

**GIS-gestützte 3D-Modellierung hochweichsel-zeitlicher
Sedimente in Nordwest-Mecklenburg-Vorpommern**

I n a u g u r a l - D i s s e r t a t i o n

zur

Erlangung des Doktorgrades

der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät

der Universität zu Köln

vorgelegt von

Andreas Gerth

aus Bergisch Gladbach

Bautzen

2008

Berichtersteller: PD Dr. Raimo Becker-Haumann

Prof. Dr. Ernst Brunotte

Tag der mündlichen Prüfung: 23.10.2007

Abstract

For the region of the northwestern part of the Federal State Mecklenburg-Vorpommern (northeast Germany) from the Wismar bay to the southern area of the Schwerin lake a 3D model of the Weichselian (Pommern and Mecklenburg advance) and the Holocene sediments was built. The model consists of not only own gained field data and laboratory analysis but also of data material from the Geological Survey of Mecklenburg-Vorpommern.

The investigated sediments in the working area consist of three tills, which are mainly vertical separated by the glacifluvial and glaciallimnic sediments J2 to J5. The tills of the created model W2u and W2o are assigned to the Pommern advance, the younger deposited till W3 to the Mecklenburger advance. The base of the till W2u comprises Saalian aged sediments as well as deposits referring to the early and main Weichselian advance. These deposits can be located as basis layer sediments for the model as well at the cliffs in the northern investigation area as in the used logs. The afterset sediments of the W1 advance are widely turned imperceptible into the W2u foreset deposits.

The measurements of the small erratica axes orientation from the tills show the main advance direction of the belonging inland ice shield lobes from northern areas.

The investigations of the lithofaciell and the sedimentpetrographic habitus of the deposits show a stronger diversity as well by comparison of themselves as in the lateral and vertical extend of the same layer. This diversity can more become blurred by considering bigger areas. The most prominent differences in the contents of the small erratica spectra are given with the comparison of the W1 and W2/3 sediments. The widely existing similarity of the W2u, W2o and W3 small erratica spectra are supported by the spectra of the heavy minerals. They even show no great expansion of the catchment area.

The glacifluvial deposits and the moraine sediments in the investigation area show a rather great dynamic of erosion and accumulation. It is marked by noticeable variations of the sediment base heights with partly developed channels. Depending on these facts a rather complicated geological structure of the underground is given. Because of upsetting and melting processes complicate structured areas are marked in the model by varying thickness of the layers and abnormal layer positioning. The upsetting moraines of the distinct advances can partly plausible connected over great distances with belonging lodgement tills and bigger melting sediment structures like

outwashes. The lodgement tills show a general increasing of the base heights from north to south. On the other hand the base heights of the outwashes show a contrary direction.

Zusammenfassung

Für das Gebiet Nordwest-Mecklenburg-Vorpommerns wurden von der Wismarbucht bis zum südlichen Bereich des Schweriner Sees die hochweichsel-zeitlichen (Pommerscher und Mecklenburger Vorstoß) und die holozänen Sedimente im Zuge einer GIS-gestützten Modellierung als 3-dimensionale Schichtglieder dargestellt. Die Modellierung stützt sich dabei sowohl auf eigens im Gelände und im Labor gewonnene Daten, als auch auf landesamtliche Bohr- und Analysenwerte.

Bei den untersuchten Sedimenten im Arbeitsgebiet handelt es sich um im ungestörten Zustand 3 überlagernde Tills, die voneinander durch glazifluviatile und glazilimnische (Zwischen-)Sedimente J2-J5 getrennt werden. Die modellierten Tills W2u und W2o können dem Pommerschen Vorstoß, der Till W3 dem Mecklenburger Vorstoß zugeordnet werden. Die Basis des Tills W2u wird von saale-zeitlichen sowie von jüngeren früh- und hochweichsel-zeitlichen Sedimenten aufgebaut. Diese lassen sich z. T. an den Kliffaufschlüssen im Norden sowie in den einbezogenen Bohrungen als Basisschichten des Modells verfolgen. Die Nachschüttsedimente des Vorstoßes W1 gehen unmerklich in die Vorschüttsedimente W2u über.

Einregelungsmessungen an Kleingeschieben ergaben das Vordringen des ablagernden Inlandeises aus generell nördlicher Richtung.

Die lithofaziell-sedimentpetrografischen Untersuchungen der Ablagerungen zeigen sowohl eine verstärkte Diversität ihrer Ausbildung untereinander, wie auch innerhalb einer Schicht an, die jedoch bei Betrachtung größerer Flächen verschwimmen kann. Die markantesten Unterschiede in den Fraktionsgehalten ergeben sich in der Kleingeschiebebeobachtung von W1 und W2/3 Sedimenten. Die großräumige Ähnlichkeit der Kleingeschiebeanteile der Tills W2u, W2o und W3 wird ebenfalls durch das Spektrum der untersuchten Schwerminerale gestützt, die keine wesentliche Vergrößerung des Einzugsgebietes anzeigen.

Die glazifluviatilen und die Moränen-Sedimente im Untersuchungsgebiet weisen eine hohe Erosions- und Akkumulationsdynamik auf. Sie ist gekennzeichnet durch unstete Basishöhenverläufe mit teilweise rinnenartiger Ausbildung, so dass sich ein komplizierter geologischer Aufbau des Untergrundes ergibt.

Durch Stauchungs- oder Abschmelzprozesse gestörte Bereiche sind im Modell durch Mächtigkeitsunstetigkeiten und Lagerungsanomalien gekennzeichnet. Die Endmoränenzüge der einzelnen Vorstöße lassen sich teilweise plausibel über größere Strecken mit vorgelagerten Grundmoränen, wie auch mit angeschlossenen Sandern verknüpfen. Die Grundmoränen zeigen dabei einen generellen Anstieg der Basishöhen von Norden nach Süden, die vorgelagerten Sander in entsprechender Orientierung eine Basishöhenabnahme.

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Zielvorgabe und Themenbeschreibung	10
2. Einführung	
2.1 Lage und Abgrenzung des Untersuchungsgebietes	10
2.2 Geografischer und geomorphologischer Überblick	12
2.2.1 Landschaftsformen und Topografie	12
2.2.2 Gewässernetz	14
2.2.3 Vegetation	16
2.2.4 Klima	17
2.3 Geologischer Überblick und geologische Entwicklung	18
2.4 Forschungsgeschichte des Quartärs unter besonderer Berücksichtigung des Untersuchungsgebietes	23
2.5 Begriffsdefinitionen	27
3. Angewandte Arbeitsmethoden	
3.1 Einmessung von Schichtbasiswerten	29
3.2 Korngrößenanalyse	
3.2.1 Siebung im Labor	31
3.2.3 Schlämmanalyse nach Köhn	31
3.3 Kleingeschiebebestimmung	32
3.4 Rundungsgradanalyse	34
3.5 Bestimmung des Gesamtkarbonatgehalts	37
3.6 Glühverlust	37
3.7 Bestimmung der Maximalgerölle	37
3.8 Messung der Gerölleinregelung	38
3.9 Schwermineralanalyse	40
3.10 GIS-gestützte 3D-Modellierung	
3.10.1 Datengrundlage	
3.10.1.1 Eigene Aufschlussdaten	41
3.10.1.2 Bohrdaten des LUNG Mecklenburg-Vorpommern	42
3.10.1.3 Bohrdaten aus Karten und Kartierunterlagen	46
3.10.1.4 Digitales Gelände-Modell (DGM)	47
3.10.2 Schichtbasisflächen	50
3.10.3 Schichtverbreitungen an der Oberfläche	51

3.10.4 Schichtmächtigkeiten	52
3.10.5 Flächen- und Volumenstatistik der Sedimente	52
3.10.6 Erzeugung von Profilschnitten	52
3.10.7 3D-Visualisierung mittels 3D-Analyst, Virgil®-Analyst und Surfer	53
4. Die untersuchten Sedimente im Arbeitsgebiet	
4.1 Wichtige Aufschlüsse / Aufschlusssituation	54
4.1.1 Aufschluss Klein Klütz-Höved / Groß Klütz-Höved	55
4.1.2 Aufschluss Insel Poel Nord- und Westkliff	65
4.1.3 Aufschluss Wohlenberger Wiek, Wismarbuch, Boiensdorfer Werder, Wustrow und Rerik	69
4.2 Tills S2, W0, W1 und Zwischensediment J2 als Basis der untersuchten Ablagerungen	73
4.3 Zwischensediment J2	
4.3.1 Sedimentologie	75
4.3.2 Das 3D-Modell	
4.3.2.1 Schichtverbreitung	76
4.3.2.2 Basishöhen	76
4.3.2.3 Mächtigkeiten	78
4.4 Till W2u	
4.4.1 Sedimentologie	79
4.4.2 Das 3D-Modell	
4.4.2.1 Schichtverbreitung	81
4.4.2.2 Basishöhen	81
4.4.2.3 Mächtigkeiten	83
4.5 Zwischensediment J3	
4.5.1 Sedimentologie	84
4.5.2 Das 3D-Modell	
4.5.2.1 Schichtverbreitung	86
4.5.2.2 Basishöhen	86
4.5.2.3 Mächtigkeiten	87
4.6 Till W2o	
4.6.1 Sedimentologie	89
4.6.2 Das 3D-Modell	

4.6.2.1 Schichtverbreitung	90
4.6.2.2 Basishöhen	91
4.6.2.3 Mächtigkeiten	92
4.7 Zwischensediment J4	
4.7.1 Sedimentologie	93
4.7.2 Das 3D-Modell	
4.7.2.1 Schichtverbreitung	94
4.7.2.2 Basishöhen	94
4.7.2.3 Mächtigkeiten	95
4.8 Till W3	
4.8.1 Sedimentologie	96
4.8.2 Das 3D-Modell	
4.8.2.1 Schichtverbreitung	98
4.8.2.2 Basishöhen	99
4.8.2.3 Mächtigkeiten	99
4.9 Zwischensediment J5	
4.9.1 Sedimentologie	100
4.9.2 Das 3D-Modell	
4.9.2.1 Schichtverbreitung	100
4.9.2.2 Basishöhen	101
4.9.2.3 Mächtigkeiten	102
4.10 Holozän	
4.10.1 Sedimentologie	102
4.10.2 Das 3D-Modell	
4.10.2.1 Schichtverbreitung, Basishöhen, Mächtigkeiten	103
5. Relative, stratigrafische Alterseinstufung und räumliche Grenzziehung der modellierten Sedimente unter Berücksichtigung der angewandten Arbeitsmethoden innerhalb des Untersuchungsgebietes	105
5.1 Sedimentologisch-petrografische Analyse	
5.1.1 Kleingeschiebeauswertung	106
5.1.2 Morphometrie, Maximalgeschiebe, Geschiebeinhalt	115
5.1.3 Schwermineralanalyse	119
5.2 Das 3D-Modell im Gesamtüberblick	125
6. Paläogeografie	140

7. Einbindung des Modells in das regionale und überregionale stratigrafische System	
7.1 Korrelation mit der Stratigrafie Mecklenburg-Vorpommerns	157
7.2 Korrelation mit Nachbargebieten	159
8. Danksagung	164
9. Literaturverzeichnis	165
10. Anhang	
10.1 Profile	184
10.2 Datentabellen	187

1. Zielvorgabe und Themenbeschreibung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit war es, für die hochweichsel-zeitlichen Sedimente Mecklenburg-Vorpommerns vom Bereich der Wismarbucht im Norden bis zum Schweriner See im Süden ein stringentes 3D (Untergrund-)Modell zu erstellen. Die dazu ausgeführten Arbeiten umfassten hierbei die Geländeaufnahme in größeren Aufschlusslokalitäten, Feld- und Laboranalysen sowie, anhand der gewonnenen Aufarbeitungen der Bohrdaten und der Befunde aus den Probenanalysen, die rechnergestützte Modellierung. Im Mittelpunkt der vorliegenden Arbeit stand die Analyse und Modellierung der zu untersuchenden Ablagerungen, nicht die Methodik der 3D-Modellierung an sich. Die erfolgreiche Anwendung der 3D-Modellierung auf quartäre Sedimente konnte u. a. bereits im Alpenvorland durch zahlreiche Arbeiten belegt werden (BECKER-HAUMANN 2005, BECKER-HAUMANN 2007, BECKER-HAUMANN & GERTH [im Druck], GERTH & BECKER-HAUMANN [im Druck]). Zur Charakterisierung und Gliederung der bearbeiteten Schichtglieder, in Hinsicht auf ihre geologische Ausbildung und stratigrafische Zuordnung, wurden im Arbeitsgebiet insbesondere an den großen Aufschlüssen in den Küstenabschnitten Analysen durchgeführt. Die Neuaufnahme war notwendig, um Untersuchungsergebnisse anderer Bearbeiter sowie die Beschreibung der Schichtglieder in den Bohrungen eigenen Untersuchungen zuordnen zu können. Die Ergebnisse dieser Arbeit flossen in das 3D-Modell ein, wobei sich die Daten der Gelände- und Laborarbeit sowie die Ergebnisse der Modellierung gegenseitig stützen und ergänzen.

Somit liegen mit dieser Arbeit erstmalig hochauflösende Ergebnisse in Bezug auf Datendichte und Datentransparenz für die hochweichsel-zeitlichen Sedimente im Arbeitsgebiet vor und ermöglichen sowohl stratigrafische Zuordnungen, als auch paläogeografische Rekonstruktionen. Diese können als Grundlage und Ausgangspunkt für weitergehende, zukünftige Bearbeitungen der pleistozänen Ablagerungen im Bereich des Arbeitsgebietes und daran anknüpfender Bereiche, sowohl in lateraler, als auch in vertikaler Orientierung dienen.

2. Einführung

2.1 Lage und Abgrenzung des Untersuchungsgebietes

Das Arbeitsgebiet liegt im Nordwesten Mecklenburg-Vorpommerns und erstreckt sich von der Halbinsel Wustrow sowie der Insel Poel im Norden bis zum südlichen

Bereich des Schweriner Sees im Süden (Abb. 1). Im Süden bildet die Hochfläche des Endmoränenzuges des Pommerschen Maximalvorstoßes mit den vorgelagerten Sanderflächen und im Norden die Wasserfläche der Ostsee die natürliche Grenze des Untersuchungsgebietes. Im Westen dehnt sich das Gebiet bis zur politischen Grenze des Bundeslandes Mecklenburg-Vorpommern zu Schleswig-Holstein aus. Im Osten wurde der Grenzverlauf des Untersuchungsgebietes mit dem Ostrand der Topografischen Kartenblätter 1835-2435 gleichgezogen (s. Abb. 1 u. 10).

