marine transgressions during Eemian in northern Poland: A high resolution record from the type section at Cierpięta. – *Quaternary International*, **328-329**: 45-59.
- MENG, S., MENZEL-HARLOFF, H. & BÖRNER, A. (in Druck): *Acanthocardia paucicostata* (G. B. SOWERBY II 1834) non *Acanthocardia echinata* (LINNAEUS 1758); a Lusitanian marine bivalve in the southern Baltic region (NE Germany, Mecklenburg - Western Pomerania) during the Eemian interglacial. – *Archiv für Molluskenkunde*, **144** (1).
- MENG, S., BÖRNER, A. & FÜLLING, A. (2015): Die marine Eem Fauna der Sandgrube Schwaan (Warnowtal). – In: Börner, A. et al. (Hrsg.): Tagungsband und Exkursionsführer 79. Tagung der Norddeutschen Geologen, LUNG-Heft 1/2015, S: 176-179, Güstrow.
- MENG, S., BÖRNER, A. & STRAHL J. (in Vorb.): Das marine Eem in NE-Deutschland – Verbreitung und aktuelle Untersuchungsergebnisse.
- PETERSEN, K.-S. (2004): Late Quaternary environmental changes recorded in the Danish marine molluscan faunas. – *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, **3**: 213 pp.
- STEINICH, G. (1995): Ein marines Eem-Vorkommen im Binnenland Vorpommerns (Ton-Tagebau Grimmen, westlich Greifswald). – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **45**: 15-23.
- SUCHODOLETZ V., H. & ANSORGE, J. (2010): What ist the age of „Eemian“ marine outcrops at the southern coast oft he Baltic Sea. – In: LAMPE, R. & LORENZ, S. (eds): Quaternary landscape evolution in the Peribaltic region), *Quaternary Science Journal*, **60** (4): 166 (Abstract).

Entwicklung eines 3D-Untergrundmodells für die südliche Ostsee – Grundlagen, Ziele und Ergebnisse des USO-Projektes

KARSTEN OBST¹, ANDRÉ DEUTSCHMANN¹, ELISABETH SEIDEL² & MARTIN MESCHEDI²

Projekt USO – „Untergrundmodell Südliche Ostsee“

Im Rahmen des Projektes USO, einem gemeinsamen Forschungsvorhaben des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern (LUNG M-V) und des Instituts für Geographie und Geologie der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald werden seit 2012 Offshore-Erkundungsergebnisse der ehemaligen Organisation „Petrobaltic“ sowie reprozessierte Seismikdaten der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) und der Central European Petroleum GmbH (CEP) zur Erstellung lithostratigraphischer Horizontkarten ausgewertet. Die im Ostseegebiet zwischen Rostock und dem polnischen Swinemünde nachgewiesenen Schichten und Untergrundstrukturen sollen in einem dreidimensionalen Modell dargestellt werden. Dazu gehören Salzaufwölbungen, Störungssysteme, potenzielle Erdöllagerstätten und Energiespeicher. Das Projektgebiet ist in einen östlichen und westlichen Teil untergliedert (Abb. 1), deren Bearbeitung separat erfolgt.

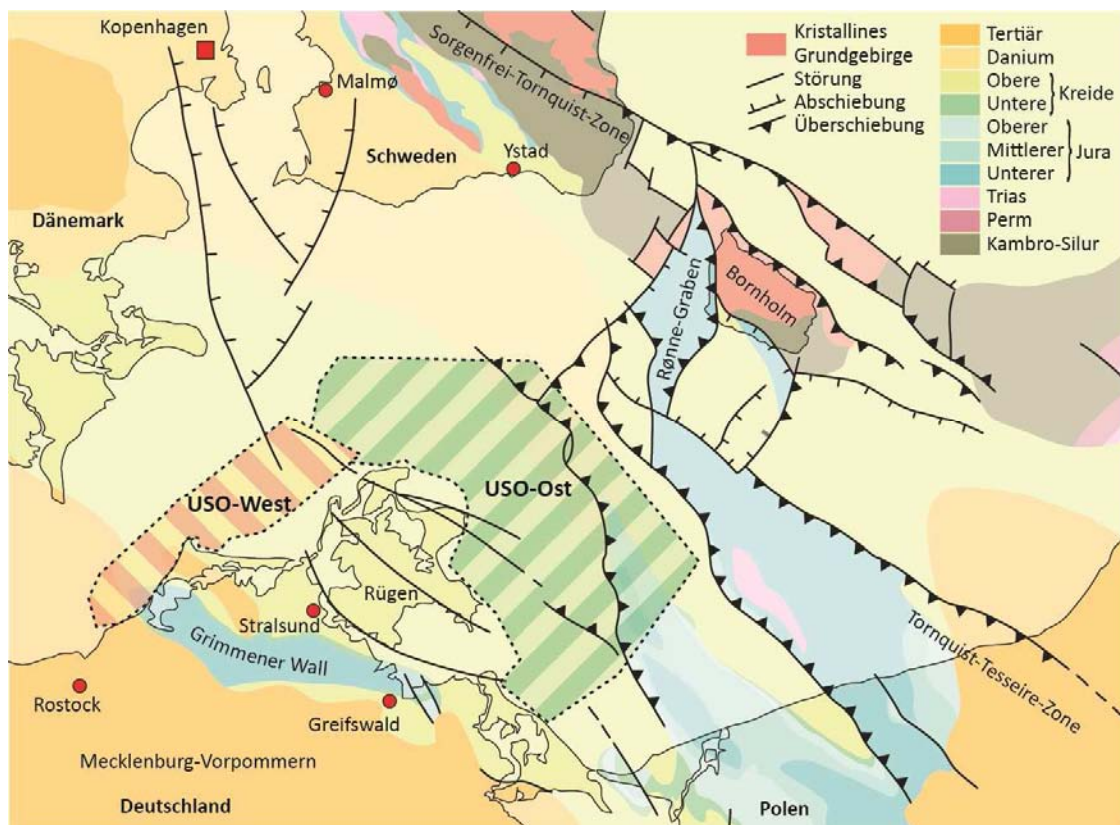


Abb. 1: Untersuchungsgebiete des USO-Projektes in der südlichen Ostsee westlich und östlich von Rügen. Die dargestellten Strukturen basieren auf Arbeiten von BERTHELSEN 1992, SCHLÜTER et al. 1997, KRAUSS & MAYER 2004 u. a..

¹Dr. Karsten Obst, André Deutschmann, Geologischer Dienst, LUNG M-V, Goldberger Str. 12, D-18237 Güstrow;
E-Mail: karsten.obst@lung.mv-regierung.de

²Elisabeth Seidel, Prof. Dr. Martin Meschede, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, F.-L.-Jahn-Str. 17a, D-17489 Greifswald

Datenbasis

In den 1970er und 1980er Jahren wurden von der so genannten Gemeinsamen Organisation "Petrobaltic", einem Verbund der früheren DDR, der VR Polen und der Sowjetunion zur Erkundung und Förderung von Erdöl und Erdgas in der südlichen Ostsee, zahlreiche 2D-seismische Messungen durchgeführt und u. a. vier Offshore-Bohrungen im deutschen Seegebiet abgeteuft (REMPEL 1992). Die seismischen Daten wurden teilweise im Rahmen des BGR-Projektes SASO – "Strukturatlas Südliche Ostsee" (SCHLÜTER et al. 1997) sowie in jüngster Zeit von der Firma Central European Petroleum (CEP), einem deutsch-kanadischen Erdölexplorationsunternehmen, reprozessiert und liegen digital vor. Für die Ostsee-Bohrungen sind zudem im Archiv des LUNG Schichtenverzeichnisse und geophysikalische Bohrlochmessungen vorhanden. Auch können Tiefbohrungen im angrenzenden Festlandsbereich, insbesondere auf dem Fischland-Darß, Rügen und Usedom zur Korrelation bzw. Zeit-Tiefen-Konvertierung herangezogen werden.

Geologische Abfolge und bedeutende Strukturelemente im Bereich der südlichen Ostsee

Auf der Grundlage der bisherigen geologischen und geophysikalischen Untersuchungen im Ostseegebiet zwischen Dänemark und Schweden im Norden sowie Deutschland und Polen im Süden kann die geologische Entwicklung der Region seit dem Präkambrium rekonstruiert werden, lassen sich verschiedene regionalgeologische Einheiten, Strukturelemente und Störungszonen charakterisieren. Mesoproterozoische Granite und Gneise des Osteuropäischen Kratons werden von kambro-silurischen Sedimentgesteinen überlagert, die am SW-Rand des Paläokontinents Baltica entstanden. Im Raum Rügen treten kaledonisch deformierte, marine Ablagerungen ordovizischen Alters auf. Diese gehören zu einem Schuppenstapel, der infolge der Schließung des Tornquist-Ozeans auf das nördliche Vorland überschoben wurde. Die heutige Verbreitung des Überschiebungskomplexes reicht bis zur kaledonischen Deformationsfront in der Ostsee nördlich von Rügen. Nach der Kollision von Baltica mit dem Mikrokontinent Avalonia im Silur, entstanden devonische und karbonische Flachwasserablagerungen, die nur lokal, insbesondere im Bereich der Inseln Rügen und Usedom erbohrt wurden (KATZUNG 2004).

Mächtige Vulkanite und Subvulkanite im Südteil der Insel Rügen sowie in der östlich angrenzenden Pommerschen Bucht zeugen von einem relativ kurzen, aber intensiven permo-karbonischen Rift-Magmatismus. Eine nachfolgende Phase lang andauernder, großräumiger Subsidenz leitet die Entwicklung des Norddeutschen Beckens (NDB) ein, das Teil eines intrakontinentalen Mitteleuropäischen Beckensystems ist, welches sich vom Osten Englands bis ins Baltikum erstreckt. Terrestrische und marine Ablagerungen des mittleren Perm bis in die obere Trias weisen nach NE abnehmende Mächtigkeiten auf, die mit dem Verlauf des nordöstlichen Randes des NDB übereinstimmt. Ab dem Jura ist der Sedimentationsraum aufgrund einer Differenzierung in lokale Senken und Schwellen untergliedert und die Ablagerungen werden zunehmend lückenhaft. Während der Oberkreide bildet sich zwischen Dänemark und Polen erneut ein Senkungsraum aus, der vor allem durch Abfolgen aus Kalkmergelsteinen und Schreibkreide charakterisiert ist, die nordöstlich von Rügen die höchsten Mächtigkeiten aufweisen.

Das Gebiet der südlichen Ostsee ist durch verschiedene paläozoische und mesozoische Störungssysteme geprägt. Eine überregional bedeutende Störungszone, das Tornquist-Lineament, erstreckt sich von der Nordsee im NW bis zum Schwarzen Meer im SE. Es wird aufgrund eines Versatzes am Rönne-Graben westlich der dänischen Insel Bornholm in die Sorgenfrei-Tornquist-Zone und die Tornquist-Teisseyre-Zone untergliedert (BERTHELSEN 1992, GRAVERSEN 2009). Diese Störungszone wird von zahlreichen NW- bis WNW-streichenden Störungen begleitet, die sich Richtung NW auffächern bzw. verzweigen und auch als Tornquist-Fächer bezeichnet werden (THYBO 1999). Überregionale Extensionsbewegungen im späten Perm und in der frühen Trias sowie transtensionale Bewegungen im Grenzbereich Trias/Jura führten zur Bildung von Horst- und Grabenstrukturen. NE-SW gerichtete Kompression während der Oberkreide bewirkte die Reaktivierung der Störungen und Bildung von Inversionsstrukturen (KOSSOW & KRAWCZYK 2002), wie z. B. den Grimmener Wall oder den Pommerisch-Kujawischen Wall (Mittelpolnisches Antiklinorium). Lokal wird die Ablagerung mesozoischer Sedimente entlang von en-echelon angeordneten Störungen des VPSS = Vorpommern-Störungssystem beeinflusst, die überwiegend NNW-SSE streichen (KRAUSS & MAYER 2004).

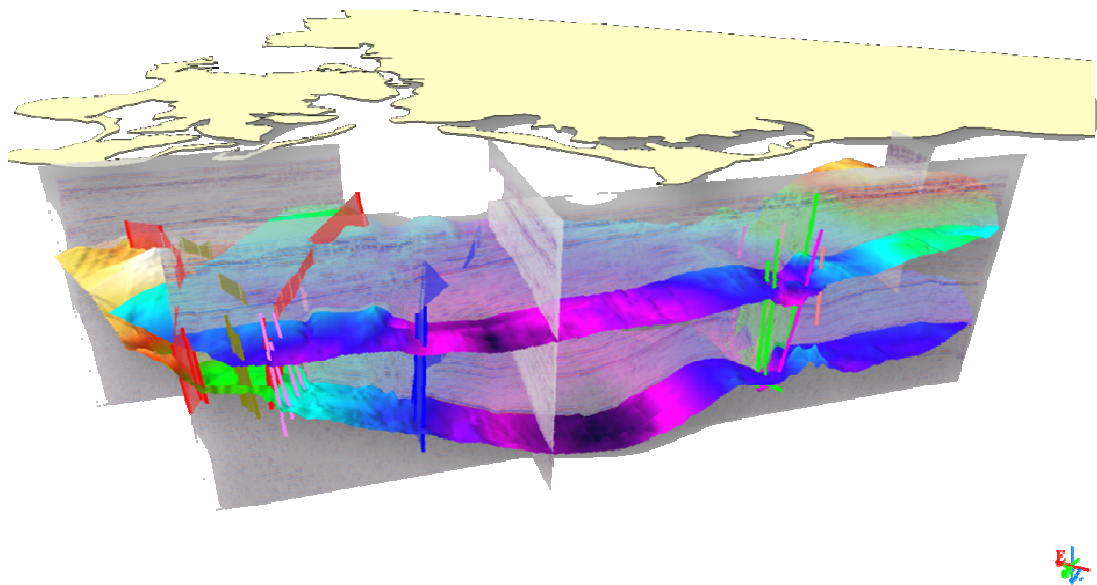


Abb. 2: 3D-Ansicht der Basis- und Topfläche der triassischen Sedimente im Untersuchungsgebiet westlich von Rügen. Neben einem seismischen Profilbeispiel sind von NW nach SE die Störungsflächen der Wieker Störung (rot), des Agricola-Störungssystems (oliv) sowie der Prerow- (rot) und Werre-Störungszone (blau) dargestellt.

Interpretation und Visualisierung der seismischen Profile

86 reprozesierte seismische Profile mit einer Gesamtlänge von ca. 1500 km im Teilgebiet westlich von Rügen und 150 Profile mit einer Gesamtlänge von ca. 3120 km im Ostseegebiet nordöstlich von Rügen und Usedom wurden zunächst mit dem Programm "SeisWare™" bearbeitet. Wichtige Reflektoren und Störungen wurden in jedem Profil markiert und mit den interpretierten Querprofilen qualitativ geprüft. Anschließend wurden für ausgewählte lithostratigraphische Horizonte unter Verwendung eines Kriging-Verfahrens Gitternetze erstellt und die Ergebnisse mit älteren Kartendarstellungen verglichen sowie mit einem 3D Viewer visualisiert (Abb. 2).

Ausblick

In einem nächsten Arbeitsschritt ist es geplant, eine Tiefenwandlung der Profile durchzuführen und die generierten Horizontkarten und triangulierten Störungsflächen in ein 3D-Modell zu integrieren, das mit dem Programm GOCAD erstellt werden soll. Dadurch können die Daten mit den Arbeitsergebnissen anderer Forschungsgruppen (z. B. HÜBSCHER et al. 2010) korreliert werden. Ein weiteres Ziel ist die Anbindung an ein zukünftiges 3D-Modell des NDB, das bis 2020 im Rahmen des Projektes TUNB = „Tieferer Untergrund Norddeutsches Becken“ der BGR Hannover in Zusammenarbeit mit den Staatlichen Geologischen Dienste der norddeutschen Bundesländer erarbeitet wird. Die Ergebnisse des USO-Projektes können auch die Basis für ein zukünftiges Projekt GPDO = „Geopotenziale Deutsche Ostsee“ zur Erkundung, Darstellung und Bewertung von geologischen Formationen und Strukturen im Untergrund der deutschen Ostsee sein, die zusätzlich eine Zusammenarbeit mit dem BSH Hamburg und geowissenschaftlichen Forschungseinrichtungen in Norddeutschland erfordert.

Literatur:

- BERTHELSEN, A. (1992): From Precambrian to Variscan Europe. – In: BLUNDEL, D., FREEMAN, R. & MUELLER, ST. (eds): A continent revealed. The European Geotraverse. – S. 153-164; Cambridge (University Press).
- GRAVERSEN, O. (2009): Structural analysis of superposed fault systems of the Bornholm horst block, Tornquist Zone, Denmark. – Bulletin of the Geological Society of Denmark **57**: 25-49.
- HÜBSCHER, C., HANSEN, M.B., TRIÑANES, S. P., LYKKE-ANDERSEN, H. & GAJEWSKI, D. (2010): Structure and evolution of the Northeastern German Basin and its transition onto the Baltic Shield. – Marine and Petroleum Geology **27**: 923-939.
- KATZUNG, G. [Hrsg.] (2004): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. – 580 S.; Stuttgart (E. Schweizerbart).
- KRAUSS, M. & MAYER, P. (2004): Das Vorpommern-Störungssystem und seine regionale Einordnung zur Transeuropäischen Störung. – Zeitschrift für geologische Wissenschaften **32** (2-4), 227-246; Berlin.
- KOSSOW, D. & KRAWCZYK, C. M. (2002): Structure and quantification of processes controlling the evolution of the inverted NE-German Basin. – Marine and Petroleum Geology **19**: 601-618.
- REMPEL, H. (1992): Erdölgeologische Bewertung der Arbeiten der Gemeinsamen Organisation "Petrobaltic" im deutschen Schelfbereich. – Geologisches Jahrbuch, Reihe D: 1-32; Hannover.
- SCHLÜTER, H., BEST, G., JÜRGENS, U. & BINOT, F. (1997): Interpretation reflexionsseismischer Profile zwischen baltischer Kontinentalplatte und kaledonischem Becken in der südlichen Ostsee – erste Ergebnisse. – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft **148** (1): 1-32; Berlin.
- THYBO, H. (1999): Crustal structure and tectonic evolution of the Tornquist Fan region as revealed by geophysical methods. – Bulletin of Geological Society of Denmark **46**: 145-160.

Verbreitung und Alter pleistozäner Sedimente am SE-Rand des Arkona-Beckens, südliche Ostsee

KARSTEN OBST¹, CHRISTOPH NACHTWEIDE² & ULRICH MÜLLER³

Im Bereich der südlichen Ostsee, insbesondere im Küstenmeer Mecklenburg-Vorpommerns und der angrenzenden deutschen ausschließlichen Wirtschaftszone (AWZ), sind mehrere Offshore-Windpark-Projekte geplant und einige Vorhaben im Bau oder bereits realisiert. Baugrunderkundungen im Rahmen der behördlichen Zulassungsverfahren umfassen vielfältige geologische und geophysikalische Untersuchungen der Lagerungsverhältnisse. Zudem sind fundierte Kenntnisse der mechanischen Eigenschaften der quartären Ablagerungen und älterer Sedimente für eine sichere Gründung der Windkraftanlagen (z. B. Monopiles) erforderlich.

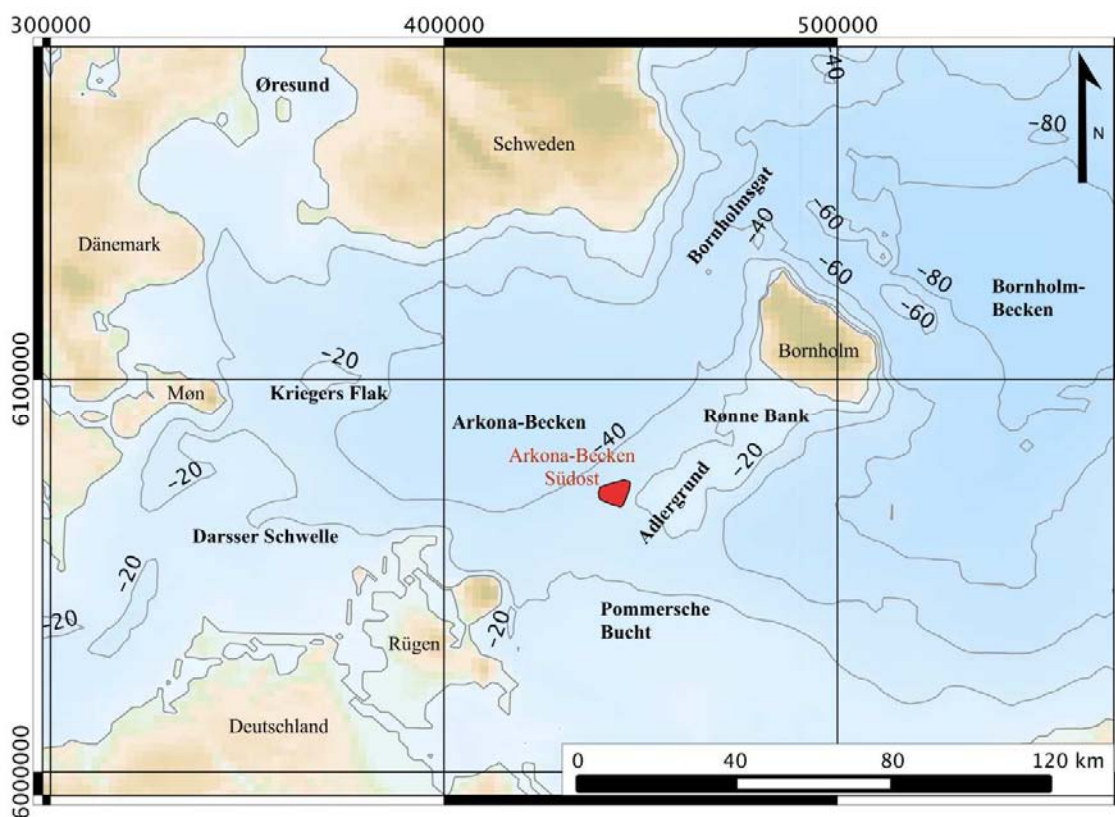


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes (Windpark Arkona-Becken Südost) in der südlichen Ostsee.
Digitale Topographie von SEIFERT et al. (2001).

Ein Offshore-Windpark ist im südöstlichen Randbereich des Arkona-Beckens geplant (Abb. 1). Im Auftrag der AWE GmbH (E.ON Climate & Renewables Central Europe GmbH) wurden innerhalb eines 50 km² großen, etwa 40-50 km nordöstlich der Insel Rügen gelegenen Projektgebietes ca. 100 Bohrungen bis 60 m Tiefe unter dem Meeresboden abgeteuft und voll gekernt. Zudem wurden 2D-seismische Messungen durchgeführt, um

¹ Dr. Karsten Obst, Geologischer Dienst, LUNG M-V, Goldberger Str. 12, D-18237 Güstrow;
E-Mail: karsten.obst@lung.mv-regierung.de

² Christoph Nachtweide, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, F.-L.-Jahn-Str. 17a, D-17489 Greifswald

³ Ulrich Müller, Bleicherstr. 42, D-19053 Schwerin

die Lagerungsverhältnisse darzustellen. Nach Übergabe der Bohrungsdaten und des Kernmaterials an das LUNG M-V konnte eine detaillierte Stratifizierung der pleistozänen Abfolgen wegen des Fehlens warmzeitlicher Sedimente i.W. nur mittels Kleingeschiebezählungen nach TGL 25232 erfolgen. Anschließend wurden unter Berücksichtigung ausgewählter seismischer Profile die Lagerungsverhältnisse rekonstruiert sowie in einem 3D-Modell (GOCAD) veranschaulicht.

Im Untersuchungsgebiet fällt der Meeresboden leicht in nordwestliche Richtung ab. Dementsprechend nimmt die Wassertiefe von etwa 20 m im SE auf etwa 40 m im NW zu. Die zahlreichen Bohrungen geben einen Einblick in eine kleinräumig variierende pleistozäne Abfolge mit insgesamt fünf Till-Einheiten, die Oberkreidesedimenten auflagern. Sie folgen teilweise direkt übereinander oder sind nur durch geringmächtige sandige bis schluffige Zwischenschichten bzw. markante Geröllhorizonte voneinander getrennt. Teilweise ist eine Abtrennung in einzelnen Bohrprofilen nur anhand der unterschiedlichen Kleingeschiebespektren möglich.

Die Quartärbasis befindet sich in Tiefen zwischen 32 m bis >86 m unter NN bzw. zwischen 7 m und >60 m unter dem Meeresboden. Zwei rinnenartige Strukturen im NW und SE streichen ENE–WSW, teilweise auch NNE–SSW (Abb. 2). Sie begrenzen eine plateauartige Hochlage der Oberkreide, die aus erosionsbeständiger verkieselter Schreibkreide gebildet wird. Diese rinnenartigen Strukturen haben eine Breite von 800 m im NW bzw. 500 m im SE und schneiden sich maximal 35 m tief in die Kreidesedimente ein. Wahrscheinlich entstanden diese relativ flachen Depressionen durch glaziale Exaration. Sie sind überwiegend mit Geschiebemergel sowie fein- bis grobkörnigen Sanden und Kies gefüllt.

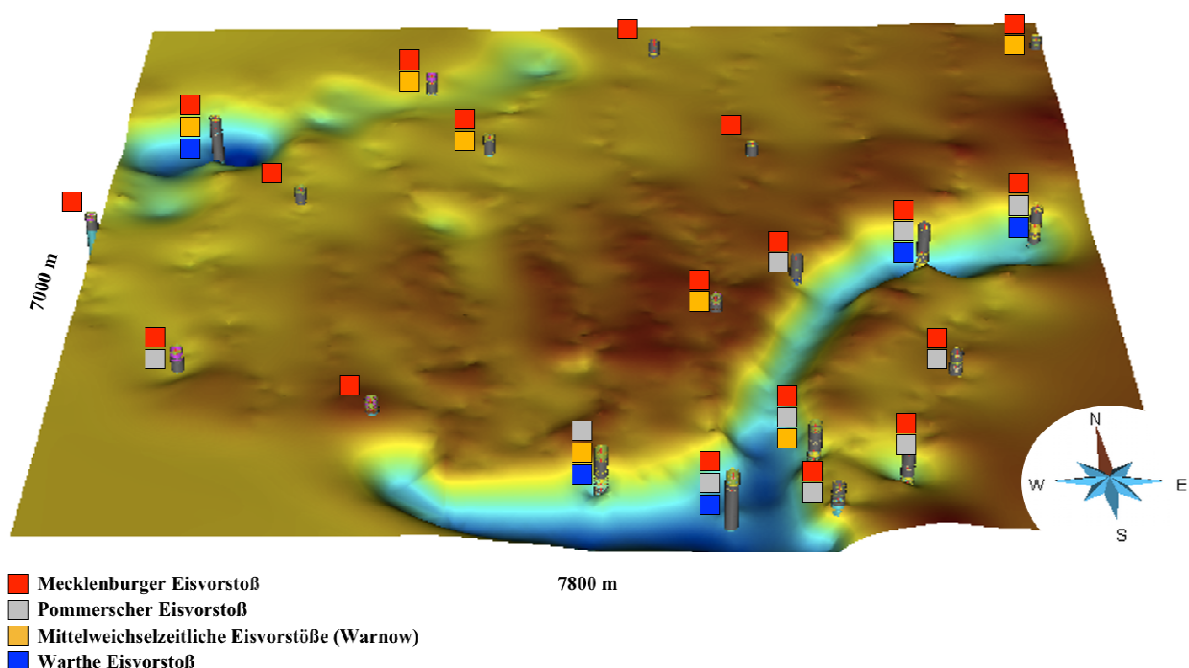


Abb. 2: Die Quartärbasis zeigt zwei rinnenartige Strukturen im NW und SE des Untersuchungsgebietes. Anhand von Kleingeschiebespektren konnten in 20 Bohrungen insgesamt fünf Till-Einheiten ausgehalten werden, die verschiedenen Eisvorstößen zugeordnet sind.

Der älteste Geschiebemergel im Untersuchungsgebiet ist nur in den rinnenartigen Strukturen erhalten. Aufgrund hoher Gehalte Paläozoischer Kalksteine (PK) und niedriger Werte für Sandsteine (S) kann er dem Warthe-Vorstoß der Saale-Vereisung (qs2) zugeordnet werden. Seine maximale Mächtigkeit beträgt 30 m. Ein weiterer Geschiebemergel, der im SE des Untersuchungsgebietes verbreitet ist, weist hohe Anteile Paläozoischer Schiefer (PS) und Sandsteine (S) auf. Dies ist typisch für Geschiebemergel des Pommerschen Vorstoßes der Weichsel-Glazials (qw2). Seine erosive Basis befindet sich ca. 35 m bis 45 m unter NN. In südöstliche Richtung nimmt seine Mächtigkeit auf 10 m zu. Der oberste Geschiebemergel, der flächendeckend vorhanden ist, zeigt ein ähnlich baltisch geprägtes Kleingeschiebespektrum und wird dem jüngeren Mecklenburger Vorstoß (qw3) zugeordnet. Seine Mächtigkeit beträgt im Norden über 10 m und verringert sich Richtung Süden kontinuierlich auf wenige Meter. Lokal sind geringmächtige Überreste von zwei weiteren Geschiebemergeln aufgeschlossen, die ungewöhnliche Kleingeschiebezusammensetzungen aufweisen und mittelweichselzeitlichen Eisvorstößen, wie z. B. dem Warnow-Vorstoß (qw0), zugeordnet werden.

Literatur:

SEIFERT, T., TAUBER, F. & KAYSER, B. (2001): A high resolution spherical grid topography of the Baltic Sea – 2nd edition. – Baltic Sea Science Congress, Stockholm 25.-29. November 2001, Poster #147 www.io-warnemuende.de/iowtopo.

Umsetzung der Geologischen Karte von Niedersachsen 1:50.000 (GK50) nach INSPIRE - Sachstand, erste Erfahrungen und Ergebnisse

ASDIS OELRICH¹, MATTHIAS DORN¹ & CARSTEN SCHWARZ¹



Die *Infrastructure for Spatial Information in the European Community* (INSPIRE) ist eine Initiative der europäischen Kommission mit dem Ziel, eine europäische Geodaten-Basis mit integrierten raumbezogenen Informationsdiensten zu schaffen.

Die seit 2007 verbindliche INSPIRE-Richtlinie (RL) verpflichtet die Mitgliedstaaten der Europäischen Union (EU), ihre Geodaten zu verschiedenen, von der Kommission festgelegten Themen, entsprechend europaweit einheitlicher Datenmodelle aufzubereiten und abzugeben. Die Vereinheitlichung heterogener Geodaten über administrative und systemtechnisch bedingte Grenzen hinweg ist eine Voraussetzung für eine EU-weite, grenzüberschreitende Bearbeitung räumlicher Aufgabenstellungen, beispielsweise im Planungs- und Umweltbereich. Für die Geowissenschaften selbst stellt INSPIRE eine Chance dar, die Geodaten länderübergreifend zu harmonisieren, da sich die natürlichen, geowissenschaftlichen Gegebenheiten nicht an politische Grenzen halten.

Betroffene Datenanbieter sind alle öffentlichen Datenanbieter und somit auch alle geologisch und im weiteren Sinne geowissenschaftlich arbeitende Dienste, zu denen auch das LBEG gehört. Sie stehen vor der Herausforderung, ihre Daten aus den eigenen Datenmodellen in INSPIRE-konforme Datenmodelle zu überführen.

Das LBEG ist seit längerem mit Arbeitsprozessen im Zuge der Umsetzung der INSPIRE-RL befasst. So gibt es seit mehreren Jahren Anmeldungen der zur Verfügung zu stellenden Daten und Diensten an die zuständige Koordinierungsstelle, die Geodaten Infrastruktur Niedersachsen (GDI-NI) im Landesamt für Geoinformation und Landesentwicklung (LGLN). In 2014 meldete das LBEG 94 Datensätze und 87 Dienste, die INSPIRE-konform umgesetzt werden müssen (DORN & SBRESNY 2014).

Der Fachbereich *Integrierende geologische Landesaufnahme* im LBEG ist mit 19 Datensätzen an der Umsetzung beteiligt. Im Rahmen eines Pilotprojektes für das LBEG wird seit Anfang 2015 als erstes das Verfahren an der Geologischen Karte von Niedersachsen 1:50.000 (GK50) getestet und durchgeführt.

Die GK50 umfasst den digitalen Datensatz zur flächendeckenden Abbildung der geologischen Verhältnisse im Maßstab 1:50.000 im Land Niedersachsen. Im Rahmen der Erstellung der GK50 wurde vorausschauend eine digitale, homogene Datenbasis für Auswertung und Bearbeitung geologischer Daten erstellt, die nun an die fachlichen Vorgaben der INSPIRE-RL angepasst werden kann. Zur Klassifizierung der geologischen Verhältnisse in der GK50 wurde der Symbolschlüssel Geologie (PREUSS et al. 1991) verwendet.

¹ Asdis Oelrich, Matthias Dorn, Dr. Carsten Schwarz, Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie (LBEG), Stilleweg 2, D-30655 Hannover, E-Mail: asdis.oelrich@lbeg.niedersachsen.de

An der Umsetzung der im LBEG verfügbaren Datensätze in INSPIRE-konforme Datensätze sind generell die für die Geofachdaten zuständigen Fachbereiche sowie für die technische Umsetzung der Fachbereich Datenmanagement zuständig. Im konkreten Fall der GK50 werden daher zunächst die Fachdaten in die neuen Datenstrukturen umgewandelt; dies inhaltlich zu definieren ist Aufgabe der zuständigen *Integrierenden Geologischen Landesaufnahme*. Dann müssen diese Übersetzungen (Transformationen) technisch mittels entsprechend entwickelter Programme so umgesetzt werden, dass sie nachvollziehbar und jederzeit wiederholbar angewandt werden können. Diese Aufgabe liegt in der Verantwortung des Fachbereichs für Datenmanagement. Alle Arbeiten werden auf Grundlage des Handbuchs von INSPIRE: Data Specification on Geology –Technical Guidelines (2013) (D 2.8.II.4) durchgeführt.

Als erstes fachliches Arbeitspaket wurde die Umsetzung der stratigraphischen Angaben aus der GK50 realisiert. Diese Arbeiten konnten relativ zügig umgesetzt werden, das zweite, deutlich umfangreichere und arbeitsaufwendigere Arbeitspaket betrifft die Umsetzung der Petrographieangaben. Diese Arbeiten haben gerade begonnen. Generell kommt es bei der Umsetzung der hoch auflösenden Geofachdaten zu europaweit einheitlichen INSPIRE-konformen Daten durch notwendige Generalisierungen und Zusammenfassungen zu Informationsverlusten. Dafür wird im Gegenzug eine europaweite Übersichtlichkeit und die Landesgrenzen überschreitende Vereinheitlichung des entstehenden neuen Kartenwerkes erreicht.

Die Aufteilung der Umsetzung der GK50 nach INSPIRE im Rahmen dieses Pilotverfahrens im LBEG in einzelne Arbeitspakete ermöglicht es, Informationen über technische Abläufe sowie zu eingesetzten Personal- und Zeitressourcen zu gewinnen, die anschließend für die Umsetzung der Daten anderer Fachthemen herangezogen werden.

Literatur:

DORN, M. & SBRESNY, J. (2014): Prozess zur INSPIRE-Datenbereitstellung im LBEG - Strukturierung in Arbeitsprozesse; 15 S.; Bericht für die GDI-DE, (Hannover).

INSPIRE THEMATIC WORKING GROUP GEOLOGY (2013): (D 2.8.II.4) Data Specification on Geology. – 351 S.; Technical Guidelines; European Commission Joint Research Centre.

PREUSS, H., VINKEN, R. & VOSS, H.-H. (1991): Symbolschlüssel Geologie - Symbole für die Dokumentation und automatische Datenverarbeitung geologischer Feld- und Aufschlußdaten. – 3. Aufl.; Hannover (Hrsg. Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung sowie Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe).

Das neue Blatt 1864 Wittenberge der Lithofazieskarten Quartär 1:50 000

B. VON POBLOZKI¹, C. BERGER¹, I. HEIBERT¹ & S. WANSÄ¹

Das thematische Kartenwerk „Lithofazieskarten Quartär 1:50.000“ (LKQ) wurde zwischen 1968 und 1984 (Redaktion und Ergänzungen bis 1990) unter Leitung von A. G. CEPEK durch ein Team erfahrener Quartärgeologen für die Gebiete der DDR mit durchgehender oder überwiegender Quartärbedeckung erarbeitet und vom Zentralen Geologischen Institut (ZGI) Berlin herausgegeben. Das Prinzip der Lithofazieskarten besteht in der stratigraphisch geordneten, horizontweisen Darstellung der quartären Bildungen. Die dargestellten Ablagerungen sind stratigraphisch, genetisch und petrographisch gegliedert. Mächtigkeit und Teufenlage der Schichten können aus Basisisohypsen und an Bohrstäbchen abgelesen werden (CEPEK 1999). In Abhängigkeit von den geologischen Verhältnissen umfasst jedes Blatt der Sachsen-Anhalt betreffenden LKQ 3–7 Horizontkarten einschließlich einer Karte der Quartärbasis mit generalisierter Darstellung des präquartären Untergrundes. Zu einigen Blättern gehören außerdem ein oder zwei Schnittblätter und eine Dokumentationskarte.

Die Erarbeitung der LKQ erfolgte auf der Basis ausgewählter Bohrungen und unter Verwendung vorhandener geologischer Karten und Archivunterlagen. Die Darstellung der anstehenden Bildungen (2 m-Bereich) wurde in der Regel von den Geologischen Karten 1:25.000 (GK25) übernommen. Aufgrund des regional unterschiedlichen Erforschungsgrades, des Kenntnisfortschritts und methodischer Entwicklungen im Erstellungszeitraum sowie wegen differierender stratigraphischer Anschauungen mancher Bearbeiter ist das Kartenwerk in Teilen inhomogen. Sein Wert wird dadurch jedoch nicht beeinträchtigt – In den LKQ sind die quartären Bildungen Nordostdeutschlands umfassend und mit relativ aktuellem Stand dargestellt, so dass die Karten in der geologischen Praxis rege Anwendung finden.

Sachsen-Anhalt wird von 37 LKQ-Blättern bedeckt, wobei nur der Harz unberücksichtigt blieb. Nachdem der Großteil der Blätter bereits in den 70er und 80er Jahren erschienen war, wurden 1993 und 1995 vom Geologischen Landesamt Sachsen-Anhalt die Blätter Gardelegen, Haldensleben und Sangerhausen herausgegeben.

Die Entwürfe für Blatt 1864 Wittenberge wurden 1976–1978 durch Bernhard von Poblozki erarbeitet. In den 80er Jahren ist von H. Lohde (Berlin) und W. Virk (Schwerin) eine partielle inhaltliche Überarbeitung vorgenommen worden, deren wesentliches Ergebnis die Revision der 3. Saale-Vereisungsphase war. Dementsprechend wurden auf der Basis der Originalentwürfe neue Horizontkarten erarbeitet, wobei sich aber kaum Änderungen der Geometrien (Verbreitungsgrenzen) ergeben haben. Im Zeitraum von 2004 bis 2014 hat B. von Poblozki die vorliegenden Manuskripte grundlegend überarbeitet und die Horizontbezeichnungen an die aktuelle lithostratigraphische Nomenklatur angepasst. Insgesamt wurden 550 Bohrungen und umfangreiche Unterlagen der Geologischen

¹, Dr. Bernhard von Poblozki, C. Berger, Ines Heibert, Dr. Stefan Wansa, Landesamt für Geologie und Bergwesen
Sachsen-Anhalt, Postfach 135, D-06035 Halle; E-Mail: Wansa@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

Landesaufnahme ausgewertet. Dabei wurden zahlreiche Bohrungen neu stratifiziert und bisher nicht erfasste Bohrungen der Landesbohrdatenbank des LAGB hinzugefügt. Im Ergebnis sind folgende sechs Karten entstanden:

6. Horizontkarte qw–qh
5. Horizontkarte qWAg–qee
4. Horizontkarte qDg–qWAv
3. Horizontkarte qhol–qDv
2. Horizontkarte qe
1. Karte ohne Quartär mit Darstellung der Quartärbasis.

In den Karten sind auch die für den jeweiligen Horizont repräsentativsten Bohrungen dargestellt. Die Schichtenverzeichnisse der rechtselbisch im Land Brandenburg stehenden Bohrungen wurden vom Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg (LBGR) in Cottbus zur Verfügung gestellt. Dem LBGR sei an dieser Stelle für die freundliche Unterstützung gedankt, insbesondere auch bei der redaktionellen Bearbeitung der Horizontkarten durch Frau A. Sonntag.

Die LKQ Wittenberge wurde vollständig digital bearbeitet. Zunächst sind die Manuskriptkarten gescannt und georeferenziert worden. Die so entstandenen Rasterdaten wurden anschließend mit Lageinformationen der Koordinatensysteme ausgestattet, durch Digitalisierung in einem GIS-Programm in Vektordaten umgewandelt und mit Objektinformationen versehen. Diesen Vektordaten konnten grafische Informationen, wie Flächenfarbe und Linienstärke, sowie Sachdaten (z. B. Angaben zur Genese) zugeordnet werden. Die digitale Fertigstellung der Karten erfolgte durch Kombination und graphische Ausgestaltung der einzelnen Layer. Die Darstellung der Topographie basiert auf der TK 50 des Landesamtes für Vermessung und Geoinformation Sachsen-Anhalt.

Mit Blatt Wittenberge sind die LKQ für Sachsen-Anhalt weitgehend komplettiert worden. Es wird geprüft, ob die mit überwiegendem Flächenanteil zum Land Brandenburg gehörenden Blätter Kyritz und Treuenbrietzen in einem Gemeinschaftsprojekt der Geologischen Landesdienste von Brandenburg und Sachsen-Anhalt fertiggestellt werden können. Die sachsen-anhaltischen Blätter wurden in den letzten Jahren digitalisiert und in ein Datenbanksystem überführt. Derzeit erfolgt eine inhaltliche Homogenisierung im Hinblick auf die weitere Qualifizierung des Datenbestandes und die 3D-Modellierung.

Literatur:

CEPEK, A. G. (1999): Die Lithofazieskarten Quartär 1:50 000 (LKQ 50) – eine Erläuterung des Kartenkonzepts mit Hinweisen für den Gebrauch. – Brandenburgische Geowiss. Beitr., **6** (2): 3–38; Kleinmachnow.

POBLOZKI, B. VON (2014): Lithofazieskarten Quartär 1:50 000, Blatt 1864 Wittenberge; Halle.

Projekt „InSpEE“ – Speicherpotenzial für erneuerbare Energien (CAES & H₂). Einblicke in das Inventar norddeutscher Salzstrukturen

LUKAS POLLOK¹, SASCHA GAST², MARKUS HÖLZNER¹, STEPHANIE FLEIG¹, JÖRG HAMMER¹,
CORNELIA RIESENBERG² & GABRIELA VON GOERNE²

Durch gezielte Aussolung von Salzgesteinen wurden bislang mehr als 300 Speicherkavernen in deutschen Salzstrukturen errichtet. Sie dienen vor allem zur saisonalen Speicherung von Erdgas oder zur Lagerung strategischer Ölreserven. Im Rahmen des beschleunigten Übergangs auf fluktuierende erneuerbare Energieträger, stellt sich die Frage der dezentralen großtechnischen Speicherung elektrischer Energie. Eine wichtige Rolle spielen Energiespeicherkraftwerke, die aus überschüssigem Strom Druckluft oder Wasserstoff erzeugen und in geeigneten Poren- bzw. Hohlräumen speichern. Eine großvolumige Speicherung dieser Medien kann nur behälterlos im geologischen Untergrund erfolgen. Aufgrund hoher Flexibilität in der Fahrweise, der mechanischen Stabilität sowie extrem geringer Reaktionsneigung mit dem Speichergut, stellen Salzkavernen die bevorzugte Speicheroption dar.

697 Salzstrukturen (Salzkissen, Salzstöcke oder Salzmauern) existieren im Norddeutschen Becken, das neben dem norddeutschen Festland auch die deutsche Nord- und Ostsee umfasst. Entstanden sind sie in den vergangenen 250 Mio. Jahren durch Salzaufstiegsbewegungen aus tief versenkten, ursprünglich flach lagernden Salzschiefern und sind heute durch eine große Formenvielfalt gekennzeichnet. Für eine Bewertung verschiedener Salzstrukturen hinsichtlich ihrer Eignung für den Kavernenbau sowie eine fundierte Abschätzung, welche Energiemengen überhaupt im norddeutschen Untergrund speicherbar sind, mangelt es bisher an geeigneten Grundlagen. Diese Kenntnislücken werden mit dem Verbundforschungsprojekt InSpEE, finanziert durch das Bundesministerium für Wirtschaft und Energie, im Rahmen der Forschungsinitiative „Energiespeicher“, beseitigt. Darin werden durch die Zusammenarbeit der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR), Leibniz Universität Hannover, Institut für Geotechnik/Abteilung Unterirdisches Bauen (IGtH) und KBB Underground Technologies GmbH (KBB UT) als Kavernenbau- und Betreiberfirma, verschiedene Fachkompetenzen vereint.

Auf der Kartengrundlage „Salzstrukturen Norddeutschlands 1:500.000“ (REINHOLD et al. 2008) wurden alle verfügbaren Informationen zu Strukturbeschreibungen systematisch zusammengestellt, aufgearbeitet und in eine neue Datenbank überführt. Diese Arbeit liefert einen Überblick zu den Salzstrukturen im Norddeutschen Becken. Für ausgewählte Strukturen werden Datenblätter präsentiert, die Informationen für eine mögliche Nutzung als Kavernenstandort enthalten. Zudem wird der kriterienbasierte Auswahlprozess potenziell geeigneter Salzstrukturen, für die Anlage von Kavernen zur Speicherung von erneuerbaren Energien, gezeigt.

¹ Lukas Pollok, Markus Hölzner, Stefanie Fleig, Dr. habil. Jörg Hammer, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, D-30655 Hannover, E-Mail: lukas.pollok@bgr.de

² Sascha Gast, Cornelia Riesenberger, Dr. Gabriela von Goerne, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Dienstbereich Berlin, Wilhelmstraße 25-30, D-13593 Berlin

Etwa 50 % aller 697 Salzstrukturen entfallen aus der Potenzialbetrachtung, da sie für den Kavernenbau zu tief im Untergrund liegen. Überdies sind zahlreiche kleine bzw. schmale Strukturen durch zu geringe Ausdehnungen in den kavernenbaurelevanten Tiefen gekennzeichnet. In beckenrandnahen Bereichen reicht in vereinzelt Salzstrukturen die erforderliche Mindestmächtigkeit des Wirtsgesteins nicht aus, um Speicherkavernen anzulegen. Andere Strukturen entfallen aus der näheren Betrachtung, da sie durch Salinare gebildet werden (z. B. Oberjura-Salz), die stark mit nicht solfähigen Komponenten durchsetzt sind. 240 Salzstrukturen erfüllen alle Projektkriterien und werden näher betrachtet.

Da nur bestimmte Bereiche einer potenziell nutzbaren Salzstruktur solfähiges Salz enthalten und für die Kavernenkonstruktion geeignet sind, wurde eine Methode entwickelt, um den inneren Aufbau verschiedener Salzstrukturtypen zu prognostizieren (Abb. 1). Das Speichervolumen hängt dabei entscheidend von der Komplexität des Internbaus und der daraus resultierenden Verteilung des Wirtsgesteins ab. Bereits erkundete Strukturen, in denen Bergwerke oder Kavernenspeicher betrieben wurden und werden, lieferten Referenzwerte, damit auch die nutzbaren Anteile für derzeit nicht erschlossene Vorkommen abgeschätzt werden können.

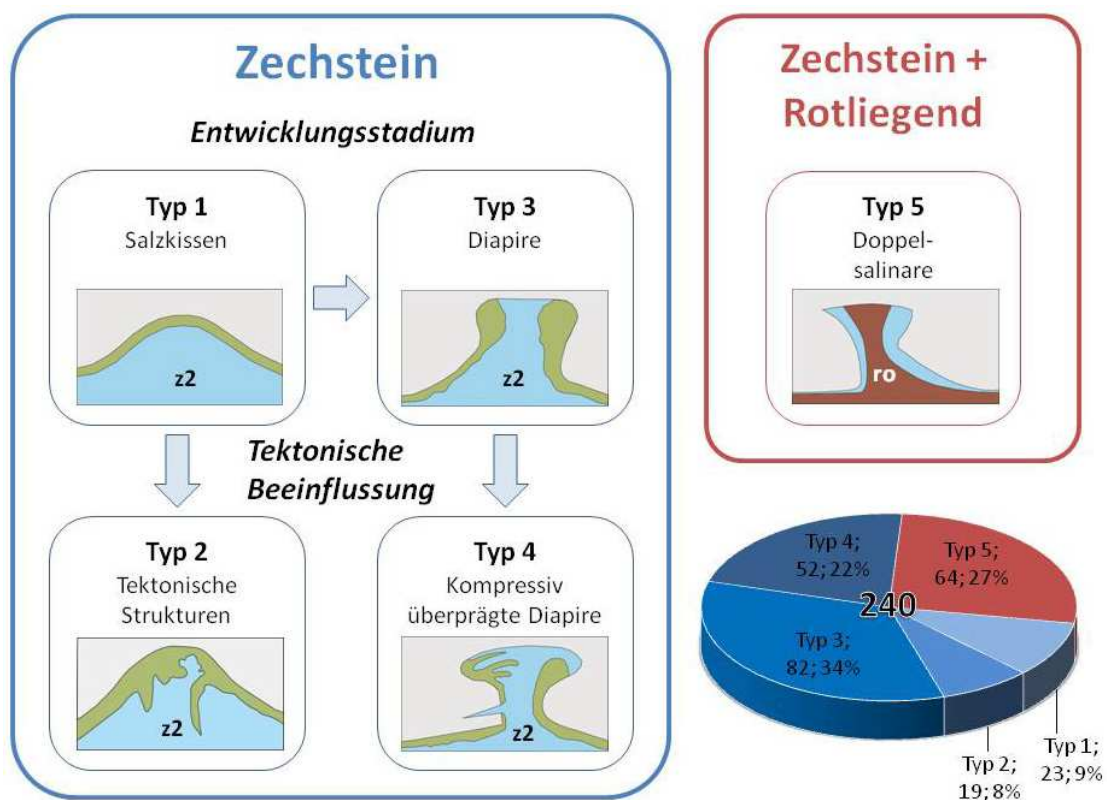


Abb. 1: Klassifikation potenziell für die Speicherung erneuerbarer Energien geeigneter Salzstrukturen in Bezug auf ihren Internbau und die Verteilung ihrer Wirtsgesteine (z2: Zechstein Staßfurt-Formation; ro: Oberrotliegend).

Literatur:

REINHOLD, K., KRULL, P. & KOCKEL, F. (2008): Salzstrukturen Norddeutschlands 1:500 000. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Berlin/Hannover.

Ein Eem-Vorkommen bei Stapelshorn (Landkreis Diepholz)

HERBERT RÖHM¹ & MELANIE THOMAS¹

Im Rahmen der hydrogeologischen Landesaufnahme werden nicht nur gezielt Kernbohrungen abgeteuft und untersucht, sondern auch Sand- und Kiesgruben geologisch aufgenommen und in vergleichbarer Weise beprobt. An den Proben sollen nicht nur Korngrößenanalysen durchgeführt und k_f -Werte bestimmt werden, sondern auch spezielle Fragen zur Alterseinstufung, Sedimentherkunft und Geochemie geklärt werden.

Bei einer solchen Befahrung einer Sandgrube bei Stapelshorn in der Nähe von Hoya (TK25 Blatt 3120) im Sommer 2014 wurde an einem vom Abbau verschonten und weitestgehend bewachsenen Restpfeiler Geschiebelehm und Torf angetroffen. An der SW-Seite des Restpfeilers stand ca. 3 m Geschiebelehm an. Auf der NE-Seite waren oberflächennah einige dm Torf erkennbar. Die Lagerungsbeziehungen zueinander und zu den in Abbau stehenden, glazitektonische ungestörten Sanden waren zunächst unklar. Die ehemalige Ausdehnung des Torfes soll wenige 10er m betragen haben.

Die Sandgrube liegt am Hang der Geest (GOK 25 – 40 m NN) zur Weserniederung (GOK 15 m NN). Die geologische Übersichtskarte verzeichnet für diesen Bereich Drenthe-stadiale Schmelzwassersande. Drenthe-stadiale Deckmoräne ist erst 1 km weiter südlich in einer Höhenlage von 40 – 50 m NN kartiert worden. So war die erste Vermutung, dass es sich um eingeschuppte Elster-Grundmoräne und Holstein-zeitlichen Torf handeln könnte.

Im Oktober 2014 ergab sich dann die Möglichkeit, den Restpfeiler aufzugraben und detailliert zu beproben. Bei der Aufgrabung wurde folgendes Profil (von oben nach unten) ermittelt:

ca. 1 m	Künstliche Auffüllung bzw. Abraum (Sand, Kies, Steine)
0,2 m	Feinsand, schluffig
1 m	Torf
0,3 m	Torf und Feinsand, schluffig, stark humos (nach unten abnehmend)
0,2 m	Sand, kiesig, steinig, schwach schluffig
0,3 m	Sand, schwach schluffig
0,7 m	Geschiebelehm

Beprobt wurde die 1,5 m mächtige Abfolge ab 1 dm unter dem Aufschüttungshorizont. Für die palynologische Untersuchung wurden 30 Proben in einem Abstand von 0,05 m

¹ Herbert Röhm, Melanie Thomas, Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie LBEG, Stilleweg 2, D-30655 Hannover, E-Mail: Herbert.Roehm@lbeg.niedersachsen.de, Melanie.Thomas@lbeg.niedersachsen.de

entnommen. Ziel der Arbeit war eine genaue biostratigraphische Einstufung der Sedimente.

Von den 30 Proben konnten 26 Proben in das Eem-Interglazial gestellt werden. Die verwendete Gliederung der eemzeitlichen Ablagerungen folgt dabei den Zonen nach MENKE & TYNNE (1984). Die Probe aus der Teufe 1,40 m besitzt einen sehr hohen Baumpollenanteil, der sich hauptsächlich aus Laubböhlzern zusammensetzt. Allerdings sprechen die Dominanz von Erle (*Alnus*) und Hasel (*Corylus*) in Verbindung mit dem gleichzeitigen Fehlen von Eiche (*Quercus*) und Ulme (*Ulmus*) gegen eine autochthone Abfolge. Da diese Probe aus dem Übergangsbereich Geschiebelehm / Torf stammt, wäre eine Vermischung saalespätglazialer und früheemzeitlicher Sedimente denkbar.

Die Probe aus der Teufe 1,40 m führt hingegen keine auswertbaren Pollenkörner, so dass keine spezifische Aussage möglich war. Für die restlichen Proben im Teufenbereich 1,35–0,10 m war eine biostratigraphische Einstufung in das Eem-Interglazial möglich und es wurden die Pollenzonen I bis VII lückenlos nachgewiesen. Demnach setzt die eemzeitliche Vegetationsabfolge mit der typischen Birkendominanz (Zone I) ab Teufe 1,35 m ein und endet mit der Kiefernzeit (Zone VII) bei 0,10 m. Das Pollendiagramm (Abb. 1) enthält die wichtigsten Taxa und verdeutlicht den Verlauf des Eem-Interglazials.

Die einzelnen Zählergebnisse sind dem Untersuchungsbericht 6885_8432 (THOMAS 2014) zu entnehmen, der auch über den Kartenserver des LBEG abgerufen werden kann.

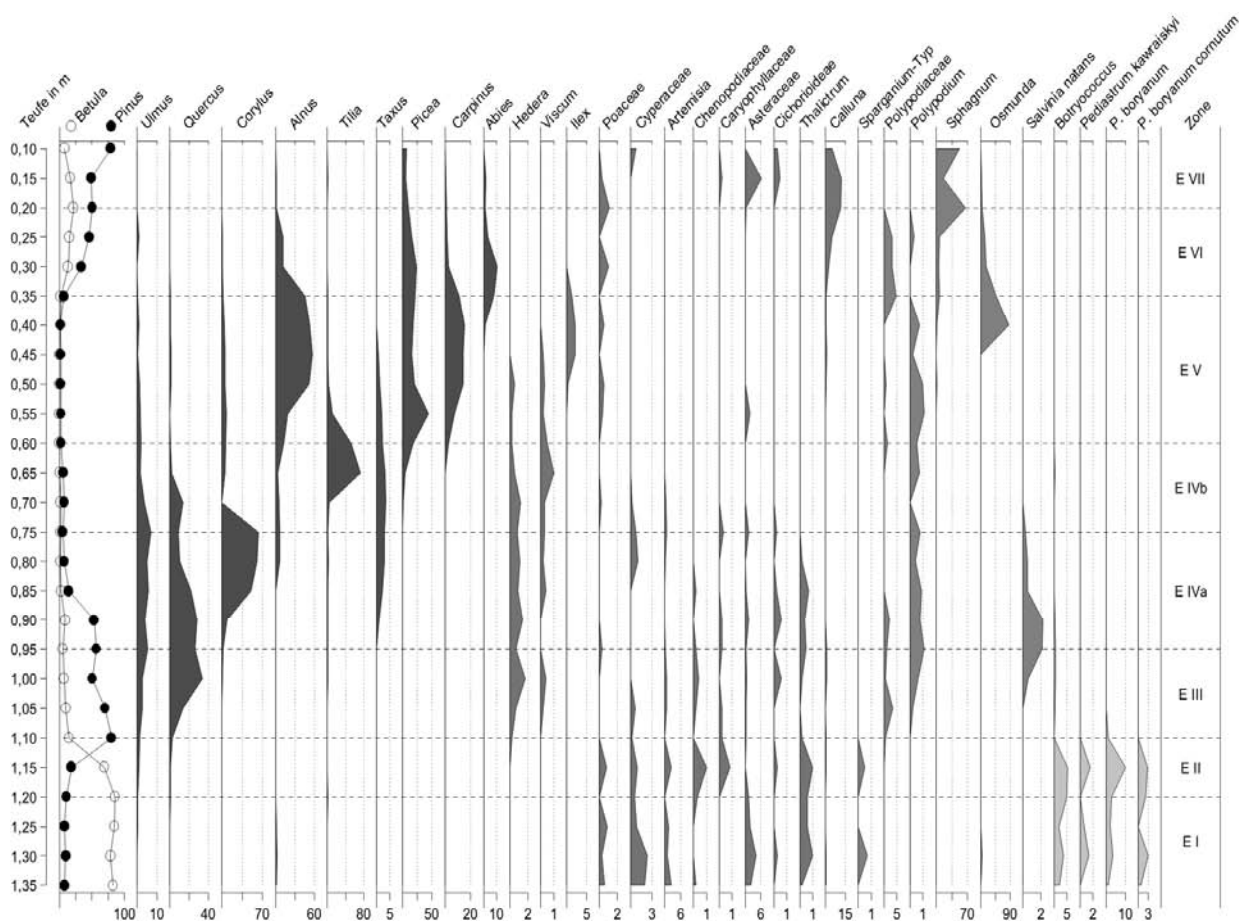


Abb. 1: Pollendiagramm des Eem-Vorkommens bei Stapelshorn (THOMAS 2014).

Aufgrund der Lagerungsverhältnisse - der Torf liegt über dem Geschiebelehm - und der stratigrafischen Einstufung des Torf als Eem kommt folgende genetische Deutung in Frage: In den Schmelzwassersanden hat ein Eisblock bis zum Ende der Saaleeiszeit überdauert und beim Austauen zum Nachsacken der überlagernden Sedimente geführt. In der kleinen Hohlform mit Geschiebelehm an der Basis konnte sich im Eem ein Kleinstmoor ausbilden, das während der Weichsel-Kaltzeit durch Hangabspülungen übersandet wurde.

Literatur:

THOMAS, M. (2014): Mikropaläontologischer Untersuchungsbericht 6885_8432. - Unveröffentl. Bericht, Archiv LBEG: 7. S., 1. Tab.; Hannover.

MENKE, B. & TYNNI, R. (1984): Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Dithmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. - Geol. Jb., **A76**: 3-120, Hannover.

Die spätpleistozäne Deglaziation NE-Deutschlands: neue Ergebnisse zur Geochronologie und Inlandeisdynamik durch Datierungen mittels kosmogener Radionuklide (^{10}Be)

HENRIK ROTHER¹, REGINA KINDERMANN¹ & HELLA WITTMANN²

Untersuchungen zur Geochronologie des fennoskandischen Inlandeises betreffen ein Schlüsselproblem der quartärgeologischen Forschung in Mecklenburg-Vorpommern. Im Mittelpunkt des Interesses steht dabei die präzise Datierung regional bedeutender Eisrandlagen sowie die Bestimmung der zeitlichen und prozessualen Dynamik des finalen spätglazialen Eisabbaus. Durch die Expositionsdatierung auf Basis kosmogener Radionuklide steht nun seit einigen Jahren eine neue geochronologische Methode zur Verfügung, die sich in besonderem Maße für die Absolutdatierung glazialer Oberflächenformen eignet. Das Verfahren ist in jüngerer Zeit bereits mehrfach in N-Deutschland zur Anwendung gekommen und es liegen erste punktuelle Datierungen der Brandenburger, Frankfurter und Pommerschen Eisrandlagen vor. Im Gegensatz dazu fehlen jedoch noch Expositionsdatierungen aus dem Gebiet nordöstlich der Pommerschen Eisrandlage (Vorpommern, Usedom, Rügen), welche geeignet sind, die spätglaziale Deglaziation des Raumes zeitlich genauer einzugrenzen. Ebenso liegen kaum Moränendatierungen aus den unmittelbar angrenzenden Gebieten im Osten (Polen) und Westen (Schleswig-Holstein) vor, die zur Absicherung der noch teils unsicheren überregionalen Korrelation der nordostdeutschen Eisrandlagen dringend benötigt werden.

In Bearbeitung dieser Problemstellung wurden 49 Großgeschiebe aus dem Raum zwischen der Pommerschen Haupteisrandlage und Nord-Rügen beprobt und die Konzentration des kosmogenen Nuklids ^{10}Be bestimmt. Die Ergebnisse datieren den Beginn des Eistrückzuges von der Pommerschen Eisrandlage (W2) auf ein mittleres Alter von $17,2 \pm 1,0$ ka ($n = 11$), die Rosenthaler Staffel (W3_R) auf $16,7 \pm 0,9$ ka ($n = 12$) und das Eisfreiwerden des nordöstlichen Rückzugsraumes Vorpommerns (Rügen, Usedom) auf $15,6 \pm 1,2$ ka ($n = 15$) vor heute. Grundlage der Altersberechnung ist hierbei die präzisierte ^{10}Be -Produktionsrate nach FENTON et al. (2011) für Nordeuropa, die von der globalen Referenzproduktionsrate (PR) um etwa 13 % abweicht. Die Datierungen zeigen, dass der Eistrückzug von der W2 Endmoräne bis zur vollständigen Deglaziation des nordostdeutschen Festlandes innerhalb von ca. 1.500 Jahren vollständig abgeschlossen war. Damit deuten die Daten für die Phase nach 17 ka insgesamt auf einen rapiden Eistrückzug des Oder-Eisstromes aus NE-Deutschland hin. Der geringe Altersunterschied zwischen der W2 (17,2 ka) und W3_R Eisrandlage (16,7 ka) weist darauf hin, dass die W3_R Eisposition möglicherweise nicht das Ergebnis eines erneuten Eisvorstoßes aus dem Ostseebecken (Mecklenburg-Stadium) ist, sondern als Rückzugshalt im Kontext der allgemeinen Deglaziation zu deuten ist.

¹ Prof. Dr. Henrik Rother, Regina Kindermann, Institut für Geographie und Geologie, Ernst-Moritz-Arndt Universität Greifswald, F.-L.-Jahnstr. 17a, D-17489 Greifswald., E-Mail: henrik.rother@uni-greifswald.de

² Dr. Hella Wittmann, Helmholtz Zentrum, Deutsches GeoForschungszentrum (GFZ) Potsdam, Telegrafenberg, D-14473 Potsdam

Die Slawenburg Arkona - Ausgrabungen am Rande des Abgrunds

FRED RUCHHÖFT¹

In den letzten Jahren geriet das Kap Arkona wegen massiver Küstenabbrüche mehrfach in die Schlagzeilen. Dadurch gehen immer wieder Teile der slawischen Burg Arkona verloren. Diese 1168 von den Dänen zerstörte Befestigung war das letzte heidnische Heiligtum im westlichen Mitteleuropa, sie zählt damit zu den Denkmälern mit europäischer Bedeutung. Um den schleichenden Verlust des Denkmals zuvor zu kommen, finden seit 2012 erneut archäologische Rettungsgrabungen statt.

Mit diesen Untersuchungen rückt die Geschichte der Burg in ein neues Licht. Die Anfänge des Heiligtums liegen im 9. Jahrhundert, eine Hochzeit lässt sich für das 11. Jahrhundert beobachten. Um 1000 wurde der mächtige Wall errichtet und mehrfach erhöht. Mehrere massive Zerstörungshorizonte belegen historisch nicht fassbare Wikingerüberfälle im Laufe dieses Jahrhunderts.

Der Bedeutung dieser Anlage entsprechend wird immer wieder hochrangiges Fundmaterial geborgen. Neben über 200 Perlen aus Glas und Halbedelsteinen und mehr als 200 Münzen liegen größere Mengen an Waffen, besonders Pfeilspitzen, und viele Dinge aus dem täglichen Leben vor. Zu den einzigartigen Funden gehören die Reste einer Truhe, der Haken einer Lastenwaage, ein bronzener Hohlbohrer und ein kostbarer Schwertknauf.

Schließlich findet man auch die Spuren der neuzeitlichen Nutzung des Geländes. An der Innenseite hat sich ein mächtiges Ackerkolluvium aufgebaut. Ferner gibt es immer wieder Störungen durch Kabelgräben und Eingrabungen für Antennenbauten, die von der Kaiserlichen Marine für einen Funkbetrieb sowie einen Peilsender angelegt worden waren.

Die Ausgrabungen werden in den nächsten Jahren fortgesetzt.

¹ Dr. Fred Ruchhöft, Landesamt für Kultur und Denkmalpflege/Universität Greifswald, Hans-Fallada-Str. 1, D-17487 Greifswald, E-Mail: fred.ruchhoeft@uni-greifswald.de

Architecture of glaciotectonic complexes and glaciodynamic sequence stratigraphy

STIG A. SCHACK PEDERSEN¹

The glaciotectonic complexes exposed along the Danish cliff coasts are probably the most instructive sites for studying the architecture of thin-skinned thrust-fault deformations (PEDERSEN 2005, 2014). Furthermore the glaciotectonic complexes provide the features for establishing the glaciodynamic sequence stratigraphy, which support the understanding of the development of the glacial geology during the Pleistocene (PEDERSEN 2012).

Although the cross sections through the glaciotectonic complexes are exposed, the basal parts of the complexes are never exposed, because they are situated about 50–100 m below the shore surface. For the study of the basal parts, where the décollement zones are situated, seismic sections from offshore areas in the North Sea have been consulted. These sections provide excellent opportunities for comparable studies of the glaciotectonic architecture. This presentation will demonstrate the principles of architecture of glacial deformation and the system of glaciodynamic sequence stratigraphy based on the comparable studies of onshore and offshore glaciotectonic complexes in Denmark.

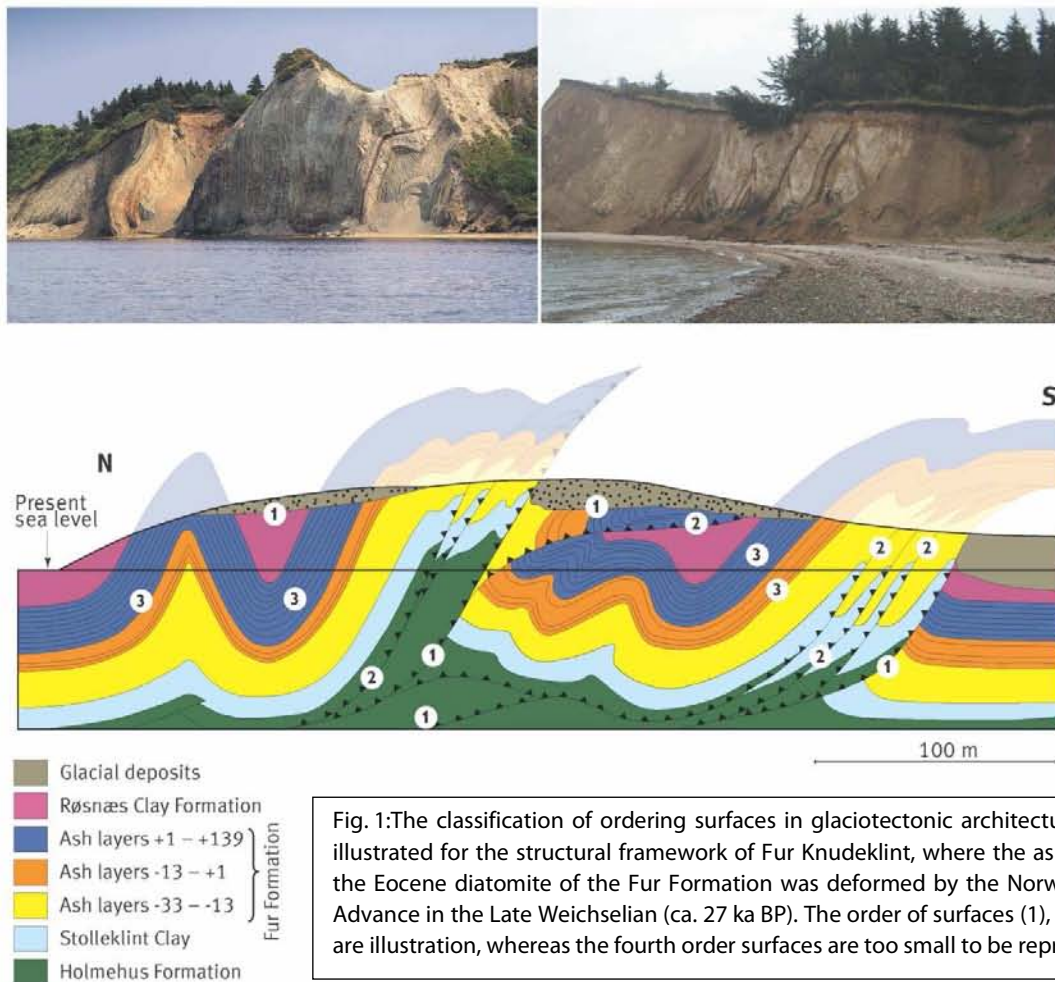


Fig. 1: The classification of ordering surfaces in glaciotectonic architecture is here illustrated for the structural framework of Fur Knudeklint, where the ash layers in the Eocene diatomite of the Fur Formation was deformed by the Norwegian Ice Advance in the Late Weichselian (ca. 27 ka BP). The order of surfaces (1), (2) and (3) are illustration, whereas the fourth order surfaces are too small to be represented.

¹ Dr. Stig A. Schack Pedersen, Geological Survey of Denmark and Greenland, Øster Voldgade 10, DK-1350 Copenhagen, E-Mail: sasp@geus.dk

Architecture of thrust-fault deformations in glaciotectional complexes

Compared to fold belt ranges glaciotectional complexes are relatively small and capable of being overviewed in a complete frame. For these structural complexes a classification of architecture has been defined, which is based on the description and ordering of surfaces and their relations to create constructions (PEDERSEN 2014). It is emphasized that the creation of constructions comprising surfaces is the basic element in architecture.

For the analysis of glacial architecture and construction of 3D geological models of glaciotectional complexes the classification of a hierarchy of bounding surfaces comprises four orders of surfaces (PEDERSEN 2014). The décollement surface is regarded as the most important element in structural complexes, and it is therefore defined as a first-order surface (Fig. 1). One may say that the décollement surface is the "bottom" of the complex, and therefore the top of the complex has also to be defined as a first-order surface. This "second" first-order surface is the topographic top of the tectonic complex, or alternatively a truncating unconformity, above which post-deformational units occur.

The internal framework of a tectonic complex comprises thrust sheets. These are bounded by thrust faults, which are defined as the second-order surfaces (Fig. 1). The thrust faults are differentiated into ramps and flats, where a ramp is cross-cutting the bedding, whereas the flat is more or less parallel with bedding. When two or more thrust sheets are bounded by ramps and flats they form duplexes. These generally form imbricate complexes or may be stacked in a way that they create complex repetitions of the geological units (PEDERSEN 2005).

The folding of beds comprises third-order surfaces. These are differentiated into anticlines, synclines, recumbent folds and monoclinical bends. Folds may further be classified due to the orientation of the axial plane, the angle of their limbs and inclination of their fold axes.

The fourth-order of surfaces includes all small scale structures like faults with minor displacement, which are important for the prediction of dynamic development. Joints and anastomosing joints indicate early deformation impact, and the zone axis of conjugate faults indicates direction of compaction. The asymmetry of small and mesoscale folds and sense of displacement on faults indicated by groove marks can be used to reconstruct the kinematics of deformation.

Glaciodynamic sequence stratigraphy

In a glaciotectional complex the geological elements can be listed, from the base to top: 1) a tectonite at the base of the thrust sheets and duplexes related to brecciation and fracturing in the décollement zone, eventually including a hydrodynamic brecciation and mobilised mud diapirism, 2) an allochthonous unit of pre-Quaternary and/ or pre-glacial sedimentary rocks, 3) syn-glacial deposition of glaciofluvial and glaciolacustrine sediments, 4) a glaciotectional unconformity including a glaciotectionite, and finally 5) a lodgement till (PEDERSEN 2005).

The glaciodynamic sequence system is regarded as a lithostratigraphic concept of grouping and classifying glaciogeological successions, which represents the environmental development during a major glacial advance including glaciotectonic deformation. In an ideal situation the glaciodynamic sequence should be bound by a sequence stratigraphic frame. However, this is unlikely to be represented in reality, but a division into a glaciodynamic group, based on the depositional development related to a well-defined ice-advance is regarded to be obtainable.

References:

- PEDERSEN, S.A.S. (2005): Structural analysis of the Rubjerg Knude Glaciotectonic Complex, Vendsyssel, northern Denmark. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin **8**, 192 pp.
- PEDERSEN, S.A.S. (2012): Glaciodynamic sequence stratigraphy. In: Huuse, M., Redfern, J., Le Heron, D.P., Dixon, R.J., Moscariello, A. & Craig, J. (eds.): Glaciogenic Reservoirs and Hydrocarbon Systems. Geological Society, London, Special Publications **368**: 29–51.
- PEDERSEN, S.A.S. (2014): Architecture of glaciotectonic complexes. *Geosciences*, **4**: 269–296.

Trassenaufschlüsse: Nicht nur für Geologen interessant - Archäologische Ausgrabungen im Verlauf der Nordeuropäischen Erdgasleitung (NEL)

JENS-PETER SCHMIDT¹

Archäologie und Leitungsbau

Der Bau einer Erdgasleitung wie der NEL – sie ist in Mecklenburg-Vorpommern 237 km lang und hat einen Flächenbedarf von etwa fast 700 ha - stellt nicht nur Planer und Baubetriebe vor Herausforderungen und birgt große Chancen für die geologische Landesaufnahme, sondern besitzt auch eine nicht unbedeutende denkmalpflegerische Komponente, denn schon vor Beginn der Erdarbeiten steht fest, dass durch ein solches Vorhaben zahlreiche Bodendenkmale tangiert werden. Dies ergibt sich nicht allein aus dem beträchtlichen Flächenumfang, sondern vornehmlich aus der Art des Erdeingriffes. Es handelt sich nämlich um ein „lineares Bauprojekt“, bei dem aufgrund der „gestreckten Fläche“ deutlich mehr archäologische Denkmale betroffen sind als bei Flächenbauvorhaben gleicher Größe. Zwar werden diese meist „nur“ partiell in Mitleidenschaft gezogen, doch ist das betroffene Segment des Fundplatzes nach Abschluss des Bauvorhabens unwiederbringlich verloren.

Während alle obertägig sichtbaren Bodendenkmale wie Grabhügel oder Burgwälle bei der Trassenplanung berücksichtigt und weiträumig umgangen wurden, war dies für die vielen obertägig nicht mehr sichtbaren Fundplätze, von denen zudem nur ein Teil vorab bekannt war, nicht möglich. Diese müssen deshalb vor der Verlegung im Trassenverlauf ausgegraben werden, wobei dafür eine Vorgehensweise gesucht werden musste, die einerseits dem öffentlichen Interesse am Pipelinebau, andererseits aber auch den Belangen des Denkmalschutzes Rechnung trägt. Im Fall der NEL ist dies mit dem „Dreiphasensystem“ hervorragend gelungen, denn es gab keine Baustillstände infolge archäologischer Untersuchungen im Verlauf der NEL.

Das „Dreiphasensystem“

Die denkmalpflegerischen Arbeiten im Trassenverlauf begannen mit der archäologischen Voruntersuchung in ausgewählten Teilbereichen (Phase 1). Dadurch wurden zum einen Erkenntnisse zum Erhaltungszustand und zur wissenschaftlichen Bedeutung der bereits bekannten Bodendenkmale gewonnen, zum anderen erlaubten sie aber auch die denkmalpflegerische Bewertung von Bereichen, für die aufgrund benachbarter Fundplätze oder der topographischen Situation mit dem Vorhandensein von Siedlungsresten oder Grabanlagen gerechnet werden musste. Die Untersuchung dieser Abschnitte erfolgte durch zwei Meter breite, unterschiedlich lange Suchschnitte, die bis auf den mineralischen Untergrund abgetieft wurden und dadurch Aussagen zum Vorhandensein und Zustand von Bodendenkmalen ermöglichten (Abb. 1).

¹ Dr. Jens-Peter Schmidt, Landesamt für Kultur und Denkmalpflege, Archäologie und Denkmalpflege, Domhof 4/5, D-19055 Schwerin, E-Mail: j.p.schmidt@kulturerbe-mv.de



Abb. 1: Die Sondageschnitte der Voruntersuchung sind zwar nur 2 m breit, erlauben aber weitreichende Aussagen.

Auf Grundlage der Voruntersuchungsergebnisse wurde entschieden, ob der betreffende Trassenabschnitt bauvorgreifend bearbeitet werden musste oder eine baubegleitende Ausgrabung möglich war. Machten Erhaltungszustand und wissenschaftliche Bedeutung eine bauvorgreifende Untersuchung notwendig, so schloss sich möglichst zeitnah an die Voruntersuchung eine Hauptuntersuchung (Phase 2) an (Abb. 2-3). Dabei kam es zu einer flächigen Freilegung der betroffenen Fundplätze, die den gesamten, fast 30 m breiten Trassenbereich umfasste. Dafür trugen Bagger zunächst den vom Pflug gestörten Oberboden ab, bevor anschließend manuell weitergearbeitet wurde und „feinere“ Gerätschaften zum Einsatz kamen.



Abb. 2: Eine Hauptuntersuchungsfläche bei Gammelin, Lkr. Ludwigslust-Parchim, aus der Luft (Links sind deutlich einige bereits untersuchte Befunde erkennbar).



Abb. 3: Während der Hauptuntersuchungen wurden die Fundplätze großflächig freigelegt und dokumentiert.

Bei der archäologischen Baubegleitung, der 3. Phase, wurden dann all jene Bodendenkmale geborgen und dokumentiert, die nicht im Zuge einer Hauptuntersuchung ausgegraben worden waren (Abb. 3). Um dies sicherzustellen, überwachten Mitarbeiter des Landesamtes durchgängig den bauvorbereitenden Mutterbodenabtrag im Trassenverlauf. Jeder der Bauköpfe wurde durch mindestens einen Mitarbeiter betreut. Dieser markierte umgehend alle aufgedeckten Befunde, die ein nachrückendes Grabungsteam abarbeitete, bevor in dem betreffenden Abschnitt der Leitungsbau einsetzte (Abb. 4). Da für die Untersuchung dieser Denkmale nur ein enges Zeitfenster zur Verfügung stand, musste während dieser Grabungsphase mit einem erweiterten Personalstamm gearbeitet und flexibel auf die sich ständig ändernden Anforderungen reagiert werden (Abb. 5).