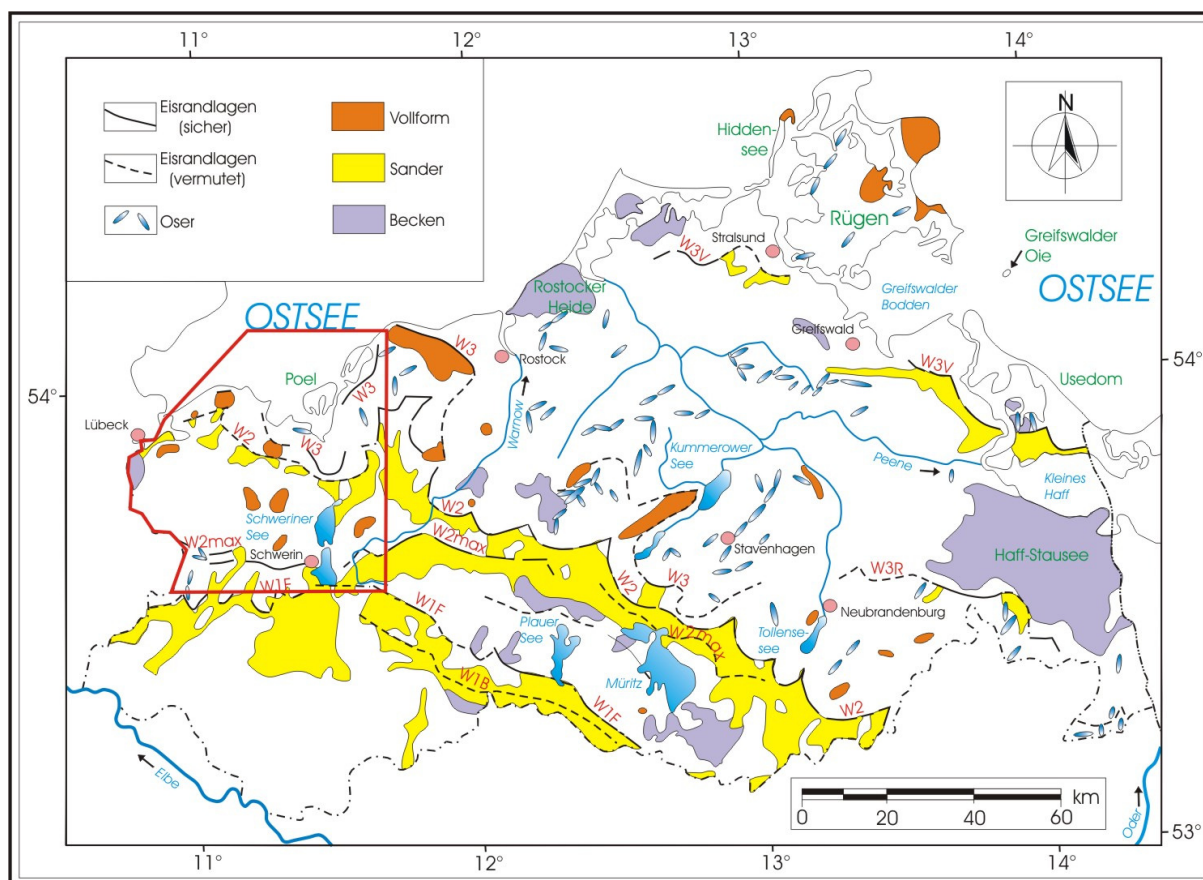


Abb. 1: Quartärgeologische Strukturkarte von Mecklenburg-Vorpommern (zusammengestellt nach HECK 1961, SCHULZ 1967 u. BREMER 2003) mit Lage des Untersuchungsgebietes (rote Markierung, s. a. Abb. 10).

Das Untersuchungsareal erreicht somit eine maximale Nord-Süd-Erstreckung von 62 km sowie 61 km West-Ost-Ausdehnung. Die für die vorliegende Arbeit relevante, untersuchte Landfläche weist, auf eine ebene Fläche projiziert, ein Bearbeitungsareal von rund 3122 km² auf.

2.2 Geografischer und geomorphologischer Überblick

2.2.1 Landschaftsformen und Topografie

Der Bereich des Arbeitsgebietes lässt sich großräumig betrachtet durch eine von Norden nach Süden stetig ansteigende kuppige Grundmoränenlandschaft definieren, die von zahlreichen, West-Ost verlaufenden Stauch- bzw. Endmoränenkomplexen durchzogen wird (Abb. 3). Von der Strandlinie des nördlichen Küstenbereiches auf 0 m ü. NN ausgehend steigen die Höhenwerte der Geländeoberfläche im Bereich der jüngeren Grundmoränenlandschaft auf der Linie Rosenhagen – Klütz – Dorf Mecklenburg auf 20 m ü. NN (in Küstennähe) bis über 40 m ü. NN (weiter im Inland liegend) an. Die sich südlich anschließenden (Stauch-)endmoränen weisen eine erheblich größere Reliefenergie auf. Im sog. Klützer Winkel zwischen Kalkhorst und Klütz werden Höhenwerte von bis zu 89 m ü. NN und im Bereich des Heidberges bei Barendorf / Hamberge (s. a. Abb. 2) 113 m ü. NN erreicht. Der Heidberg ist gleichzeitig die höchste Erhebung im Arbeitsgebiet. Südlich der nördlichen Stauchmoränenkomplexe im Untersuchungsgebiet steigt die Topografie weiter an, um schließlich im Bereich westlich des Schweriner Sees in den Stauchkomplexen über 90 m ü. NN zu erreichen. Im Bereich Selmsdorf – Lüdersdorf sowie im Gebiet von Falkenhagen bis Bobitz überragen in einem breiten Band Stauchungszonen ihr nördliches und südliches Umfeld um über 20 m.



Abb. 2: Der teilweise bewaldete Iserberg bei Hamberge als Teil des sich nordöstlich Grevesmühlen erstreckenden Stauchkomplexes zwischen Hamberge und Barendorf.

Der gleichmäßige Anstieg der ebenen bis kuppigen Grundmoränenlandschaft sowie der sie überragenden Stauchungszonen und Endmoränenbereiche wird von tiefer liegenden Talbereichen durchzogen, die von nördlich strebenden Fließgewässern ausgeräumt worden sind (Abb. 3, s. a. Kap. 2.2.2). Als weitere morphologisch bestimmende Landschaftselemente treten untergeordnet marginal insbesondere größere, dammartige Oserzüge auf. Die größte dieser Schmelzwasserbildungen verläuft bei Molzahn in Nord-Süd-Ausdehnung auf einer Länge von über 3,5 km.

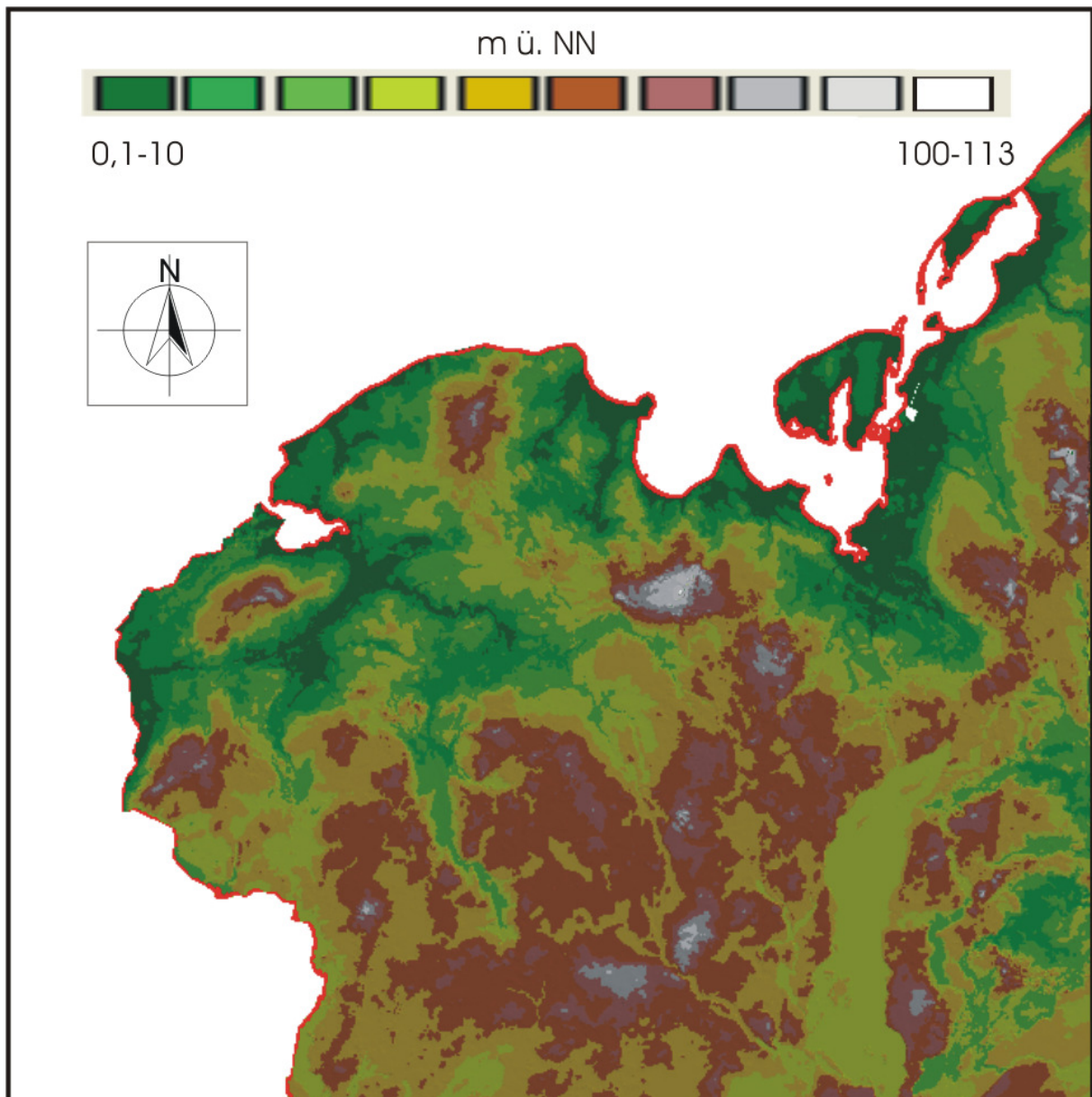


Abb. 3: Gelände-Höhenmodell des Arbeitsgebietes, erstellt mit ArcView auf Grundlage von TK 25 Rasterdaten. Bereitstellung der Datengrundlage durch das LUNG M-V.

2.2.2 Gewässernetz

Im Norden wird das Untersuchungsgebiet von dem offenen Meer der Ostsee begrenzt, das sich in mehreren Buchten in die zu untersuchenden Ablagerungen eingeschnitten hat. Das eigentliche Arbeitsgebiet ist von zahlreichen Fließgewässern erster und zweiter Ordnung (nach HORTON 1945 und STRAHLER 1952, 1957) durchzogen. Diese teils perennierend und teils episodisch Wasser führenden kleineren Bäche haben zu einem Großteil ihren Ursprung in stark versumpften Feuchtgebieten auf den Anhöhen der Stauchkomplexe. Die Hauptentwässerungsrichtung der in den Hochflächen autochthon angelegten Fließgewässersysteme erster bis zweiter Ordnung liegt hauptsächlich in nordwestlicher Richtung. Oftmals ist, von der Quelle ausgehend, bei bestehender primärer Fließrichtung in südlicher Orientierung im Zuge der Laufstrecke bei Erreichen einer Talniederung eine Richtungsänderung in nördliche Richtung zu beobachten. Dies ist z. B. beim Bach im Bereich des Mühlberges bei Mühlen Eichsen der Fall. Die beschriebenen untergeordneten Fließgewässer münden in ein System übergeordneter Fließgewässer dritter und vierter Ordnung (nach HORTON 1945 und STRAHLER 1952, 1957), die in den die Anhöhen durchschneidenden Talniederungen entwässern. Ein Beispiel ist der Upahler Bach, der bei Upahl in die Stepenitz mündet. Die Hauptentwässerungsrichtung der Fließgewässer dritter und vierter Ordnung verläuft in nördlicher und östlicher Richtung, wie es bei den Flüssen Radegast, Maurine und Stepenitz im zentralen und westlichen Bereich des Arbeitsgebietes zu beobachten ist. Die Orientierung ist hier auf das Niveau der Ostsee ausgerichtet, in welche die übergeordneten Flüsse münden (Abb. 4). Neben den natürlichen Fließgewässern treten im Arbeitsbereich als künstliche Stich- und Verbindungskanäle angelegte bzw. ausgebaute Fließgewässer auf, die ebenfalls auf den Pegel der Ostsee ausgerichtet zumeist in nördlicher Orientierung verlaufen. Diese Kanäle weisen häufig eine geringe Wassertiefe auf. Als ein ausgedehnteres Kanalsystem im Arbeitsgebiet mit einer geringen Wassertiefe von im Mittel 50 cm sei der im 16. Jh. angelegte sog. Wallenstein-Graben genannt. Er verbindet den Schweriner See und die Ostsee und überwindet auf einer Laufstrecke von etwa 20 km 38 Höhenmeter. Insbesondere im südlichen und im zentralen Bereich des Arbeitsgebietes sind größere offene Gewässerflächen vorhanden. Die größte Gewässerfläche im Untersuchungsbereich ist der Nord-Süd ausgerichtete Schweriner See. Er hat eine Länge von rund 21 km und ist bis zu 6 km breit, bei ei-

ner Fläche von etwa 64 km². Die größte Wassertiefe des Sees, dessen mittleres Niveau bei 37 m. ü. NN liegt, beträgt etwa 52 m.

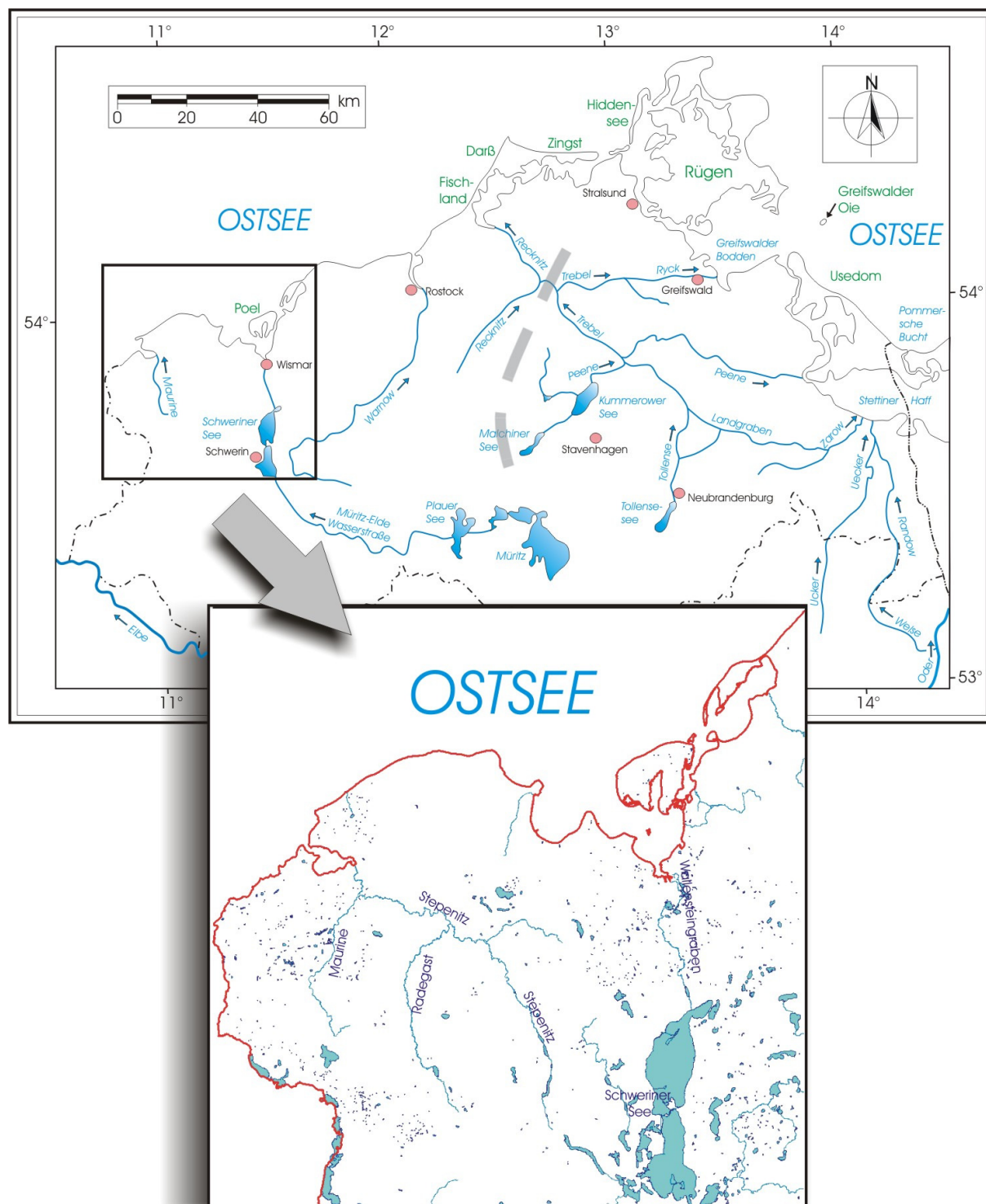


Abb. 4: Darstellung des Gewässersystems übergeordneter Fließgewässer und Wasserflächen im Arbeitsgebiet (unten) im Zusammenhang mit dem Gewässersystem Mecklenburg-Vorpommerns (oben). Die unterbrochene graue Linie im oberen Bildteil markiert die Wasserscheide des westlichen und östlichen Ostsee-einzugsgebietes.

Daneben treten insbesondere im südlichen Bereich des Arbeitsgebietes oftmals langgezogene Rinnenseen auf, die in Nord-Süd-Richtung orientiert und teilweise durch künstlich angelegte Kanäle miteinander verbunden sind. Dazu ist, neben anthropogen aufgestauten Wasserflächen (wie der Talsperre Farpen nördlich von Neuburg-Steinhausen) insbesondere im Bereich der Stauchkomplexe eine große Anzahl von kleinen versumpften und nur wenig wasserführenden Toteislöchern vorhanden, die lediglich eine geringe Wassertiefe aufweisen.

2.2.3 Vegetation

Ein Großteil des Untersuchungsgebietes ist ackerwirtschaftlich geprägt. Dies ist auf die im Mittel ertragreichen Böden zurückzuführen.



Abb. 5: Von Kiefernwald bestandene Dünensedimente im Bereich der Wohlenberger Wiek.

Mit Ackerzahlen der Bodenschätzung von über 45 (ALBRECHT et al. 1995) gelten die vorherrschenden Parabraunerde-Pseudogleye, Pseudogleye und Gleye des Klützer Winkels (Jungmoränenlandschaft des westlichen Küstengebietes) sowie die Grundmoränenböden des Westmecklenburgischen Platten- und Hügellandes (Altmoränenlandschaft) als die ertragreichsten von ganz Mecklenburg-Vorpommern. Vorwiegend werden hier Weizen, Zuckerrüben und Gemüse angebaut. Größere Waldflächen treten bevorzugt in morphologisch stärker ausgeprägten Bereichen, wie Endmoränenzügen, auf. Hier herrschen Buchenwälder vor, während in Meeressand- und Dünenbereichen der Küstenzone Kiefernwälder hinzutreten (s. Abb. 5).

2.2.4 Klima

Das Untersuchungsgebiet, das sich innerhalb des norddeutschen Klimaraumes mit gemäßigt humidem Klima befindet, weist ozeanisch geprägten Charakter mit kontinentalen Einflüssen auf (BIRR 1996). Neben dem Kleinklima im unmittelbaren Bereich des Arbeitsgebietes, das u. a. durch die Verdunstungsrate und Luftzirkulation von Bewuchs, Relief und Wärmespeicherfähigkeit des Untergrundes gesteuert wird, sind die Ostsee und das Binnenland als wichtige natürliche Klimafaktoren anzusehen. Der Küstenbereich der Wismarbucht unterliegt ozeanischen Einflüssen, die zum Landesinneren hin an Einfluss verlieren. Nach Westen hin, außerhalb des Arbeitsgebietes liegend, nimmt der stärker kontinental geprägte Klimacharakter zu (KLEIWE 1951, BILLWITZ 1995). Dieser weist erhöhte mittlere Jahrestemperaturen, eine größere Anzahl an Sonnenstunden sowie tendenziell niedrigere Windstärken auf.

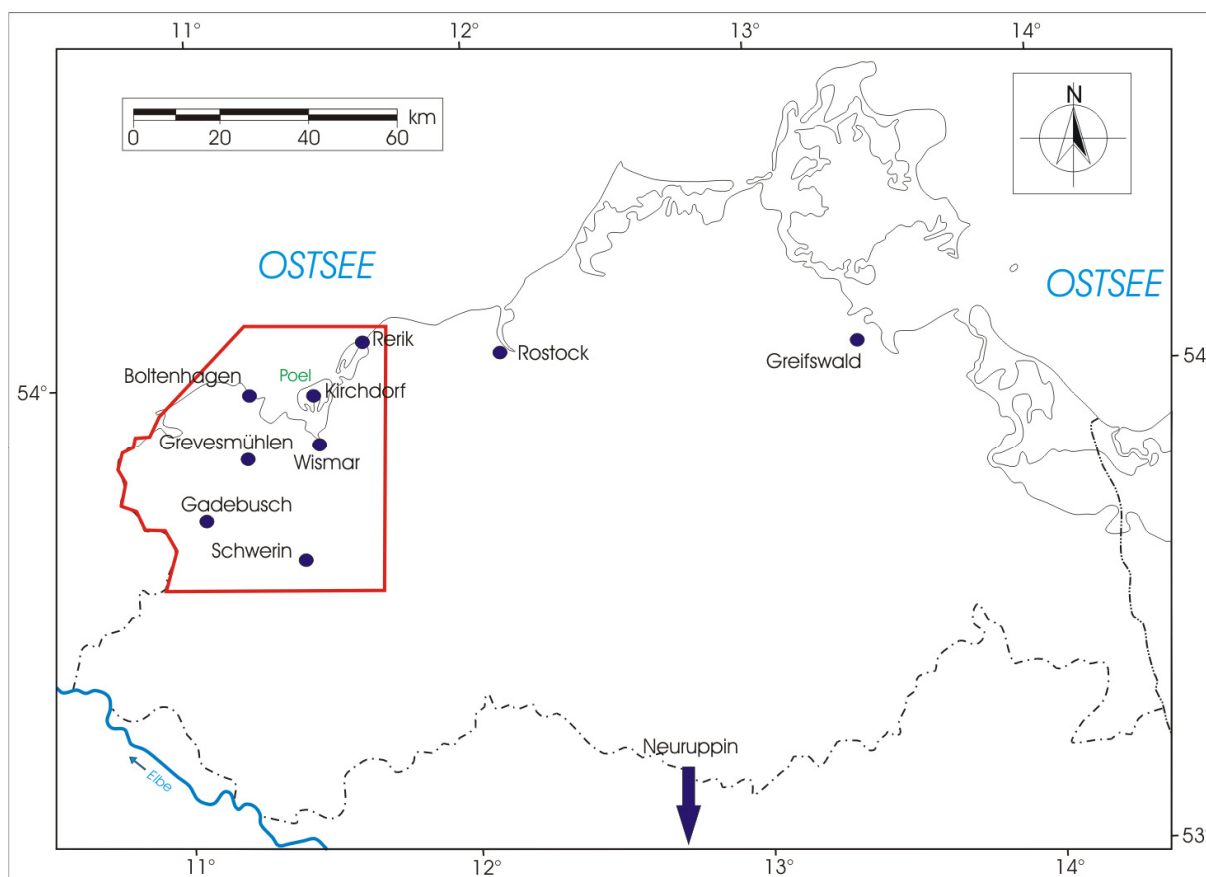


Abb. 6: Lage der in Tab. 1 aufgeführten Messstationen im Arbeitsgebiet. Als Vergleichswerte wurden die Daten der Messstationen von Rostock, Greifswald und Neuruppin (Brandenburg) angegeben.

Die mittleren Jahresniederschläge nehmen im Untersuchungsgebiet generell von Westen nach Osten hin ab, wobei die Niederschlagsmengen tendenziell vom

Küstenbereich zum Binnenland hin zunehmen. Im Zuge von Stauwirkungen sind insbesondere im Bereich höher aufragender, großräumig angelegter Stauchmoränenkomplexe (z. B. bei Grevesmühlen und Gadebusch) erhöhte Niederschlagsmengen zu verzeichnen (s. Tab. 1, Abb. 6).

Die folgende Zusammenstellung der Klimadaten soll die Klimaverhältnisse im Arbeitsgebiet zusätzlich veranschaulichen:

Parameter	Boltenhagen	Gadebusch	Greifswald	Grevesmühlen	Kirchdorf (Poel)
RSS [mm]	535,8	642,5	565	646,7	559,4
SOS [h]	1693,5	x	1739	x	x
TMM [°C]	8,4	x	8,1	x	x
TNM [°C]	x	x	5,5	x	x
NMM [1/8]	x	x	5,2	x	x
FMM [Bft]	x	x	2,7	x	x
FXX [Bft]	x	x	20,5	x	x

Parameter	Neuruppin	Rerik	Rostock	Schwerin	Wismar
RSS [mm]	510,9	604,1	589	620,3	598,8
SOS [h]	1583,3	x	1686,5	1395,6	x
TMM [°C]	8,5	x	8,4	8,4	x
TNM [°C]	5,5	x	6,7	5,7	x
NMM [1/8]	5,2	x	5,4	5,2	x
FMM [Bft]	2,4	x	3,1	2,7	x
FXX [Bft]	19,5	x	22,6	21,2	x

Tab. 1: Zusammenstellung der Klimadaten von einigen Klimastationen im Bereich des Arbeitsgebietes. Daten aus DEUTSCHER WETTERDIENST (2003) und DWD Stationswerte (Mittelwerte der Normalperiode 1961-1990) der Online-Abfrage (nach eigener Auswertung der Messreihen der Monatswerte 2000-2006).

RSS: Mittlere Monatssumme der Niederschlagshöhe; SOS: Mittlere Monatssumme der Sonnenscheindauer; TMM: Mittel der Temperatur in 2 m über dem Erdboden; TNM: Mittleres Tagesminimum der Temperatur in 2m über dem Erdboden; NMM: Mittel des Bedeckungsgrades; FMM: Mittel der Windstärke; FXX: Maximum der Windgeschwindigkeit in 10m Höhe (Spitzenböe).

2.3 Geologischer Überblick und geologische Entwicklung

Großräumig betrachtet liegt das Untersuchungsgebiet im Norddeutschen Tiefland des mitteleuropäischen Tieflandsbereiches. Dieses grenzt im Süden an das zentraleuropäische Mittelgebirge und im Norden an die Gewässer von Nord- und Ostsee.

Der Untergrund Mecklenburg-Vorpommerns weist einen umfangreichen Stockwerksbau auf (GEOLOGISCHER DIENST MECKLENBURG-VORPOMMERN 2000 u. 2002, KATZUNG & EHMKE 1993), auf den im Folgenden kurz eingegangen werden soll. Der tiefere Untergrund Mecklenburg-Vorpommerns liegt im südwestlichen Bereich in der Zone der Westeuropäischen Plattform, während der nordöstliche Teil am südwestlichen Außenrand des Osteuropäischen Kratons lagert (KATZUNG et al. 1995). Die unscharfe Grenze beider Bereiche weist in Form der Tornquist-Teisseyre-Zone einen komplizierten tektonischen Internaufbau auf, wobei Teilbereiche der stabilen Osteuropäischen Plattform abgetrennt und mit in die mobile Absenkung der Westeuropäischen Plattform einbezogen wurden (HOFFMANN & FRANKE 1997, BEIER 2001, BEIER et al. 2001). Im Übergang zum oberflächlichen Festlandsbereich sinkt das Kristallin in größere Tiefen ab und ist selbst mit tiefen Bohrungen im Bereich des Arbeitsgebietes nicht zu fassen. Die Lage der Grenze zwischen phanerozoischem und präkambrischem Mitteleuropa, die durch die Tornquist-Sutur definiert wird, ist nach wie vor umstritten (BERTHELSEN 1992, THE EUROPEAN SCIENCE FOUNDATION 1992, KRAUSS 1994, THYBO 1997). Das proterozoisch kristalline Fundament im Bereich des Untersuchungsgebietes wurde durch die Bohrung Schwerin 1 nordwestlich des Ortes indirekt angetroffen und untersucht. Die dabei erbohrten permokarbonischen alkalischen Intraplattenbasalte sind u. a. Anorthosit- und Gabbro-Xenolith führend (ASHWAL 1993).

Der nordöstlichste Bereich Mecklenburg-Vorpommerns gehört der externen Zone der Mitteleuropäischen Varisziden an, die das tief versenkte Kristallin als Überschiebungsgürtel überlagern (HOFFMANN et al. 1998, FRANKE & HOFFMANN 1997). Dagegen ist der südlichste Bereich den Mitteleuropäischen Varisziden zuzurechnen, wobei der Verlauf der Deformationsfront durch die mächtige Überdeckung bislang ungeklärt ist (FRANKE et al. 1996, DROZDZEWSKI & WREDE 1997, KRAWCZYK et al. 1997). Das mittelpermische bis tertiäre epivariszische Tafeldeckgebirge Mecklenburg-Vorpommerns weist mit 7 km Mächtigkeit seine maximale vertikale Ausdehnung im Arbeitsgebiet im Bereich der Mitteleuropäischen Senke bei Schwerin auf (ZIEGLER 1990). Diese Mächtigkeit nimmt nach Norden hin ab und beträgt im nördlichen Bereich des Arbeitsgebietes etwa 6 km (ZIEGLER 1990). Paläozoische und mesozoische Ablagerungen im Arbeitsgebiet sind durch eine Reihe von Bohrungen belegt (KATZUNG & OBST 2004, BEUTLER 2004, PETZKA et al. 2004, DIENER 2004). Die Datendichte steigt zum Tertiär und Quartär

sprunghaft an, u. a. bedingt durch die relativ geringe Bohrungsteufe vieler im Untersuchungsgebiet niedergebrachter Bohrungen.