Abb. 4: Während der baubegleitenden Ausgrabungen herrschte auf den Flächen deutlich mehr Betrieb als bei den früheren Grabungen.



Abb. 5: Die Zeitfenster zwischen Mutterbodenabtrag und Verlegung waren eng, so dass auch für die Ausgrabung häufig nur wenig Zeit blieb.

Beeindruckende Ergebnisse

Insgesamt waren für den Trassenverlauf der NEL vor Beginn der Untersuchungen 131 Bodendenkmale bekannt, 60 weitere Fundplätze lagen im unmittelbaren Nahbereich. Diese Abschnitte wurden bei der Voruntersuchungsplanung vorrangig berücksichtigt und in zwei Dritteln der Fälle konnten die Denkmale dort auch bestätigt werden. Im Interesse der Planungssicherheit wurden auf der NEL aber auch topographische Gunstlagen in die Untersuchungen einbezogen, so dass insgesamt 238 Trassenabschnitte mit Längen zwischen 50 m und 1000 m, also etwa 40 % des Streckenverlaufes, untersucht werden sollten.

Begonnen wurde mit den Voruntersuchungen im Juni 2010. Bis zum Baubeginn im April 2011 konnten 184 der eingeplanten Voruntersuchungsabschnitte, also fast 80 %, bearbeitet werden, während dies für die übrigen Bereiche aufgrund lokaler Gegebenheiten nicht möglich war. Die Bilanz der Voruntersuchungen belegt eindrucksvoll den Erkenntnisgewinn, denn die Arbeiten bestätigten nicht nur 89 zuvor bekannte Bodendenkmale, sondern führten auch zur Entdeckung von 179 neuen, bislang unbekannten Fundplätzen. Angesichts des engen Zeitfensters für die Durchführung der Ausgrabungen wurde bereits vor Abschluss aller Voruntersuchungen im Oktober 2010 mit den Hauptuntersuchungen begonnen. Letztlich sollten insgesamt 79 Denkmale bauvorgreifend freigelegt werden. Da die Bearbeitung dieser Flächen bei weitem noch nicht abgeschlossen worden war, als im April 2011 die Verlegearbeiten begannen, erforderte die weitere Organisation der archäologischen Arbeiten im Trassenverlauf ein sehr hohes Maß an Flexibilität, da in die Planungen nun auch die Belange der Baufirmen einbezogen werden mussten. Während dieser Zeit waren phasenweise 14 Grabungsteams mit über 130 Mitarbeitern des Landesamtes auf der NEL im Einsatz, denn es standen nicht nur weitere 287 neu entdeckte Bodendenkmale zur Untersuchung an, sondern auch all jene Bereiche, die zuvor aus unterschiedlichen Gründen nicht bearbeitet werden konnten. Demnach war das abzuleistende Arbeitspensum enorm, denn insgesamt wurden 442

Fundplätze – teilweise mit vielen hundert Befunden – baubegleitend untersucht (Abb. 6). Dies war - insbesondere zum Ende hin – nur durch die enge Abstimmung und Kooperation mit den lokalen Bauleitern möglich, die dadurch einen nicht unerheblichen Anteil am erfolgreichen Abschluss des Projektes haben.



Abb. 6: Solch gut erhaltene Holzstrukturen aus der Völkerwanderungszeit (um 400 n. Chr.) gehören zu den herausragenden Befunden auf der NEL.

Die Ausgrabungen auf der Trasse endeten am April 2012, doch kam es in der Folgezeit noch zu einigen punktuellen Untersuchungen, wenn bei der abschließenden Kontrolle des ausgehobenen Rohrgrabens Befunde entdeckt wurden. Diesbezüglich erhielten wir tatkräftige Unterstützung durch Mitarbeiter des LUNG und der Universität Greifswald, die nicht nur bei der Bewertung von Bodenprofilen halfen, sondern auch wertvolle Hinweise zu bislang unentdeckten Strukturen gaben. Am Ende aller Arbeiten stand fest, dass insgesamt 590 Bodendenkmale durch die Verlegung der NEL tangiert und zumindest partiell dokumentiert worden waren und ungezählte teilweise herausragende Fundstücke geborgen wurden.



Abb. 7: Aus dem Römischen Reich gelangte dieser Bronzeknopf, der bei Kadow, Lkr. Rostock, gefunden wurde, nach Mecklenburg-Vorpommern, wo man ihn mit einer Silberplattierung versehen hat.

Von Sachsen-Anhalt hinaus in die Welt – Geotopsteckbriefe in der Internetpräsenz des Landes-Geotopkatasters

KONRAD SCHUBERTH¹


In Sachsen-Anhalt sind gegenwärtig 658 Geotope registriert. Es handelt sich um geologisch, geomorphologisch oder hydrogeologisch bedeutsame erdgeschichtliche Bildungen. Etliche dieser Objekte haben nicht nur wissenschaftlichen, sondern auch heimatkundlichen und geotouristischen Wert. Dem trägt der seit 2002 alljährlich am dritten Septembersonntag durchgeführte „Tag des Geotops“ Rechnung. Dabei erläutern Fachleute einem interessierten Publikum geologische Zusammenhänge, und dies unmittelbar an den Lokalitäten im Gelände.

Für den Wissenschaftler (Spezialuntersuchungen, Exkursionen), aber auch für den interessierten Laien oder den Geotouristen, ist die Kenntnis von Lage, Zugangsmöglichkeiten und Besonderheiten der Geotope von elementarem Interesse. Dieser Anspruch wird durch Geotopverzeichnisse in Buchform bedient, wie sie, im Zuge der systematischen Geotoperfassung in der Bundesrepublik Deutschland seit ca. 1985, von etlichen Staatlichen Geologischen Diensten der Länder publiziert wurden. In Sachsen-Anhalt erfolgte die grundlegende Geotopinventarisierung von 1992 bis 1997. Sie mündete in zwei Übersichtskarten und zwei Monographien. Da die Geotope Sachsen-Anhalts von Anfang an ohnehin per Computer verwaltet wurden, lag es nahe, ausgewählte Daten auch in digitaler Form zu veröffentlichen. 1999 kam eine CD-ROM auf den Markt, die ein kleines Geographisches Informationssystem (GIS) auf Basis einer ACCESS-Datenbank mit 480 Geotopen enthielt. Ab 2002 wurden Angaben aus dem Geotopkataster auch auf der Webseite des Landesamtes für Geologie und Bergwesen (LAGB) für die Öffentlichkeit verfügbar gemacht. Die Auswahl der jeweils interessierenden Objekte durch den Nutzer konnte dabei ausschließlich anhand einer zoombaren Karte vorgenommen werden. Knappe Grunddaten zu Lage und Stratigraphie sowie ein Foto wurden bereitgestellt. Eine allgemeinverständliche Beschreibung der Geotope fehlte jedoch ebenso wie die Möglichkeit zum Datenexport, von Screenshots einmal abgesehen. 2012 wurde die Geotopdatenbank des LAGB einer umfassenden Umstrukturierung unterworfen. Zahlreiche neue Datenfelder und Recherchemöglichkeiten fanden Eingang in das System. Im Intranet wurde die Möglichkeit geschaffen, aus der Datenbank automatisch einen ausführlichen Geotopsteckbrief zu generieren (pdf-Datei, für A4-Format, beidseitig bedruckt), um so auch offline die wichtigsten Angaben zum Objekt verfügbar zu haben. Die Internetversion des Geotopkatasters zeigt sich nun seit Frühjahr 2015 in frischem Gewand (Firma IDU mbH, Zittau). Sie ist in einen neu strukturierten Kartenserver eingebettet, über den verschiedene geowissenschaftliche Daten bereitgestellt werden, z. B. aus den Bereichen Geologische Grundlagen, Hydrogeologie oder Rohstoffgeologie. Wichtigstes Novum in Sachen Geotope ist neben umfangreichen Recherchevarianten die Möglichkeit zum download eines Geotopsteckbriefs (Abb. 1). Er ist auf nur eine A4-Seite optimiert (pdf-Datei). Enthalten sind neben Lage- und Stratigraphie-Daten sowie zwei Bildern auch Kartenausschnitte zur Topographie und Geologie. Darüber hinaus gibt es eine


¹ Konrad Schubert, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Straße 38, D-06118 Halle (Saale), E-Mail: schubert@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

verbale Beschreibung des jeweiligen Objektes unter Angabe wichtiger Referenzliteratur. Dies ist ein deutlicher Informationszuwachs zum bisherigen Angebot.

Sachsen-Anhalt stellt als einziges der neuen Länder die Grunddaten sämtlicher Geotope auf derartig komfortable Weise der Öffentlichkeit zur Verfügung. Es bleibt zu hoffen, dass die Nutzer dieses Angebot annehmen und konstruktiv verwerten (Schutz, Pflege, Forschung), Zugangsbeschränkungen akzeptieren, Gefahren aus dem Weg gehen und dass Beschädigungen oder gar Verluste von Geotopen ausbleiben.



Geotope in Sachsen-Anhalt
(Internet)



**Landesamt für Geologie und
Bergwesen Sachsen-Anhalt**

4336-03: Hanganschnitt „Weiße Wand“ in Dobis

Grundlagen			
Kreis/Stadt	Saalekreis	Geotop-Nr.	4336-03
Gemarkung	Döbel	Geotoptyp	Aufschluss
TK25	4336 Könnern	Aufschlussart	Felswand
Koordinaten DHDN/GK-4 (R, H)	4483720 ; 5720130	Dimension	L: 20 m, B: 10 m, H: 6 m
Koordinaten WGS84	11.763466 E ; 51.616335 N	Schutzstatus	LSG, FND, Naturpark
Geländehöhe (nach DHM)	190 m über NN	Geowiss. Wert	besonders wertvoll

Lage und Zugang

Dobis, am nördlichen Ortsausgang, Zugang zwischen Gehöften Rothenburger Straße 21 und 22 oder von Norden ab Saale-Radweg über Fußpfad hinter dem Gehöft.

Geologie


Geologische Einheit	Merseburg-Scholle, Mansfeld-Mulde
Stratigraphie	Perm, Rotliegend, Zechstein
Petrographie, Lithostratigraphie	Porphyrkonglomerat, Grauliegend, Weißliegend, Kupferschiefer, Zechsteinkalk

Beschreibung


Die „Weiße Wand“ ist ein imposanter Festgesteins-Aufschluss am Ostrand des unteren Saaletals. Die Gesteinsabfolge vom Rotliegend zum Zechstein dokumentiert den Übergang von kontinentalen zu marinen Verhältnissen. Mit dem hier nur wenige Zentimeter mächtigen Kupferschiefer ist die für die wirtschaftliche Entwicklung der Region bedeutsamste Bildung aufgeschlossen. Die Steilstellung der Schichten am Nordostrand der Mansfeld-Mulde ist Folge der Saxonischen Tektonik von Kreide bis Tertiär. An dem als Flächennaturdenkmal geschützten Objekt befindet sich eine Erläuterungstafel.

Literatur (Auswahl, ausführliche Zitate auf der Webseite des LAGB)


Hunger (1953); Kunert (1962); Ertl, GK25: Kunert (1970); Schwab (Hrsg.) (1973); Karpe & Kunert (1994); Schuberth (1997); Karpe (1999); Ehling & Breitzkreuz (2006); Thomae (2007)




Topographische Karte (DTK 10)
© LVermGeo Sachsen-Anhalt



Geologische Übersichtskarte (GÜK 200)
© BGR Hannover und LAGB Sachsen-Anhalt



© LAGB Sachsen-Anhalt



© LAGB Sachsen-Anhalt

Impressum

Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt Köthener Straße 38, 06118 Halle (Saale) Internet: www.lagb.sachsen-anhalt.de Arbeitsstand 27.08.2013	Bereich Geotopschutz: Konrad Schuberth Tel.: 0345-5212-135 E-Mail: schuberth@lagb.mw.sachsen-anhalt.de Datum des Ausdrucks 01.04.2015
--	--

Zur Beachtung

Zahlreiche Geotope liegen auf Privatgrund. Betreten nur mit Zustimmung des Eigentümers. Von Steilwänden kann Gefahr durch Steinschlag oder Rutschungen ausgehen. Die Regelungen des Naturschutzes sind zu befolgen.
 Dieser Geotop-Steckbrief ist ein Auszug aus dem Geotopkataster des LAGB und verkörpert einen Arbeitsstand. Irrtümer vorbehalten.

Abb. 1: Internet-Version eines Geotopsteckbriefes in Sachsen-Anhalt.

ICLEA - Virtuelles Institut zur Integrierten Klima- und Landschaftsentwicklungsanalyse

MARKUS J. SCHWAB¹, ACHIM BRAUER¹, MIROSLAW BŁASZKIEWICZ², THOMAS RAAB³, MARTIN WILMKING⁴
& das ICLEA Team*

Thema vom Virtuellen Institut **I**ntegrated **C**limate and **L**andscape **E**volution **A**nalyses ICLEA ist das bessere Verständnis der Klimadynamik und Landschaftsentwicklung von Kulturlandschaften im nördlichen Mitteleuropäischen Tiefland seit der letzten Eiszeit. In diesem Beitrag wird das Virtuelle Institut ICLEA in seiner Gesamtheit vorgestellt.

Ein Helmholtz Virtuelles Institut führt im Kern die Kompetenzen eines oder mehrerer Helmholtz-Zentren mit einer oder mehreren Hochschulen zusammen, um auf einem wichtigen Forschungsgebiet ein Kompetenz-Zentrum von internationaler Bedeutung und Attraktivität zu schaffen. Zusätzliche Partner aus dem In- und Ausland können als assoziierte Partner einbezogen werden. Die langfristige Mission unseres Virtuellen Instituts ICLEA ist die Bereitstellung einer substantiellen Datengrundlage für ein nachhaltiges Umweltmanagement auf der Basis eines fundierten Prozessverständnisses.

Als Partner bündeln das Helmholtz Zentrum Potsdam Deutsches GeoForschungsZentrum (GFZ), die Ernst Moritz Arndt Universität Greifswald (Uni Greifswald), die Brandenburgische Technische Universität Cottbus-Senftenberg (BTU) zusammen mit der Polnischen Akademie der Wissenschaften (PAN) in Torun ihre Forschungskapazitäten und Expertise, um die Klima- und Landschaftsentwicklung der historischen Kulturlandschaft zwischen Nordostdeutschland und Nordwestpolen zu untersuchen.

Die Umsetzung der Ziele in ICLEA erfolgt in fünf sich ergänzenden Arbeitspaketen (Work Packages, WP):

Das Arbeitspaket WP1 „Hydrologie und Klimadaten“ konzentriert sich sowohl auf das Monitoring von hydrologischen und Bodenfeuchte Daten als auch von meteorologischen Parametern.

Das Arbeitspaket WP2 „Fernerkundungsdaten aus Archiven“ beabsichtigt mit Hilfe der Analyse von Satellitenbildern die Verbindung zwischen heutigen und zukünftigen Monitoring Daten sowie Daten der jüngsten Vergangenheit herzustellen. In diesem Arbeitspaket werden größere räumliche Skalen betrachtet.

¹ Dr. Markus J. Schwab, Prof. Dr. Achim Brauer, GFZ German Research Centre for Geosciences, Section 5.2 Climate Dynamics and Landscape Evolution, Telegrafenberg, D-14473 Potsdam, E-Mail: mschwab@gfz-potsdam.de

² Prof. Dr. Mirosław Błaszkiwicz, Polish Academy of Sciences, Institute of Geography and Spatial Organization, Department of Lowland Hydrology and Geomorphology, ul. Kopernika 19, 87 – 100 Toruń, Poland

³ Dr. habil. Thomas Raab, Brandenburgische Technische Universität (BTU) Cottbus-Senftenberg, Chair of Geopedology and Landscape Development, Konrad-Wachsmann-Allee 6, D- 03046 Cottbus

⁴ Prof. Dr. Martin Wilmsing, Greifswald University, Chair of Botany and Landscape Ecology, Institute of Landscape Ecology and Ecosystem Dynamics, Grimmer Straße 88, D17487 Greifswald

* ICLEA Team, Die komplette Liste der beteiligten Wissenschaftler und Partner kann im Internet eingesehen werden <http://www.iclea.de>

Die Arbeitspakete WP3-5 sind auf unterschiedliche natürliche Archive fokussiert. Aus diesen sollen unterschiedlichste hoch qualitative Proxydaten (Stellvertreterdaten) gewonnen werden:

Das Arbeitspaket WP3 „Baumringe“ stellt sub-saisonale Daten für die letzten Jahrhunderte bis Jahrtausende bereit.

Das Arbeitspaket WP4 „Warvierte See Sedimente“ umfasst das gesamte Untersuchungsintervall in saisonaler bis jährlicher Auflösung.

Das Arbeitspaket WP5 „Paläoböden und Geomorphologische Kenndaten“ umfasst ebenfalls die gesamte Untersuchungsperiode, jedoch nicht kontinuierlich und in geringerer zeitlicher Auflösung als in den Archiven der WP3 und WP4.

Ergänzende Informationen wie Klima-, Baumökophysiologische und Limnologische Daten etc. werden durch Kooperationen mit assoziierten Partnern verfügbar gemacht.

Uranproblematik in Mecklenburg-Vorpommern

Ergebnisse der Uran-Arbeitsgruppe des LUNG

BEATE SCHWERTDFEGER¹

In Porengrundwasserleitern stehen unter natürlichen Bedingungen die Einträge von Oxidationsmitteln (gelöster Sauerstoff) und Reduktionsmitteln (gelöster organischer Kohlenstoff) in das Grundwasser im Gleichgewicht. Durch den Nitratreintrag wird dem Grundwasserleiter zusätzlich ein starkes Oxidationsmittel hinzugefügt. Grundwasserleiter enthalten ein Feststoffdepot mit Nitratabbauvermögen: Feststoffphasen mit Fe(II) und S(-I/-II) (Pyrit) und feststoffgebundene abbaubare C_{org} -Verbindungen.

Durch den Nitratreintrag werden im Untergrund chemische Reaktionen ausgelöst, die unter Bildung von Sulfat zum Nitratabbau führen. Auch das geogen vorhandene Uran wird durch das Oxidationsmittel Nitrat gelöst, was zu erhöhten Uran-Konzentrationen im Grundwasser führt. Gelingt das Uran im natürlichen Grundwasserabstrom wieder unter reduzierende Bedingungen, fällt es als Feststoff-Verbindung aus. Dringt die Nitratfront weiter vor, wird das feste Uran wieder gelöst. Dieser sich ständig wiederholende Vorgang der Mobilisation/Demobilisation/Remobilisation wird „roll front“ genannt und führt langfristig zu einer steigenden Konzentration und Tiefenverlagerung der Uranbefunde.

Dieser Vorgang wurde von der TU Clausthal in einem Stofftransportmodell simuliert. Dabei wurden folgende, für Mecklenburg-Vorpommern typische Randbedingungen festgelegt:

- Als Quelle des geogenen Uran werden in Mecklenburg-Vorpommern die aus Skandinavien stammenden, vorwiegend kristallinen Gesteine der letzten Eiszeit angesehen. Zusätzlicher möglicher Uran-Eintrag aus Phosphordüngung wurde nicht berücksichtigt.
- Es wurde angenommen, dass das ursprüngliche Uran vollständig als Uraninit (UO_2) vorliegt, andere potentielle Mineralbildungen mit Uran-Anteilen wurden nicht berücksichtigt.
- Die Löslichkeit des Uraninits wurde mit 10 % angesetzt.

Durch die Simulation konnte nachgewiesen werden, dass lokal und zeitlich begrenzt durch das Fortschreiten des Nitratreintrages sehr hohe Uran-Konzentrationen im Grundwasser entstehen können.

Zum Nachweis der roll front wurden in Mecklenburg-Vorpommern mehrere Grundwassersondierungen durchgeführt (Abb. 1). Dabei wurde im direct-push-Verfahren eine Sonde mit Filter bis auf eine maximale Tiefe von 30 m niedergebracht und dann rückschreitend unter Anwendung von low-flow-Technologie meterweise je eine Wasserprobe entnommen. Die Analyse umfasste neben den Vorort-Parametern und

¹ Dr Beate Schwerdtfeger, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie, LUNG M-V, Goldberger Str. 12, D-18237 Güstrow; E-Mail: beate.schwerdtfeger@lung.mv-regierung.de

Hauptelementen u. a. auch die Spurenelemente Uran, Nickel, Cobalt und Arsen. In zwei Sondierungen wurde ein starker Kontrast zwischen der oberflächennahen oxidierten Grundwasserzone und der unterlagernden reduzierten Zone festgestellt, die dritte Sondierung zeigte, dass in einem bedeckten Grundwasserleiter das laterale Fließen des Grundwassers überwiegt. Überschreitungen des Grenzwertes der Trinkwasserverordnung traten in der oxidierten Zone bei folgenden Parametern auf: Nitrat, Ammonium, Nitrit, Uran und Nickel, in der reduzierten Zone kam es zu Grenzwertüberschreitungen bei Sulfat.

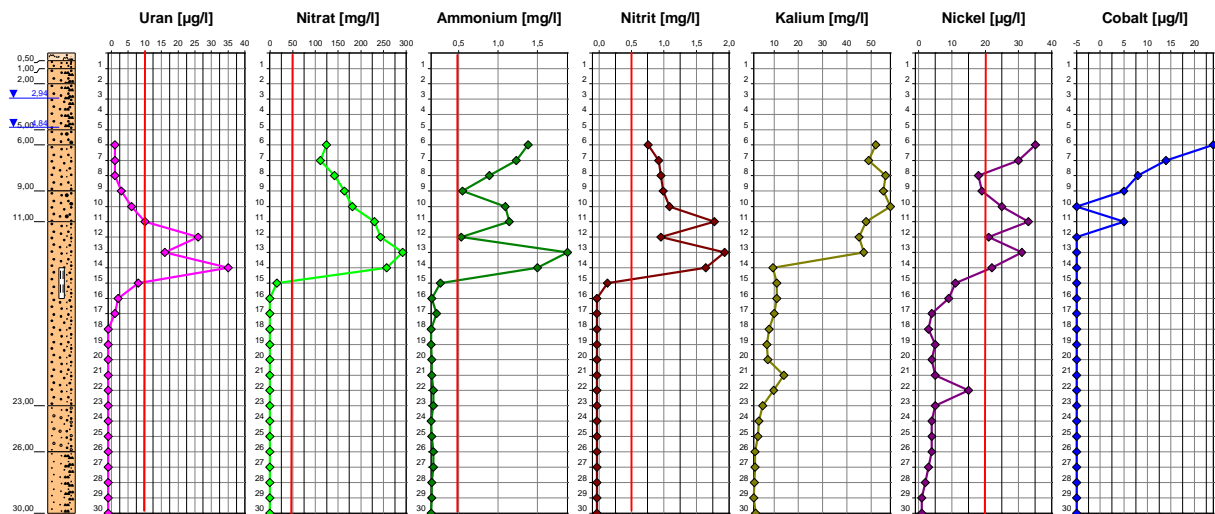


Abb. 1: Ergebnisse der Grundwassersondierung Schwerin Süd 2013 (Rote Linien: TVO-Grenzwert).

Da das oberflächennahe, durch Nitrat-Eintrag oxidierte Grundwasser lokal in intensivem Austausch mit den Oberflächengewässern steht, kommt es auch in diesen zu Qualitätsverschlechterungen und z. T. bedenklich hohen Uran-Befunden.

Die zunehmende Mobilität des Uran in der Umwelt wird anhand von Sedimentuntersuchungen aus Seen belegt.

USO-Projekt (Teilgebiet Ost): Interpretation und Visualisierung seismischer Profile und Bohrungsdaten östlich von Rügen als Basis für ein 3D-Modell

ELISABETH SEIDEL¹, MARTIN MESCHEDI¹ & KARSTEN OBST²

Im Rahmen des gemeinsamen Forschungsprojektes USO = Untergrundmodell Südliche Ostsee der Ernst-Moritz-Arndt Universität Greifswald und des LUNG M-V ist die Erstellung eines dreidimensionalen Strukturmodells des geologischen Untergrundes in der südlichen Ostsee geplant. Das Projektgebiet ist durch die Insel Rügen in einen westlichen und östlichen Bereich unterteilt. Im Teilgebiet USO-Ost dienen 2D-seismische Profile als Datengrundlage, die in den 1970er bis 1980er Jahren von der Organisation "Petrobaltic" in der Ostsee gemessen wurden. Ausgewählte Profile wurden während der 1990er Jahre innerhalb des BGR-Projektes SASO = "Strukturatlas Südliche Ostsee" (SCHLÜTER et al. 1997) und jüngst auch von der deutsch-kanadischen Firma CEP zum Zwecke der Offshore-Erkundung von Erdöl und Erdgas reprozessiert. Für die Interpretation der geophysikalischen Daten stehen zusätzlich Tiefbohrungen sowohl aus dem Offshore- als auch dem Onshore-Bereich zur Verfügung. Die Schichtdaten und Bohrlogs ermöglichen eine Korrelation lithostratigraphischer Horizonte mit bedeutenden Reflektoren und dienen auch der Zeit-Tiefen Konvertierung.

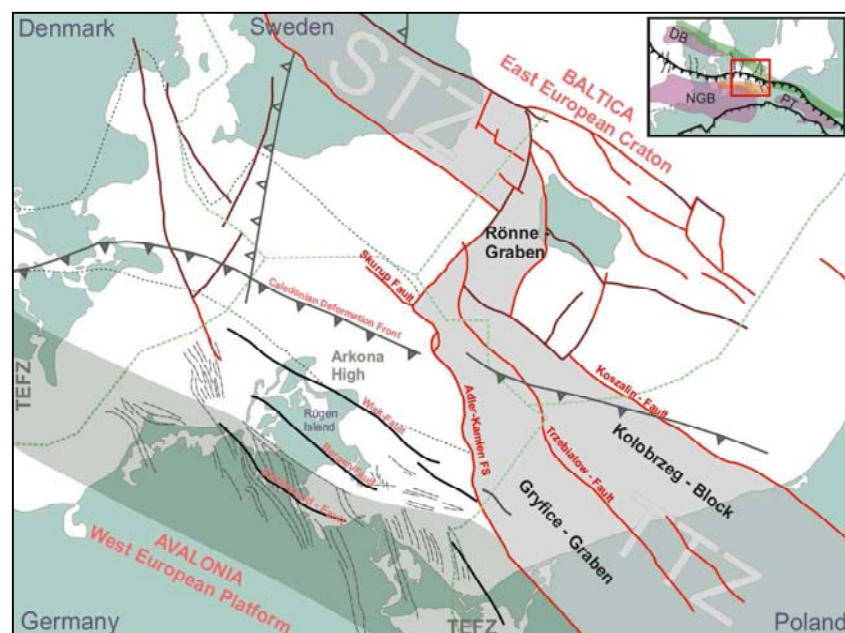


Abb. 1: Regionale Baueinheiten, Strukturelemente und Störungszonen im Bereich der südlichen Ostsee (verändert nach SCHLÜTER et al. 1997, BAYER et al. 1999, KRAWCZYK et al. 2002, KRAUSS & MAYER 2004, SCHECK-WENDEROTH & LAMARCHE 2005).

¹Elisabeth Seidel, Prof. Dr. Martin Meschede, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, F.-L.-Jahn-Str. 17a, D-17489 Greifswald

² Dr. Karsten Obst, Geologischer Dienst, LUNG M-V, Goldberger Str. 12, D-18237 Güstrow;
E-Mail: karsten.obst@lung.mv-regierung.de

Im Arbeitsgebiet werden das präkambrische Basement des Osteuropäischen Kratons und auflagerndes Kambrosilur von kaledonisch deformierten ordovizischen Sedimenten überlagert. Letztere gehören zu einem Akkretionskeil, der sich infolge der Kollision zwischen Baltica und Avalonia gebildet hat (Abb. 1). Die nördliche Verbreitungsgrenze der so genannten Rügen-Kaledoniden bildet die kaledonische Deformationsfront nordöstlich der Insel (KATZUNG et al. 2001). Überreste der devonischen und karbonischen Sedimente sind im Raum Usedom-Rügen lokal erhalten. Jüngere Ablagerungen des Perm bis zur Kreide repräsentieren den nordöstlichen Randbereich des Norddeutschen Beckens (NGB). Es gehört zu dem intrakontinentalen Mitteleuropäischen Beckensystem, das sich vom Osten Englands bis nach Polen und ins Baltikum erstreckt. Die Verbreitung und Mächtigkeit der jungpaläozoischen und mesozoischen Sedimente wird von tektonischen, aber auch von halokinetischen Bewegungen beeinflusst. Dabei führt die Reaktivierung älterer Störungssysteme des Tornquist-Fächers auch zur Entwicklung neuer Störungen im Deckgebirge (THYBO 2000). Zu den tektonischen Elementen im Arbeitsgebiet gehören das regional bedeutsame Adler-Kamien-Störungssystem, welches den Gryfice-Graben im Westen begrenzt, und lokale Störungen des VPSS = Vorpommern-Störungssystem (KRAUSS & MAYER 2004).

In einem ArcGIS-Projekt wurden zunächst die seismischen und Bohrungsdaten erfasst und zusammen mit georeferenzierten und digitalisierten Karten früherer Projekte dargestellt. In einem zweiten Schritt wurden die 150 reprozierten seismischen Profile (ca. 3120 km Gesamtlänge) sowie die Bohrungen mit Loginformationen in das Programm Seisware™ importiert. Danach konnten die wichtigsten Reflektoren und tektonischen Strukturen entlang der Profile identifiziert und markiert werden. Der stratigraphische Bezug zwischen den Reflektoren und den Markerhorizonten gelang mit Hilfe der Ostsee-Bohrungen G14, H2, H9 und K5. Die anschließend erstellten Grids der Horizonte und Störungsflächen wurden mittels des 3D Visualizer von SeisWare™ dargestellt (Abb. 2). In einem letzten Arbeitsschritt wird die Software MOVE™ für die Restauration einzelner Profile im zweidimensionalen Raum sowie die Modellierung im dreidimensionalen Raum genutzt.

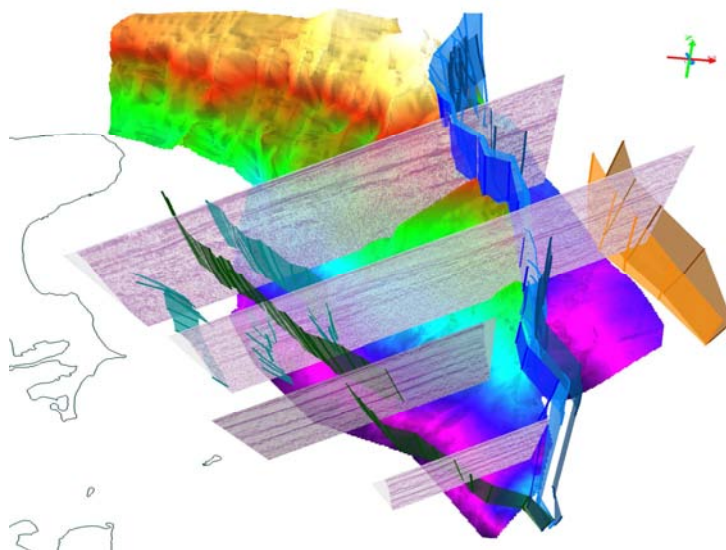


Abb 2: 3D-Ansicht der Basement-Oberfläche im Untersuchungsgebiet östlich von Rügen. Neben ausgewählten seismischen Profilen sind von W nach E die Störungsflächen des Wieck-Störungssystems (grün), des Adler-Kamien-Störungssystems (blau) und von Störungen innerhalb des Gryfice-Grabens (orange) dargestellt.

Literatur:

- BAYER, U., SCHECK, M., RABBEL, W., KRAWCZYK, C.M., GÖTZE, H.-J., STILLER, M., BEILECKE, TH., MAROTTA, A.-M., BARRIO-ALVERS, L. & KUDER, J. (1999): An integrated study of the NE German Basin. – *Tectonophysics* **314**: 285-307.
- KATZUNG, G. (2001): The Caledonides at the southern margin of the East European Craton. – *N. Jb. Geol. Palaeont. Abh.* **222**: 3-53; Stuttgart.
- KRAUSS, M. & MAYER, P. (2004): Das Vorpommern-Störungssystem und seine regionale Einordnung zur Transeuropäischen Störung. – *Z. geol. Wiss.* **32**: 227-246; Berlin.
- KRAWCZYK, C.M., EILTS, F., LASSEN, A. & THYBO, H. (2002): Seismic evidence of Caledonian deformed crust and uppermost mantle structures in the northern part of the Trans-European Suture Zone, SW Baltic Sea. – *Tectonophysics* **360**: 215-244.
- SCHECK-WENDEROTH, M. & LAMARCHE, J. (2005): Crustal memory and basin evolution in the Central European Basin System – new insights from a 3D structural model. – *Tectonophysics* **397**: 143-165.
- SCHLÜTER, H. U., JÜRGENS, U., BEST, G., BINOT, F. & STAMME, H. (1997): Strukturatlas südliche Ostsee (SASO). - Endbericht, 81 S., Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover.
- THYBO H. (2000): Crustal structure and tectonic evolution of the Tornquist Fan region as revealed by geophysical methods. - *Bulletin of the Geological Society of Denmark* **46**: 145-160; Copenhagen.

Neue Prätertiäraufschlüsse im südlichen Subherzyn (Sachsen-Anhalt)

LJUBA STOTTMEISTER¹, ROLAND WIMMER¹, GERHARD BEUTLER² & STEFANIE WITTFOTH¹

Im Zeitraum von 2009 bis 2014 wurden im südöstlichen Subherzyn zahlreiche neue Tiefbohrungen abgeteuft. Sie befinden sich im Umfeld des Concordia-Sees, einem ehemaligen Braunkohlen-Tagebau an der Südwestflanke des Ascherslebener Salzsattels, ca. 7 km nordwestlich von Aschersleben.

Die Bohrungen wurden im Zusammenhang mit den Ermittlungen von Ursachen der Böschungsbewegungen in Nachterstedt realisiert. Die Bohrergebnisse sollten vor allem zur Klärung des tektonischen Baus im Bereich des Ascherslebener Sattels beitragen. Ein besonderes Augenmerk galt dabei der NE-SW-gerichteten Quertektonik und deren Rolle bei dem Schollenbau des Harzvorlandes sowie seine genetische Bedeutung im Zusammenhang mit der Inversionstektonik.

Der prätertiäre Untergrund wurde mit insgesamt 15 Bohrungen erschlossen (Abb. 1). Die feinstratigraphische Bearbeitung des Bohrgutes sowie geophysikalische Bohrlochmessungen (VOIGT & MAURER 2014) ermöglichten eine exakte stratigraphische Zuordnung der Schichten und deren Korrelation mit bekannten Richtprofilen im Harzvorland. Die stratigraphische Reichweite des Bohrgutes deckt nahezu das gesamte Mesozoikum im Untersuchungsgebiet ab, wodurch der bisherige Kenntnisstand überprüft, überarbeitet bzw. erweitert werden konnte.

Die durchgeführten Untersuchungen sind in Form von Komplexdokumentationen zu jedem Aufschlussprofil dargestellt. Daraus ist ersichtlich, dass die nahezu waagrecht gelagerten Gesteine keine größeren Hohlräume aufweisen, da die Subrosion mesozoischer salzhaltiger Sedimente und die Umwandlungsprozesse von Gips und Anhydrit bereits beendet sind. Heute liegen diese Schichten meist als Residualgesteine in Form von Tonen vor. Eine stärkere bruchtektonische Beanspruchung der Gesteine wurde lediglich im Bereich der Störungen beobachtet.

Die Untersuchungsergebnisse wurden in der neuen Geologischen Übersichtskarte des prätertiären Untergrundes im Maßstab 1:50.000 zusammengefasst. Um regional verständlich zu bleiben, wurde ein Ausschnitt über acht GK 25 gewählt, der nahezu den gesamten Südosten des nördlichen Harzvorlandes erfasst. In die Bearbeitung flossen auch zahlreiche, bisher unveröffentlichte, geologisch-geophysikalische Daten (z. B. RAPPILBER & HECKNER 2012) aus dem Archiv des Landesamtes für Geologie und Bergwesen (LAGB) in Halle.

Im Vergleich mit den älteren Darstellungen (KIRSTEN 1928, WAGENBRETH 1966) wird in der aktuellen Karte die Beteiligung der Bruchtektonik am Strukturbau des Prätertiärs besonders hervorgehoben. Charakteristisch ist die intensive Durchkreuzung von

¹ Ljuba Stottmeister, Roland Wimmer, Stefanie Wittfoth, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Straße 38, D-06118 Halle (Saale), E-Mail: stottmeister@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

² Dr. Gerhard Beutler, Lindenring 11, D-06667 Weißenfels, OT Burgwerben

NW-SE-orientierten Hauptrichtung der Subherzynen Mulde mit zahlreichen Elementen der orthogonalen NE-SW- Richtung. Diese Vergitterung prägt insbesondere die strukturelle Situation im Umfeld von Nachterstedt.

Dominierendes Element ist hier die Athensleben-Störung, die von relativ kurzen Parallelstörungen begleitet wird, die bedeutendste davon ist die Schadeleben-Störung.

Die abschließende Betrachtung des Schollenmusters und der Quertektonik lässt vermuten, dass die Auswirkung der Harzscholle auf das angrenzende Umland während der Inversionsvorgänge in der Oberkreide eher in Verbindung mit einer NE-gerichteten Überschiebungstektonik steht (VOIGT et al. 2009). Sie wurde offensichtlich von einer dextralen Schollenrotation begleitet. Die Wirkung horizontaler Kräfte entlang der Querstörungen ist lokal feststellbar, z. B. im Bereich der Bodetal-Störung beim Eintritt in die Aufrichtungszone bei Thale, im komplizierten tektonischen Bau südwestlich von Mehringen und in den Überschiebungsphänomenen an der Wegeleben-Störung.

Die kompressive Tektonik an der Harznordrand-Störung ist insbesondere an den sogenannten „Spornen“ (Rieder-Sporn, Benzingerode-Sporn) ausgeprägt, während an weiten Teilen des Harznordrandes Weitungstektonik dominiert. Dieser Wechsel ist ebenfalls auf die Wirkung der Quertektonik zurückzuführen.

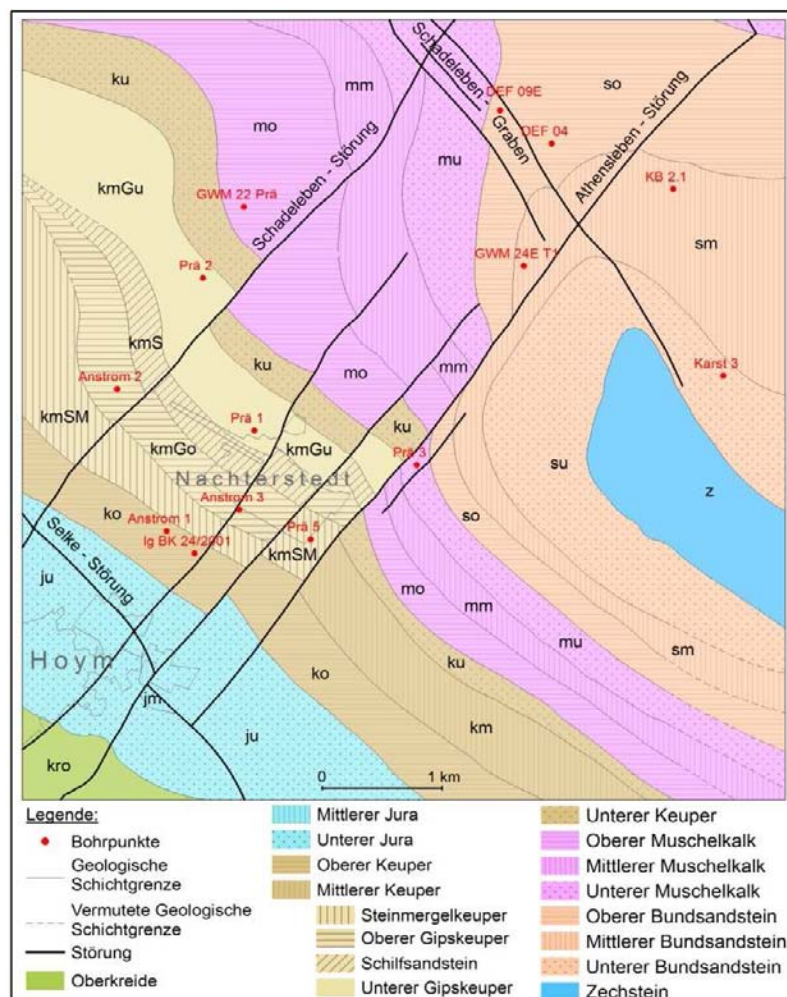


Abb. 1: Ausschnitt aus der neuen Geologischen Karte mit der Lage der bearbeiteten Bohrungen.

Literatur:

- KIRSTEN, E. (1928): Der geologische Bau des Gebietes zwischen Eine und Hake. (Eine Monographie der Aschersleben-Staßfurter Schrägscholle). – Jahrbuch des Halleschen Verband für die Erforschung der mitteldeutschen Bodenschätze und ihrer Verwertung, N.F., **7**: 30–67, Halle.
- RAPPSILBER, I. & HECKNER, J. (2012): Aschersleben-Störung. – Kenntnisstandsanalyse, 11 S., 17 Abb.; Halle (Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt); [unveröff.].
- VOIGT, W. & MAURER, M. (2014): Ergebnisbericht zu Strukturauswertungen bohrlochgeophysikalischer Messungen in Prätertiärbohrungen im Raum Nachterstedt-Concordiassee im Zeitraum Mai 2013 - November 2014. – Ergebnisbericht, 42 S., 6 Anl.; Gommern (BBi GmbH); [unveröff.].
- VOIGT, T.; EYNATTEN, H.V. & KLEY, J. (2009): Kommentar zu „Nördliche Harzrandstörung: Diskussionsbeiträge zu Tiefenstruktur, Zeitlichkeit und Kinematik“ von Volker Wrede (ZDGG 159/2: 293–316). – Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **160** (1): 93–99; Stuttgart (Schweizerbart).
- WAGENBRETH, O. (1966): Entwurf einer abgedeckten geologischen Karte des Staßfurt-Oscherslebener Salzsattels und seiner Randsenken. – Geologie **15** (9): 1009-1022; Berlin.

Sternberger Gestein und Salztektunik

PETER SUHR¹

Erfreulicherweise sind in den letzten Jahrzehnten eine Reihe von Arbeiten zum „Sternberger Gestein“ publiziert worden, die die lange überfälligen Revisionen der Fauna zum Inhalt hatten. Dabei fällt auf, dass die Paläogeographie und die Diskussion des Ablagerungsbereiches immer noch stiefmütterlich behandelt werden und trotz vorhandener moderner Anschauungen auf z. T. längst veraltete Literatur zurückgegriffen wird. SUHR & BRAASCH (1991) hatten einen ersten Versuch unternommen mit Hilfe von Sedimentgefügen Aussagen zum Ablagerungsbereich zu treffen und Vermutungen zur primären Bindung der spezifischen Bildungsumstände an Salzstrukturen zu äußern.

Im Vortrag soll dieser Ansatz erneut verfolgt und ausführlicher diskutiert werden. Die „Sternberger Kuchen“, glaziofluviatile Gerölle des „Sternberger Gesteins“ bzw. Nahgeschiebe, bieten vor allem in Exemplaren mit zurücktretender Fossilführung die Möglichkeit primäre Sedimentgefüge zu beobachten. Das sind in erster Linie gradierte Schalenbänke, deren Hangend und Liegend Verhältnisse häufig durch fossile Wasserwaagen eindeutig zu bestimmen sind.

Weniger häufig kann man Schichtungsgefüge erkennen, die von Beulenrippel (hummocky cross stratification (HARMS 1975)) stammen. Gebietsweise sind gehäuft intraformationelle Weichgerölle als gröbste Komponente im Gestein vorhanden. Alle diese Sedimentgefüge sind zwanglos als Tempestite (Sturmflutsande) zu interpretieren. Grundberührender Seegang während eines Sturmereignisses führt zur Erosion des Meeresbodens. Das aufgewirbelte Sediment mit der darin enthaltenen Fauna wird als Suspension transportiert und nach der Korngröße sortiert, bei Nachlassen des Energieeintrages sedimentiert.

Der Transport ist sehr schonend, wie man an dem geringen Schillanteil erkennen kann. Die Sedimentation erfolgt relativ schnell, so dass „fossile Wasserwaagen“ unter den gewölbt oben eingebetteten Muschelschalen recht häufig sind. Auch vertikal eingebettete Schalen sprechen für eine rasche Sedimentation. Die Beulenrippel werden dann bei weiter abflauender Wellenenergie gebildet. Oszillationsrippel und horizontal geschichtete Abschnitte vervollständigen die Standard-Tempestitsequenz (AIGNER 1980). Tempestite sind für gewöhnlich an die flacheren Küstenbereiche auf dem Schelf gebunden, wo bei Sturmereignissen grundberührender Seegang möglich ist. Die Sturmwellenbasis wird gemeinhin zwischen 40 m und 90 m Wassertiefe angenommen.

Wenn wir das Tempestit-Modell als mögliche Geneseform des „Sternberger Gesteins“ akzeptieren, müssen wir im Ablagerungsbereich mit Wassertiefen <90 m rechnen. Betrachtet man nun die neueren paläogeographischen Rekonstruktionen für das Oberligozän (VINKEN 1989), so befindet sich der Bildungsbereich des „Sternberger Gesteins“ ziemlich küstenfern und etwa auf der Beckenachse.

¹ Peter Suhr, Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, PF 540137, D-01311 Dresden, E-Mail: Peter.Suhr@smul.sachsen.de

Die alten Vorstellungen sahen im Oberoligozän die Küstenlinie von Rostock über Neubrandenburg nach Stendal verlaufend. Diese Vorstellung ist heute nicht mehr haltbar (s. Abb. 1), da die Ostküste des Oberoligozänmeeres in Ostpolen zu suchen ist.

Als einzige sinnvolle Möglichkeit für den Bildungsbereich des „Sternberger Gesteins“ kommen bathymetrische Verflachungsbereiche über den Salzstrukturen in Frage. Die Verknüpfung der Salzstrukturen mit dem Vorkommen von „Sternberger Kuchen“ war schon SCHULZ (1972) aufgefallen. Er sah aber die Erosionsmöglichkeit an den Flanken der Salzstrukturen als entscheidend für die Verbreitung der „Sternberger Kuchen“ an.

Im Vortrag wird schon über die bathymetrischen Verhältnisse des oberoligozänen Meeres eine primäre Verknüpfung des Bildungsraumes mit den Salzstrukturen ins Spiel gebracht. Gestützt wird diese Vorstellung von der Tatsache, dass in Bohrungen außerhalb der Salzstrukturen niemals typisches „Sternberger Gestein“ angetroffen wurde, sondern nur sandige Schluffe mit vereinzelt dünnen sideritisch verfestigten Feinsandsteinlagen (Sülsdorfer Schichten) ohne auffällige Häufung von Faunenresten. Nach dem vorgeschlagenen Modell war hier die Wassertiefe schon zu groß, als dass sich typische Tempestite bilden konnten. Lediglich distale Feinsandsuspensionen konnten gelegentlich diesen Ablagerungsraum noch erreichen.

Da sich Salzstrukturen nicht gleichzeitig bewegen, kommen nur die als Bildungsraum des „Sternberger Gesteins“ in Frage, die im Oberoligozän eine Aufstiegstendenz besaßen. Das sind vor allem die großen Salzkissen Karow, Krakow, Schlieven, Sternberg, Pinnow, Marnitz und Hinrichshagen. Der Aufstieg der Salzkissen hat nicht zwangsläufig zur Inselbildung geführt, da weder die Fauna noch häufigeres Vorkommen von eingespülten Florenresten einen Hinweis auf Inselbildung geben. Die Diapire in SW-Mecklenburg zeigen keine Verknüpfung mit Vorkommen von „Sternberger Kuchen“, obwohl Exarationsmöglichkeiten bestanden haben. Ihr Hauptaufstieg liegt im Miozän-Pliozän und konnte damit nicht bathymetrisch schon im Oberoligozän wirksam werden.

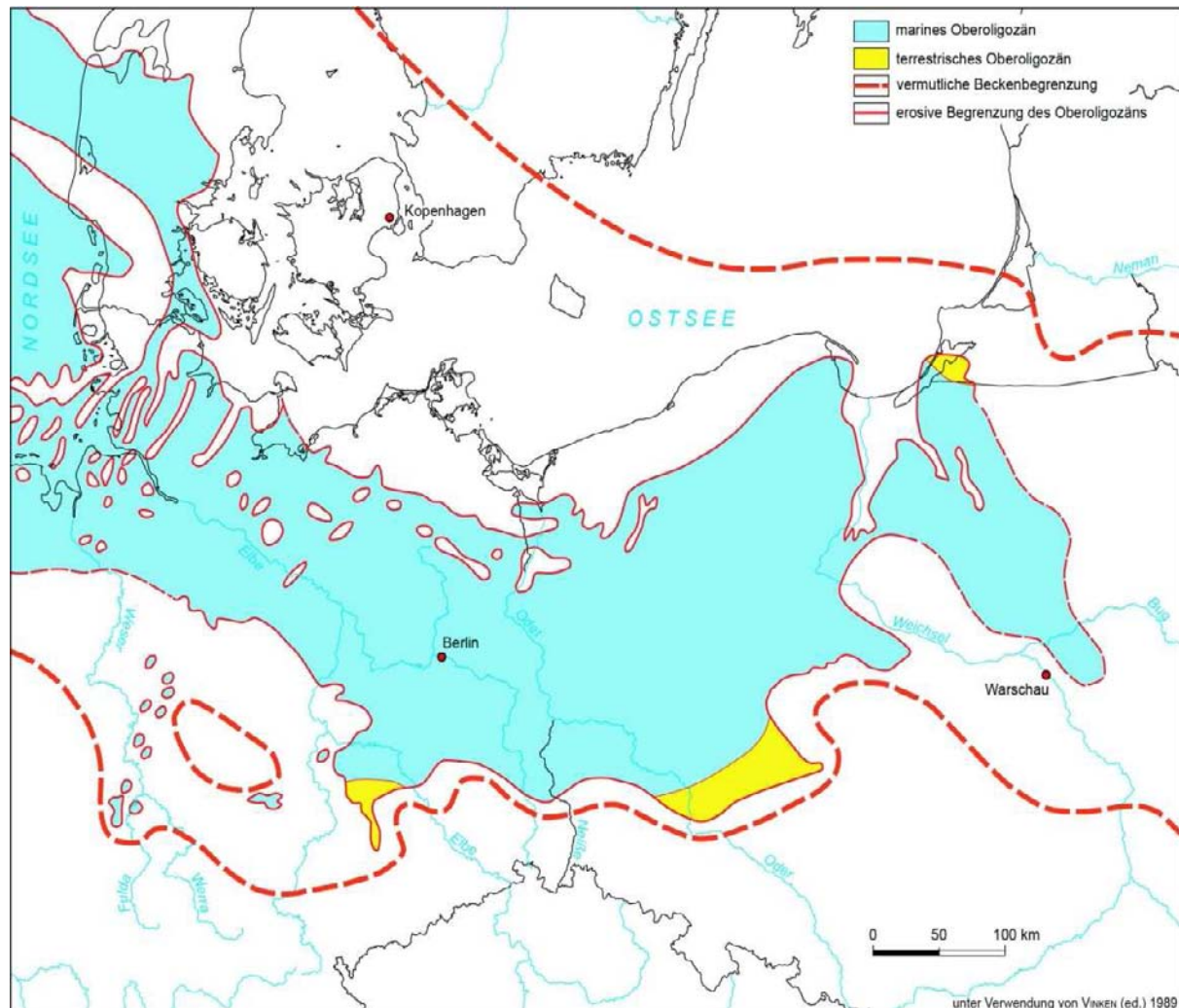


Abb. 1 Paläogeographische Verhältnisse im Oberoligozän.

Literatur:

- AIGNER, T. (1980): Storm deposits as a tool in facies analysis. - International Association of Sedimentologists, 1st European Meeting Bochum, S. 44-46.
- HARMS, J.-C. (1975): Stratification and sequence in prograding shoreline deposits. - SEPM Short Course 2, S. 81-102.
- SCHULZ, W. (1972): Ausbildung und Verbreitung der oberoligozänen "Sternberger Kuchen" als Lokalgeschiebe. - Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, Reihe A **17**: 119-137.
- SUHR, P. & BRAASCH, R. (1991): Sedimentgefüge und Ablagerungsbereich des "Sternberger Gesteins". - Wissenschaftliche Beiträge der Ernst-Moritz-Arndt Universität Greifswald – Fortschritte der Geologie, S. 60-65.
- VINKEN, R. (ed.) (1989): The NW-European Tertiary Basin. - Geologisches Jahrbuch, Reihe A **100**, 508 S.

Unbekannte Eiszeitrelikte in Ostfriesland – Pingoruin

KATHARINA TILLY¹



Abb. 1: Pingoruine „Wrokmoor“ bei Friedeburg.

Im Nordwesten Deutschlands sind die Überreste von Pingos zu finden. Diese Eishügel aus Permafrostgebieten, wie Spitzbergen oder Alaska, gab es während der Eiszeit auch in Ostfriesland (GARLEFF 1968, BUSCHE et al. 2005, HEINZE et al. 2012). Die Pingos Norddeutschlands sind im Permafrost der Weichselzeit, ca. 115.000-11.700 v. Chr. gewachsen und im Laufe der darauffolgenden Warmzeit abgetaut (EHLERS 2011, MACKAY & BURN 2011). Dadurch entstanden die typischen rundlich, ovalen Hohlformen im Geestrücken – die Pingoruin. Die reihenartige Anordnung, sowie die Grundsubstrate der Pingoruin lassen darauf schließen, dass es sich in Ostfriesland um „open system“ Pingos handelte (DE BRUIJN 2012).

Schmilzt in den Pingos der Eiskern, der sie aus dem Substrat aufwachsen lässt, fällt das wenige noch aufliegende Bodenmaterial in die wachsende Senke (MACKAY & BURN 2011). Die bereits im Wachstum aufgehäuften Seitenränder fallen nur in geringen Teilen zusammen. Im Laufe der Zeit wird durch äolische und diverse mechanische Verwitterungsprozesse der Seitenrand bis hin zu einem flachen Wall abgetragen. Dieser ist in der heutigen Zeit aufgrund der anthropogenen Einwirkungen sowie der Vegetation schwer wahrnehmbar, aber ein wichtiges Merkmal, um eine Pingoruine identifizieren zu können. Neben der runden bis ovalen Form und den Resten eines Walles sind weitere, auch heute nutzbare Erkennungsmerkmale: eine Torffüllung, eine auffallend andere Vegetation, eine Wasserquelle oder –entwicklung, eine grundwasserdurchlässige Bodenschicht sowie eine weitreichendere Bodentiefe als die aktive Bodenschicht der Umgebung (DE BRUIJN 2012).

Um die Existenz sowie den Nutzen dieser Eiszeitrelikte zu verdeutlichen, wurde eine umfangreiche Untersuchung von 35 Flächen in Norddeutschland durchgeführt (TILLY 2014). Die Aufnahmebereiche liegen zwischen den Städten Norden und Bagband sowie Esens und Friedeburg. Hierbei wurde die Vegetation klassifiziert, es wurden Bohrproben genommen und Pollenanalysen zur zeitlichen Bestimmung der Bodenschichten durchgeführt. Des Weiteren wurden die Flächen beschrieben und die botanischen Besonderheiten hervorgehoben. Nach Betrachtung der Vegetationsstruktur und Indikatorarten lässt sich durch eine Einteilung in vier Biotoptypen (Wald, Baum- und

¹ Katharina Tilly, Körnerstraße 3, D-48151 Münster, E-Mail: Ka_Tilly@web.de

Strauchbestand im Grünland, offenes Grünland, in Grünland integriertes Gewässer) sagen, dass die Flächen sich vom restlichen, anthropogen beeinflussten Landschaftsbild stark abheben. Zumeist sind diese Flächen feuchter als ihre Umgebung, dadurch bieten sie zum Beispiel *Oxycoccus palustris*, *Myrica gale*, *Menyanthes trifoliata* gute Wachstumsmöglichkeiten. Weiterhin stellte sich heraus, dass die Schichtung der Bohrproben sich von der Schichtung anderer Hohlformen unterscheidet und typisch für Pingoruinen ist (WIEGAND 1965, GARLEFF 1968). Verallgemeinernd lässt sich folgende Schichtung darstellen (Abb. 2). Vegetation wie Moore oder Wiesen, Flugsand oder auch anthropogen eingetragene Sande, junger Torf, Sand, Torf, Mudde, Variationen von Sand, Torf und Mudde, abschließend Grundsubstrat. Die Tiefe der Ruinen variiert je nach Bohrung und Hohlform, liegt aber im Durchschnitt bei 2,86 m. Die tatsächlichen Tiefen sind aufgrund der Bohrerlänge (6 m) in mancher Pingoruine nicht exakt zu bestimmen. Dank Pollenuntersuchungen von S. Wolters der untersten Füllungsschicht (in TILLY 2014), ist deutlich zu erkennen, dass die gefundenen Pollen erst nach der Weichsel-Eiszeit eingeweht worden sein können. So sind 46,2 % der Pollenproben auf das Prä-Allerød zurück zu führen. In die Hochzeit des Allerød fallen 29,9 % der Proben und dem Pleniglazial und Atlantikum lassen sich lediglich 7,7 % zuordnen. Die Zuordnung der verbliebenen 16,2 % ist indifferent.

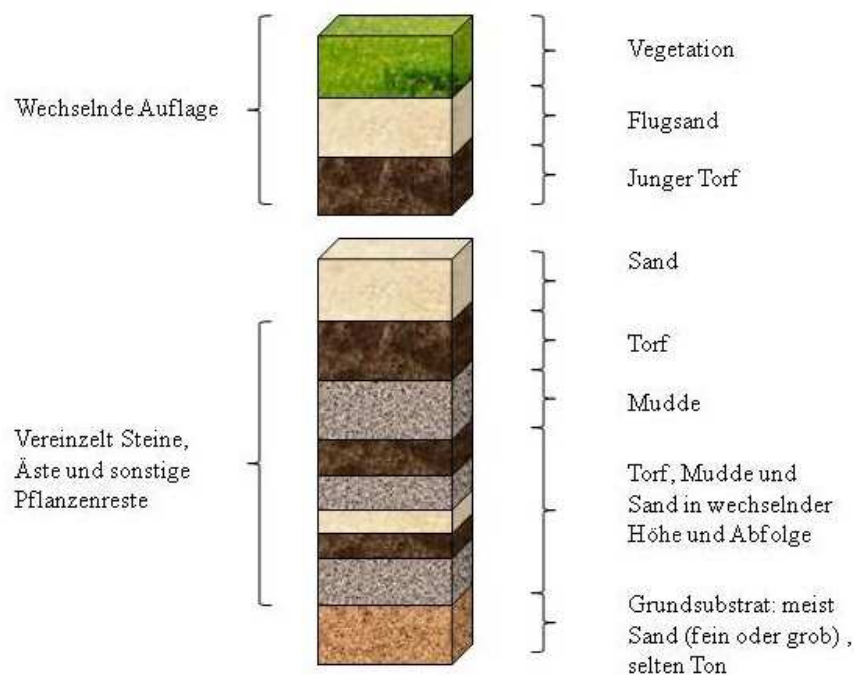


Abb. 2: Substratschichtung einer Pingoruine, verallgemeinert.

Durch die hohe Bodenfeuchte (bis hin zu stehenden Gewässern) und die oft noch intakten Torfflächen entwickeln sich in diesen Hohlformen Moore (Abb. 1). Oft sind auf wenigen Quadratmetern verschiedene Arten des Torfmooses *Sphagnum* zu finden. Moore werden in Deutschland immer seltener, von ursprünglich 1,5 Millionen ha Mooren in Deutschland existieren nur noch ca. 5 % (NABU 2012).

Zudem bieten Pingoruinen vielen Rote-Liste Arten der Fauna Rückzugsorte. Zu vermerken sind verschiedene Arten der Ordnung *Odonata*, *Lepidoptera* sowie *Bufo bufo* und *Rana temporaria*. Auch die Avifauna ist von besonderer Vielfalt. Das Agrarmosaik Norddeutschlands bietet wenig Schutz vor natürlichen und maschinellen Feinden. Da Pingoruinen häufig aneinandergereiht Vorkommen, bieten sie sowohl Pflanzen als auch Tieren Schutz und Wandermöglichkeiten. Durch die entstehende Fluktuation ist somit eine größere Artenvielfalt im Kulturland gegeben.

Anhand der aufgenommenen Parameter lässt sich sagen, dass Pingoruinen in dem untersuchten Gebiet in Vielzahl existieren, einen hohen Nutzen für Naturschutz und Diversität bieten und zwingend schützenswert sind. Sowohl kulturell, wissenschaftlich und auch im Sinne des Naturschutzes sollten Pingoruinen in der Öffentlichkeit bekannter gemacht werden. Durch Schutzmaßnahmen und intensive Information ließe sich eine Überformung durch die Landwirtschaft verhindern und es könnten zum Beispiel Flächen für Moorentstehung gesichert werden. Die Vielfalt der Fauna und Flora Norddeutschlands wäre sichergestellt und gefährdete Arten könnten sich erholen.

Literatur:

- BRUIJN, R. de (2012): Pingo remnants in the northern Netherlands and adjacent north-western Germany. – MSc. Thesis, Department of Physical Geography Faculty of Geosciences, Utrecht University, Netherlands.
- BUSCHE, D, KEMPF, J & STENGEL, I (2005): Landschaftsformen der Erde. Bildatlas der Geomorphologie. - Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt.
- EHLERS, J (2011): Das Eiszeitalter. - Spectrum, Heidelberg.
- GARLEFF, K (1968): Geomorphologische Untersuchung an geschlossenen Hohlformen („Kaven“) des Niedersächsischen Tieflandes. - Göttinger Geographische Abhandlungen, Geographisches Institut Universität Göttingen, Göttingen, Heft **44**.
- HEINZE, A, HOEK, W & TAMMEN, M (2012): Pingolandschaft in Ostfriesland. - Siedlungs- und Küstenforschung im südlichen Nordseegebiet **36**: 49-52. Marschenrat Kolloquium. Verlag Marie Leidorf, Rhaden/Westfalen.
- MACKAY J R, BURN C R (2011): Short Communication. A Century (1910-2008) of change in a collapsing pingo, Parry Peninsula, Western Arctic Coast, Canada. - Permafrost and Periglacial Processes **22**: 266-272, 12 May 2011 Wiley online library.
- NABU-Bundesverband (2012): Schutz und Entwicklung unserer Moore.
- TILLY, K. (2014): Unbekannte Eiszeitrelikte in Ostfriesland - Pingoruinen. Unpubl. Diplomarbeit, Institut für Landschaftsökologie, 78 S., Westfälische Wilhelms-Universität Münster.
- WIEGAND, G (1965): Fossile Pingos in Mitteleuropa. - Geographisches Institut Universität Würzburg, Geographische Gesellschaft Würzburg, **16**.

Gliederung und Rekonstruktion der Schichtenabfolge von Klein Klütz Höved im Spät-Pleistozän auf der Grundlage der Grenzflächen-Hierarchie nach MIALL

BABETTE WEGENER¹, HEIKO HÜNEKE¹ & STEFAN MENG¹

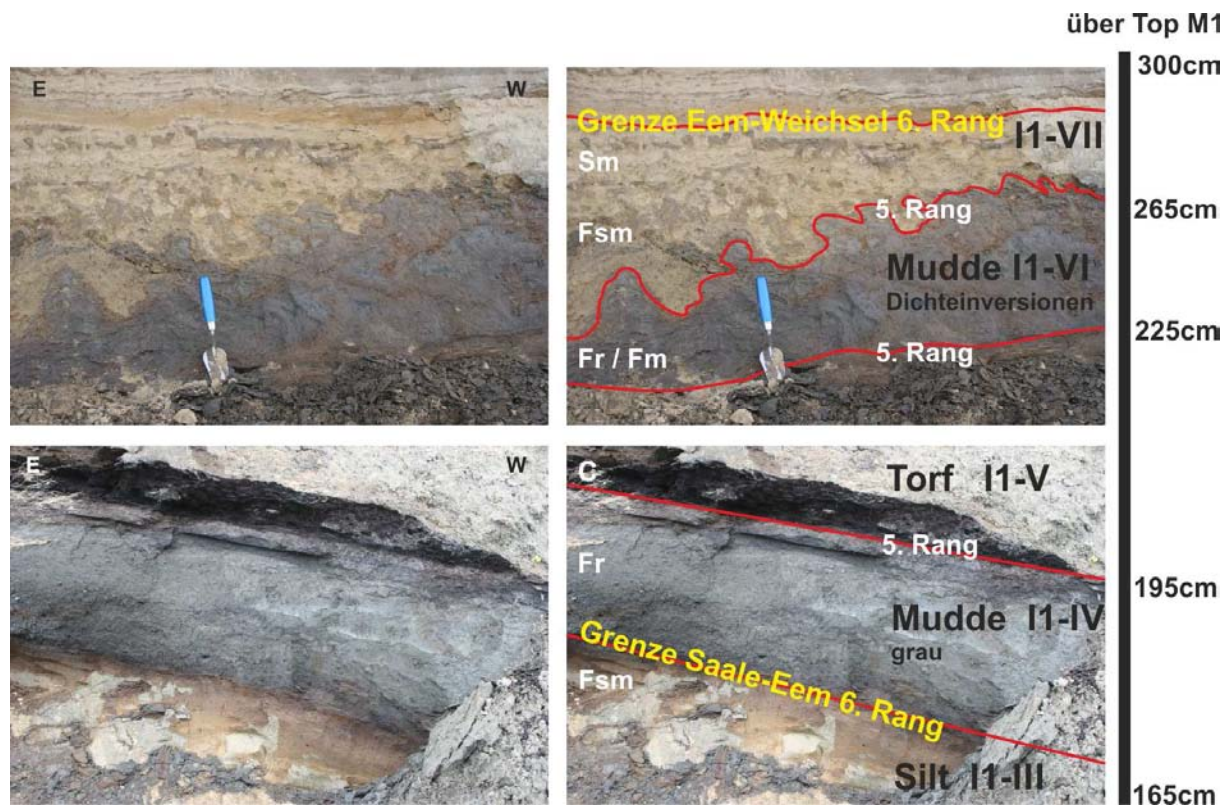
In den 1970-er und 1980-er Jahren entwickelten Geologen Fazies-Modelle zur Entstehung, Interpretation und Rekonstruktion von sedimentären Ablagerungsräumen. Unter Berücksichtigung verschiedener Ablagerungsprozesse wurde u. a. in äolische, fluviatile oder sub-marine Systeme untergliedert und die, für das jeweilige System, charakteristischen Parameter identifiziert. MIALL (2000, 2006) beschäftigte sich mit fluviatilen Ablagerungssystemen und deren natürlichen, dreidimensionalen Ablagerungseinheiten. Die daraus abgeleiteten Grundsätze zur Architektur-Elementanalyse flossen in die von ihm entwickelte Grenzflächen-Hierarchie für fluviatile Ablagerungssysteme ein.

Die im Beitrag vorgestellte Arbeit hat zum Ziel, die von MIALL entwickelte Grenzflächen-Hierarchie auf den I1-Sedimentkomplex am Kliff von Klein Klütz Höved (NW Mecklenburg) anzuwenden. Anhand der identifizierten Grenzflächen und deren kennzeichnenden Merkmalen wird die Abfolge detailliert untergliedert. Auf der Grundlage der Hierarchie (des Ranges) der Grenzflächen werden Kriterien erarbeitet, um die Übergänge von spätsaalezeitlichen zu eemzeitlichen und von eemzeitlichen zu früh-weichselzeitlichen Sedimenten zu identifizieren.

Die Grenze zwischen Saale und Eem wird an der Basis der lithostratigraphischen Einheit I1-IV vermutet, die durch eine Grenzfläche 6. Ordnung gekennzeichnet ist (vgl. Abb. 1). Charakteristisch für Grenzflächen dieses Ranges sind flache, regional weitreichende Grenzen, die auch mit Klima-Zyklen 5. Ordnung gleichgesetzt werden. In stratigraphischer Hinsicht werden diese Grenzen als Grenzen von *sub-members* oder *members* verstanden.

Vorangegangene Arbeiten von HECK (1960), ULLERICH (1991) und STRAHL et al. (1994) haben den Übergang vom Eem zum Frühweichsel mit einem kryoturbaten Würgebodenhorizont und einem „zeitlichen“ Hiatus beschrieben. Abweichend von dieser Interpretation wird der beschriebene Horizont als Dichteinversion interpretiert. Die marinen Tone repräsentieren den Höchststand des Eem-Meeres. Darauf folgende Sande sind jünger und zeigen veränderte Verhältnisse von Fließstärke und Angebot an Lockersediment an. Die Grenze zwischen Eem und Weichsel wird über diesem marinen Ton, in der lithologischen Einheit I1-VII (ca. 300 cm über Top M1) gezogen. Diese repräsentiert ebenfalls einen 6. Rang, der hinsichtlich Prozessdauer und lateraler Ausdehnung mit Rinnengürteln oder alluvialen Schwämmfächern gleichgesetzt wird.

¹ Babette Wegener, Dr. habil. Heiko Hüneke & Dr. Stefan Meng, Institut für Geographie und Geologie an der Ernst-Moritz-Arndt-Universität Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 16, D-17487 Greifswald, E-Mail: bw111001@uni-greifswald.de



Die Abb. 1 zeigt die Grenzen zwischen Saale-Eem und Eem-Weichsel (gelbe Beschriftung). Rote Linien markieren die Grenzflächen zwischen den Einheiten I1-III bis I1-VII. Die Lithofazieswechsel innerhalb der Eem-Abfolge sind mit dem Rang 5 bewertet worden. Die weißen Buchstaben geben den Hauptbestandteil der Lithofazies wieder. Blickrichtung S, zum Kliff orientiert.

Literatur:

- HECK, H.L. (1960): Frühwürm des Kliffprofils des Klein-Klütz-Höved (Lübecker Bucht). - *Geologie* **9**: 788-798, Berlin.
- MIALL, A.D (2000): *Principles of Sedimentary Basin Analysis*. - 616 S., Berlin (Springer).
- MIALL, A.D. (2006): *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. - 582 S., Berlin (Springer).
- STRAHL, J., KEDING, E. STEINICH, G., FRENZEL, P., STRAHL, U. (1994): Eine Neubearbeitung des eem- und frühweichselzeitlichen Abfolge am Klein Klütz Höved, Mecklenburger Bucht. - *Eiszeitalter und Gegenwart* **44**: 62-78.
- ULLERICH, H. (1994): *Die sandig-siltigen Zwischensedimente am Kliff des Klein-Klütz- Höved (Mecklenburger Bucht)*. - Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald, Diplomarbeit, 98 S..
- WEGENER, B. (2015): *Anwendung der Grenzflächen-Hierarchie nach Miall auf (glazi-) fluviale und limnische Sedimentabfolgen* - Ernst-Moritz-Arndt Universität Greifswald, Bachelorarbeit, 70 S.

Hydrogeology of a young moraine area in NE Germany: Subsurface structures and groundwater modeling

HENRIETTE WILKE¹, HEIKO THOSS¹, ANDREAS GÜNTNER¹ & THERESA BLUME¹

Investigating subsurface structures and properties of young moraine areas is a challenging task due to the heterogeneity of the subsurface combined with limited possibilities of outcrop characterization. To overcome this challenge we suggest a multi-method approach that merges a variety of geophysical, hydrochemical and hydrogeological monitoring data with iterative hypothesis-based modeling of groundwater dynamics.

The focus area of this study is the region of Lake Fürstenseer See, which is located in a young moraine area in the terminal moraine and outwash plain area of the last glacial maximum (Pomeranian) in Mecklenburg-Vorpommern, north-eastern Germany. A number of buried subglacial valleys from the Weichselian cross the area in a mainly NNE – SSW direction BÖRNER (2015).

Currently, no detailed knowledge about subsurface structures and groundwater dynamics is available for the lake Fürstenseer See region. However, as we are looking at a purely groundwater controlled lake system (no natural surface inflows or outflows), this information is essential for a better understanding of the ongoing processes of groundwater-lake interactions. The assumed main control on groundwater flow paths of the uppermost aquifer in this region is the depth and the “topography” of the first aquiclude. Additionally, the buried valleys and the terminal moraine are likely to influence the groundwater flow.

In order to obtain more detailed information on the subsurface structures and characteristics geophysical methods are used. Electric resistivity tomography (ERT) surveys along different transects of up to 1000 m length are performed to detect the boundary between aquifer and aquiclude or the lateral extent of the buried valleys. The measured specific electrical resistances provide the chance to infer information on the valley filling.

The groundwater flow model Visual MODFLOW Pro was parameterized based on average hydraulic properties determined from core samples taken during observation well drilling. In a first hypothesis the depth of the aquiclude was assumed to be uniform over the entire region. Data from a nearby climate station was used as input, while well water level dynamics in 23 observation wells and lake water level dynamics were used for validation. In a second iteration, the depth of the aquiclude which was identified at 20 of the wells was interpolated over the area. The resulting groundwater flow paths and dynamics were re-evaluated.

¹ Henriette Wilke, Heiko Thoss, Dr. Andreas Güntner, Dr. Theresa Blume, Helmholtz-Zentrum Potsdam – Deutsches Geo Forschungs Zentrum GFZ, Telegrafenberg D-14473 Potsdam, E-Mail: wilke@gfz-potsdam.de

In a final step, data from the ERT investigations along several transects throughout the area as well as the information on the buried valleys by BÖRNER (2015) were also included in the interpolation of the depth of the aquiclude. While groundwater dynamics can be evaluated directly by comparison with the observed dynamics at the observation wells, groundwater flow paths are evaluated based on hydrochemical data from the observation wells and the observed spatial patterns of groundwater inflow into the lake.

Reference:

BÖRNER, A. (2015): Geologische Entwicklung des Gebietes um den Großen Fürstenseer See. – In: Kaiser, K., Kobel, J., Küster, M., Schwabe, M. (eds.): Neue Beiträge zum Naturraum und zur Landschaftsgeschichte im Teilgebiet Serrahn des Müritz-Nationalparks (Mecklenburg). Forschung und Monitoring, 4; Berlin (Geozon Science Media). in print.

Auf den Spuren des Baltischen Bernsteins – eine geotouristische Exkursion zur Samländischen Bernsteinküste

ROLAND WIMMER¹ & LJUBA STOTTMEISTER¹

Im Rahmen der Zusammenarbeit mit den Bernsteinforschern der „International Amber Association“ wurden wir während eines Bernsteinseminars in Gdańsk von der Mitarbeiterin des Kaliningrader Bernsteinmuseums Frau Dr. Z. W. Kostyashova zu einem Besuch eingeladen. Nach Klärung der Reisemodalitäten startete am 18.09.2014 unsere aus drei Geologen, zwei Geophysikern und einer Chemikerin bestehende Reisegruppe nach Kaliningrad.

Nach dem herzlichen Empfang und Besichtigung des Bernsteinmuseums am ersten Tag, fuhren wir an den darauffolgenden beiden Tagen zur samländischen Bernsteinküste (Abb. 1) nach Jantarnyi (Palmnicken). Auf der früher zu Ostpreußen gehörenden Halbinsel Samland (heute Kaliningrader Oblast der Russischen Föderation) befindet sich eine der bisher größten bekannten Bernsteinlagerstätten der Welt. Das Samland ist eine typische Jungmoränenlandschaft. Sie zeigt sich als ein Plateau, das sich von Nordwesten, von einer Höhe von ca. +70 m über dem Meeresspiegel allmählich nach Südosten in die Flussebene auf ca. +20 bis +15 m hinabsenkt. Im Bereich der Westküste, im Raum von Jantarnyi wird das bis zu 65 m mächtige untermiozäne bis obereozäne bernsteinführende Tertiär von den 25 m bis 30 m mächtigen quartären Ablagerungen bedeckt.

Die Spuren der im Samland gefundenen und als Baltischer Bernstein bezeichneten fossilen Harze lassen sich bis in die Jungsteinzeit, das Neolithikum, zurückverfolgen. Anfangs wurden die Bernsteine an den hellen Stränden aufgesammelt, mit langen speerartigen Stangen vom Boot aus in der klaren See aus dem Boden gestochen und die so losgelösten Bernsteine mittels Kescher geschöpft oder auch danach getaucht. Später, im 16. Jahrhundert begann man auf der Halbinsel und im Gebiet der Frischen Nehrung nach Bernstein zu graben. Dabei wurde erkannt, dass der Bernstein in einem, dunkelgrünlichgrauen, schluffig-tonigen Glaukonitsand stark angereichert ist. Ab Ende des 19. Jahrhunderts konnte dann begonnen werden, dieses, „Blaue Erde“ genannte Muttergestein, gezielt bergmännisch in kleinen Tiefbau- und Tagesgruben in Strandnähe auszubeuten.

Die Erkundung der eozänen bernsteinführenden Ablagerungen (THOMAS 1847, ZADDACH 1860, 1867 sowie BERENDT 1866) führte zur Entdeckung der eigentlichen Bernsteinlagerstätte und zum industriellen Bernsteinabbau im Tage- und Tiefbaubetrieb. Zu den bekanntesten Gruben dieser Zeit zählt die Grube „Anna“, die zum Bernsteinbergwerk Palmnicken (heute Jantarnyi) gehörte. In kilometerlangen, zum Teil vollverzimmerten Tiefbaustrecken wurde der 2 m bis 10 m mächtige, bernsteinhaltige „Blaue Erde“-Flöz 30 Jahre lang abgebaut und Übertage aufbereitet. Der Gewinn betrug ca. 2,5 kg Rohbernstein pro Kubikmeter (ERICHSON & WEITSCHAT 2008). Der küstennahe untertägige Abbau musste jedoch wegen der zunehmenden Flöz-Verarmung 1922

¹ Roland Wimmer, Ljuba Stottmeister, Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Straße 38, D-06118 Halle (Saale) E-Mail: wimmer@lagb.mw.sachsen-anhalt.de, stottmeister@lagb.mw.sachsen-anhalt.de

eingestellt werden. Im Binnenland konnte ein großer Tagebau aufgeschlossen werden. Die Bernsteingewinnung erfolgte dort im Zeitraum von 1926 bis 1945 unter der Leitung und Aufsicht der Preußischen Bergwerks- und Hütten-Aktiengesellschaft (Preussag) und der Staatlichen Bernstein-Manufaktur Königsberg.

Die ersten Geologischen Karten vom Samland (BERENDT 1866, 1867, JENTZSCH 1903 und KAUNHOVEN 1914) enthalten bereits die tertiäre Bernsteininformation. Die dabei verwendeten Bezeichnungen der lithostratigrafischen Einheiten, wie „Wilde Erde“, „Grüne Mauer“, „Weisse Mauer“, „Krant“ und „Blaue Erde“, gehen auf ZADDACH (1860, 1867) zurück.

Der Name der alttertiären (Unteres Mitteleozän = Lutetium) „Blauen Erde“ steht für den hohen Gehalt an grünlichblauem Glaukonit, einem Eisen-Aluminium-Silikat. Auch die tieferen Abschnitte des Alttertiärs führen Bernstein, allerdings sind diese nicht abbauwürdig. Es handelt sich um die „Wilde Erde“ (schluffig-tonige, glaukonitische Sande, Unteres Mitteleozän = Lutetium) und um die „Untere Blaue Erde“ (graugrüne, schluffige Sande, Untereozän = Ypresium). Das geologische Alter der bernsteinführenden Horizonte geht auf Untersuchungen von RITZKOWSKI u. a. (1997) zurück.