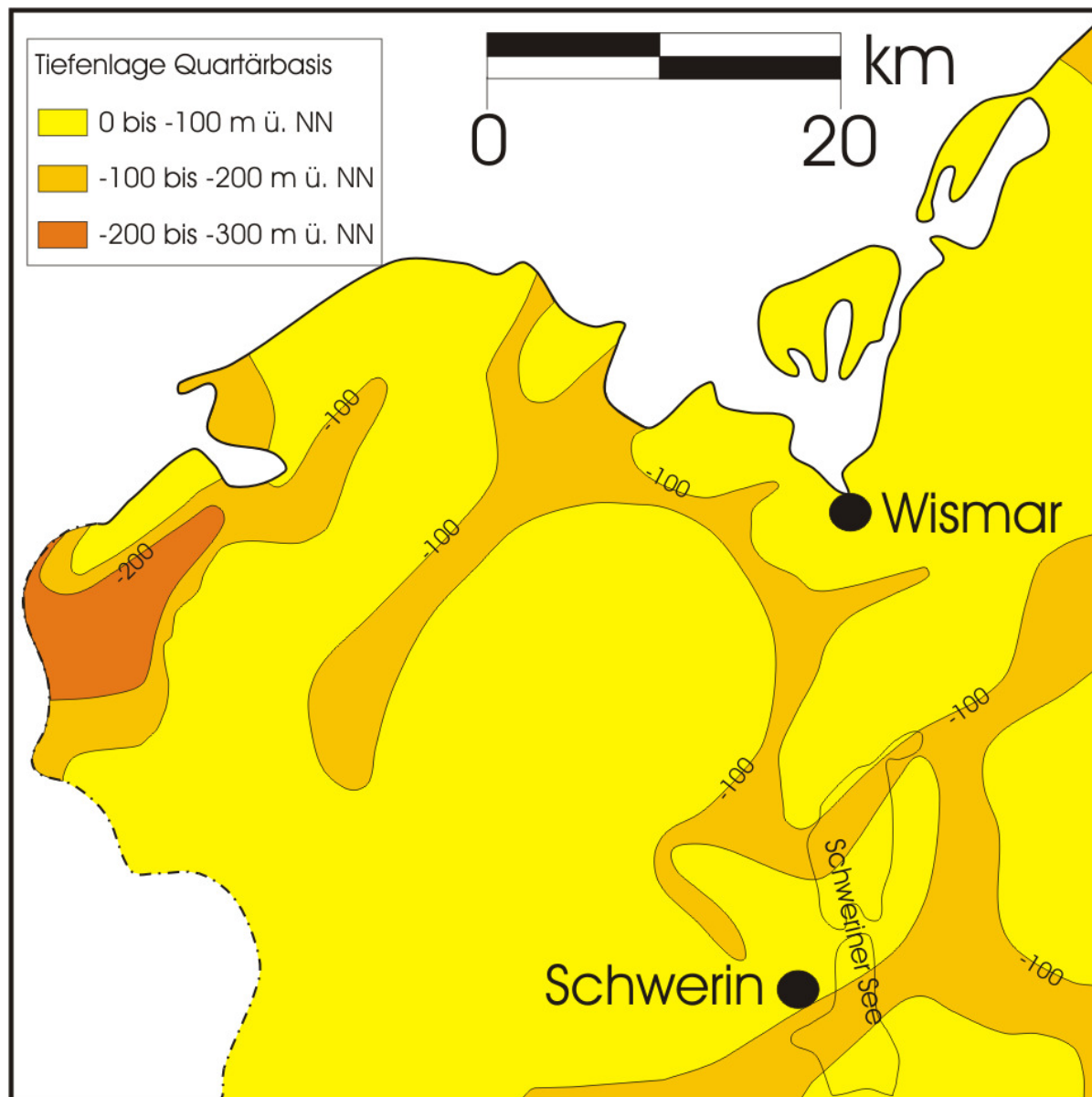


Abb. 7: Tiefenlage der Quartärbasis im Bereich des Arbeitsgebietes nach GEOLOGISCHER DIENST MECKLENBURG-VORPOMMERN (2000) (GÜK 500 – Präquartär und Quartärbasis).

Die regionalgeologische Entwicklung des Pleistozäns im Arbeitsgebiet wird durch den zyklischen Wechsel von Kalt- und Warmzeiten maßgeblich bestimmt. Es kommt zur Ausbildung mind. sechs übergeordneter Eiszeitphasen, wobei die drei ältesten (Brüggen bzw. Prätegelen, Eburon, Menap) bislang allein im westlichen Teilbereich der Mitteleuropäischen Senke nachgewiesen werden können (z. B. LÜTTIG & MAARLEVELD 1961, ZANDSTRA 1971, BIJLSMA 1981, V. HACHT 1987, EHLERS 1987, SKUPIN et al. 1993, STEPHAN & MENKE 1994). Im Zuge drei weiterer Kaltzeiten (Elster, Saale, Weichsel) kommt es durch Gletscherschildvorschub aus

nördlicher Richtung zur Eisüberdeckung des Gebietes der Mitteleuropäischen Senke und zur weiträumigen Ablagerung glazial geprägter Sedimente mit mehreren hundert Metern Mächtigkeit (s. a. Abb. 7). Durch die Bindung des Meerwassers im nordischen Eisschild sinkt der Meeresspiegel der Nordsee um über 100 m (SHAKLETON 1987) in den Kaltzeitphasen und es liegen weite Bereiche der heutigen Nordsee trocken bzw. unterhalb der Inlandeismassen. In den Warmphasen steigt der Meeresspiegel über das heutige Niveau wieder an. So transgrediert das Meer im Holstein-Interglazial über die südliche Nordsee und die Deutsche Bucht nach Holstein, Mecklenburg-Vorpommern, Nordwest-Brandenburg und in den Bereich der südlichen Ostsee (LINDNER & MARKS 1994). Im Eem-Interglazial greift das Meer im Bereich von Mecklenburg-Vorpommern lediglich über die südliche Ostsee im Bereich von Buchten und Flussmündungen, wie Lübecker Bucht und Wismar-Bucht auf den Festlandsbereich ein (SCHULZ et al. 2001, FUNDER et al. 2002).

Im Weichsel-Hochglazial vor 20-22.000 Jahren (s. a. Abb. 9) kam es zur großräumigen Inlandeis-Bedeckung Mecklenburg-Vorpommerns, die von kurzzeitigen Rückschmelz-Phasen unterbrochen werden. Die Hauptendmoränenzüge bzw. Moränenstufen werden in unterschiedliche Stadien (von Süden nach Norden: Brandenburger, Frankfurter, Pommersches, Mecklenburger / Rosenthaler, Velgaster, Nordost-Rügener) unterteilt (LIEDTKE 1981, LIEDTKE & MARCINEK 2002). Die Eisrandlagen und Sander im Vorfeld des Inlandeises werden großregional mit den Grundmoränen W1 bis W3 der jeweiligen Teilvorstöße korreliert (MÜLLER 2004, BREMER 2004). Das weichsel-zeitliche Inlandeis erreichte die Ausdehnung der elster- und saale-zeitlichen Kaltzeiten nicht mehr, so dass die eisfreien Gebiete während der Weichselvereisung und die ehemals eisbedeckten Gebiete der Weichsel-Eiszeit im Weichsel-Spätglazial teilweise periglazial überprägt worden sind (LIEDTKE 1990, HELBIG 1998, BUSSEMER 2002; s. a. Abb. 8).

Nach Abschmelzen des weichsel-zeitlichen Inlandeisschildes bildeten sich auch im nördlichen, nun ehemaligen Vereisungsgebiet sukzessive die heute vorliegenden Meeresbereiche und morphologischen Landschaftsformen heraus. Im heutigen Ostseebereich wird durch am Gletscher rückstauendes Schmelzwasser zunächst der Baltische Eis-Stausee gebildet (BJÖRCK 1995). In den folgenden 10.000 Jahren kommt es durch den Wechsel von marinen Überflutungen und Aussüßungen zur Ausbildung von Yoldia-Meer, Ancylus-See, Litorina-Meer, Limnaea-Meer und des

derzeit noch existierenden Mya-Meeres (KLEWE & JANKE 1978, LEMKE et al. 2002).



Abb. 8: Eiskeilpseudomorphose in Sandersedimenten der Kiesgrube Naschendorf bei Grevesmühlen.

Die Landhebungs- bzw. Druckentlastungsprozesse (glazialisostatische Ausgleichsbewegungen) in Folge fehlender Eisauflast werden für den südwestbaltischen Raum vor 4000 bis 2000 B. P. im Subboreal als vollständig

abgeklungen angenommen (EKMAN 1986, 1988). Der Bereich der südwestlichen Ostsee stellt heute umgekehrt sogar ein neotektonisches Absenkungsgebiet dar, das durch Absenkungsprozesse im Bereich der Baltischen Syneklise (im Zusammenhang mit isostatischen Ausgleichsbewegungen nördlich der Linie Nordjütland-Südschweden-Süd-Lettland) beeinflusst wird (GARETSKY et al. 2001, FRISCHBUTTER 2001, MEYER 2002). Dieser Absenkungsbetrag unterliegt regionalen Schwankungen, wobei Wismar- und Lübecker Bucht im Arbeitsgebiet die wohl größten aktuellen Senkungsbeträge im Bereich der Ostsee aufweisen (BANKWITZ 1965, JANKE & LAMPE 2000, LAMPE et al. 2005).

2.4 Forschungsgeschichte des Quartärs unter besonderer Berücksichtigung des Untersuchungsgebietes

Das Gebiet Mecklenburg-Vorpommerns stellt ein klassisches Arbeitsgebiet zur Untersuchung glazialer und periglazialer Sedimente in der Quartärforschung dar. Aus der Vielzahl der Untersuchungen und Veröffentlichungen sollen hier nur die grundlegenden Arbeiten in einem Gesamtüberblick aufgeführt werden.

Grundlegend für das übergeordnete Verständnis der Bildung glazialer Formen und ihres räumlichen Zusammenhanges im Allgemeinen ist die Arbeit von PENCK (1882), die das Zusammenspiel von glazialen und glazifluviatilen Aufschüttungsformen verdeutlicht. Mit der Einführung des Begriffs der *glazialen Serie* für die glazialen Sedimente im Alpenvorlandbereich wird die Grundlage der modernen Eiszeitforschung gelegt. Durch weitergehende, langjährige Untersuchungen führen PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) für die quartären Ablagerungen im Alpenvorlandbereich das tetraglaziale System ein, wobei entsprechende Schotterakkumulationen vier Eiszeiten zugeordnet werden. Die erste bedeutende, großräumig angelegte Arbeit für das Quartär Mecklenburg-Vorpommerns wurde von GEINITZ (1922) vorgelegt. GEINITZ (1894, 1916, 1922) geht, anders als PENCK & BRÜCKNER (1901-1909) im Alpenvorland, von der monoglazialen Überprägung des Untersuchungsgebietes sowie des gesamten Raumes von Mecklenburg-Vorpommern aus. Er erkennt und beschreibt morphologisch markante Endmoränen- und Stauchkomplexe sowie Grundmoränenablagerungen. Die gesamten von GEINITZ (1922) beschriebenen Stauchkomplexe Mecklenburg-Vorpommerns werden als Rückzugsstadien einer

einmaligen baltischen Inlandvereisung interpretiert (GEINITZ 1922 Taf. 2). Der monoglaziale Interpretationsansatz wird in der von ihm angefertigten Geologischen Übersichtskarte des Diluviums und Alluviums 1 : 200 000 von Mecklenburg-Vorpommern (GEINITZ 1922) zusammengefasst. Der grobe Verlauf der Pommerschen Hauptendmoräne wird bereits von GEINITZ (1915, 1917 u. 1922) nachgezeichnet und als Innere Baltische Endmoräne bezeichnet. Diese wurde im Arbeitsgebiet nach seiner Auffassung vom Holsteinischen Gletscherlobus (im Gegensatz zum östlich anschließenden Oderlobus) abgelagert, der sich wiederum in einen westlich gelegenen Lübecker Teillobus und einen östlichen Wismarlobus aufgliedert. Die morphologische Gliederung und Benennung der quartärgeologischen Großstrukturen Mecklenburg-Vorpommerns in unterschiedliche Gletscherteilloben-Bereiche wurde u. a. von HURTIG (1954/55) sowie von RICHTER (1963) weitergeführt.

Nachfolgende, großräumig angelegte Arbeiten im Sinne der Stratifizierung konzentrierten sich im Wesentlichen auf die morphostratigrafisch ausgerichtete Analyse der quartären Oberflächensedimente anhand unterschiedlicher Parameter, wie die verschiedenartige Reliefenergie bei Alt- und Jungmoränenlandschaft nach GRIPP (1924) sowie von Einzelstrukturen mit erhöhter Reliefenergie. Diese Interpretationsansätze werden u. a. in den Arbeiten von SCHULZ (1967, 1971) weitergeführt und zusammengefasst.

Durch lithostratigrafische Analysen zur frühpommerschen Randlage ($W2_{max}$ in Abb. 1), die von GEINITZ (1922) noch als mit den von ihm ausgewiesenen sog. frankfurtstadialen Rückzugsstapeln zu einer Zwischenstapel zwischen Äußerer Baltischer Endmoräne (heute: Frankfurter Randlage, W1F) und Innerer Baltischer Endmoräne (heute: Pommersche Hauptrandlage, W2o) gestellt wurde, konnte im zentralen und östlichen Bereich Mecklenburg-Vorpommerns mit der sog. „Rosenthaler Staffel“ (Bezeichnung des Stauchkomplexes im Bereich der Brohm-Jatznicker-Berge [s. SCHULZ 1965] nach HESEMANN 1932b) bzw. dem „Rosenthaler Stadial“ eine dritte Weichselmoräne geringer Mächtigkeit nachgewiesen werden (HEERDT 1965; s. a. W3R in Abb. 1). CEPEK (1972, 1973) veröffentlichte zusammenfassende erste Ergebnisse, die zwei nördlich der Pommerschen Hauptendmoräne großräumig ausgebildete Grundmoränen nachwiesen. In dieser Zeit gelang auch der weiträumige Nachweis einer dritten Grundmoräne (W3, s. Abb. 1) in Mecklenburg-Vorpommern sowie auch im Arbeitsgebietsbereich (RÜHBERG

1969, 1987, RÜHBERG & KRIENKE 1977, LUDWIG & HEERDT 1969). Diese wird im Untersuchungsbereich in ihrer Ausbildung am Westkliff der Insel Poel von RÜHBERG (1969) von den weiteren Geschiebemergeln unterschieden, so dass die Grundgliederung der Weichseleiszeit Mecklenburg-Vorpommerns in eine Früh-, Hoch- und Spätphase (CEPEK 1967) weiter differenziert werden konnte. Als nördlichste - und damit jüngste - Randlage wird die Velgaster Endmoräne (W3_v) westlich von Stralsund angesehen (KRIENKE 2003). Weitere Staffeln (s. MARCINEK & NITZ 1973), wie z. B. die Nordrügen-Staffel sind rein morphografisch begründet worden (KLEWE & JANKE 1978, DUPHORN et al. 1995) und deshalb bislang umstritten. Das System der weichsel-zeitlichen Grundmoränengliederung (s. Abb. 9) in Mecklenburg-Vorpommern wurde in jüngster Zeit durch einen weichsel-frühglazialen qw0-Geschiebemergel erweitert, der von MÜLLER (2004a, b) zwischen Eem und W1 des Hochweichselglazials gestellt wird.

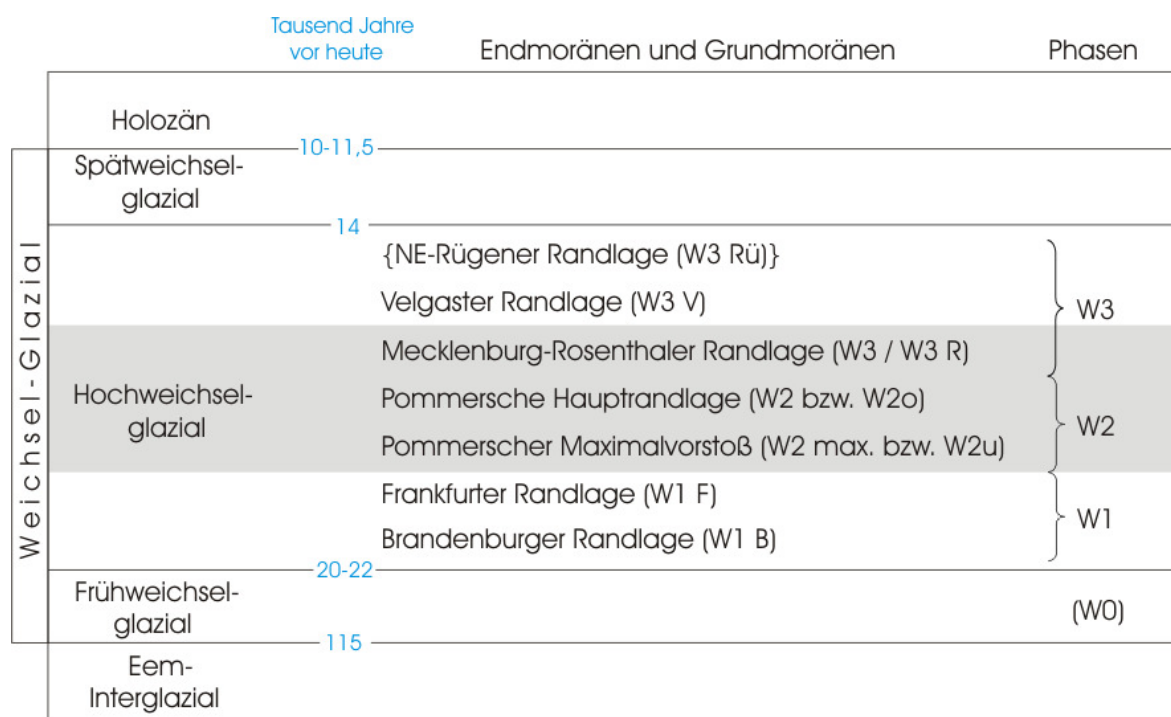


Abb. 9: Altersstellung der hochweichsel-glazialen Endmoränen und Grundmoränen in Mecklenburg-Vorpommern unter Angabe der im Text wiedergegebenen Kürzel (nach STRAHL 1999, BREMER et al. 2000, KRIENKE 2003, MÜLLER 2004). Grau hervorgehoben sind die in der Arbeit untersuchten Ablagerungen des Hochweichselglazials.

Lithostratigrafische Untersuchungen des Hochweichselglazials im Projektgebiet wurden von verschiedenen Bearbeitern insbesondere im Bereich der relativ gut aufgeschlossenen Kliffabschnitte an der Ostseeküste vorgenommen. Im Gebiet der

Wismarbucht sind insbesondere die Bereiche der Kliffs Klein- und Groß-Klütz-Höved, der Insel Poel sowie der sich östlich des Arbeitsgebietes anschließenden Stoltera mehrmals untersucht worden.

Eingehendere geologische Beschreibungen des Westkliffs der Insel Poel liegen von BÜLOW (1938), LAZAR (1955), LUDWIG (1964), LÜCKSTÄDT (1987) und RÜHBERG (1969, 2004) vor. Dadurch konnte auch die ursprüngliche Zweiteilung der Geschiebemergel in einen unteren grauen und einen oberen gelben von GEINITZ (1922) weiter präzisiert werden. So weist die Abfolge drei nachgewiesene Grundmoränen (m_u , m_m und m_o) auf, die dem Hochweichselglazial zugeordnet werden (RÜHBERG 1969, 1997). Auch die Klützer-Höved-Kliffs werden von GEINITZ (1922) bereits in einen oberen gelben und einen unteren grauen Geschiebemergel, die von geschichteten Sanden und eingeschalteten roten Tonen getrennt werden, eingeteilt. Nach ULLERICH (1991) und STRAHL (2004) liegen im Bereich des Klein-Klütz-Höved-Kliffs 5 Grundmoränen (M_I - M_V) vor, wobei die Geschiebemergel M_{II} bis M_V in das Hochweichselglazial gestellt werden. Im Bereich der Stoltera sehen LUDWIG (1964), HEERDT (1965) und CEPEK (1973) das Weichsel-Hochglazial mit den Geschiebemergeln von m_{3L} - m_5 aufgeschlossen. Geschiebestatistische Analysen wurden von CEPEK (1973) und BÜLOW et al. (1977) vorgenommen. Weitere Differenzierungen an diesem Kliffabschnitt (Grundmoränen m_{3a+b} - m_5 für das Hochweichselglazial) wurden in jüngster Zeit veröffentlicht (STRAHL 2004), wobei die Abfolge trotz starker Stauchungsstrukturen relativ vollständig sein soll, wenn auch Schmelzwassersande zwischen den Tills teilweise zu fehlen scheinen. Die zeitliche Zuordnung zu einzelnen weichsel-zeitlichen Stadien differiert allerdings.

Weitere wichtige Arbeiten, insbesondere für den Binnenlandbereich des Untersuchungsgebietes, stellen die beim Landesamt für Umwelt und Geologie Mecklenburg-Vorpommern in Güstrow vorliegenden, größtenteils unveröffentlichten Erläuterungen zur geologischen Übersichtskartierung 1 : 100.000 dar, die bei der Auswertung im Rahmen dieser Arbeit mit einbezogen worden sind.

Einen Überblick über die großräumige geologische Einordnung der Ablagerungen im oberflächennahen Bereich des Untersuchungsgebietes bieten im Wesentlichen die Geologischen Übersichtskarten 1 : 200.000 CC 2326 Lübeck, CC 3126 Hamburg-Ost, CC 2334 Rostock und CC 3134 Wittenberge (BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE 1977, 1987, 1999, 2003), die Geologische Übersichtskarte der Oberfläche 1 : 500.000 (GÜK 500) von

Mecklenburg Vorpommern (GEOLOGISCHER DIENST MECKLENBURG-VORPOMMERN 2000) sowie die Geologische Übersichtskarte der quartären Bildungen 1 : 200.000 (ÜKQ 200) von Mecklenburg-Vorpommern [Blätter Boizenburg / Schwerin, LANDESAMT FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND GEOLOGIE GÜSTROW (2001) und Bad Doberan / Rostock (GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN (1995))].

Eine Zusammenstellung der vorliegenden topografischen und geologischen Karten innerhalb des Untersuchungsgebietes ist in Abb. 10 wiedergegeben.

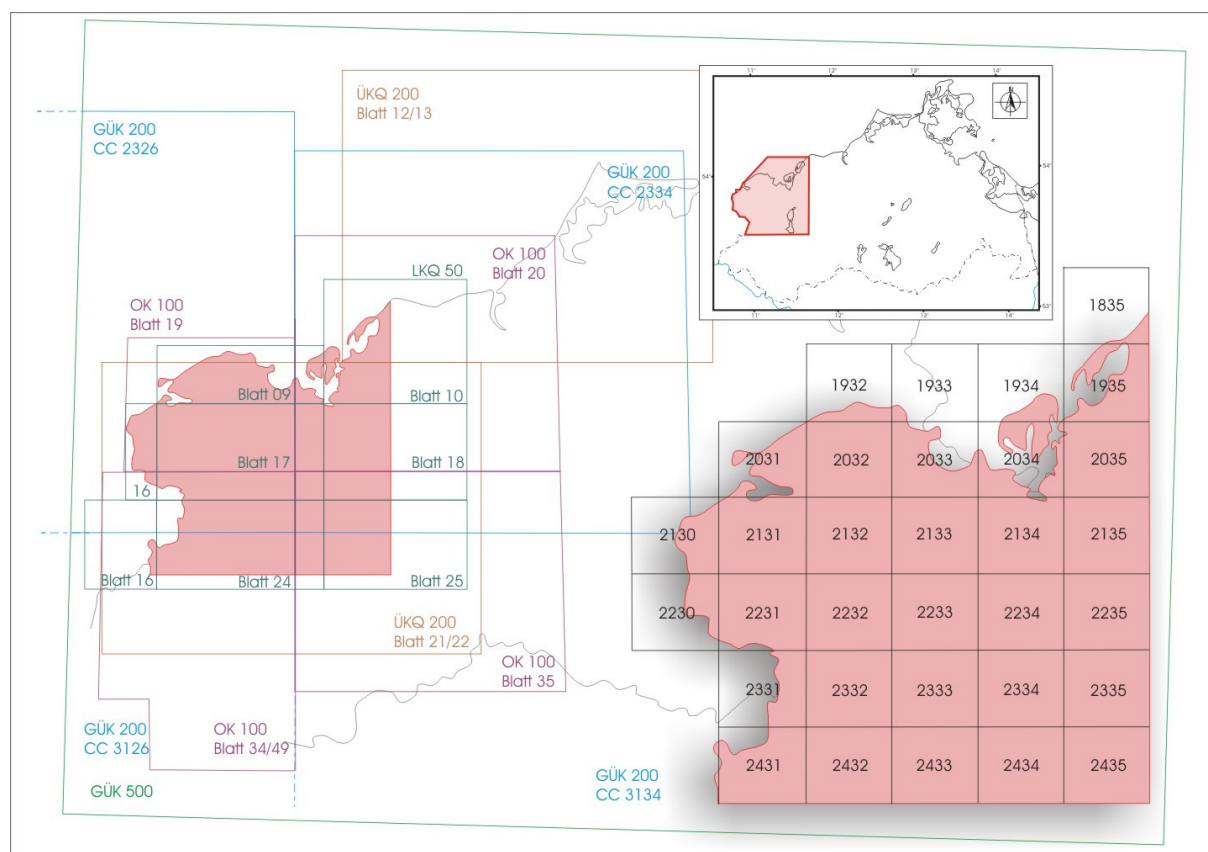


Abb. 10: Schematische Darstellung der in die Arbeit einbezogenen, neueren geologischen Karten des Arbeitsgebietes. Die schwarz dargestellten Kartenblätter bezeichnen TK 25 im Arbeitsgebiet. Rot ausgehalten ist der Bereich des Untersuchungsgebietes sowie des sich südlich anschließenden Bereiches.

2.5 Begriffsdefinitionen

Im Folgenden wird kurz auf einige Begriffe eingegangen, die im Rahmen dieser Arbeit ihre Anwendung finden. Dadurch sollen die einzelnen definierten Sediment-

Typen durch ihren primär genetischen und sekundär überprägten Habitus bzw. Aufbau beschrieben werden.

Moräne:

Der Begriff Moräne wird sowohl morphogenetisch, als auch bezogen auf den Sediment-Habitus angewandt. Beide Definitionen sind im deutschen Sprachgebiet gebräuchlich und werden oftmals immer noch nicht deutlich voneinander getrennt. Die Anwendung des Begriffes „Moräne“ erfolgt im Rahmen dieser Arbeit klar abgegrenzt landschaftsmorphologisch auf einen Sedimentkörper (vgl. FLINT 1971, HINZE et al. 1989). So werden im Zuge der vorliegenden Arbeit z. B. die Begriffe Endmoräne, Stauchmoräne und Grundmoräne allein auf durch Gletschereinwirkung entstandene Landschaftseinheiten angewendet (vgl. GOLDTHWAIT 1988, KRÜGER 1994).

Till:

Unter einem Till versteht LAWSON (1979, 1981) ein Sediment, das unmittelbar durch Gletschereis abgelagert wurde, wobei sekundäre Umlagerungsprozesse durch Wassereinfluss ausgeschlossen werden (KRÜGER 1994, BENN & EVANS 1998). Nach DREIMANIS (1982, 1988) und DREIMANIS & LUNDQUIST (1984) sind geringfügige, durch fließendes Wasser beeinflusste Sortierung und Resedimentation jedoch für einen Till möglich. Im Wesentlichen wird mit dem Begriff Till also nicht die Lithologie, sondern der Habitus eines Sedimentes definiert, das i. W. durch Gletschereis abgelagert wurde. Die vorliegende Arbeit folgt dieser Definition, erweitert ihn aber um die petrografisch beeinflussten und gebräuchlichen Begriffe "Geschiebemergel und Geschiebelehm" die einem kalkhaltigen und einem entkalkten Till entsprechen. Von der lithologischen Betrachtung her besteht ein Till aus einem Diamikton, also einem Sediment mit schlechter Sortierung, das sich aus der gesamten Bandbreite vorhandener Korngrößen in unterschiedlichen Mengenverhältnissen zusammensetzen kann (EYLES et al. 1983). Makroskopisch betrachtet wird ein Till dabei von einer Matrix mit Komponenten <2 mm (LINDEN 1975) sowie darin schwimmenden Geschieben (Korngröße > 2 mm) aufgebaut. Man kann zudem grundsätzlich zwei Till-Fazies unterscheiden: einen Setztill (engl. lodgement till) und einen Ablationstill (engl. ablation till), die unterschiedliche Stadien der Gletscherdynamik repräsentieren (s. DREIMANIS 1988).