Die heutige Förderung der „Blauen Erde“, ihre Aufbereitung sowie die Verarbeitung des Rohbernsteins erfolgt durch das russische Bernsteinkombinat im Tagebau „Primorskij“ bei Jantarnyi. Seit 1976 wurden aus dem ca. 60 m tiefen Tagebau über 17.000 Tonnen Rohbernstein gewonnen. Wirtschaftlich gesehen besitzt der Baltische Bernstein nach wie vor eine große Bedeutung für die Kunst- und Schmuckindustrie. Auf Grund seiner zahlreichen und mitunter auch im sehr guten Erhaltungszustand eingeschlossenen Fossilien, den sogenannten Inklusen, gewinnt das fossile Harz auch zunehmend an Bedeutung für die geologischen Wissenschaften, insbesondere für die Paläontologie, Paläogeographie und Paläoklimatologie.

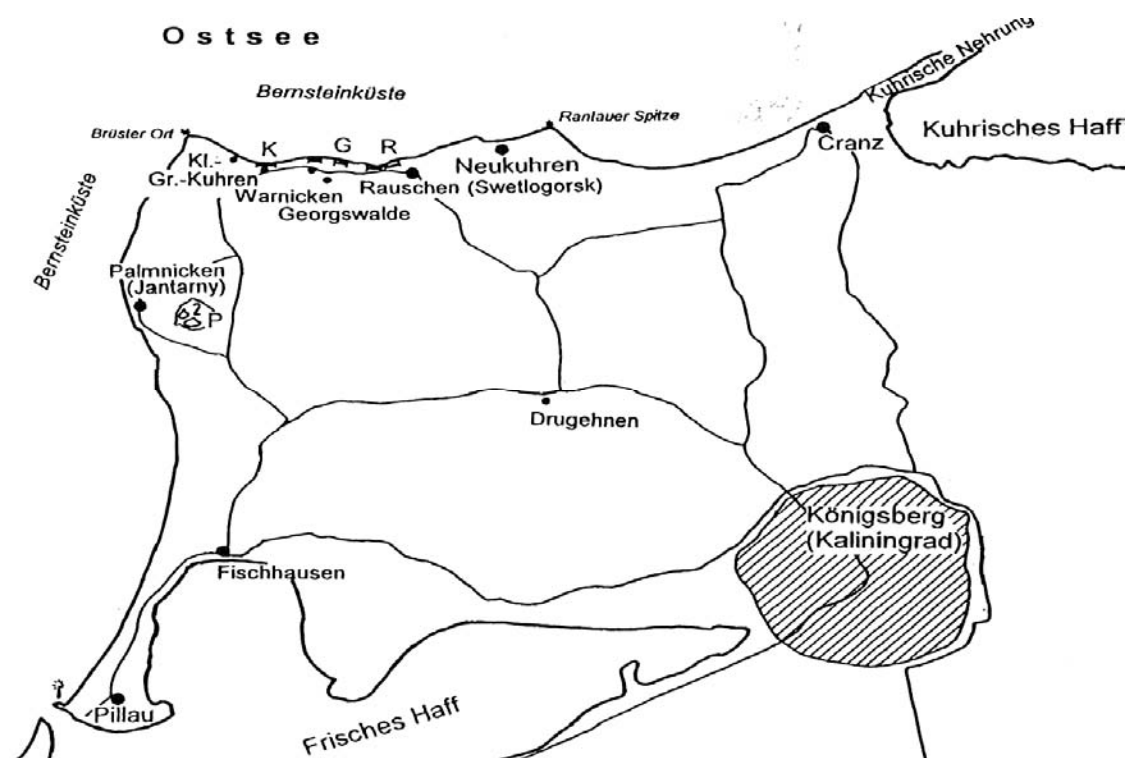


Abb. 1: Übersicht zur samländischen Bernsteinküste (aus STANDKE 1998).

Literatur:

- BERENDT, G.C. (1866): Erläuterungen zur geologischen Karte des West-Samlandes. – Schriftenreihe der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg, **7**: 131-144; Königsberg.
- BERENDT, G.C. (1867): Lagerung und Verbreitung des Tertiär-Gebirges im Bereich der Provinz Preussen. – Schriftenreihe der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg, **8**: 65-84; Königsberg.
- ERICHSON, U. & WEITSCHAT, W. (2008). Baltischer Bernstein. (Entstehung, Lagerstätten, Einschlüsse). – Ausstellungskatalog Deutsches Bernsteinmuseum Ribnitz-Damgarten, S. 5-182; Ribnitz-Damgarten.
- JENTZSCH, A. (1903): Verbreitung der bernsteinführenden blauen Erde. – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft, Monatsberichte **55**: 122-130.
- KAUNHOVEN, F. (1914): Erläuterungen zur geologischen Karte von Preußen, Blatt Palmnicken. – Königlich-Preußische Geologische Landesanstalt: 61 S.; Berlin.
- RITZKOWSKI, S. (1998): Die bernsteinführenden Sedimente im östlichen Mitteleuropa (Baltischer Bernstein, Paläogen). – Schriftenreihe für Geowissenschaften, **7**: 81-92; Berlin.
- STANDKE, G. (1998): Die Tertiärprofile der Samländischen Bernsteinküste bei Rauschen. – Schriftenreihe für Geowissenschaften, **7**: 93-133; Berlin.
- ZADDACH, E. G. (1960): Über die Bernstein- und Braunkohlenlager des Samlandes. – Schriftenreihe der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg, **1**: 1-44; Königsberg.
- ZADDACH, E. G. (1867): Das Tertiärgebirge Samlands, - Schriftenreihe der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg, **8**: 85-194; Königsberg.

Arteser in Niedersachsen - Datenbereitstellung und -akquise

MELANIE WITTHÖFT¹

Artesisch gespanntes Grundwasser verursacht oft große Probleme bei der Nutzung des geologischen Untergrundes. Deshalb hat die hydrogeologische Landesaufnahme des Staatlichen Geologischen Dienstes für Niedersachsen (LBEG) alle Hinweise auf artesisch gespanntes Grundwasser in der neuen Karte „Arteser - Lokationen mit artesischen Verhältnissen -“ zusammengestellt. Um erhebliche wirtschaftliche Schäden aber auch nachteilige Veränderungen der Grundwasserkörper verhindern zu können, kann für zukünftige Bohrvorhaben diese Karte über den Kartenserver des LBEG (<http://nibis.lbeg.de/cardomap3/?TH=1355>) bei der Planung verwendet werden. So werden die Risiken z. B. bei Projekten zur Nutzung oberflächennaher Geothermie durch Erdwärmesonden für alle Beteiligten verringert.

Dargestellt werden Bohrungen, die artesisches Grundwasser angetroffen haben. Zu jeder Lokation findet eine hydrogeologische Auswertung statt, um folgende Angaben zu ermitteln:

- Teufe, in der die artesischen Verhältnisse aufgetreten sind,
- Steighöhe des Grundwassers,
- Grundwasserstockwerk,
- geologische Einheit, die als Grundwassergeringleiter die artesischen Verhältnisse bedingt (sofern vorhanden) und
- die Niederung, in der die Bohrung abgeteuft wurde.

Diese Angaben werden in der Karte angezeigt. Zusätzlich sind per Hyperlinks die Bohrsäule, geologische Profilschnitte und ggf. eine Grundwasserganglinie verfügbar. Mit diesen Informationen ist es unter günstigen Randbedingungen möglich, Rückschlüsse von der Punktinformation der Bohrung auf benachbarte Gebiete mit ähnlichen hydrogeologischen Verhältnissen zu ziehen.

Mit derzeit mehr als 830 bekannten artesischen Lokationen in Niedersachsen erhebt die Karte keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Deshalb können Bohrfirmen, Untere Wasserbehörden, Ingenieurbüros aber auch Bürger Ihnen bekannte Arteser mittels Onlinemeldung dem LBEG unkompliziert melden unter: (<http://nibis.lbeg.de/artesermeldung/arteser/arteser.aspx>). Diese Meldungen werden nach der hydrogeologischen Prüfung mit in die Karte aufgenommen.

¹Melanie Witthöft, Landesamt für Bergbau, Energie und Geologie LBEGStilleweg 2, D-30655 Hannover, E-Mail: melanie.witthoeft@lbeg.niedersachsen.de

Aktuelle tiefengeothermische Projekte im Norddeutschen Becken

MARKUS WOLFGRAMM¹

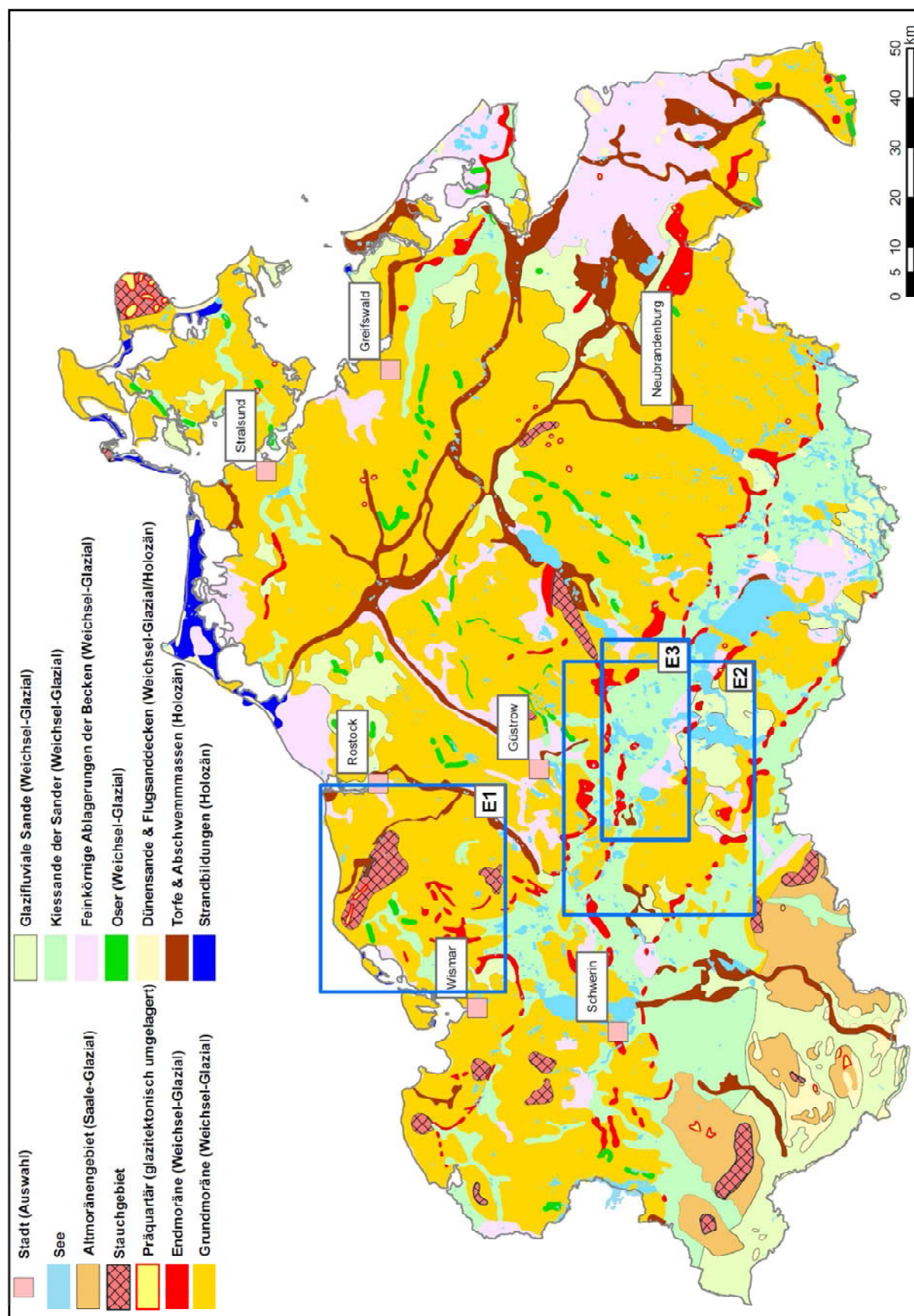
Die Entwicklung geothermischer Projekte im Norddeutschen Becken stagniert im Moment. Die vorhandenen geothermischen Dubletten von Waren (seit 1986 in Betrieb), Neustadt-Glewe (seit 1991 in Betrieb), Neubrandenburg (1989 – 1998 in Betrieb) und Neuruppin (seit 2007 in Betrieb), die tiefen Wärmespeicher in Neubrandenburg (seit 2004 in Betrieb) und am Berliner Reichstag (seit 1997 in Betrieb) sind neben den balneologisch genutzten Bohrungen wie in Templin, Bad Wilsnack, Bad Belzig und Burg immer noch die wichtigsten geothermischen Anwendungen in Norddeutschland. Im Jahre 2011 wurde die Tiefe Erdwärmesonde in Prenzlau umgebaut und ist seither in Betrieb. Das konzeptionell ambitionierte Geothermieprojekt GeneSys (Einbohrlochkonzept) musste aufgrund technischer Komplikationen (Salzplug in der Bohrung) unterbrochen werden. Allen gemeinsam ist, dass sie mesozoische Sandsteine im Norddeutschen Becken nutzen. Das entsprechend vorhandene Potential sollte mit dem Projekt Sandsteinfazies (FRANZ & WOLFGRAMM, dieser Band) näher untersucht werden, um die Sicherheit von Investoren deutlich zu erhöhen und neue Projekte zu generieren.

Aktuell bestehen Planungen für verschiedene Projekte. Dabei scheint gegenwärtig das Projekt „Schwerin“ am weitesten entwickelt zu sein. Am Standort Schwerin sollen die Postera-Sandsteine genutzt werden. Daneben werden diverse Studien inklusive seismischer Untersuchungen für die Entwicklung eines Geothermieprojektes am Standort Hamburg-Wilhelmsburg verfolgt. Hier ist der ca. 3,5 km tiefe Postera- und Contorta-Sandstein das Ziel. Ebenso soll am Standort Bad Bevensen eine hydrogeothermale Nutzung initiiert werden. Daneben wurden/ werden Machbarkeitsstudien für EGS-Nutzungen (EGS – Enhanced Geothermal Systems) realisiert. Beispielhaft seien hier die am Flughafen Hannover-Langenhagen und in Sögel genannt.

Mit dem Beitrag werden insbesondere die aktuellen Geothermieprojekte im Norddeutschen Becken vorgestellt.

¹ Dr. Markus Wolfgramm, Geothermie Neubrandenburg GmbH, Seestraße 7A, D-17033 Neubrandenburg, E-Mail: Markus.Wolfgramm@gtn-online.de

Exkursionsführer



Generalisierte geologische Übersichtskarte von Mecklenburg Vorpommern (ergänzt nach Bremer 2000) incl. Lage der Exkursionsgebiete E1, E2 und E3.

Exkursion E1: Vom Warnowtal zur Ostseeküste bei Rerik

ANDREAS BÖRNER, ALEXANDER FÜLLING, VOLKER HÄUßLER, ROBERTO HENSEL,

STEFAN MENG, ULRICH MÜLLER, KARSTEN SCHÜTZE, KNUT SOMMERMEIER

Kartenempfehlungen: Geologische Übersichtskarten Mecklenburg-Vorpommern 1:500.000 (GÜK 500), Karte: Oberfläche, Karte: Geotope und Geologische Sehenswürdigkeiten; Karte der quartären Bildungen 1:200.000 – Oberfläche bis fünf Meter Tiefe (ÜKQ 200), Blatt Güstrow, Blatt Bad Doberan/Rostock

Exkursionsziele:

Stop 1: Profil „Cardiengrube Schwaan“: Marines Eem im Warnowgebiet

Stop 2: Profil ehemalige Tongrube Brunshaupten „Steineiche“: aufgestauchtes Eozän;

Stop 3: Leuchtturm Bastorf: Ausblick über die Kühlung und das Küstengebiet;

Mittagspause im Café & Restaurant „Valentins“;

Stop 4: Küstenprofile bei Meschendorf:

- Kliffprofil-I: Rutschungskessel bei Meschendorf;
- Kliffprofil-II: nacheiszeitliche Beckenentwicklung; Küstenentwicklung;
- Großsteingräber zwischen Meschendorf-Rerik;

Stop 5: Der Schmiedeberg in Rerik: Küstenschutz und Besiedlungsgeschichte.

Im Text = Archäologie & kulturhistorische Sehenswürdigkeiten

Kontaktdaten der Mitwirkenden:

Dr. Andreas Börner, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Straße 12, D-18273 Güstrow, E-Mail: andreas.boerner@lung.mv-regierung.de

Dipl.-Geogr. Alexander Fülling, Humboldt-Universität zu Berlin, Geographisches Institut, Lumineszenzdatierung, Unter den Linden 6, D-10099 Berlin, Sitz: Rudower Chaussee 16, E-Mail: alexander.fuelling@geo.hu-berlin.de

Bodendenkmalpfleger i.R. Volker Häußler, Ehm-Welk-Anger 26, D-18225 Kühlungsborn

Dipl.-Geogr. Roberto Hensel, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahnstraße 17a, 17489 Greifswald, E-Mail: roberto.hensel@uni-greifswald.de

Dr. Stefan Meng, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahnstraße 17a, D-17489 Greifswald, E-Mail: stefan.meng@uni-greifswald.de

Dipl.-Geol. Ulrich Müller, Bleicherstr. 42, D-19053 Schwerin

Dipl.-Geol. Karsten Schütze, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Straße 12, D-18273 Güstrow, E-Mail: karsten.schuetze@lung.mv-regierung.de

Dipl.-Ing. Knut Sommermeier, Staatliches Amt für Landwirtschaft und Umwelt (StALU), Mittleres Mecklenburg, Erich-Schlesinger-Straße 35, D-18059 Rostock, E-Mail: Knut.Sommermeier@stalumm.mv-regierung.de

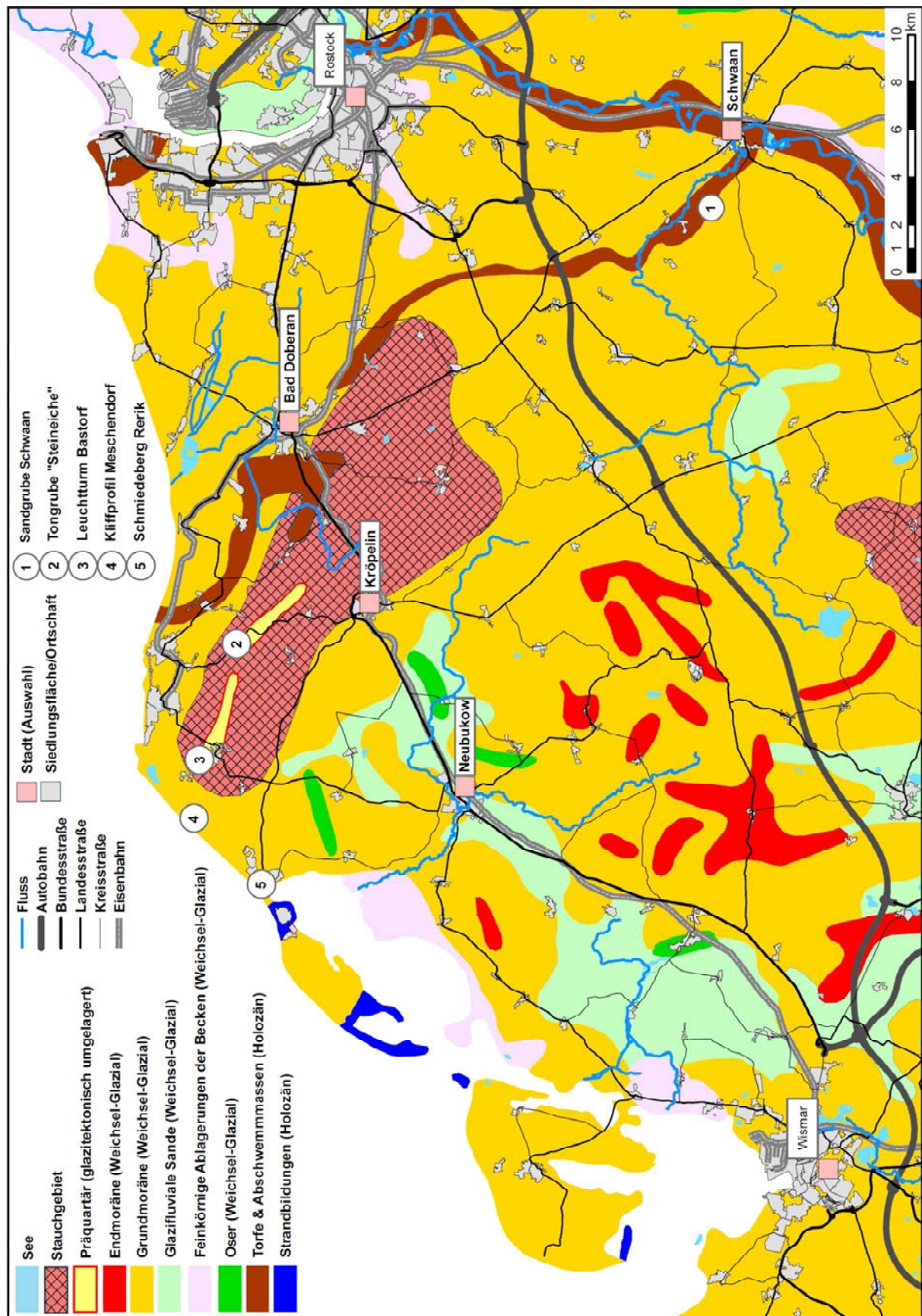


Abb. 1: Generalisierte geologische Übersichtskarte des Exkursionsgebietes mit Stops 1-5 (ergänzt nach BREMER 2000).

Stop 1: Die marine Eem-Fauna der Sandgrube Schwaan (Warnowtal)

STEFAN MENG, ANDREAS BÖRNER & ALEXANDER FÜLLING

Exkursionspunkt: „Cardiengrube Schwaan“ (Sandgrube südwestlich Schwaan)

Koordinaten: N53.936517; E12.086442, Höhe ca. 13 m HN

Während des Eem-Interglazials erfolgte zu Beginn des warmzeitlichen Optimums im heutigen Ostsee-Raum, etwa mit der Pollenzone 4 (nach ERD 1973), von NW eine marine Transgression (STRAHL et al. 1994). Die ehemalige Ausdehnung des Eem-Meeres entsprach in etwa dem heutigen Verlauf der Ostsee-Küste, reichte aber in einigen Buchten, insbesondere im Bereich heutiger Flussmündungen, weit in das Binnenland (MÜLLER 2004). Im Umfeld der Warnow bei Rostock (Mecklenburg) konnte das Eem-Meer beispielsweise etwa 60 km nach Süden vordringen und bildete die sogenannte „Warnow-Bucht“ mit dem bisher südlichsten bekannten Vorkommen aus einer Bohrung in Boitin (BÖRNER & MENG 2010).

Ablagerungen des marinen Eems sind in M-V weit verbreitet. Dabei handelt es sich überwiegend um mehrere Meter mächtige flachmarin gebildete Sande, die bei normaler Lagerung in einem Niveau von etwa -30 m HN anstehen (Abb. 2). Ausnahmen bilden glazitektonisch umgelagerte Schollen mariner Sedimente, die relativ oberflächennah aufgeschlossen sein können (GEHL 1961, STRAHL et al. 1994, STEINICH 1995, FRENZEL & ANSORGE 2002, MÜLLER 2004, MENG et al. in Druck).

Die Sedimente enthalten reiche marine Mollusken-Faunen, die beispielsweise durch *Polititapes senescens*, *Ostrea edulis*, *Lucinella divaricata*, *Cerastoderma edule*, *Acanthocardia paucicostata*, *Chamelia striatula*, *Varicorbula gibba*, *Bittium reticulatum*, *Nassarius reticulatus* u. a. gekennzeichnet sind (STEINICH 1994, FRENZEL & ANSORGE 2002, MENG et al. in Druck). Die zahlreichen Exoten sprechen im Vergleich zur heutigen südlichen Ostsee für wärmere Wassertemperaturen und deutlich erhöhte Salinitäten, letztere beispielsweise für das Vorkommen Schwaan in der „Warnow-Bucht“ mit 25-30 PSU (Practical Salinity Unit) geschätzt (FRENZEL & ANSORGE 2002). In den letzten Jahren unternahmen die Autoren in M-V zahlreiche Neuaufsammlungen in den „klassischen Aufschlüssen“ Schwaan und Grimmen sowie aus aktuellen Bohrungen der geologischen Landesaufnahme (Abb. 2) mit dem Ziel einer erweiterten monographischen Bearbeitung der marinen Eem-Faunen.

Von Schwaan erwähnte bereits GEINITZ (1894) aus einer Brunnenbohrung in 63 m Teufe marine Mollusken aus interglazialen Sanden bei -30 m HN. Die heute noch zugängliche Sandgrube westlich der Altstadt von Schwaan wurde erstmals von GROSS (1914) als „Cardiengrube“ bezeichnet (Stop 1). Er konnte neun marine Muschelarten nachweisen und hielt diese Fossil- Lagerstätte für eine sekundäre Ablagerung. Eine umfangreichere Bearbeitung, unter Berücksichtigung von Mollusken, Foraminiferen, Ostrakoden und Characeen, legten FRENZEL & ANSORGE (2002) vor. Wegen der hohen Lage des untersuchten Sandkörpers um 10 m HN gingen die Autoren von einer im gefrorenen Zustand glazitektonisch verlagerten Sand-Scholle aus.

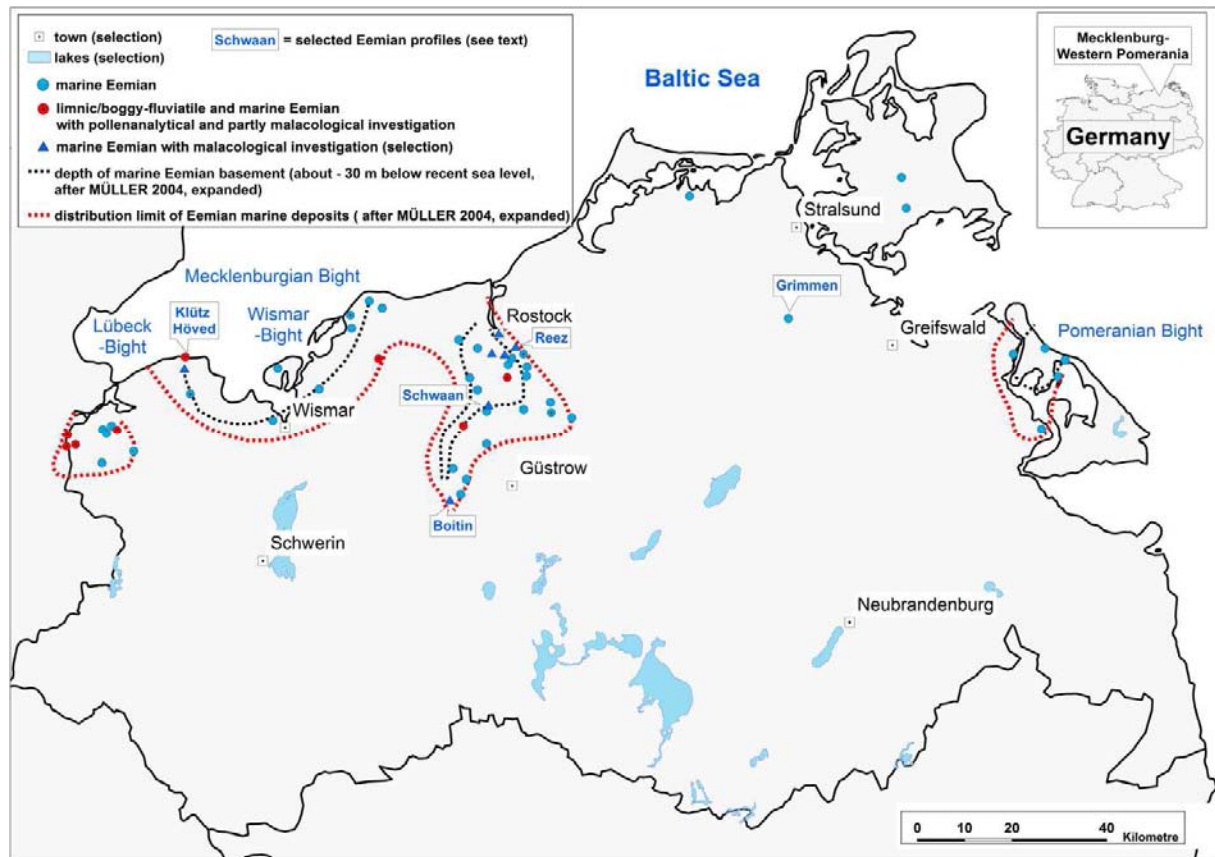


Abb. 2: Verbreitung des marinen Eem in Mecklenburg-Vorpommern (aus MENG et al. in Druck, ergänzt nach MÜLLER 2010).



Abb. 3: Marine Eem-Mollusken aus Schwaan: 1 *Cerastoderma edule*, 2 *Acanthocardia paucicostata*, 3 *Chamelea striatula*, 4 *Polittapes senescens*, 5 *Arctica islandica*, 6-7 *Ostrea edulis*, 8 *Lucinella divaricata*. – Maßstab jeweils 1 cm.

Zwischen 2007 und 2014 konnten während mehrfacher Geländekampagnen der Autoren in der Sandgrube Schwaan 31 marine und 15 limnische Mollusken-Arten, sowie Reste von Seepocken, Fischen u. a. festgestellt werden (Abb. 3). Für die „Warnow-Bucht“ sowie das Eem-Profil bei Grimmen wurden damit insgesamt 40 marine Mollusken-Arten belegt. Im südlichen Ostseeraum handelt es sich dabei um eine Vielfalt, die bisher in dieser Dimension noch nicht bekannt war. Die fossilführenden Sande von Schwaan sind ca. 6 m

mächtig. Der Untergrund wird durch fossilfreie glazifluviale Sande gebildet und im Hangenden folgen bis zu 100 cm mächtige Feinsand-Schluff-Wechselagerungen sowie im Top geringmächtige Reste weichselglazialer Geschiebemergel (Abb. 4). Das Sandpaket ist sehr vielfältig entwickelt, mit Fein-, Mittel- und Grobsand, mit Kieslagen und Schluffbändern und zeigt neben Horizontal- und Schrägschichtungen z.T. auch feine Rippel-Strukturen. Im mittleren und unteren Profilbereich liegen fast ausschließlich horizontal geschichtete Sandlagen, die flach mit Werten um 7° bis max. 16° nach SE geneigt sind. Die Sande enthalten geringe organische Beimengungen wie kleine Holzreste. Die Mollusken sind über das gesamte Profil linsenartig eingeschaltet (Abb. 3). Favorisiert wurde deshalb zunächst ein Ablagerungsmilieu strandnaher Sedimentation.

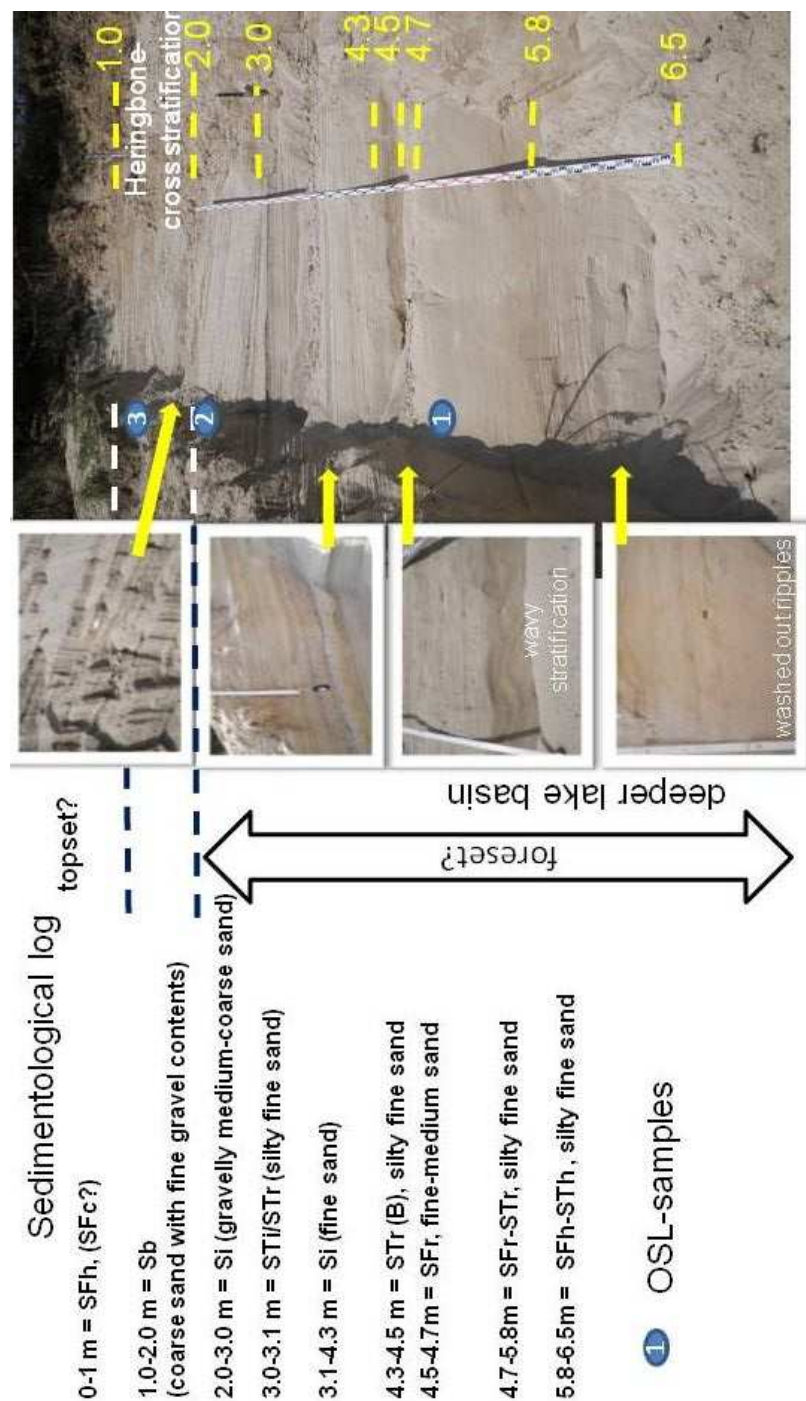


Abb. 4: Sedimentologische Verhältnisse in der Sandgrube Schwaan incl. OSL-Probenlage.

Bei einer Aufschlusspräparation zu einer detaillierten Fauna-Beprobung wurden aus dem Profil der Sandgrube Schwaan drei OSL-Proben aus Fein- bis Mittelsandschichten entnommen. Die Beprobungsteufen der OSL-Proben reichten von 1,40 m über 3,60 m bis 5,40 m oberhalb der Grubensohle (Abb. 4). Die OSL-Datierungen wurden im Lumineszenzlabor des Geographischen Institutes der Humboldt-Universität zu Berlin durchgeführt. Zunächst wurden die Probenzylinder im Dunkellabor unter gedämpftem Rotlicht geöffnet. Unbelichtetes Material aus der jeweiligen Probenzylindermitte wurde gesiebt (90 bis 200 μm) und anschließend Karbonat und die organische Substanz mit 10%iger Salzsäure bzw. 10%igem Wasserstoffperoxid entfernt. Im folgenden Schritt wurden die Schwerminerale einer Dichte $> 2,75 \text{ g/cm}^3$ in einer Polywolframatlösung (Heterosodiumpolytungstate, LST) abgetrennt. Die verbleibende Mineralfraktion wurde mit 40%iger Flusssäure für 60 Minuten geätzt, um die reine Quarzfraktion zu erhalten und die äußere von Alphastrahlung beeinflusste Rinde der Quarzkörner zu entfernen. Zur Paläodosismetbestimmung wurden 40 Aliquots pro Probe hergestellt, indem jeweils ca. 200 Quarzkörner mit Silikon auf Probenträgern fixiert wurden. Die Paläodosismet wurde mit einem modifizierten SAR-Messprotokoll (Single Aliquot regenerative) nach MURRAY & WINTLE (2000, 2003) in einem Lumineszenz-Messgerät (Lexsyg luminescence measurement system) bestimmt. Die OSL-Signale wurden mit dem grünen Anteil des Lichtspektrums stimuliert (525 nm) und im nahen UV-Bereich detektiert (380 nm). Die Bestrahlung der Proben erfolgte mit dem im Gerät eingebauten Strontium/Sr-90-Betastrahler (0.067 Gy/s). Die Dosisleistung im Sediment wurde über die Messung der primordialen Radionuklidgehalte an ca. 100 g trockenem Probenmaterial gammaspektrometrisch mit einem hochauflösenden Reinst-Germaniumdetektor (Ortec) bestimmt. Der Beitrag der kosmischen Dosis wurde in Abhängigkeit von der geographischen Position, der Höhe über dem Meeresspiegel und der Abschwächung durch hangende Sedimentschichten abgeschätzt (PRESCOTT & HUTTON 1994). Problematisch für die Altersberechnung war die große Paläodosismetstreuung, die ein Hinweis auf mangelhafte Tageslichtexposition während des letzten Sedimentationszyklus und damit auf eine unvollständige Bleichung der OSL-Signale in den untersuchten Mineralkörnern sein kann. Eine Altersüberschätzung ist daher möglich, wird aber durch die Anwendung statistischer Modelle (Minimum Age Model nach GALBRAITH et al. 1999) reduziert. Da sich alle OSL-Alter aus dem Profil Schwaan im gleichen Zeitfenster im Weichsel-Pleniglazial zwischen 23-18 ka vor heute bewegen und diese außerdem chronologisch korrekt mit der Teufe zunehmen, sind die OSL-Datierungen als vertrauenswürdig einzuschätzen.

Eem-Fauna vs. weichselglaziale Datierung

In der Sandgrube Schwaan sprach die gute Erhaltung der Mollusken in der Vergangenheit eher für eine glazitektonisch blockartig verlagerte Großscholle. Die weichselglaziale Einstufung der aktuellen OSL-Datierungen (FÜLLING 2015) zeigt, dass die sicher ins Eem-Interglazial eingestufte Fauna komplett umgelagert wurde. Aufgrund der nachgewiesenen normalen Höhenlage des marinen Eems in der Warnow-Bucht von etwa -30 m HN ist zu vermuten (s. Abb. 2), dass zunächst eine Scholle mit marinen Sanden und Mollusken der eemzeitlichen Warnow-Bucht durch glazitektonische Prozesse im gefrorenen Zustand blockartig in höhere Bereiche umgelagert wurde, bevor die originäre marine Eem-Fauna über eine kurze, lokal begrenzte Strecke glazifluvial transportiert und endgültig abgelagert

wurde. Die OSL-Datierungen werden zur Zeit für eine Publikation über die Verbreitung und Ökologie der eemzeitlichen Meeresbucht im heutigen Unteren Warnowgebiet final geprüft.

Schwaan (VOLKER HÄUßLER)

Die südlich der Stadt an der Warnow liegende slawische Burg Werle war eine der Hauptburgen (mit Mecklenburg, Ilow, Dobbin) des letzten freien obotritischen Slawenfürsten Niklot, der dort 1160 im Kampf fiel. In ihrer Nähe querte wahrscheinlich ein Zweig der „Via Regia“ die Warnow. Später übernahm die von Wasser und Sumpf umgebene Stadt Schwaan die Funktion des regionalen Zentrums (Abb. 5). Die Burg verlor später an Bedeutung und wurde niedergeackert. Die bisherigen archäologischen Hinweise im Stadtgebiet belegen eine Kontinuität der Besiedlung seit der frühen Slawenzeit (8. Jh.). Schon 1276 wird Schwaan als Stadt urkundlich erwähnt. Die Burg (1192) war im 15. und 16. Jh. oft Witwensitz und wurde nach 1550 durch einen Schlossneubau ersetzt. 1718 erfolgte sein weitestgehender Abriss. In der Stadt gab es einige Großbrände (u. a. 1631, 1735, 1765). 1859 wurde westlich der Warnow ein slawischer Hacksilberschatz in einem Tongefäß ausgepflügt, der wahrscheinlich um das Jahr 1030 versteckt worden war. Der Finder erhielt vom Großherzog dafür 133,5 Taler. Bei Baggararbeiten in der Warnow um Schwaan wurden 1927/1928 ca. 50 Waffen aus der Bronzezeit bis zum Mittelalter gefunden. Weitere Funde ergaben sich 1997 ff. bei Werle. Sie unterstreichen die Bedeutung dieser Region schon seit frühester Zeit. Ungefähr 1.200 m hinter dem Ortsausgang in Richtung Bad Doberan liegt westlich der Straße (unterhalb der Hochspannungsleitung) das bronzezeitliche Hügelgrab „Herzberg“ (Abb. 6), das 1853 zur Lehmgewinnung abgetragen werden sollte. Dabei entdeckte man den Inhalt (neun Skelette, Hauptbestattung mit Bronzeschwert, drei Nachbestattungen). Ein weiteres Hügelgrab „Rauher Berg“ lag gegenüber an der anderen Talseite und wurde im 19. Jh. beseitigt.

- Wassermühle (um 1810) / (Schwaaner Künstlerkolonie), Paulskirche (1236)



Abb. 5: Im Untergrund der Stadt Schwaan sind die Reste der mittelalterlichen Stadtgründung zahlreich erhalten - hier ein Fassbrunnen.



Abb. 6: Im „Herzberg“ entdeckte man beim Bodenabtrag im 19. Jahrhundert, dass es sich um einen bronzezeitlichen Grabhügel handelt.

Ziesendorf (VOLKER HÄUßLER)

Der Ort wurde 1298 erstmals urkundlich erwähnt. Zwischen Ziesendorf und der Autobahn (bei Nienhusen) wurden bei einer Begehung durch Bodendenkmalpfleger 2008, westlich der Straße, am Hang zur Weidbachniederung 13 neue Fundplätze entdeckt. Am Rand der Niederung sind vier stark zerstörte Großsteingräber bekannt.

Satow (VOLKER HÄUßLER)

Der Ort kam 1219 als Geschenk von Fürst Borwin I. in klösterlichen Besitz Amelungsborns (Westfalen) und wurde Klosterhof (damals beschrieben als „... es war ein Ort des Grauens und wüster Wildnis ...“). Der ging 1301 an das Kloster Doberan. Bronzezeitliche Hügelgräber fielen hier im 19. Jh. den Flurbereinigungen zum Opfer.

- Kirchenruine (1219-1224, Abb. 7), 19. Jh. neogotische Kirche



Abb. 7: Die mittelalterliche Kirchenruine Satow ist immer wieder Ziel von Wanderern.

Gerdshagen (VOLKER HÄUßLER)

Der Ort wird 1224 erstmals erwähnt.

Der Gutshof war wie im benachbarten Klein Nienhagen befestigt (16. Jh.). Reste davon sind erhalten. Zwischen 1720-1726 wurde hier eine Glashütte betrieben.

Kröpelin (VOLKER HÄUßLER)

Der Ort wird 1177 erstmals erwähnt und 1250 als Stadt bezeichnet.

Die Gegend um die Stadt erbrachte seit dem 19. Jahrhundert zahlreiche archäologische Hinweise. Dazu gehören neben dem umfangreichen steinzeitlichen Inventar drei Halsringe der Bronzezeit. Gräber und Siedlungen der Eisenzeit (Germanen) sind belegt. Im Marktbereich sind spätmittelalterliche Befunde aufgedeckt worden. Zahlreiche Stadtbrände (1377, 1560, 1580, 1738, 1770, 1774) sind bekannt. In Kröpelin waren 1867 in der Zunftrolle der Schuster 120 Meister, 10 selbständige Schuster und 50 Gesellen eingetragen. Im Bereich der Straßenkreuzung am Ortsausgang zur Kühlung wurden bei den Baumaßnahmen Siedlungsreste der römischen Kaiserzeit (um 200 n. Chr.) geborgen. Die damaligen Siedler stellten hier auch Eisen her.

- Kirche (13.-15. Jh., Abb. 8), Pfarrhaus (1738), Erdholländerwindmühle (1876), Galerieholländerwindmühle (1904), Heimatstube (2011)



Abb. 8: Links am Turmportal der Kröpeliner Kirche ist ein Schälchenstein zu finden. Seine kulturhistorische Nutzung ist z. Zt. noch nicht geklärt.

Jennewitz (VOLKER HÄUßLER)

1192 erfolgt die Ersterwähnung (Bojanewitz). Bei einer Begehung des Ackers nordwestlich des Ortes (bis zum Wald) konnten 15 Fundplätze verschiedener Zeiten festgestellt werden.

Stop 2: Glazitektonische Großstruktur und Eozänschollen der „Kühlung“

ANDREAS BÖRNER & ULRICH MÜLLER

Exkursionspunkt: ehemalige Tongrube „Steineiche“ südlich Kühlungsborn-Ost

Koordinaten: N54.116012; E11.773481, Höhe ca. 80 m HN

Einführung zum Höhenzug „Kühlung“

Die Kühlung ist ein etwa 20 km langer und vier bis fünf km breiter Höhenzug, der sich von Bastorf mit dem bekannten Leuchtturm im NW bis Retschow und Hanstorf im SE erstreckt. Durch die „Kröpeliner Mulde“, eine zwischen Kröpelin und Bad Doberan verlaufende Senke, wird die Kühlung in zwei etwa gleichgroße Teile gegliedert, die „Diedrichshäger Berge“ im NW (nach der höchsten Erhebung) und die „Ivendorfer Höhen“ (Abb. 9). Der Name „Kühlung“ bezog sich ursprünglich nur auf den bewaldeten Nordosthang der Diedrichshäger Berge und wird seit REINHARD & KRAUSE (1957/58) für den gesamten Höhenzug verwendet.

Südlich von Kühlungsborn und Heiligendamm bis zu einer Linie Bad Doberan-Kröpelin liegen die durchschnittlich mehr als 100 m hohen Diedrichshäger Berge, die im Diedrichshäger Berg mit 130 m HN ihren höchsten Punkt erreichen. Getrennt durch die Kröpeliner Senke, die etwa von der B 105 zwischen Kröpelin und Bad Doberan markiert wird, schließen sich im Südosten die Ivendorfer Höhen mit einem Niveau von 80-90 m HN an. Die durchschnittlich 120° streichenden Diedrichshäger Berge erstrecken sich bei einer Breite von etwa 4 km zwischen Kägsdorf bis zur Kröpeliner Mulde. Die Erosion war nach dem Rückzug des Eises der Hauptfaktor bei der Gestaltung des Geländes. Die tief eingeschnittenen Talschluchten am Nordosthang wurden vor allem in der spätglazialen Periglazialphase durch kräftigen Oberflächenabfluß geprägt.

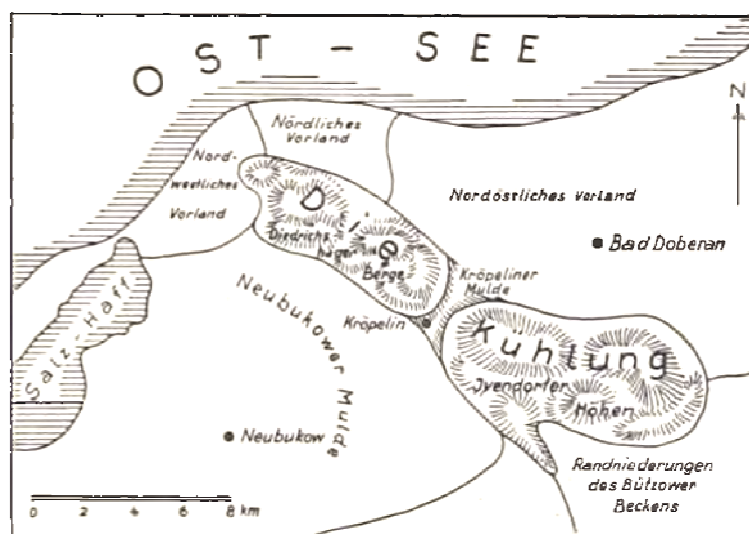


Abb. 9: Morphologische Übersichtskarte der Kühlung (aus REINHARD & KRAUSE 1957/58).

Besonders die Nähe zur Ostsee, der Höhenunterschied von > 100 m zwischen der relativ ebenen Grundmoräne im Nordosten und der Kühlung haben zu einem sehr reizvollen, teilweise an ein Mittelgebirge erinnerndes Landschaftsbild geführt (Abb. 10).



Abb. 10: Das bewaldete Hochgebiet der Kühlung und das unmittelbar angrenzende nördliche Vorland (Blickrichtung SE). Am linken Waldrand erkennt man das helle Hauptgebäude des Instituts für Atmosphärenphysik Kühlungsborn (IAP), hinter welchem sich die ehemalige Tongrube „Steineiche“ befindet (vgl. Abb. 12, Foto: A. Börner).

Zur Altersstellung des Präquartärs in der Kühlung

Ganze Generationen von Mecklenburger Geowissenschaftlern haben seit der Mitte des 19. Jh. in der Kühlung geforscht. So wurde schon 1827 auf Veranlassung des geologisch interessierten Medizinalrates Brückner eine Bohrung aus der Region um Brunshaupten aufgenommen (BOLL & BRÜCKNER 1854: 216ff.; KOCH 1854), die der Erkundung der oberflächennahen Kalkvorkommen diente. Seit den 1920er Jahren stehen vor allem Fragen zum Alter und zur Genese der zwischen Jennewitz und Bastorf an der Oberfläche ausstreichenden Schichten des Präquartärs im Fokus der Geologen. Bei den generell NW-SE, parallel zur Längserstreckung der Diedrichshäger Berge verlaufenden und ca. 45° nach NE einfallenden sog. „Streifen“ aus präquartärem Gestein handelt es sich um marine Tone, Schluffe, Sandsteine und Kalksandsteine (Abb. 12). Im Verlauf der Erforschungsgeschichte wechselte die anhand der Fossilien festgestellte Altersstellung. So wurden die Sedimente zunächst noch in das Turon und Senon (Oberkreide) und das älteste Tertiär (Paläozän) gestellt. Der Rostocker Geologe SCHUH (1923) stufte die Tone mit den Scherbelsteinen in das Unter-Eozän (heutiger Name: Marnitzer Schichten) und die Kalksandsteine in das Ober-Eozän (heutiger Name: Draguner Schichten) ein, was von STAESCHE & HILTERMANN (1940) bestätigt wurde. Weitere Untersuchungsergebnisse zum Ablagerungsraum und zur Ostracodenfauna des jüngeren Eozän in Nord- und Mitteldeutschland findet man bei PIETRZENIUK (1969).

Innerhalb des Unter-Eozän, das durch seinen geringen oder fehlenden Kalkgehalt im Gelände eindeutig bestimmt werden kann, treten Stellen auf, in denen der Ton stärker kalkhaltig ist. Er ist zumeist hellgrün und geht mit steigendem Karbonatgehalt in einen weißgrauen, sandigen, glaukonithaltigen Kalkmergel über, in dem festere Bänke von glaukonitischem Kalksandstein eingeschaltet sind. Dabei sind grüne, poröse und kalkfreie Feinsandsteine das lithologisch auffälligste Gestein. Sie haben ein geringes spezifisches

Gewicht und brechen scherbzig, weswegen sie hier die Lokalbezeichnung „Scherbelstein“ tragen. Im Scherbelstein und besonders in den begleitenden grünen bis graugrünen, ebenfalls kalkfreien marinen Tönen sind nur wenige Fossilien enthalten wie z. B. Schwammnadeln, Radiolarien, sandschalige Foraminiferen und vereinzelte Makrofossilreste. In den Kalksandsteinen, die mit steigenden Kalkgehalten in sandige Mergel übergehen, sind dagegen zahlreiche Fossilien wie z. B. Ostrakoden und Foraminiferen (darunter besonders Nummuliten) enthalten.

Generelle Lithologie des Unter- und Mittel Eozäns im nordwestlichen Mecklenburg

(nach v. BÜLOW & MÜLLER 2004, ergänzt)

Am Beginn des Unter-Eozän wurden ober-paläozäne Ablagerungen in unbekannter Mächtigkeit durch eine Meeresstransgression abgetragen (v. BÜLOW & MÜLLER 2004). Im Unter-Eozän wurden die Schlievener Schichten (Eozän-1) und die Marnitzer Schichten abgelagert, die einen Beckenrand-fernen Sedimentationsraum repräsentieren (Abb. 11). In den Marnitzer Schichten setzt sich eine pelagische Stillwasser-Fazies fort, die durch wechselnde Faunengemeinschaften in Eozän 2-4 untergliedert werden kann. Die tonigen Schluffe bis schluffigen Tone enthalten im oberen Abschnitt feinsandige Partien, die zumeist kalkfrei und grünlich-dunkelgrau sind. In den Oberen Marnitzer Schichten treten die ältesten als „Scherbelsteine“ bezeichneten verkieselten Partien auf. Die poröse Struktur der Scherbelsteine entstand durch epigenetisches Herauslösen des ursprünglich vorhandenen Kalkes.

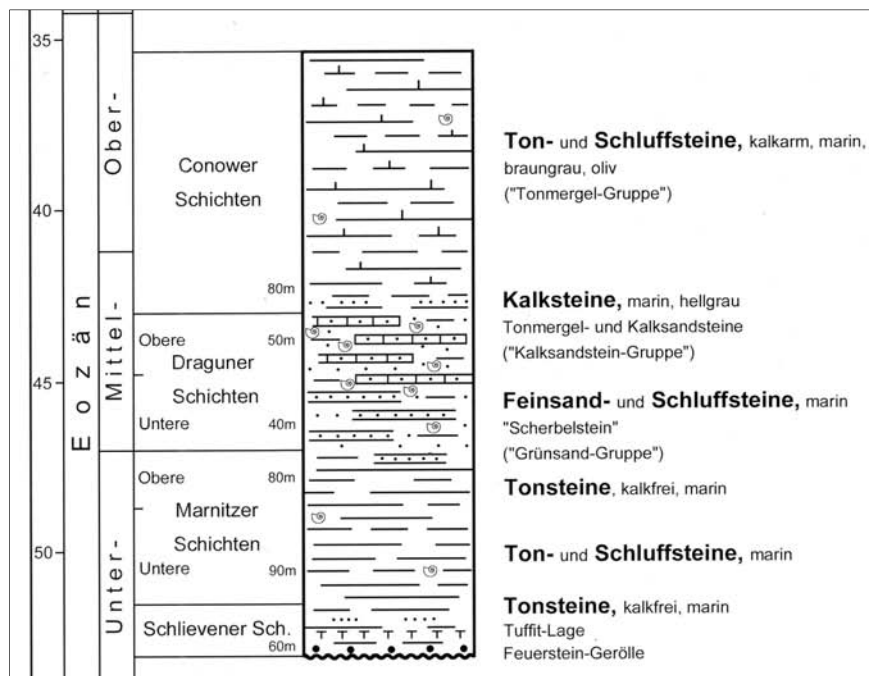


Abb. 11: Schichtenfolge des Eozän in Mecklenburg-Vorpommern (aus: v. BÜLOW & MÜLLER 2004). Die Bezeichnungen der Schichtenfolgen wurden nach Lokalnamen in W- und SW-Mecklenburg gewählt, wo diese Schichten in typischer Ausbildung nachgewiesen wurden.

In das Mittel-Eozän West- und Mittel-Mecklenburgs werden die „Draguner Schichten“ und tiefere Abschnitte der „Unteren Conower Schichten“ gestellt (vgl. v. BÜLOW & MÜLLER 2004).

Die Unteren Draguner Schichten, auch als „Grünsand-Gruppe“ bezeichnet, bestehen an der Basis aus graugrünen bis olivgrünen, unterschiedlich schluffigen, feinglimmerigen, kalkarmen bis kalkfreien Tonen und Tonsteinen mit Schmitzen, Nestern und Lagen aus glaukonitischem Schluff bis Feinsand, die zum Hangenden durch kieseliges Bindemittel in harten, porösen Grünsandstein („Scherbelstein“) übergehen. Im höheren Abschnitt bildet Glaukonit-Sandmergel mit verkieselten Lagen und z. T. durch kalkschalige Mikrofossilien verursachten schwachen Kalkgehalt das typische Gestein der Grünsand-Gruppe der mittel-eozänen Kieselgesteine ab. Megaskopisch ist das Gestein feinkörnig, kompakt und porös ausgebildet und weiß-graugrün gefärbt. Beim Anschlagen zerfällt es scherbzig. Es wechseln regellos weißgelbliche, stark poröse Partien mit grünlichgrauen, weniger porösen Bereichen. In letzteren tritt oft eine millimetermächtige Bänderung auf, die in den helleren Partien nur schwach zu erkennen ist (RUSBÜLT 1957a). Mikroskopisch wurden als Hauptbestandteile lediglich Quarzkristalle und Glaukonitaggregate festgestellt (RUSBÜLT 1957a). Der Durchmesser der rekristallisierten Teile der Matrix, in die diese Skelettkomponenten eingelagert sind, liegt unter 0,002 mm. In einer Tonprobe aus dem oberen Mittel-Eozän wurden von RUSBÜLT (1957a) massenhaft Radiolarien der Ordnung *Spumellaria* gefunden, während Radiolarien der Ordnung *Nassellaria* dagegen nur vereinzelt vertreten sind.

Mit der Sedimentation der Oberen Draguner Schichten, die auch als „Kalksandstein-Gruppe“ bezeichnet werden, änderte sich im Mittel-Eozän die Fazies grundlegend. Es wurde wechselnd schluffiger oliv- bis grüngrauer, glimmerführender sowie kalkhaltiger Feinsand abgelagert, der besonders in den unteren Partien zu spröden, glaukonitischen Kalksandstein-Bänken verfestigt ist. Für die kalkigen Sedimente des höheren Mittel-Eozän wird eine küstenferne, euhaline Flachwasserfazies angenommen (v. BÜLOW & MÜLLER 2004). Eine generelle lithologische Beschreibungen der kalkhaltigen Eozänablagerungen bei Diedrichshagen wurde von RUSBÜLT (1957a) wie folgt zusammengefasst:

- Die gelblichen, glaukonitischen Mergel und Mergelkalke sind feinkörnig und sehr porös. Eine Schichtung ist nicht zu erkennen. Diese Gesteine wurden in früheren Gruben auf dem Zimmerberg und im ehemaligen Bastorfer Kalkwerk abgebaut.
- Der glaukonitische Mergel hat nach LEMCKE (1937) einen CaCO_3 -Gehalt von 58,5 % (lithologisch: Mergelstein) und der Mergelkalk 76,2 % (lithologisch: Mergelkalkstein).
- Die häufigsten Foraminiferen in der Mergelkalkprobe sind: *Quinqueloculina triangularis* d'ORB., *Vaginulinopais decorata* REUSS, *Nodosaria latejugata* GUEMBEL, *Bolivina beyrichi* REUSS, *Pulvinulina karsteni* REUSS, *Rotalia soldanii* d'ORB., *Anomalina grosserugosa* GUEMBEL.

Die „Tonmergel-Gruppe“ des Ober-Eozän wird auch als „Conower Schichten“ bezeichnet (v. BÜLOW & MÜLLER 2004). Diese Gesteine der Tonmergel-Gruppe sind durch eine artenarme Mikrofaunengemeinschaft (Typ: Eozän-5) in grauen bis blau- bis grün-grauen, mergeligen schluffigen Tonen mit glaukonitischen Kalkschluffsteinpartien bzw. feinen Kalksandsteinen gekennzeichnet.

Zur glazitektonischen Prägung der „Kühlung“

Geraume Zeit war man der Meinung, dass es sich bei der Kühlung um morphologisch herausgehobenen, autochthonen Untergrund handelt. Noch LEMCKE (1937) unterschied einen anstehenden (autochthonen) Sattel aus Ober- und Unter-Eozän und umgelagertes (allochthones) Eozän in schuppenförmiger Lagerung. Gestützt auf eigene Untersuchungen entwarf LEMCKE (1937) folgendes Bild: (vgl. Abb. 12, 13)

- An der Oberfläche der Kühlung treten mehrere voneinander unabhängige Eozänstreifen auf, die von Jennewitz bis Kägdsdorf in NW/SE-Richtung verlaufen und nach NE einfallen.
- Diese Streifen sind Ausstriche von Eozänschollen, die das Eis vom anstehenden Untergrund abhobelte und am NE-Hang des Höhenzuges aufschuppte.
- Diese glaziale Schuppung basierte auf tektonische Heraushebung des Hauptsattels aus Tonen und Mergelkalken (heute: Obere Draguner Schichten zwischen Zimmerberg und Bastorfer Kalkwerk), der als Hindernis für das vorstoßende Eis der Weichselvereisung fungierte.
- Als Ursachen für die Heraushebung des Hauptsattels galten Salzbewegungen im Untergrund und in die Wiederbelebung eines vordiluvial angelegten Störungssystems.

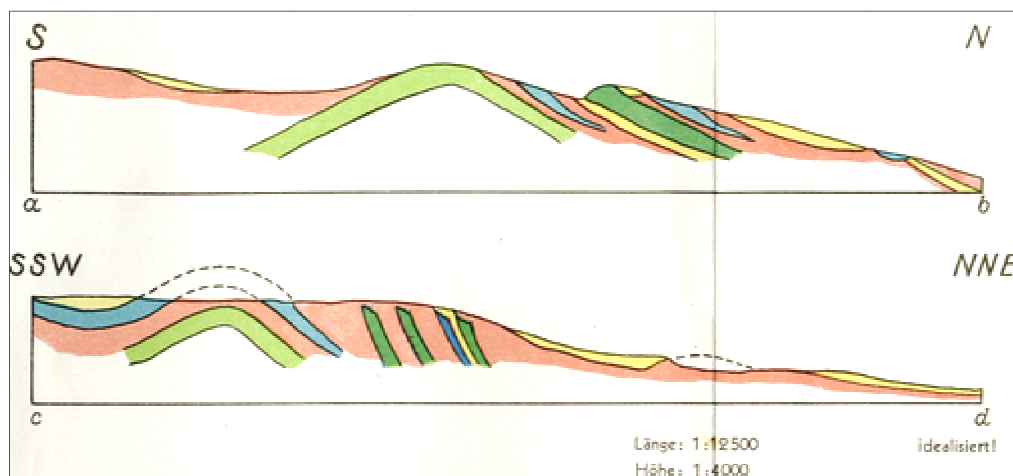


Abb. 12: Geologischer Schnitt durch die Kühlung (aus LEMCKE 1937, Legende und Lage der Schnittlinien s. Abb. 13). Der tektonisch angelegte Hauptsattel einer hypothetischen südlichen Aufragungszone sollte nach diesem Modell als Ursache der glazitektonischen Aufstauchung der Eozänschollen in der Kühlung gelten.

Detailuntersuchungen von RUSBÜLT (1957a+b) an der Kartierungsbohrung Bastorf zeigten, dass die These von einem tektonischen Faltensattel nicht haltbar war. Es handelt sich in diesem Gebiet um komplizierte Stauchungsvorgänge, die sowohl eozäne und pleistozäne Ablagerungen geschuppt, als auch eozäne Sedimente miteinander verschuppt haben. Nach Auswertung der umgebenden Bohrerergebnisse ist anstehendes Tertiär erst unterhalb -60 m HN zu erwarten und stellt im Vergleich zur Umgebung keine tektonische Hochlage dar RUSBÜLT (1957a+b). Dies bestätigten zudem geophysikalische Untersuchungen von KRAUSE (1956), welche die unter der Kühlung vermutete Salzauftragung (vgl. LEMCKE 1937) nicht nachweisen konnten.

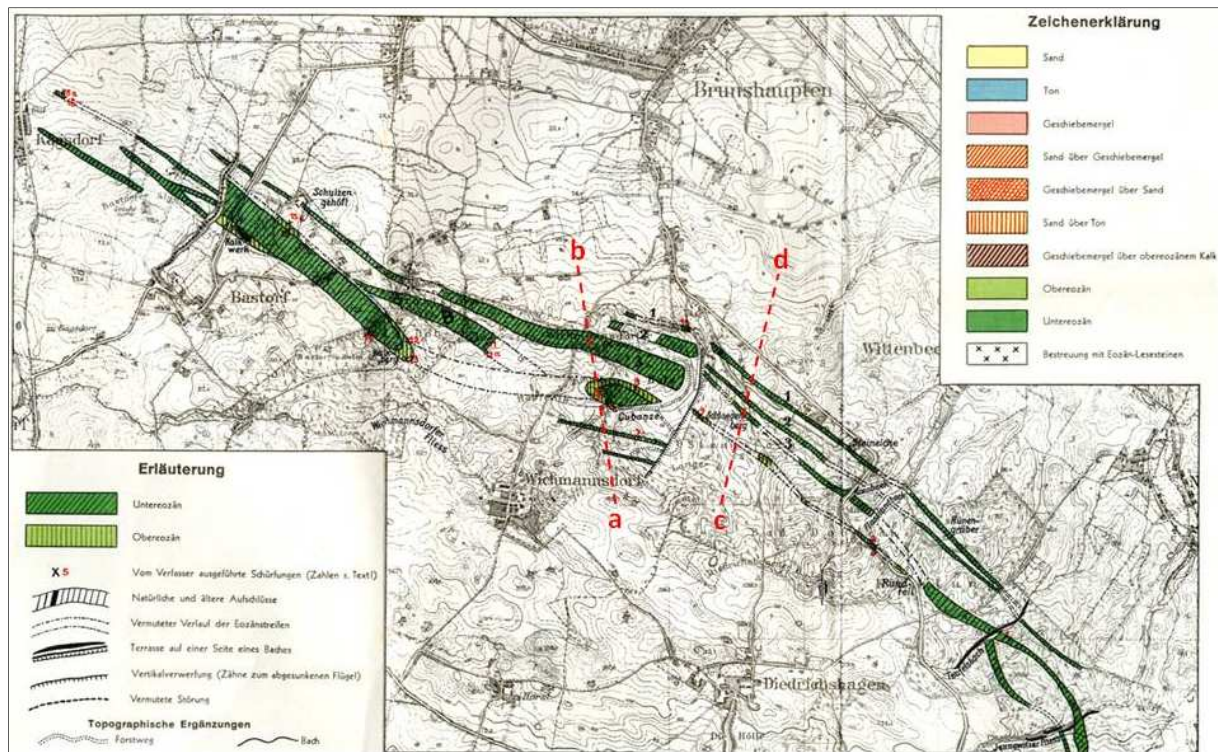


Abb. 13: Eozänstreifen der glazitektonischen Stauchwälle in der Kühlung (aus LEMCKE 1937), geologische Schnitte a-b, c-d s. Abb. 12.



Abb. 14: Im mittleren Teil des Bildes sind die NE/SW streichenden glazitektonischen Stauchwälle im landwirtschaftlich genutzten Gebiet südöstlich von Steffenshagen (vgl. Abb. 15) gut zu erkennen (Foto: A. Börner, Blickrichtung NE).

Dem Rostocker Geologen HEERDT gelang 1963 der Nachweis, dass hauptsächlich die Eisvorstöße der Weichsel-Eiszeit für die heutige Morphologie der Kühlung verantwortlich sind. Das Material der Eozän-Streifen stammt von der teilweise unter der Ostsee liegenden Salzstruktur Börgerende (HEERDT & ULRICH 1968, heutige Bezeichnung „Salzstruktur Bad Doberan“). Dort und vom angrenzenden Ostseebecken wurde es zuletzt vom W2-Eisvorstoß (Pommern-Phase) exariert und zusammen mit älteren quartären Sedimenten zur heutigen Kühlung transportiert. Das morphologische Generalstreichen der Diedrichshäger Berge verläuft WNW/ESE, während die Eozänschollen NW/SE streichen.

HEERDT (1963) fasste die Kenntnisse zu Struktur, Gliederung und Genese der Kühlung wie folgt zusammen:

- Der morphologisch stark reliefierte Nordteil der Kühlung besteht aus zahlreichen NW-SE verlaufenden Stauchwällen, in die das aus dem Untergrund aufgenommene eozäne Material eingelagert wurde.
- Die höchstgelegenen Stauchwälle fallen nach Norden staffelartig auf kurze Entfernung bis auf wenige Meter über dem Meeresspiegel ab und stoßen im Süden an eine ältere Hochfläche.
- Zwischen Bastorf und Kühlungsborn sind Eozän und Pleistozän miteinander verschuppt (vgl. Tab. 1).

Neben diesen morphologisch sichtbaren Zeugnissen des glazialen Geschehens reichte die eiszeitliche Prägung der Kühlung nachweislich auch weit in die Tiefe (MÜLLER 2004). Eine Kartierungsbohrung (Tab. 1) in der Kühlung südlich Kühlungsborn (Kb BD 4/63) ergab anhand hoch auflösender mikropaläontologischer Untersuchungen (MÜLLER 1965 in HEERDT & ULRICH 1965), dass dort unter 114 m quartären Sedimenten mit eingelagerten Eozän-Schollen ein 90 m mächtiger Eozän-Schollenstapel ohne jegliche quartäre Zwischenmittel lagert. Erst unterhalb von 205 m Teufe wurde anstehendes, ungestörtes Eozän nachgewiesen (Tab. 1).

Die Bildung des Schollenstapels im Untergrund hat vermutlich schon während der Saale-Vereisung stattgefunden und ist damit älter als die finale Aufstauchung des heutigen Höhenzuges der Kühlung im Weichsel-Glazial (MÜLLER 2007).

Die Kühlung vereinigt in sich zwei charakteristische glaziale Deformationstypen: einerseits die für eine Stauchmoräne markante morphologische Vollform und andererseits im verdeckten Untergrund tiefreichende Mehrfach-Stapelungen (MÜLLER 2007). Ein direkter Zusammenhang zwischen der Bildung des Schollenstapels im Untergrund und der Genese des heutigen Höhenzuges der Kühlung ist aber z. Zt. noch nicht eindeutig nachgewiesen.

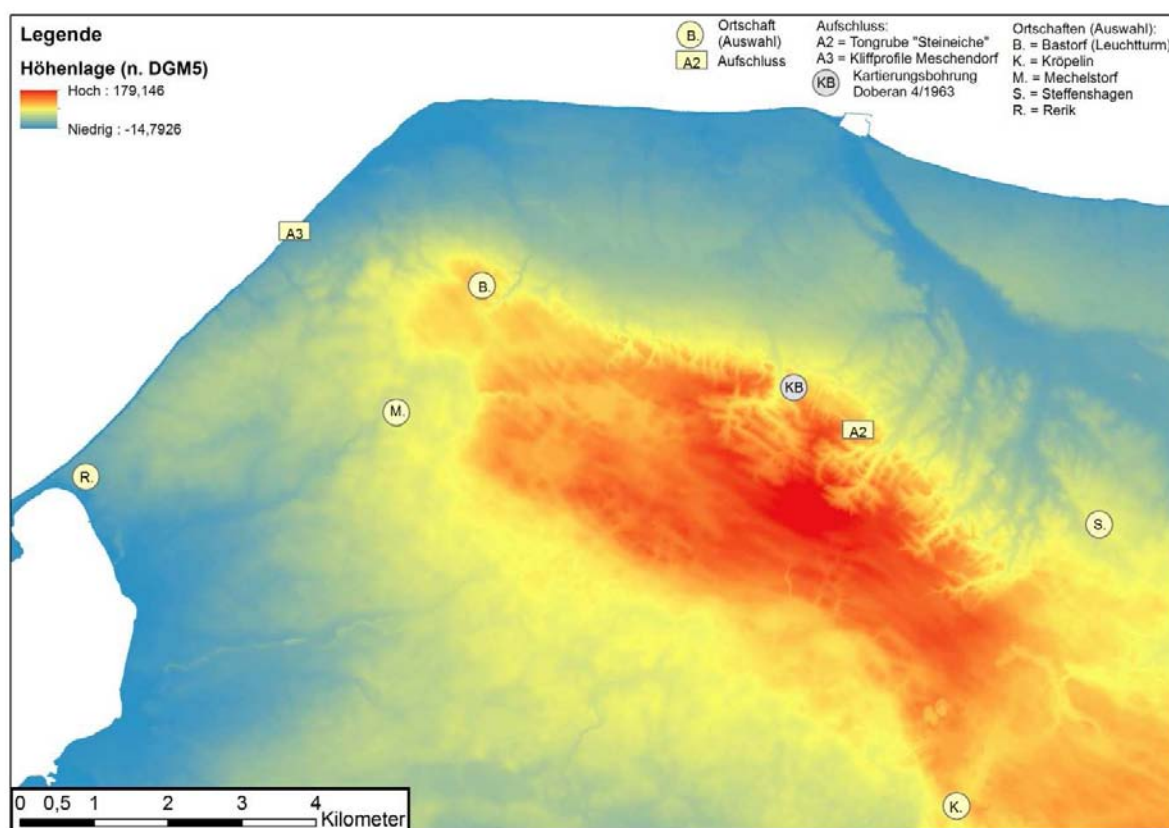
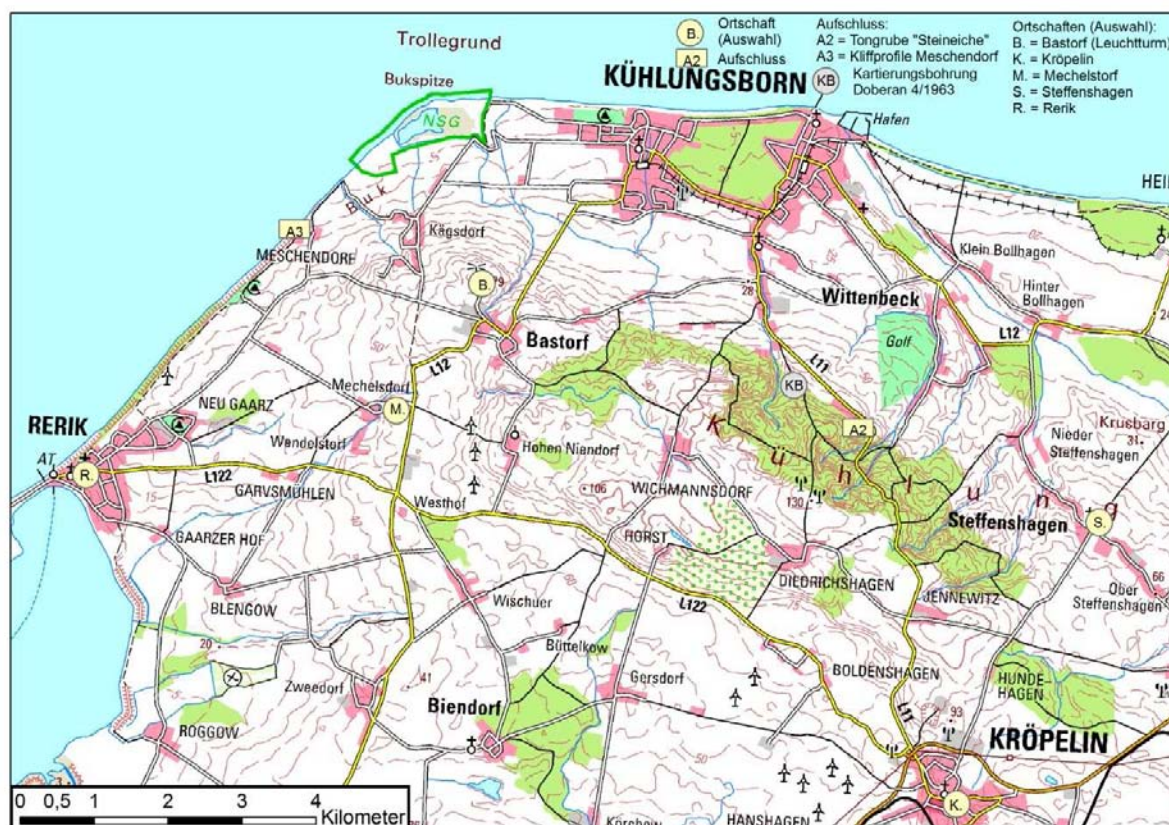


Abb. 15: Topographie mit den Aufschlusspunkten (15a, oben) und Morphologie (15b, unten) der „Kühlung“ auf Grundlage des „Digitalen Geländemodells 5“ (DGM 5 LaiV M-V 2014). In der unteren Darstellung sind in der Kühlung die SE/NW streichenden „Sättel“ (rot) mit den dazwischen parallel verlaufenden Senken (orange) gut zu erkennen.

Tab. 1: Der sichere Nachweis für eine glazitektonische Stapelung im Untergrund der Kühlung am Beispiel der Kartierungsbohrung „KB Doberan 4/63“ (Mikropaläontologische Bearbeitung S. MÜLLER 1965; s.a. HEERDT & ULRICH 1968; KATZUNG et al. 2004).

+68 m HN Teufe bis	Schicht- Mächtigkeit	Stratigraphie - genetische Deutung	Komplex- Mächtigkeit
- 19 m	19 m	Quartär - Weichsel	19 m
- 40 m	21 m	Eozän 5 - Horizont B, Scholle	45 m
- 59 m	19 m	Eozän 5 - Horizont A, Scholle	
- 64 m	5 m	Eozän 4, Scholle	
- 88 m	24 m	Quartär - Weichsel	50 m
- 96 m	8 m	Quartär - Eem und Saale-Nachschütt-Sedimente, (autochthon?)	
- 114 m	18 m	Quartär - Saale; Basis quartärer Sedimente	
- 121 m	7 m	Eozän 5 - Horizont C, allochthon	57 m
- 138 m	17 m	Eozän 5 - Horizont B, allochthon	
- 166 m	28 m	Eozän 5 - Horizont A, allochthon	
- 171 m	5 m	Eozän 4, allochthon	
- 173 m	2 m	Eozän 5 - Horizont A, allochthon	12 m
- 177 m	1 m	Eozän 4, allochthon	
- 183 m	6 m	mikropaläontologisch nicht einstuftbar; lithologisch Eozän 4, allochthon	
- 189 m	6 m	Eozän 5 - Horizont C, allochthon	22 m
- 201 m	12 m	Eozän 5 - Horizont B, allochthon	
- 205 m	4 m	Eozän 5 - Horizont A, Untergrenze der glazialtektonischen Beeinflussung, allochthon	
- 209 m	4 m	Eozän 5 - Horizont C, autochthon	83 m
- 234 m	25 m	Eozän 5 - Horizont B, autochthon	
- 253 m	19 m	Eozän 5 - Horizont A, autochthon	
- 288 m	35 m	Eozän 4, autochthon	

Die ehemalige Tongrube bei Brunshaupten (Steineiche)

Für die 79. Norddeutsche Geologentagung 2015 wurde der klassische Tongrubenaufschluss „Steineiche“ der ehemaligen Brunshauptener Ziegelei aufgesucht, um die Lagerungsverhältnisse zu prüfen. Die westlichen Bereiche der ehemaligen Tongrube sind nicht mehr zugänglich, da diese zu DDR-Zeiten mit Hausmüll verfüllt und später mit Fremdböden abgedeckt wurden. Die Tongewinnung in der Ziegelei bei Brunshaupten (heute: Kühlungsborn-Ost) begann im späten 19. Jahrhundert. Ab 1906 wurde die Ziegelei mit modernen Maschinen, einem Ofen mit 18 Brennkammern und einer Dampfmaschine zur Herstellung von Ziegelsteinen ausgestattet. Nachdem 1945 wichtige Betriebsanlagen auf Befehl der sowjetischen Militärbehörde als Reparationsleistung demontiert wurden, kam der Abbau zum Erliegen.

Schon in den 1920er Jahren fanden in der aktiven Tongrube wissenschaftliche Aufnahmen statt. So beschrieb SCHUH (1923) vom Hangenden zum Liegenden die Folge Geschiebemergel — Feinsand — roter Ton — toniger Feinsand — blaugrauer Ton — kreidereicher Geschiebemergel. Nach LEMCKE (1937) streichen die gestauchten Eozän- und Pleistozänschichten mit Werten von 132° SE/NW und fallen durchschnittlich mit 50° – 70° bzw. maximalen Werten um 79° nach NE ein. KLÄHN (1925) gab das Streichen von Klüften im hangenden Ton der Tongrube mit 45° (NW) an. Messungen von HEERDT (1963) im SE-Teil der Grube und der westlich angrenzenden Grube am Buttweg ergaben ähnliche Werte von $145^\circ/45^\circ$ NE. Ebenfalls vom NE-Hang der Kühlung beschrieb RUSBÜLT (1957a) das Streichen einer Eozänscholle aus einem Aufschluss am Diedrichshäger Weg zwischen 130° – $142^\circ/35^\circ$ – 38° NE. Alle derzeitig bekannten Messungen ergeben ein generelles NW-SE Streichen und nach NE gerichtetes Einfallen der aufgestauchten Eozänschichten und belegen eine glazitektonische Umlagerung von NE nach SW.

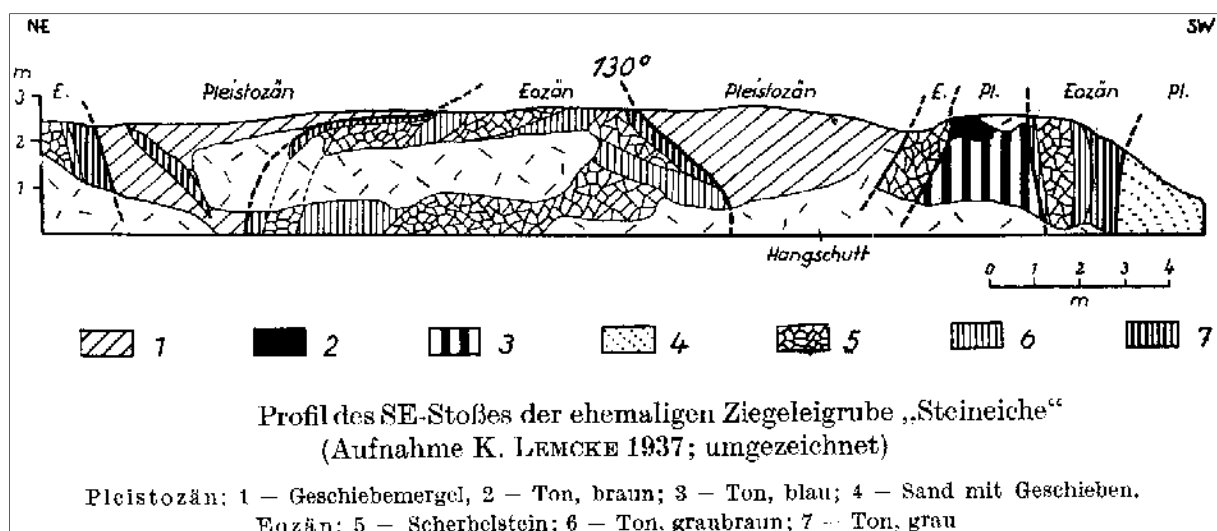


Abb. 16: Profilaufnahme der SE-Wand in der ehemaligen Brunshauptener Tongrube „Steineiche“ südlich von Kühlungsborn-Ost (aus HEERDT 1963).

Eigene Aufschlüsse und Interpretationen

Aus mehreren Sondagen wurden für die Vorstellung drei Teilbereiche an der Nordwand präpariert, die im folgenden Text vorgestellt werden. An mehreren Tagen wurden einige Teilbereiche der verfallenden Grubenwände durch Mitarbeiter des Geologischen Dienstes M-V ertüchtigt, um ein sichtbares „geologisches Fenster“ zu schaffen. Der Aufschluss der Tongrube „Steineiche“ ist durch seine exponierte Lage am NE-Rand der Kühlung und dort aufgeschlossenen geologischen Strukturen einzigartig für das Verständnis der glazitektonischen Prägung des Hochgebietes. Deshalb wird vorgeschlagen, diese Tongrube als wissenschaftlich relevanten Aufschluss in das Geotop-Kataster des Landes aufzunehmen und nach § 20 LNatSchG MV unter Schutz zu stellen.

Aufschluss 1: Lokal-Deckmoräne

Koordinaten: N54.116002; E11.773632, Höhe ca. 75 m HN

Der erste hier vorgestellte Aufschluss wurde direkt unterhalb der Geländeoberfläche angelegt. Durch die bergbaulichen Arbeiten ist das Profil im oberen Bodenhorizont als gestört anzusehen. Das Profil wird trotzdem generell als autochthon angesehen. Bis 4 m unter der Oberfläche steht hier ein kalkfreies, braun- bis grüngraues und äußerst geschiebearmes Diamikt mit einer gering tonigen Schluff-/Sandmatrix an. Die gröberen Geschiebe bestehen zu 90 % ausschließlich aus lokalen Sandsteingeschieben bzw. Scherbelsteinen aus dem Mittleren Eozän. Die restlichen 10 % der Geschiebematrix bestehen zum großen Teil aus teilweise gut gerundeten Feuersteinen, deren Oberfläche zumeist matt erscheint. Dies lässt vermuten, dass die originär aus der Oberkreide des Ostseebeckens stammenden Feuersteine nicht direkt aus der Kreide abgetragen und hier abgelagert wurden. Vielmehr ist eine mehrfache Umlagerung seit dem Paläozän anzunehmen.

Weiterhin wurden bei der aktuellen Abgrabung einige nordische Kristallingeschiebe freigelegt, welche die glazigene Genese dieser Lokalmoräne belegen. Die Matrix des geschiebearmen grüngrauen Diamikts besteht zum großen Teil aus glazigen aufgearbeiteten Eozänablagerungen, die für die dominante Grünfärbung verantwortlich sind. Der bis unterhalb 4 m fehlende Karbonatgehalt basiert vermutlich originär auf der massenhaften glazigen Aufnahme von kalkfreien Eozänablagerungen. Aber auch eine tiefgründige sekundäre Entkalkung in dieser exponierten Kuppenposition ist nicht auszuschließen. Das Diamikt wird als oberer Geschiebelehm interpretiert, der nach SCHUH (1923) in einen kalkhaltigen Geschiebemergel übergeht. Dieser obere Geschiebemergel soll im Umland nach HEERDT (1963) Mächtigkeiten bis 20 m erreichen und wird der zweiten weichselglazialen Vorstoßphase (heute: Pommern-Formation) zugeordnet. Neue lithostratigraphische Untersuchungen zu diesem oberen Profilabschnitt mit modernen Untersuchungsmethoden sind wünschenswert, stehen zur Zeit aber noch aus.

Nach Osten (rechts) führt der Weg an der Aufschlußwand abwärts zu einem grüngrauen, kalkfreien Lehm, in welchem das gröbere Material ausschließlich aus abgerolltem Eozänmaterial (Scherbelsteine) besteht. Die kalkfreie Lehmmatrix der beiden Aufschlussabschnitte ist makroskopisch nur durch die Zunahme der Grünfärbung unterscheidbar (Abb. 17, rechtes Bild).

Ein Kontaktbereich konnte bei den derzeitigen Aufschlussverhältnissen nicht festgestellt werden. Da keinerlei nordisches Material festzustellen war, ist es zu vermuten, dass es sich hier um eine glazitektonisch aufgestauchte Eozän-Tonscholle am Übergang zum hangenden Geschiebelehm handelt. Da keine paläontologischen Untersuchungen zu diesem Profilbereich vorliegen, muss eine Zuordnung zu den Marnitzer Schichten (Unter-Eozän), den Draguner Schichten (Mittel-Eozän) oder den jüngeren Conower Schichten (Ober-Eozän) z. Zt. offen bleiben.



Abb. 17: Der kalkfreie Geschiebelehm im Aufschlussprofil Nr. 1 (links) ist durch die verstärkte Aufnahme von Eozänmaterial als weichselglaziale Lokalmoräne anzusehen. Das rechte Bild zeigt den unmittelbar östlich angrenzenden Aufschlussbereich, der schon vollständig aus einer Eozän-Scholle besteht.

Aufschluss 2: Mittel-Eozän mit Scherbelstein-Bank

Koordinaten: N54.115553; E11.774431, Höhe ca. 70 m HN

Das Aufschlussprofil Nr. 2 liegt ebenfalls am oberen Bereich der nördlichen Aufschlusswand ca. 4 m unterhalb der ehemaligen Tagebauschulter. Hier sind in locker gelagerten Sand-, Ton- und Schlufflinsen die scherbzig brechenden Scherbelsteine der sog. „Grünsand-Gruppe“ aufgeschlossen, welche durch die typische Lithologie (vgl. v. BÜLOW & MÜLLER 2004) dem Mittleren Eozän (Untere Draguner Schichten) zuzuordnen sind (Abb. 18). Es handelt sich um eine glazitektonisch umgelagerte Eozän-Scholle.



Abb. 18: Im Aufschlussprofil Nr. 2 dominieren kalkfreie Ton-Schlufflinsen und Scherbelsteine aus dem Mittel-Eozän.

Aufschluss 3: Kontaktbereich Unterer Geschiebemergel/Eozän

Koordinaten: N54.115440; E11.774447, Höhe ca. 65 m HN

Der Exkursionspfad führt nun nach unten zum östlich angrenzenden Bereich direkt oberhalb der wassergefüllten Grubensohle. Hier ist ca. 3 m oberhalb der Grubensohle ein dunkelgrauer bis dunkelgraubrauner Geschiebemergel aufgeschlossen. Dieser Till ist mit einer Steinanreicherung durchsetzt, in welcher skandinavische Kristallineschiebe und Feuersteine dominieren. Im östlich angrenzenden Aufschlussbereich (rechts) sind unregelmäßige Verwürgungen von Eozän und Geschiebemergel zu erkennen. Diese Verwürgungen belegen eine kräftige glazitektonische Durchmischung des Eozänmaterials mit präweichselzeitlichen Quartärablagerungen. Eine detaillierte stratigraphische Zuordnung innerhalb des Eozän muss wegen fehlender paläontologischer Untersuchungen offen bleiben.



Abb. 19: Im Aufschlussprofil Nr. 3 dominieren tonreiche grünlichgraue Geschiebemergel mit einer Steinanreicherung (Bild links) und glazitektonisch umgelagerte, kalkfreie Ton- und Schluffpartien aus dem Eozän (Bild rechts).

Zur lithostratigraphische Einstufung dieses unteren Geschiebemergelpaketes wurden zwei Proben entnommen und mittels Kleingeschiebeanalysen nach einem modifizierten Untersuchungsstandard (TGL 25232 1971, 1980) untersucht. Die verschiedenen Eisvorstöße sind durch unterschiedliche Vorstoßrichtungen und differierende Gletscherdynamik gekennzeichnet, was sich auf die Geschiebefracht der glazigenen Ablagerungen auswirkte. Der Fennoskandische Schild ist dabei das Hauptherkunftsgebiet für die magmatischen bzw. stark metamorph überprägten Geschiebe der Geschiebegruppe Nordische Kristallineschiebe (NK). Die anderen Hauptgruppen der Paläozoischen Kalke (PK) und Dolomite (D) entstammen vorwiegend Kalksteinen und dolomitischen Kalksteinen des südöstlichen Peribaltikums bzw. aus dem zentralen Ostseebecken zwischen den Inseln Öland und Saaremaa. Weitere wichtige Hauptgruppen stellen die Paläozoischen Schiefer (PS) und Sandsteine (S) aus dem südschandinavischem Raum dar. Gegenüber den o. g. Fernkomponenten enthalten die Tills in Norddeutschland auch „lokale“ Geschiebekomponenten, die von den regionalen präquartären Untergrundverhältnissen im Eisvorstoßgebiet abhängig sind. So können die Mesozoischen Kalke (MK, u. a. Kreidekalke), Feuersteine (F) sowie Tertiärgeschiebe aus glazitektonischen

Abträgen aus dem südwestlichen Ostseebecken und weiteren lokalen präquartären Schichten über halokinetisch aufgewölbten Salinarstrukturen, wie z. B. von der lokal bedeutenden Salzstruktur Börgerende/Bad Doberan stammen (vgl. HEERDT & ULRICH 1968). Die meisten Geschiebe der Geschiebegruppe „Sonstige“ (So) entstammen dem Känozoikum.

Für die vorliegende Arbeit wurde versucht, die Proben nach ihrem petrographischen Kleingeschiebespektrum und daraus resultierenden Quotienten einzustufen. Die Untersuchungsergebnisse von MÜLLER (2015) zeigen im Vergleich mit weiteren Kleingeschiebeproben aus umliegenden Bohrungen ein von weichselzeitlichen Geschiebemergelproben dieser Region deutlich abweichendes Kleingeschiebespektrum. Vor allem die Geschiebegruppen der Sandsteine (S) und Paläozoischen Schiefersteine (PS) sind unterrepräsentiert (s. Tab. 2). Auch der Anteil an Paläozoischen Kalksteinen (PK) war bei den untersuchten Proben relativ gering. Die Kleingeschiebe wiesen aber keine auffälligen Verwitterungspuren auf, so dass man von einem primär kalkärmeren Geschiebemergel ausgehen muss.

Tab. 2: Kleingeschiebespektren von zwei Geschiebemergel-Proben aus dem Aufschluss „Steineiche“ (MÜLLER 2015). Die Anteile der Kleingeschiebegruppen sind in % angegeben. (vom Durchschnitt abweichend hohe Werte fettgedruckt, geringe Werte kursiv, G/kg = Kleingeschiebe 4-10 mm pro Kilogramm, n = untersuchte Kleingeschiebeanzahl, weitere Erläuterung der Abkürzungen im Text).

Probe	Teufe über Sohle	Masse in kg	Strat	n	G/kg	NK	PK	PS	D	F	MK	S	Q	SO
Steineiche-2	2,8-3,0	6,1	qe	342	56,1	31,3	5,0	1,8	0,0	11,1	10,8	4,4	5,3	30,4
Steineiche-1	2,0-2,2	5,7	qe	312	54,7	32,1	12,8	1,3	0,0	10,9	10,9	7,7	4,5	19,9

Die lokalen Geschiebegruppen der „Mesozoische Kalksteine“ (MK), Feuersteine (F) und „Sonstige“ (So) sind in beiden Proben deutlich überrepräsentiert. Den auffallenden Kreide- und Feuersteinreichtum des Unteren Geschiebemergels haben KLÄHN (1925) im ehemaligen Kalkabbau bei Bastorf und SCHUH (1923) in der Tongrube Brunshaupten („Steineiche“) beschrieben. Die Dominanz von Lokalgeschieben in diesem Geschiebemergel belegt, dass der zugehörige Eisvorstoß glazitektonisch auf den präquartären Untergrund gewirkt haben muss, um diese großen Mengen an präquartärem Lokalmaterial vom Untergrund abzutragen und in seine Gletscherablagerungen (hier: Till) einzulagern. Aufgrund der petrographischen Zusammensetzung und des Vergleichs mit angrenzenden Bohrproben wurden diese Proben dem Elsterglazial zugeordnet. Damit ist eine frühe glazitektonische Prägung dieser Region im Elsterglazial zu postulieren. Die in dieser Region in den letzten fünf Jahrzehnten untersuchten saale- und weichselglazialen Geschiebemergel weisen eine ähnliche „Überpräsenz“ der lokalen Kleingeschiebegruppen „MK“, „F“ und „So“ auf. Somit ist es wahrscheinlich, dass die Region zwischen der Salzstruktur Bad Doberan und der Kühlung mehrfach in den vorangegangenen Eisvorstößen und final während der Pommerschen Vorstoßphase (W2) glazitektonisch überprägt wurde.

Die Kühlung (VOLKER HÄUßLER)

Rund um die Kühlung haben die archäologischen Forschungen eine lange Tradition. Gutsbesitzer, Lehrer sowie einfache Landleute beschäftigen sich mit dem archäologischen Erbe und bewahrten es. Einzelne Gemarkungen sind fast vollständig begangen und aufgenommen. Auch wenn die Kühlung in der Vergangenheit durch den hohen Holzbedarf (Städte- und Schiffbau) stark entwaldet war, haben sich einige der ehemals zahlreichen Hügelgräber erhalten (Parkentin, Hastorf, Retschow, Bad Doberan, Wittenbeck, Kühlungsborn, Bastorf, Hohen Niendorf). Auf den Ackerfluren fielen die oberirdisch sichtbaren Bodendenkmale in den vergangenen Jahrhunderten zumeist der Baustoffgewinnung und den Flurbereinigungen zum Opfer. Heute ist dort nur noch ein Fünftel der nachgewiesenen Bodendenkmale (Grabhügel, Großsteingräber, Wüstungen, Opfersteine) vorhanden. Verschiedene Sagen zur Kühlung sind erhalten. Das Institut für Ionosphärenforschung mietete sich 1951 zunächst in der Gaststätte „Steineiche“ in der Kühlung ein, um störungsfreie Messungen zu ermöglichen. 1952 erfolgte der Kauf von Gebäude und Grundstück. 1992 wurde das Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik (IAP, heute Leibniz-Institut für Atmosphärenphysik e. V. an der Universität Rostock) gegründet, mit der Aufgabe der Erforschung der mittleren Atmosphäre.

- Landschaft, Findling Klothstein, Hügelgräbergruppen, Galerie Rösler-Kröhnke



Abb. 20: Ein Hügelgrab im sog. „Holm“ der Kühlung. Dort sind zahlreiche Hügelgräber einzeln und in Gruppen erhalten.

Stop 3: Aussichtspunkt Bastorfer Leuchtturm

ANDREAS BÖRNER, KARSTEN SCHÜTZE, ROBERTO HENSEL & VOLKER HÄÜBLER

Koordinaten: N54.131925; E11.69368, Höhe ca. 78 m HN

Das NW-Vorland der Diedrichshäger Berge zwischen Rerik und Kägisdorf, dessen Nordwestecke als „Buk“ bezeichnet wird, ist erfüllt von unterschiedlich verlaufenden Rücken, kleinen Kuppen und zahlreichen Toteissenken. Das Relief ist recht lebhaft, nur der Südwestteil ist flacher. Eine Höhenreihe ist in Richtung Rerik zu erkennen, eine andere nach Garvsmühlen zu, die in der „Ruding“ Hügelkuppe eine Höhe von 40 m HN erreicht. Das nördliche Vorland der Diedrichshäger Berge erstreckt sich als ein anfangs kuppiges, dann flachwelliges Gelände von der Bukspitze bis zum Kleinen Wohld. Eine Bodenwelle knapp zwei Kilometer nördlich Bastorf erreicht hier 30,4 m HN und flacht nach Osten ab. Das NE-Vorland wird von der breiten Talmulde des Fulgenbaches durchzogen. Der Fulgenbach ist ein kleines Gewässer, das selbst an der Mündung bei Fulgen in die Ostsee nur 2,5 m breit ist. Der Anstieg in der ebenen Grundmoränenfläche zwischen der Küste bis Klein-Bollhagen (28 m HN) ist allmählich. Trotz der wechselnden Kuppen und Senken fallen Hügelzüge in NW-SE verlaufender Richtung auf, so z. B. an der Chaussee Kühlungsborn Ost-Heiligendamm die ca. 20 m hohen Kuppen des „Hell-Barg“ mit ehemaligen Sandgruben.

Dem eigentlichen Rumpf der Diedrichshäger Berge liegt westlich von Bastorf eine in NE-SW Richtung streichende, oval gestaltete Hügelzone auf, die im Bastorfer Signalberg ihre größte Höhe mit 76,9 m HN erreicht. Der Nordwestabhang der Hügelzone ist durch kräftige Hangzertalung gekennzeichnet. Charakteristisch für den Nordosthang sind zu beiden Seiten des Bastorfer Wasserrisses drei fast parallel, NW-SE verlaufende wallartige Stufen (HEERDT 1963), in denen Eozän in den Höhenrücken und pleistozäner Sand in den Senken miteinander wechseln.

Die Kartierungsbohrung Bastorf 1/57 (Abb. 21) bestätigte nach RUSBÜLT (1959) eine glazitektonische Stapelung und die Schollennatur der erbohrten Eozänablagerungen. Die Bohrung wurde auf der von LEMCKE (1937) postulierten Sattelstruktur angesetzt und traf bei 31,6 m unter Flur Eozän an, das zwischen 88 m bis zur Endteufe von 110 m (= -60 m HN) von Pleistozän unterlagert wird (Abb. 21). Die Annahme eines tektonisch bedingten „Hauptsattels“ im Südteil der Kühlung (LEMCKE 1937, Abb. 12) konnte damit eindeutig widerlegt werden. Die eozänen Sedimente dieser Bohrung 1/57 gehören nach RUSBÜLT (1959) in das mittlere bis untere Ober-Eozän. Nördlich von Bastorf liegt somit gesichert eine Schuppenstruktur vor (vgl. HEERDT 1963).

Die Falten und Schuppen der Stauchmoräne lassen sich an der Oberfläche bis an das Tal des Fulgen- und Althöfer Baches zwischen Kühlungsborn und Parkentin verfolgen. Ein geringmächtiger sandiger Geschiebemergel (m5 nach HEERDT & LUDWIG 1966) liegt konkordant auf einem unteren Geschiebemergel (m4 nach HEERDT & LUDWIG 1966), der nach Bohrungen eine nahezu konstante Mächtigkeit von 20 m besitzt und nach NE mit Annäherung an die Stoltera bei Rostock-Warnemünde ausdünn.

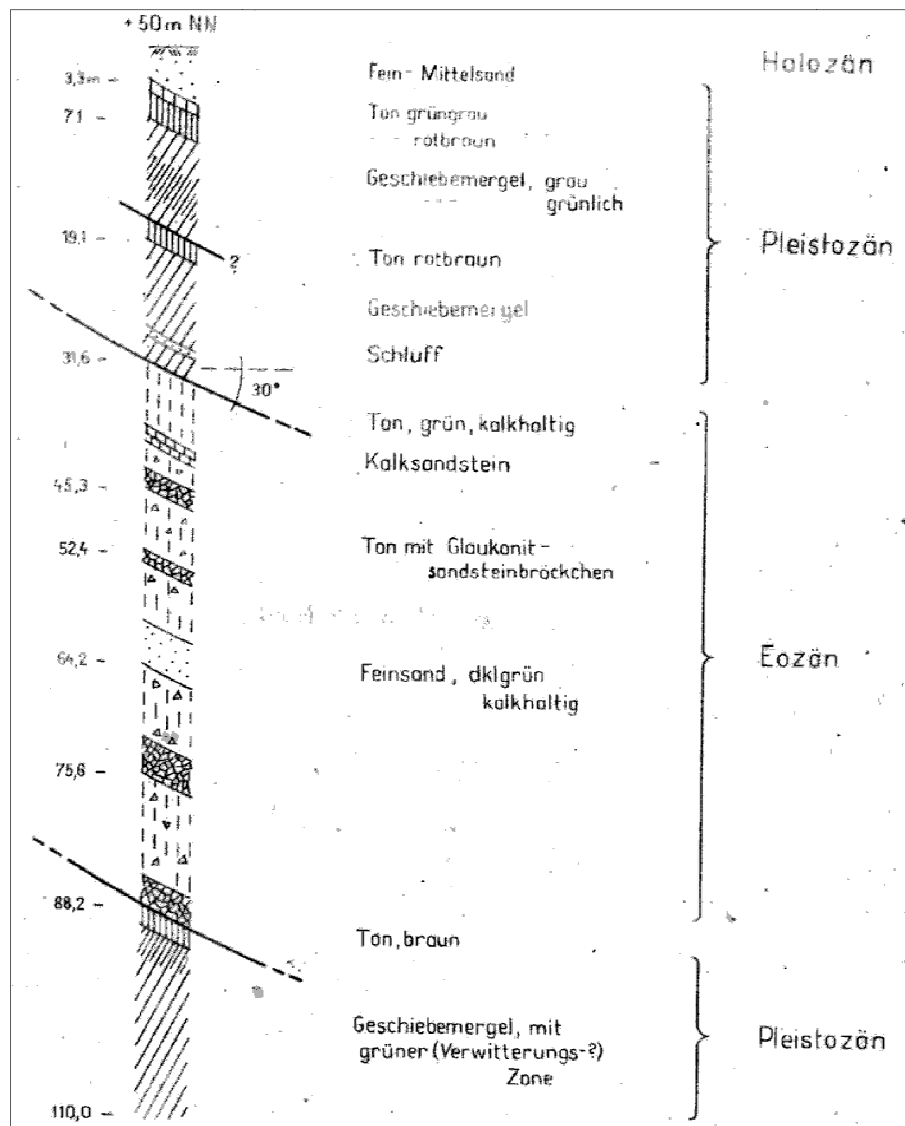


Abb. 21: Beispiel für glazitektonische Stapelung bei Bastorf anhand der Kartierungsbohrung Bastorf 1/57 (aus: HEERDT 1963). Die mikropaläontologische Einstufung der Eozän-Scholle in das Ober-Eozän (heute: Obere Draguner Schichten, vgl. Abb. 11) erfolgte durch RUSBÜLT (1959).

Kühlungsborn (VOLKER HÄUßLER)

Von Kröpelin her erreichen wir die Stadt über die Schloßstraße. Hier befinden wir uns im alten Dorf Brunshaupten (gegründet 1219). 1937 erfolgte die Vereinigung mit dem ehemaligen Dorf Arendsee (1275) zu einer Gemeinde. Die Erhebung zur Stadt und Umbenennung in Kühlungsborn erfolgte 1938. Die Feldsteinkirche (um 1250) wurde von den drei umliegenden Dörfern genutzt, die sich zuerst an den Bächen aus der Kühlung entwickelten. Archäologen und Bodendenkmalpfleger begleiteten hier in den letzten Jahrzehnten zahlreiche Baumaßnahmen. Bisher sind hier über 330 archäologische Fundstellen von der Altsteinzeit bis zur Neuzeit nachgewiesen.

Zu den ältesten Funden gehört eine Feuersteinpfeilspitze aus der Bromme-Kultur (ca. 13.000 v. h., Abb. 22). Mittel-, Jungstein-, Bronze- und die vorrömische Eisenzeit sind reich vertreten (Abb. 24). Interessanterweise fehlen Befunde zur römischen Kaiser- und die Slawenzeit (n. Chr.) fast völlig. Das ist wahrscheinlich auf die beginnende Piraterie und den Sklavenhandel zurückzuführen.

- Bäderarchitektur, Heimatstube, Kunsthalle, Seebrücke, Hafen, Stadtwald mit Waldlehrpfad, Geologisch-archäologisch-stadtgeschichtlicher Lehrpfad mit Findlingsgarten (Abb. 25), Hügelgrab „Blocksberg“ (Abb. 23)



Abb. 22: Eine Pfeilspitze aus der Bromme-Kultur - eines der ältesten menschlichen Zeugnisse im Landkreis fand eine Kühlungsborner Familie bei Gartenarbeiten (Bild LA).

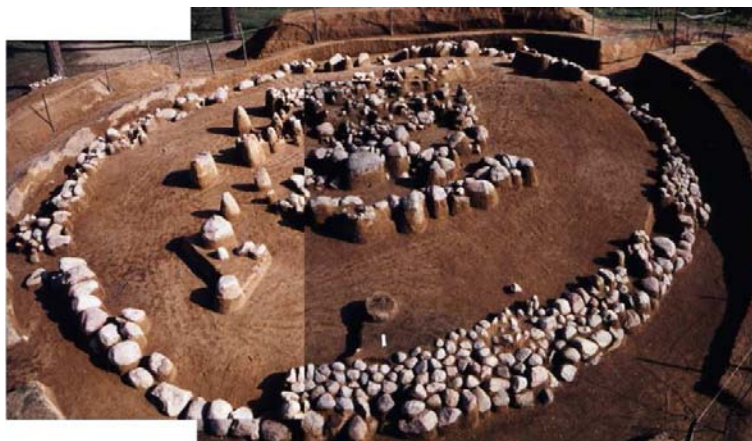


Abb. 23: Den bronzezeitlichen Grabhügel „Blocksberg“ im Stadtwald Kühlungsborn untersuchten Wissenschaftler 1958. Sie konnten drei Begräbnisse sicher nachweisen (Bild LA).

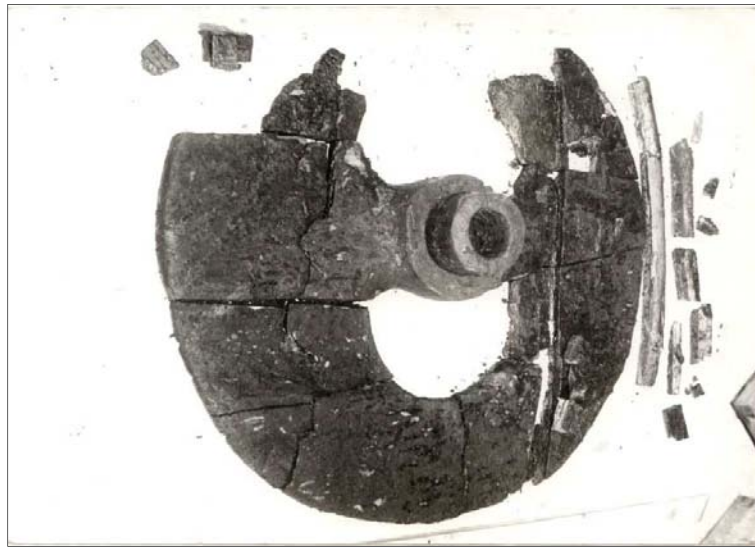


Abb. 24: Ein Kühlungsborner entdeckte 1983 bei einem Tauchgang in der Ostsee zwei hölzerne Wagenräder aus der Bronzezeit (um 900 v. Chr., Bild LA).



Abb. 25: Durch den Bürgermeister Kühlungsborns wurde 1989 der Findlingsgarten zum Tag des Geotops eingeweiht.

Bastorf/Kägsdorf (VOLKER HÄUßLER)

Besonders am westlichen Ende der Kühlung wurde durch die ehrenamtlichen Mitstreiter ein guter Forschungsstand erreicht. Beim Bau des Leuchtturmes konnte eine Felsgesteinaxt bewahrt werden (Abb. 26). Küstenverluste am Buk legten in den vergangenen Jahren zahlreiche mittelsteinzeitliche Geweihgeräte (um 6.500 v. h.) frei (Abb. 26).



Abb. 26: Bei den ersten Bauarbeiten für den Leuchtturm auf dem „Buk“ wurde eine Felsgesteinaxt aus der Jungsteinzeit entdeckt (Bild LA).

In Unterbastorf entstanden 1909 die ersten Brunnen für die zentrale Wasserversorgung der aufstrebenden Badeorte Brunshaupten und Arendsee. Der Leuchtturm wurde nach langen Planungen 1876-1878 errichtet. Er steht 78 m hoch. Seine Höhe beträgt 20,80 m. Dadurch liegt die Feuerhöhe 95,30 m über HN. 1924/25 erfolgte die Umstellung auf die elektrische Befuerung, die 25 sm. weit reichte. 1979 beendete der letzte Leuchtturmwärter seinen Dienst. Nach 1991 erfolgte eine Sanierung.

- Bauernhof, „Riedensee“ (Strandsee), Landspitze „Buk“



Abb. 27: Die Ostsee spülte am „Buk“ in den letzten Jahren zahlreiche Geweihgeräte der mittleren Steinzeit frei.

Stop 4: Küstenprofile bei Meschendorf

Kliffprofil-I: Rutschungskessel bei Meschendorf

KARSTEN SCHÜTZE

Koordinaten: N54.134848; E11.652374, Höhe ca. 1 m HN

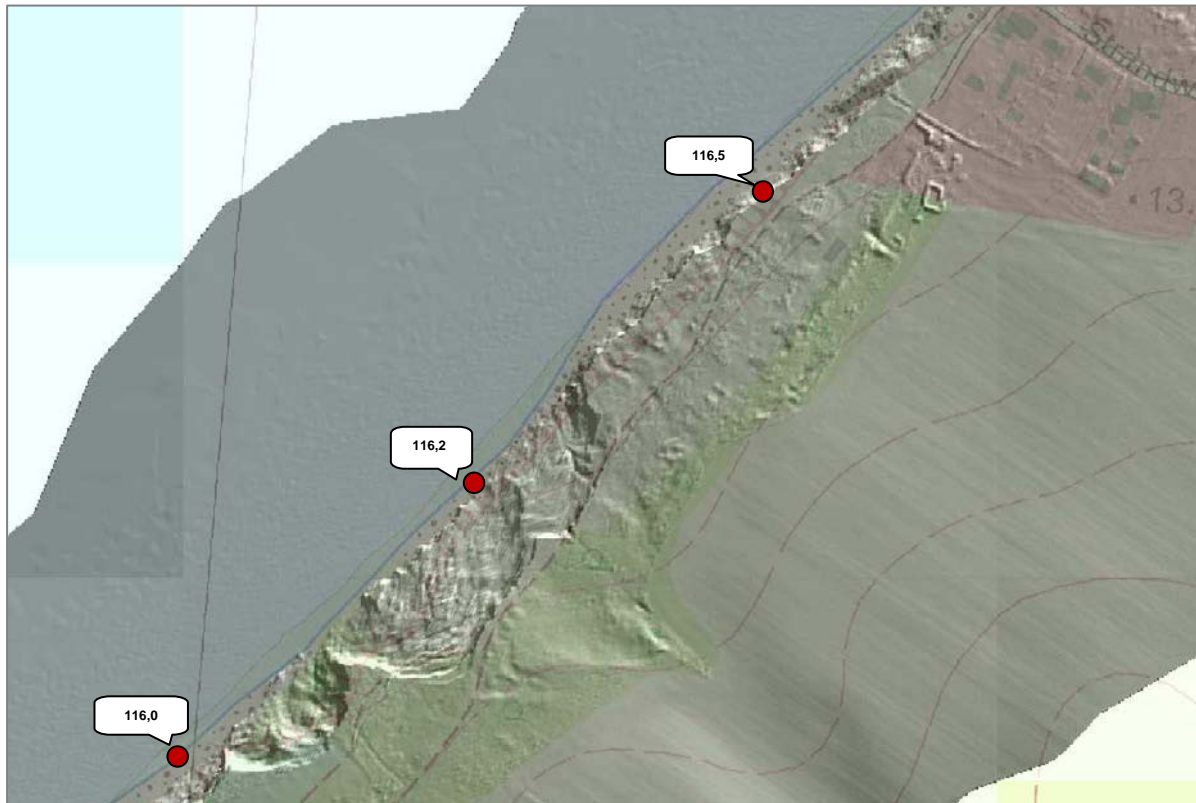


Abb. 28: Rutschung Meschendorf, (Topografische Grundlage 1:10.000, DGM1 - Küstenbefliegung 2012; ● Kkm-Küstenkilometer).

Westlich von Meschendorf befindet sich ein Rutschungsgebiet, welches durch Grundbrüche, Rotationsrutschungen, Gleitungen und Erdfließen gekennzeichnet ist. Hauptursache für die Rutschungen sind nach SCHULZ (1988, 1996) vor allem die Lagerungsverhältnisse mit von der Hochfläche flach nach NW einfallenden pleistozänen wasserführenden Schichten und zwischengelagerten wasserstauenden Ablagerungen. Zusätzlich steigt aus unter dem Strandniveau lagernden Sanden in diesem Bereich Grundwasser artesisch auf, welches den Geschiebemergel zusätzlich durchfeuchtet und dabei destabilisiert. In der Folge kommt es auch zu Grundwasseraustritten im Strandniveau in Form von Quellen.

Eine besondere Form von Rutschungserscheinungen charakterisiert den Bereich östlich des Zeltplatzes zwischen Kkm 116,0 und 116,3 (Abb. 28). In einem ca. 300 m breiten Streifen sind bis zu 50 m ins Hinterland reichende Rutschungen mit teilweise wulstförmigen Aufwölbungen („Kammwülste“, NIEDERMEYER et. al 2011) der einzelnen Gleitschollen im Stirnbereich aufgeschlossen. Als Ursache für die Rutschungen in diesem Bereich werden eozäne Tonschollen angesehen (SCHULZ, 1996), die auch im Strandniveau immer wieder angeschnitten werden. Der Kliffrückgang führt nach SCHULZ (1996) zu einer

Druckentlastung im Strandbereich, so dass der im Grund- bzw. Meereswasserbereich liegende, hochplastische Eozän-Ton in Form eines Liegendaufbruchs am Strand aufquillt. Dieses Volumendefizit im Untergrund wirkt sich im Kliffbereich in Form von Rutschungen aus. Zum Schutz der Siedlung Meschendorf wurde zwischen Kkm 116,6 und 116,75 eine Aufschüttung (Aushub von bindigen Böden) vorgenommen, durch die der Kliffuß ca. 15 m seewärts vorgeschoben wurde. Zusätzlich schützt eine Blockpackung diesen Bereich.

Kliffprofil-II: nacheiszeitliche Beckenentwicklung; Küstenentwicklung

ROBERTO HENSEL & STEFAN MENG

Koordinaten: N54.137124; E11.656296, Höhe ca. 2 m HN

In unmittelbarer Nähe zur Ortschaft Meschendorf sind an einem Steilufer Beckensedimente angeschnitten, die einen signifikanten Milieuwechsel zwischen feuchten und trockenen Bedingungen widerspiegeln. Erstmals wurde der Kliffaufschluss von JAECKEL (1949) beschrieben. Jüngere sedimentologische und paläoökologische Bearbeitungen erfolgten 2010 durch R. HENSEL, eine weitere Publikation ist derzeit in Bearbeitung.

Im Bereich des Steilufers ist die im nördlichen Mecklenburg flächenhaft verbreitete Grundmoräne des Pommerschen Stadiums (qW2) angeschnitten (SCHULZ 1994). Das Kliff ist durch Abbrüche gekennzeichnet, die in Abhängigkeit von der Klüftung des Geschiebemergels vorrangig in Verbindung mit Sturmhochwässern im Winterhalbjahr erfolgen. Derzeitige Rückgangsraten betragen etwa 30-40 cm/a (HENSEL 2010). An zwei Standorten (in ca. 230 m Entfernung) sind dadurch aquatische, semiterrestrische und terrestrische Sedimente vorwiegend holozänen Alters angeschnitten, welche mehrphasig durch äolische und kolluviale Sande überdeckt sind (Abb. 30). Ein dritter Anschnitt, der Mitte der 1990er Jahre kartiert wurde, ist nicht mehr existent (vgl. SCHULZ 1996). Aufgrund der sedimentologischen und pollenanalytischen Ähnlichkeiten lassen sich die beiden bestehenden Beckenanschnitte parallelisieren, was besonders durch die Ausprägung der Kalkmudden verdeutlicht wird.

Im zentralen Bereich des südwestlichen Beckenanschnittes befindet sich bei einer Kliffhöhe von ca. 5,50 m das Referenzprofil Me-1 (Abb. 29). Die Basis der angeschnittenen Sedimentfolge bildet ein qW2-Geschiebemergel, der von spätglazialen Beckensanden mit eingebetteten Torflagen überlagert wird. Im Hangenden folgt eine Kalkmuddefolge präborealen bis subborealen Alters, die durchgängig Mollusken terrestrischer Feuchtstandorte enthält (Abb. 30). Sie weist im Pollenspektrum massenhaft Grünalgen des Types *Radiococcus* und im jüngeren Teil verbreitet Süßwasserschwämme auf und fiel im Jahresverlauf zeitweise trocken. Der Anschnitt des Beckens im jüngeren Subboreal durch die vordringende Ostsee hatte ein Trockenfallen des Standortes zur Folge. Weiterhin anfallende Hangwässer ermöglichten jedoch die Bildung eines Torfes, der durch äolische Sandeinträge (Flugsand) geprägt ist.

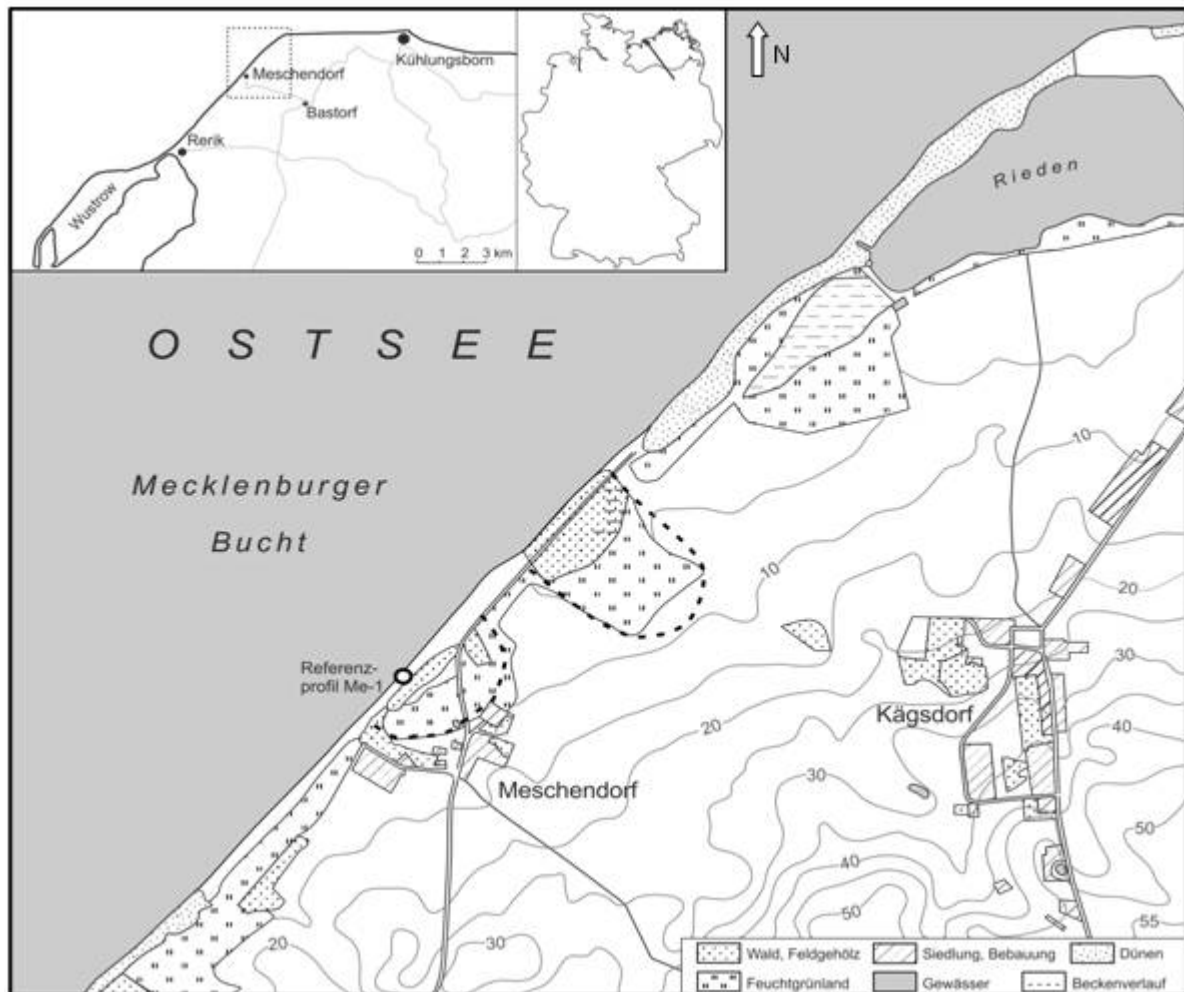


Abb. 29: Lage des Kliffabschnittes Meschendorf mit Profil Me-1 und Dimension der Beckenanschnitte.

Bereits während der Römischen Kaiserzeit und auch während der jüngeren Slawenzeit fand im Umfeld Ackerbau statt. Großflächigere Rodungen und stark zunehmender Ackerbau erfolgten im Zuge der deutschen Ostkolonisation. Zu dieser Zeit lagerten sich auch erste Kliffranddünen im Beckenbereich ab. Über diese untersten Flugsande, wohl durch Riegel aus Kliffranddünen begünstigt, entwickelte sich über mehrere Jahrhunderte hinweg ein *Carex*-reiches Flachgewässer mit einer entsprechenden Mollusken- und Diatomeenfauna. Der Standort war somit überwiegend staunässegeprägt und erhielt sowohl kolluviale als auch äolische Sediment- und Nährstoffeinträge. Den Zeitraum bis zur Gegenwart bestimmen jedoch stärker kolluvial geprägte Flugsande. Die Dimension der im Kliff angeschnittenen Becken lässt sich über das landseitige Ausstreichen der karbonatischen Beckensedimente ableiten. Demnach erstreckt sich das nordöstliche Becken noch ca. 140 m und das südöstliche Becken ca. 65 m landeinwärts (s. Abb. 29).

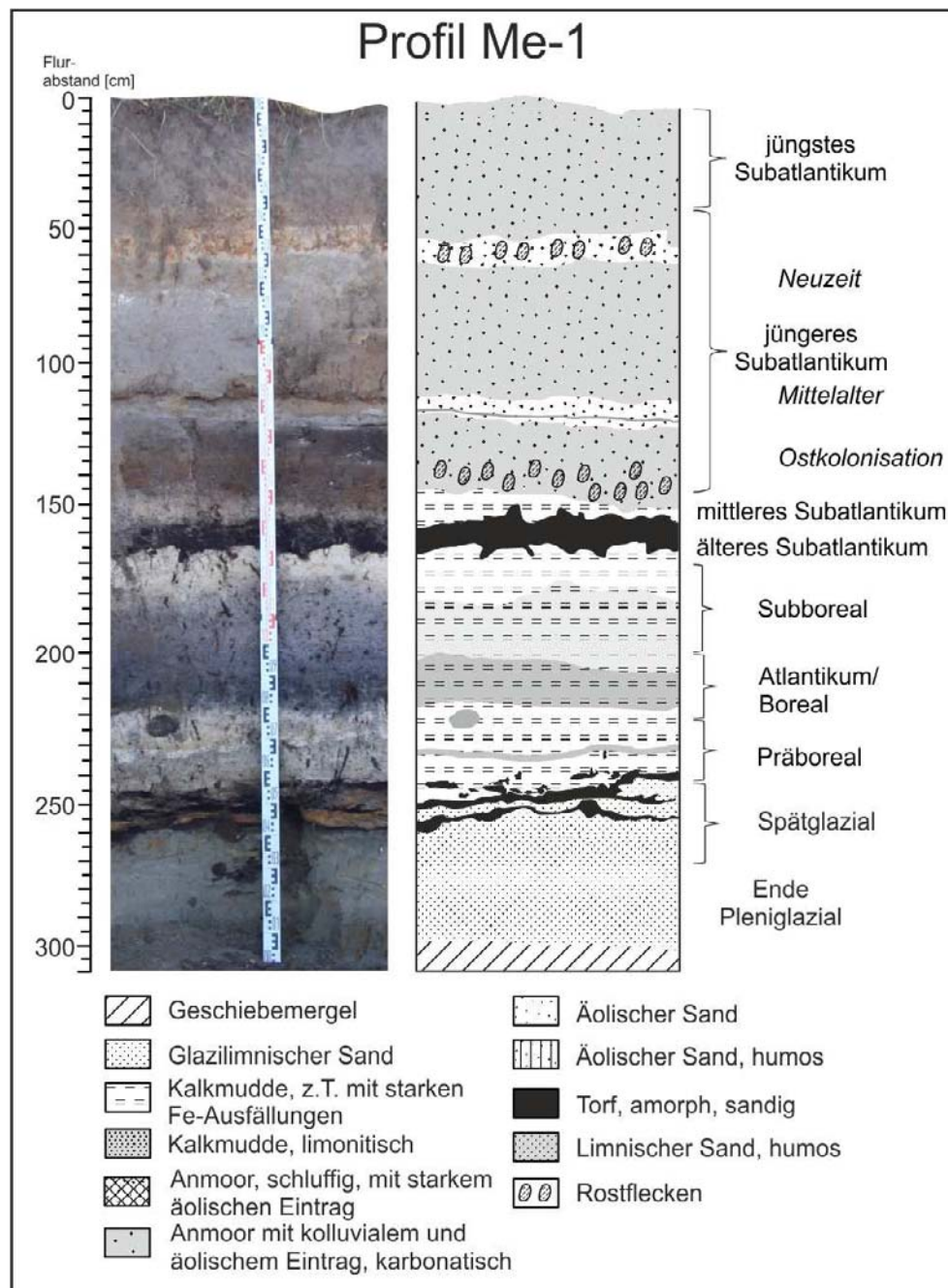


Abb. 30: Sedimentabfolge und zeitliche Zuordnung des Profils Me-1 (Foto: S. Lorenz).

Das holozäne Kliffprofil von Meschendorf ist schon seit langem wegen seiner reichen Molluskenfauna bekannt (JAECKEL 1949). Die neue horizontbezogene Bearbeitung erbrachte 70 Arten. Die Bedeutung von Meschendorf liegt auch darin begründet, dass die vorliegende Fauna ganz überwiegend von terrestrischen Arten dominiert wird, die für die Rekonstruktion der Landschaftsgeschichte besonders geeignet sind. Das kühlere Präboreal wird z. T. noch durch subarktisch-alpin/boreale Landschnecken, wie z. B. *Vertigo genesii* und *V. geyeri* charakterisiert. Für das Boreal gibt es keine Faunen-Belege. Seit dem Atlantikum ist im Profil Meschendorf eine intensive Waldentwicklung mit anspruchsvolleren Arten, wie z. B. mit *Macrogaster plicatula*, *M. ventricosa*, *Vitrea contracta* oder *Spermodea lamellata* zu verzeichnen. Die Wassermollusken sind dagegen überwiegend mit Arten temporärer Sumpfstandorte vertreten. Schon JAECKEL (1949) leitete aus dem häufigen Vorkommen hygrophiler Landschnecken, dem Fehlen xerothermer Elemente

sowie der Dominanz von Waldarten Lebensgemeinschaften eines Laubwaldes mit Bruchwald-Charakter ab. Im Subboreal war es etwas trockener und Offenlandarten, wie *Vallonia costata*, sind verhältnismäßig häufiger. Erst in den Kolluvien des Jüngeren Subatlantikums fanden sich auch Hinweise für ein dauerhaftes Stillgewässer.

Mechelstorf (VOLKER HÄUßLER)

Der Ort gehörte in der 1. Hälfte des 20. Jahrhunderts zu den Gütern des Grafen v. Wilamowitz-Möllendorff. Ein mit Wasserkraft betriebener „Dynamo“ lieferte Strom für den Kuhstall und das Gutshaus. Der bekannte mecklenburgische Archäologe Ewald Schuldt (1914-1987) wurde hier geboren. Im benachbarten Wendelstorf untersuchte man 1956 das Hügelgrab „Heidelberg“.

Hohen Niendorf (VOLKER HÄUßLER)

Auf Hohen Niendorf saß in der 1. Hälfte des 20. Jahrhunderts der Gutsbesitzer Hans Wichard Graf v. Wilamowitz-Möllendorff als einer der bedeutendsten Sammler archäologischer Hinterlassenschaften und begeisterter Jäger (Schussbuch 1901-1939).

- Gutspark (1866, 7 ha, Englischer Landschaftsgarten), Gutshaus (1865, verändert 1912), Nachbau Großsteingrab, Hügelgrab „Dornbusch“

Westhof (VOLKER HÄUßLER)

Rund um die Kreuzung ist eine ausgedehnte slawische Siedlung bekannt.

Garvsmühlen (VOLKER HÄUßLER)

Vor dem Ort überqueren wir die Trasse der ehemaligen Rübenbahn (Spurbreite 900 mm). Sie verband von 1890/1894 (Aktiengesellschaft) bis 1946 (Reparationen) die Güter. Sie transportierte von September bis Januar Kartoffeln, Rüben, Dünger, Brennstoffe zwischen Kägsdorf und Neubukow Obere Weiche, an der Bahnlinie Rostock - Wismar (Zuckerfabrik Wismar). Die Strecke war 14,4 km lang, hatte 17 Ladestellen und 40 Weichen. Im 19. Jh. wurde hier ein Großsteingrab abgetragen, das der Sage nach zu bestimmten Zeiten von einem „Schwarzen Mann“ umrundet wurde.

Die Großsteingräber um Rerik (VOLKER HÄUßLER)

In dieser Region sind in unterschiedlicher Erhaltung insgesamt neun Großsteingräber zu finden. Sie stammen aus unterschiedlichen Bauphasen. Die zwei Urdolmen (Gemarkung Mechelsdorf) haben bereits einen Zugang (Abb. 31). Bei zwei sogenannten Großdolmen (Gaarzer Hof [s. Abb. 32], Mechelsdorf) ist die Kammer größer und der Zugang erfolgt von der Schmalseite.



Abb. 31: Zu den ältesten Großsteingräbern gehören die Urdolmen. Der von Mechelsdorf wurde wegen seiner Lage und Art vom Forscher Ernst Sprockhoff als „einzigartig in Deutschland“ bezeichnet.

Die Ganggräber (Gaarzer Hof, Rerik Ost) schließen die Baureihe ab (Abb. 33). Der Zugang zu den großen Kammern erfolgt über einen Gang von Süden. Danach wurden keine solchen Gräber mehr errichtet. Man nutzte sie nur noch nach (ab ca. 5.200 v. h.). Auf drei Großsteingräbern konnten Radkreuze (vgl. Abb. 34) als Symbole des Sonnenkultes der Bronzezeit entdeckt werden („Voßberg“ Blengow Fpl. 1, Urdolmen Mechelsdorf Fpl. 111, Großdolmen Wendelstorf Fpl. 1).



Abb. 32: Der Großdolmen von Gaarzer Hof ist eine Weiterentwicklung des Urdolmens.



Abb. 33: Das Ganggrab von Gaarzer Hof schloss in unserer Region typologisch die Errichtung solcher Anlagen ab.



Abb. 34: Ein auf dem Acker störender Findling war versenkt worden. Nachdem die neuzeitlichen Pflüge wiederholt daran scharften, grub man ihn wieder aus und ein Bodendenkmalpfleger entdeckte die bronzezeitlichen Radkreuze.

Stop 5: Schmiedeberg Rerik

Koordinaten: N54.10502; E11.60680, Höhe ca. 2 m HN

Die Besiedlungsgeschichte von Rerik

VOLKER HÄÜBLER

Der sogenannte „Schmiedeberg“ ist der Rest eines slawischen Burgwalls, neben dem auf Kap Arkona, der einzige an den Außenküsten in M-V. Bei der Sturmflut im November 1872 wurden große Teile von ihm abgetragen. Die zugehörige Vorburgsiedlung schließt sich östlich zwischen der Küste und der Kirche an. Bei der Begleitung des Baugeschehens nach der Wende musste sie in Teilen untersucht werden (Abb. 35). Die Befunde belegen eine kontinuierliche Nutzung des Ortes vom späten 8. Jahrhundert u. Z. bis heute. Die Burg gehört zu einer ausgedehnten Siedlungskammer. Bei Untersuchungen 1935 deuteten die Ausgräber Robert Beltz und Willy Bastian die Befunde als das urkundlich erwähnte „rerik“, dass 809 durch den Dänenkönig Götrik zerstört worden war. Das führte damals u. a. zur Umbenennung des Ortes Alt Gaarz in Rerik und seine Erhebung zur Stadt. Heute wissen wir, dass der slawische Handelspunkt weiter südlich und geschützter in der Wismarbucht bei Groß Strömkendorf lag.

Bis 1933 lag auf der vorgelagerten Halbinsel Wustrow ein großes ritterschaftliches Gut. Die Insel wurde 1933 von der Wehrmacht aufgekauft und 1935 von der Luftwaffe übernommen. Die Nazis bauten sie zu einer Flakartillerieschule aus (Abb. 36). Teilobjekte bis Kühlungsborn gehörten dazu. Von 1949 bis 1993 wurde die Halbinsel vom sowjetischen Militär genutzt. Heute ist sie teilweise NSG (1997) und teils in privatem Besitz. Ihre zukünftige Entwicklung ist noch nicht geklärt.

- Kirche, Heimatmuseum mit großem archäologischen Anteil und Fossilien, Steilküste, Salzhaff, Großsteingräber



Abb. 35: In der Vorburg des slawischen Burgwalles auf dem Schmiedeberg in Rerik konnten bei Baumaßnahmen slawische Hausreste nachgewiesen werden - hier eine mittelslawische Hausgrube.



Abb. 36: Im Zeitraum 1933 – 1945 errichtete die Luftwaffe auf der Halbinsel Wustrow eine Flakartillerieschule (Bild Sammlung Köhler).

Marine Sande für den Küstenschutz in Mecklenburg-Vorpommern am Beispiel der Aufspülung in Rerik (2013)

KNUT SOMMERMEIER

Einleitung

Von der 377 km langen Außenküste von M-V sind 180 km rückgangs- bzw. überflutungsgefährdete Flachküsten. Ein Schutzerfordernis durch das Land ergibt sich auf einer Küstenlänge von 120 km. Dies erfolgt im Wesentlichen durch ehemals natürlich entstandene Küstendünen, deren Schutzfunktion erkannt und diese somit zum Schutz vor Überflutung des Hinterlandes genutzt wurden. Solche Küstenschutzdünen haben ihre Natürlichkeit weitgehend verloren. Sie werden profiliert, bepflanzt und in ihrem Bestand unterhalten. Dies gilt besonders für jene Küstenabschnitte, die sich im Laufe der Jahrhunderte von Akkumulations- zu Abrasionsgebieten entwickelt haben, daher einen starken natürlichen Küstenrückgang aufweisen und deren Materialverluste durch regelmäßig stattfindende Aufspülmaßnahmen ausgeglichen werden.

Küstenschutzstrategie an rückgangsgefährdeten Flachküsten

An den rückgangsgefährdeten Flachküsten werden für den dauerhaften Ausgleich der negativen Sedimentbilanz und für die Stabilität von Küstenschutzanlagen erhebliche Mengen Sand benötigt. Dafür ist es erforderlich, langfristig relativ große Mengen geeigneter Sedimente für den Küstenschutz abbaufähig vorzuhalten. Marine Sande können ökologisch und ökonomisch vertretbar nur aus dem flachmarinen Küstenraum gewonnen werden. Darüber hinaus ist eine angemessene Entfernung von der Rohstoffquelle zum Einbauort ein maßgeblicher wirtschaftlicher Faktor, um Küstenschutzmaßnahmen, insbesondere Aufspülungen zur Wiederherstellung von Küstendünen, durchführen zu können. In M-V werden seit 1968 Aufspülungen zur Verstärkung sandiger Küsten durchgeführt. Zwischen 1990 und 2014 wurden an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns durch mehr als 85 Aufspülungsmaßnahmen rund 16 Mio. m³

Sand in Dünen, Strand, Schorre und Deichen eingebaut (Abb.37). Jährlich werden zusätzlich ca. 500.000 m³ Sand für derartige Schutzmaßnahmen benötigt.

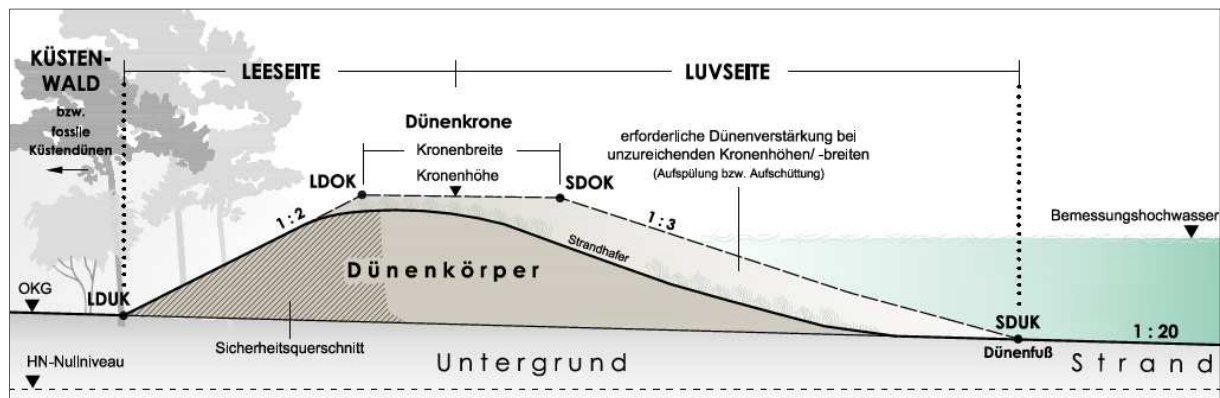


Abb. 37: Regelprofil einer Vollschutzdüne (StALU MM/ Dezernatsgruppe Küste).

Verfügbarkeit mariner Sedimente

Zum gegenwärtigen Zeitpunkt lässt sich aufgrund geologischer Untersuchungen feststellen, dass der Vorrat an geeigneten Sanden in den Wassertiefen zwischen 10 m und 15 m den Bedarf für den Küstenschutz in den kommenden Jahrzehnten decken wird (Abb. 38). Umfangreiche, nacheiszeitliche Sedimentumlagerungen, hervorgerufen durch Veränderungen des Meeresspiegels und Strömungen bis in den flachmarinen Bereich hinein, führten zur Ausbildung großer Sandreservoirs auf dem Meeresgrund, die aufgrund ihrer Beschaffenheit für die Verwendung im Küstenschutz, speziell für Aufspülungen, prinzipiell geeignet sind. Der Prozess der nacheiszeitlichen Sedimentumlagerung konnte in den vergangenen Jahren nachgewiesen werden mit der Durchführung eines Monitorings zur Feststellung der Veränderung der Oberflächenstruktur und Beschaffenheit in Sandgewinnungsgebieten. Dennoch ist die Nutzung mariner Sedimentlagerstätten eingeschränkt, sowohl aus Gründen der technologischen Abbaubarkeit als auch durch bestehende gesellschaftliche Restriktionen, etwa durch die Ausweisung von Schutzgebieten, Bodendenkmälern, Trassen für Leitungen verschiedener Medien bis hin zu privatrechtlichen Abgrenzungen. Die Ausweisung von Lagerstätten für die marine Sandgewinnung erfordert daher im Vorfeld umfangreiche Erkundungsarbeiten.

Zielstellung der Aufspülung vor der Ortslage Rerik

Gemäß Landeswassergesetz (LWaG vom 30.11.1992 § 83, Sicherung der Küste zum Schutz von im Zusammenhang bebauten Gebieten) dient diese Maßnahme dem Hochwasser- und Küstenschutz. Sie soll zu einer Dünenverbreiterung, zum Ausgleich der negativen Materialbilanz und zu einer Verbesserung der Strand- und Schorreverhältnisse führen. Das Staatliche Amt für Landwirtschaft und Umwelt Mittleres Mecklenburg (STALU MM) veranlasste im Herbst 2013 eine Dünenverstärkung im Bereich der Außenküste durch Wiederholungsaufspülung mit einem Mengenumfang von insgesamt 150.000 m³. Als Wiederholungsintervall wurden 6 - 8 Jahre festgelegt. Die Düne war auf Grund der schlechten Sedimentbilanz auf Strand und Schorre derzeit nicht in der Lage, eine Sturmflut mit Bemessungshochwasser (+ 3.10 m HN) zu kehren. Eine Verbesserung des

Sedimenthaushaltes des Strandes und der Schorre durch Aufspülung war daher dringend erforderlich. Es bestand bei Extremsturmfluten Durchbruch- und Überflutungsgefahr (Abb. 38).

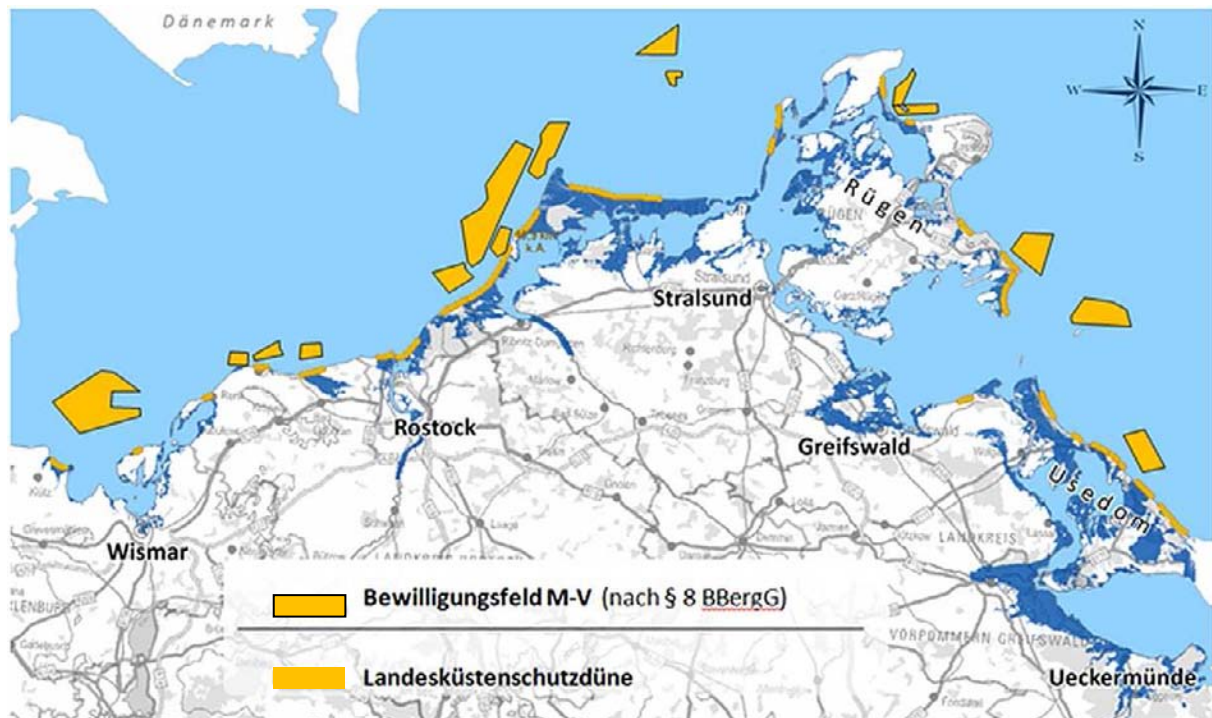


Abb. 38: Bewilligungsfelder zur marinen Sandgewinnung für Vorhaben des Küstenschutzes. Blau dargestellt sind potenzielle Überflutungsbereiche, die ohne Küstenschutzmaßnahmen bei dem derzeit prognostizierten Meeresspiegelanstieg gefährdet sind.

Beschreibung des Vorhabens

Der Aufspülbereich erstreckte sich von der Ortschaft Rerik über den Wustrower Hals bis zur Halbinsel Wustrow. Das Gebiet wird durch aktive Geschiebemergelkliffs der Grundmoräne mit steinigen Stränden geprägt. Die Landverbindung zur Halbinsel Wustrow ist eine Nehrung bestehend aus glazialfluviatilen Sanden. Bohrungen auf der Nehrung bis in 16 m Tiefe haben den liegenden Geschiebemergelhorizont nicht erreicht. Mehrere Meter dicke Schichten organischer Ablagerungen im Untergrund des Wustrower Halses deuten auf eine schlechte Tragfähigkeit. Im gesamten Schorrebereich ist lokal mit größeren Blöcken zu rechnen. Es wurden auch kleinere Steinfelder nachgewiesen. Im Bereich der Maßnahme fanden 1997 und 2000 Dünenverstärkungen durch Aufspülungen statt. Die oberflächlich aufgespülten Sande sind nicht lagestabil, daher sind Schorreveränderungen zu verzeichnen und es ist in Zukunft auch mit weiteren Schorreveränderungen zu rechnen.

Die Baumaßnahme erstreckte sich über den Bereich der Dünenverstärkungen der Jahre 1997 und 2000. Der Küstenrückgang der letzten 100 Jahre betrug im Mittel etwa 40 m. Sicherungsmaßnahmen am Kliffuß des Geschiebemergelsteilufers der Halbinsel Wustrow in den 1930er Jahren haben jedoch dazu geführt, dass nicht mehr genügend Sediment aus Westen in Richtung Rerik transportiert wurde und es letztlich zu einem Sedimentdefizit kam.



Abb. 39: Aufnahme der Düne in Rerik nach der Aufspülmaßnahme 2013.

Der Übergangsbereich Flachküste/Steilküste auf Wustrow wurde ebenfalls in den 1930er Jahren durch den Bau eines heute zum Teil noch wirkenden Buhnensystem gesichert. Dieses befindet sich jedoch nicht im Bestand der Küstenschutzanlagen im „Generalplan Küsten – und Hochwasserschutz M-V“. Der sensible Steilküstenbereich vor der Ortslage Rerik wurde schon 1897 durch ein Faschinendeckwerk und 1903 durch einen Findlingssteinwall gesichert, von dem Reste erhalten geblieben sind. Auf der Schorre steht oberflächlich Geschiebemergel an, ansonsten ist die lokale Sandbedeckung gering. Die Düne wurde im Planungsabschnitt westlich der Seebrücke auf den errechneten Querschnitt ertüchtigt (Abb. 39). Gemäß der „Bemessung für Landesküstenschutzdünen MV“ ist für diesen Küstenabschnitt eine Düne mit folgenden Abmaßen erforderlich:

Kronenhöhe in HN	4,15 m
Kronenbreite	37,3 m
Dünenfußhöhe in HN	2,15 m

Östlich der Seebrücke befindet sich bis zum Schmiedeberg eine Geotextilsicherung in der Düne. Da hier auch gewerbliche Fischer ihre Boote zu Wasser lassen, wurde die Dünenkrone auf + 3,50 m HN abgesenkt. Diese Kronenhöhe wird bis zum östlichen Aufspülungsende beibehalten. Die Krone der Altdüne im gesamten Planungsbereich hat größtenteils die Höhe des Regelprofils von mindestens + 4,15 m HN, die Breite von 40 m wird durch seeseitige Verlängerung erreicht. Die neuen Dünenkronenbereiche und die seeseitige Dünenböschung wurden zum Schutz gegen Winderosion abschließend mit Strandhafer bepflanzt.

Literatur:

- BÖRNER, A. & MENG, S. (2010): Profildokumentation und makrofaunistisches Gutachten zur Bohrung Hy Boitin 1/2010, BA-Ident: 223700207. - Unpubl. Bericht, Bohrchiv Geologischer Dienst, 3 S., Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern.
- BOLL, E. & BRÜCKNER, G. (1846): Geognosie der deutschen Ostseeländer zwischen Eider und Oder. - 284 S., Verlag Brunsow, Neubrandenburg.
- BREMER, F. (2000): Geologische Übersichtskarten Mecklenburg-Vorpommern 1:500.000, Karte: Oberfläche.- Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern M-V (Hrsg.), 2. Aufl., Güstrow.
- BÜLOW, W.V. & MÜLLER, S. (2004): Paläogen. - In: Katzung, G (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern, S. 198-209, Stuttgart.
- ERD, K. (1973): Pollenanalytische Gliederung des Pleistozäns der Deutschen Demokratischen Republik. - Zeitschrift für geologische Wissenschaften **1**: 1087-1103, Berlin.
- FRENZEL, P. & ANSORGE, J. (2002): Die pleistozänen Fossilien der Cardiengrube von Schwaan bei Rostock (südliche Ostsee). - Archiv für Geschiebekunde **3**: 829-840; Greifswald.
- FÜLLING, A. (2015): Durchführung von Altersbestimmungen an pleistozänen Sanden durch Optisch Stimulierte Lumineszenz (OSL). - Unpubl. Bericht, 5 S., Berlin
- GALBRAITH, R. F., ROBERTS, R. G., LASLETT, G. M., YOSHIDA, H., OLLEY, J. M. (1999): Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium Rock Shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. - *Archaeometry* **41**: 339-364.
- GEHL, O. (1961): Neue Ergebnisse über das marine Eem und zur Gliederung des Jungpleistozäns in NW-Mecklenburg. - Geologie, **10** (4/5): 396-408; Berlin.
- GEINITZ, E. (1893): Marines Interglacial von Schwaan in Mecklenburg. - Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg **46** [1892]: 133-134, Güstrow.
- GROSS, R. (1914): Konchylienführene Diluvialsande bei Schwaan. - Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg **68**: 65-74, Güstrow.
- HEERDT, S. (1963): Strukturuntersuchungen am Pleistozän zwischen der Wismar-Bucht und der unteren Warnow und ihre Deutung. Ein Beitrag zur Frage endogener oder glazigener Tektonik in der Kühlung (N-Mecklenburg). - Unpubl. Dissertation, Universität Rostock.
- HEERDT, S. & Ludwig A.-O. (1966): Neue quartärgeologische Ergebnisse aus dem Rostocker Raum. - In: G. Schmidt (Hrsg.): VIII Wissenschaftliche Abhandlungen der Geographischen Gesellschaft der DDR **4**: 15-43, Rostock.
- HEERDT, S. (1966): Struktur und Entstehung der Stauchmoräne Kühlung. - Geologie **15**: 1169-1213.
- HEERDT, S. & ULRICH, A. (1968): Zur Frage der Herkunft des Eozäns in der Stauchmoräne Kühlung. - Geologie **17** (8), S. 920-929, Berlin.
- HENSEL, R. (2010): Fossile Seebecken im Kliffaufschluss bei Meschendorf (Nordwestmecklenburg) – Untersuchungen zur Verbreitung, Stratigraphie und Sedimentgenese, Diplomarbeit, Universität Greifswald.

- JAECKEL, S. (1949): Die Molluskenfauna des postglazialen Quellschotter an der mecklenburgischen Küste bei Meschendorf. - Archiv für Molluskenkunde, **77** (1/6), S. 101-108.
- KATZUNG, G., MÜLLER, U., KRIENKE, H.-D., KRULL, P., STRAHL, U. (2004): Auflagerung des Quartärs und Glazialtektonik. - In: Katzung, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern, S. 397-408, Stuttgart.
- KLÄHN, H. (1925): Zur diluvialen Tektonik Norddeutschlands. - Centralblatt für Mineralogie, Abt. B., **3**: 71-82.
- KOCH, F.E. (1854): Die Kalksteinlager bei Brunshaupten. In: Archiv für Landeskunde in den Herzogthümern Mecklenburg und Revue der Landwirthschaft, S. 388-390, Schwerin.
- LEMCKE, K. (1937): Geologie und Tektonik der Diedrichshäger Berge bei Arendsee-Brunshaupten in Mecklenburg - Mitteilungen der Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt, N.F. **11**, 86 S., Rostock.
- MENG, S., MENZEL-HARLOFF, H. & BÖRNER, A. (in Druck): *Acanthocardia paucicostata* (G. B. SOWERBY II 1834) non *Acanthocardia echinata* (LINNAEUS 1758); a Lusitanian marine bivalve in the southern Baltic region (NE Germany, Mecklenburg - Western Pomerania) during the Eemian interglacial. - Archiv für Molluskenkunde, **144** (1).
- MÜLLER, U. (2004): Das Relief der Quartärbasis in Mecklenburg-Vorpommern. - Neubrandenburger Geologische Beiträge **4**: 67-76, Neubrandenburg.
- MÜLLER, U. (2004): Jung-Pleistozän - Eem-Warmzeit bis Weichsel-Hochglazial. - In: Katzung, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern, S. 234-242, Stuttgart.
- MÜLLER, U. (2007): Die Kühlung – ein Eiszeit-Phänomen. Neubrandenburger Geologische Beiträge, **5**, S. 42–47, Neubrandenburg
- MÜLLER, U. (2015): Lithostratigraphische Einstufung (KGZ) von zwei Aufschlussproben aus der ehemaligen Tongrube „Steineiche“ bei Kühlungsborn. - TK 25: 1846, unpubl. Gutachten, 4 S., LUNG-Archiv, Güstrow.
- MÜLLER, S. (1965): Untersuchungsbericht Kartierungsbohrung BD 4/63 Kühlungsborn; TK 25: 1836, - Unpubl. Bericht, Archiv LUNG MV, 5 S.
- MURRAY, A. S., WINTLE, A. G. (2000): Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. - Radiation Measurements **32**: 57-73.
- MURRAY, A. S., WINTLE, A. G. (2003): The single aliquot regenerative dose protocol: potential for improvements in reliability. Radiation Measurements, **37**: 377-381.
- NIEDERMEYER, R.-O.; LAMPE, R., JANKE, W., SCHWARZER, K., DUPHORN, K., KLIEWE, H & WERNER, F. (2011): Die deutsche Ostseeküste. - Sammlung geologischer Führer, **105**, 370 S., Verlag Bornträger Stuttgart.
- PIETRZENIUK, E. (1969): Taxonomische und biostratigraphische Untersuchungen an Ostracoden des Eozän 5 im Norden der Deutschen Demokratischen Republik. - Paläontologische Abhandlungen, A IV, **1**, 162 S., Berlin.

- PRESCOTT, J. R., HUTTON, J. T. (1994): Cosmic ray contributions to the dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. - *Radiation Measurements*, **23**: 497-500.
- REINHARD, H., KRAUSE, M. (1957/58): Zur glazialmorphologischen Genese der Diedrichshäger Berge. - *Wissenschaftliche Zeitschrift Universität Greifswald, mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe*, **3/4**: 235-243, Greifswald.
- RUSBÜLT, J. (1957a): Zur Lagerungsform, Gesteinsausbildung und stratigraphischen Einordnung des Eozäns bei Kühlungsborn. - Unpubl. Diplomarbeit., 53 S., Rostock.
- RUSBÜLT, J. (1957b): Die Lagerung des Eozäns bei Kühlungsborn. - *Archiv Freunde der Naturgeschichte Mecklenburgs* **5**, S. 65-66.
- SCHUH, F. (1933): Die geologischen Ergebnisse von fünf Tiefbohrungen aus den Jahren 1928/29 sowie neue Mitteilungen von drei älteren Tiefbohrungen in Mecklenburg. – *Mitteilungen Mecklenburgische Geologische Landesanstalt, N. F. IV*, S. 43, Rostock.
- SCHULZ, W. (1965): Die Stauchendmoräne der Rosenthaler Staffel zwischen Jatznick und Brohm in Mecklenburg und ihre Beziehung zum Helpter Berg. - *Geologie* **14** (5/6): 564-588, Berlin.
- SCHULZ, W. (1966): Helpter Berg, Schmooksberg, Hohe Burg – Ein Vergleich dreier Stauchendmoränen Mecklenburgs. - *Geologie* **15** (2): 164-187, Berlin.
- SCHULZ, W. (1988): Ingenieurgeologisches Gutachten zur Steiluferabsicherung bei Rerik – Meschendorf, Kreis Bad Doberan, Bezirk Rostock. - Unpubl. Archiv LUNG M-V.
- SCHULZ, W. (1994): Strukturelle Typisierung der Steilufer an der Ostseeküste Mecklenburg-Vorpommerns. - *Die Küste* **56**: 67-77.
- SCHULZ, W. (1996): Bericht über die Veränderungen am Kliff zwischen Rerik, Meschendorf und dem Kägsdorfer Bach durch das Sturmhochwasser vom 3./4. 11. 1995. - Unpubl., Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow.
- STAESCHE, K. & HILTERMANN, H. (1940): Mikrofaunen aus dem Tertiär Nordwestdeutschlands. - *Abhandlungen Reichsanstalt für Bodenforschung, N. F.*, **201**, 26 S., Berlin.
- STEINICH, G. (1995): Ein marines Eem-Vorkommen im Binnenland Vorpommerns (Ton-Tagebau Grimmen, westlich Greifswald). - *Eiszeitalter und Gegenwart* **45**: 15-23.
- STRAHL, J., KEDING, E., STEINICH, G., FRENZEL, P. & STRAHL, U. (1994): Eine Neubearbeitung der eem- und frühweichselzeitlichen Abfolge am Klein Klütz Höved, Mecklenburger Bucht. - *Eiszeitalter und Gegenwart* **44**: 62-78.
- TGL 25 232 (1971): Fachbereichsstandard Geologie - Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. - Zentrales Geologisches Institut (Hrsg.), Berlin
- TGL 25232/01-05 (1980): Fachbereichsstandard Geologie, Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. - Zentrales Geologisches Institut (Hrsg.), Berlin.