Zwischensediment:

Unter einem Zwischensediment wird im Rahmen dieser Arbeit eine i. d. R. anhand sedimentologisch von darunter und darüber lagernden Moränen- bzw. Tillablagerungen deutlich zu unterscheidende bzw. abzugrenzende Sedimentschicht verstanden. Durch Differenzen in der primären Ausbildung des Ablagerungsmilieus, sowie sekundär durch glazitektonische Prozesse, kann diese Abfolge auch anders ausgebildet bzw. gestört sein. Das Zwischensediment kann aus primär tonig-schluffigem (Beckenablagerungen, Beckentone), aus feinkiesig-sandigem sowie überwiegend sandigem Material aufgebaut sein, unabhängig von seinem morphologischen Aufbau. Die sandig-kiesigen oder auch tonigen Zwischensedimente markieren hierbei die Phasen des Gletscherrückzugs unter deutlicher Ablagerung von Schmelzwassersedimenten. Da die Sandersedimente letztes genanntes Kriterium erfüllen, werden auch sie zu den Zwischensedimenten gestellt, wenn sie auch in Bezug auf eine Überlagerung durch Moränen räumlich gesehen in weiten Teilen eine Ausnahme unter den Zwischensedimenten darstellen.

3. Angewandte Arbeitsmethoden

3.1 Einmessung von Schichtbasiswerten

Die Ermittlung von distinkten Schichtbasiswerten bzw. Grenzhöhen stellt einen wichtigen Faktor zur Rekonstruktion zusammengehörender Sedimentareale dar. Diese Methode ermöglicht es, Altersbeziehungen der Ablagerungen zueinander über die Korrelation der Schichtbasen sowie über das Gefälle und somit ein zusammenhängendes Bild des Paläo-Ablagerungssystems zu rekonstruieren. Zur Kartierung geeigneter Basiswerte wurden insbesondere die Kliffabbrüche der untersuchten Sedimente durch Schürfe freigelegt und Schichtgrenzflächen in ungestörten Bereichen eingemessen. Dabei mussten an den Kliffaufschlüssen im Strandbereich die gesamten Kliffprofile mehrmals vertikal und horizontal nach geeigneten Aufschlüssen sondiert werden. Als für weitergehende Untersuchungen vor Ort ungeeignet wurden stark verschüttete sowie deutlich sichtbar durch Gletschereinwirkung verstellte und gestauchte Bereiche eingestuft. Um ein besseres Gesamtbild über die Küstenaufschlüsse und die Ausbildung der lithologischen Einheiten zu erhalten, wurden hierzu auch in weniger stark verschütteten Bereichen ausgedehnte Schurfe angelegt sowie in den Ablagerungen in der Zone hinter dem

Kliff Bohrsondierungen durchgeführt. Neben der Aufnahme deutlich erkennbarer Strukturelemente erfolgte die Einmessung der Höhen der jeweiligen Unter- bzw. Oberkanten lithologisch differenziert ausgebildeter Einheiten. Die Höheneinmessung dient zum einen der Eingabe der Daten als absolute Werte in das zu erstellende 3D-Modell sowie zur allgemeinen Ermittlung der Mächtigkeiten und diesbezüglich evtl. vorhandener Schwankungen. Die Einmessung der Schichtbasishöhen erfolgte durch ein Präzisionsaltimeter der Fa. Thommen, wobei laut Hersteller eine Messungengenauigkeit von $\pm 2\text{m}$ gegeben ist. Um einen weiteren Messfehler, wie etwa durch Luftdruckschwankungen, zu unterbinden, wurden an den ermittelten Stellen Mehrfachmessungen durchgeführt und durch sogenannte Kontrollmessungen an eindeutig festgelegten topografischen Höhenpunkten überprüft. Die räumliche Bestimmung bzw. geografische Zuordnung der Datenpunkte erfolgte im Gelände mittels mobilem GPS (Global Positioning System)-Gerät (Garmin® Geko™ 301), mit einer Bestimmungsgenauigkeit von <10 bis <5 m. Der Rückbereich der Kliffabbrüche, der teilweise zur Lagerungsüberprüfung der Sedimente untersucht wurde, ist mit bis zu 6 m tiefen Handbohrungen mittels eines verlängerbaren Pürckhauer-Bohrstockgestänges sondiert worden. Diese Peilbohrungen stellten auch ein wichtiges Instrument zur Ermittlung von möglichen Schichtinkonsistenzen im hinteren Kliffabschnitt von im vorderen Kliffbereich scheinbar ungestört lagernden Sedimenten dar. Zur Materialansprache kam bei flachgründigen Bohrungen (1- 2 m) lediglich der Inhalt des untersten dm des Bohrstocks, um eine anthropogene Überprägung des Materials möglichst auszuschließen.

Die Interpretation und Zuordnung der Schichtbasiswerte zu einem sedimentären Körper ist in erster Linie von zwei Faktoren abhängig. Zum Ersten von einem grundlegenden Modell ihrer Genese bzw. ihrer morphologischen Sedimentbasisausbildung (eben, trogartig, rinnenförmig) und damit zum Zweiten im Zusammenhang stehend von der örtlichen Zuordnung der ermittelten Messwerte (Stauchzonen distal bzw. proximal, Rinnenrandlage oder Rinnentiefstes von Schmelzwasserablagerungen etc.). Aus diesem Grund dürfen die Ergebnisse dieser Methode, wie aller anderen auch, niemals allein im Raum stehen bleiben, sondern müssen stets in einem übergeordneten Gesamtzusammenhang gesehen werden. Nach diesen Maßnahmen wurden lediglich weniger stark verstellte und verwürgte Abschnitte, die eine spätere Modellierung und Einstufung der möglichen zeitlichen Abfolge zulassen, Probenentnahmen unterzogen.

3.2 Korngrößenanalyse

Die Korngrößenverteilung ist ein bedeutender Parameter zur Sedimentcharakterisierung und gibt entscheidende Hinweise auf die Ablagerungsbedingungen.

Abhängig von den verschiedenen dominierenden Korngrößen wurden bei den Sedimenten unterschiedliche Siebanalysen durchgeführt. Während die Zwischensande durch entsprechende Siebsätze im Labor analysiert wurden, sind die Moränensedimente einer zusätzlichen Schlämmanalyse nach Köhn unterzogen worden. Die ermittelten Ergebnisse aus den Analysen wurden durch mathematische Korrelation in Beziehung zueinander gesetzt und Kornsummen- sowie Kornverteilungskurven erstellt. Aus der Kornsummenkurve können die Parameter Median (Md), Mittlere Korngröße (M), Sortierung (So) und Schiefe nach Trask (Sk) abgeleitet werden.

3.2.1. Siebung im Labor

Das im Trockenschrank getrocknete Probenmaterial wurde im Anschluss auf einer elektromagnetischen Siebmaschine durch einen Messingsiebsatz nach DIN 4188 mit den Maschenweiten 3,55 mm, 2,0 mm, 1,12 mm, 0,63 mm, 0,355 mm, 0,2 mm, 0,112 mm und 0,063 mm nass gesiebt. Die Siebzeiten wurden hierbei an die Probenbeschaffenheit und Probenmenge angepasst, wobei die überwiegend sandigen Schmelzwassersedimente etwa 30 Minuten und das schluffig, tonige Tillmaterial bis zu 45 Minuten gesiebt wurde. Die Einwaage betrug sowohl bei den Zwischensanden als auch bei den Tillproben jeweils 200 g.

3.2.3 Schlämmanalyse nach Köhn

Zur genaueren Differenzierung des Feinkornanteils der Geschiebemergelproben wurden Schlämmanalysen nach Köhn DIN 19683 T4 durchgeführt.

Das ofentrockene Probenmaterial wurde gesiebt und die Fraktion < 2.0 mm zur Analyse herangezogen. Jeweils 20,0 g der Probe wurden mit 250 mL wässriger Natrium-Pyrophosphatlösung (0.04 n) versetzt und in Flaschen gefüllt, die dann für 8 Stunden in eine Schüttelmaschine eingespannt wurden. Dieser Vorgang diente der Zerlegung der Kornaggregate in Einzelkörner. Die erhaltenen Suspensionen wurden

in 1L Standzylinder überführt und auf 1L aufgefüllt. Mit einer elektronischen Pipette wurde an der Spitze die Wasserspiegelhöhe abgelesen und nach Schütteln der Zylinder gemäß Uhrzeittabelle nach Köhn dreimal je 10 mL jeweils 10 cm unterhalb der sich neu eingestellten Wasserspiegeloberfläche und einmal 5 cm unterhalb dieser abgesaugt und in zuvor ausgewogene Petrischalen aufgefangen. Die restliche Suspension wurde mit 0,2 mm und 0,063 mm Sieben separiert und das Siebgut in ausgewogene Bechergläser überführt. Die Petrischalen und Bechergläser wurden nach Trocknung im Trockenschrank erneut auf 0,0002 g genau ausgewogen.

3.3 Kleingeschiebebestimmung

Die Analyse von Kleingeschieben in Tillsedimenten dient der Zuordnung der Einzugsgebiete für die sie transportierenden Gletscher bzw. deren Ausgangspunkt und Vorschubrichtung. Zur Analyse werden unterschiedliche Verfahren eingesetzt, wobei im Bereich der neuen Bundesländer, die Kleingeschiebezahl (KGZ) nach TGL 25232 großräumig eingesetzt wird (z. B. LÜTTIG 1957, 1958; CEPEK 1972, 1973; RÜHBERG & KRIENKE 1977; KRIENKE & HARFF 1979, RÜHBERG 1987; MÜLLER et al. 1995, RÜHBERG 1999). Der Vorteil bei dieser Methode, die auch für die vorliegende Arbeit eingesetzt wurde, liegt gegenüber der Leitgeschiebeanalyse, bei der ausgesuchte Leitgeschiebe analysiert werden die ganz bestimmten Regionen Skandinaviens und somit ihren Herkunftsgebieten eindeutig zugeordnet werden können (HESEMANN 1931, 1932a, 1935, s. a. Abb. 11), in einer breit anwendbaren Grobuntergliederung der untersuchten Sedimente nach Herkunftsgebieten (EHLERS 1990) mit einer Vielzahl bestehender Vergleichsanalysen in Mecklenburg-Vorpommern (RÜHBERG 1999). Die Schwierigkeiten bei dieser Methode liegen bei der nicht stringenten Anwendung auf unterschiedliche Korngrößenfraktionen bei einigen Bearbeitern (LÜTTIG 2004), sowie bei lokal bisweilen stark schwankenden Variationen des Fraktionsgehaltes, auch innerhalb einer stratigrafischen Einheit. Dies ist z. B. auf die Sedimentationshistorie des Tillfaziestyps (VAN DER WATEREN 1999), auf die Variation der Gletschervorschubrichtung innerhalb eines Gletschervorstoßes (EYLES et al. 1982, MALMBERG PERSSON & LAGERLUND 1994) und auf sekundäre Überprägungen zurückzuführen (HESEMANN 1933). Für die grundsätzlichen Probleme bei der KGZ sei auf RÜHBERG (1999) verwiesen.

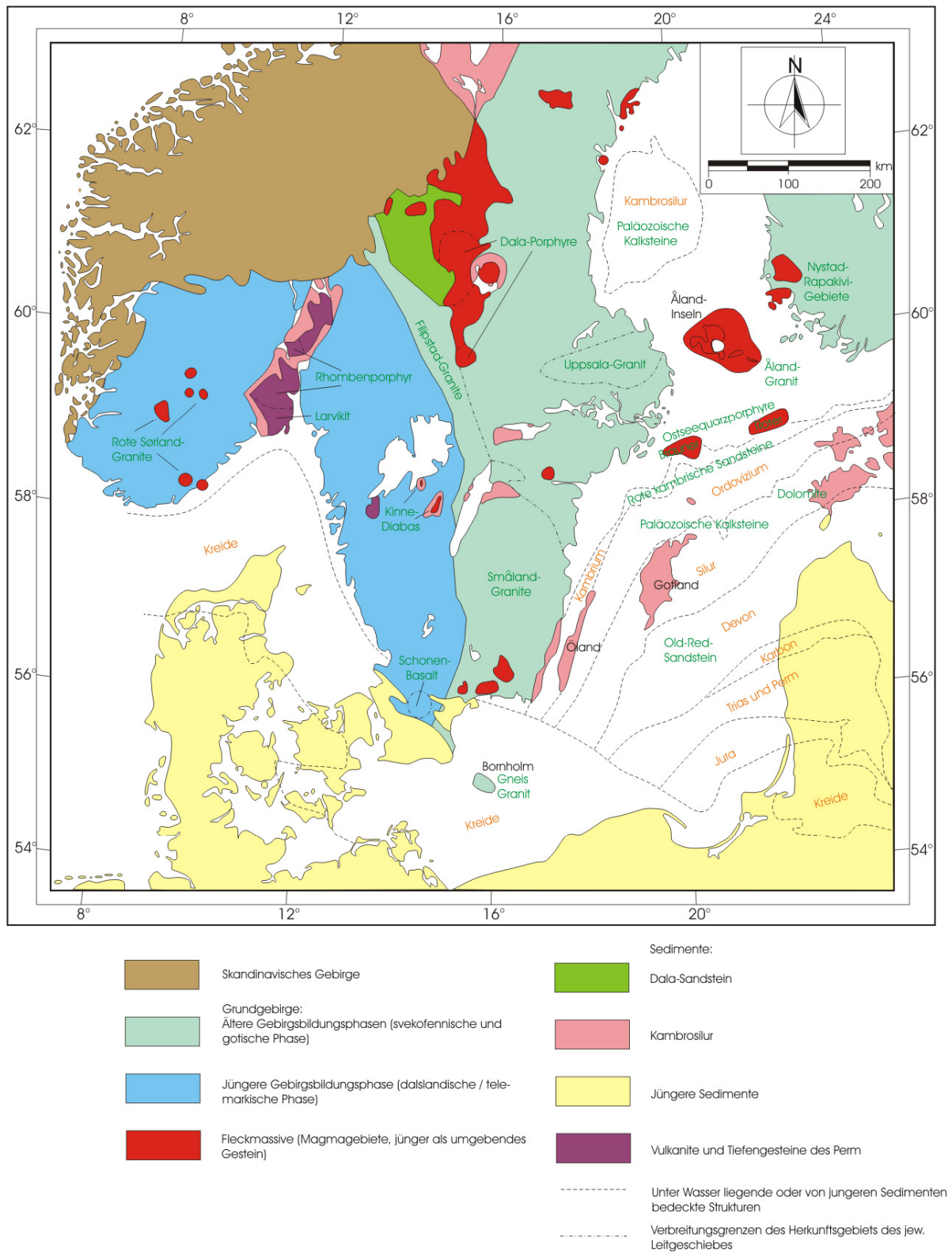


Abb. 11: Ursprungsgebiete von (Leit-)geschieben, die mit dem nordischen Inlandeis in südlich gelegene Gebiete transportiert worden sind (umgezeichnet nach SMED & EHLERS 1994).