Exkursion E2: Präquartäre Schollen und Lokalgeschiebe zwischen Malchow, Dobbertin und Sternberg

KARSTEN OBST, JÖRG ANSORGE, ANDREAS BUDDENBOHM & JOHANNES KALBE

Kartenempfehlungen: Geologische Übersichtskarten Mecklenburg-Vorpommern 1:500.000 (GÜK 500), Karte: Oberfläche, Karte: Präquartär und Quartärbasis, Karte: Strukturen im Untergrund, Karte: Geotope und Geologische Sehenswürdigkeiten; Karte der quartären Bildungen 1:200.000 – Oberfläche bis fünf Meter Tiefe (ÜKQ 200), Blatt Güstrow, Blatt Boizenburg/Schwerin

Exkursionsziele

Stop 1: Kreide-Schollen in der Poppentiner Endmoräne

Stop 2: Lias-Tongrube bei Dobbertin

Stop 3: Sternberger Gestein in der Kiesgrube Kobrow

Stop 4: Geologische Landessammlung Sternberg

Kontaktdaten der Mitwirkenden

Dr. Karsten Obst, Geologischer Dienst, LUNG Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Str. 12, D-18273 Güstrow; karsten.obst@lung.mv-regierung.de

Dr. Jörg Ansoerge, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, F.-L.-Jahn Str. 17a, D-17489 Greifswald; ansorge@uni-greifswald.de

Andreas Buddenbohm, Lagerstätteengeologie GmbH Neubrandenburg, Ihlenfelder Straße 119, D-17034 Neubrandenburg; a.buddenbohm@lg-nb.de

Johannes Kalbe, Universität Potsdam, Institut für Erd- und Umweltwissenschaften, Karl-Liebknecht-Str. 24-25, D-14476 Potsdam-Golm; johanneskalbe@gmx.de

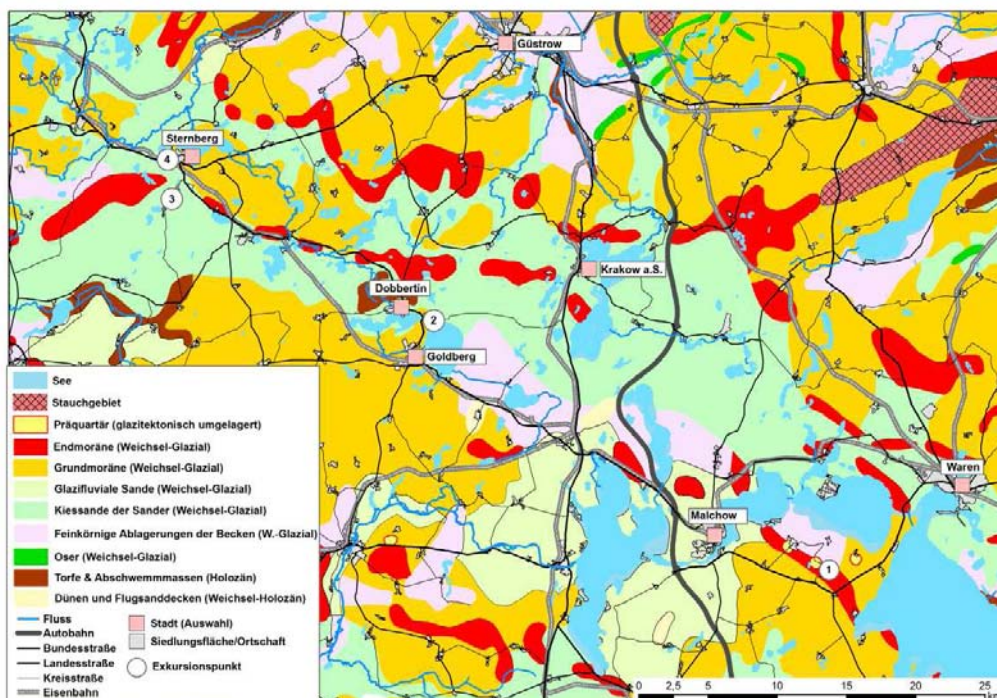


Abb. 1: Generalisierte geologische Übersichtskarte des Exkursionsgebietes (nach BREMER 2000, verändert).

Einführung

Die Landschaft im Nordosten Deutschlands ist überwiegend von den jüngsten Vorstößen des skandinavischen Inlandeises geprägt. Dementsprechend sind in Mecklenburg-Vorpommern weichselzeitliche Ablagerungen, insbesondere des Weichsel-Hochglazials, weit verbreitet. Nur im Südwesten Mecklenburgs dominieren ältere, saalezeitliche Sedimente die oberflächennahen Schichten. Die quartäre Abfolge erreicht durchschnittlich 50-100 m Mächtigkeit; in Rinnen können es lokal auch mehr als 500 m sein. Präpleistozäne Schichten sind dadurch fast flächendeckend verhüllt. Im südwestlichen Altmoränengebiet sind im Bereich von Salzstrukturen aber auch tertiäre Sedimente (Salzstock Conow) oder residuale Bildungen des Zechstein (Gipshut des Salzstocks Lübtheen) direkt an der Erdoberfläche anstehend (VON BÜLOW 2000a).

Ältere, tiefer liegende Schichten waren vor dem Abteufen von Bohrungen ab der Mitte des 19. Jahrhunderts ausschließlich in den vom Eis aus dem ursprünglichen Gesteinsverband herausgerissenen und in glazigenen Sedimenten eingebetteten Schollen aufgeschlossen oder durch lokale Geschiebeanreicherungen bekannt. Die jurassischen, kreidezeitlichen und tertiären Sedimente gaben wertvolle Hinweise auf die im norddeutschen Tiefland abgelagerte präpleistozäne Schichtenfolge bzw. mögliche Lokationen mit Aufragungen des Untergrundes, die häufig an Salinarstrukturen (z. B. Salzkissen Malchin, Krakow, Sternberg) oder Antiklinalen (z. B. Grimmener Wall) gebunden sind (u. a. GEINITZ 1922; GEHL 1963, 1967).

Frühe Beschreibungen einheimischer Geschiebe erfolgten bereits im 18. Jahrhundert. So verdanken wir Jacob Hieronymus Lochner's Dissertation an der Rostocker Universität aus dem Jahre 1711 erste Informationen über das Sternberger Gestein („*Mirabilis reperiuntur lapides prope Sternbergum*“; LOCHNER 1711). Er erkannte, dass es sich bei den darin eingeschlossenen Fossilien um Reste ehemaliger Lebewesen handelt. Der Sternberger Präpositus David Franck deutete diese als Meeresmuscheln und nahm an, dass die Ostsee früher eine größere Ausdehnung hatte (FRANCK 1753). Der Rektor der Großen Wismarer Schule Joan Daniel Denso lieferte einen ersten Faunenüberblick und berichtete neben Funden von Muscheln und Schnecken auch über die von Fischzähnen (DENSO 1758). WALCH (1777) konnte diesen Überblick erheblich erweitern. Erste, heute noch gültige Molluskenarten wurden von SCHLOTHEIM (1820) beschrieben, der den „*Sternberger Muschelsandstein*“ zu den „*Flötzbildungen über der Kreide, eben so gut wie die Pariser Formationen gehörig*“ rechnet.

Geognostische Beschreibungen tertiärer und kreidezeitlicher Kalklager erfolgten von BRÜCKNER (1825), BOLL (1846, 1849), KOCH (1854) und GEINITZ (1879 ff). Diese Vorkommen wurden bereits seit dem Mittelalter für die Herstellung von Branntkalk genutzt (ANSORGE 2000). Später kam der Kreidekalk auch als Düngemittel zum Einsatz. Letzte Abbaubersuche im Malchower Kreidebezirk nach dem zweiten Weltkrieg waren nur von kurzer Dauer. Liasische Tone wurden in der Schwinzer Ziegelei bei Dobbartin zwischen 1873 und 1945 verarbeitet (BORCHERT et al. 2011). Ihr Fossilinhalt, insbesondere Insekten, aber auch Lithologie und Fazies waren Gegenstand zahlreicher wissenschaftlicher Untersuchungen (s. u.).

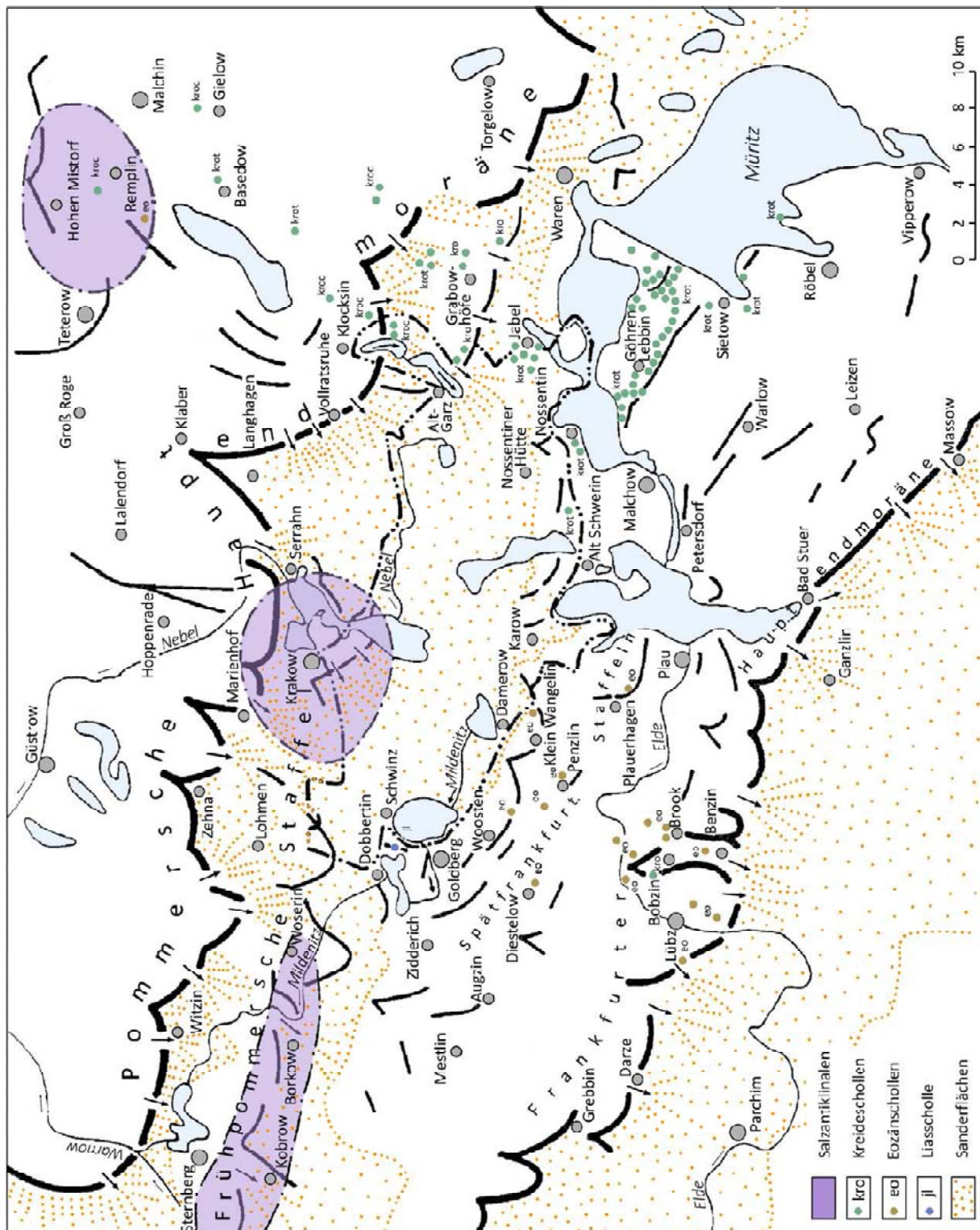


Abb. 2: Übersichtskarte der wichtigsten Eisrandlagen und Vorkommen von präpleistozänen Schollen und Anreicherungen von Lokalgeschieben im Gebiet südlich von Güstrow (nach SCHULZ 1994, verändert).

Während der geologischen Landesaufnahme in den 1950er und 1960er Jahren wurden im Mittleren Mecklenburg zwischen der Frankfurter (W1F) und Pommerschen Eisrandlage (W2) zahlreiche Tonschollen des Eozän kartiert und ihre Herkunft diskutiert (SCHULZ 1967, 1994; Abb. 2).

Als Herkunftsgebiet der glazialen Schollen im Gebiet zwischen Goldberg und Plau am See wird z. B. die Struktur Krakow angesehen, wo sich liassische Tone in geringer Tiefe unter quartären Deckschichten befinden. Nach den Beobachtungen von SCHULZ (2011) hat das Inlandeis während der Frankfurt-Phase des Weichsel-Glazials die über dem Salzkissen aufgewölbten mesozoischen und känozoischen Sedimente „scheibchenweise“ abgehobelt und zunächst die tertiären Tone, dann die Kreide-Scholle westlich von Bobzin und anschließend die bekannte Lias-Scholle am Hellberg bei Schwinz Richtung SW transportiert.

Nach der deutschen Wiedervereinigung wurden einige der ehemaligen Gruben und Aufschlüsse als Naturdenkmale bzw. Geotope unter Schutz gestellt (FUCHS & KINTZEL 1991; SCHULZ 1997; LNatG M-V 1998). Aufgrund ihrer Bedeutung als naturräumliche Elemente und auch als kulturhistorische Zeugnisse früherer Nutzungen durch den Menschen gehören sie zu den interessanten Ausflugszielen in Natur- und Geoparks (z. B. Naturpark Nossentiner/Schwinzer Heide, Naturpark Sternberger Seenland, Geopark Mecklenburgische Eiszeitlandschaft; Abb. 3). Im Rahmen von Exkursionen und für wissenschaftliche Zwecke sind das Anlegen von Schürfen in den präpleistozänen Schollen und eine begrenzte Probennahme gestattet. Ein Besuch aktiver Kiesgruben bedarf der vorherigen Anmeldung und Erlaubnis des Kiesgrubenbesitzers und des Bergamtes Stralsund.



Abb. 3: Der naturkundliche Lehrpfad mit Informationstafeln des Naturparks Nossentiner/Schwinzer Heide in der Lias-Tongrube bei Dobbertin kurz nach seiner Fertigstellung. (Foto: K. Obst, 2006)

Stop 1: Kreide-Schollen in der Poppentiner Endmoräne

ANDREAS BUDDENBOHM & KARSTEN OBST

Koordinaten: N53.470833; E12.537778, Höhe ca. 85 m HN

Zwischen der über das Südende des Plauer Sees verlaufenden Frankfurter Eisrandlage (W1F) und den nördlich von Waren in Richtung Nordwesten ziehenden Endmoränen des Pommerschen Eisvorstoßes (W2) weisen einige Höhenzüge darauf hin, dass sich das Niedertauen des Inlandeises während der Frankfurt-Phase des Weichsel-Glazials nicht kontinuierlich vollzog, sondern von kurzzeitigen Stillstandsphasen sowie zeitlich und räumlich begrenzten Eisvorstößen unterbrochen wurde (Abb. 2). Sie führten nach SCHULZ (1967) zur Ausbildung sogenannter „Rückzugsstaffeln“ im Rückland der Frankfurter Randlage.

Die markanteste ist die Poppentiner Endmoräne, die sich zwischen Malchow und Waren von Nossentin über Untergöhren, Göhren-Lebbin und Poppentin bis Sietow und Gotthun am Westufer der Müritz als deutlicher Höhenzug verfolgen lässt. Ihre größte Erhebung erreicht sie im Kalkberg bei Poppentin mit +103 m HN. Im Bereich der Endmoräne ist ein deutliches Relief entwickelt, das nach Nordosten flach zur Göhren-Wendhofer Niederung bis auf ca. +62 m HN (Seespiegel von Fleesen- und Kölpinsee) abfällt. Markantestes Merkmal der Poppentiner Endmoräne sind die zahlreichen Vorkommen von Kreidekalken, die in Form einzelner Schollen in der vor allem aus Geschiebemergel aufgebauten Endmoräne und ihrem nördlichen Rückland liegen (Abb. 4). Die Kreide des Malchower Bezirks (GEINITZ 1896a) stellt außerhalb Rügens die größte Konzentration glazialer Kreide-Schollen in Mecklenburg-Vorpommern dar.

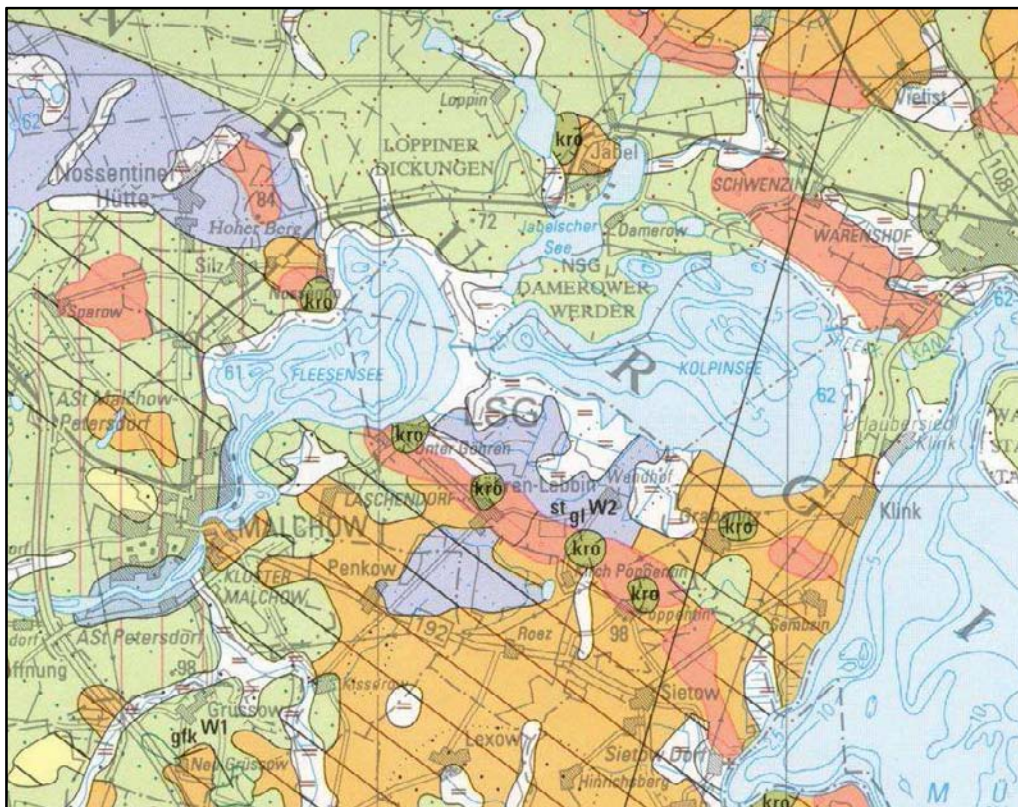


Abb. 4: Lage der Oberkreide-Schollen (kro) im Bereich der Poppentiner Endmoräne (Ausschnitt aus der GÜK 200, Blatt Güstrow; BREMER & RÜHBURG 1990).

Der petrographische Aufbau der Schollen in der Poppentiner Endmoräne ist, soweit durch Bohrungen oder Aufschlüsse bekannt, vielfach vergleichbar. Die an der Oberfläche ausstreichenden weißen Kreidekalken ähneln der Rügener Schreibkreide, denen sie auch faziell entsprechen. Allerdings liegt ihr Kalkgehalt nur zwischen 80 % und 90 % (Rügener Schreibkreide: ca. 97 %). In den weichen Kalken treten Lagen von plattigem, lagig-gebändertem Feuerstein und harter, verkieselter Kreide auf. Zum Liegenden der Schollen nimmt der Kalkgehalt deutlich ab, während die Anteile an verkieselter Kreide zunehmen. Unter den feinkörnigen, weißen Kreidekalken folgen zunächst hellgraue Kalkmergel, unter denen in einigen Schollen auch stärker tonige Kalke bis hin zu reinen Tonen auftreten (u. a. in Nossentin; GEINITZ 1896b). Die (scheinbare) Mächtigkeit der Schollen erreichte in Bohrungen zum Teil mehr als 20 m.

Die Kreide-Schollen werden hinsichtlich ihres Alters dem Oberturon (ca. 90 Ma) zugeordnet. Sie gehören zu den mächtigen Ablagerungen der Oberkreide in der Dänisch-Polnischen Senke (Abb. 5). Die zeitliche Einstufung stützt sich vor allem auf paläontologische Befunde. REICH & WIESE (1998) beschrieben aus der Kreide-Scholle von Nossentin mit *Sternotaxis plana*, *Echinocorys gravesi* und *Micraster borchardi* eine für das Oberturon typische Echinidenassoziation, die Ähnlichkeiten mit den Faunen Niedersachsens, Westfalens und Sachsen-Anhalts hat. Sie unterstützen damit die stratigraphische Einstufung, die ROTHER (1963) aus der Untersuchung der Mikrofauna (vor allem Foraminiferen, Ostrakoden, Radiolarien) für die Kreide des Malchower Bezirks ableitete.

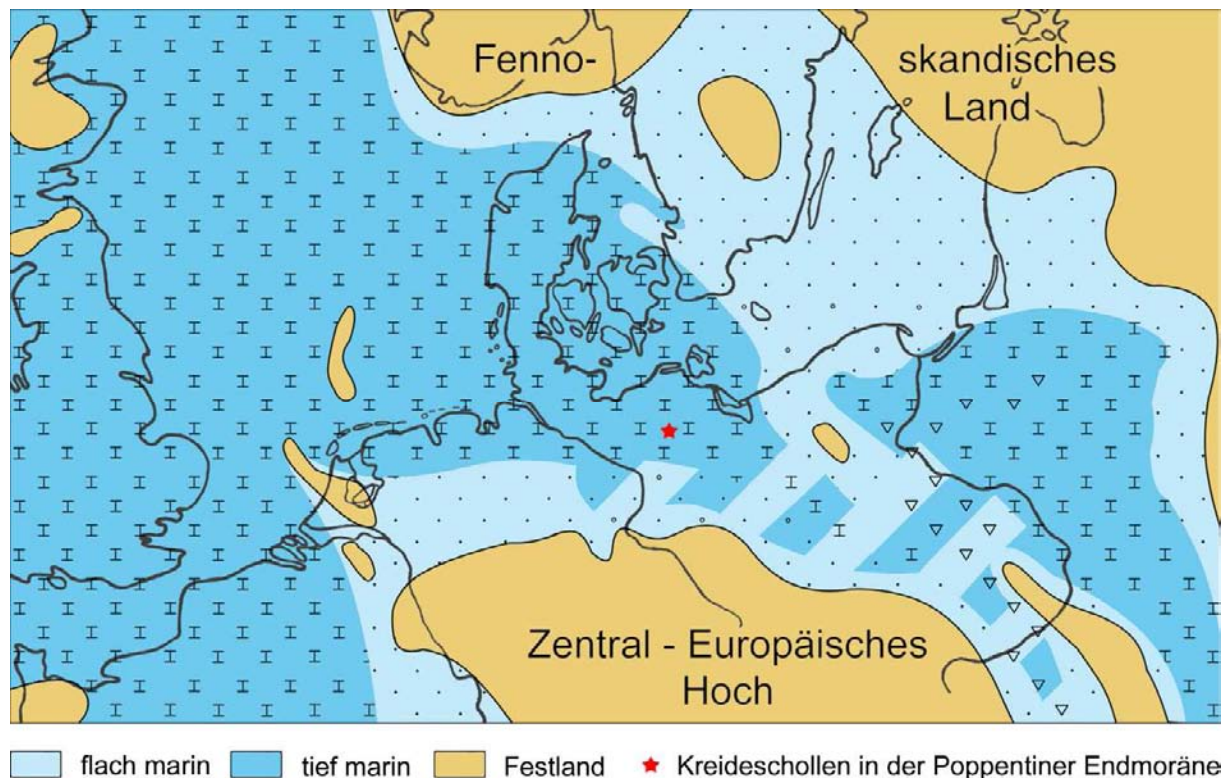


Abb. 5: Der marine Sedimentationsraum im nördlichen Europa während der Oberkreide (nach KATZUNG 2004, verändert).

Die Herkunft der Schollen ist ca. 30 km nordöstlich im Bereich der Struktur Malchin zu suchen, wo diese Sedimente beim Aufstieg von Zechsteinsalzen an die Oberfläche gehoben wurden. Dort wurden sie vom Inlandeis abgeschert und nach SW verfrachtet. Die Kon-

zentration der Kreide-Schollen in der Umgebung von Fleesen- und Kölpinsee und der oft vergleichbare Aufbau sprechen dafür, dass das Eis große Sedimentschollen aufnahm, die erst spät beim Transport in kleinere Teile zerbrochen (Abb. 6). Neben den in der Poppentiner Endmoräne bekannten, mit Bohrungen untersuchten größeren Kreide-Schollen sind mehr als 30 kleinere Vorkommen in den nach Norden bzw. Nordosten angrenzenden Niederungen kartiert worden.

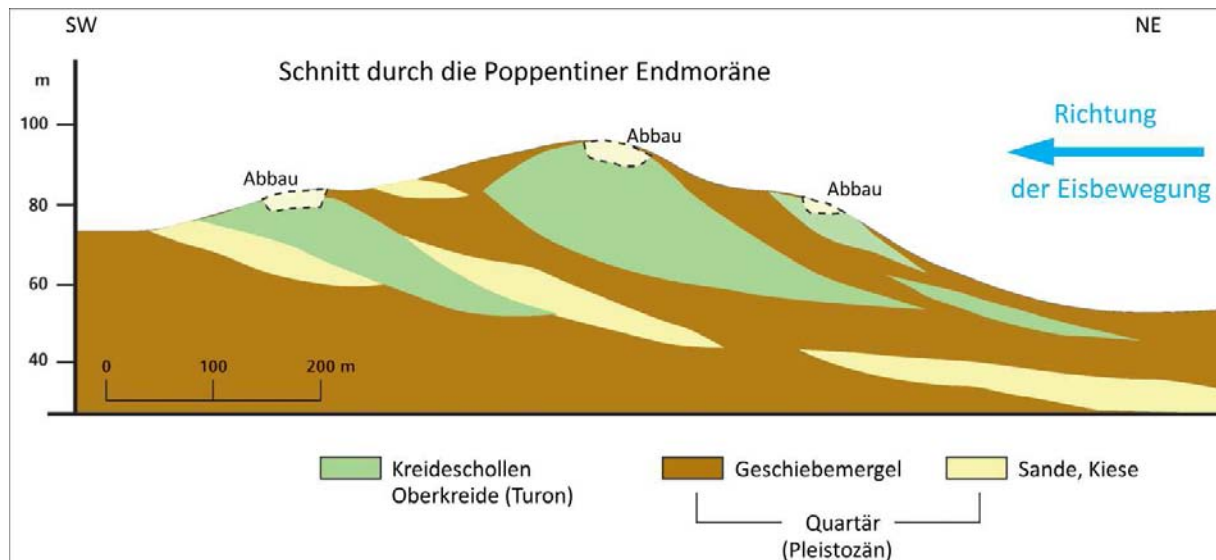


Abb. 6: Schnitt durch die Poppentiner Endmoräne. Die im Bereich des Salzkissens Malchin anstehende oberturone Kreide wurde von dem vorrückenden Inlandeis des Frankfurter Vorstoßes abgeschert und in einzelne Schollen zerlegt.

Das Brennen von Kreidekalken war in Mecklenburg seit dem Mittelalter verbreitet. Im Bereich der Poppentiner Endmoräne erreichte dieses Handwerk seinen Höhepunkt aber wahrscheinlich erst im 19. Jahrhundert. Den Anstoß zur wirtschaftlichen Nutzung gaben die oberflächlichen Ausstriche der nachfolgend kurz beschriebenen wichtigsten Vorkommen.

Nossentin

Die Nutzung des nördlich des Fleesensees gelegenen und wahrscheinlich größten einst aktiven Kalkabbaus des Malchower Bezirks ist zwischen 1789 und 1910 verbürgt. GEINITZ (1896, 1922) beschreibt ein 15 m mächtiges Lager von Kreidekalk über einem hellblaugrauen Ton, die in einem Kalkofen und einer Ziegelei verarbeitet wurden. Die ehemalige Grube ist heute weitgehend verfüllt und vollständig verwachsen. Die Kreideschichten streichen aber auf den angrenzenden Feldern aus.

Untergöhren

Am Südufer des Fleesensees sind im Bereich der Ortslage Untergöhren mehrere Schollen von Kreidekalken bekannt. Das mit ca. 1,4 ha Fläche größte Vorkommen liegt unmittelbar südöstlich des erst vor wenigen Jahren am früheren Standort des Kreide- und Mergelwerks errichteten Iberotels. Es wurde spätestens im 19. Jahrhundert erschlossen. Ende der 1940er Jahre wird die verbleibende Vorratsmenge mit ca. 29.000 m³ angegeben. In den 1960er Jahren waren die grauweißen, von zahlreichen Feuersteinlagen durchzogenen Kreidekalke noch in einem mehrere Meter hohen Stoß aufgeschlossen (Abb. 7).



Abb. 7: Historische Aufnahme der Kreidekalke im Kreidebruch Untergöhren. (Foto: W. Schulz, 1965)

Göhren-Lebbin

In der Umgebung der Ortslage Göhren-Lebbin finden sich mehrere Kreidevorkommen. Hinsichtlich der Größe ist die Schlosspark-Scholle im Park von Schloss Blücher das bedeutendste. Aus Bohrungen sind Kreidekalk-Mächtigkeiten bis ca. 17 m bekannt, die Kreide steht oberflächennah auf einer ca. 6 ha großen Fläche an. Bei einer angenommenen mittleren Mächtigkeit der Kreidekalke von ca. 8 m bis 10 m resultiert daraus ein prognostisches Vorratsvolumen von rd. 500.000-600.000 m³. Weitere Vorkommen liegen im Bereich des Hasselberges am Weg nach Wendhof sowie am südlichen Ortsrand am Weg nach Poppentin. Nur das letztgenannte Vorkommen ist in der Vergangenheit genutzt und dabei weitgehend ausgebeutet worden. Nach der Stilllegung des Kalkofens um 1880 wurde der Kalk weiterhin für Düngezwecke gewonnen. An der Stelle des ehemaligen Kalkbruchs steht heute das Dorfhotel Fleesensee.

Kirch Poppentin

In der Ackerflur um Kirch Poppentin streichen zahlreiche Kreide-Schollen an der Oberfläche aus. Der intensivste Abbau hat seit dem 19. Jahrhundert in dem Vorkommen am Weg nach Wendhof stattgefunden (Abb. 8). Die Verarbeitung erfolgte direkt vor Ort in einem Kalkofen, der laut historischen Quellen zwischen 1837 und 1902 betrieben wurde. Die lateralen Lagerstättenränder sind weitgehend erreicht worden, die Kreidemächtigkeit unter der verwachsenen Grubensohle ist unbekannt.

Das Vorkommen am Poppentiner See war durch eine kleine Grube erschlossen, die spätestens in den 1930er Jahren aufgegeben wurde und verfiel. Ihre Lage ist heute durch ein Feldgehölz inmitten der Ackerfläche markiert (Abb. 9).



Abb. 8: Kreidekalk (Oberturon) mit gebändertem Feuerstein und verkieselter Kreide in der auflässigen Kalkgrube Wendhof. (Foto: K. Obst, 2014)

Weitere Kreideausstriche verteilen sich über die Ackerflur nördlich und nordöstlich von Kirch Poppentin. Für die Vorkommen im Kronsberg und Reikenberg, die zum Höhenzug der Poppentiner Endmoräne gehören, wurden Kreidemächtigkeiten von 15-20 m festgestellt.

Poppentin

Mehrere Schollen sind bei Poppentin südlich und nördlich des Weges nach Grabenitz bekannt. Das größte dieser Vorkommen befindet sich im Bereich des Kalkberges. Von dort findet der Schollenschwarm seine südliche Fortsetzung in mehreren kleineren Schollen unmittelbar südlich am Weg nach Grabenitz sowie ca. 400 m nordöstlich des Kalkberges.

Die Scholle im Kalkberg zählt wahrscheinlich zu den ältesten genutzten Kreidevorkommen des Malchower Bezirks. Bereits GEINITZ (1897) erwähnt das Vorkommen „*aus Feuerstein führender Kreide von beträchtlicher Mächtigkeit; die weiße Wand des Bruches leuchtet bis nach der Röbelschen Chaussee hinüber...*“. Um 1900 erlosch der Abbau und der Kalkofen verfiel. Bis etwa 1950 fand nur noch ein gelegentlicher Abbau für Düngezwecke statt. Die Grubenbaue am Kalkberg sind heute vollständig verwachsen, das nahe Umfeld weitgehend bewaldet. Noch erhalten sind die wahrscheinlich den Grundriss der im Messtischblatt von 1885 dargestellten „Kalck-Scheune“ zeigenden Mauerreste. Ziegelreste markieren den Standort von mindestens zwei Kalköfen unmittelbar östlich dieses Gebäudes.



Abb. 9: Nach dem Pflügen wird die ausstreichende Kreide westlich von Kirch Poppentin sichtbar. (Foto: K. Obst, 2014)

Über das Ende der Kalkbrennerei hinaus wurde die Kreide noch einige Jahrzehnte als Düngekalk verwendet. Eine Renaissance sollte der Rohstoff nach dem Ende des II. Weltkrieges erfahren. Zwischen 1947 und 1950 wurde die Scholle Untergöhren neu erschlossen und auch aus dem Vorkommen von Nossentin wieder Kreidekalk gefördert. Der Versuch einer industriellen Verarbeitung wurde aber 1952 nach nur zweijährigem Betrieb der Malchower Kalk- und Baustoffwerke aufgegeben, womit auch die Einstellung des regulären Abbaus verbunden war. Pläne zur Herstellung von Düngekalk lebten in den 1970er und 1980er Jahren noch einmal auf, wurden aber trotz durchaus erfolgreicher Erkundungsbohrungen in den Jahren 1989/90 nach der deutschen Wiedervereinigung nicht mehr verfolgt.

Stop 2: Lias-Tongrube bei Dobbertin

JÖRG ANSORGE & KARSTEN OBST

Koordinaten: N53.615833; E12.111111, Höhe ca. 55 m HN

Im Nordosten Deutschlands sind liassische Gesteine nur aus pleistozän umgelagerten Vorkommen bei Grimmen und Dobbertin bekannt. Es handelt sich um glazitektonisch stark deformierte Sedimente des unteren Toarc und untergeordnet des oberen Pliensbach (Domer). Im Gegensatz zum typischen Posidonienschiefer in Mittel- und Westeuropa ist das untere Toarc in diesem Gebiet in einer plastischen Tonfazies der „Grünen Serie“ entwickelt. Dieser Ton, der teilweise das Verwitterungsprodukt eines früh-jurassischen Alkalibasalt-Vulkanismus in Schonen ist (FUCHS & ZIMMERLE 1991), wurde vom über 100 km entfernten Fennoskandischen Festland durch große Flüsse in das südlich angrenzende epikontinentale Randmeer im Bereich des Norddeutschen Beckens transportiert (Abb. 10). Die Küstenlinie war durch flache Inseln, Buchten und Lagunen gegliedert. Eine geringe Salinität und daraus resultierende brackische Bedingungen werden durch das Fehlen einer typisch marinen Fauna (Echinodermen, Belemniten) sowie eine artenarme aber individuenreiche Ammonitenfauna angezeigt. Die glazitektonische Deformation der Sedimente und die inzwischen limitierten Aufschlussverhältnisse verhindern eine detaillierte Aufnahme der gesamten Abfolge, die im Wesentlichen durch den Fossilgehalt der Konkretionen rekonstruiert werden konnte (OERTEL 1923; ERNST 1992).

Das Liasvorkommen in der Tongrube der ehemaligen „Schwinzer Ziegelei“, im nordöstlichen Hang des Hellbergs wurde 1879 durch den Rostocker Geologen Eugen Geinitz erstmals aufgesucht und als solches erkannt. In der Folgezeit beschäftigte sich GEINITZ (1879, 1880, 1884, 1894, 1922 etc.) in 16 Publikationen mit dem Fossilinhalt und den Lagerungsverhältnissen. Neben dem Posidonienschiefer, den Geinitz richtig erkannte, glaubte er anhand der Ammonitenfunde aus den Geoden des blaugrauen Tons an das Vorkommen von Jurensismergeln (oberes Toarc), resp. Opalinuston (unteres Aalen). Bereits STOLLEY (1898, 1909) wies auf Fehlbestimmungen der Ammoniten hin, und erkannte, dass es sich um Äquivalente des niedersächsischen Posidonienschiefers handelt. OERTEL (1921, 1922, 1923) gelang auf der Basis von Ammonitenbestimmungen und der Einbindung in die aus Niedersachsen bekannte Schichtenfolge eine Einstufung der aufgeschlossenen Schichten in den höheren Lias δ (Domer) und tieferen Lias ϵ (unteres Toarc). Nach OERTEL (1923, S. 554) waren in der Tongrube der Schwinzer Ziegelei folgende Schichten aufgeschlossen:

- Schichten mit *Amaltheus spinosus* Quenst., *Am. costatus* Schloth.,
- Sogenannte „Belemnitenmergel“ mit jungen Amaltheen und der Fauna der Amaltheentone,
- Blaugrauer Ton mit zahlreichen flachen Geoden, reich an Ammoniten, Insekten und Fischen (untere ϵ -Schichten),
- Posidonienschiefer mit *Dactylioceras commune* Sow., *Inoceramus dubius* Sow. und *Coelodiscus minutus* Schübl.

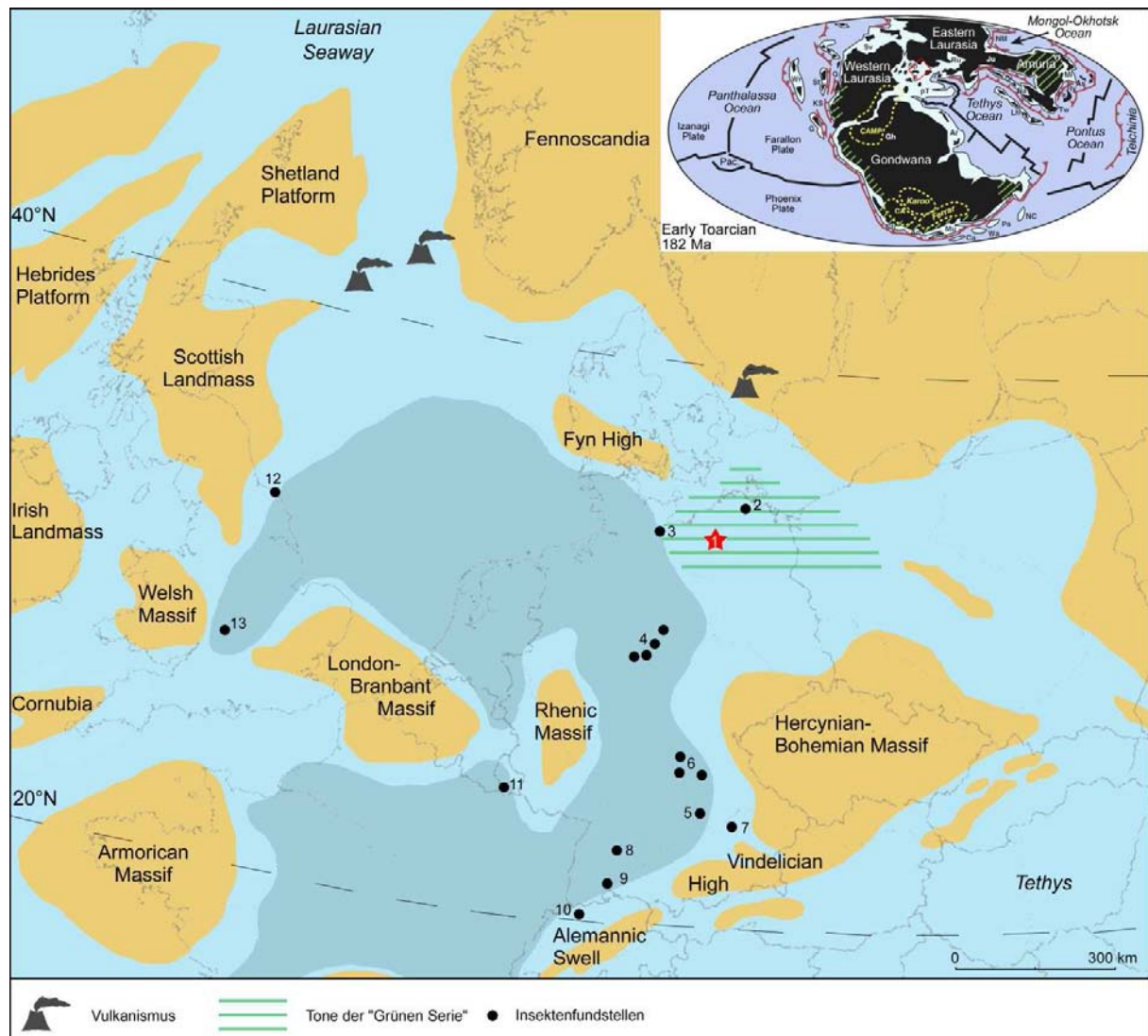


Abb. 10: Rekonstruktion der paläogeographischen Bedingungen in Mitteleuropa während des oberen Lias nach ANSORGE (2003) und ANSORGE & OBST (2007), verändert. Kleine Karte rechts oben nach DERA et al. (2015), verändert.

1 – Dobbertin (Mecklenburg), 2 – Grimmen (Vorpommern), 3 – Ahrensburger Geschiebesippe (Schleswig-Holstein), 4 – Umgebung von Braunschweig, Harzrand (Niedersachsen), 5 – Kerkhofen (Oberpfalz, Bayern), 6 = Mistelgau u. a. (Oberfranken, Bayern), 7 – Regensburg (Oberpfalz, Bavaria), 8 – Holzmaden (Baden-Württemberg), 9 – Aselfingen (Wutach Tal, Baden-Württemberg), 10 – Hemmiken (Kanton Baselland, Schweiz), 11 – Bascharage (Luxemburg und benachbartes Belgien), 12 – Whitby (Yorkshire, England), 13 – Alderton und Dumbleton (Gloucestershire, England).

Seit 1991 steht die ehemalige Tongrube als geologisches Naturdenkmal unter Schutz, da der Aufschluss eine Schlüsselstellung für die Land-Meer-Verteilung während des oberen Lias einnimmt und zudem für seinen Fossilreichtum in paläontologischen Fachkreisen international bekannt ist (FUCHS & KINTZEL 1991; FUCHS & ZIMMERLE 1991; ZESSIN 2010).

Lagerungsverhältnisse

Aufgrund sich während des Tonabbaus ständig ändernder Aufschlussverhältnisse hatten bereits die früheren Autoren erhebliche Schwierigkeiten die Lagerungsverhältnisse und Schichtmächtigkeiten zu erkennen. Auch die Frage, ob es sich um eine Scholle oder anstehenden Untergrund handelt, konnte deshalb lange nicht geklärt werden. Nach GEINITZ, OERTEL und SCHUH (1924) streichen die Posidonienschiefer NE-SW und fallen mit ca. 40° nach E ein. Eigene Messungen im aufgeschlossenen Posidonienschiefer ergaben ein Ein-

fallen von 30° nach SE (Abb. 11). MALZAHN (1937) beobachtete ein Variieren der Streichrichtung des Posidonienschiefers, dessen Verfaltung mit den Liastonen und deren intensive Verknüpfung mit den pleistozänen Ablagerungen sowie die Unterlagerung des Tones durch Sand.

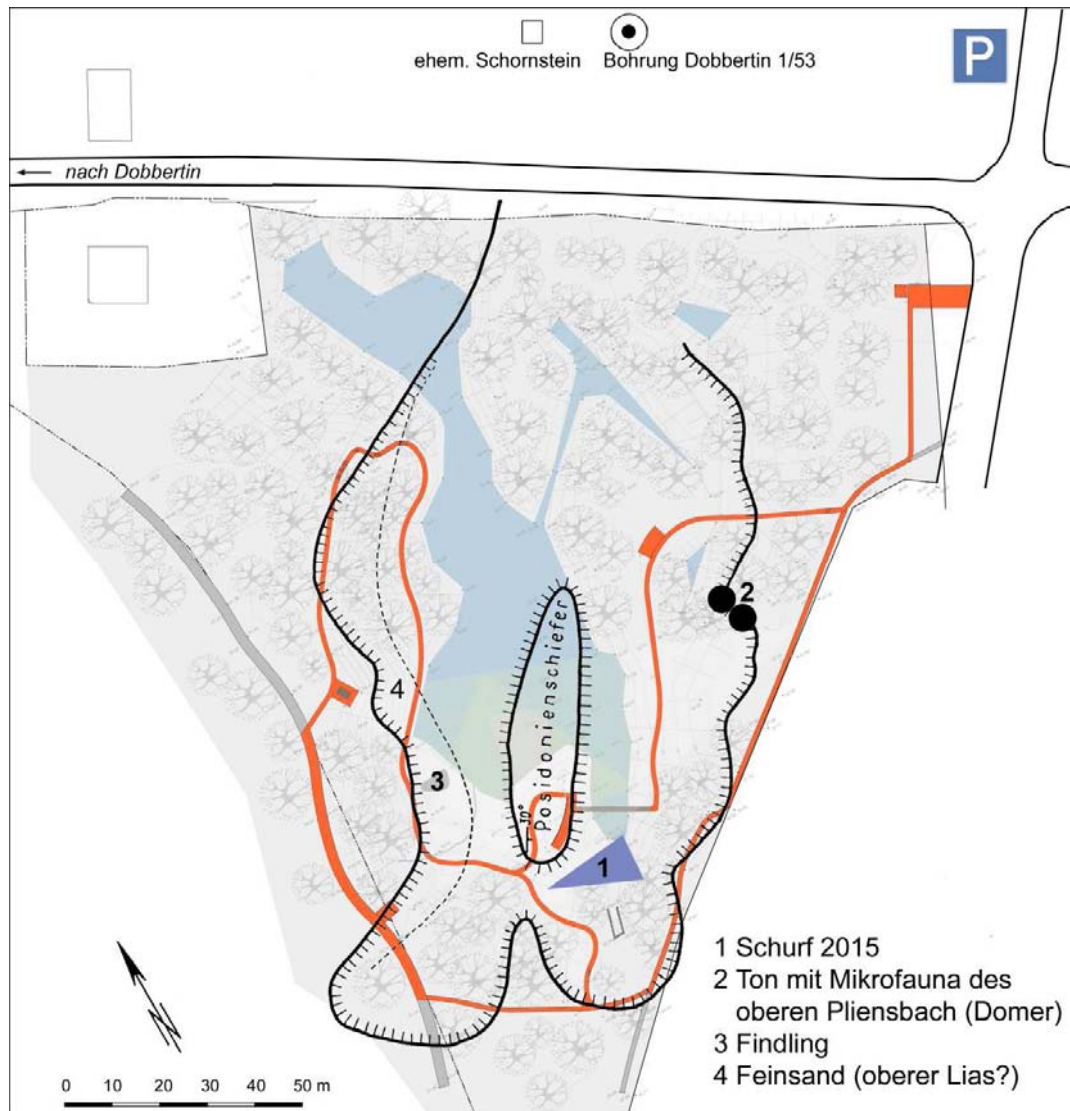


Abb. 11: Plan des Naturlehrpfades (orange) in der ehemaligen Lias-Tongrube Dobbartin (Planungsbüro Stadt Land Fluss 18211 Rabenhorst, Aufmaß 2005) mit Lage des Schurfes (vgl. Abb. 12b und 13) sowie Grundriss der Grube nach MALZAHN (1937) und PIETRZENUK (1961).

Ob es sich bei dem Vorkommen um eine anstehende Aufragung (GEINITZ 1922, SCHUH 1924) oder um eine diluviale Scholle handelt (MALZAHN 1937), konnte durch die unmittelbar nördlich der Tongrube abgeteufte Bohrung Dobbartin 1/1953 (Kb Db 1/53; ET: 351,8 m im Obereozän; Abb. 11) geklärt werden. Diese erbrachte den Nachweis, dass es sich um eine wurzellose Scholle handelt und das Vorkommen keine große Ausdehnung besitzt (WIENHOLZ 1957). Sie wurde vom Top der Salzstruktur Krakow durch das Gletschereis ca. 10 km nach SW transportiert (Abb. 12). Dies erklärt auch die intensive glazitektonische Beanspruchung, welche eine feinstratigraphische Aufnahme erschwert. Auch die Erstreckung in die Tiefe dürfte 40 m nicht überschreiten. Reflexionsseismische Messungen zeigen zudem, dass sich die Oberkante der mesozoischen Schichten in Tiefen von ca. 500 m befindet.

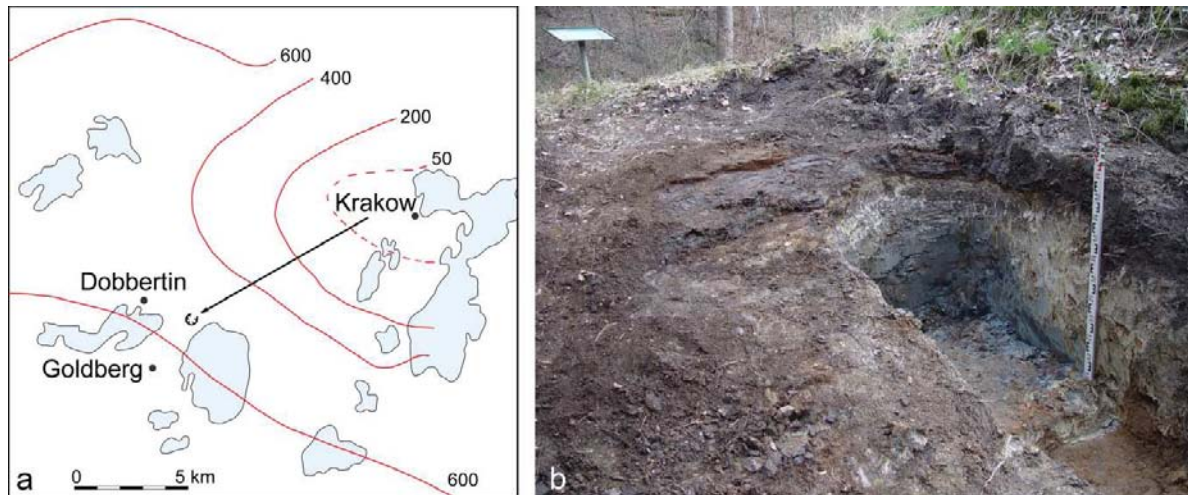


Abb. 12: (a) Glazialtransport der Lias-Scholle bei Dobbertin von der Salzstruktur Krakow; die Isolinien zeigen die Tiefenlage der Tertiär-Basis an (nach WIENHOLZ 1957, verändert). (b) Neuer Schurf im südwestlichen Bereich der Lias-Tongrube am Hellberg mit der Posidonienschiefer-Aufragung (vgl. Abb. 11). (Foto: K. Obst, 2015)

Stratigraphie

Basierend auf den älteren Arbeiten und der Untersuchung des ehemaligen Rostocker Sammlungsmaterials (heute im Institut für Geographie und Geologie der Universität Greifswald) hat ERNST (1992) die glazitektonisch gestörte Schichtenfolge rekonstruiert und erstmalig marine Invertebraten abgebildet, wobei auch hier Fehlbestimmungen einiger Ammoniten des unteren Toarc wahrscheinlich sind.

Über Pyrit- und Gips-führenden Tonsteinen des oberen Domer (Lias δ), die „Mergel“-Konkretionen führen („Amaltheentone“), folgen graugelbe und rotbraune Tonmergel mit Belemniten, Bivalven, Gastropoden („Belemnitenmergel“ sensu GEINITZ). Die siltig bis feinsandigen, z. T. schwach karbonatischen, Glimmer-führenden Posidonienschiefer mit Ammoniten und Bivalven repräsentieren zusammen mit den auflagernden blaugrauen, kalkfreien Tönen der „Grünen Serie“ mit Kalk-Konkretionen, die eine reiche Fauna (Ammoniten, Bivalven, Insekten, Krebse, Fische) enthalten, das untere Toarc (Lias ϵ).

In einem kürzlich angelegten Schurf (Abb. 12b und 13) konnten wichtige neue Informationen zur Einbindung des Dobbertiner Profils in die aus Mecklenburg-Vorpommern bekannte Schichtenfolge des unteren Toarc, insbesondere der in der Tongrube Grimmen erschlossenen, erbracht werden. Danach wird der Posidonienschiefer von einer ca. 15 cm mächtigen Schluff/Feinsand Wechsellagerung mit vergipsten Belemniten unterlagert, an deren Basis die Grenze zwischen oberem Pliensbach (Domer) und unterem Toarc zu vermuten ist (Abb. 13). An der diagenetisch verfestigten Basis des Posidonienschiefers liegen die karbonatischen *siemensi*-Geoden mit zahlreichen Schalen von *Steinmannia* („*Posidonia*“) *bronni* (VOLTZ 1833) [Abb. 14d]. Die von MALZAHN (1937) mit zwei Metern angegebene Mächtigkeit des Posidonienschiefers ist deutlich geringer.

Im westlichen Teil der Grube aufgeschlossene helle, feinkörnige Quarzsande mit Spuren inkohlter Pflanzenreste sind als interglaziale Bildungen oder umgelagertes Tertiär gedeutet worden (SCHUH 1924; MAHLZAHN 1937). Es könnte sich aber auch um höhere Bereiche der „Grünen Serie“ handeln und damit ein wichtiges Schichtglied der liassischen Abfolge repräsentieren.

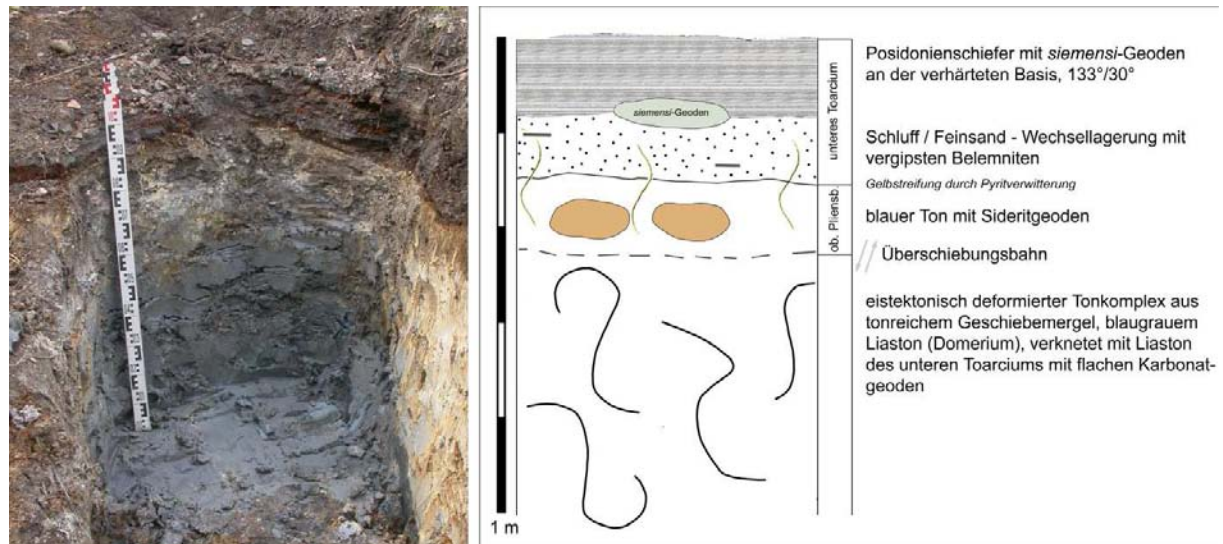


Abb. 13: Schurf im Bereich der Posidonienschieferauftragung in der Lias-Tongrube Schwinz aus dem Frühjahr 2015 und Interpretation der gestörten Abfolge.

Zahlreiche Bohrungen im Bereich der norddeutschen Senke ermöglichten es, diese und weitere erratische Schollen sicher mit der stratigraphischen Abfolge im Untergrund zu korrelieren. Während nördlich der Dobbertiner Lias-Tonscholle unter der Quartär- und Tertiärbedeckung der obere Lias infolge weitflächiger Abtragung bereits teilweise fehlt, können südlich Goldberg die ursprünglichen Mächtigkeiten des Toarc und des Domer abgeleitet werden. Besonders die Bohrung Grambow 5/1966 (Kb KSS 5/66), die sich nur 9 km südwestlich der Grube befindet, gibt Einblicke in den Schichtenaufbau (vgl. ZIMMERLE et al. 1994).

Demzufolge schließt das 75-120 m mächtige, faziell ziemlich monotone Domer mit wechselnden Ton-, Schluff- und Feinsandanteilen in West- und Mittelmecklenburg mit einem blaugrauen, lokal auch grünlichen, braun gebänderten Tonsteinhorizont ab. Darüber folgt das Toarc mit dem schwarzbraunen bis dunkelgrau gefärbten, bituminösen, blättrigen Posidonienschiefer, der in W-Mecklenburg noch einige Dekameter, in E-Mecklenburg und Vorpommern nur noch wenige Meter bzw. Dezimeter (z. B. Tongrube Grimmen) mächtig ist (ERNST 1992). Überlagert bzw. partiell vertreten wird dieser von der Abfolge der „Grünen Serie“ mit fetten Tonen, die in der Altmark und W-Mecklenburg einsetzen und nach Osten auf über 100 m Mächtigkeit anschwellen. Das obere Toarc wird in SW-Mecklenburg erneut von dunklen, bituminösen Tonsteinen überlagert, die dem Dörntener Schiefer entsprechen (PETZKA et al. 2004).

Tonmineralogische Untersuchungen zeigen, dass der Posidonienschiefer überwiegend aus Illit und Kaolinit besteht. Ein hoher TiO_2 -Gehalt und ein ungewöhnlich hoher Anteil an instabilen Schwermineralen in den Tonen des Toarc (SCHLÜNZ 1935) weisen auf einen basaltischen Vulkanismus hin (ZIMMERLE et al. 1994). Frühjurassische Vulkanite (ca. 190 Ma alt) sind aus der Nordsee und auch aus dem südlichen Schweden (Schonen-Basalte) bekannt (vgl. BERGELIN et al. 2011; Abb. 10).

Fossilinhalt

Oberes Pliensbach (Domer)

Ein erster Hinweis auf Mikrofaunen (Foraminiferen, Ostrakoden) aus den Dobbertiner Tonen findet sich bei GEINITZ (1892, S. 87), DEECKE (1898) beschrieb aus den Belemnitenmergeln 30 Foraminiferen- und vier Ostrakodenarten und erwähnte weiterhin das Vorkommen von Echinodermenresten, Fischzähnen, Otolithen ohne jedoch die Faunen abzubilden. PIETRZENUK (1961) konnte aus der SE-Wand der Tongrube an zwei Stellen mikrofossilführende Tone des Domer erschürfen (Abb. 11). In allen von ihr untersuchten Proben überwiegen weitaus die Foraminiferen. Ihr Anteil an der Gesamtfauuna schwankt zwischen 61 und 93 %. Ostrakoden sind mit 13 % vertreten, Echinodermenreste machen durchschnittlich 8 % der Gesamtfauuna aus. Ferner fanden sich Mollusken, Otolithen und Fischzähne. Die Mikrofossilien der anstehenden Tone sind ausgezeichnet erhalten, die Foraminiferen sind stets luftgefüllt. Kleinwüchsige Formen sind häufig, zudem ist der Anteil anormaler und regenerierter Formen im Vergleich zu anderen Liasfaunen recht hoch. Dies deutet darauf hin, dass das Meer zu dieser Zeit unruhig und bewegt war (PIETRZENUK 1961, S. 39).

Aus den Amaltheentonen und den Belemnitenmergeln (Abb. 14c) beschrieb ERNST (1992) basierend auf den Bestimmungen der älteren Autoren und einer Durchsicht des Greifswalder Sammlungsmaterials folgende Ammoniten: *Amaltheus margaritatus* DE MONTFORT 1808, *Pseudoamaltheus engelhardti* (D'ORBIGNY 1844), *Amauroceras ferrugineum* (SIMPSON 1855), *Pleuroceras spinatum* (BRUGIERRE 1789), *Pleuroceras salebrosum* (HYATT 1867) [Abb. 14a], *Pleuroceras hawskerense* (YOUNG & BIRD 1828), ferner 13 Arten Bivalvia und sechs Arten Gastropoda und vier Belemnitenarten (*Gastrobelus umbilicatus* (BLAINVILLE 1827), *Parapassaloteuthis zietenii* (MAYER-EYMAR 1884), *Passaloteuthis paxillosus* (SCHLOTHEIM 1813), ? *Hastites* sp.). Erwähnenswert ist eine großschalige Pecten, die OERTEL (1923) von *Pseudopecten aequivalvis* (SOWERBY 1816) unterschied und als neue Art *Pecten dobbertinensis* beschrieb (Abb. 14b). Da OERTEL kein Typusexemplar festgelegt hat, ist die Art als *nomen nudum* zu betrachten.

Spurenfossilien, die *Chondrites bollensis* (VON ZIETEN 1839) und *Taenidium serpentinum* HEER 1877 ähneln, beschrieb GEINITZ (1880) aus den Sideritgeoden des oberen Pliensbach (Abb. 18b). SUHR (1988) konnte weiterhin die Weidespur *Megagraption* KSIAZKIEWICZ 1968 (*Pascichnia*) nachweisen.

Unteres Toarc

Reiches Fossilmaterial liegt aus den Posidonienschiefern vor, das aber häufig durch Gipskristalle auf den Schichtflächen unkenntlich ist. Neben Treibholz kommen in den Posidonienschiefern häufig zusammengedrückte Ammoniten wie Harpoceraten, *Dactylioceras* sp. (Abb. 14e-f) sowie die namensgebende Muschel *Steinmannia* ("Posidonia") *bronni* (VOLTZ 1833) (Abb. 14d) vor. An der Basis des Posidonienschiefers sind in diesen Kalkkonkretionen (*siemensii*-Geoden) mit der entsprechende Fossilführung in dreidimensionaler Erhaltung eingelagert.



Abb. 14: Fossilien aus dem oberen Pliensbachium und unteren Toarcium von Dobbartin.

(a) *Pleuroceras salebrosum* (HYATT 1867) Übergang zu *Pleuroceras solare* (PHILLIPS 1829) det. W. Ernst, oberes Pliensbachium, *spinatum*-Zone.

(b) *Pseudopecten aequalvis* (SOWERBY 1816), oberes Pliensbachium.

(c) Belemnitenmergel, oberes Pliensbachium.

(d) *siemensi*-Geode mit *Steinmannia* ("Posidonia") *bronni* (VOLTZ 1833), unteres Toarcium, *tenuicostatum*-Zone.

(e-f) Posidonien-schiefer mit *Dactylioceras* sp., unteres Toarcium, *tenuicostatum*-Zone.

[Geologische Landessammlung der Universität Greifswald]

Maßstab in cm

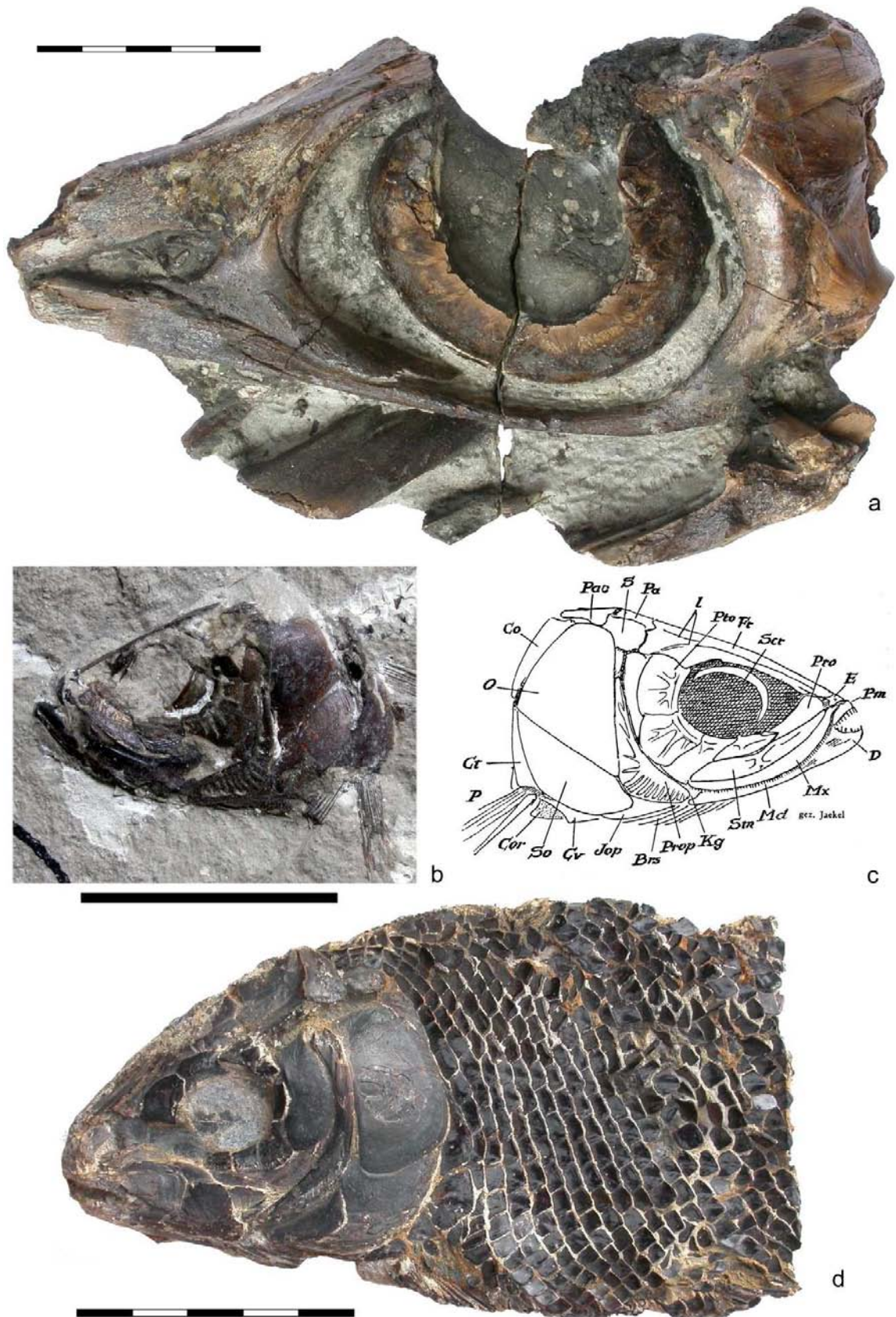


Abb. 15: Wirbeltierfunde aus dem unteren Toarcium, *falciferum*-Zone von Dobbartin.

(a) *Stenopterygius* cf. *quadricissus* (QUENSTEDT, 1856), Schädel.

(b-c) *Lepidotes elvensis* (DE BLAINVILLE 1818), juvenil, b FGWG 123/80, c Zeichnung nach JAEKEL (1929, Abb. 3).

(c) *Leptolepis bronni* AGASSIZ 1833, Kopf, unteres Toarcium, *falciferum*-Zone.

[a, d Sammlung J. Ansorge, Horst; b, c Geologische Landessammlung der Universität Greifswald]

Maßstab in cm

In den hangenden blaugrauen Tönen der „Grünen Serie“ kommen zwei ähnliche Typen von flachen, ellipsoiden syngenetischen Kalkkonkretionen mit einer reichen Fossilführung an marinen Invertebraten und Vertebraten sowie landlebenden Insekten vor. Sie unterscheiden sich deutlich von den aus Grimmen und der Ahrensburger Geschiebesippe bekannten typischen *elegantulum*-Geoden.

Bisher ist nicht klar, ob die Geoden nur dem Bereich der *elegantulum*-Subzone des unteren Toarc oder auch der hangenden *exaratum*-Subzone entstammen. Die vergleichsweise geringe Größe, der selten mehr als 20 cm messenden Geoden limitiert auch das Erhaltungspotential größerer Ammoniten und Wirbeltiere.

Relativ häufig ist der kleine Knochenfisch *Leptolepis bronni* AGASSIZ 1833 (Abb. 15b-c; JAEKEL 1929). Bekannt sind mehrere Exemplare der Ganoidfische *Lepidotes elvensis* (DE BLAINVILLE 1818) [Abb. 15d]; JAEKEL 1929; MALZAHN 1963) und *Dapedium* cf. *punctatum* AGASSIZ 1835 (OERTEL 1923).

Nachdem GEINITZ (1900) vier zusammenhängende Schwanzwirbel als die eines Ichthyosauriers erkannte, konnten MAISCH & ANSORGE (2004) einen nahezu unverdrückten, unvollständigen Ichthyosaurierschädel von, *Stenopterygius* cf. *quadriscissus* (QUENSTEDT, 1856) beschreiben (Abb. 15a). Es handelt sich um das bisher nordöstlichste Vorkommen der Gattung und das erste diagnostische Exemplar aus Ostdeutschland. Es erweitert die paläobiogeographische Verbreitung von *Stenopterygius* beachtlich und zeigt, dass diese Ichthyosauriergattung im Unterjura das Germanische Becken auch östlich des Rheinischen Massivs bewohnte (MAISCH & ANSORGE 2004).

Unter den Ammoniten dominieren mit Abstand Harpoceraten, von ERNST (1992) als *Pseudolioceras lythense* (YOUNG & BIRD 1828) bestimmt, bei denen es sich im Wesentlichen um *Elegantieras elegantulum* (YOUNG & BIRD 1822) handeln dürfte (Abb. 16b-g). *Pseudolioceras lythense* ist in England und Südwestdeutschland auf die jüngere *bifrons*-Zone beschränkt (HOWARTH 1992, SCHLEGELMILCH 1992). Mehrere große Wohnkammerfragmente belegen die Existenz von adulten Makrokonchen mit ca. 20 cm Durchmesser und Aptychen von 8 cm Länge (Abb. 17b). Selten ist *Tiloniceras antiquum* (WRIGHT 1882) [Abb. 16a]. Mit mehreren Exemplaren in der Greifswalder Sammlung und im Museum Goldberg ist ein als *L. siemensii* (DENCKMANN 1887) bestimmter *Lytoceras* belegt (ERNST 1992, Taf. 2, Fig. 2). Da diese Art im niedersächsischen Typusgebiet nur in den *siemensii*-Geoden des basalen unteren Toarc sowie in Süddeutschland im tc1a vorkommt (WEITSCHAT 1973, SCHLEGELMILCH 1992), könnte es sich um den jüngeren *Lytoceras ceratophagum* (QUENSTEDT 1885) handeln, der in Franken in den basalen Geodenlagen des unteren Toarc auftritt (RIEGRAF 1985). Bemerkenswert ist das Fehlen von *Phylloceras heterophyllum* (SOWERBY 1820), der in Grimmen in den *exaratum*-Geoden nicht selten ist (ERNST 1991).

Zu den charakteristischen Faunenelementen gehören ferner die pseudoplanktonisch lebenden Muscheln *Pseudomytiloides* ("Inoceramus") *dubius* (SOWERBY 1829), deren gelegentliches Auftreten in Massenpackungen möglicherweise als Speiballen größerer Vertebraten zu deuten ist (Abb. 18a). Die jüngst als holoplanktonisch (TEICHERT & NÜTZEL 2015) gedeutete kleine Schnecke *Coelodiscus minutus* (SCHÜBLER in ZIETEN 1833) kommt in Dobbertin teilweise massenhaft vor.

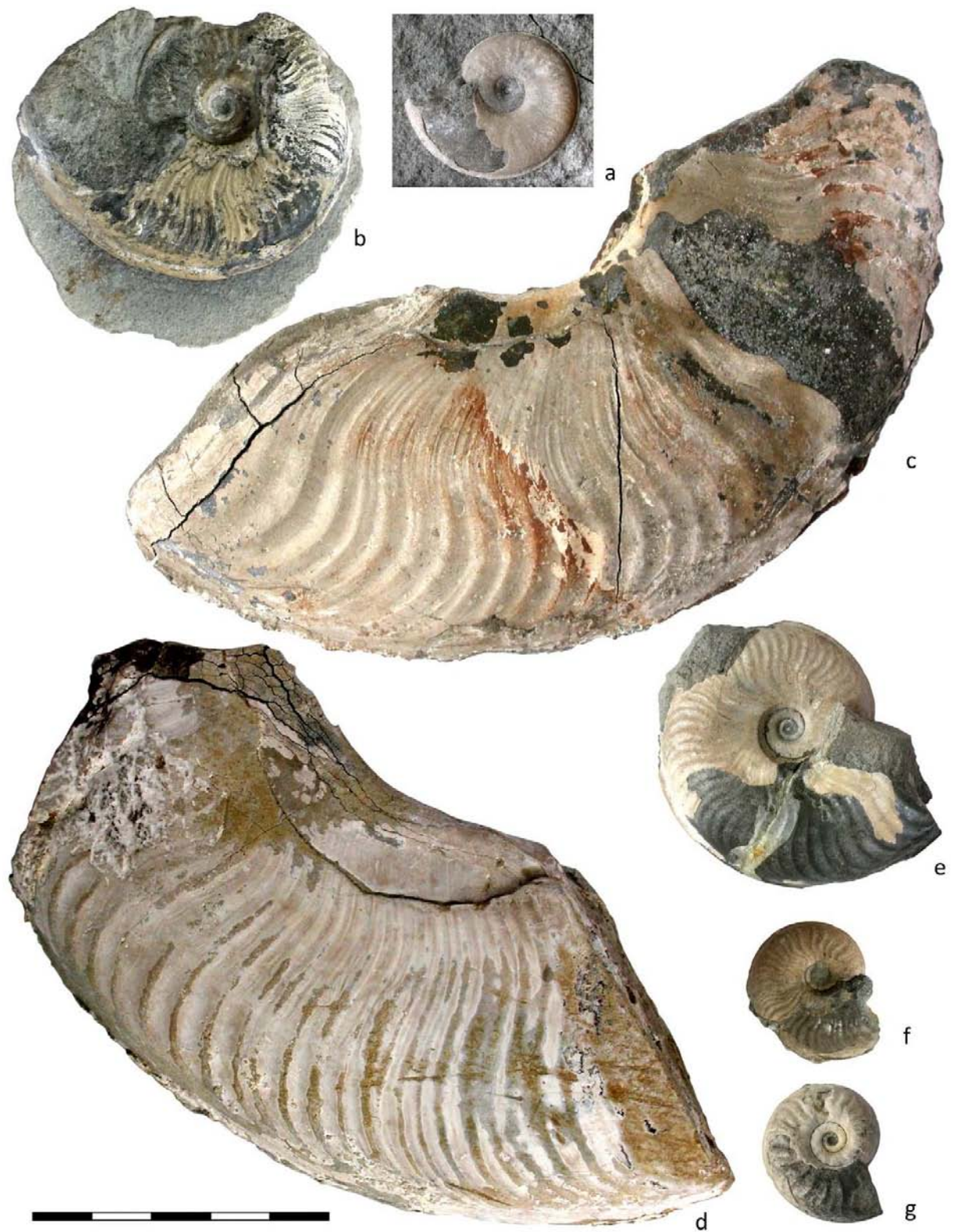


Abb. 16: Ammoniten aus dem unteren Toarcium, *falciferum*-Zone von Dobbertin.

(a) *Tiltoniceras cf. antiquum* (WRIGHT 1882). (b-g) *Eleganticeras elegantulum* (YOUNG & BIRD 1882), (c-d) adulte Makrokoche, (f-g) Mikrokonche.

[a, c-g Geologische Landessammlung der Universität Greifswald; b Sammlung J. Ansorge, Horst]

Maßstab in cm

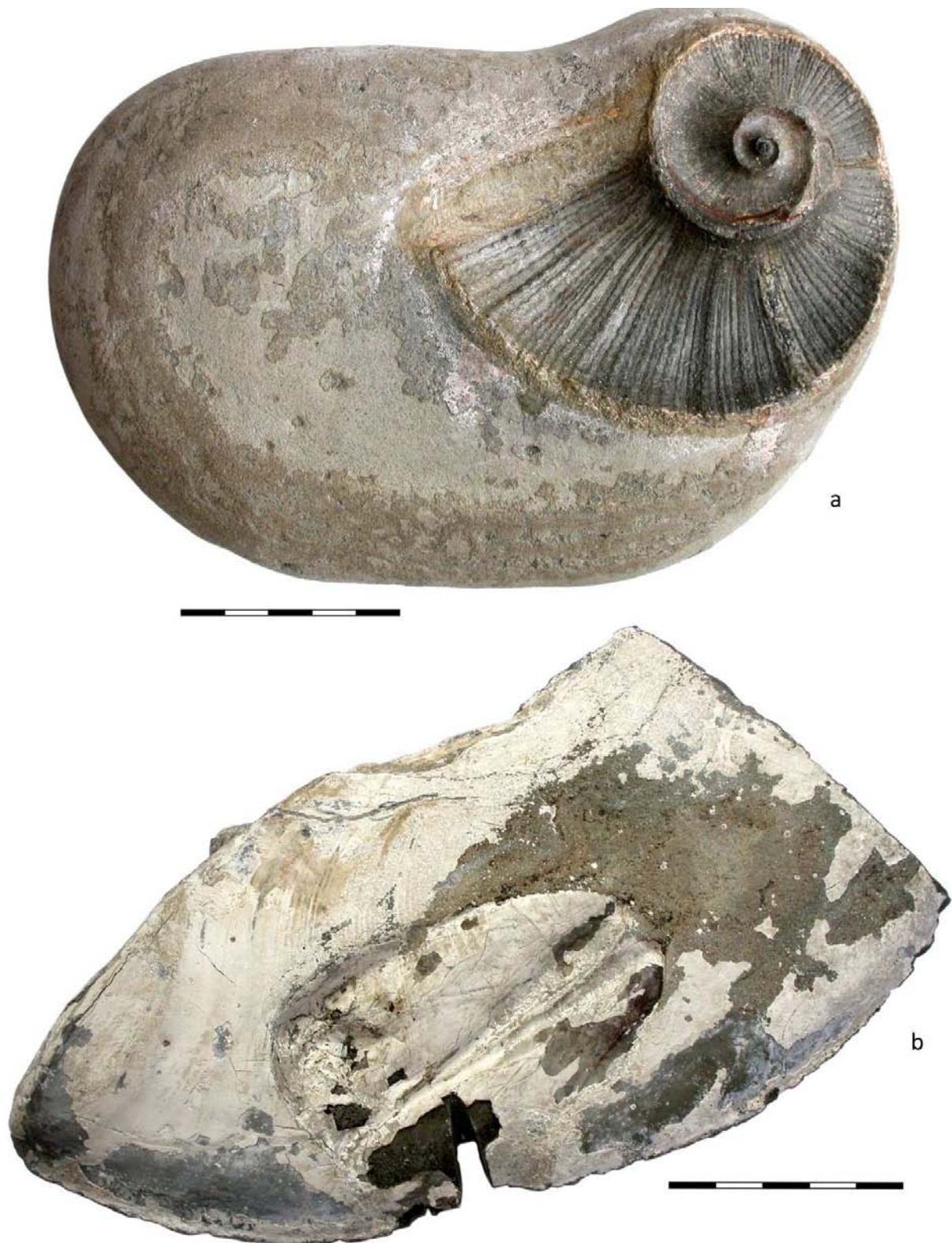


Abb. 17: Ammoniten aus dem unteren Toarcium, *falciferum*-Zone von Dobbertin.

(a) *Lytoceras cf. ceratophagum* (QUENSTEDT 1885).

(b) Wohnkammerkonkretion eines adulten *Eleganticeras elegantulum* (YOUNG & BIRD 1822) mit Aptychen, Durchmesser ca. 20 cm.

[Geologische Landessammlung der Universität Greifswald]

Maßstab in cm



Abb. 18: Fossilien aus dem oberen Pliensbachium und unteren Toarcium von Dobbertin.
 (a) *Pseudomytiloides* ("Inoceramus") *dubius* (SOWERBY 1829), Konzentration in Speiballen, unteres Toarcium, *falciferum*-Zone. (b) Sideritkonkretion mit Ichnofossilien, oberes Pliensbachium.
 [a Geologische Landessammlung der Universität Greifswald; b unbekannt]
 Maßstab in cm

Neben diesen häufigen Faunenelementen sind Reste von decapoden Krebsen und Theutoideen sowie durch Süßwasserzuflüsse eingespülte Conchostracen (Estherien) selten.

Zahlreiche Reste von Insekten, die das angrenzende Festland und vorgelagerte Inseln bewohnt haben und bei ablandigen Winden auf das Meer geweht oder durch Flüsse eingespült wurden, belegen eine artenreiche Fauna. Während einer längeren Driftzeit auf der Meeresoberfläche zerfielen die Körper, so dass zumeist nur isolierte Flügel überliefert blieben. Die Erhaltung der Insektenreste in den geschichteten Kalkkonkretionen ist oft so gut, daß selbst von Flügeln kleiner als 2 mm feinste Details erkennbar sind.

Insektenfossilien aus Dobbartin wurden erstmalig von GEINITZ (1880, 1883, 1884, 1887, 1894) beschrieben. In seinem bahnbrechenden Werk „Die fossilen Insekten“ widmete der österreichische Entomologe Anton Handlirsch (HANDLIRSCH 1906-08) den Dobbartiner Insekten ein eigenes Kapitel, womit die Bedeutung Dobbertins als herausragende Fundstelle mesozoischer Insekten begründet wurde. Von GEINITZ (op. cit.) und HANDLIRSCH (1920-21, 1939) wurden mehrere hundert Insektenarten erstmalig aus Dobbartin beschrieben, die wesentlich zur Kenntnis der Insektenwelt des Mesozoikums und zur Evolution der heute artenreichsten Tiergruppe der Erde beigetragen haben. Standen diesen Autoren zumeist Insektenreste größer als 5 mm für die Untersuchung zu Verfügung, konnten Wolfgang Zessin seit den 1970er Jahren und später Jörg Ansorge durch eigene Aufsammlungen auch zahlreiche kleine und kleinste Reste finden und dadurch den Nachweis zahlreicher neuer Taxa erbringen (u. a. ANSORGE 2003, ZESSIN 2010).

Im Zusammenhang mit einer Neubearbeitung der liassischen Elcaniden (Saltatoria: Ensifera, Abb. 19b) durch ZESSIN (1987) und Schaben (Blattodea; Abb. 19c) durch VRSANSKY & ANSORGE (2007) haben sich zahlreiche Arten durch variationsstatistische Untersuchungen als Synonyma erwiesen. Mittlerweile hat sich auch gezeigt, dass eine Bearbeitung von Neufunden liassischer Insekten aus den mittlerweile zahlreich aus Mitteleuropa und England bekannten Fundstellen (Abb. 10) nicht ohne eine kritische Revision des entsprechenden Typusmaterials aus Dobbartin, welches sich überwiegend in der Sammlung des Instituts für Geographie und Geologie der Universität Greifswald befindet (ANSORGE 1999), erfolgen sollte. So konnte J. Ansorge im Zusammenhang mit der Bearbeitung von Insekten aus dem oberen Lias von Grimmen (ANSORGE 1996) mehrere fragmentarisch bekannte Flügel durch die Präparation der Holotypen vollständig freilegen (u. a. *Parabittacus analis* HANDLIRSCH 1939 [ANSORGE 1993] und *Liadothemis dubia* HANDLIRSCH 1939, Abb. 19a) und so ihre systematische Position klären.

Bisher sind Vertreter aus 20 Insektenordnungen bekannt geworden (ANSORGE 2003). Besonders häufig sind Zikaden der Gattung *Fulgoridium* HANDLIRSCH 1906 (Abb. 19f) sowie die Heuschrecke *Elcana* GIEBEL 1856 (Abb. 19b), die möglicherweise über dem Meer zur Besiedlung neuer Lebensräume geschwärmt sind. Dipteren (Mücken, Abb. 19i und Fliegen Abb. 19j) sind in hoher Arten- und Individuenzahl vertreten. Die heute sehr artenreichen Schmetterlinge und Hymenopteren (Abb. 19h) sind im unteren Jura noch sehr selten, Käfer dagegen, oft dreidimensional erhalten, häufig. Weitere Vertreter der holometabolen Insekten sind Raphidiopteren (Kamelhalsfliegen), Neuropteren (Netzflügler, Abb. 19d) und Mecopteren (Schnabelfliegen, Abb. 19e). Auch das Aeroplankton, kleine Insekten, die in hohen Luftschichten vom Wind verdriftet werden, ist in Dobbartin zahlreich vertreten, darunter Blattläuse (Abb. 19g) und deren Verwandte sowie Vorfahren der Fransenflügler (Thysanoptera).

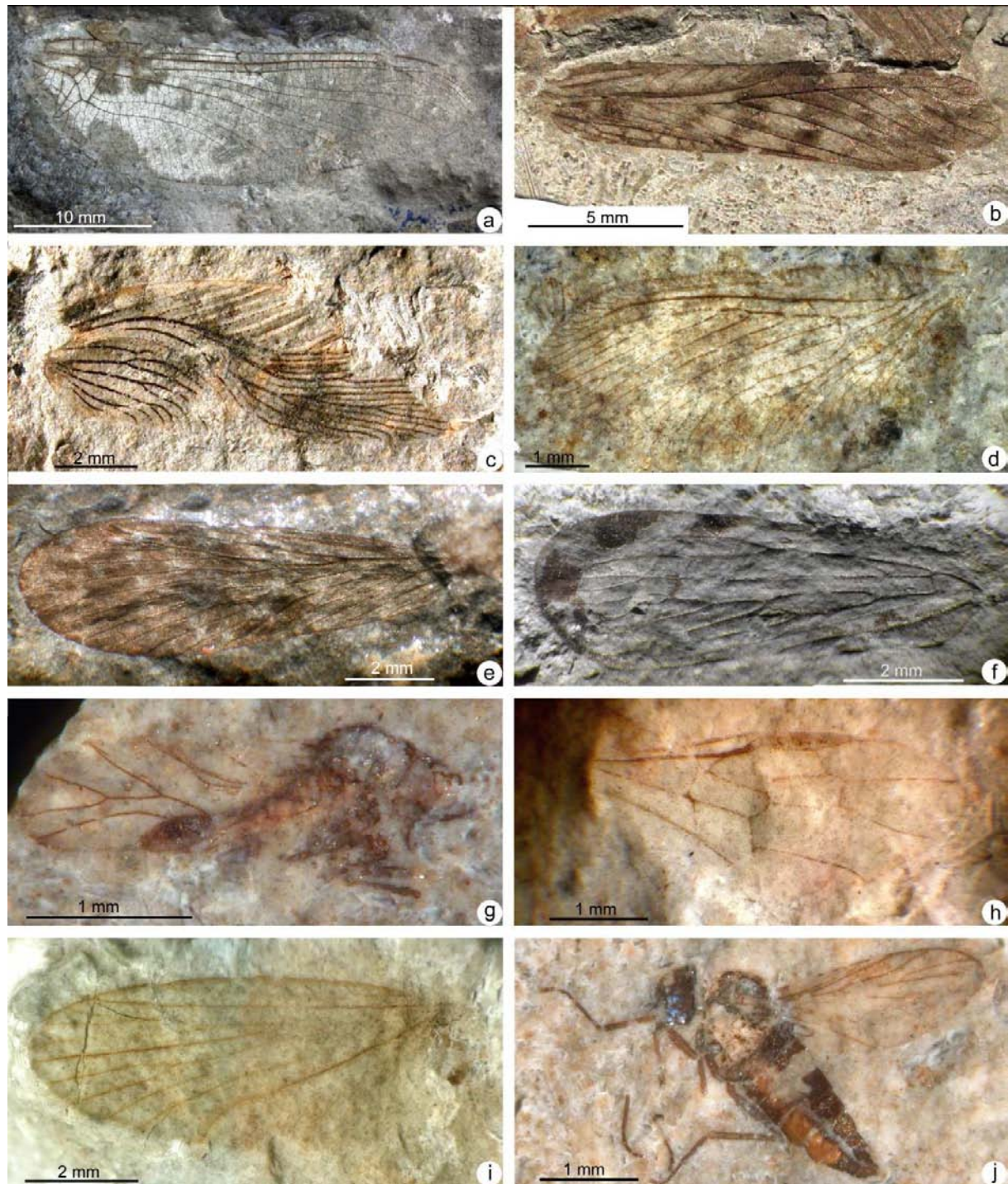


Abb. 19: Insekten aus Kalkgeoden, unteres Toarcium, *falciferum*-Zone.

- (a) Holotypus von *Liadothemis dubia* HANDLIRSCH 1939 [Sammlung Universität Greifswald FGWG 123/2].
- (b) *Elcana media* HANDLIRSCH 1906 [coll. Ansorge LDA 595].
- (c) Holotypus von *Eublattula crassivena* HANDLIRSCH 1939 [FGWG 123/32].
- (d) Holotypus von *Prohemerobius dilaroides* HANDLIRSCH 1906 [FGWG 122/41-42].
- (e) Holotypus von *Orthophlebia germanica* HANDLIRSCH 1906 [FGWG 122/61].
- (f) *Fulgoridium balticum* (GEINITZ 1880) [Geologische Landessammlung Sternberg MV 200137-2].
- (g) *Juraphis* n. sp. [coll. Ansorge LDA 1523].
- (h) Holotypus von *Liadobracona raduhna* ZESSIN 1981 [Naturkundemuseum Berlin, ex coll. Zessin LD 1127].
- (i) *Metatrachopteridium confusum* HANDLIRSCH 1939 [coll. Ansorge LDA 1816].
- (j) Rhagionidae gen. et sp. nov. [coll. Ansorge LDA 1300].

Stop 3: Sternberger Gestein in der Kiesgrube Kobrow

JOHANNES KALBE & KARSTEN OBST

Koordinaten: N53.677778; E11.821389, Höhe ca. 40 m HN

Das oberoligozäne Sternberger Gestein ist ein Lokalgeschiebe, welches überwiegend in weichselzeitlichen Kiesen und Sanden im westlichen Mecklenburg auftritt. Die in den Geschieben überlieferte subtropische, vorwiegend flachmarine Fauna ist seit fast 300 Jahren Gegenstand wissenschaftlicher Bearbeitungen (vgl. SCHULZ 1972, 2010; HERRIG 1987). Das Sternberger Gestein kann anhand seiner Lithologie vorwiegend als Bildung proximaler und distaler Tempestite charakterisiert werden, die im Umfeld von halokinetisch induzierten Untiefen und Inseln im Nordsee-Becken sedimentiert wurden.

Verbreitung von Geschieben des Sternberger Gesteins

Nahgeschiebe des Sternberger Gesteins treten vor allem in West-Mecklenburg, insbesondere im Raum Schwerin, Sternberg und Krakow-Waren (Müritz) auf. Weitere Funde sind aus der Gegend von Parchim und Goldberg bekannt (SCHULZ 1998; Abb. 20). Seltener sind Funde in Südholstein oder Niedersachsen (z. B. HUCKE & VOIGT 1967). Häufig treten die Geschiebe des Sternberger Gesteins in den Vorschütsanden der Pommern-Phase auf. Extreme Anreicherungen sind für die Blockpackungen und kiesig-sandigen Ablagerungen der sogenannten „Brüel-Sternberger Zwischenstaffel“ belegt (STEGMANN 1957).

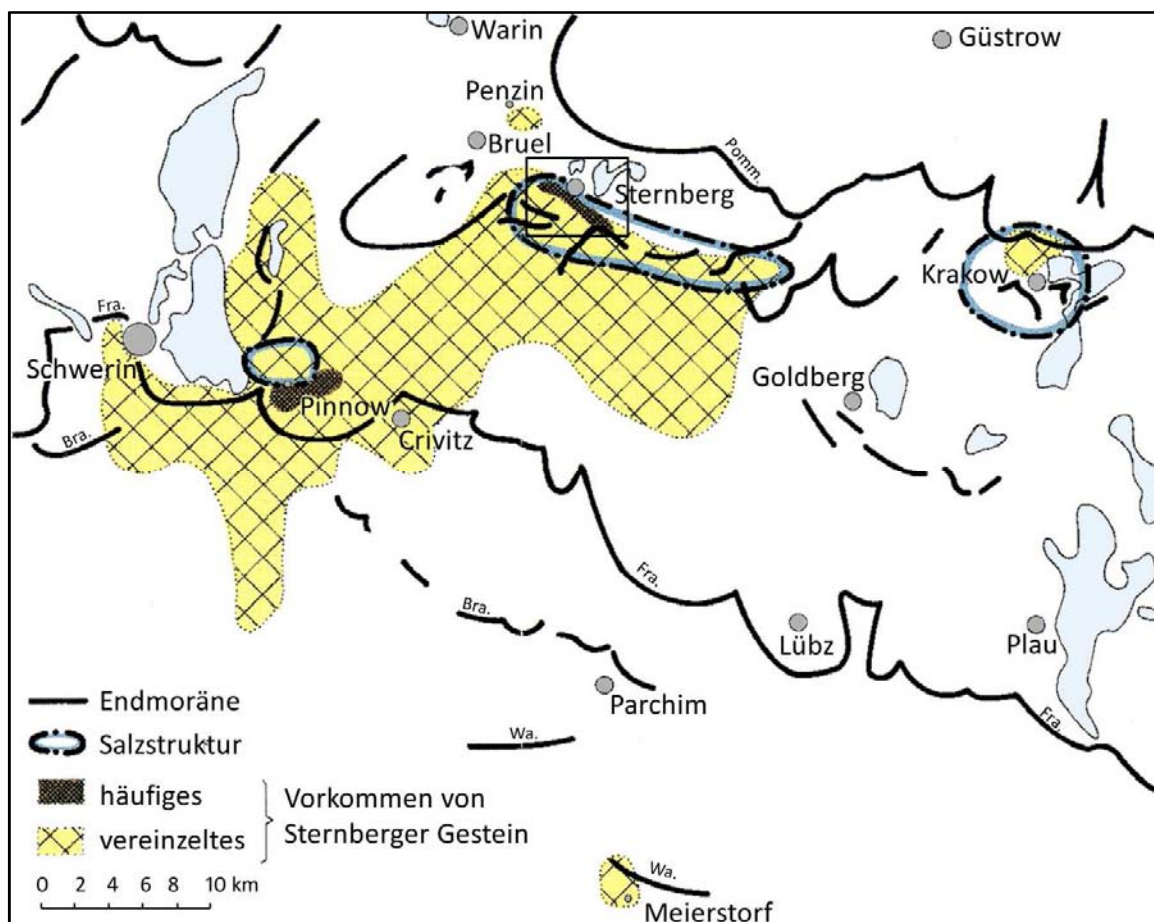


Abb. 20: Verbreitung von Lokalgeschieben des Sternberger Gesteins (nach SCHULZ 1998, verändert).

Gut zementierte Bereiche dieser überwiegend nur gering verfestigten oberoligozänen Sedimente finden sich vorwiegend im Eisschatten von Salzstrukturen, z. B. südlich des Salzkissens Sternberg (Abb. 20). Die vorstoßenden Gletscher des W2-Eises erodierten die paläogenen Sedimente im Topbereich der aufgewölbten mesozoisch-känozoischen Deckschichten. Historische Fundmöglichkeiten boten die vielen kleinen lokalen Kiestagebaue sowie zahlreiche Lesesteinhaufen auf den Äckern und Feldern. Heute finden sich Nahgeschiebe des Sternberger Gesteins vor allem im Überkorn der aktiven Kiestagebaue bei Pinnow (Schwerin), Kobrow und Weitendorf bei Sternberg, Hohen-Wangelin und Blücherhof sowie in temporären Aufschlüssen bei Baumaßnahmen im Raum Sternberg.

Das Oberoligozän Mecklenburgs

Das Sternberger Gestein gehört stratigraphisch in das Chatt (Oberoligozän; ca. 25 Ma). Es wird anhand der Foraminiferenfauna in das Chatt A bis B gestellt, genauer in den Bereich der *Almaena osnabrugensis*-Zone und der *Palmula oblonga*-Zone (MÜLLER 2000). Die oberoligozänen Ablagerungen im Südwesten Mecklenburgs bestehen aus 15 m bis 120 m mächtigen siliziklastischen Abfolgen mit vorwiegend dunklen tonigen Schluffen, Quarz- und Glimmersanden. Sie leiten von den paläogenen Sedimentationsverhältnissen mit ihren marinen, grüngrauen kalkarmen Tonen und Kalkmergeln zu den „neogenen“ Bedingungen im nordöstlichen Teil des Nordsee-Beckens über (VON BÜLOW 2000b; Abb. 21a). Die zunehmende Korngröße in den Ablagerungen des Chatt spiegelt vor allem die Hebung des Fennoskandischen Schildes im ausgehenden Oligozän wieder (JORDT et al., 1995; CLAUSEN et al. 1999).

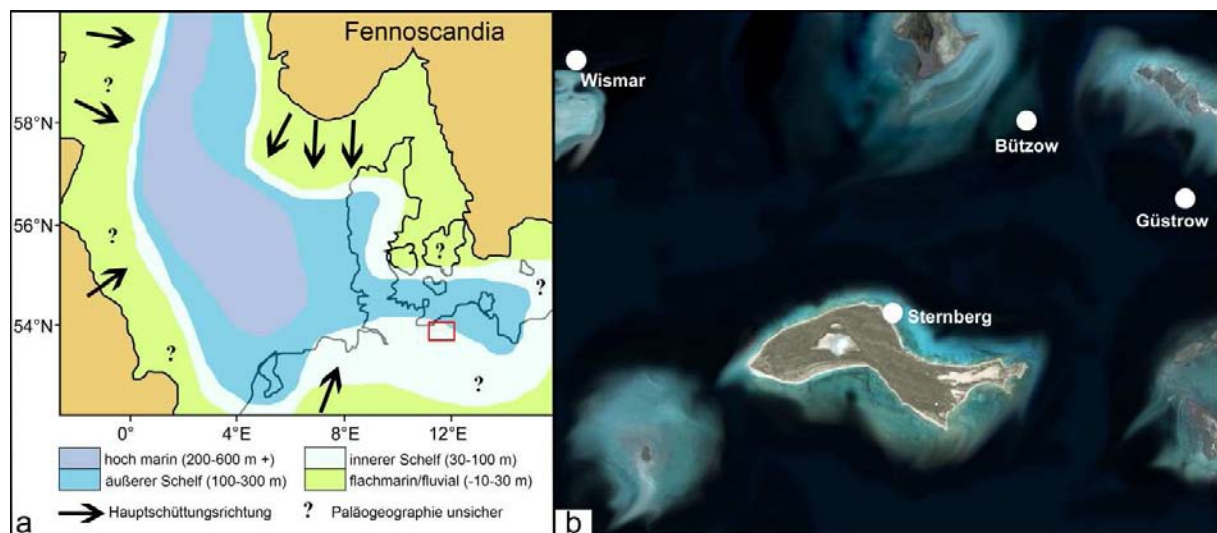


Abb. 21: (a) Paläogeographie des Nordsee-Beckens im Oberoligozän (nach HUISE 2002, verändert).
(b) Hypothetische Rekonstruktion der Paläogeographie von Nordwest-Mecklenburg im Chattium.
Salzstrukturen sind als Untiefen oder Inseln dargestellt.

Das Oberoligozän in Mecklenburg wird in die Plater, die Sülstorfer und die Rogahner Schichten gegliedert (LOTSCH 1981; VON BÜLOW 2000b, VON BÜLOW & MÜLLER 2004a; Abb. 22). Die Plater Schichten bestehen aus fossilarmen, schluffigen Tonen und Schluffen und ähneln in ihrer Lithologie dem Septarienton des unterliegenden Rupel (Unteroligozän). Den Übergang zu den Sülstorfer Schichten (LOTSCH 1981) bildet ein durch einen Hiatus bedingter, weiträumig verbreiteter Bioturbationshorizont, dem sich eine Abfolge von stellenweise

fossilreichen kalkigen Schluffen und gut sortierten Feinsanden anschließt. In Malliß an der Salzstruktur Conow sind in oberoligozänen, schluffigen Sedimenten die nicht horizontbeständigen, karbonatzementierten „oberen“ und „unteren Mallißer Sandsteinbänke“ aufgeschlossen, die als isochrone Äquivalente des Sternberger Gesteins gesehen werden (VON BÜLOW 2000b, VON BÜLOW & MÜLLER 2004b). In den hangenden Rogahner Schichten setzen sich die Faziesbedingungen der Sülstorfer Schichten fort, jedoch nehmen grobsandigere Einschaltungen und der Glimmergehalt zu. Lokalgeschiebe, die den Plater und Rogahner Schichten zugeordnet werden können, sind bislang nicht bekannt.

Alter [Ma]	Stufe	Chrono-Stratigraphie	Lithostratigraphie Schichtenfolge		Braunkohlen-Flöze	Lithologie	Lokalgeschiebe		
10 15 20	Messinium 7,1	Miozän	Ober -	Lübtheener Schichten 120m	DK 5 DK 4 DK 3 DK 1/2 HW 1-3	Diatomeenkohle / Bergton-Komplex	Reinbecker Gestein		
	Tortonium			Laupiner Sch. 90m		Quarzsand mit nordischen Geröll Sandstein-Lagen Schluff bis Feinsand , marin			
	Seravallium			Obere Pritzierer Schichten 230m		"Heller Horizont"			
			Langhium	Untere Pritzierer Schichten 220m		Schluff , tonig, marin, dunkel ("Glimmerton")			
	Burdigalium			Bockuper Sch.	MA o	Sand , marin, mit Sandstein-Lage Braunkohlen-Schluff Feinsand ("Formsand-Gruppe") Braunkohlen-Schluff ("Quarzsand-Gruppe")			
			Aquitanium	Mallißer Schichten 40m	MA u MA 3	Quarzsand , fluviatil bis paralisch Schluff bis Feinsand , marin		Holsteiner Gestein	
	Mölliner Schichten								
	Brooker Schichten 40m								
	25 30		Chattium	Ober-(Chatt)	Rogahner Sch. 30m			Schluffe bis Feinsande , marin, dunkel "Sternberger Gestein"	Sternberger Gestein
					Obere Sülstorfer Sch. 40m				
Untere Plater Sch. 20m					"Wühlhorizont"				
Rupelium		Unter - (Rupel)	Septarien - Ton 150m		"Stettiner Sande"	Stettiner Gestein			
					Tone , kalkarm, schluffig, marin, grüngrau mit Septarien				
33,7					"Basissand"	Septarien			

Abb. 22: Lithostratigraphie des Oligozän und Miozän von Mecklenburg-Vorpommern mit assoziierten Geschiebetypen (nach VON BÜLOW & MÜLLER 2004a und b, verändert).

Lithologie und Fazies des Sternberger Gesteins

GEINITZ (1883: 133f) fasste die Gruppe der Sternberger Lokalgeschiebe zusammen: „Ihrer petrographischen Beschaffenheit nach sind die Sternberger Gesteine recht verschiedener Art: feinkörnige, hellgraue bis dunkle kieselige Kalksteine, gelbgraue bis weisse kalkhaltige Sandsteine, oft reich an Glimmer und Glaukonit, oder feste oder lockere eisenschüssige Sandsteine oder kieselige, kalkige oder eisenschüssige Conglomerate mit abgerundeten Quarzkörnern oder dammsteinartigen grösseren Geröll. Die massenhaft in ihnen enthaltenen Conchylien sind entweder mit ihrer Kalkschale oder in den eisenschüssigen Gesteinen durch Weglaugung der Schalen nur als Steinkerne und Abdrücke erhalten“.

Moderne Aufsammlungen ergeben eine grobe Gliederung des Sternberger Gesteins in vier Lithotypen, die verschiedenen Ablagerungsbedingungen entsprechen (SUHR & BRAASCH 1991; J. Kalbe, eigene Beobachtungen). Die scheinbar häufigsten sind die als Lithotyp 2 und 3 klassifizierten Gesteine, die durch ihren erhöhten Fossilgehalt im Lauf der Erforschungsgeschichte des Sternberger Gesteins verstärkt beprobt und in den Sammlungen überrepräsentiert sind. Die Lithotypen 1 und 4 sind zahlenmäßig untergeordnet vertreten, da sie oft nur einen geringen Fossilgehalt aufweisen. Neben den Sternberger Gesteinen treten in den pleistozänen Kiesen und Sanden auch isolierte oligozäne Molluskenschalen („Conchylien“) auf, die stratigraphisch nur ungenau zugeordnet werden können (Abb. 23).

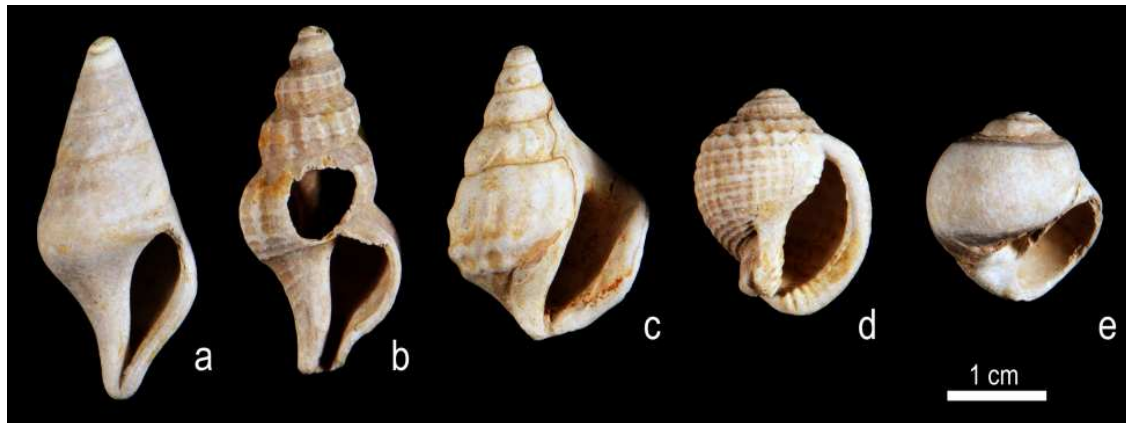


Abb. 23: „Conchylien“: isolierte oligozäne Schneckengehäuse aus pleistozänen Kiessanden, gefunden in Baugruben der Biogas-Anlage Sternberg.

(a) *Orthosurcula* sp.

(b) *Scalaspira elegantula* (PHILIPPI 1834).

(c) *Drepanocheilus* cf. *speciosus* (SCHLOTHEIM 1820).

(d) *Phalium rondeleti* (BASTEROT 1825).

(e) ? *Naticidae* indet.

[Sammlung J. Kalbe, Rostock]

Der Lithotyp 1 des Sternberger Gesteins ist ein schluffiger Kalkmergel und hat unverwittert eine dunkle, grau-blaue bis schwarz-braune Farbe, ist geschichtet oder ungeschichtet und mitunter stark bioturbiert (Abb. 24c). Neben paralleler Schichtung treten Mikro-Beulenrippeln und erosive Kontakte auf, es können auch monomikt konglomeratisch entwickelte Abschnitte beobachtet werden, die ausschließlich mäßig gerundete intraformationelle Gerölle enthalten (Abb. 24a, 24c). Der Glimmeranteil ist mitunter hoch und stellenweise können Holzflitter, Blätter, Holzstücken mit Teredolites-Spuren und Bernstein auftreten (POLKOWSKI 1996). Molluskenschalen, dekapode Krebse und Wirbeltierreste kommen vor, sind aber seltener und nicht deutlich in Schichten angereichert (Abb. 24c, 25a). Größere Gastropodenschalen zeigen fast immer Geopetalgefüge („fossile Wasserwaagen“).

Der Lithotyp 1 zeigt große Ähnlichkeiten mit dem „Consrader Gestein“ (POLKOWSKI 1995; ZESSIN et al. 2009) und dürfte oft mit dieser landferneren Fazies verzahnt sein. In der regionalen Literatur existieren verschiedene lokale Bezeichnungen für weitere Varianten des Sternberger Gesteins, die sich aber weder in der stratigraphischen Position noch in der Lithofazies abgrenzen lassen, sondern meist nur auf einem speziellen Verwitterungstyp oder auf einer geringfügig unterschiedlichen Faunenvariation beruhen, z. B. das „Meiersdorfer Gestein“ (GEINITZ 1887) und das „Rabensteinfelder Turritellengestein“ (ZESSIN et al. 2009).

Lithotyp 2 ist eine ebenfalls fossilreiche Gesteinsgruppe von polymikten Konglomeraten (Abb. 24d) ohne erkennbare Schichtung, in denen in der Matrix der Schluffanteil gegenüber dem Feinsandanteil überwiegt. Die Klasten sind vorwiegend gut gerundete, abgeplattete intraformationelle Gerölle bis 15 cm Durchmesser und aufgearbeitete, tonig-schluffige Konkretionen, die Fischreste, einzelne Mollusken und Krabben enthalten können. Untergeordnet treten auch exotische Komponenten, wie z. B. derbe Quarzgerölle, kaum gerundete kreidezeitliche Feuersteine, mit Glaukonit imprägnierte verkieselte Kreide (Abb. 25b) sowie Wirbeltierknochen und -zähne auf. Unter den Mollusken sind Schalen großer Individuen häufig, Schneckengehäuse zeigen oft Geopetalgefüge. Zwischen den Lithotypen 2 und 3 können fazielle Übergänge innerhalb eines Handstückes gefunden werden.

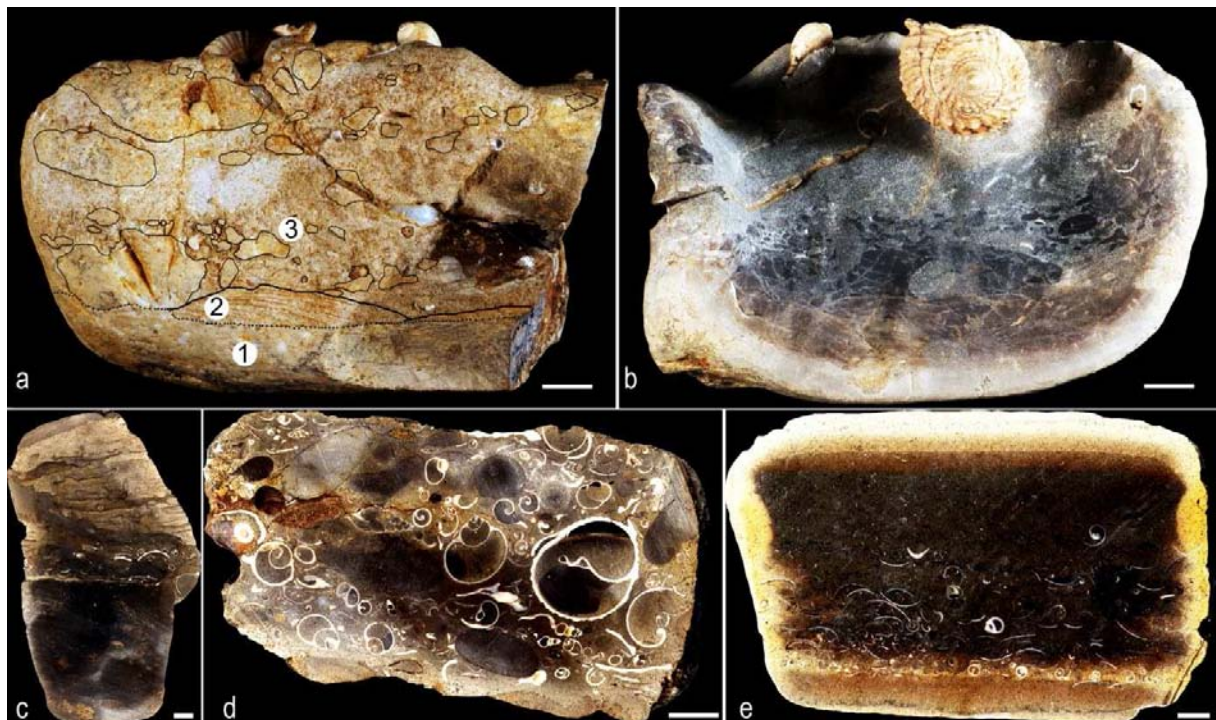


Abb. 24: Lithotypen des Sternberger Gesteins.

(a-b) Lithotyp 1 (Vorder- und Rückseite) mit ungeschichtetem tonigen Schluffstein (1), der erosiv gekappt und von Mikro-Beulenrippeln (2) überlagert ist. Darüber treten mäßig gerundete Intraklasten (3) auf. Häufig kommen größere Schneckengehäuse vor: Helmschnecke *Phalium rondeleti* (BASTEROT 1825) und Feigenschnecke *Ficus concinnus* (BEYRICH 1854) [Sammlung J. Kalbe, Rostock].

(c) Lithotyp 1 mit basalem ungeschichtetem Schluffstein, Erosionsfläche und unregelmäßig geschichtetem bioturbirten Hangendbereich (Geologische Landessammlung Sternberg MV008908-1).

(d) Lithotyp 2 mit angeschnittenen gut gerundeten Intraklasten und zahlreichen Anschnitten von Gastropodengehäusen, teilweise mit Geopetalgefügen (Geologische Landessammlung Sternberg MV008910-1).

(e) Lithotyp 3 mit gradiertem Schalenlage an der Basis und undeutlich parallel geschichteten Feinsandlagen im Top (Geologische Landessammlung Sternberg MV008909-2).

Maßstab 1 cm

Bei Lithotyp 3 handelt es sich um Gesteine, in denen Faunenelemente in Lagen angereichert wurden (Abb. 24e, 25d, 25f). Diese im unverwitterten dunklen Kern sehr harten Proben sind sideritisch/kalkig zementierte, oft geschichtete schluffige Feinsandsteine und zeigen in der Regel eine deutliche Gradierung, Geopetalgefüge (Abb. 24e) und Einregelungen von Bioklasten. Selten treten einzelne, bis mehrere Zentimeter große Quarzgerölle, seltener auch Bernsteine auf. Zeigt dieser Lithotyp eine sideritische Kruste mit hellen Anschnitten von Molluskenschalen, erinnert er – auch aufgrund der durch ein orthogonales

Kluftmuster hervorgerufenen eckigen Verwitterungsform – an ein mit Mandelsplittern durchsetztes Stück Lebkuchen. Die eigentliche Herkunft des Namens „Sternberger Kuchen“ ist ungewiss, wurde aber offensichtlich von dem Präpositus und Pfarrer von Kirch-Mulsow, bei Wismar, Johann Ernst Floerke unter dem Pseudonym Eduard Stern im Jahre 1820 eingeführt: *„Eine gewisse Art von Steinen, die aus lauter kleinen Meermuscheln und Schnecken zusammengesetzt sind, findet man in der Gegend von Sternberg; man nennt sie Sternberger Kuchen“* (STERN 1820; J. Ansorge, freundl. mündl. Mitt. 2015). Vermutlich machte ihn dann die Verwendung durch Leopold von Buch in seiner Arbeit über Cassidarien in den Tertiärschichten von Mecklenburg populär (VON BUCH 1831, S. 64).

Lithotyp 4 ist monomikt konglomeratisch entwickelt. Er tritt vorwiegend in den östlichen Fundorten des Sternberger Gesteins auf. Die Matrix ist feinsandig-schluffig und die Klasten bestehen überwiegend aus stark abgerollten Quarzgeröllen. Fossilreste sind selten und oft nur fragmentarisch erhalten.

SUHR & BRAASCH (1991) wiesen für die Lithotypen 2 und 3 einen Bildungsbereich innerhalb proximaler Tempestite nach. Für den selteneren Lithotyp 4 kann ein strandnahes oder auf Rinnen beschränktes Ablagerungsmilieu vermutet werden. Lithotyp 1 spiegelt ein im proximalen Bereich eines Tempestites gelegenes Sedimentationsmilieu wider. Das „Consrader Gestein“ (s. o.) ist das sich daran anschließende Sediment des tiefer gelegenen Schelfbereichs. Für die Interpretation der Fauna ist zu berücksichtigen, dass die Lithotypen 2 bis 4 eine allochthone bis parautochthone Mischfauna enthalten (SUHR & BRAASCH 1991) und nur die Fauna von Lithotyp 1 und des „Consrader Gesteins“ weitestgehend parautochthon bis autochthon sein dürfte.

Neubeschreibungen von Fossilien

Die Fauna des Sternberger Gesteins (Abb. 25a-f) wurde bereits in der Vergangenheit umfassend untersucht (vgl. SCHULZ 1972; JANKE 1993; Geschiebibibliographie). In den letzten Jahren fanden jedoch umfangreiche Neubearbeitungen statt. BOCK et al. (2013) untersuchten die Foraminiferen. MOTHS et al. (1996, 1997, 1998) beschrieben die Molluskenfauna. Die Fische wurden von FREEß (1991) und REINECKE et al. (2005) bearbeitet. Die Bearbeitung der Ostrakoden erfolgte durch ENDLER & HERRIG (1995), die der dekapoden Krebse durch POLKOWSKY (2004, 2015). Weitere Arbeiten erschienen über Wale (MOTHS et al. 2004), Echinodermen (MOTHS 2000), Anneliden (STEIN et al. 2004) und Seefedern (REICH & SCHNEIDER 2002). Die Fauna des Sternberger Gesteins spiegelt einen vorwiegend sublittoralen marinen Ablagerungsbereich unter warmen Klimabedingungen wieder.

Blattfossilien von Laubbäumen (K. Thiede, freundl. mündl. Mitt.; J. Kalbe, eigene Beobachtungen), gehäuftes Auftreten von Otolithen, strandnah lebender Fischarten (HOEDEMAKERS 2010; K. Hoedemakers, freundl. mündl. Mitt. 2014), sowie das Vorkommen der Süßwasserschnecke *Viviparus* sp. (GRÜNDEL 1990; PITTERMANN 1991) geben Hinweise auf nahe liegende Landflächen. Vermutlich bildeten die aufgrund halokinetischer Bewegungen entwickelten Antiklinalstrukturen kleine Inselgruppen in dem flachen Randmeer (KALBE 2009; Abb. 21b).



Abb. 25: Fossilien des Sternberger Gesteins.

(a) Lithotyp 1 mit Rochenzahn von *Myliobatis serratus* CUVIER 1817 und Schnecke *Seila* sp.

(b) Lithotyp 2 mit Schnecke *Keepingia bolli* (BEYRICH 1854), abgeplatteten intraformationellen Geröllen und einem Glaukonit imprägnierten Stück verkieselter Kreide.

(c) Lithotyp 1 mit Helmschnecke *Phalium rondeleti* (BASTEROT 1825).

(d) Lithotyp 3 mit Schnecken *Keepingia bolli* (BEYRICH 1854), *Seila* cf. *koeneni* JANSSEN 1978, *Cylichna* sp., Muscheln *Palliolium hausmanni* (GOLDFUSS 1835), Otolithen von Knochenfischen und Zahn des Scharfnasenhais *Physogaleus* sp.

(e) Mikrofossilien des Sternberger Gestein: Haizahn (unbest.), Otolithen, Fischgräten, Foraminiferen [*Haplophragmoides* cf. *latidorsatus* (BORNEMANN 1855), *Haplophragmoides* sp., *Lenticulina cultrata* (MONTFORT 1808), *Palmula oblonga* (RÖMER 1838), *Dentalina vertebralis* (BATSCH 1781)], (Bildbreite: 1,4 cm).

(f) Muschel *Palliolium hausmanni* (GOLDFUSS 1835) mit erhaltenem Farbmuster.

[Sammlung J. Kalbe, Rostock]

Maßstab 1 cm

Die hauptsächlich im Umfeld einiger Mecklenburger Salzkissen auftretenden Lokalgeschiebe lassen auf Untiefen am Meeresgrund oberhalb der Salzaufwölbungen schließen (SCHULZ 1972). Hinweise auf eine Erosion und Aufarbeitung paläozäner und kreidezeitlicher Abfolgen im Bereich der Salzstrukturen geben auch die Feuersteine, Kreidekomponenten und zumindest teilweise auch die Quarzgerölle in den Lithotypen 2 und 3. Der oft beschriebene Glaukonitanteil in diesen Gesteinen (SCHULZ 1972; SUHR & BRAASCH 1991) könnte ebenfalls ein Hinweis auf in den Randbereichen von Salinarstrukturen erodierte ältere Schichtfolgen sein.

Kiesgrube Kobrow

Nur wenige Kilometer südlich von Sternberg liegt an einer kleinen Nebenstraße, die von der B 192 (in Richtung Parchim) nach Kobrow und Stieten abzweigt, die Kiesgrube Kobrow. Zwischen den gleichnamigen Ortsteilen Kobrow 2 und Kobrow 1 befindet sich östlich der Straße das Bergwerkeigentum Kobrow Süd nebst den östlichen Erweiterungsfeldern sowie die Bergwerksfelder Kobrow Südost (Abb. 26).

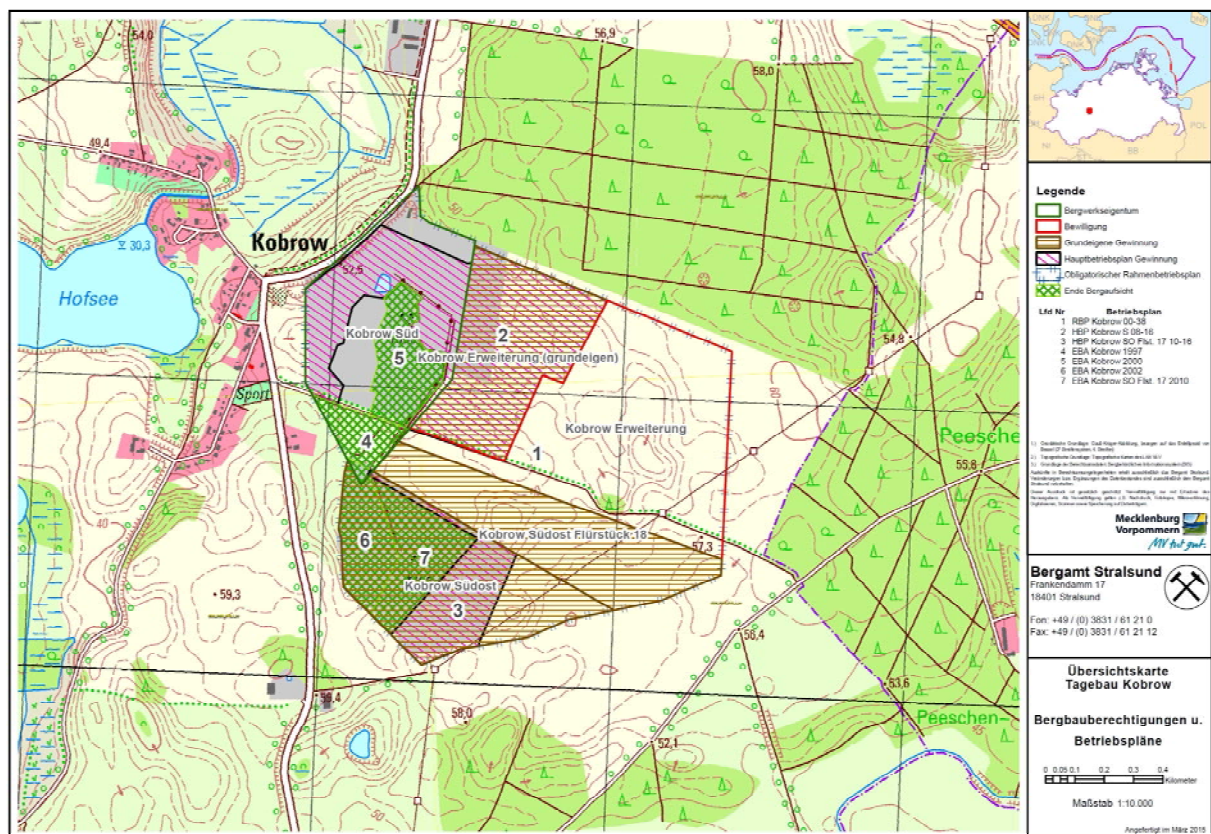


Abb. 26: Übersichtskarte zum bergrechtlichen Status der verschiedenen Abbauflächen im Bereich der Kiesgrube Kobrow bei Sternberg (Quelle: Bergamt Stralsund 2015).

Die Entwicklung der Kiesgrube lässt sich in verschiedene Etappen gliedern (M. Nedel, frendl. Mitt. 2015): In den Jahren von 1964 bis 1970 erfolgten geologische Erkundungsarbeiten zur Verbreitung und Qualität der im Bereich Kobrow anstehenden Kiessandvorräte. Hauptgegenstand der damaligen Untersuchungen war ein ca. 86 ha großes Areal des nach 1990 gebildeten Bergwerkeigentums Kobrow. Während der Kiessucharbeiten wurde die Lagerstätte Kobrow unter der Bezeichnung „Teilfeld Holzendorf II“ geführt. Sie ist Teil eines größeren Kiessandhöfigkeitsgebietes im Bereich des Pommerschen Sanders, das sich an

eine frühpommersche Eisrandlage (W2_{max}) anschließt (Abb. 2). Im Südfeld des Bergwerkseigentums lagern unter durchschnittlich 0,5 m Abraum (Kulturbodenschicht) Sandschichten mit wechselnden Kiesanteilen. Der durchschnittliche Kiesgehalt >2 mm der Nutzschiebt wurde aus Analysewerten von Bohrproben (Erkundungsbohrungen aus den Jahren 1964-1970) als gewogenes Mittel mit 38,8 M-% berechnet. Auf Grund dieser Ergebnisse wurde 1970 mit dem Kiesabbau begonnen. Zunächst wurde nur der Rohkies gewonnen und verarbeitet. Ab Mitte der 1970er Jahre erfolgte dann eine Trockensiebung.

Am 22.11.1990 wurde von der Thomas Beton Gruppe mit dem damaligen Besitzer dem Hoch- und Tiefbau Sternberg die KGS Kiesgewinnungs GmbH Sternberg gegründet und eine moderne und leistungsstarke Kiesaufbereitungsanlage errichtet. Im März 1991 wurde die Kieswaschanlage fertiggestellt und mit der Produktion von Betonzuschlagstoffen begonnen. Zum selben Zeitpunkt konnte auch eine moderne Trockensiebanlage in Betrieb genommen werden. Seit Juli 1991 ist Thomas Beton alleiniger Gesellschafter der KGS.

Um eine langfristige Versorgung der Thomas Gruppe mit Betonzuschlägen zu sichern, wurde 1996 ein Unternehmenskonzept entwickelt und ein Planfeststellungsverfahren beim Bergamt Stralsund eingeleitet. Die Bewilligung wurde bis zum 31.12.2047 erteilt. Das Bewilligungsfeld hat eine Flächengröße von 704.700 m². Am 25.06.1998 wurde durch die KGS der Antrag auf Planfeststellung des Rahmenbetriebsplanes gestellt und dieser wurde mit dem Planfeststellungsbeschluss vom 23.02.2000 für 38 Jahre durch das Bergamt Stralsund zugelassen.

Am 05.09.2002 wurde der KGS das Gütesiegel des Wirtschaftsministers von Mecklenburg Vorpommern überreicht. Mit dieser Auszeichnung wurde das Unternehmen für seine umweltschonende Gewinnung von Rohstoffen und seine kontinuierliche Arbeit bei Planung und Umsetzung von Abbau und Rekultivierungskonzepten, sowie für die Einhaltung der Auflagen und Beschlüsse insbesondere des Arbeitsschutzes gewürdigt.

Zwischen 1992 und 2014 wurden insgesamt ca. 5,6 Mio. t Kiessand gewonnen. In Spitzenjahren (1996-1998) waren es ca. 600.000-700.000 t/a (P. Schuldt, frendl. Mitt. 2015). In den letzten Jahren wurden durchschnittlich etwa 250.000-300.000 t/a gefördert, davon waren ca. 150.000-200.000 t/a verkaufsfähig. Beim Abbau werden drei 4cbm-Radlader, zwei Trockensiebanlagen, eine Kieswaschanlage und eine Brecherei eingesetzt. Die Arbeiten werden von sechs gewerblichen Angestellten durchgeführt. Hauptprodukte sind Betonzuschläge (Sand 0/2, Kies 2/8, Kies 8/16 und Kies 16/32), Straßenbaustoffe, wie z. B. Kies-, Frostschutz- und Schottertragschichten sowie verschiedene Füllböden (M. Nedel, frendl. Mitt. 2015).

Die Sanderoberfläche ist im Bereich der Kiesgrube Kobrow infolge einer Aufschüttung auf Toteisbildungen unruhig und durch Seen, Sölle und z. T. torfige Niederungen strukturiert (REINSCH 1998). In den zahlreichen Erkundungsbohrungen ist eine abnehmende Korngröße vom Hangenden zum Liegenden dokumentiert, wie sie für Vorschüttssande typisch sind. Auch an den Tagebauwänden im Nordosten der Kiesgrube sind die obersten 5-6 m durch fein- bis grobkiesige Grob- bis Mittelsande mit Einschaltungen sandiger Fein- bis Grobkiese charakterisiert (Abb. 27). Zum Liegenden folgen Mittel- bis Feinsande, in die nur noch vereinzelt Kiessandbänke eingeschaltet sind. Auch der Schluffanteil nimmt mit der Tiefe zu. Vereinzelt sind Setzungsstörungen zu beobachten.

Geschiebe des Sternberger Gesteins finden sich in den Grobkieslagen, aus denen größere Gerölle besonders in Trockenperioden „herausrieseln“ und sich am Fuß der Abbauwände anreichern (Abb. 28). Die besten Funde sind jedoch auf der Überkornhalde möglich. Besonders nach starken Regenfällen können verschiedene Lithotypen gut erkannt werden.



Abb. 27: Vorschüttsande mit eingeschalteten Kieslagen kennzeichnen die Nutzschrift unterhalb der 0,5 m mächtigen Abraumschicht im NE-Teil der Kiesgrube Kobrow. Der Anschnitt ist etwa 10 m hoch. (Foto: K. Obst, 2015)



Abb. 28: Frische faustgroße Geschiebefunde von Sternberger Gestein sind am Fuß der Abbauwände möglich, aber bei steilen Böschungswinkeln ist das Sammeln nicht ungefährlich! (Foto: K. Obst, 2015)

Stop 4: Geologische Landessammlung Sternberg

KARSTEN OBST

Koordinaten: N53.707500; E11.808611, Höhe ca. 27 m HN

Die Geologische Landesammlung in Sternberg ist eine Außenstelle des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern (LUNG M-V). Sie befindet sich am westlichen Ortsausgang von Sternberg in Richtung Schwerin (Abb. 29). Eine Besichtigung ist am „Tag der offenen Tür“ (jeweils der zweite Samstag im August während des Sternberger Heimatfestes) oder nach Voranmeldung möglich.

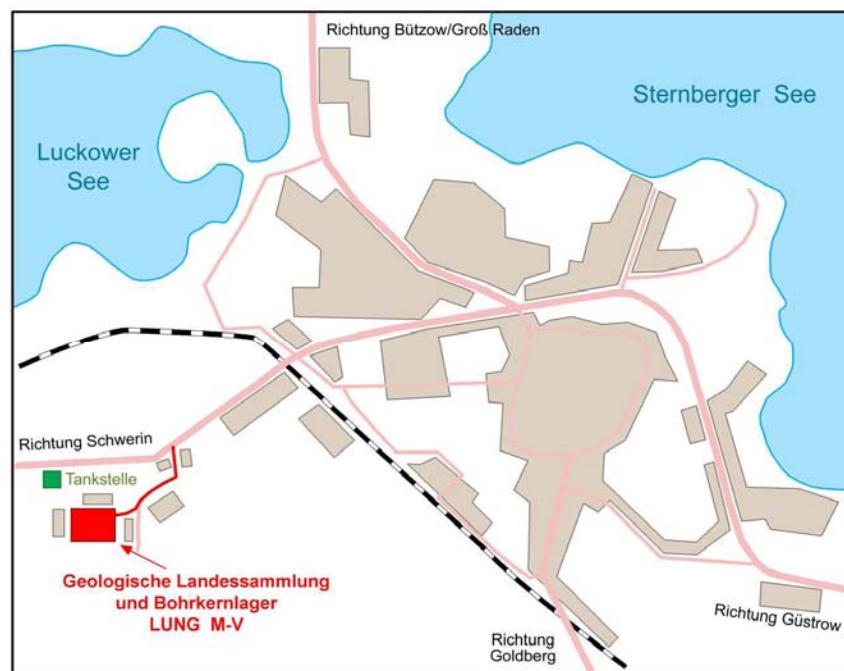


Abb. 29: Lageskizze der Geologischen Landessammlung am westlichen Ortsrand von Sternberg.

Als geologisches Gedächtnis des Landes beherbergt die Sammlung einzigartige Zeugnisse der Erdgeschichte. Über 66.000 Meter Gesteinsmaterial aus 350 Bohrungen, die seit 1920 im Bereich von Mecklenburg-Vorpommern abgeteuft wurden, geben Auskunft über die erdgeschichtliche Entwicklung im Nordosten Deutschlands. Die Bohrkernkerne liefern Informationen über den Bau des tieferen geologischen Untergrundes, die Verbreitung von Rohstoffen (z. B. Erdöl/Erdgas, Steinsalz, Braunkohle) und natürlichen Ressourcen (z. B. Grundwasser, Erdwärme/Sole). Etwa 15.000 Geschiebe mit zahlreichen fossilen Überresten dokumentieren nicht nur Vorstöße des skandinavischen Inlandeises nach Norddeutschland, sondern auch die Entwicklung von Fauna und Flora im nördlichen Europa. Die Sammlung in Sternberg besteht aus drei Teilbereichen, dem umfangreichen Bohrkern-Archiv sowie der Proben- und Geschiebesammlung (große Teile der ehemaligen Landessammlung von Mecklenburg).

Die nachfolgenden Ausführungen basieren auf dem Beitrag von OBST (2009) in der Broschüre über naturkundliche Sammlungen in Mecklenburg-Vorpommern „Schatzkammern der Natur“, der aktualisiert und ergänzt wurde.

Geschichte und Entwicklung

Die Ursprünge der Sammlung gehen auf das 1756 gegründete Naturalienkabinett in Bützow zurück, das Ende des 18. Jahrhunderts an die Universität Rostock verlegt und durch Großherzogliche Schenkungen (1842) vergrößert wurde. Funde namhafter Gelehrter und Universalforscher, wie Adolph Christian Siemssen, Carl Michael Wichmann, Friedrich Eduard Koch, Karl Freiherr von Nettelbladt, Albert und Ulrich Steusloff und der Lehrer Lübstorf finden sich auf vielen Etiketten der älteren Stücke.

Hermann Karsten trieb seit 1830 den Aufbau eines „Naturhistorischen Museums“ an der Rostocker Universität voran. 1840 bis 1844 entstand das „Neue Museumsgebäude“, in dem auch die Mineralogie und Geologie einen Saal erhielten, den sie mit der Botanik teilen mussten. 1882 wurde das „Mecklenburgische Geologische Landesmuseum“ des Mineralogisch-Geologischen Instituts der Universität Rostock von Eugen Geinitz gegründet. Zwischen 1889 bis 1925 leitete er die Mecklenburgische Geologische Landesanstalt in Personalunion. Auf seine Initiative hin entstand in dieser Zeit ein umfangreiches Bohrarchiv mit Proben aus Brunnen- und anderen Bohrungen (Abb. 30; GEINITZ 1882, 1889; VON BÜLOW 1937, 1938).



Abb. 30: Historische Belege für die Herkunft alter Sammlungsstücke. (a) Großherzogliche Schenkung von 1842. (b) Funde der Naturforschenden Gesellschaft, gegründet 1800 in Rostock. (c) Die Ergebnisse von Brunnenbohrungen in Mecklenburg wurden nebst den Proben ab 1889 persönlich E. Geinitz mitgeteilt bzw. zugesandt.

Die Schau- und Lehrsammlung blieb auch nach der Schließung der Landesanstalt 1938 im Geologischen Institut der Universität Rostock öffentlich zugänglich. Unter der Leitung von Kurd von Bülow erfolgte ab 1952 eine Erweiterung der Erdgeschichtlichen Landessammlung Mecklenburgs durch Bohrkernabschnitte von Tiefbohrungen und einer Spezialaufstellung „Mecklenburgica“. Auch die einmalige Sammlung von Fulguriten („Blitzeinschlagsröhren“) erhielt Zuwachs (VON BÜLOW 1966). Mit der Auflösung des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Rostock 1968 wurden große Teile der Sammlung an das Zentrale Geologische Institut nach Berlin überführt und von dort – ihrer wertvollsten Stücke „beraubt“ – in den 1980er Jahren dem Museum Goldberg übergeben. Wertvolle Originale gelangten zusammen mit weiteren Sammlungsteilen auch an die Universität Greifswald.

Nach 1992 wurden mit der Einrichtung des Bohrkernlagers in Sternberg als Außenstelle des neu gegründeten Geologischen Landesamtes Mecklenburg-Vorpommern auch Teile der ehemaligen Mecklenburger Landessammlung aus Goldberg übernommen und gemeinsam mit der Schweriner Sammlung des VEB Geologische Forschung und Erkundung der Öffentlichkeit zugänglich gemacht. Dies ist dem besonderen Engagement von Werner von Bülow zu verdanken, der neben Otto Gehl, A.O. Ludwig u. a. zur Vergrößerung der Geschiebesammlung beitrug und die Geschiebe unter stratigraphischen Gesichtspunkten ordnete (vgl. VON BÜLOW 2000c).

Seit 2005 wurde die Proben- und Geschiebesammlung unter der Leitung von Karsten Obst systematisch inventarisiert, neu beschriftet und geordnet. Dabei wurden einige seltene bzw. historisch wertvolle Funde wiederentdeckt, z. B. pathologische Echinodermen und Originale (Trilobiten aus dem Silur) von Eckart Schrank. Zudem konnten auch etwa 3.000 Stücke aus der Sammlung von Werner Schulz, die er 2006 dem Geologischen Dienst im Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie übergab, in den Sammlungsbestand integriert werden. Im Frühjahr 2015 stellte er weitere Funde zur Archivierung in Sternberg zur Verfügung. Diese werden nach den im Sommer 2015 geplanten Umbaumaßnahmen ebenfalls digital erfasst.

Das Bohrkern-Archiv

Das Bohrkern-Archiv umfasst Kernmaterial von Bohrungen, die vor allem auf der Suche nach fossilen Energieträgern (Kohlenwasserstoffe, Kohle) und abbauwürdigen Mineralen (Stein- und Kalisalz, Ton und Kreidekalk) sowie zur Erkundung geologischer Strukturen auf dem Gebiet von Mecklenburg-Vorpommern abgeteuft wurden. Von den ältesten mecklenburgischen Kernbohrungen ab 1879 z. B. bei Lüththeen sind nur noch einzelne Kerne vorhanden (Abb. 31a). Bohrkerne der ersten Erdölbohrungen aus den Jahren 1928/30 sind in größerem Umfang mit der Rostocker Sammlung auf Umwegen nach Sternberg gekommen. Die Kerne der seit 1958 vom Geologischen Dienst bzw. VEB Geologische Forschung und Erkundung Schwerin abgeteuften Kartierungsbohrungen wurden an verschiedenen Standorten (z. B. im Schweriner Schloss oder in Scheunen, später in den Ziegeleien Hagenow und Malliß) aufbewahrt und Anfang der 1990er Jahre nach Sternberg gebracht. Die Kerne der Erdölbohrungen, die ab 1975 im späteren Zentralen Bohrkernlager Bernau lagerten, wurden 1993 ebenfalls in den Bestand des Bohrkern-Archivs übernommen, soweit die entsprechenden Bohrungen in Mecklenburg-Vorpommern niedergebracht wur-

den. In jüngerer Zeit kam auch Kernmaterial hinzu, dass zur Erkundung geothermischer Nutzhorizonte und im Rahmen von Erdgasspeicherprojekten (z. B. in den Salzstrukturen Kraak und Moeckow) gewonnen wurde.

Die Bohrungen und ihr Kernmaterial geben Auskunft über die faszinierende erdgeschichtliche Entwicklung im Nordosten Deutschlands. Sie belegen die Existenz ausgedehnter tiefer und flacher Meeresbecken, die Verbreitung von Wüsten- und Vulkangebieten sowie die Bildung von abbauwürdigen Kohleflözen und Tonlagerstätten (Abb. 31b). Der mit 1,46 Ga älteste Gesteinskern repräsentiert das präkambrische Grundgebirge des osteuropäischen Kratons. Der Granit stammt aus der Ostsee-Bohrung G14-1/86 und wurde ca. 30 km nordöstlich von Rügen in fast 2.000 m Tiefe angetroffen. Ein porphyrischer Rhyolith (Rotliegendes) wurde aus 8.008,6 m Tiefe in der Bohrung Mirow 1/74 erbohrt. Sie war eine europäische Rekordbohrung und ist auch heute noch die zweittiefste Deutschlands (die KTB Windisch-Eschenbach in Bayern ist 9.101 m tief) bzw. belegt Rang 5 im internationalen Vergleich (die tiefste befindet sich mit 12.262 m auf der russischen Kola-Halbinsel).



Abb. 31: (a) Einer der ältesten Bohrkern in der Geologischen Landessammlung stammt aus der Bohrung Lübtheen III, die 1880 zur Erkundung des Salzstocks Lübtheen abgeteuft wurde. (b) Bohrkern liefern wichtige Informationen über den Bau und die Nutzungsmöglichkeiten des tieferen Untergrundes. (Fotos: K. Obst, 2006)

Neben der Bohrung Mirow haben vier weitere Bohrungen bei Parchim, Loissin, Pudagla und Schwerin Endteufen >7.000 m erreicht. Weitere 15 Bohrungen weisen Endteufen >5.000 m auf. Aus den tieferen Abschnitten dieser Bohrungen liegen häufig Kerne vor. Daneben gibt es auch zahlreiche Bohrungen mit wissenschaftlich, aber auch aus lagerstättenkundlicher Sicht wertvollem Kernmaterial aus dem Altpaläozoikum im Nordosten des Landes sowie aus dem Jungtertiär in Südwest-Mecklenburg, das besonders im Zuge der Diatomeenkohle-Erkundung gewonnen wurde. Als Besonderheit beherbergt das Bohrkern-Archiv auch Kernmaterial aus den vier deutschen Ostsee-Bohrungen, die im Rahmen des Petrobaltic-Projektes vor der vorpommerschen Küste niedergebracht wurden.

Die Kernkisten der einzelnen Bohrungen sind systematisch geordnet und digitale Schichten- und Kernmarschverzeichnisse erleichtern die Recherche nach dem für weitere Untersuchungen zur Verfügung stehenden Kernmaterial. Die Kernkisten sind, nach Kistennum-

mern sortiert, in die Regale eingestapelt (Abb. 32). Die Regalreihen sind durch Großbuchstaben, die Regalsegmente durch zwei Ziffern und die Regalfächer (von unten) durch eine Ziffer gekennzeichnet. Mit Hilfe dieses Codes aus vier Zeichen – ein Buchstabe und drei Ziffern – ist der Standort der untersten bzw. obersten Kiste einer Bohrung schnell auffindbar. Außerdem enthält die Datei weitere wichtige Informationen (Ident.-Nr., Nummer der TK 25, Aufgabe und Name der Bohrung, Bohrjahr, Kurz- und Langbezeichnung der Bohrung, Name des Erkundungsobjektes/Forschungsprojektes, Rechts- und Hochwert der Bohrung, Kistenanzahl).



Abb. 32: Über 66.000 Bohrkern von ca. 350 Tiefbohrungen werden in der Geologischen Landessammlung Sternberg aufbewahrt. (Foto: M. Drüeke, 2007)

Die Kernkisten sind entsprechend der geologischen Aufgabenstellung (Tab. 1) der Bohrung am Kopf (oben) mit farbigen Schildern markiert und mit den üblichen Bohrungskurzbezeichnungen sowie Kistennummer und Kernmarsch von – bis beschriftet. Die früher in Bernau verwendeten, auf Aluminiumblech gestanzten Verschlüsselungsnummern wurden weitestgehend ersetzt.

Tab. 1: Kennzeichnung und Verteilung der Bohrkern nach geologischer Aufgabenstellung.

Aufgabe	Farbe der Schilder	Bohrungen	Kernkisten
<i>Erdöl/Erdgas</i>	gelb	122	31.500
<i>Kartierung</i>	weiß	144	25.000
<i>Braunkohle</i>	rosa	44	4.400
<i>Untergrundspeicher</i>	grün	11	3.100
<i>Geothermie</i>	blau	9	1.450
<i>Hydrogeologie</i>	blau	16	750
<i>Ingenieurgeologie</i>	grün	3	300

Die archivierten Kerne stellen größtenteils unwiederbringliches Primärmaterial dar, das für zukünftige Untersuchungen, z. B. zur Erkundung geothermischer Reservoirs oder für die Speicherung von Energierohstoffen in geeigneten Untergrundstrukturen verwendbar ist.

Die Probensammlung

Die Probensammlung ist in vier Teilbereiche gegliedert. Bohrproben: Dieser Sammlungsteil enthält vor allem typische Kernproben aus allen erdgeschichtlichen Epochen, z. T. mit typischer Faziesausbildung und charakteristischen Fossilien bzw. Mineralen (Abb. 33). Sie können als ganze oder halbierte Bohrkerne vorliegen, angeschliffen und poliert sein, z. T. als Fotovorlage gedient haben. Daneben finden sich auch Spül- und Kernproben der ältesten Tiefbohrungen des Landes zwischen 1879 und 1930. Dieser Sammlungsteil wird im Rahmen von neuen Bearbeitungen sukzessive erweitert.



Abb. 33: Blick in die Probensammlung mit Bohrproben aus dem Rotliegenden. (Foto: K. Obst, 2006)

Aufschlussproben: Dazu gehören Belegmaterial von vorzeitlichem Gesteinsmaterial (z. T. aus pleistozän umgelagerten Schollen) sowie jungen quartären Sedimenten aus oberflächennahen Aufschlüssen in Mecklenburg-Vorpommern, die zum Teil heute nicht mehr zugänglich sind (Abb. 34a). Es sind separate Probenkollektionen vom Zechstein bei Lübbtheen (58 Objekte), vom Dobbertiner (122) und Grimmener (171) Lias, aus den meisten der mittelmecklenburgischen Oberkreide-Schollen (377) sowie den Tertiärvorkommen Mecklenburg-Vorpommerns (998) vorhanden. Weiterhin liegen Interglazial-Proben, Sammlungen von Tonproben aus ehemaligen Ziegeleien des Landes sowie von holozänen Torf-, Boden- und Strandproben vor, die einen unterschiedlichen Bearbeitungsstand aufweisen. Als Besonderheit ist eine Reihe von großformatigen Lackprofilen zu nennen, die aus temporären Aufschlüssen an den Küsten und von Kies-/Sandgruben stammen.

Beleg- und Restproben: Dieser Sammlungsteil beinhaltet vor allem Belegmaterial von Probenserien, die seit 1953 nach unterschiedlichen Gesichtspunkten bearbeitet wurden. Daneben werden hier auch unbearbeitete Proben, Aufsammlungen von Exkursionen, paläontologische und petrographische Vergleichsproben aus dem skandinavischen und baltischen Raum archiviert. Besonders erwähnt werden müssen die 40.000 mikropaläontologischen Präparate, die Dünnschliffe petrographischer Untersuchungen und die Belege paläontologischer Arbeiten von Otto Gehl, Marie Luise Tembrock, Arie W. Janssen, Hans-Hartmut Krueger und Joachim Gründel.

Geinitz-Archiv: Das Archiv wurde vom Gründer der Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt Eugen Geinitz (1854-1925), angelegt. Es ist eine Sammlung von Proben aus Brunnen- und anderen Bohrungen in Mecklenburg ab 1889 bis etwa 1920. Die eingeschickten Proben wurden bearbeitet, die Bohrprofile mit laufenden Nummern versehen und größtenteils veröffentlicht, darunter auch in der „Geologie Mecklenburgs“ aus dem Jahre 1922. Die Proben sind nach Messtischblättern geordnet und in Röhrchen oder Pappschachteln aufbewahrt (Abb. 34b). Durch unzureichende Unterbringung und mehrere Umzüge sind von den ehemaligen Schränken größtenteils nur die Schubfächer erhalten; ein Teil der Proben ist verschollen.

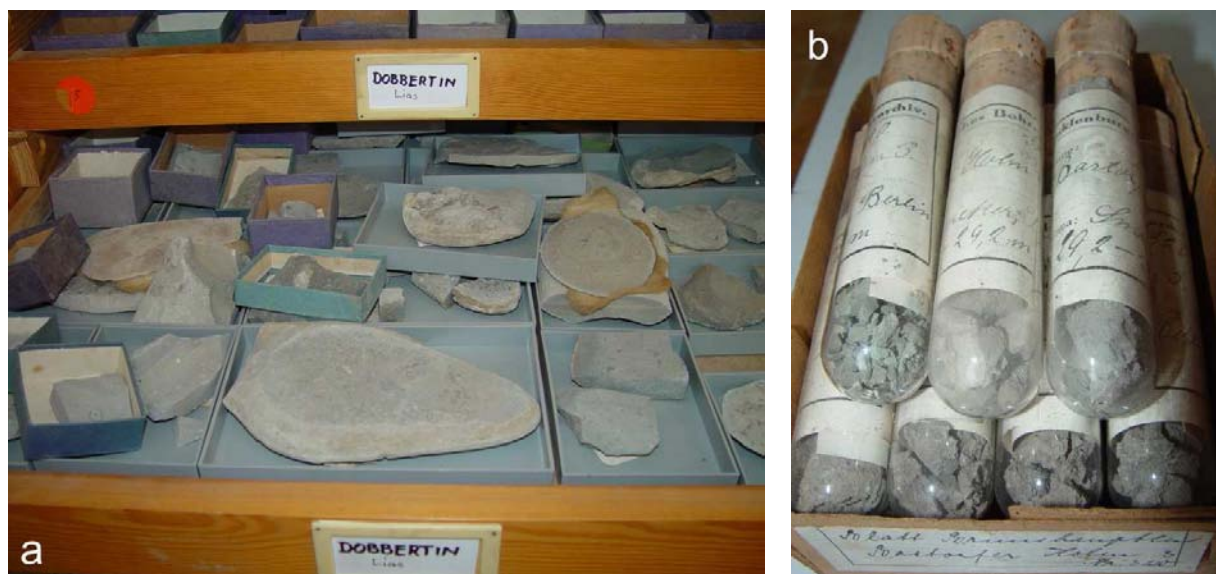


Abb. 34: (a) Belegproben aus dem Lias von Dobbertin. (b) Brunnenbohrungen des Geinitz-Archivs. (Fotos: K. Obst, 2006)

Die Geschiebesammlung

Die Geschiebesammlung war vormals das Kernstück der Rostocker Universitäts- und Landessammlung. Ihre Anfänge reichen bis in das Naturalienkabinett der in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts in Bützow befindlichen Universität zurück. In Sternberg sind zur Zeit über 15.000 eiszeitliche Geschiebe archiviert, die durch das Gletschereis von Skandinavien, dem Grunde der Ostsee und dem Baltikum nach Norddeutschland transportiert wurden. Sie werden systematisch nach Alter, Typ und ggf. nach enthaltenen Fossilgruppen geordnet aufbewahrt (Abb. 35a). Seit 2005 erfolgt eine digitale Erfassung des Bestandes. Im Rahmen einer ersten umfassenden Bestandsaufnahme durch Studenten der Greifswalder Universität (Jens Koppka, Johannes Kalbe und André Deutschmann) wurden die Samm-

lungsstücke gereinigt, teilweise nachpräpariert und mit einem Sammlungsschlüssel versehen sowie unter stratigraphischen Gesichtspunkten neu geordnet (Abb. 35b).

In einer Datenbank wurden die Sammlungsnummer (MV plus 6 Ziffern), die Anzahl der Stücke pro Geschiebeprobe und die Nr. des Sammlungschranks bzw. des Fachs eingegeben. Die stratigraphische Zuordnung erfolgte auf der Basis des numerischen Stratigraphie-Schlüssels für Mecklenburg-Vorpommern. Angaben zur Gesteinsbezeichnung, zum Gesteinsalter (in Millionen Jahren), zur Fossilführung, zum Fundort und Herkunftsgebiet sowie über Sammler, Sammlungsjahr bzw. Übernahme aus einer anderen Sammlung sind ebenfalls in der Datenbank enthalten und stehen für Recherchen zur Verfügung. Die neu erstellten Beschilderungen aller Sammlungsstücke basieren ebenfalls auf diesen Datensätzen. Mittels variabler Abfragemöglichkeiten lassen sich nicht nur das Vorhandensein von bestimmten Fossilgruppen überprüfen, sondern auch die Häufigkeit von Arten, Geschiebetypen oder der ursprünglichen Herkunft der Sammlungsbestände. Die umfangreichsten Kollektionen sedimentärer Geschiebe stammen demnach von Werner Schulz (über 1.800 Objekte), Carl Steusloff (ca. 670) und A.O. Ludwig (ca. 430). Die Fundliste für das Sternberger Gestein umfasst insgesamt 357 Objekte.



Abb. 35: Einblicke in die Geschiebeprobensammlung:
(a) vor und (b) nach der Neuordnung in den letzten 10 Jahren. (Fotos: K. Obst, 2006 und 2009)

Eine kleine Dauerausstellung, die von Jochen Iffland 2002 initiiert wurde, informiert über die wichtigsten Gesteine, Minerale und Fossilien. In einem Rundgang durch die Erdgeschichte erfährt der Besucher etwas über die Verteilung von Land und Meer in den verschiedenen Zeitabschnitten auf dem heutigen Gebiet von Mecklenburg-Vorpommern. Karten und Poster ermöglichen Einblicke in die geologische Landesaufnahme und informieren über geologische Ressourcen (Erdöl/Erdgas, Steinsalz, Kohle) und aktuelle Forschungsschwerpunkte (z. B. das geothermische Nutzungspotenzial oder die Möglichkeiten der Erdgasspeicherung in Salzstrukturen bzw. in Sandsteinhorizonten). Auf Wunsch werden Vorträge zum Sammlungsbestand sowie über erdgeschichtliche Vorgänge und gesteinsbildende Prozesse für Schulklassen oder interessierte Gruppen angeboten.

Aktuelle Situation und Perspektiven

Die in der geologischen Sammlung vorhandenen Bohrkerne und Proben stehen für wissenschaftliche Bearbeitungen zur Verfügung. Anfragen für Kernaussagen und Probennahmen gibt es vor allem von Universitäten und anderen geowissenschaftlichen Forschungs-

einrichtungen/Institutionen (z. B. GFZ Potsdam, BGR Hannover). Die Ergebnisse werden auf Workshops oder Tagungen vorgestellt und diskutiert sowie in nationalen und internationalen Zeitschriften veröffentlicht (Abb. 36).

In jüngster Zeit ist ein verstärktes Interesse an dem Archivmaterial aus der Wirtschaft zu verzeichnen. So fanden im Vorfeld der neuen Erdölbohrungen bei Barth und auf Usedom in den Jahren 2011/2012 umfangreiche Kernaussagen für lithostratigraphische, sedimentologische und fazielle Untersuchungen statt. Zusätzlich wurden auch gezielt Schulungen der Probenbearbeiter auf den Bohranlagen durchgeführt.



Abb. 36: Anregende Diskussionen deutscher und polnischer Geologen beim GEOPOLD-Workshop in Sternberg zur Korrelation mesozoischer Bohrprofile in NE-Deutschland und NW-Polen. (Foto: K. Obst, 2012)

In den letzten Jahren ging auch umfangreiches Kernmaterial von fast 200 Ostsee-Bohrungen, die für Baugrunduntersuchungen von Offshore-Windpark-Projekten bis 70 m Tiefe abgeteuft wurden, in den Sammlungsbestand über. Sie stellen einen wahren Schatz für die Rekonstruktion der Quartärbasis und der pleistozänen Entwicklung im südlichen Ostseeraum dar.

Bis Ende 2014 wurden 9.300 Bohrproben und 2.600 Aufschluss- und Belegproben aus MV digital erfasst. Zum weiteren Bestand der Probensammlung gehören 500 Objekte aus anderen Teilen Deutschlands (u. a. aus Brandenburg, Bayern, Niedersachsen, Sachsen, Sachsen-Anhalt, Thüringen) sowie 1250 Proben aus dem Ausland (u. a. aus Schweden, Dänemark, Finnland, Polen, Tschechien, Frankreich, England, Kanada).

Die Sammlung wird durch geologische Funde, die auf dem Gebiet Mecklenburg-Vorpommerns (sowie in angrenzenden Regionen zu Vergleichszwecken) erfolgen, ständig erweitert. Besonders Johannes Kalbe hat in jüngster Zeit durch die Übergabe vieler gut erhaltener Funde aktiv dazu beigetragen. Daneben wird die digitale Erfassung weiterer Sammlungsteile, insbesondere die der Belegproben- und Aufschlussammlung fortgesetzt. Zudem sollen die aktuell geplanten Baumaßnahmen (u.a. Umbau der Räume für die Proben- und Geschiebesammlung inkl. eines Frostschutzes) die Arbeitsbedingungen für externe Bearbeiter verbessern und den Sammlungsbestand langfristig erhalten.

Literatur:

- ANSORGE, J. (1993): *Parabittacus analis* HANDLIRSCH 1939 und *Parabittacus lingula* (BODE 1953), Neorthopplebiiden (Insecta: Mecoptera) aus dem Oberen Lias von Deutschland. – Paläontologische Zeitschrift **67** (3/4): 293-298; Stuttgart.
- ANSORGE, J. (1996): Insekten aus dem oberen Lias von Grimmen (Vorpommern/Norddeutschland). – Neue Paläontologische Abhandlungen **2**: 1-132; Dresden.
- ANSORGE, J. (1999): Depository and publishing dates of the types described by Anton Handlirsch from the Upper Liassic of Dobbartin (Mecklenburg, Germany). – Meganeura **4**: 7-8; Strasbourg.
- ANSORGE, J. (2000): Mittelalterliche Kalkbrennerei in Vorpommern. – Greifswalder Mitteilungen **4**: 131-144.
- ANSORGE, J. (2003): Insects from the Lower Toarcian of Middle Europe and England. – Proceedings of the Second Palaeoentomological Congress, Krakow 2001, Acta Zoologica Cracoviensia **46** (suppl. – Fossil Insects): 291-310.
- ANSORGE, J. & K. OBST (2007): Upper Liassic clay pit of Schwinz near Dobbartin. In: OBST, K., GEIBLER, M., FRANZ, M., ANSORGE, J., GRANITZKI, K. & HOFFMANN, N. (2007): The Central European Basin System - From the bottom to the top. – Excursion guide. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego Warszawa **424**: 34-36.
- BERGELIN, I., OBST, K., SÖDERLUND, U., LARSSON, K. & JOHANSSON, L. (2011): Mesozoic rift magmatism in the North Sea region: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Scanian basalts and geochemical constraints. – International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau) **100**: 787–804. doi: 10.1007/s00531-010-0516-3.
- BOCK, K.-O., KETELSEN, D. & HESEMANN, M. (2013): Die Foraminiferen des Sternberger Gesteins. online: <http://foraminifera.eu/sternberg/index.html>.
- BOLL, E. (1846): Geognosie der deutschen Ostseeländer zwischen Eider und Oder. – 284 S.; C. Brunslow, Neubrandenburg.
- BOLL, E. (1849): Beiträge zur Geognosie Mecklenburgs. – Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Meklenburg **3**: 190-218.
- BORCHERT, F. W., STEINHÄUSER, U. SCHULZ, W., DE VEER, R., REILINGER, T. (2011): Ziegeleigeschichte(n) – ehemalige Ziegeleien an der Lehm- und Backsteinstraße. – 212 S.; Buchberg Verlag, Buchberg/Mecklenburg.
- BREMER, F. (2000): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1:500.000, Oberfläche. – Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Güstrow.
- BREMER, F. & RÜHBERG, N. (1990): Karte der quartären Bildungen 1:200.000, Blatt Güstrow. – Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin.
- BRÜCKNER, G. A. (1825): Wie ist der Grund und Boden Mecklenburgs geschichtet und entstanden? – 192 S.; Dümmler, Neustrelitz, Neubrandenburg.
- BÜLOW, K. VON (1937): Ein Gang durch die erdgeschichtliche Landessammlung. – Mecklenburgische Monatshefte **15**: 378-383.