Zur Analyse der qualitativen Geschiebezusammensetzung nach TGL 25232 wurden mindestens 200 Geschiebe der Korngrößenfraktion 4-10 mm erfasst. Diese wurden in folgende Gruppen unterteilt:

- Nordisches Kristallin (KR): weitgehend präkambrische magmatische und metamorphe Gesteine des Fennoskandischen Schildes
- Paläozoische Kalke (PK): graue, rote und schwarze massige Kalksteine des Ordoviziums und Silurs sowie auch des Devons und Perms, dazu dolomitische Mergelsteine des Silurs und Devons
- Sedimentgesteine außer Kalke und Feuersteine (SG): vorwiegend präkambrische und kambrische Sandsteine (Jotnischer Sandstein) und Konglomerate, mesozoische Sandsteine (Höör-Sandstein), Old Red-Sandsteine des Devons sowie Schiefertone des Kambriums, Ordoviziums und Silurs
- mesozoische und känozoische Kalke (KK): weiche, weiße bis hellgraue Kalke der Oberkreide
- Feuersteine, Flint (FL): Feuersteine der Oberkreide und des Alttertiärs
- Quarze (Q): Quarze aus Gesteinsgängen, Quarzsanden des Mesozoikums und Känozoikums sowie aus der Verwitterung von Sandsteinen, metamorphen und magmatischen Gesteinen

3.4 Rundungsgradanalyse

Der Rundungsgrad eines Gerölls (s. Abb. 8) gibt Aufschluss über Transportwege, Transportweiten, Einzugsgebiete und vor allen Dingen über dessen Ablagerungsart. Es gibt unterschiedlichste Einteilungen zur Bestimmung des Rundungsgrades eines Gerölls (siehe hierzu TUCKER 1985). Anhand von durchschnittlich 50 Geröllern der Fraktion 20–63 mm wurden zur Differenzierung von glazifluviatil und glazial abgelagerten Sedimenten Rundungsgradanalysen nach REICHELDT (1955, 1961) vorgenommen. Die relativ geringe Anzahl ist auf den niedrigen Gehalt an Gesteinskomponenten entsprechender Korngröße in glazifluviatil sandiger, bzw. in glazial mergeliger Matrix zurückzuführen. Zur Analyse wurden die Gerölle in vier Gruppen eingeteilt: sehr gut gerundet (gg), gut gerundet (g), kantengerundet (kg) und kantig (kt) (Abb. 7). Zum Vergleich der Ergebnisse wird der Rundungsgrad R° ermittelt, der sich folgendermaßen errechnet (SCHREINER 1997):

$$R^{\circ} = (gg \cdot 4) + (g \cdot 3) + (kg \cdot 2) + (kt \cdot 1).$$

Daraus ergeben sich Rundungsgrade von 100 (nur kantige Komponenten) bis 400 (sämtlich gut gerundete Gerölle). Erschwert werden können die Analysen durch intensive Verwitterung der Gerölle, die sie kantig zerfallen lässt. Daneben ist die Rundungsintensität von der Gesteinsart abhängig, wobei jedoch die Transportart den entscheidenden Faktor darstellt (SCHREINER 1997). Die Transportart ist nicht nur bei der Unterscheidung des Rundungsgrades glazifluviatil und glazial abgelagerter Komponenten ausschlaggebend. Sie ist auch zur Differenzierung der beiden unterschiedlichen Arten des Materialtransports durch Gletscher nach BOULTON (1978) entscheidend. So ist vom aktiven Gletschertransport an der Gletschersohle der passive supra- oder inglaziale Partikeltransport zu unterscheiden. Beim aktiven Gletschertransport herrschen gerundete Formen mit hohen C/A-Achsenverhältnissen vor, wobei die kantige, auf Frostsprengung zurückgehende Komponentenform beim passiven Transport weitgehend erhalten bleibt. Passiv transportierte Partikel haben also eine eher eckig-splittrige Form mit niedrigen C/A-Verhältnissen. Zudem können beim aktiven Transport Facettierungen und Striemungen auftreten. Zur Unterscheidung möglicher glazialer Ablagerungsmilieuvarianzen, die von den größeren Partikeln der Geschiebemergel angezeigt werden, wurden bei der Analyse der C40- und der RA-Index nach BENN & BALLANTYNE (1994) angewendet. Durch den C40-Index wird der prozentuale Anteil der Komponenten mit einem C/A-Achsenverhältnis $\leq 0,4$ angegeben. D. h. ein hoher C40-Wert zeigt eine große Anzahl länglicher Partikel an. Mit dem RA-Index wird der prozentuale Gehalt eckiger Klasten einer Probe definiert, also der während des Transports nicht kantengerundete Anteil. Für die Analyse wurden nach KRÜGER & KJÆR (1999) pro Probe bis zu 50 Klasten einer Gesteinsart (kristalline Gesteine und paläozoische Kalke) der Fraktion 2-10 cm untersucht. Die Zuordnung der Rundungen für die RA-Index-Ermittlung erfolgte nach BENN & BALLANTYNE (1994) in fünf Gruppen:

- sehr eckig: sehr scharfe Ecken und /oder scharfe Vorsprünge auf den Flächen
- eckig: scharfe Ecken ohne Indiz auf Abrundung
- kantengerundet: Rundung der Kanten ohne Beeinflussung der Flächen
- gerundet: deutliche Zurundung der Ecken und Flächen unter möglicher Verschmelzung beider Elemente

- stark gerundet: deutliche Zurundung der Ecken und Flächen unter Verschmelzung beider Elemente

Des Weiteren wurde nach KRÜGER & KJÆR (1999) im Zuge der morphometrischen Analyse die Anzahl der gekritzten und facettierten Geschiebe in Prozent bezogen auf die Gesamtanzahl der untersuchten Geschiebe bestimmt.

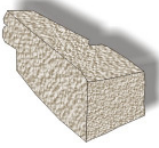









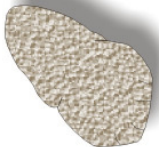









Habitus	Längsaufriß	Grundriß	Queraufriß	Geröllbeispiele aus glazifluviatilen Schottern
 Kantig				
 Kantengerundet				
 Gerundet				
 Stark gerundet				

Abb. 12: Rundungsgradeinteilung nach REICHELT (1961), umgezeichnet und erweitert. Kantig: $R^\circ = 100-199$, kantengerundet: $R^\circ = 200-299$, gerundet: $R^\circ = 300-399$, stark gerundet: $R^\circ = 400$.

3.5 Bestimmung des Gesamtkarbonatgehalts

Die Bestimmung des Gesamtkarbonatgehalts kann wichtige Aussagen zur Entkalkung bzw. Kalkanreicherung in den Schichten bzw. Bodenhorizonten der Probenentnahme eines Sedimentes liefern.

Bei dieser angewandten Labormethode wurde das Gasometer nach Scheibler eingesetzt, das zuvor mit reinem CaCO_3 geeicht wurde.

Von der ofentrockenen Probe wurde die Fraktion $<0,2$ mm abgeseibt und auf 0,0001 g genau 1 g abgewogen. Nachdem in den Reaktionskolben zunächst getrennt 20 mL verdünnte HCl und ausgewogenes Probenmaterial überführt worden waren, wurde das mit Quecksilber gefüllte U-Rohr auf der Reaktionsseite mit einer Wasserstrahlpumpe evakuiert und der Anfangswert an der entsprechenden Skala abgelesen. Probe und HCl wurden gemischt und der Wert erneut abgelesen.

3.6 Glühverlust

Die Bestimmung des Glühverlustes wird zur Bestimmung des organischen Gehaltes einer (Boden-)probe eingesetzt. Sie diente im Rahmen dieser Arbeit zur Analyse dunkelgrau bis violett gefärbter Tillsedimente. Dazu wurden 5 g der zu untersuchenden Proben in einen genau ausgewogenen Porzellantiegel überführt. Nach Ermittlung der Gewichtskonstanz in einem Trockenschrank bei 100 °C erfolgte das Glühen der Porzellantiegel samt Probe 30 Min. lang im Muffelofen bei 850 °C. Um eine Aufnahme von Luftfeuchtigkeit während des Abkühlprozesses zu vermeiden wurden die geglühten Tiegel bis zum Wägeprozess danach wieder in den Trockenschrank bei 100 °C überführt. Die Gewichtsabnahme der Probe durch den Glühprozess ist dem Gehalt an organischer Substanz äquivalent. Bei Proben mit erhöhtem Tonanteil ist darauf zu achten, dass der Wasserverlust der Schichtsilikate mit in die Betrachtung einbezogen wird. So ist vom ermittelten Glühverlust der prozentuale Tonanteil der Probe, multipliziert mit dem Faktor 0,1 abzuziehen.

3.7 Bestimmung der Maximalgerölle

Diese Methode gibt wichtige Hinweise über die ehemaligen Abflussparameter des Paläoflusssystems innerhalb eines stratigrafischen Niveaus, in dem die untersuchten Gerölle abgelagert wurden. Im vorliegenden Fall wurde die Methode insbesondere

auf Kieslagen in Zwischensedimenten sowie auf vorhandene sog. Steinlagen im basalen Bereich von Tillsedimenten angewendet. Durch Einmessung der definierten B-Achse der Gerölle (s. Abb. 13) und der Volumenberechnung für ein idealisiertes Ellipsoid über drei Achsen kann so auf die Transportierbarkeit zurückgeschlossen werden.

Für die Auswertung wurden jeweils die fünf größten silikatischen und karbonatischen Gerölle des jeweiligen Aufschlusses mit einer Schieblehre auf 0,1 cm genau vermessen. Zur Auswertung wurden die aus den drei Achsen ermittelten Volumina für das Endergebnis arithmetisch gemittelt. Zu beachten ist bei den vorgenommenen Geröllanalysen, dass auf Grund der Aufschlusslage, die lediglich eine temporäre Bestandsaufnahme der sedimentologischen Verhältnisse an den aktiven Kliffs widerspiegelt, die ermittelten Ergebnisse nicht das gesamte absolute Geröllgrößenspektrum eines größeren Aufschlusses wiedergeben können. Dies zeigt sich insbesondere durch die großen freigespülten Geschiebe bzw. Gerölle im Strandbereich, deren Ausmaße die im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Werte übersteigen. Die Großgeschiebe / -gerölle im Strandbereich können jedoch auf Grund ihrer Dislokation nicht mehr distinkten Tills bzw. Zwischensedimenten zugeordnet werden. Zudem ist bei tief in der Aufschlusswand verwurzelten, vereinzelt Großgeschieben eine sichere Freilegung zur 3D-Vermessung erschwert.

3.8 Messung der Geröleinregelung

Bei der Analyse der Geröleinregelung sind zwei Hauptklassifikationen zu unterscheiden. Zum einen können bei Schmelzwassersedimenten durch diese Methode wichtige Hinweise auf die ehemalige Strömungsrichtung des Flusssystem, in dem die untersuchten Gerölle abgelagert wurden, erhalten werden. Zum anderen werden bei Anwendung dieser Analyse auf geschiebeführende Moränensedimente Erkenntnisse über die Gletschervorschubrichtung gewonnen. Bei fluviatil abgelagerten Geröllen liegt die längste Achse der plattigen Gerölle, auch als A-Achse bezeichnet, quer zur Strömungsrichtung eingeregelt, wobei die zweitlängste Achse, die B-Achse, entgegen der Strömungsrichtung geneigt ist (Abb. 13). Durch Einmessung der Fallrichtung dieser B-Achse mittels Gefügekompas und Darstellung in einem Verteilungsdiagramm, lässt sich so die ehemalige Strömungsrichtung rekonstruieren. Bei geschiebeführenden Moränensedimenten (i. S. eines Tills) fällt

die längste Achse (A-Achse) der Geschiebekomponenten der Tillmatrix entgegengesetzt zur ehemaligen Gletschervorschubrichtung ein (Abb. 13).

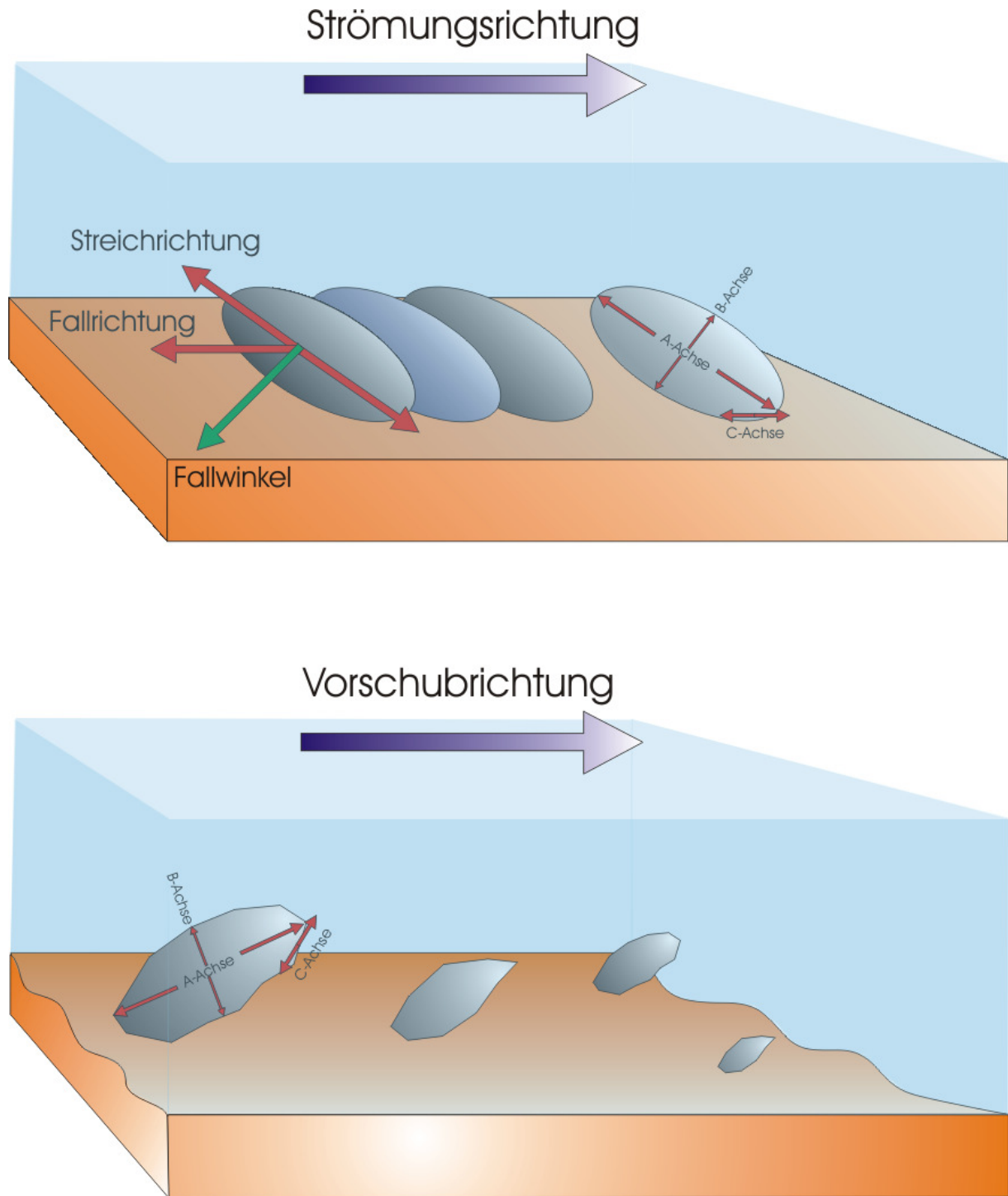


Abb. 13: Prinzip der Geröleinregelung im fluvialen (oben) und im subglazialen Milieu (unten).