- BÜLOW, K. VON (1938): 49 Jahre Mecklenburgische Geologische Landesanstalt. – Mitteilungen aus der Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt **47** (N.F. 12): 87-100.
- BÜLOW, K. VON (1966): Geschichte des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Universität Rostock. – Wissenschaftliche Zeitschrift der Universität Rostock (Mathematisch-Naturwissenschaftliche Reihe) **15** (7/8): 867-874.
- BÜLOW, W. VON [Hrsg.] (2000a): Geologische Entwicklung Südwest-Mecklenburgs seit dem Ober-Oligozän. – Schriftenreihe für Geowissenschaften **11**: 1-413.
- BÜLOW, W. VON (2000b): Lithologische Gliederung der Schichtenfolge und geologisches Modell seit dem Ober-Oligozän. – In: BÜLOW, W. VON [Hrsg.]: Geologische Entwicklung Südwest-Mecklenburgs seit dem Ober-Oligozän. – Schriftenreihe für Geowissenschaften **11**: 31-59.
- BÜLOW, W. VON (2000c): Geologische Landessammlung Mecklenburg-Vorpommern in Sternberg. – Schriftenreihe des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Heft **1/2000**: 1-17; Güstrow.
- BÜLOW, W. VON. & MÜLLER, S. (2004a): Paläogen. – In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. – S. 198-209; E. Schweitzerbart, Stuttgart.
- BÜLOW, W. VON. & MÜLLER, S. (2004b): Neogen. – In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. – S. 209-216; E. Schweitzerbart, Stuttgart.
- CLAUSEN, O. R., GREGERSEN, U., MICHELSEN, O., SØRENSEN, J. C. (1999): Factors controlling the Cenozoic sequence development in the eastern parts of the North Sea. – Journal of the Geological Society London **156**: 809-816.
- DEECKE, W. (1898): Foraminiferen aus den Dobbertiner Jurensis-Mergeln. – Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg **51**: 48-57.
- DENSO, J. D. (1758): XXVIII Von Mecklenburgischen gegrabenen Seltenheiten. – Physikalische Bibliothek **8**: 673-692.
- DERA, G., PRUNIER, J., SMITH, P. L., HAGGART, J. W., POPOV, E., GUZHOV A., ROGOV, M., DELSATE, D., THIES, D., CUNY, G., PUCÉAT, E., CHARBONNIER, G. & BAYON, G. (2015): Nd isotope constraints on ocean circulation, paleoclimate, and continental drainage during the Jurassic breakup of Pangea. – Gondwana Research **27**: 1599-1615.
- ENDLER, K. & HERRIG, E. (1995): Die Ostrakoden des Sternberger Gesteins (Ober-Oligozän, Chattium). Archiv für Geschiebekunde **1**(12): 689-690, 701-738.
- ERNST, W. (1991): Der Lias im Tontagebau bei Grimmen (Vorpommern). – Fundgrube **27**: 171-189.
- ERNST, W. (1992): Der Lias der Scholle von Dobbertin (Mecklenburg). – Fundgrube **28** (2): 57-70.
- FRANCK, D. (1753): Alt- und Neues Mecklenburg: darinn die Geschichte, Gottes-Dienste, Gesetze und Verfassung der Wariner, Winuler, Wenden, und Sachsen, auch dieses Landes Fürsten, Bischöfe, Adel, Städte, Klöster, Gelehrte, Müntzen und Alterthümer, aus glaubwürdigen Geschichtschreibern, Archivischen Urkunden und vielen Diplomaten in Chronologischer Ordnung beschrieben worden. – 314 S.; Fritze, Güstrow und Leipzig.
- FREER, W.B. (1991): Elasmobranchii und Teleostei des Sternberger Gesteins (Oberoligozän). – Archiv für Geschiebekunde **1** (3/4): 129-216.

- FUCHS, A. & KINTZEL, W. (1991): Ein neues geologisches Naturdenkmal in Mecklenburg „Lias von Dobbartin“ – Geschiebekunde aktuell **7**: 133.
- FUCHS, A. & ZIMMERLE, W. (1991): Zur Bedeutung des Lias-Aufschlusses von Dobbartin (Mecklenburg) – unter Betrachtung vorläufiger tonmineralogischer Untersuchungen. – Geschiebekunde aktuell **7**: 179-186.
- GEHL, O. (1963): Ursprung und Aussagewert exotischer Schollen im Pleistozän Mecklenburgs. – Berichte der Geologischen Gesellschaft in der Deutschen Demokratischen Republik für das Gesamtgebiet der geologischen Wissenschaften **8** (5/6): 517-526; Berlin.
- GEHL, O. (1967): Die Schollen im Pleistozän Mecklenburgs als Lagerstätten. – Zeitschrift für angewandte Geologie **13** (2): 65-68; Berlin.
- GEINITZ, F.E. (1879): Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. Bericht über die Ergebnisse geologischer Orientierungsexcursionen im Großherzogthum Mecklenburg-Schwerin. – Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg **33**: 209-306.
- GEINITZ, F.E. (1880): Der Jura von Dobbartin in Mecklenburg und seine Versteinerungen. – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft **32**: 510-535.
- GEINITZ, F.E. (1882): Das Mecklenburgische Geologische Museum der Universität Rostock. – Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg **36**: 57-64.
- GEINITZ, F.E. (1883): Die Flötzformationen Mecklenburg's. – Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg **37**: 1-151.
- GEINITZ, F.E. (1884): Über die Fauna des Dobbartiner Lias. – Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft **36**: 566-583.
- GEINITZ, F.E. (1887): IX. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. – Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg. **41**: 143-216.
- GEINITZ, F.E. (1889): Das Mineralogische Institut und Geologische Landesmuseum der Universität Rostock. – Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg, **42**: 189-196; Neubrandenburg.
- GEINITZ, F.E. (1892): XIII. Beitrag zur Geologie Mecklenburgs. Weitere Aufschlüsse der Flötzformationen. – Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg **46**: 59-97.
- GEINITZ, F.E. (1894): Die Käferreste des Dobbartiner Lias. – Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg **48**: 71-78.
- GEINITZ, F.E. (1896a): Die mecklenburgischen Kalklager. – Landwirthschaftliche Annalen **5/6**: 1-4.
- GEINITZ, F.E. (1896b): Das Kalklager von Nossentin. – Mittheilungen aus der Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt **6**: 3-5.
- GEINITZ, F.E. (1900): Ichthyosaurus von Dobbartin. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie **1900**: 63.
- GEINITZ, F.E. (1922): Die Geologie Mecklenburgs. II. Teil: Das ältere Gebirge. – 168 S.; Hinstorf, Rostock.

- GRÜNDEL, J. (1990): Die Gattung *Viviparus* (Gastropoda) im Sternberger Gestein (Chatt). – Zeitschrift für angewandte Geologie **36**: 180-182.
- HANDLIRSCH, A. (1906–08): Die fossilen Insekten und die Phylogenie der rezenten Formen. – 1480 S.; Engelmann, Leipzig.
- HANDLIRSCH, A. (1920-21): Kapitel 7. Palaeontologie. – In: SCHRÖDER, C. [Hrsg.]: Handbuch der Entomologie III. – S. 117-304.; G. Fischer, Jena.
- HANDLIRSCH, A. (1939): Neue Untersuchungen über die fossilen Insekten. II. Teil. – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien **49**: 1–240.
- HERRIG, E. (1987): Sternberger Gestein. – In: Exkursionsführer zum Otto-Jaekel-Symposium Greifswald, 5.-8. Oktober 1987, S. 63-75; Greifswald.
- HOEDEMAKERS, K. (2010): Die Otolithen des Sternberger Gesteins. – Vortrag auf der 26. GfG-Jahrestagung, 16.-18. April 2010 in Sternberg bei Schwerin.
- HOWARTH, M. K. (1992): The ammonite family Hildoceratidae in the Lower Jurassic of Britain. – Monograph of the Palaeontographical Society London: 1-200.; The Palaeontographical Society, London.
- HUCKE, K. & VOIGT, E. (1967): Einführung in die Geschiebeforschung (Sedimentär geschiebe). – 132 S.; Nederlandse Geologische Vereniging, Oldenzaal.
- HUUSE, M. (2002): Late Cenozoic palaeogeography of the eastern North Sea Basin: climatic vs tectonic forcing of basin margin uplift and deltaic progradation. Bulletin of the Geological Society of Denmark **49**: 145-170; Copenhagen.
- JAEKEL, O. (1929): *Lepidotus* und *Leptolepis* aus dem oberen Lias von Dobbertin. – Mitteilungen aus der Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt N.F. **3**: 13-25.
- JANKE, V. (1993) Bibliographie und Publikationsgeschichte zum Sternberger Gestein. – Geschiebekunde aktuell **9** (4): 121-126.
- JORDT, H., FALEIDE, J. I., BJØRLYKKE, K., IBRAHIM, M. T. (1995): Cenozoic sequence stratigraphy of the central and northern North Sea Basin: tectonic development, sediment distribution and provenance areas. – Marine and Petroleum Geology **12**: 845-879.
- KALBE, J. (2009): Subtropische Inselwelt Norddeutschland? – Mecklenburg im Oberoligozän. – Vortrag auf der 13. Berliner Tagung für Geschiebeforschung, Museum für Naturkunde, Berlin.
- KATZUNG, G. (2004): 2.2 Regionalgeologische Entwicklung. – In: KATZUNG, G. [Hrsg.] Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. – S. 15-37; E. Schweizerbart, Stuttgart.
- KOCH, F. E. (1854): Die anstehenden (turonischen) Lager bei Brunshaupten. Ein Beitrag zur Geognosie Mecklenburgs. – Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Meklenburg **8**: 62-76, Neubrandenburg.
- LNatG M-V – Landesnaturschutzgesetz im Lande Mecklenburg-Vorpommern (1998): Gesetz zum Schutz der Natur und der Landschaft, § 20 Gesetzlich geschützte Biotope und Geotope. – GVOBl. M-V, S. 647, zuletzt geändert 23.2. 2010, GVOBl. M-V S. 66, Schwerin.

- LOCHNER, J. H. (1711): *Dissertatio historica, singularia qvaedam Mecklenburgica proponens*. – Wepling, Rostock
- LOTSCH, D. (1981): Fachbereichsstandard Tertiär. Korrelationstabelle der lithostratigraphischen Einheiten des Tertiärs. Stratigraphische Skala der DDR, Tertiär. – TGL 25234/08, Zentrales Geologisches Institut, Berlin.
- MAISCH, M.W. & ANSORGE, J. (2004): The Liassic ichthyosaur *Stenopterygius* cf. *quadriscissus* from the lower Toarcian of Dobbertin (northeastern Germany) and some considerations on lower Toarcian marine reptile palaeobiogeography. – *Paläontologische Zeitschrift* **78** (1): 161-171.
- MALZAHN, E. (1937): Die Geologie des Dobbertiner Lias und seiner Umgebung. – *Mitteilungen aus der Mecklenburgischen Geologischen Landesanstalt* **46** (N.F. 11): 1-16.
- MOTHS, H. (2000): Die Echinodermen (Seeigel, Schlangensterne, Seelilien) des oberoligozänen Sternberger Gesteins von Kobrow und des Unteroligozäns von Malliß. – *Geschiebekunde aktuell* **16** (3): 79-85.
- MOTHS, H., MONTAG, A., GRANT, A. (1996): Die Molluskenfauna des oberoligozänen "Sternberger Gesteins", Teil 1. – *Erratica – Monographien zur Geschiebekunde* 1, 62 S.; Frank Rudolph, Wankendorf.
- MOTHS, H., MONTAG, A., GRANT, A., ALBRECHT, F. (1997): Die Molluskenfauna des oberoligozänen "Sternberger Gesteins", Teil 2. – *Erratica – Monographien zur Geschiebekunde* 3, 86 S.; Frank Rudolph, Wankendorf.
- MOTHS, H., PIEHL, A., ALBRECHT, F. (1998): Die Molluskenfauna des oberoligozänen "Sternberger Gesteins", Teil 3. – *Erratica – Monographien zur Geschiebekunde* 4, 66 S.; Frank Rudolph, Wankendorf.
- MOTHS, H., THIEDE, K., THIEDE, N. (2004): Zahnwalreste aus dem Sternberger Gestein (Eochattium, Oligozän) von Norddeutschland. – *Der Geschiebesammler* **37** (2): 71-79.
- MÜLLER, S. (2000): Mikrofaunistische Gliederung des Ober-Oligozän in SW-Mecklenburg. – In: BÜLOW, W. VON [Hrsg.]: *Geologische Entwicklung Südwest Mecklenburgs seit dem Ober-Oligozän*. – *Schriftenreihe für Geowissenschaften* **11**: 61-78.
- OBST, K. (2009): Die Geologische Landessammlung in Sternberg. – In: OBST, K., REINICKE, G.-B., RICHTER, S. & SEEMANN, R. [Hrsg.]: *Schatzkammern der Natur*. – *Naturkundliche Sammlungen in Mecklenburg-Vorpommern*. – S. 22-27; cw Obotritendruck, Schwerin.
- OERTEL, W. (1921): Der Lias in Mecklenburg (Vorläufige Mitteilung). – *Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* **74**: 1-12.
- OERTEL, W. (1922): Neue Aufschlüsse im mecklenburgischen Lias. – *Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* **75**: 64-75.
- OERTEL, W. (1923): Die Stellung des anstehenden Lias in Mecklenburg. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beil.* **49**: 550-589.
- PETZKA, M., RUSBÜLT, J. & REICH, M. (2004): Jura. – In: KATZUNG, G. [Hrsg.]: *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern*. – S. 151-163; E. Schweizerbart, Stuttgart.

- PIETRZENUK, E. (1961): Zur Mikrofauna einiger Liasvorkommen der Deutschen Demokratischen Republik. – Freiburger Forschungshefte **C 113**: 1-129.
- PITTERMANN, D. (1991): Fundmitteilung einer *Viviparus* im Sternberger Gestein (Chattium). – Geschiebekunde aktuell **7** (2): 65-66.
- POLKOWSKY, S. (1995): Krabbe *Coeloma* (*Paracoeloma* ?) *credneri* NOETLING 1881. – Der Geschiebesammler **28** (1): 1-2.
- POLKOWSKY, S. (1996): Ein Bernstein im oberoligozänen Sternberger Gestein. – Der Geschiebesammler **29** (1): 27-33.
- POLKOWSKY, S. (2004): Decapode Krebse aus dem oberoligozänem Sternberger Gestein von Kobrow (Mecklenburg). – Tassados **1**: 1–126.
- POLKOWSKY, S. (2015): Krebse und Krabben aus norddeutschen Geschieben. – Tassados **2**: 1-444.
- REICH, M. & WIESE, F. (1998): Die Kreide-Scholle (Turonium) von Nossentin bei Malchow (Mecklenburg). – In: REICH, M. [ed.]: Die Kreide Mecklenburg-Vorpommerns. – Exkursionsführer zur Geländetagung der DUGW Subkommission für Kreidestratigraphie: 37-39.
- REICH, M., SCHNEIDER, S. (2002): Erster Nachweis einer Seefeder (Octocorallia: Pennatulacea) aus dem Sternberger Gestein (Oligozän). – Geschiebekunde aktuell **18** (1): 3-8.
- REINECKE, T., MOTHS, H., GRANT, A., BREITKREUTZ, H. (2005): Die Elasmobranchier des Norddeutschen Chatt, insbesondere des Sternberger Gesteins (Eochattium, oberes Oligozän). – Palaeontos **8**: 1-135.
- REINSCH, D. (1998): Geologischer Bericht zu Aufsuchungsarbeiten im grundeigenen Bergwerksfeld Kobrow. – 12 S., Bericht (unveröff.), Ingenieurgesellschaft Dr. Reinsch, Banzkow.
- RIEGRAF, W. (1985): Biostratigraphie, Fauna und Mikropaläontologie des Untertoarcium Profiles von Unterstürmig (Oberfranken, Süddeutschland). – Geologische Blätter für Nordost-Bayern und angrenzende Gebiete **34/35**: 241-272.
- ROTHER, K. (1963): Mikrofaunistische Untersuchungen an den Oberkreideschollen nordwestlich der Müritz. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Berlin.
- SCHEGELMILCH, R. (1992): Die Ammoniten des Süddeutschen Lias. – 241 S., 2. Aufl. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, Jena, New York.
- SCHLOTHEIM, E. F. (1820): Die Petrefactenkunde auf ihrem jetzigen Standpunkte durch die Beschreibung seiner Sammlung versteinerter und fossiler Überreste des Thier- und Pflanzenreichs der Vorwelt. – 437 S.; Beckersche Buchhandlung, Gotha.
- SCHLÜNZ, F. K. (1935): Eine mikroskopische, röntgenographische und chemische Untersuchung des Liastons von Dobbartin. – Chemie der Erde **10**: 116-125.
- SCHUH, F. (1924): Beitrag zur diluvialen Tektonik (Brunshaupten und Dobbartin). – Geologisches Archiv **2**: 251-256.
- SCHULZ, W. (1967): Abriss der Quartärstratigraphie Mecklenburgs. – Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg **13**: 99-119.

- SCHULZ, W. (1972): Ausbildung und Verbreitung der oberoligozänen "Sternberger Kuchen" als Lokalgeschiebe. – Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften (A) Geologie und Paläontologie **17** (1): 119-137.
- SCHULZ, W. (1994): Die geologische Situation im Naturpark Nossentiner/Schwinzer Heide. Naturschutzarbeit in Mecklenburg-Vorpommern **37** (1): 33-40.
- SCHULZ, W. (1997): Geologische Sehenswürdigkeiten im Land Mecklenburg-Vorpommern. – Erläuterungsheft zur Geologischen Übersichtskarte 1:500.000, Geotope und Geologische Sehenswürdigkeiten. 60 S., Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern, Schwerin.
- SCHULZ, W. (1998): Streifzüge durch die Geologie des Landes Mecklenburg-Vorpommern. – 192 S.; cw-Verlagsgruppe, Schwerin.
- SCHULZ, W. (2010): Sternberg in Geschichte und Naturkunde Mecklenburgs. – Geschiebekunde aktuell, Sonderheft **8**: 51-58.
- SCHULZ, W. (2011): Endmoränen und Tonvorkommen im Raum Lübz-Plau. In: BORCHERT, F. W. et al., Ziegeleigeschichte(n) – ehemalige Ziegeleien an der Lehm- und Backsteinstraße. Buchberg Verlag, Buchberg/Mecklenburg. S. 5-11.
- STEGMANN, N. (1957): Die Verbreitung und Lagerung des Oberoligozäns bei Sternberg. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Rostock.
- STEIN, G., HOEDEMAKERS, K., MOTHS, H., ALBRECHT, F. (2004): Sipuncula-, Annelida- und Myxtozoa-Nachweise für das oberoligozäne Sternberger Gestein sowie weitere Vorkommen des Fischparasiten *Myxobolus aeglefini* AUERBACH, 1906 im tertiären Nordseebecken. – Geschiebekunde aktuell **20** (4): 119-130.
- STERN, E. [J. E. Floerke] (1820): Briefliche Mitteilung. – Archiv für die neuesten Entdeckungen aus der Urwelt **2**: 383-386.
- STOLLEY, E. (1909): Über den oberen Lias und den unteren Dogger Norddeutschlands. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie **28**: 286-334.
- STOLLEY, E. (1909): Ueber den oberen Lias und den unteren Dogger Norddeutschlands. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Beilage-Band **B28**: 286-334.
- SUHR, P. (1988): Lebensspuren aus dem Lias von Dobbertin. – Fundgrube **24**: 22-26.
- SUHR, P. & BRAASCH, R. (1991): Sedimentgefüge und Ablagerungsbereich des „Sternberger Gesteins“. – Wissenschaftliche Zeitschrift Universität Greifswald (Mathematisch-naturwissenschaftliche Reihe) **4** (8): 60-65.
- TEICHERT, S. & NÜTZEL, A. (2015): Early Jurassic anoxia triggered the evolution of the oldest holoplanktonic gastropod *Coelodiscus minutus* by means of heterochrony. – Acta Palaeontologica Polonica <http://dx.doi.org/10.4202/app.00145.2014>
- VRŠANSKÝ, P. & ANSORGE, J. (2007): Lower Jurassic cockroaches (Insecta, Blattaria) from Germany and England. – African Invertebrates **47** (1):103-126.
- WALCH, J.E.I. (1777): Abhandlung von den Sternbergischen Versteinerungen. – Der Naturforscher **11**: 142-160.

- WEITSCHAT, W. (1973): Stratigraphie und Ammoniten des höheren Untertoarcium (obere Lias ε) von Nordwestdeutschland. – Geologisches Jahrbuch **A8**: 1-81.
- WIENHOLZ, R. (1957): Der Dobbertiner Lias und die Struktur Krakow. – Zeitschrift für angewandte Geologie **3**: 307-308.
- ZESSIN, W. (1987): Variabilität, Merkmalswandel und Phylogenie der Elcanidae im Jungpaläozoikum und Mesozoikum und die Phylogenie der Ensifera (Orthopteroida, Ensifera). – Deutsche Entomologische Zeitschrift, N. F. **34** (1-3):1-76; Berlin.
- ZESSIN, W. (2010): Der Dobbertiner Jura (Lias ε, Mecklenburg) und seine Bedeutung für die Paläoentomologie. – Virgo, Mitteilungsblatt des Entomologischen Vereins Mecklenburg **13** (1): 4-9; Schwerin.
- ZESSIN, W., BRAASCH, R., POLKOWSKY, S. (2009): Zwei neue Gesteinstypen aus dem Oberoligozän von Mecklenburg: „Conrader Gestein“ und Rabensteinfelder Turritellengestein“. – Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft Mecklenburg **9** (1): 46-54.
- ZIMMERLE, W., FUCHS, A. & PETZKA, M. (1994): On the lithogenesis of Toarcian sediments in the Dobbertin area (Mecklenburg, N Germany). – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie. Teil I, **1992** (11/12): 1403 -1423; Stuttgart.

Exkursion E3: Die Seen- und Flussentwicklung in der Mecklenburgischen Seenplatte

SEBASTIAN LORENZ, NADINE DRÄGER, ULRIKE KIENEL, MARTIN THEUERKAUF & ACHIM BRAUER

Kartenempfehlungen: Geologische Übersichtskarten Mecklenburg-Vorpommern 1:500.000 (GÜK 500), Karte: Oberfläche; Karte der quartären Bildungen 1:200.000 – Oberfläche bis fünf Meter Tiefe (ÜKQ 200), Blatt Güstrow.

Exkursionsziele

- Stop 1: Das fossile Seebecken der Dobbiner Plage nördlich Dobbertin:
Entwicklungsgeschichte eines proglazialen Stauseebeckens vom Weichsel-Pleniglazial bis in die Gegenwart.
- Stop 2: Das Mildenitz-Durchbruchstal bei Kläden. Gekoppelte Entwicklung von Seebecken und erosiven Talabschnitten im Weichsel-Spätglazial und Frühholozän.
- Stop 3: Mittagessen in Krakow am See
- Stop 4: Der Tiefe See der Klocksiner Seenkette – Forschungen des virtuellen Helmholtz-Instituts ICLEA zur hochauflösenden Klima- und Landschaftsgeschichte Nordostdeutschlands

Kontaktdaten der Mitwirkenden

Dr. Sebastian Lorenz, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17489 Greifswald, E-Mail: sebastian.lorenz@uni-greifswald.de

Dr. Martin Theuerkauf, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17489 Greifswald, E-Mail: martin.theuerkauf@uni-greifswald.de

Dr. Ulrike Kienel, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17489 Greifswald, E-Mail: ukienel@gfz-potsdam.de

M. Sc. Nadine Dräger, Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Klimadynamik und Landschaftsentwicklung, Telegrafenberg, 14473 Potsdam, E-Mail: nadine.draeger@gfz-potsdam.de

Prof. Dr. Achim Brauer, Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Klimadynamik und Landschaftsentwicklung, Telegrafenberg, Haus C, D-14473 Potsdam, E-Mail: brau@gfz-potsdam.de

Unter Mitarbeit von:

Dr. Andreas Börner, Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern, Goldberger Straße 12, D-18273 Güstrow.

Dipl. Geoökol. Brian Brademann, Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum, Klimadynamik und Landschaftsentwicklung, Telegrafenberg, D-14473 Potsdam.

Dipl. Geogr. Alexander Fülling, Humboldt-Universität zu Berlin, Geographisches Institut, Unter den Linden 6, D-10099 Berlin.

Dr. Thomas Hübener, Universität Rostock, MNF/Institut für Biowissenschaften (IfBI), Universitätsplatz 1, D-18055 Rostock.

Dominique Niessner, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17489 Greifswald.

Dr. Georgiy Kirillin, Leibniz-Institut für Gewässerökologie und Binnenfischerei (IGB), Müggelseedamm 310, D-12587 Berlin.

Prof. Dr. Reinhard Lampe, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17489 Greifswald.

Dr. Jens Mingram, Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Klimadynamik und Landschaftsentwicklung, Telegrafenberg, D-14473 Potsdam.

Dr. Michał Slowinski, Polish Academy of Sciences (Torun) PAN - Institute of Geography and Spatial Organization IGI, Kopernika 19, PL-87-100 Toruń.

Dr. Birgit Plessen, Helmholtz-Zentrum Potsdam, Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, Klimadynamik und Landschaftsentwicklung, Telegrafenberg, D-14473 Potsdam.

Dipl. LaÖk. Manuela Schult, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 16, D-17489 Greifswald.

Dr. Izabella Zawiska, Polish Academy of Sciences Warsaw, Institute of Geography and Spatial Organization PAS, Department of Geoecology and Climatology, Twarda 51/55, PL-00-818 Warsaw.

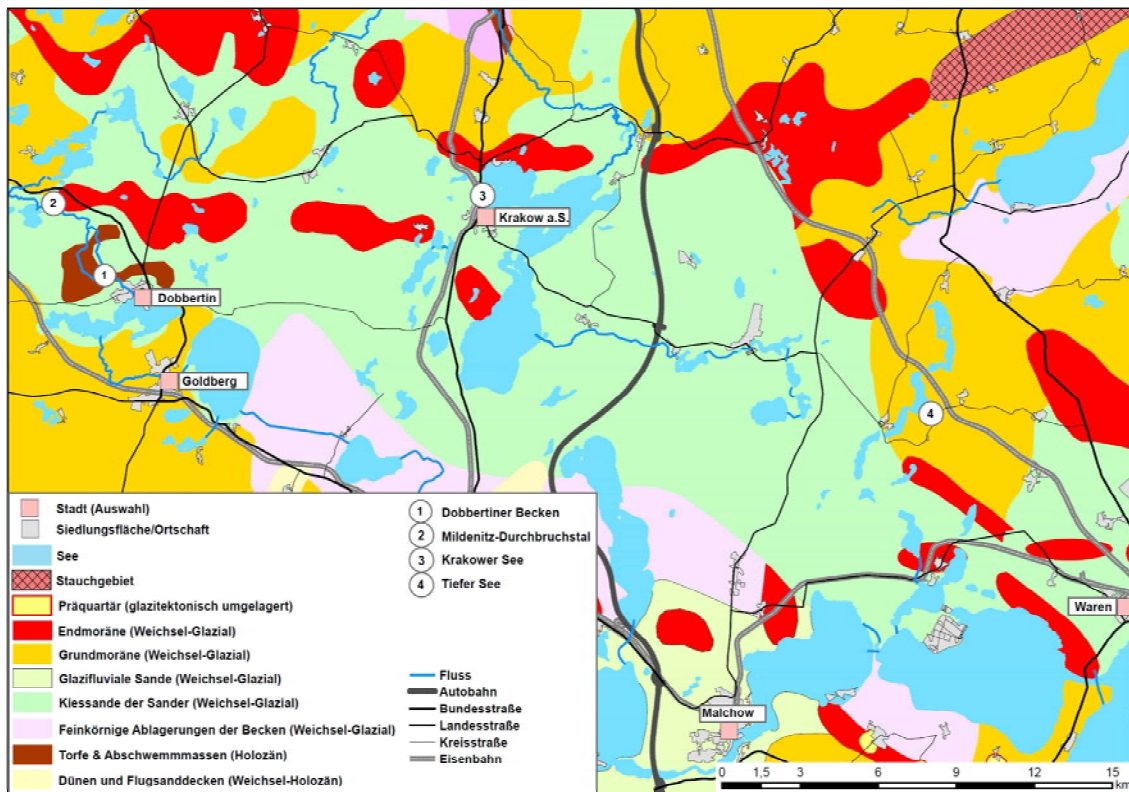


Abb. 1: Vereinfachte quartärgeologische Übersichtskarte des Exkursionsgebietes (nach BREMER 2000, Ausschnitt aus der Geologischen Karte 1:500.000 Mecklenburg Vorpommern, Geologischer Dienst).

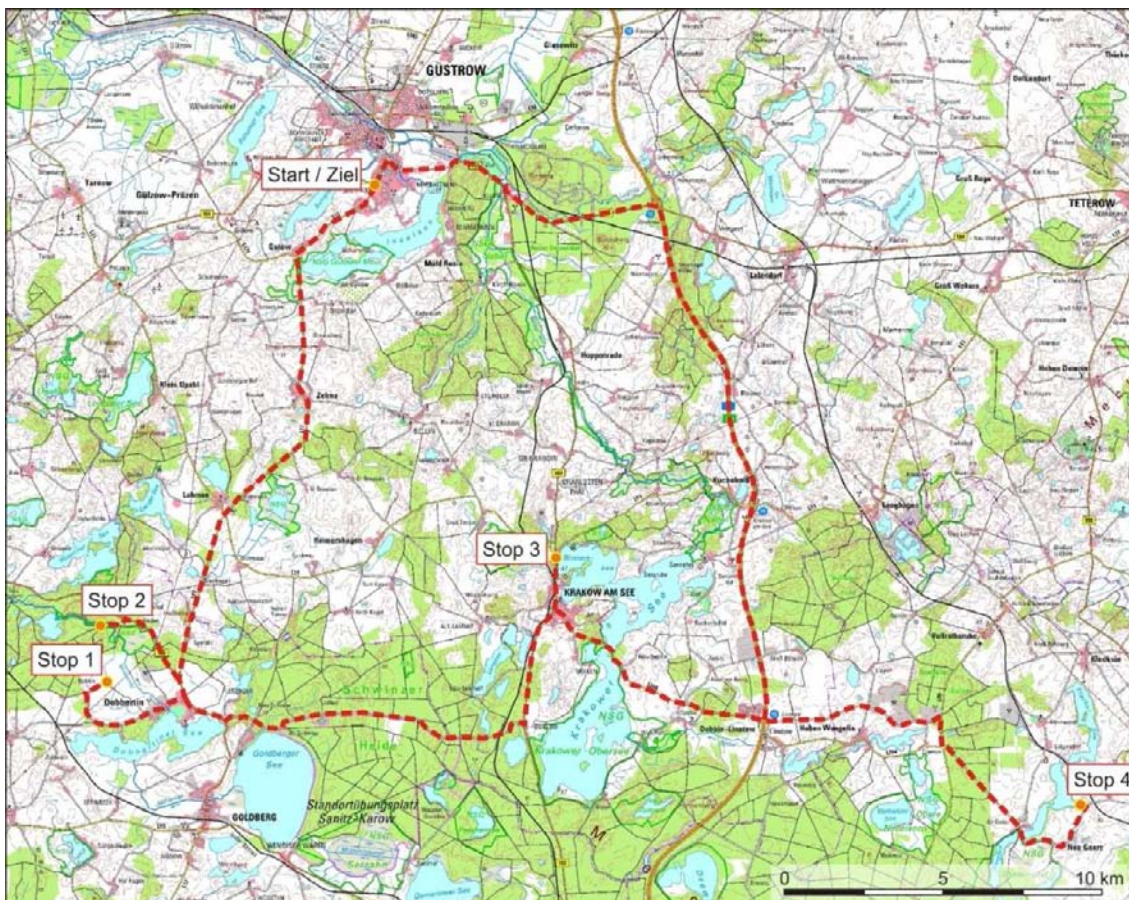


Abb. 2: Die Exkursionsroute durch die nördliche Mecklenburgische Seenplatte mit Güstrow als Ausgangs- und Zielpunkt (Grundlage Topographische Karte 1:100.000, Landesamt für Innere Verwaltung Mecklenburg-Vorpommern, GeoBasis-Daten M-V).

Einführung

Das Jungmoränengebiet Mecklenburg-Vorpommerns ist durch eine Vielzahl von Seen und Fließgewässern unterschiedlicher Dimension gekennzeichnet, die neben den Ostsee- und Boddenküsten einen ganz entscheidenden Anteil zum Landschaftsbild beitragen. Dieses, im geomorphologischen Sinn, unreife Gewässernetz ist in einem nordostdeutschen Seengürtel angeordnet, der sich von Nordwestmecklenburg in Richtung Südosten über die großen Oberen Seen in das Kleinseengebiet Südmecklenburgs und Nordostbrandenburgs erstreckt. Vielfach findet für diese Region der Begriff „Seenplatte“ Verwendung. Die nördliche Begrenzung des Seengürtels bildet der girlandenartig verlaufende Endmoränengürtel der Pommerschen Phase (W2), die südliche wird durch die deutlich lückenhafter verbreitete Frankfurter Randlage (W1F) gebildet.

Der Seengürtel erstreckt sich also über ein Gebiet, welches nahe der Eisrandlagen durch kuppige Moränenbildungen, ansonsten an der Oberfläche vorrangig durch glazifluviale und -lakustrine Bildungen gekennzeichnet ist. Nach jüngeren Vermessungen wurden in Mecklenburg-Vorpommern 2028 Standgewässer mit einer Mindestwasserfläche von einem Hektar registriert, deren Gesamtfläche mit 738 Quadratkilometern ca. 3,1 Prozent der Landesfläche ausmachen. Dabei sind es insbesondere die rund 1.500 Kleinseen mit weniger als zehn Hektar Größe und die etwa 60.000 Sölle (Kleinhohlformen) die landschaftsprägend sind. Den Kleinseen stehen ca. 170 große Seen mit Wasserflächen von mindestens 50 Hektar entgegen, von denen viele durch Fließgewässer verbunden sind (MATHES 2002, SEENPROGRAMM M-V 2015). Die Flüsse Warnow, Peene (Richtung Ostsee) und Elde (Richtung Nordsee) entwässern mit ihren Einzugsgebieten den Großteil der Landesfläche.

Das Gewässernetz des Jungmoränengebietes verdankt seine Anlage einem Wirkungsgefüge aus exarativer Tätigkeit des Inlandeises (Anlage großer Becken), glazihydrodynamischer Überprägung durch Schmelzwässer unter und vor dem Eis (subglaziale Rinnen, Talnetze) sowie einer teilweise über mehrere Jahrtausende anhaltenden Konservierung durch begrabenes und phasenhaft austauendes Toteis (NITZ 1984, JANKE 2004, BŁASZKIEWICZ et al. 2015). Eine Häufung von eem-zeitlichen Funden in der Nähe großer mecklenburgischer Seen (u. a. Schweriner See, Tollense-See) deuten auf eine Beckenpersistenz über mehrere Vergletscherungen hin (LUDWIG 1992, MÜLLER 2004).

Geomorphologisch hatte das subkutane Toteis insofern eine besondere Bedeutung, dass es bis in das Frühholozän Becken oder Täler neu entstehen ließ oder bis dahin ausgeprägte Entwässerungsstrukturen überprägte (LORENZ & SCHULT 2004, KAISER et al. 2007, BŁASZKIEWICZ et al. 2015). Anhand des limnischen Sedimentationsbeginns lassen sich die Alter von Seen in drei Gruppen unterteilen – Seebecken der Prä-Allerød-Generation (alte Becken, die bereits während des Rücktaus des Inlandeises existent waren und deshalb silikatreiche glazilimnische Ablagerungen enthalten), Seebecken des Bølling-Allerød-Komplexes (Hauptphase der Beckenentstehung durch massives Toteistauen, Basistorfe) sowie frühholozäne Seebecken (finale Toteistauen im Präboreal in gut drainierten Becken, Basistorfe).

Die Klassifizierung beruht vor allem auf geomorphologischen Untersuchungen im nördlichen Polen (BŁASZKIEWICZ 2005, BŁASZKIEWICZ et al. 2015), lässt sich anhand der verfügbaren sedimentologischen Befunde jedoch auch auf Norddeutschland übertragen (KAISER 2002, 2004, STRAHL 2005, LORENZ 2007, KAISER et al. 2012). Die holozäne Entwicklung der Gewässer ist dann durch die Herausbildung eines tributären Gewässernetzes, die Vermoorung in den großen Talungen im Wechselspiel mit der Ostsee-Entwicklung sowie durch die Sedimentation überwiegend karbonatischer Mudden in den Seen mit daraus resultierenden Verlandungserscheinungen gekennzeichnet (vgl. JANKE 2004, KAISER et al. 2012). Ab dem Spätmittelalter (13. Jahrhundert) ist von einer direkten Einflussnahme auf das Gewässernetz durch Aufstau, Melioration oder Kanalisierung auszugehen (BLEILE 2011).

Das Paläoseebecken nördlich von Dobbartin (Stop 1) repräsentiert ein Seebecken der Prä-Alleröd-Generation, in dem sich die Beckenentwicklung seit der Deglaziation der Frankfurt-Phase (W1F) morphologisch, sedimentologisch und paläoökologisch differenzieren lässt. Dessen pleniglaziale bis frühholozäne Becken- und Wasserstandsentwicklung wurde stark durch das Entwässerungsgeschehen der unmittelbar angrenzenden Frühpommerschen Eisrandlage (W2max) bestimmt.

Die Entstehung des Mildenitz-Durchbruchstals (Stop 2) an der Grenze vom Spätglazial zum Frühholozän im Bereich einer subglazialen Rinne markiert eine Zäsur für das Becken, denn das Gewässernetz stellte sich von einer südwärts gerichteten Speisung von der Eisrandlage in das Paläoseebecken von Dobbartin auf eine nordwärts gerichtete Entwässerung um. Damit vollzog sich der Anschluss eines südlich der Pommerschen Eisrandlage gelegenen Einzugsgebietes an das Ostsee-Einzugsgebiet.

Die Fließrichtungsumkehr der Mildenitz lässt sich an Flussterrassen und anhand von Delta-Schüttungen nachvollziehen. Am Beispiel des Tiefen Sees der Klocksiner Seenkette (Stop 4) soll die postglaziale Seenentwicklung und das breite methodische Spektrum zur Rekonstruktion der holozänen Klima- und Landnutzungsgeschichte verdeutlicht werden. Mit 62 m Maximalwassertiefe ist der Tiefe See der zweittiefste in Mecklenburg-Vorpommern und aufgrund seiner laminierten Seesedimente eines der Hauptuntersuchungsgebiete des virtuellen ICLEA-Institutes.

Neben sedimentbasierten Analysen an Littoral- und Profundalkernen wird hier seit März 2012 ein Monitoring meteorologischer Umweltdaten sowie limnologischer und detritischer Parameter durchgeführt (KIENEL et al. 2013). Das Verfolgen der rezenten Warvenbildung ermöglicht ein besseres Verständnis der holozänen Sedimentationsgeschichte im Tiefen See.

Stop 1: Das Paläoseebecken nördlich von Dobbertin

SEBASTIAN LORENZ

(unter der Mitwirkung von ANDREAS BÖRNER, DOMINIQUE NIESSNER, MICHAŁ SŁOWINSKI, IZABELLA ZAWISKA, MARTIN THEUERKAUF, ALEXANDER FÜLLING, MANUELA SCHULT und REINHARD LAMPE)

Exkursionspunkt: Paradieskoppel in der Dobbiner Plage

Koordinaten: 53°37'44" N, 12° 2'22"E

Einführung

Südlich der Eisrandlage des Frühpommerschen Vorstoßes (W2max) erstreckt sich in der Schwinzer Heide eine von der Mildenitz durchflossene Seenkette. Zu ihr gehören der Damerower See (47,4 m HN), abgelassen und verlandet der Große Serrahn (ehemals 47 m HN), der Goldberger See (46,3 m HN), der Dobbertiner See (44,9 m HN) und ebenfalls abgelassen und verlandet der vereinte Dobbiner und Klädener See (ehemals 42 m HN). Letztere tragen seit ihrer Drainage im späten 18. Jahrhundert den Namen Dobbiner und Klädener Plage und grenzen unmittelbar südöstlich an das Mildenitz-Durchbruchstal. Genetisch kann für diese Seen von Frühstadien während des Weichsel-Hoch- und -Spätglazials ausgegangen werden, die nach Verbreitung entsprechender Sedimente glazilimnische Großgewässer am proximalen Rand des Sanders auf einer Breite von etwa 25 km bildeten. Ihre Verbreitung zwischen dem Nordufer des Dobbertiner Sees bis östlich in die Nossentiner Heide markiert den Sammelpunkt der südwärts von der Pommerschen Eisrandlage abfließenden glazialen Schmelzwässer in glazilakustrine Becken, die als Ersatz eines Urstromtales auftraten und radial in Richtung Plauer See und Elde entwässerten (SCHULZ 1963). Aufgrund ihrer hypsographischen Lage kann für das Pleni- und Spätglazial eine bedeutend höhere Lage der Seespiegel postuliert werden (vgl. AHRENS 1913, SCHULZ 1963 und 1968, KAISER 1996).

Die Diskussion um die Chronologie der Deglaziation des nordostdeutschen Jungmoränengebietes wird durch die begrenzte Datenlage, die Abweichung der Datierungsmethoden untereinander und das zeitliche Spektrum der überregionalen Befunde erschwert. Für die Pommersche Haupteisrandlage (W2) ist in junger Vergangenheit ein ^{10}Be -Alter von $16,4 \pm 0,4$ ka ^{10}Be ka publiziert worden, welches nördlich von Berlin erhoben wurde (HEINE et al. 2009). Untersuchungen im polnischen Raum ^{14}C -datierten sie auf 15,2 ka BP (UŚCINOWICZ 1999; MARKS 2002). Es existieren ältere Datierungen im zentralen nördlichen Polen mittels Thermolumineszenz um 16,2 ka BP (WYSOTA et al. 2002). Die jüngsten publizierten Daten ordnen das finale Abtauen der Pommerschen Eisrandlage in Mecklenburg-Vorpommern auf der Grundlage von Expositionsaltern von Großgeschieben (^{10}Be) bei $15,6 \pm 0,6$ ka BP ein (RINTERKNECHT et al. 2014). Für die Maximalausdehnung des Pommerschen Stadiums (W2max) finden sich keine direkten Altersangaben. Der Rückzug vom Frankfurter Stadium (W1F, Poznań-Phase) wird von MARKS (2002) mit 18,4 ka BP angegeben. Als chronologisch abgesichert gelten der Beginn des Inlandeisrückgangs um 20 ka BP, sowie der vollzogene Rückzug des Inlandeises in das Ostseebecken um 14 ka BP (u. a. GÖRSDORF & KAISER 2001, MARKS 2002). Für das finale Abtauen der Mecklenburg-Phase bestimmten RINTERKNECHT et al. (2014) ein Mindest- ^{10}Be -

Alter von $13,7 \pm 0,6$ ka BP. Zwischen der Deglaziation der Pommerschen Haupteisrandlage und dem (datierbaren) glazilimnischen Sedimentationsbeginn in den vorgelagerten Becken erstreckt sich ein ca. 2000 Jahre umfassender Zeitraum, welcher nur an wenigen Lokalitäten sedimentologisch erfasst und datiert ist. Über das Spätglazial in Mecklenburg-Vorpommern und Brandenburg liefern diverse limnische und telmatische Profile Auskunft (KAISER 2001, STRAHL 2005, LAMPE et al. 2009, KAISER et al. 2012).

Zwischen der Ortslage Dobbartin im Süden und dem Mildenitz-Durchbruchstal im Norden erstreckt sich das Niederungsgebiet der Dobbiner und die Klädener Plage, welches durch sandige Kuppen durchragt und von der Mildenitz durchflossen wird (Abb. 3 und 4). Bis etwa zum Jahr 1798 existierte hier ein flacher See, in dem Kalkmudden sedimentierten, die seit seiner Drainage zusammen mit randlich verbreiteten Torfen als bodenbildende Substrate anstehen (GRUNERT 2002). In der WIEBEKING'schen Karte (1786) ist dieser See in seiner ursprünglichen Form verzeichnet. Während die Dobbiner Plage heute landwirtschaftlich als Dauergrünland genutzt wird, ist die Klädener Plage vernässt und mit Schilf bewachsen. In den 1970er Jahren wurde das Grünland der Dobbiner Plage umfassend melioriert, dennoch war die landwirtschaftliche Nutzung weiterhin beträchtlichen Einschränkungen unterworfen (LORENZ 2007). Nur im Bereich der Plagen (40-41 m HN) stehen die Kalkmudden oberflächlich an und sind bodenbildend. Als Typusboden der Dobbiner Plage benennt GRUNERT (2002) einen Pseudogley-Gley in Relikt-Gyttja (Aa/erFr-Go/erFr-Sd-Go/IlerFr-Gro/IIGr), für die Klädener Plage ist ein Anmoorgley in Kalkmudde (eGo-eAa/erFr-Gor/Gr) typisch. In den angrenzenden Arealen sind die Kalkmudden unter holozänen, stark mineralisierten Torfen und Sanden verbreitet (Abb. 4).

Die limnischen Sedimente der Dobbiner Plage werden von sieben Kuppen aus glazifluvialen Sanden durchragt, die ehemalige Inseln darstellen und alle in Niveaus zwischen 43-44 m HN gelegen sind. Das Vorkommen von Kalkmudden auf der Paradieskoppel, einer Insel am Ostrand der Dobbiner Plage, lässt eine Niveauangleichung der Inselkerne durch Abrasion vermuten. Auf anderen Kuppen konnten derartige Sedimente nicht nachgewiesen werden. Die limnischen Sedimente bestätigen zugleich einen Wasserstand des Dobbiner Sees deutlich über 44 m HN, der die exponierte Ablagerung von Kalkmudden ermöglichte und auch höher gelegene und heute vermoorte Bereiche einbezog. Die Verbreitung der limnischen Sedimente und die Höhenlage der Inselkerne korrelieren mit der Höhe der spätglazialen 5 m-Terrasse im Mildenitz-Durchbruchstal, die am östlichen Taleingang bei 44,1 m HN ansetzt und in Richtung der Plagen einfällt (LORENZ & SCHULT 2004). Die ältesten archäologischen Funde auf den Inselkuppen sind uncharakteristische Abschlüsse urgeschichtlich unbestimmten Alters (BLEILE 2008).

Im Jahr 2011 wurde das Paläoseebecken nördlich von Dobbartin auf einer Länge von 2,5 km durch den Graben der NEL-Erdgasleitung gequert. Dieser Aufschluß erreichte bis zu vier Meter Tiefe und bot mit ausgezeichneten Aufschlussverhältnissen detaillierte Einblicke, nicht nur in die Beckensedimente, sondern auch in die liegende glazigene bzw. glazifluviatile Beckenbasis. Zahlreiche Profile wurden von Mitarbeitern des Geologischen Dienstes (LUNG M-V) und der Universität Greifswald (EMAU) für Datierungszwecke sowie sedimentologische und paläoökologische Analysen beprobt (NIESSNER 2013).

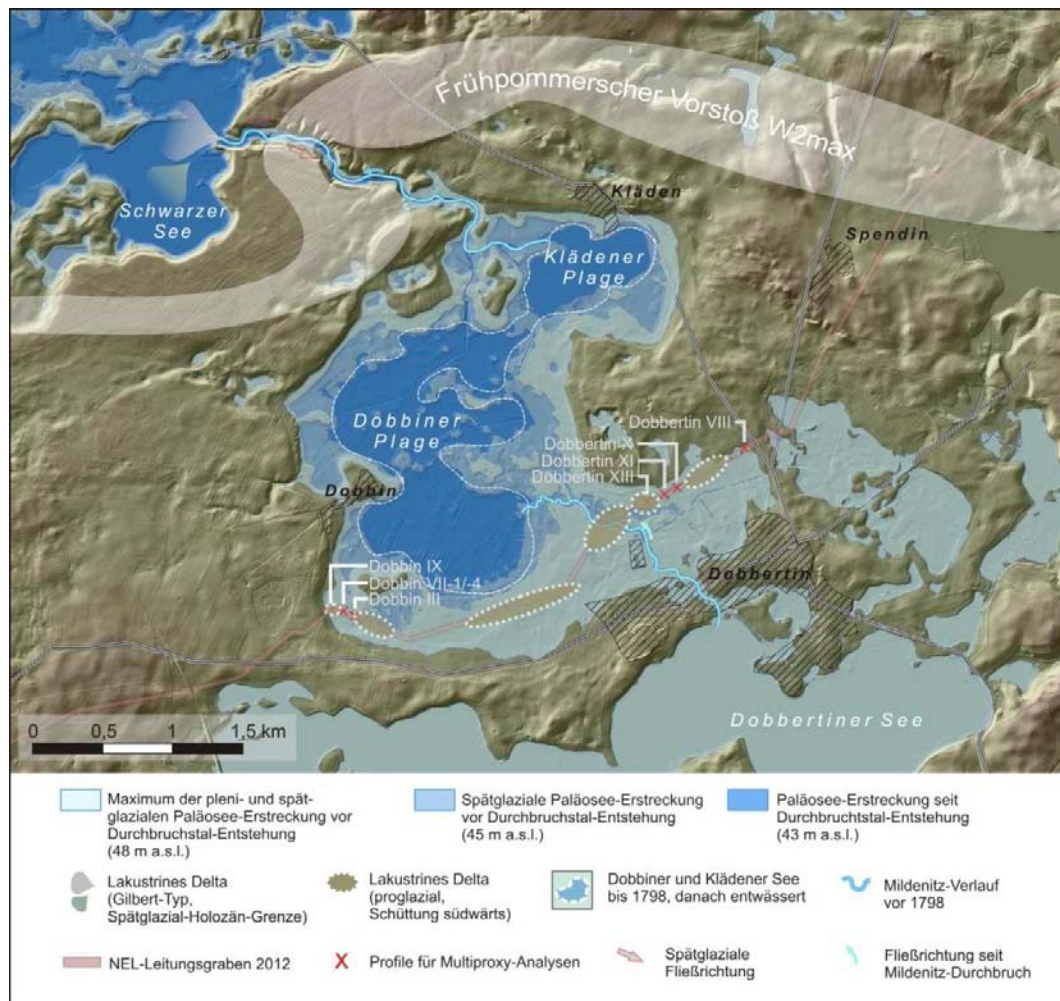


Abb. 3: Übersichtskarte zu Gewässerstadien und Verlauf der NEL-Erdgastrasse mit geomorphologischen Besonderheiten und Leitprofilen (Grundlage Digitales Geländemodell 1:5000, Landesamt für Innere Verwaltung Mecklenburg-Vorpommern, GeoBasis-Daten M-V).

Das westlich der Mildenitz gelegene Teilbecken wurde als „Dobbener Becken“, das östlich davon gelegene als „Dobbertiner Becken“ bezeichnet. Die Fragestellungen betrafen die chronologische Einordnung des Beckens, sowie dessen paläoökologische und hydrologische Entwicklung im Zusammenhang mit der Entstehung des Mildenitz-Durchbruchstals. Wie die Karte der Kalkmuddemächtigkeiten (Abb. 4) bereits vermuten ließ, war der Beckenboden aufgrund von Toteiseinfluss wellig ausgebildet, so dass die lakustrinen Ablagerungen stark variierende Mächtigkeiten aufwiesen. Diese verteilten sich im Leitungsgraben auf 17 Senken mit Durchmesser zwischen 30-100 m, die durch Schwellen aus Kiessanden oder Geschiebemergel abgegrenzt wurden (Abb. 5, 6A und 6C, NIESSNER 2013). Die Schichtfolgen innerhalb der Becken lassen sich wie folgt generalisiert in mehrere Phasen untergliedern und modellhaft darstellen (vgl. Abb. 4, 7). Die älteste im Leitungsgraben aufgeschlossene Ablagerung ist ein lokal aufragender dunkelgrauer, ungeklüfteter Geschiebemergel, der sich über sein Kleingeschiebespektrum der Brandenburg/Frankfurt Phase (W1) zuordnen lässt. Stratigraphisch folgen darüber glazifluviale Kiessande, die als Nachschüttungen der Brandenburg Phase gedeutet werden (Abb. 7A). Indiz dafür sind erste OSL-Alter, welche die Schicht um 20 ka BP datieren. In direktem Kontakt zum Geschiebemergel zeigen sie starke Eisenausfällungen durch Hydromorphie. Aufgrund der begrenzten Grabentiefe (3,5-4,0 m) und dem stark welligen

Verlauf der glazigenen Beckenbasis waren diese Kiessande nur lokal und in geringer Mächtigkeit aufgeschlossen.

Hangend folgen glazilimnische Sande mit deutlicher und vielfältiger Schichtung, deren Ablagerungsbedingungen räumlich variierend sowohl als glazilakustrin, als auch glazifluvial eingeschätzt werden. Sie werden als Sediment der nach Süden entwässernden Eisrandlage des Frühpommerschen Vorstoßes angesehen (Abb. 7B). In ihnen sind zahlreiche Periglazialstrukturen entwickelt, welche die Schicht als phasenweise trockenfallende, ehemalige Oberfläche unter Permafrosteinfluss charakterisieren. So finden sich neben zahlreichen kryoturbaten Schichtdeformationen und Frostrissen diverse Eiskeilpseudomorphosen in Sanden (Abb. 5B-E, 6E-G), deren Füllungen mittels OSL nur ungenau in den Zeitraum Weichsel-Hochglazial bis Pleniglazial datiert wurden (um 18 ka BP). Die Oberfläche zeigt durch Toteistauen einen ebenfalls stark welligen Verlauf, der für die Erhaltung und Verbreitung der hangenden lakustrinen und telmatischen Sedimente von großer Bedeutung ist (Abb. 6A).

Der Übergang in Seesedimente und basale Torfe vollzieht sich scharf und ist nur in den tiefer liegenden Toteissenken ungestört erhalten. Er markiert den allmählichen Übergang von einer flachwelligen terrestrischen Oberfläche in ein Seebecken (Abb. 7C). Dabei ist der limnische Sedimentationsbeginn nicht überall einheitlich ausgebildet. Im Leitprofil Dobbin VII (Abb. 6H) wurde die 15 cm mächtige lakustrine Basis hochauflösend paläoökologisch untersucht (LORENZ et al. 2014), die Sedimentfolge steht für ein phasenhaftes Ausbilden des Beckens, welches die Sukzession verschiedener Habitats ermöglichte. Die Ergebnisse der botanischen Makrorest- und der Cladoceren-Analysen belegen eine initiale Gewässerphase in Form kleiner, versumpfender Flachgewässer, die sich in Toteissenken bildeten und in denen Seggen (z. B. *Carex aquatilis*) und Binsen (z. B. *Schoenoplectus lacustris*) als Torfbildner dominierten. Als einzige Cladoceren-Art wurde die robuste *Chydorus sphaericus* nachgewiesen. Pollenanalytisch ist eine Offenphase belegt, in der kaum Baumpollen nachweisbar sind, sondern Pollen von Poaceae und Cyperaceae dominierten. Nachfolgend verdeutlicht das Vorkommen der Oogonien von *Chara nitella* das Entstehen eines offenen Sees mit Submersvegetation, der allerdings rasch in Verlandung begriffen war, so dass sich Moostorfe ausbildeten (*Scorpidium scorpioides*) und der pH-Wert sank (*Alona costata*). Als Besonderheit ist ein ca. 40 cm langes Birkenstämmchen in Wuchsposition anzusehen, das im Basistorf wurzelte (Abb. 6H). Die dendrologische Bestimmung an Radialschnitten weist auf *Betula nana* oder *B. humilis*. *Betula nana* wurde zudem als Makrorest nachgewiesen. Im Pollenspektrum zeigt *Hippophae* zu dieser Zeit ein Maximum (20-30 %), Baumpollen sind weiterhin rar. Drei ¹⁴C-Daten, die an Makroresten und dem Birkenstämmchen erhoben wurden datieren den limnischen Sedimentationsbeginn an den Beginn des Weichsel-Spätglazials in das Meiendorf um 14 ka cal BP. Neben der Ausprägung mit Basistorf gibt es im Dobbertiner Paläoseebecken Toteissenken, in den die glazifluvialen Sedimente direkt durch dunkelgraue karbonatische Silikatmudden überlagert sind (Abb. 5B-D, 6G). Sie werden als vergleichsweise schnell eingesunkene und/oder zu späterem Zeitpunkt ausgebildete Hohlformen angesehen. Desweiteren gibt es Toteissenken, in denen nach Pollenanalysen die initiale limnische Sedimentation erst im Bølling-Allerød-Komplex einsetzt (Profil Dobbertin XIII, Abb. 3).

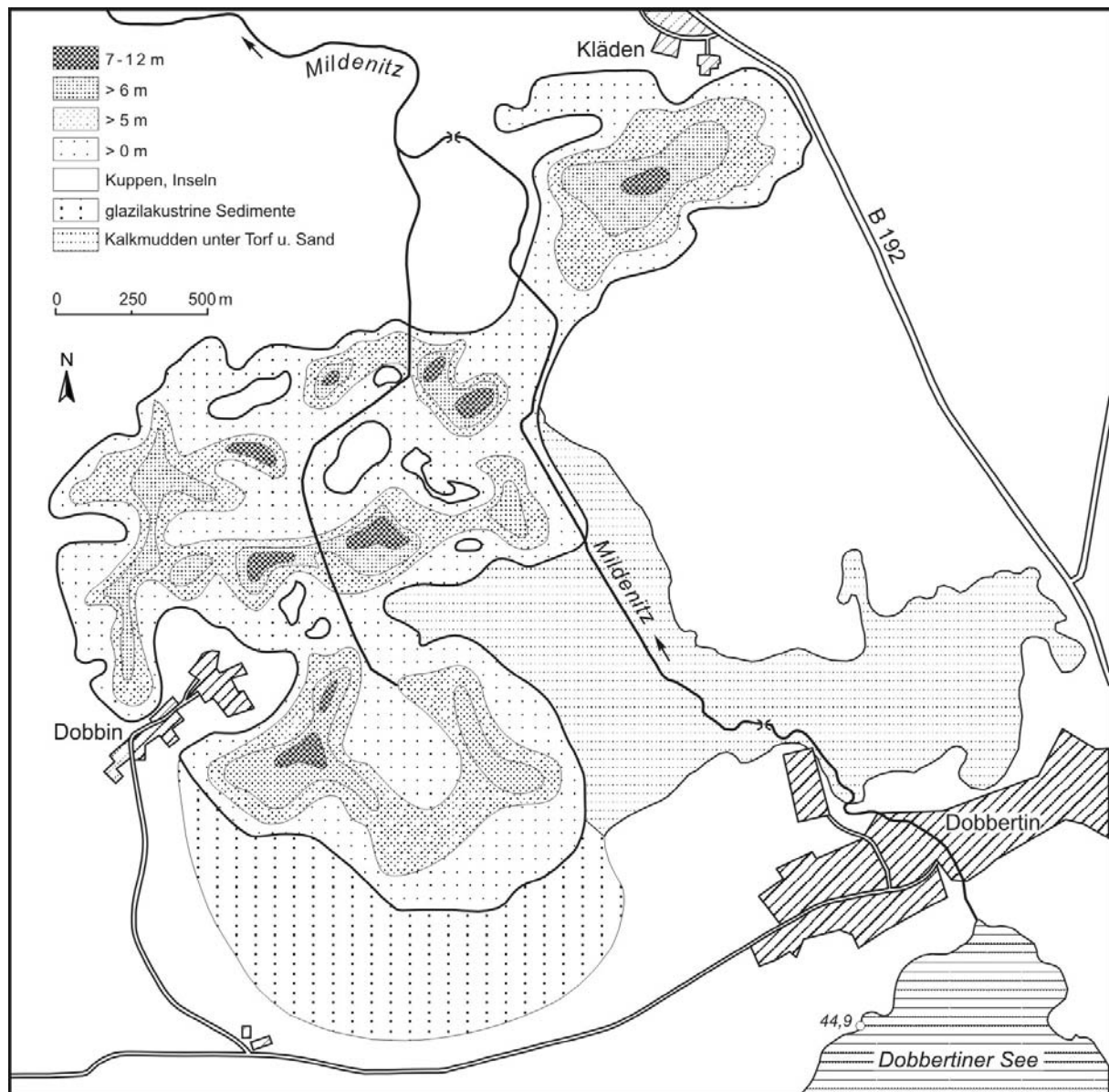


Abb. 4: Verbreitung und Mächtigkeiten limnischer Sedimente im Bereich der Dobbiner und Klädener Plage. Dick umrandet ist die Fläche des Dobbiner und Klädener Sees bis in das 18. Jahrhundert (aus LORENZ 2007: 57).

Mit einem scharfen Sedimentwechsel in silikatreiche Kalkmudden vollzieht sich im frühen Spätglazial der Übergang in ein großes offenes Seebecken, welches durch die höchstgelegene Seeterrasse „S1“ repräsentiert wird (Abb. 3). Zugleich sind es fluviale Sedimente in Form von Deltas und Schwemmfächern, welche die basalen Torfe und Seesedimente überlagern (Abb. 7D). So wurde im Leitprofil Dobbin VII der Basistorf mit dem Birkenstämmchen durch ca. 30 cm mächtige fluviale Sande begraben, bevor sich Kalkmudden ablagerten (Abb. 6H). Die starken fluvialen Einträge und auch der Sedimentwechsel in Kalkmudden werden als Hinweis auf einen ansteigenden bzw. erhöhten Wasserstand mit verstärkter Oberflächenerosion im Gewässerumfeld im Zeitraum zwischen Ältester Dryas und dem Allerød angesehen.

Im Verlauf des Leitungsgrabens wurden mehrere Deltakörper angeschnitten (Abb. 3), die sich mit Seesedimenten verzahnen (Abb. 6B). Messungen des Schichteinfallens belegen eine Schüttung in vorwiegend südliche Richtung. Denkbare sind nach Süden gerichtete Abflüsse aus dem Mildenitz-Durchbruchstal sowie kleinere Zuflüsse von den Hochflächen

der nördlich angrenzenden Eisrandlage. Die 5 m-Terrasse im Mildenitz-Durchbruchstal korrespondiert hypsometrisch mit dem Paläoseeniveau „S1“, welches als Seeterrasse verdeutlicht ist (Abb. 3, 8). Die Kalkmudden zeigen ein Pollenspektrum mit *Betula* und *Pinus* bei den Baumarten, sowie *Artemisia*, *Filipendula*, Süßgräsern und anderen Kräutern und werden dem Allerød zugeordnet. Die Mächtigkeiten der Kalkmudden variieren je nach Tiefe der Einsenkung zwischen einem bis drei Metern. Die oberflächenbildenden Sedimente des Paläoseebeckens von Dobbartin sind durch langfristige Entwässerung stark vererdete Torfe in nur geringen Mächtigkeiten (~0,5 m) bzw. humose Sande in den agrarisch genutzten Randbereichen. Sie prägen die als Niedermoore kartierten Flächen und waren im Trassenbereich durch Abschiebung nur unvollständig erhalten.

An einigen Stellen konnte der Fazieswechsel von Kalkmudden in die hangenden Torfe dokumentiert und beprobt werden. Dabei zeigen die Pollenanalysen, dass noch keine eindeutig holozänen Pollenspektren in den Torfen nachweisbar sind, sie also spätestens in den Übergang vom Spätglazial in Holozän (Jüngere Dryas/Präboreal) datieren. Holozäne Torfe sind durch Entwässerung, Abschiebung und eventuell erfolgten Grünlandumbruch nicht erhalten. Die Torfe werden als Indikator eines stark erniedrigten oder absinkenden Wasserspiegels und einer damit einsetzenden Verlandung des Paläosees interpretiert, der wahrscheinlich in der Seeterrasse bzw. dem Paläoseeniveau „S2“ (Abb. 3) manifestiert ist.

Dieses Seeniveau ist nur noch unwesentlich größer als die im historischen Kartenbild überlieferte Form des Dobbiner Sees (Abb. 3) und wurde nicht durch den Leitungsgaben tangiert. Als Hauptursache wird der nach Norden gerichtete Durchbruch der Mildenitz durch die Eisrandlage des Frühpommerschen Vorstoßes angesehen, der mit einer kerbtalartigen Einschneidung und der Fossilisierung der 5 m-Flussterrasse einher ging und ein *Gilbert type-Delta* (POSTMA 1990) im Schwarzen See akkumulierte (Abb. 7E). Damit erfolgte eine Umkehr der Fließrichtung und zugleich die Anbindung des Mildenitz-Einzugsgebietes an das der Ostsee. Mit der nun entstandenen Abflussbahn und Tieferlegung der Erosionsbasis konnte der Dobbartiner Paläosee auslaufen und entblößte sieben Inseln, u. a. die Paradieskoppel (NIESSNER 2013).

Die oberflächennahen, stark kryoturbat überformten Seesedimente und Torfe auf den minerogenen Schwellen zwischen den Toteissenken im Dobbartiner Paläoseebecken sind Indiz dafür, dass die Jüngere Dryas mit Permafrost-Rückkehr bereits auf die vom Wasser befreiten Sedimente einwirken konnte. Als Kryoturbationen wurden Entschichtungen in Sanden und für die Kalkmudden und Torfe Tropfenböden sowie *‘ball and pillow structures’* dokumentiert. Sie führten zu einer weitgehenden Auflösung der Seesedimentüberdeckung im Bereich der minerogenen Schwellen (Abb. 5C und 5E jeweils am linken Bildrand, Abb. 6E).

Die holozäne Entwicklung des Dobbiner Sees ist sedimentologisch nicht untersucht, jedoch bodenkundlich für die nach 1798 entwickelten Böden in Mudden und Torfe (GRUNERT 2002). Durch die Klädener Wassermühle am Eingang des Mildenitz-Durchbruchstals war der Dobbiner See zumindestens zeitweise durch Rückstau beeinflusst. Die Mildenitz erhielt im Bereich des Dobbiner Sees nach seiner Trockenlegung ein künstliches Bett (Abb. 7F).



Abb. 5: Panoramen des Leitungsgrabens im Bereich des Paläoseebeckens nördlich von Dobbertin (Fotos S. Lorenz). A – Dobbiner Teilbecken, fein geschichtete glazifluviale Sande in Wechsellagerung mit Schluffsanden. In der rechten Bildhälfte sind geringmächtige Kalkmudden im Hangenden ausgebildet, die kryoturbat überprägt sind (Vertropfung). B – Dobbiner Teilbecken, fein geschichtete Kalk-Silikatmudden über glazifluvialen Sanden. Letztere zeigen aufgrund von Toteiseinfluß starke Lagerungsstörungen (Schichtversätze, Frostrisse). C – Dobbiner Teilbecken, langgestreckte, mit Kalkmudden erfüllte Toteissenke, an der Beckenbasis mit dunkelgrauen Silikatmudden, an der Grabenoberkante mit Resten der spätglazialen Torfe. Die glazifluviatilen Sande im Liegenden zeigen Schichtversätze durch Toteiserfall sowie am rechten Bildrand eine Eiskeilpseudomorphose. D – Dobbertiner Teilbecken, kleinere Toteissenke mit staffelartigen Schichtversätzen am rechten Beckenrand, Übergang in Seesedimente über Silikatmudden. E – Dobbertiner Teilbecken, sehr flache Toteissenke, glazifluviatile Basis mit vielen kleineren Frostrissen, limnischer Sedimentationsbeginn mit Basistorf im Senkentieftsten, über den hangenden Kalkmudden ist der spätglaziale Torf an Grabenoberkante deutlich erhalten.

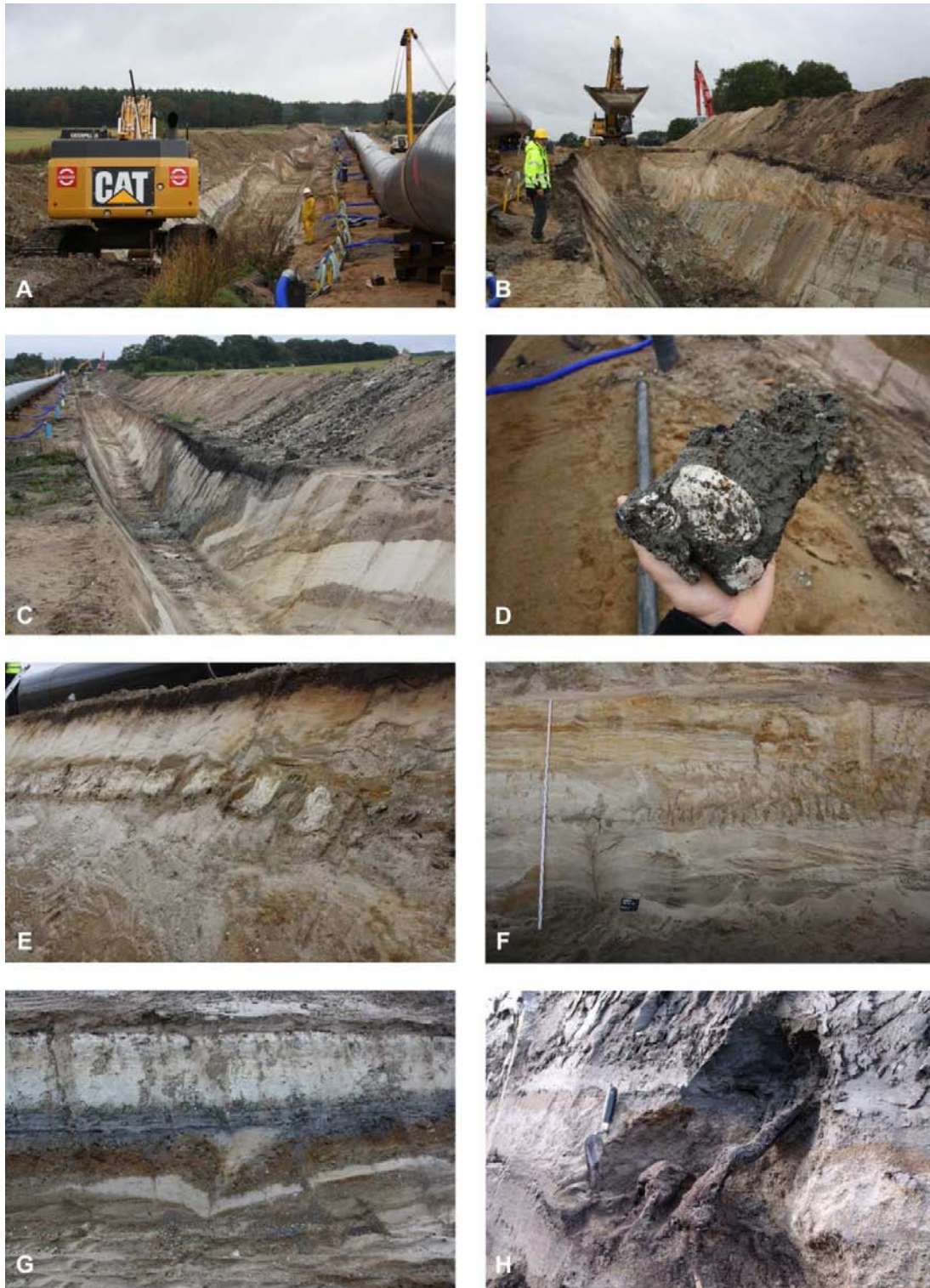


Abb. 6: Sedimentologische Besonderheiten (Fotos A-G S. Lorenz, H A. Börner). A – Der Bagger beim Öffnen des Leitungsgrabens im Dobbertiner Teilbecken. Der durch Toteiseinfluß stark wellige Verlauf der glazifluvialen Beckenbasis ist gut erkennbar. B – Gelbliche bis ockerfarbene Sande eines feingeschichteten Deltas überlagern graue Kalksilikatmudden am Westrand des Dobbertiner Teilbeckens. C – Kleine aber steil einfallende Toteissenke am Ostrand des Dobbertiner Teilbeckens. D – In den basalen Kalksilikatmudden der Senke in C war die Muschel *Anodonta spec.* nachweisbar. E – Im Bereich der minerogenen Schwellen gelangten die oberflächennahen Seesedimente unter Permafrosteeinfluß und wurden kryptoturbat aufgearbeitet. Hier sind durch Dichteunterschiede stark vertropfte Kalkmudden ausgebildet. F – Mehrphasiger Tropfenboden einer fossilen Oberfläche (Bildmitte der rechten Hälfte), von der auch eine Eiskeilpseudomorphose ausgeht (Bildmitte der linken Hälfte). G – Eiskeilpseudomorphose in glazifluvialen Sanden der Beckenbasis unter Kalksilikatmudden des Meiendorf. H – Ein Stamm von *Betula nana* oder *B. humilis* wurzelt im Basistorf aus dem Meiendorf und ist von Dryas-zeitlichen Schwemmsanden in Wuchsposition begraben.

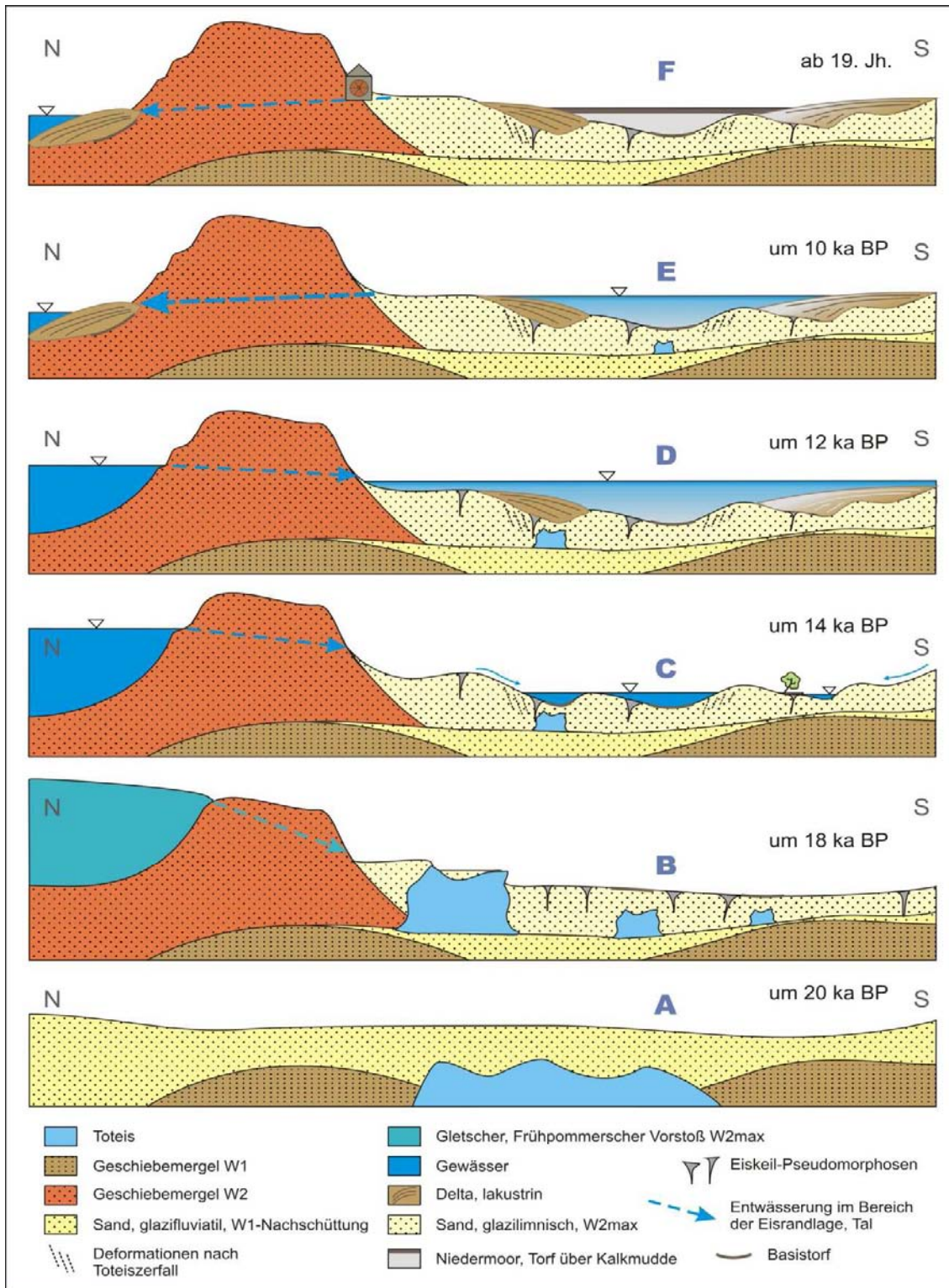


Abb. 7: Schema der Becken- und Talentwicklung im Raum Dobbartin. (A) Nachschüttungsande überdecken den Geschiebemergel der Grundmoräne der Brandenburg-Phase. (B) Glazilimnische Sedimente der nach Süden entwässernden Eisrandlage des Frühpommerschen Vorstoßes W2max füllen ein Becken und begraben Toteis. Sie sind für längere Zeit oberflächenbildend und unterliegen dem Permafrost. (C) Pleniglazialer Übergang von einer flachwelligen terrestrischen Oberfläche in ein Seebecken durch Toteisaustauen (ab Meiendorf bzw. Hippophae-Phase). (D) Spätglaziale Maximalwasserstände im Paläosee von Dobbartin. Starke Oberflächenzuflüsse durch Schmelzwasser führen zu zahlreichen Delta-Bildungen. (E) Der Eisrandlagen-Durchbruch der „Mildenitz“ verursacht eine Umkehr der Entwässerungsrichtung sowie die Absenkung des Paläosees, so dass Seeterrassen entblößt werden. Im Seebecken nördlich der Eisrandlage wird ein großer Deltakörper abgelagert. (F) Mit Beginn des 19. Jahrhunderts wird der Dobbener See trockengelegt und ein Niedermoor entsteht.

Stop 2: Das Mildenitz-Durchbruchstal bei Kläden

SEBASTIAN LORENZ

Wanderung durch das Mildenitz-Tal

Koordinaten: 53°38'43"N, 12° 2'5"E

Im mecklenburgischen Verlauf der Pommerschen Haupteisrandlage und ihrer Maximalausdehnung (W2max, auch Frühpommerscher Vorstoß) sind größere Durchbruchstäler (DBT) entwickelt, die für die südlich der Eisrandlagen gelegenen Flusseinzugsgebiete eine Anbindung an das Ostsee-Einzugsgebiet bedeuten. Dazu zählt neben denen der Flüsse Warnow und Nebel auch das Mildenitz-DBT bei Kläden (Mildenitz 62 km Lauflänge, 523 km² Einzugsgebiet). Typischerweise sind diese Endmoränen-durchbrüche in Abhängigkeit der Abfolgen von Höhenrücken und zwischengeschalteten Becken stufenartig und in mehreren Durchbruchsstrecken ausgebildet. Die Genese von großen DBT in Lockersedimenten erlangte schon frühzeitig die Aufmerksamkeit der Quartärforschung, vor allem in Zusammenhang mit Fragen der Urstromtalentstehung (u. a. GALON 1934, WOLDSTEDT 1956). Für die kleinen DBT der weichselglazialen Eisrandlagen liegen aus jüngerer Zeit nur vereinzelte Untersuchungen vor (vgl. LORENZ 2007, KAISER et al. 2007).

Für das Mildenitz-DBT lässt sich aufgrund des Penetrierens der Eisrandlage und durch die lineare Fortsetzung der Tiefenstrukturen auf eine subglaziale Anlage der Täler schließen. Der Verlauf der „Mildenitz-Rinne“ lässt sich unter Einbezug der Seebecken des mittleren Mildenitz-Verlaufs als peripher (transversal) kennzeichnen. Spätestens mit dem nordwärts zurückweichenden Eisrand erfolgte im Zuge der südwärts gerichteten Schmelzwasserabgabe ein Auskleiden der Rinnen mit glazifluvialen Sedimenten, welche oberflächenbildend sind.

Für die nur kleinräumig am südlichen Talhang nachweisbaren 10 m-, 12 m- und 17 m-Terrassen im Mildenitz-DBT gelangen keine Altersdatierungen und Fließrichtungsrekonstruktionen. Sie belegen aber ein phasenhaftes Einschneiden des Talbodens im Zuge der Verringerung des Schmelzwasseraufkommens, durch ein sukzessives Austauen des Rinnentoteises (vgl. GALON 1982) oder durch das Absinken der Erosionsbasis. Pleniglaziales Schmelzwasser floss in einem Niveau weit über dem heutigen Talboden in südliche Richtung ab, wovon auch glazifluviale Sedimente im unmittelbaren Vorland der Frühpommerschen Randlage zeugen (Abb. 4). Die randlichen glazifluvialen Talverfüllungen blieben als kames-artige Terrassen stehen und sind heute gering verbreitet als 17 m-, 12 m- und 10 m-Terrassen am südlichen Talhang zu finden (Abb. 8). Deren stark verstellte und klar geschichtete Sedimentkörper deuten auf Rutschungs- und Setzungserscheinungen im Zuge des Toteiszerfalls hin (Abb. 9). Für das ausgehende Spätglazial lässt sich im Mildenitz-DBT der Abfluss in südöstliche Richtung anhand der nach Süden einfallenden 5 m-Terrasse ableiten. Dieses Terrassenniveau entspricht einem fossilen, sehr breiten und mit groben Kiesen ausgekleideten Talboden, welcher in Vergesellschaftung mit fossilen Prallhängen einen geschwungenen Gewässerverlauf rekonstruieren lässt (Abb. 8). Die spätglazialen Wasserstände der vor- und

nachgeschalteten Seebecken lagen zeitweise erheblich über den heutigen, wie fossile Steilufer sowie abradierte Inselkerne belegen. Für die randliche Zertalung des Mildenitz-Durchbruchstals wird die Jüngere Dryas in Ansatz gebracht, denn ältere Schwemmfächerbildungen wären ausgeräumt oder überformt. Vor allem die Oberflächenabflüsse der südexponierten Talbereiche wurden durch intensiveres Auftauen dabei wirksam, so dass abgespültes Material als Schwemmfächer auf der 5 m-Terrasse zur Ablagerung gelangte. Am Westende des Mildenitz-Durchbruchstals ist unter einer Seeterrasse des Schwarzen Sees ein mindestens 12 m mächtiger Schwemmfächer aus Kiessanden ausgebildet, an dessen Basis Holzreste, humose Horizonte und Torfe nachgewiesen wurden (Abb. 8, 10).

Der Schwemmfächer am Rand eines talnahen Beckens (Schwarzer See) wird als Beleg einer seit dem Frühholozän nordwärts gerichteten Entwässerung interpretiert (LORENZ & SCHULT, 2004). Ein um >12 m tieferer Wasserstand des Schwarzen Sees zu diesem Zeitpunkt ist unwahrscheinlich, so dass zusätzlich zu einem frühholozänen Niedrigwasserstand ein durch Toteisaustau einsinkender Sedimentkörper in Ansatz gebracht wird (sehr steile und hohe Umrahmung des Schwarzen Sees). Für die Umkehr der Fließrichtung und die finale Ausbildung des Mildenitz-DBT wird ein Ursachenkomplex aus Toteistauen im Bereich von Sedimentschwellen, aus rückschreitender Erosion und durch ein Überlaufen an der tiefsten Schwelle verantwortlich. Das geringere Wasserdargebot durch nun perkulationsfähige Sedimente und die frühholozäne Trockenperiode (vgl. KALIS et al. 2003) bewirkt das tiefe Einschneiden der Mildenitz in die 5 m-Terrasse mit einem nun schmalen und schwach mäandrierendem Flussbett. Zeitnah verlieren die periglazial angelegten Trockentäler ihre Bedeutung für den Oberflächenabfluss.

Die frühholozäne Umkehr der Fließrichtung ist eine Zäsur in der Gewässernetzentwicklung (vgl. GALON 1934, 1982). Bislang nicht untersucht ist, ob sich die frühholozänen Schwemmfächerbildungen als gut datierbare Fixpunkte für die Endmoränen-Durchbrüche auch in den Durchbruchsstrecken weiter nördlich bzw. flussabwärts nachweisen lassen. Daraus ließe sich neben einer zeitlichen Dimension für die Ausbildung des Flusslängsprofils dann auch der Einfluss der proglazialen Seebecken und ihres Wasserstandes für die Durchbruchstalentstehung ableiten, denn glazilimnische Becken existierten weiter nördlich nicht. Während des anthropogen noch weitgehend unbeeinflussten Holozän beruhigt sich das geomorphologische Geschehen im Durchbruchstal. Offensichtlich ist die Eintiefung und Schwellenerschneidung nur im Präboreal und Boreal erfolgt. Für die Mildenitz ist im Atlantikum und Subboreal von einem mäandrierenden Verlauf im Durchbruchstal auf einem Niveau leicht unter dem heutigen auszugehen, wobei Akkumulation und Erosion in Abhängigkeit der Erosionsbasis erfolgten. Hinweise auf stabile Abflussverhältnisse der Mildenitz bis in das Subboreal liefern Bruchwald-Torfe etwa 0,8-1 m unter der rezenten, aus fluvialen Sanden aufgebauten 1 m-Terrasse (Abb. 11).

Der Einfluss des mittelalterlichen Wassermühlenstaus wird durch eine Akkumulationsterrasse zwischen 0,6-1 m über dem Mittelwasser deutlich. In die Sande der 1 m-Terrasse sind mehrere Humus- und Torfbänder eingebettet, die den akkumulativen Charakter unterstreichen. Die Abfolge von fluvialen Sanden und groben, gut gerundeten

Kiesen über holzreichen Bruchwaldtorfen und Organomudden verdeutlicht einen markanten Wechsel der Flussdynamik spätestens ab dem 14. Jh.

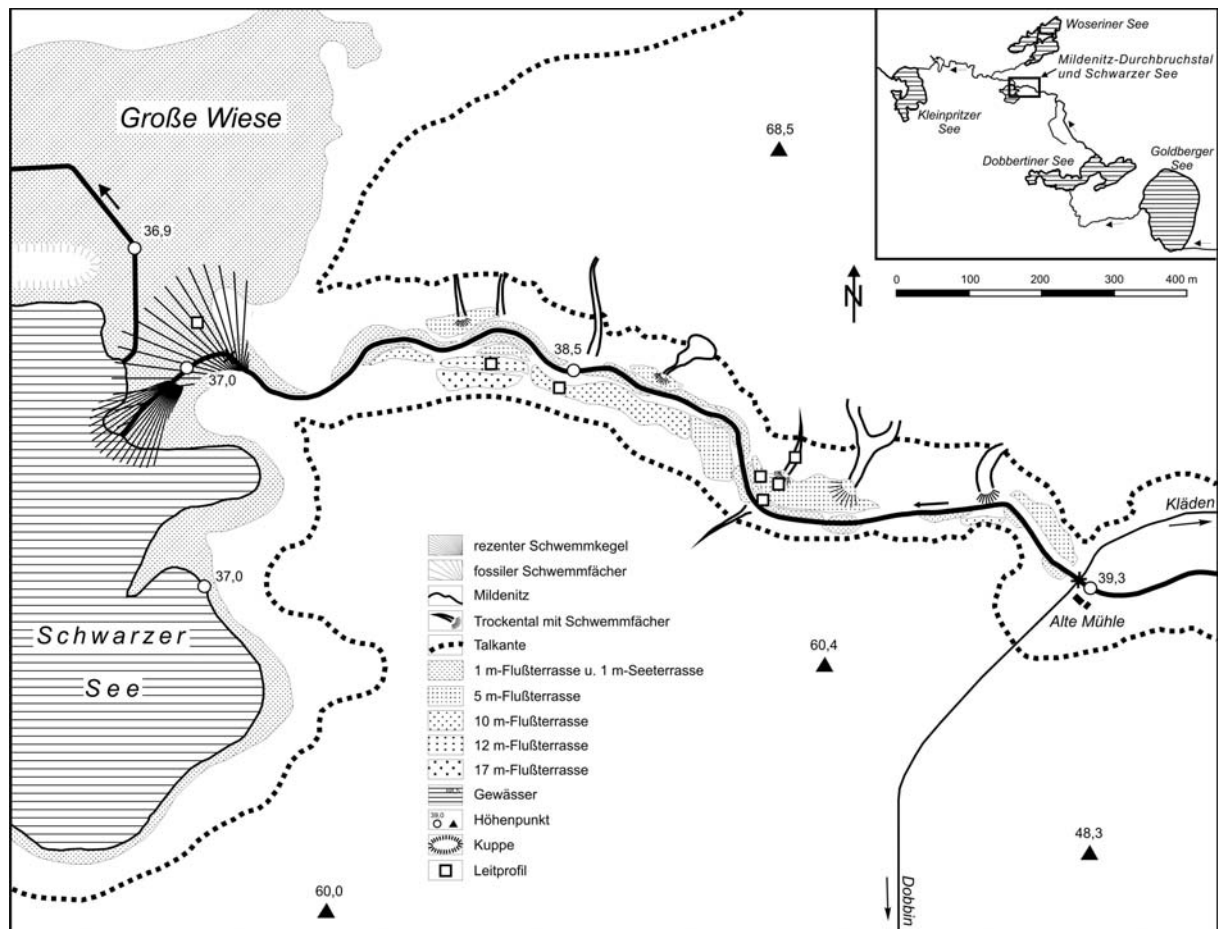


Abb. 8: Geomorphologische Karte des Mildenitz-Durchbruchstals (nach LORENZ & SCHULT 2004).

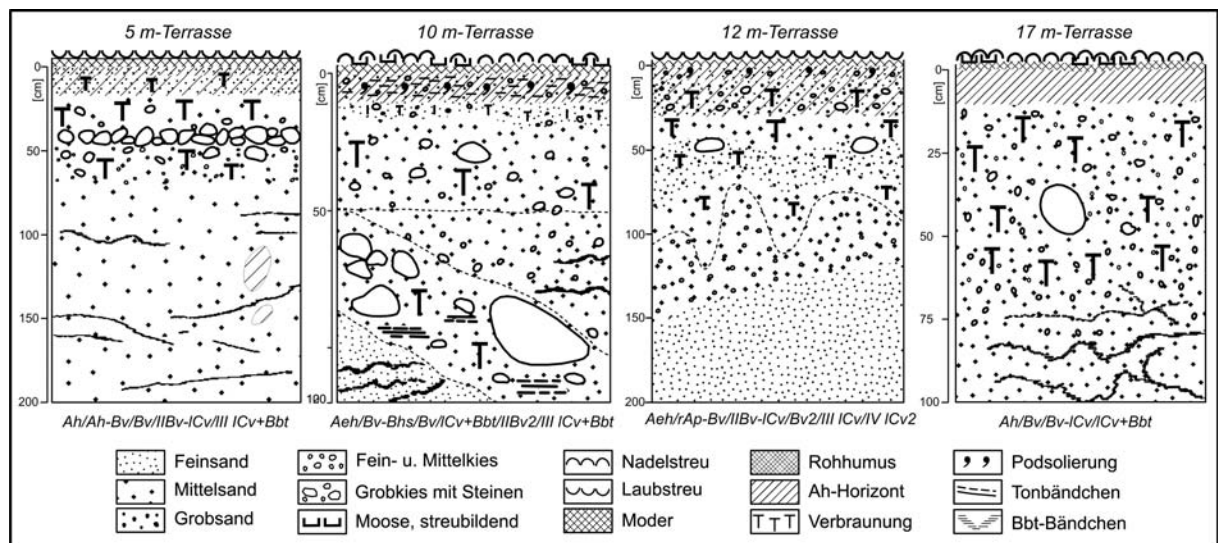


Abb. 9: Leitprofile der pleni- und spätglazialen Terrassen im Mildenitz-Durchbruchstal (aus LORENZ 2007: 65).

Die Pollenspektren der Terrassensande (Humus- und Torflaminen) belegen einen mittelalterlich-neuzeitlichen Akkumulationszeitraum (LORENZ & SCHULT 2004) und werden einer Wassermühle am westlichen Talaustrag zugeschrieben.

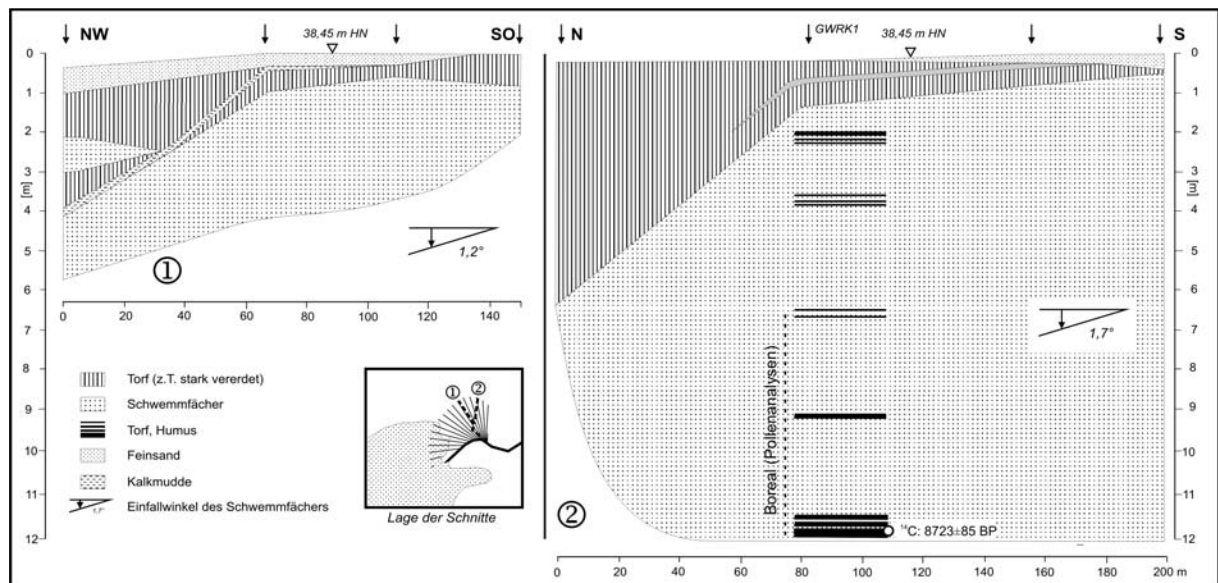


Abb. 10: Schnitte der Mildnitz-Deltas am Schwarzen See (nach LORENZ & SCHULT 2004).

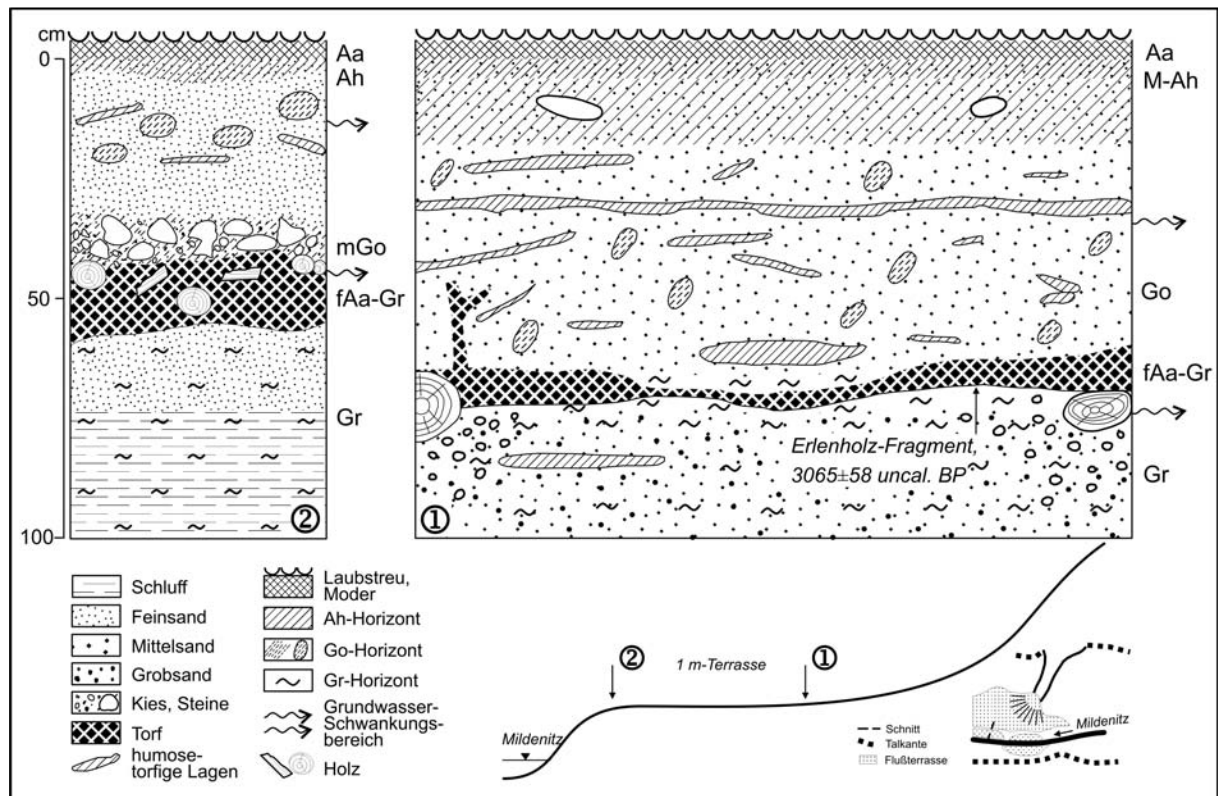


Abb. 11: Leitprofile der 1 m-Terrasse im Mildnitz-Durchbruchstal (aus LORENZ 2007, S. 63).

Starke Auswirkungen für beide Flusstäler bringen die Laufverlegungen, Meliorationsmaßnahmen und Seespiegelabsenkungen ab der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts und spätere Mühlen-Legungen mit sich, die eine Absenkung der Erosionsbasis bedeuteten und ein nachfolgendes Einschneiden des Gerinnes mit Terrassenfreilegung verursachten (LORENZ 2007: 76ff.).

Stop 3: Krakow am See (Mittagspause)

Stop 4: Der Tiefe See der Klocksiner Seenkette

SEBASTIAN LORENZ, NADINE DRÄGER, ULRIKE KIENEL, MANUELA SCHULT & MARTIN THEUERKAUF

(unter der Mitwirkung von GEORGIY KIRILLIN, BRIAN BRADEMANN, JENS MINGRAM, BIRGIT PLESSEN,
THOMAS HÜBENER & ACHIM BRAUER)

Exkursionspunkt: Am Tiefen See bei Neu Gaarz

Koordinaten: 53°35'17.88"N, 12°32'22.21"E

Naturraum und littorale Seesedimente

Am Ostrand der Nossentiner Heide erstreckt sich die Klocksiner Seenkette als eine geschwungen von Nord nach Süd verlaufende Aneinanderreihung von länglichen und zugleich sehr tiefen Seen (Flacher See (64,4 m HN) mit $T_{\max}=31$ m, Tiefer See (62,7 m HN) mit $T_{\max}=62,5$ m, Hofsee mit $T_{\max}=23$ m, Bergsee (62,6 m HN) mit $T_{\max}<10$ m), die rinnenartig um 5-20 m in das flachwellige bis kuppige Gewässerumfeld eingesenkt sind (Abb. 12). Nach Süden schließen sich als Verlängerung der Rinnenstruktur der Lankhagen See, der Loppiner See und der Jabelsche See an. Alle Seen sind nach kartographischem Beleg spätestens seit dem 18. Jahrhundert durch einen Graben verbunden, der die Entwässerung in Richtung Kölpinsee herstellt (LORENZ 2007). Während Flacher See, Tiefer See und Hofsee von Geschiebelehmkuuppen der Pommerschen Haupteisrandlage (W2) umgeben werden, sind der Bergsee und später hinzutretende Seen bereits in glazifluviale Sedimente des Sanders der Pommerschen Phase eingetieft (RICHTER 1963). Die Klocksiner Seenkette liegt innerhalb einer 16 km langen Seenrinne, die nördlich der Pommerschen Eisrandlage entspringt, diese durchbricht und in ihrer Gesamtheit als Tunneltal (subglaziale Rinne) gedeutet wird (RICHTER 1963: 62f.). Die Eisrandlagennähe wird durch die starke Blockbestreuung im Gewässerumfeld deutlich. Im nördlichen Teil der Seenkette befindet sich bei Vollrathruhe ein großer Kiestagebau, der die Kiesvorkommen der Sanderwurzel nutzt. An das Südende der Klocksiner Seenkette reicht in Höhe des Bergsees eine zweite Rinnenstruktur in spitzem Winkel heran, in welcher der Krumme See (63 m HN) gelegen ist.

Der Tiefe See rückte aufgrund seiner großen Wassertiefen (zweittiefster See von Mecklenburg-Vorpommern) bei zugleich geringer Seefläche und meromiktischem Schichtungsverhalten in das ICLEA-Forschungsinteresse auf der Suche nach potentiell laminierten Seesedimenten. Bohrungen im Gewässertiefsten im Jahr 2012 bestätigten den Verdacht. Die Ufer des Tiefen Sees sind aufgrund der sehr steil einfallenden Schorre nur durch schmale Verlandungsgürtel aus Schilf gekennzeichnet. Nur drei Bereiche zeigen ausgedehntere Flachwasserzonen mit breitem Schilfsaum, Erlenbruch und flacher Schorre. Diese wurden zur Rekonstruktion der Beckenentwicklung und Wasserstandsgeschichte mit drei Bohrtransekten aus insgesamt 17 Bohrungen bis in 7 m Wassertiefe erkundet (Abb. 12 rechts). Jeder der Kerne hat die minerogene Beckenbasis aus Geschiebemergel und glazifluvialen Sanden erreicht, aber keiner überschreitet sechs Meter Kernlänge. Das Hauptaugenmerk wurde auf einen Kerntransekt aus sieben Kernen vom Niedermoor im Gewässerumfeld bis ca. 5 m Wassertiefe im Südosten des Tiefen Sees gelenkt.



Abb. 12: Links: Die Klocksiner Seenkette mit dem Tiefen See als Forschungsschwerpunkt. Rechts: Der Südteil des Tiefen Sees mit Lage der untersuchten Littoralkerne.

Für alle Kerne wurden sedimentologische, palynologische und paläobotanische Untersuchungen (Makroreste) durchgeführt. Der Kern „TS2“ deckt den Sedimentationszeitraum vom Allerød bis in die Gegenwart ab und wird als Referenzprofil für die Vegetations- und Wasserstandsentwicklung am See angesehen.

Das Auftreten und die räumliche Verbreitung von Sedimentwechseln von basalen Torfen in Kalkmudden, als auch von Kalkmudden in torfige oder grobdetritische Verlandungssequenzen reflektieren Wasserspiegeländerungen im Tiefen See. Diese waren im Spätglazial an den Zerfall von begrabenem Toteis sowie an verschwindendem Permafrost gekoppelt und sind in allen Kernen durch das Vorkommen von Basistorfen mit einem scharfen Übergang in hangende Kalkmudden gekennzeichnet.

Die holozäne Wasserstandsentwicklung ist durch mehrere Abschnitte sehr niedriger Wasserstände gekennzeichnet, die zu großen, erosiv verursachten Schichtlücken in allen Littoralkernen führten (Fehlen jungholozäner Sedimente). In den Torfen des Profils „TS2“ markieren dunkle und stark zersetzte Horizonte Trockenphasen mit niedrigem Seespiegel im Präboreal und sowie um 6000 cal. BP an (Übergang Atlantikum-Subboreal). Um 2800 cal. BP setzt ein Seespiegelanstieg im Tiefen See ein. Der jüngste Wechsel von Torf in karbonatische Mudden am Standort „TS2“ markiert das Ende des mittelalterlichen Klimaoptimums (Slawenzeit). Wasserbauliche Eingriffe an der Klocksiner Seenkette mit Absenkungen in historischer Zeit bewirkten eine erneute Verlandung mit Schilfwachstum am Standort „TS2“.

Profundale Sedimente des Tiefen Sees

Jährlich geschichtete (warvierte) Seesedimente sind einzigartige Archive in kontinentalen Regionen, da sie präzise Chronologien und saisonal aufgelöste Proxy-Daten liefern. Der Tiefe See bietet die Möglichkeit Sedimente mit einem integrierten hochaufgelösten Multi-Proxy Ansatz zu analysieren und rezente Ablagerungsprozesse der subjährlichen Schichtenbildung zu beobachten.



Abb. 13: Die Bohrplattform des GeoForschungsZentrums Potsdam auf dem Tiefen See (Fotos: S. Lauterbach).



Abb. 14: Prof. Achim Brauer mit frisch erbohrten Seekernen.

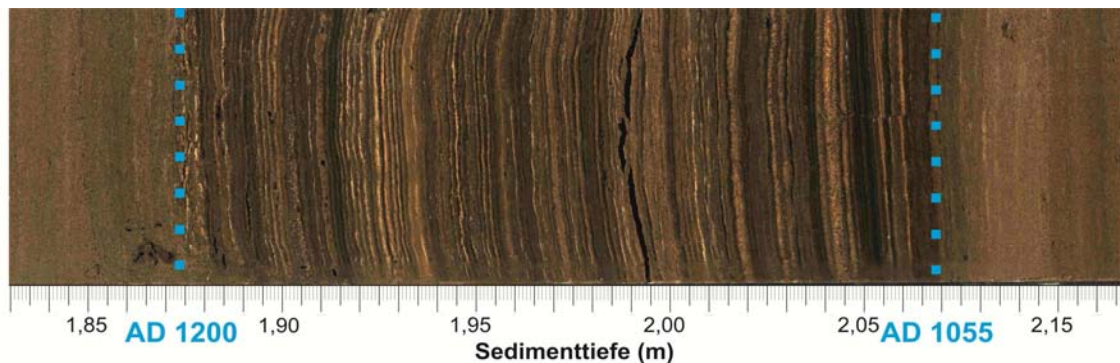


Abb. 15: Kernfoto von Kalzitwarven aus dem Tiefen See (Foto N. Dräger). Die Abbildung zeigt den abrupten Übergang von schlecht zu gut warvierten Sedimenten um AD 1055 und den Übergang zu nicht warvierten Sedimenten um AD 1200 an.

Insgesamt wurden sieben Bohrungen an der tiefsten Stelle des Sees in 62 m Wassertiefe abgeteuft, von denen drei die Basis glazialer Sande erreichten. Ein ca. 11,2 m langes kontinuierliches Kompositprofil wurde mit Hilfe der Identifikation von makroskopischen und mikroskopischen Korrelationslagen erstellt.

Die Chronologie des Kompositprofils basiert auf Warvenzählungen, Radiokohlenstoffdatierungen und der Identifikation von Kryptoaschen, einschließlich der Laacher See Tephra, deren Fund an der Basis den Beginn der Seesedimentation in das späte Allerød bei ca. 13.000 Jahre v. h. setzt. Untersuchungen im Rahmen eines Multi-Proxy Ansatzes beinhalteten mikrofazielle Sedimentuntersuchungen mit Hilfe von Groß-Dünnschliffen, μ -Röntgenfluoreszenz-Analyse an Sedimentkernhälften, Bestimmung des C- und N-Gehalts und Pollenanalysen für das gesamte Kernprofil. Messungen der stabilen Isotope von C, O und N der Karbonate und des organischen Materials sowie Diatomeenanalysen wurden für ausgewählte Intervalle durchgeführt. Am Übergang vom Spätglazial in das Holozän ist ein Anstieg des Gehaltes an organischem Kohlenstoff zu verzeichnen. Die Ablagerung von warvierten Sedimenten bestehend aus Diatomeen, Organik und Karbonaten begann im frühen Holozän um etwa 10.000 Jahre v. h.

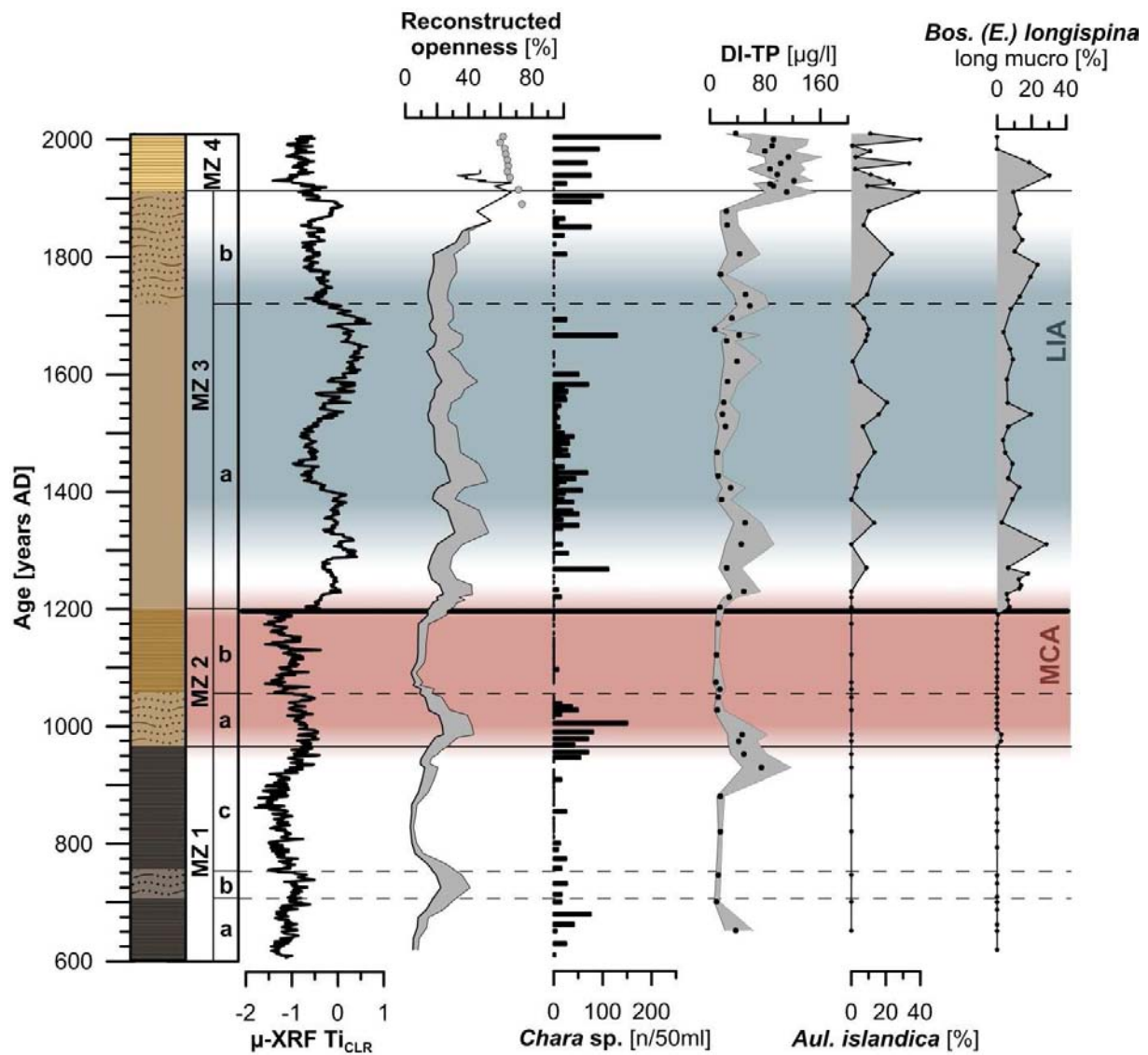


Abb. 16: Veränderung der Seesedimente im Vergleich zu verschiedenen Proxy-Daten seit 600 AD. Deutlich sichtbar ist eine Erhöhung des allochthonen Eintrags aus dem Einzugsgebiet (μ -XRF Ti_{CLR}) und dem Littoral (*Chara* spec.) sowie der Offenheit der Landschaft zeitgleich zu der Verschlechterung der Warvenerhaltung (710-755 AD, 965-1055 AD und 1200-1924 AD). Gravierende Änderungen sind auch erkennbar in der Artenzusammensetzung (erscheinen von *Aulacoseira islandica* und *Bosmina longispina long mucro*) ab 1200 AD deuten auf eine Reaktion des Sees auf Klimaveränderungen während der Kleinen Eiszeit hin.

Ein ausgeprägter Anstieg des Anteils an endogen gefälltem Kalzit kennzeichnet die Sedimente ab ca. 5.500 Jahre v. h.. Seit ca. 3.900 Jahren v. h. wird zudem die Warvenerhaltung schlechter bzw. setzt zeitweise gänzlich aus. Schlecht oder nicht warvierte Abschnitte sind durch erhöhte Anteile an detritischem Material geprägt. Pollenuntersuchungen deuten zudem in einigen Abschnitten schlechter und ausbleibender Warvenerhaltung zu einer Koinzidenz mit Phasen erhöhter Waldöffnung und landwirtschaftlichen Aktivitäten hin.

Jüngere Siedlungsgeschichte

Siedlungsperioden im Einzugsgebiet des Tiefen Sees während der vergangenen 1400 Jahre sind gekennzeichnet durch erhöhte Offenheit der Landschaft (Abb. 16). Es konnten zwei slawische Siedlungsperioden (710-755 AD und 965-1055 AD) und der Beginn der deutschen Besiedlung (seit 1200 AD) in der Nähe des Sees nachgewiesen werden. Die Sedimente sind während den slawischen Siedlungsphasen schlecht warviert und seit der deutschen Besiedlung bleibt die Warvenerhaltung vollkommen aus. Diese Abschnitte sind außerdem durch erhöhten detritischen Eintrag charakterisiert, wie durch erhöhte Werte der μ -XRF Ti_{CLR} und *Chara spec.* Werte angezeigt wird. Außerdem findet in der zweiten und auch intensiveren Phase eine Eutrophierung des Sees statt. Seit 1200 AD ist die Trophie des Sees erneut erhöht und der detritische Eintrag ist noch verstärkt. Vorkommen der Diatomeenspezies *Aulacoseira islandica* und der Cladoceraart *Bosmina Longispina* (long mucro) verdeutlichen eine Verstärkung der Zirkulation im See. Das Roden der Wälder um den See erhöhte den Windeinfluss auf den See, welcher die Turbulenz verstärkt. Außerdem kennzeichnet diese Zeit den Beginn der Kleinen Eiszeit, was zusätzlich durch veränderte Temperaturen und Niederschlag und stärkeren Wind die Bedingungen im See verändert. Die verstärkte Zirkulation während den Besiedlungsphasen führt zu einer Verschlechterung oder zum Ausbleiben der Warvenerhaltung.

Landnutzungsgeschichte

Die jahreszeitlich geschichteten Sedimente (Warven) des Tiefen Sees sind ein hervorragendes Archiv, um den Einfluss von globalen und lokalen/regionalen Faktoren auf eine Landschaft im nördlichen Mitteleuropa im Holozän zu studieren. Zu den lokalen/regionalen Faktoren zählt neben Schwankungen des Seespiegels vor allem die menschliche Aktivität. Innerhalb von ICLEA wird die menschliche Aktivität durch Pollenanalysen untersucht. Ziel der Arbeiten ist es, durch zeitlich hoch aufgelöste Analysen und unter Anwendung moderner Verfahren, das Ausmaß der Landnutzung in der Umgebung des Tiefen Sees seit dem Neolithikum zu quantifizieren.

Das vorläufige Pollendiagramm (Abb. 17) deutet an, dass sich seit dieser Zeit zahlreiche Perioden hoher und geringer Intensität der Landnutzung abwechselten. Im Neolithikum (ab ca. 6000 cal. BP) äußert sich menschliche Aktivität vor allem in einer Zunahme an Pioniergehölzen. Diese Änderung der Waldstruktur repräsentiert vermutlich eine zunächst kleinräumige Nutzung der Landschaft, in der Flächen nur kurze Zeit genutzt werden und anschließend wieder bewalden.

Ab der Bronzezeit (ab ca. 3700 cal. BP) zeigt der periodisch markante Anstieg von Pollen krautiger Pflanzen, dass die menschliche Aktivität zur verbreiteten Etablierung offener Vegetation führte. Auffällig ist in der Folge der häufige Wechsel zwischen Phasen hoher und geringer Intensität der Landnutzung, u. a. während der Slawenzeit.

Ein Ziel innerhalb des ICLEA-Verbundes ist es, die Offenheit der Landschaft in den verschiedenen Perioden zu quantifizieren. Arbeiten an den jüngsten Sedimenten des Tiefen Sees unterstreichen, dass die Häufigkeit von Kräuterpollen nicht notwendiger Weise mit der Offenheit einer Landschaft korreliert.

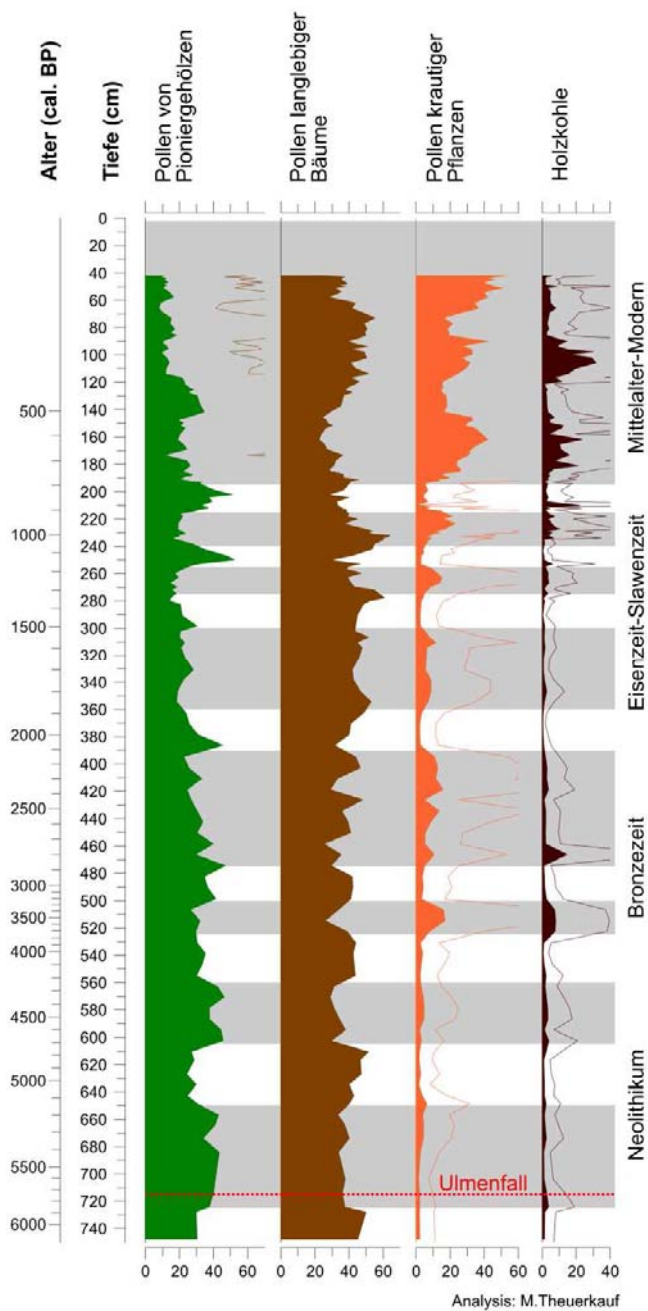


Abb. 17: Vereinfachtes Pollendiagramm an Profundalsedimenten des Tiefen Sees mit Landnutzungsindikatoren der letzten 6000 Jahre.

Im 20. Jahrhundert sank, trotz gleichbleibender Offenheit der Landschaft, die Häufigkeit von Pollen krautiger Pflanzen in Sedimenten des Tiefen See deutlich. Offensichtlich führten Änderungen der Landnutzung dazu, dass krautige Pflanzen heute weniger Pollen produzieren als noch vor 100 Jahren. Solche Änderungen der Pollenproduktivität, die wahrscheinlich auch in der Vergangenheit auftraten, erschweren die Rekonstruktion von Offenheit. Durch Verwendung von Daten zur Pollenakkumulation versuchen wir, diese Probleme zu identifizieren und vermindern.

Das Profil Tiefer See deutet an, dass die Sedimentation im See durch menschliche Aktivität beeinflusst wird: In allen Phasen mit hoher menschlicher Aktivität sind die Warven schlechter erhalten bzw. nicht ausgebildet. Welcher Zusammenhang zwischen menschlicher Aktivität und der Warvenbildung besteht, wird derzeit noch untersucht.

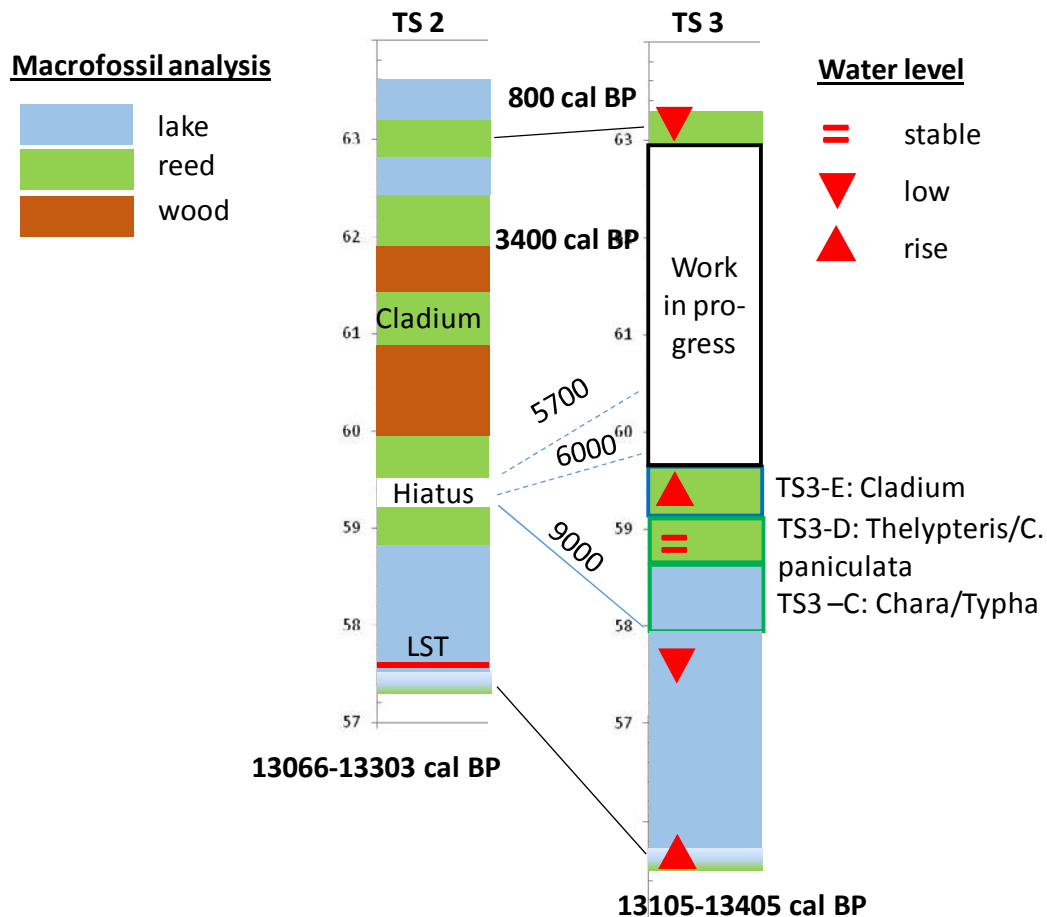


Abb. 18: Vergleich der Makrorestzonen und abgeleiteter Milieus in den Kernen TS2 (Schilfsaum im Südosten des Tiefen Sees) und TS3 (Erlenbruch südöstlich an den Tiefen See angrenzend, Analysen M. Schult).

Vegetationsentwicklung am Tiefen See anhand von Makrorestanalysen aus Littoralsedimenten

Der Basistorf von „TS2“ (MA1) ist reich an Gehölzresten, wie Holz, *Betula* Nüsse und *Populus* Knospenschuppen, was auf einen Wald mit Birken und Pappeln um 13.000 cal. BP schließen lässt (Abb. 18). In der anschließenden Zone (MA2) sind weiterhin Reste von Gehölzen vertreten, aber sie wird dominiert von *Menyanthes trifoliata* und verschiedene *Carex* Arten. Ein ansteigender Wasserspiegel führt zur Ausbreitung von Ried- und Röhrrichtarten. Beim fortsetzenden Wasseranstieg bilden sich statt der Torfe Muddeablagerungen (MB). Diese Entwicklung umfasst das Alleröd und die Jüngere Dryas.

Um 9000 cal. BP weisen ein hoher Glühverlust, zahlreiche *Typha* Samen, *Thelypteris* Sporen und ein Anstieg der krautigen Radizellen auf einen niedrigeren Wasserstand hin. Wir befinden uns zu diesem Zeitpunkt im/am Uferbereich. Ein weiterhin niedriger Wasserstand führt zur Ausbildung eines Hiatus um „TS2“, der aber bei benachbarten Profil „TS3“ nicht enthalten ist. Dort zeigt sich dann aber auch ein niedrigerer Wasserstand, bei der es zur Röhrrichtausbildung mit *Typha* kommt, gleichzeitig werden auch zahlreiche *Chara*-Oosporen abgelagert (TS3-C). Der Wasserstand wird wahrscheinlich nicht höher als 50 cm über Flur gewesen sein.

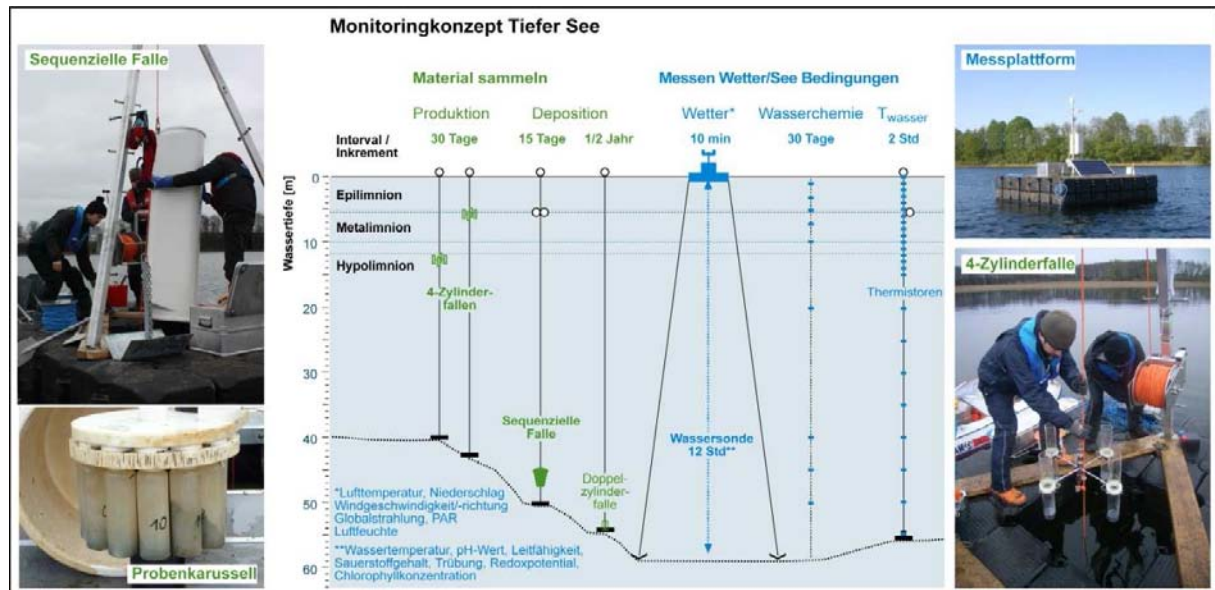


Abb. 19: Monitoringkonzept am Tiefen See der Klocksiner Seenkette.

Die anschließende Zone bei „TS3“ wird durch Torfbildner wie *Thelypteris palustris* und *Carex paniculata* charakterisiert (TS3-D). Der Wasserstand wird oberflächennah gewesen sein. Die anschließenden Zone wird von *Cladium mariscus* dominiert, eine Pflanze die Wasserstandsfluktuationen um 1 m toleriert (TS3-E). Ein weiterhin ansteigender Wasserspiegel führt wieder zur Ablagerung von Material bei „TS2“. Der Bereich ist ab 5700 cal. BP wieder Uferbereich und wird durch *Schoenoplectus lacustris* und anderen Ried- und Röhrrichtarten geprägt (MD). Die anschließende Zone wird durch zahlreiche Gehölzreste und Ried- und Röhrrichtarten geprägt. Ein sehr nasser und saisonal überfluteter Erlenbruchwald war im Bereich von „TS2“ ausgebildet (ME, MF, MI), unterbrochen durch nasse Phasen mit *Cladium*, *Thelypteris*, *Cyperus fuscus* und *Phragmites* (MG, MH, MJ). Sehr nasse Bedingungen mit Muddeablagerung (MK, MM) werden um 800 cal. BP durch eine kurze Torfbildungsphase (ML) mit erhöhten Werten von krautigen Radizellen und Moosen unterbrochen.

Monitoring von Wetter, Limnologie und Sedimentbildung zum Prozessverständnis der Warvenablagerung im Tiefen See (Klocksiner Seenkette)

Seit März 2012 betreibt das Deutsche Geoforschungszentrum in Potsdam zusammen mit der Universität Greifswald ein umfangreiches Monitoring am und im Tiefen See in der Klocksiner Seenkette. Ziel ist das Verständnis der Zusammenhänge von Wetter, Limnologie, Sedimentbildung und -ablagerung. In warvierten, subannuell geschichteten Sedimenten, wie sie im Tiefen See fortlaufend gebildet werden, können solche Erkenntnisse der entsprechenden Lage zugeordnet werden. Umgekehrt können dann aus den Sedimenteigenschaften jahrgenau Seezustände und Wetterbedingungen über den Zeitraum der Wetteraufzeichnung hinaus abgeleitet werden. Zum Überprüfen der im Monitoring gefundenen Zusammenhänge nutzen wir die Eigenschaften der jüngsten Warven, die seit 1924 abgelagert wurden.

Kernstück des Monitorings der Wetter- und Seebedingungen ist eine automatische Sensorstation auf dem Tiefen See, von der die Daten übertragen werden (Abb. 19). Auf einer Internetseite können die vorgefilterten Wetterdaten einer Qualitätskontrolle unterzogen, geplottet und heruntergeladen werden. Die Umsetzung dieser Lösung für die meterweise gemessenen Wasserprofilaten (T, pH, Konduktivität, Trübung, Sauerstoff- und Chlorophyll-Konzentration) ist der nächste Schritt. Ergänzend werden die Wassertemperaturen von einer Thermistorkette geloggt.

An monatlich aus 9 Tiefen entnommenen Wasserproben werden die Konzentrationen von gelösten Ionen (darunter die Nährstoffe), der Gehalt an partikulärem Material und dessen Eigenschaften analysiert. Sedimentfallen zeigen die Raten der Planktonproduktion im Epilimnion und Metalimnion und die Depositionsraten am Seeboden. Die Planktonproduktion wird monatlich durch manuelles Leeren der Fallen erfasst. Die Deposition am Seeboden wird in 15-tägiger Auflösung mit Hilfe einer sequenziellen Falle aufgefangen. Neben den Depositionsraten werden die Eigenschaften des Materials (Gehalt an organischem Kohlenstoff, Stickstoff, CaCO_3 , Verhältnisse der stabilen Isotope von Kohlenstoff, Sauerstoff und Stickstoff in organischer Substanz und Karbonat, Konzentrationen von Diatomeenarten und *Phacotus*) analysiert.

Daraus ergeben sich über das Jahr detaillierte Informationen zur zeitlichen Abfolge und der Dauer von Ereignissen wie Planktonblüten, Kalkfällung, Einträgen von Detritus in den See und Materialumlagerungen während der Vollzirkulation des Sees. Diese Ereignisse waren in den untersuchten drei Jahren sehr unterschiedlich in Beginn, Dauer und Ausprägung.

Ein Beispiel ist die extreme Diatomeenblüte (*Stephanodiscus* sp.) im Frühjahr 2013, nach langer Eisbedeckung gefolgt von extrem rascher Frühjahrserwärmung der Luft und nur kurzer Zirkulation des Wasserkörpers. Im Vergleich dazu ist die Frühjahrserwärmung 2012 wesentlich langsamer abgelaufen, die Seezirkulation dauerte länger und die Diatomeenblüte war wesentlich schwächer ausgeprägt. Diese inverse Beziehung von Diatomeenblüten und der Zirkulationsdauer im Frühjahr konnten wir an den warvierten Sedimenten (1924-2008) nachverfolgen. Als Proxy für Diatomeen konnte, bei nachweislich geringem Eintrag von Silizium, der Si Gehalt des Sediments (gemessen als μXRF counts) genutzt werden. Die Zirkulationsdauer wurde einerseits mit dem Seetemperaturmodell FLake berechnet (1951-2008) und für den Gesamtzeitraum aus Lufttemperaturen der Station Schwerin abgeleitet. In mehr als 50 % der Fälle lässt sich der Si Gehalt, also die Diatomeen-Deposition, durch die Dauer der Frühljahrsdurchmischung des Sees erklären. Der Si-Gehalt des Sediments im Tiefen See kann also genutzt werden um den Gradienten der Erwärmung im Frühjahr abzuleiten.

Diese Studie ist ein Beitrag zum Virtuellem Institut für integrierte Klima und Landschaftsentwicklungsanalyse –ICLEA– der Helmholtz Gemeinschaft und verwendet Infrastruktur des Terrestrischen Umwelt Observatoriums (TERENO) der Helmholtz Gemeinschaft.

Literatur:

- AHRENS, H. (1913): Terrassen an den Seen Mecklenburgs. - Archiv des Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg **67**: 1-54.
- BŁASZKIEWICZ, M. (2005): Poznoglacjalna i wczesnoholocenska ewolucja obnizen jeziornych na pojezierzu Kociewskim (wschodnia czesc Pomorza) – Late glacial and Early Holocene evolution of the lake basins in the Kociewski Lakeland (eastern part of the Pomeranian Lakeland). - Prace Geograficzne **201**, PAN IGiPZ.
- BŁASZKIEWICZ, M., PIOTROWSKI, J.A., BRAUER, A., GIERSEWSKI, P., KORDOWSKI, J., KRAMKOWSKI, M., LAMPARSKI, P., LORENZ, S., NORYSKIEWICZ, A.M., OTT, F., SŁOWINSKI, M. & TYSZKOWSKI, S. (2015): Climatic and morphological controls on diachronous postglacial lake and river valley evolution in the area of Last Glaciation, northern Poland. - Quaternary Science Reviews **109**: 13-27.
- BLEILE, R. (2008): Quetzin – Eine spätslawische Burg auf der Kohlinsel im Plauer See. Befunde und Funde zur Problematik slawischer Inselnutzungen in Mecklenburg-Vorpommern. - Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte Mecklenburg-Vorpommerns, **48**.
- BLEILE, R. (2011): Die limnische Kulturlandschaft Nordostdeutschlands in prähistorischer und historischer Zeit. Bodendenkmalpflege in Mecklenburg-Vorpommern, Jahrbuch **58**: 205-274.
- BREMER, F. (2000): Geologische Übersichtskarten Mecklenburg-Vorpommern 1:500.000, Karte: Oberfläche.- Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern M-V (Hrsg.), 2. Aufl., Güstrow.
- GALON, R. (1934): Versuch einer Bestimmung des relativen Postglazials auf morphologischer Grundlage – Schema einer Rekonstruktion morphologisch-hydrographischer Verhältnisse nach der letzten Vereisung im südlich der Ostsee gelegenen Flachland. - Zeitschrift für Gletscherkunde **21**: 319-329.
- GALON, R. (1982): Altes und Neues zum Problem der Entstehung der Durchbruchstäler im skandinavischen Vereisungsgebiet südlich der Ostsee, - Würzburger Geographische Arbeiten **56**: 159-166.
- GÖRSDORF, J. & KAISER, K. (2001): Radiokohlenstoffdaten aus dem Spätglazial und Frühholozän von Mecklenburg-Vorpommern. - Meyniana **53**: 91-118.
- GRUNERT, A. (2002): Vergleich der Bodenentwicklung in den abgelassenen Flachseen Dobbiner und Klädener Plage im Zusammenhang mit der Nutzungsgeschichte. - Unveröff. Diplomarbeit, Humboldt-Universität zu Berlin.
- HANNON, G.E. & GAILLARD, M.-J. (1997): The plant-macrofossil record of past lake-level changes. - Journal of Paleolimnology **18**: 15-28.
- HEINE, K.; REUTHER, A.U.; THIEKE, H.U.; SCHULZ, R.; SCHLAAK, N.; KUBIK, P.W. (2009): Timing of Weichselian ice marginal positions in Brandenburg (northeastern Germany) using cosmogenic in situ ¹⁰Be. - Zeitschrift für Geomorphologie Volume **53**(4): 433-454.
- JANKE, W. (2004): Holozän im Binnenland. - In: Katzung G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern, S. 265–284, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 1 Aufl.

- KAISER, K. (1996): Zur hydrologischen Entwicklung mecklenburgischer Seen im jüngeren Quartär. - *Petermanns Geographische Mitteilungen*, **140**: 323-342.
- KAISER, K. (2001): Die spätpleistozäne bis frühholozäne Beckenentwicklung in Mecklenburg-Vorpommern – Untersuchungen zur Stratigraphie, Geomorphologie und Geoarchäologie. *Greifswalder Geographische Arbeiten* **24**, 176 S.
- KAISER, K. (2002): Limnische Sedimentabfolgen in Mecklenburg-Vorpommern und Nordbrandenburg. - *Greifswalder Geographische Arbeiten* **26**: 49-54.
- KAISER, K. (2004): Geomorphic characterization of the Pleistocene-Holocene transition in Northeast Germany. - In: TERBERGER, T. & ERIKSEN, B. V. (Hrsg.): *Hunters in a changing world – Environment and Archaeology of the Pleistocene-Holocene transition (ca. 11000-9000 B.C.) in Northern Central Europe*. S. 53-74, Verlag Marie Leidorf.
- KAISER, K., LORENZ, S., GERMER, S., JUSCHUS, O., KÜSTER, M., LIBRA, J., BENS, O., HÜTTL, R.F. (2012): Late Quaternary evolution of rivers, lakes and peatlands in Northeast Germany reflecting past climatic and human impact - an overview. - *E&G Quaternary Science Journal* **61**(2): 103-132.
- KAISER, K., ROTHER, H., LORENZ, S., GÄRTNER, P., & PAPENROTH, R. (2007): Geomorphic evolution of small river-lake-systems in northeast Germany during the Late Quaternary. - *Earth Surface Processes and Landforms* **32**: 1516-1532.
- KALIS, A. J., MERKT, J., & WUNDERLICH, J. (2003): Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe – human impact and natural causes. - *Quaternary Science Reviews* **22**: 33-79.
- KIENEL, U., DULSKI, P., OTT, F., LORENZ, S., BRAUER, A. (2013): Recently induced anoxia leading to the preservation of seasonal laminae in two NE-German lakes. - *Journal of Palaeolimnology* **50**(4): 535-544.
- LAMPE, R., LORENZ, S., JANKE, W., MEYER, H., KÜSTER, M., HÜBENER, T., SCHWARZ, A. (2009): Zur Landschafts- und Gewässergeschichte der Müritz. – *Forschung und Monitoring*, Hrsg. Nationalparkamt Müritz, **2**, 94 S.
- LORENZ, S. & SCHULT, M. (2004): Das Durchbruchstal der Mildnitz bei Dobbertin (Mecklenburg) – Untersuchungen zur spätglazialen und holozänen Talentwicklung an Terrassen und Schwemmfächern. - *Meyniana*, **56**: 47–68.
- LORENZ, S. (2007): Die spätpleistozäne und holozäne Gewässernetzentwicklung im Bereich der Pommerschen Haupteisrandlage Mecklenburgs. - Dissertation Greifswald, 349 S., [<http://ub-ed.ub.uni-greifswald.de/opus/volltexte/2007/425/>].
- LORENZ, S.; BÖRNER, A.; NIESSNER, D.; ZAWISKA, I.; SŁOWIŃSKI, M.; THEUERKAUF, M.; PIEPER, H., LAMPE, R. (2014): Lateglacial to Early Holocene lake basin and river valley formation within Pomeranian moraine belt near Dobbertin (Mecklenburg-Vorpommern, NE Germany). - In: Schwab, M. J., Theuerkauf, M., Brauer, A., Wilmking, M., Lampe, R. (eds.), *3rd Annual ICLEA Workshop 2014: Abstract Volume & Excursion Guide*. Scientific Technical Report 14/02, GFZ GeoForschungsZentrum Potsdam, p. 46.
- LUDWIG, A. O. (1992): Zur Vererbung von Formenelementen der Landschaft im Quartär, In: Billwitz, K., Jäger, K.-D., & Janke, W. [Hrsg.]: *Jungquartäre Landschaftsräume – Aktuelle Forschungen zwischen Atlantik und Tienschan*, S. 23-29.

- MARKS, L. (2002): Last Glacial Maximum in Poland. *Quaternary Science Reviews* **21**: 103-110.
- MATHES, J. (2002): Die Trophiesituation der Seen in Mecklenburg-Vorpommern und ihre Konsequenzen. - *Greifswalder Geographische Arbeiten* **26**: 223-226.
- MÜLLER, U. (2004): Jung-Pleistozän – Eem-Warmzeit bis Weichsel-Hochglazial. - In: Katzung, G. [Hrsg.]: *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern*, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, S. 234-242.
- NIESSNER, D. (2013): Verbreitung, Stratigraphie und Beckenentwicklung spätglazialer und frühholozäner Seen im Raum Dobbartin (Landkreis Ludwigslust-Parchim, Mecklenburg). - Bachelorarbeit Universität Greifswald, 106 S.
- NITZ, B. (1984): Grundzüge der Beckenentwicklung im mitteleuropäischen Tiefland – Modell einer Sediment- und Reliefgenese. - *Petermanns Geographische Mitteilungen* **128**: 133-142.
- POSTMA, G. (1990) *Depositional Architecture and Facies of River and Fan Deltas: A Synthesis*, in *Coarse-Grained Deltas* (eds A. Colella and D. B. Prior), Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK. doi: 10.1002/9781444303858.ch2.
- RICHTER, G. (1963): Untersuchungen zum spätglazialen Gletscherrückgang im mittleren Mecklenburg. - *Forschungen zur deutschen Landeskunde* **138**, Bad Godesberg.
- RINTERKNECHT, V. R., MARKS, L., PIOTROWSKI, J. A., RAISBECK, G. M., YIOU, F., BROOK, E., & CLARK, P. U. (2005): Cosmogenic ^{10}Be ages on the Pomeranian Moraine, Poland. - *Boreas* **34**: 186–191.
- RINTERKNECHT, V., BÖRNER, A., BOURLÈS, D., BRAUCHER, R. (2014): Cosmogenic ^{10}Be dating of ice sheet marginal belts in Mecklenburg-Vorpommern, Western Pomerania (northeast Germany). - *Quaternary Geochronology* **19**: 42-51 [<http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2013.05.003>].
- SCHULZ, W. (1963): Eisrandlagen und Seeterrassen in der Umgebung von Krakow am See in Mecklenburg. - *Geologie* **12**: 1152-1168.
- SCHULZ, W. (1968): Spätglaziale und holozäne Spiegelschwankungen an den westlichen Oberen Seen Mecklenburgs. - *Archiv der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg* **12**: 7-43.
- SEENPROGRAMM M-V (2015) – Internetauftritt des Ministeriums für Landwirtschaft, Umwelt und Verbraucherschutz, http://www.regierung-mv.de/cms2/Regierungsportal_prod/Regierungsportal/de/Im/Themen/Wasser/Gewaesserschutz/Seenprogramm/, abgerufen am 28.03.2015
- STRAHL, J. (2005): Zur Pollenstratigraphie des Weichselspätglazials von Berlin-Brandenburg. - *Brandenburgische geowissenschaftliche Beiträge* **12**: 87-112.
- UŚCINOWICZ, S. (1999): Southern Baltic area during the last deglaciation. - *Geological Quarterly* **43**: 137-148.
- WIEBEKING, F. (1786): Karte des Großherzogthums Mecklenburg-Schwerin. - (Nachdruck in: Engel, F. (1960): *Historischer Handatlas von Mecklenburg*. Köln/Graz). Blatt 23 - Krakower See.
- WOLDSTEDT, P. (1956): Die Geschichte des Flußnetzes in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten. - *Eiszeitalter und Gegenwart* **7**: 5-12.
- WYSOTA, W., LANKAUF, K. R., SZMAŃDA, J., CHRUSCIŃSKA, A., OCZKOWSKI, H. L., & PRZEGIĘTKA, K. R. (2002): Chronology of the Vistulian (Weichselian) glacial events in the Lower Vistula Region, Middle-North Poland. - *Geochronometria* **21**: 137-142.

3D-Modellierung oberflächennaher Sedimente auf der Basis von Bohrungsdaten und seismischen Messungen im Gebiet des Offshore-Windparks „Arkona Becken Südost“

CHRISTOPH NACHTWEIDE¹ & KARSTEN OBST²

In der Ostsee nordöstlich von Rügen ist die Errichtung mehrerer Offshore-Windparks geplant. Im Rahmen der Genehmigungsverfahren sind Baugrunduntersuchungen erforderlich. Für den Windpark „Arkona Becken Südost“ wurden deshalb in einem etwa 50 km² großem Gebiet 100 vollständig gekernte Bohrungen bis ca. 60 m Tiefe abgeteuft sowie 2D-seismische Messungen durchgeführt. Basierend auf diesen Daten konnte im LUNG M-V ein geologisches 3D-Modell der sedimentären Schichtenfolge erstellt und die pleistozäne Entwicklung in diesem Bereich der südlichen Ostsee aufgezeigt werden (vgl. OBST et al. 2014).

Die 3D-Modellierung erfolgte mit dem Computerprogramm SKUA/GOCAD. Im ersten Arbeitsschritt wurden die Schichtenverzeichnisse der Bohrungen digitalisiert und die Abfolgen zunächst in drei verschiedene lithologische Einheiten gegliedert. Über basalen Kreidesedimenten (1) lagern pleistozäne Geschiebemergel mit sandigen bis schluffigen Zwischenschichten (2) sowie sandige oder tonige Decksedimente des Spätglazial bis Holozän (3). Kleingeschiebezählungen von ca. 100 Geschiebemergelproben aus 20 ausgewählten Bohrungen ermöglichte darüber hinaus eine Differenzierung der pleistozänen Ablagerungen in verschiedene Till-Einheiten, die insbesondere dem Warthe-Vorstoß des Saale-Komplexes sowie den Pommerschen und Mecklenburger Eisvorstößen des Weichsel-Glazials zugeordnet werden können. Lokal auftretende geringmächtige Till-Einheiten, die aufgrund ihrer stratigraphischen Position und ihren besonderen Geschiebespektren mit mittelweichselzeitlichen Eisvorstößen (z. B. dem Warnow-Vorstoß) korreliert werden können, blieben bei den weiteren Modellierungsarbeiten unberücksichtigt.

Im nächsten Bearbeitungsschritt wurden die Bohrungsdaten mit den seismischen Profilen korreliert. Dafür war es notwendig, aus den Schichtenverzeichnissen Textdateien in einem von der Modellierungssoftware lesbaren Format zu generieren. Aufgrund der hohen Anzahl an Schichten (>5000) wurde dieser Vorgang automatisiert. Die petrographische Zusammensetzung jeder Schicht wurde vereinfacht und diese einer lithologischen Klasse (Sand, Silt, Ton etc.) zugeordnet. Zusätzlich wurden Marker definiert, welche die Oberkante der wichtigsten lithostratigraphischen Einheiten repräsentieren. Unter Berücksichtigung der bekannten Tiefenangaben ließen sich Intervallgeschwindigkeiten definieren, um diese Marker auf den seismischen Linien in der Zeitdomäne zu projizieren. In den seismischen Profilen konnten danach Reflektoren mit aus den Bohrungen bekannten Grenzflächen unterschiedlicher lithostratigraphischer Einheiten korreliert werden (Abb. 1).

¹Christoph Nachtweide, Universität Greifswald, Institut für Geographie und Geologie, F.-L.-Jahn-Str. 17a, D-17489 Greifswald

²Dr. Karsten Obst, Geologischer Dienst, LUNG M-V, Goldberger Str. 12, D-18237 Güstrow, E-Mail: karsten.obst@lung.mv-regierung.de

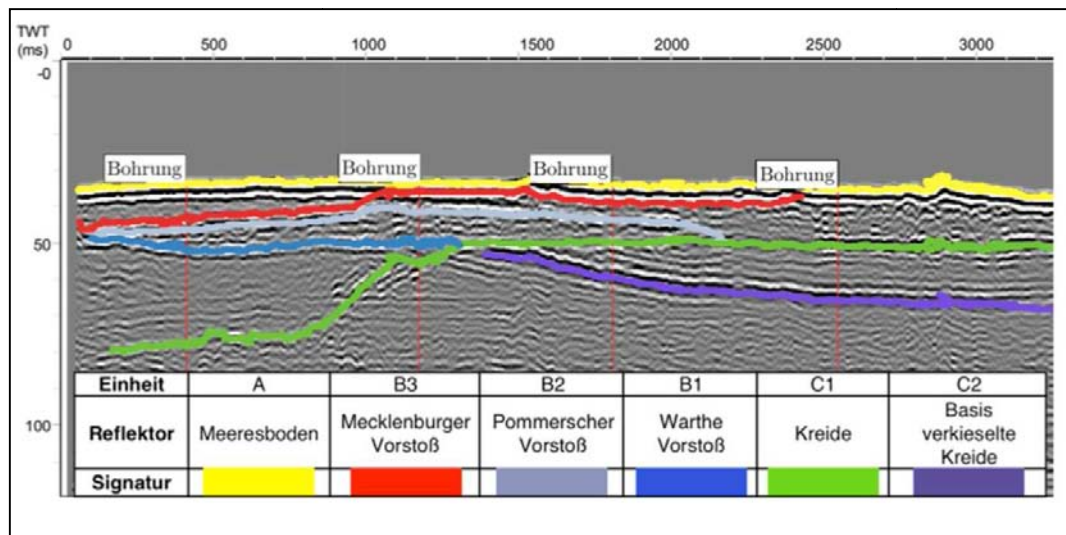


Abb. 1: Das seismische Profilbeispiel zeigt die lithologischen Einheiten, die durch den jeweiligen Reflektor am Top markiert werden. Eine Ausnahme stellt die Einheit C2 dar, welche durch einen Reflektor an der Basis beschrieben wird.

In allen seismischen Profilen ist der Meeresbodenreflektor durchgehend gut ausgebildet. Dieser markiert meistens die Oberfläche der jüngsten Sedimente des Spätglazial bis Holozän (Einheit A). Nur wo diese lokal fehlen, steht Geschiebemergel der Till-Einheit B3 direkt am Meeresboden an. Einheit A besteht vorwiegend aus Sand und Silt, z. T. aber auch aus Schlick. Sie weist daher in der Seismik nur eine geringe Amplitude und kaum interne Reflexionen auf. Im Gegensatz zu den zentralen Bereichen des Arkona-Beckens gibt es im Bereich des Windparks kaum Anzeichen auf Methananreicherungen in den oberflächennahen Sedimenten. Der Reflektor am Top der Einheit B3 ist weniger markant und wird teilweise vom Meeresbodenreflektor überlagert. Intern zeigt die Einheit B3 eine vergleichsweise mittlere bis hohe Amplitude mit chaotischen und diffusen Mustern. Sie ist daher auch gut von Einheit A zu unterscheiden. Die Einheit B3 entspricht dem Till des Mecklenburger Vorstoßes. Die unterlagernde Einheit B2 und der zugehörige Top-Reflektor sind nur im südöstlichen Bereich des Projektgebietes vorhanden. Der Reflektor ist diskontinuierlich ausgebildet und weist intern ein mit der Einheit B3 vergleichbares Muster auf. Diese Einheit wird mit dem Till des Pommerschen Vorstoßes korreliert.

Der Reflektor am Top der Einheit B1 geht lateral in den Reflektor C1 über, der die Oberkante der Kreideablagerungen (Einheiten C1 und C2) markiert und dabei lokal ein Onlap-Muster zeigt. Die Einheit B1 entspricht dem Till des Warthe-Vorstoßes und ist nur in den Bereichen vorhanden, wo die Kreide rinnenartig ausgeschürft wurde. Das interne Muster ist mit den anderen Till-Einheiten vergleichbar, aber weniger chaotisch und zeigt eine geringere Amplitude. Der C1-Reflektor ist durchgehend gut ausgebildet, außer im Bereich der glazialen Ausschürfungen. Lokal sind innerhalb der Kreide, konkav nach oben ausgebildete Reflexionen erkennbar, welche von dem Top-Reflektor C1 abgeschnitten werden. Dieser C2-Reflektor markiert die Basis verkieselter Kreidebereiche.

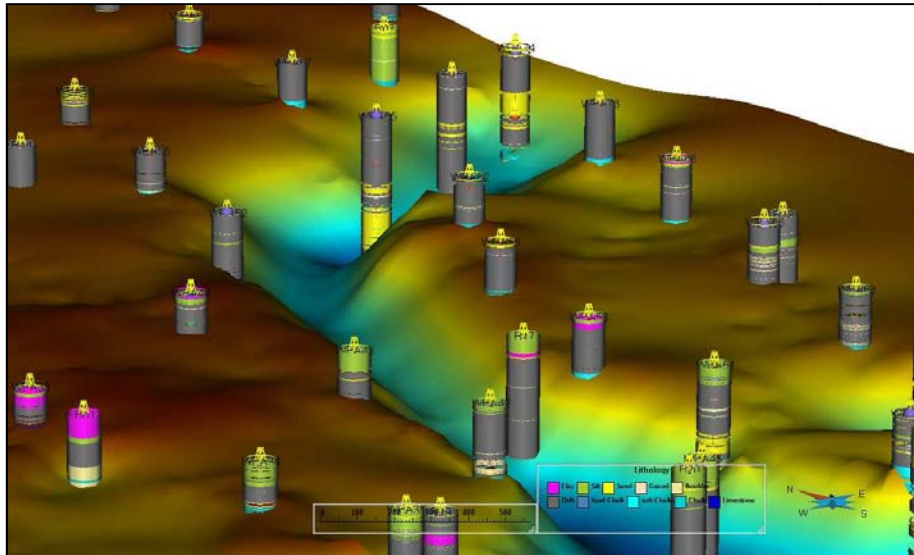


Abb. 2: Oberfläche der Kreide im südöstlichen Teil des Untersuchungsgebietes mit Blickrichtung nach NE. Die wichtigsten lithologischen Einheiten in den Bohrprofilen sind zudem farblich markiert.
Kreide – blau, Till – grau, Sand – gelb, Silt – grün, Ton/Schlick – rosa

Für die geologische Modellierung war eine Zeit-Tiefen-Wandlung erforderlich. Aus den gesteinspezifischen Geschwindigkeiten abgeleitete Geschwindigkeitsmodelle lieferten jedoch keine zufriedenstellenden Ergebnisse. Daher wurden die aus der Seismik gewonnenen Informationen anhand von kalibrierten Markern und Horizonten in die Tiefendomäne transferiert. Diese bildeten dann zusammen mit den Bohrungsmarkern Stützstellen mit denen die lithostratigraphischen Oberflächen des 3D-Modells erzeugt wurden (Abb. 2). Die im Modell dargestellten Horizonte umfassen den Top der Kreidesedimente (entspricht der Quartärbasis), die drei Oberflächen der wichtigsten pleistozänen Till-Einheiten und den Meeresboden. Ein Horizont repräsentiert eine Grenzfläche innerhalb der Kreide, die Bereiche unterschiedlicher Festigkeit voneinander trennt.

Literatur:

- OBST, K., NACHTWEIDE, C. & MÜLLER, U. (2014): Distribution and age constraints of Pleistocene sediments in the south-eastern part of the Arkona Basin, German Baltic Sea.
– The 12th Colloquium on Baltic Sea Marine Geology, September 8-12, 2014, Leibniz Institute for Baltic Sea Research Warnemünde, Abstract-Volume: 17-18.

Herausgeber:

Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg - Vorpommern (LUNG M-V)
Goldberger Str. 12
18273 Güstrow
Telefon: 03843/777-0
Fax: 03843/777-106
E-Mail: poststelle@lung.mv-regierung.de

Redaktion:

Dr. Andreas Börner, Prof. Dr. Ralf-Otto Niedermeyer, Karsten Schütze (LUNG M-V)

Layoutierung:

Susann Förster (LUNG M-V)

Abbildungen:

Titelseite

Karte der an der Oberfläche anstehenden geologischen Bildungen in M-V (Kartenentwurf: U. Müller & K. Schütze 2003)

Rückseite

Oben links: 3D-Ansicht der Basis- und Topfläche der triassischen Sedimente im Untersuchungsgebiet westlich von Rügen (aus: Obst et al. 2015: Entwicklung eines 3D-Untergrundmodells für die südliche Ostsee –Grundlagen, Ziele und Ergebnisse des USO-Projektes)

Oben rechts: Ober-Oligozän Geschiebe aus einer Kiesgrube bei Pinnow „Sternberger Kuchen“, Exponat der Geologischen Landessammlung im Foyer des LUNG (Foto: A. Börner 2015)

Mitte links: Seeborung des ICLEA-Projektes im Tiefen See bei Klocksinn von einer Bohrplattform des Geoforschungszentrums Potsdam (Foto: S. Lauterbach, GFZ Potsdam 2013)

Mitte rechts: Strandaufspülung als Küstenschutzmaßnahme am Strand von Rerik (Foto: A. Börner 2014)

Unten links: Ausstrich einer Eozän-Tonscholle am Strand westlich von Meschendorf (Foto: A. Börner 2013)

Unten rechts: „Schlachtfeld im Tollensetal“ - Fundschicht mit nicht regulär verteilten menschlichen Skelettresten aus der Grabung 2011 (Foto: G. Lidke)

Die Bildrechte aller Abbildungen und Fotos liegen, wenn nicht anders angegeben, bei den Autoren.

Druck:

Zentrale Druckerei des Innenministeriums im
Landesamt für innere Verwaltung Mecklenburg-Vorpommern
Lübecker Straße 287
19059 Schwerin
ISSN 1439-9083
Preis: 10-€

Bezug:

Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg - Vorpommern (LUNG M-V)
Bibliothek
Goldberger Str. 12
18273 Güstrow
Telefon: 03843/777-0
Fax: 03843/777-106
E-Mail: bibliothek@lung.mv-regierung.de

gedruckt auf chlorfreiem Papier

Diese Druckschrift wird im Rahmen der Öffentlichkeitsarbeit des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg – Vorpommern herausgegeben. Sie darf weder von Parteien noch von deren Kandidaten und Helfern während des Wahlkampfes zum Zwecke der Wahlwerbung verwandt werden. Dies gilt für alle Wahlen. Missbräuchlich ist insbesondere die Verteilung auf Wahlveranstaltungen, an Informationsständen der Parteien sowie das Einlegen, Aufdrucken oder Aufkleben parteipolitischer Informationen oder Werbemittel. Untersagt ist auch die Weitergabe an Dritte zur Verwendung bei Wahlwerbung. Auch ohne zeitlichen Bezug zu einer bevorstehenden Wahl darf die vorliegende Druckschrift nicht so verwandt werden, dass dies als Parteinahme des Herausgebers zu Gunsten einzelner politischer Gruppen verstanden werden kann. Diese Beschränkungen gelten unabhängig vom Vertriebsweg, also unabhängig davon, auf welchem Wege und in welcher Anzahl diese Druckschrift dem Empfänger zugegangen ist.

Güstrow, im Mai 2015