Die Einfallsrichtung der zu analysierenden Komponentenachse zur Fließ- bzw. Vorschubrichtung des transportierenden Mediums bleibt also gleich, lediglich die Orientierung der A-Achse steht bei Geschieben in Tills in Transportrichtung senkrecht zu der A-Achse der Gerölle in Schmelzwassersedimenten. Darauf ist bei der Untersuchung der Sedimente ebenso zu achten, wie auch darauf, dass bei der Datenerfassung möglichst ein großer aufgeschlossener Bereich der Sedimente abgedeckt wird, um zufällige Richtungsabweichungen zu unterbinden. Hierzu wurde in geeigneten Aufschlüssen an konsolidierten Basallagen von Schmelzwassersedimenten an bis zu 100 plattigen Geröllen die Fallrichtung der B-Achse bestimmt sowie in Tillsedimenten die Orientierung der A-Achsen der Geschiebe. Zu beachten ist zudem, dass Einregelungsintensität und Fallwinkel der Geschiebekomponenten faziesabhängig sind (KRÜGER 1994, BENN & EVANS 1998). Des Weiteren ist bei glazifluviatilen Ablagerungen auf basale Abflussrinnen (BECKER-HAUMANN 1995) sowie bei allen untersuchten Sedimenten auf mögliche sekundäre Verstellungen, Sackungen etc. zu achten, wie sie z. B. durch Auftauprozesse generiert werden können. Hinzu treten mögliche Stauchungen und Verstellungen infolge Auflastdrucks durch erneuten Gletschervorschub, die ebenso eine Streuung der Einregelungen hervorrufen können.

3.9 Schwermineralanalyse

Sowohl für Till-, wie auch für die Schmelzwassersedimente wurden Schwermineralanalysen durchgeführt. Sie geben wichtige Hinweise über die Herkunft und Transportrichtung des analysierten Sediments.

Hierbei wurde die Korngrößenfraktion 0,4–0,063 mm abgesiebt und 15 min mit 25%-iger Salzsäure aufgekocht. Dadurch werden hartnäckige, die spätere Analyse störende Eisenhydroxidverkrustungen beseitigt. Durch diese Methode geht aber auch das Mineral Apatit verloren, das so für eine Analyse des Schwermineralspektrums nicht mehr zur Verfügung steht. Die folgende Schwerentrennung erfolgte mittels Natrium-Polywolframat ($3\text{Na}_2\text{WO}_4 \cdot 9\text{WO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) mit einer Dichte von $2,85 \text{ g/cm}^3$ als Schwereflüssigkeit in einer Zentrifuge (2500 rpm). Nach Reinigung und Trocknung der erhaltenen Fraktionen wurden die Schwerminerale mittels Kanadabalsam als Einbettungsmittel mit einem Brechungsindex von $n=1,67$ auf Mikroskopobjektträger eingebettet. Nach

anschließender Aushärtung und Reinigung der Präparate erfolgte die Auszählung von rund 100 Schwermineralkörnern unter dem Polarisationsmikroskop entlang von Traversen, so dass möglichst das gesamte Präparat bei der Auszählung erfasst wurde.

Zur eingängigen Probenvorbereitung, Probenauswertung und Schwermineralbeschreibung sei auf BOENIGK (1983) hingewiesen.

3.10 GIS-gestützte 3D-Modellierung

Im Folgenden sollen die wesentlichen Prozesse beschrieben werden, die zur Erstellung der geologischen 2D- und 3D-Modelle des Arbeitsgebietes geführt haben. Die Erläuterung beschränkt sich hierbei auf grundsätzliche Arbeitstechniken, da nicht die methodische, theoretische Nutzung der angewandten Programme bei der vorliegenden Arbeit im Vordergrund stand, sondern die Untersuchung der hochweichsel-zeitlichen Ablagerungen im Arbeitsgebiet (mit den Mitteln der klassischen Geologie und im weiteren Verlauf der hochauflösenden Modellierung).

3.10.1 Datengrundlage

3.10.1.1 Eigene Aufschlusssdaten

Im Arbeitsgebiet konnten einzelne Grenzhöhenwerte von Schichtflächen der zu untersuchenden Ablagerungen insbesondere an den Kliffaufschlüssen nach umfangreichen Freilegungs- und Schurfarbeiten direkt bzw. im Rückbereich der Kliffabbrüche durch 1-6 m tiefe Bohrungen ermittelt werden. Von den aufgenommenen Höhendaten mussten einige in Bezug auf deren Orientierung bei der späteren Einbindung in das DGM lagekorrigiert werden. Dies ist in erster Linie auf Messungenauigkeiten der verwendeten Geräte zurückzuführen.

Bei der Verifizierung der Bohrdaten in Bezug auf deren räumliche Ausrichtung im dreidimensionalen System von Rechts-, Hoch- und Höhenwert sind zwei wesentliche Gesichtspunkte zu beachten. Bei großem Vertrauenswert der Bohrpunkthöhe müssten die in ihrer Lage zu korrigierenden Bohrungen senkrecht zu den Isohypsen versetzt werden, bis die Höhe des Bohransatzpunkts die entsprechende Höhenlinie des DGM schneidet. Eine quer dazu erfolgende Versetzung wäre z. T. mit einer

größeren Fehlerbehaftung versehen. Bei großem Vertrauenswert der geografisch ausgerichteten Orientierung im Gauss-Krüger-System (also minimalem Fehlertoleranzwert der räumlichen Lageabweichung der ermittelten Koordinaten von den realen Koordinaten) müssten die Bohrungen in ihrer angegebenen Höhe geändert werden. Der Bohrpunkt bleibt also in seiner räumlichen Orientierung fixiert, nur die Höhe müsste dem DGM entsprechend angepasst werden, wobei die entsprechende Höhe aus dem Höhenmodell abgetragen wird. Da die Messgenauigkeit des Altimeters bei $\pm 2\text{m}$ liegt (durch mehrmalige Rückmessungen konnte ein Fehlertoleranzwert von $\pm 1\text{m}$ erreicht werden), die Messtoleranz des GPS-Geräts, insbesondere in Kliffabbruchbereichen, bei bis zu über 10 m, wurde erstgenannter Methode zur Lagekorrektur der Vorzug gegeben.

3.10.1.2 Bohrdaten des LUNG Mecklenburg-Vorpommern

Vom Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg Vorpommern (LUNG M-V) wurden mir freundlicherweise alle für den Bereich des Arbeitsgebietes vorliegenden, tiefer gehenden Bohrungen zur Verfügung gestellt. Vor Ort im Landesamt in Güstrow erfolgte von mir für zahlreiche Bohrungen die Übertragung analog bestehender Stratifizierungen, die von den Mitarbeitern des Landesamtes überwiegend auf Grundlage von Kleingeschiebezählungen vorgenommen worden sind. Diese wurden von mir in die im LUNG M-V bestehende Schichtverzeichnisdatenbank des Programms GEODIN übertragen, um so den möglichst neuesten Bearbeitungsstand der Datenbank für die eigene Weiterverarbeitung zu sichern. Des Weiteren konnten von mir als Manuskript vorliegende Lithofazieskartenbohrungen mit entsprechenden Schichtvermerken in die Datenbank mit aufgenommen werden. Nach Abschluss dieser Arbeiten wurde die im Programm GEODIN vorliegende Datenbank auf die für die Modellierung benötigten Parameter heruntertransformiert und in das MS Access bzw. MS Excel lesbare Datenformat .mdb exportiert. Dabei wurden Bohrungen mit leeren Schichtenverzeichnissen nicht mit berücksichtigt und auch nicht mit exportiert, da sie keinen Aussagewert in Bezug auf eine stratigrafische Zuordnung besitzen. Somit lagen zunächst zwei getrennte Verzeichnisse vor, die in MS Excel eingelesen wurden: zum einen eine Aufschlussdatenbank mit Bohrnummernbezeichnung, Schichtverzeichnissen usw. im Arbeitsgebiet liegender Bohrungen und zum anderen eine Aufschlussdatenbank mit Bohrnummernbezeichnung und zugeordneten

geografischen Verortungen (RW, HW). Diese beiden Verzeichnisse wurden in MS Excel eingelesen und per Hand zusammengeführt, so dass jeder einzelnen Schicht von jeder Bohrung eine genaue geografische Positionsbestimmung zugeordnet werden konnte (s. a. Abb. 14).

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P
	LOCID	PRJ ID	RECID	Rechtswert	Hochwert	TIEFE	Ansatzhöhe	Basishöhe	STRAT	PETRO	GENESE	FARBE	ZUSATZ	ERGBEM	BESCHBG	KALKGEH
444									9							
446	480	UGWHWI	1	4420810	5969625	0,2		15,8	g	S;(Auftrag)		swgr				
447	480	UGWHWI	2	4420810	5969625	0,6			qp	mS;g		grbn				
448	480	UGWHWI	3	4420810	5969625	1,2		14,8	qp J3	mS		grbn,rf-sf				
449	480	UGWHWI	4	4420810	5969625	2,4		13,6	qp jw2u	Mg;s_x		grbn,rf-sf				k
450	480	UGWHWI	5	4420810	5969625	5,1			qp	T;sf-S'(ab 4,20)		gr				
451	480	UGWHWI	6	4420810	5969625	5,9		10,1	qp	T;u4		gr				
452	480	UGWHWI	7	4420810	5969625	6,4			qp	mS		bngr				
453	480	UGWHWI	8	4420810	5969625	9,3			qp	T		gr				
454	480	UGWHWI	9	4420810	5969625	9,7		6,3	qp	U;sf-M		gr				
455	480	UGWHWI	10	4420810	5969625	12		4	qp	Mg;s_x,G-sf		gr	et			k
456									16							
457	481	UGWHWI	1	4420790	5969635	0,4		15,6	g		bo	swbn				
458	481	UGWHWI	2	4420790	5969635	1,3		14,7	qp J3	mS;x_bin		grbn,rf-sf				
459	481	UGWHWI	3	4420790	5969635	2,4		13,6	qp jw2u	Mg;s_x		grbn,rf-sf				
460	481	UGWHWI	4	4420790	5969635	4,5			qp	T;sf-S'(ab 4,00m)		gr				
461	481	UGWHWI	5	4420790	5969635	5		11	qp	T;u4		gr				
462	481	UGWHWI	6	4420790	5969635	8,8			qp	T		gr				
463	481	UGWHWI	7	4420790	5969635	9,2		6,8	qp	U;T-sf		gr				
464	481	UGWHWI	8	4420790	5969635	12		4	qp	Mg;s_x,G-sf'(ab 10,00m)		gr	et			k
465									16							
466	482	UGWHWI	1	4420760	5969640	0,7		14,3	g		bo	swbn				
467	482	UGWHWI	2	4420760	5969640	1,3			qp	fS_bin		dgr				
468	482	UGWHWI	3	4420760	5969640	2			qp	fS		dgr				
469	482	UGWHWI	4	4420760	5969640	2,5		12,5	qp J3	mS;x_w		dgr				
470	482	UGWHWI	5	4420760	5969640	2,8		12,2	qp jw2u	Mg;s_x,hz-res		gngr				k
471	482	UGWHWI	6	4420760	5969640	3,2		11,8	qp	T;M-sf,S-sf		gr				
472	482	UGWHWI	7	4420760	5969640	4		11	qp	fS_w		bngr,rf-sf				
473	482	UGWHWI	8	4420760	5969640	6,3			qp	T		gr				
474	482	UGWHWI	9	4420760	5969640	6,7		8,3	qp	T;u4		gr				
475	482	UGWHWI	10	4420760	5969640	7,7		7,3	qp	Mg;s_x		gr				k
476	482	UGWHWI	11	4420760	5969640	8,5			qp	U		gr				
477	482	UGWHWI	12	4420760	5969640	9,3		5,7	qp	fS_bin		dgr	et			
478									15							

Abb. 14: Ausschnitt der mittels MS-Excel erstellten Schichtverzeichnisdatenbank der Bohrungen des Kartenblattes GK25 bzw. TK25 2130. Die einzelnen Parameter sind in der Kopfzeile des Tabellenausschnittes vermerkt. Zur besseren Orientierung im Zuge der Bearbeitung wurden in allen Tabellen sedimentologisch unterschiedlich ausgeprägte Schichten (z. B. Sande und Schluffe, Tone, Geschiebemergel, holozäne Sedimente oder auch primär als nicht weichel-zeitlich eingestufte Schichten [z. B. Kreideschollen] etc.) mit unterschiedlichen Farben gekennzeichnet, wobei die unterschiedliche Sedimentologie innerhalb einer Bohrung nicht zwingend für einen stratigrafischen Wechsel steht, da z. B. Tillablagerungen u. a. sowohl als Geschiebemergel, als auch in sandig-kiesiger Ausbildung auftreten können. Der Record-ID (RECID) bezeichnet die Nummer der Schicht in der jeweiligen Bohrung, die durch die Location-ID (LOCID) mit einer Nummer versehen ist. Die Basishöhe bezeichnet die Sohle der jeweiligen Schicht, die aus Bohransatzhöhe und Tiefe (Teufe) berechnet wurde. Die Ansatzhöhen konnten einer separaten Tabelle des LUNG-MV entnommen werden, die im Rahmen dieses Projektes zur Berechnung der Schichtbasishöhen in die Schichtverzeichnistabellen für jede einzelne Bohrung integriert worden sind.

Dieser Schritt war für die lagegenaue Modellierung unerlässlich, da im späteren Modell die Schichten jeder Bohrung aufgesplittet werden mussten, um sie lateral

darstellen zu können. Zur besseren Handhabung wurde für jedes Messtischblatt des Arbeitsgebietes eine gesonderte Schichtverzeichnistabelle angelegt. Nach den beschriebenen Arbeitsschritten erfolgte die erste Bereinigung der Schichtenverzeichnisse der entsprechenden Bohrungen (z. B. Tilgung von Bohrnummerdoppelbelegungen, Tilgung von Bohrungen ohne bestehende geografische Verortung, Ausdünnung weiterer nicht benötigter Parameter etc.). Nach eingehender Sondierung der abgeteufte Bohrungen hinsichtlich der Güte in Bezug auf die Auflösung der Schichten innerhalb der einzelnen Bohrungen in dem erstellten Schichtenverzeichnis konnten schließlich über 5500 Bohrungen in dieser Arbeit zur Modellierung herangezogen werden (s. a. Abb. 15).

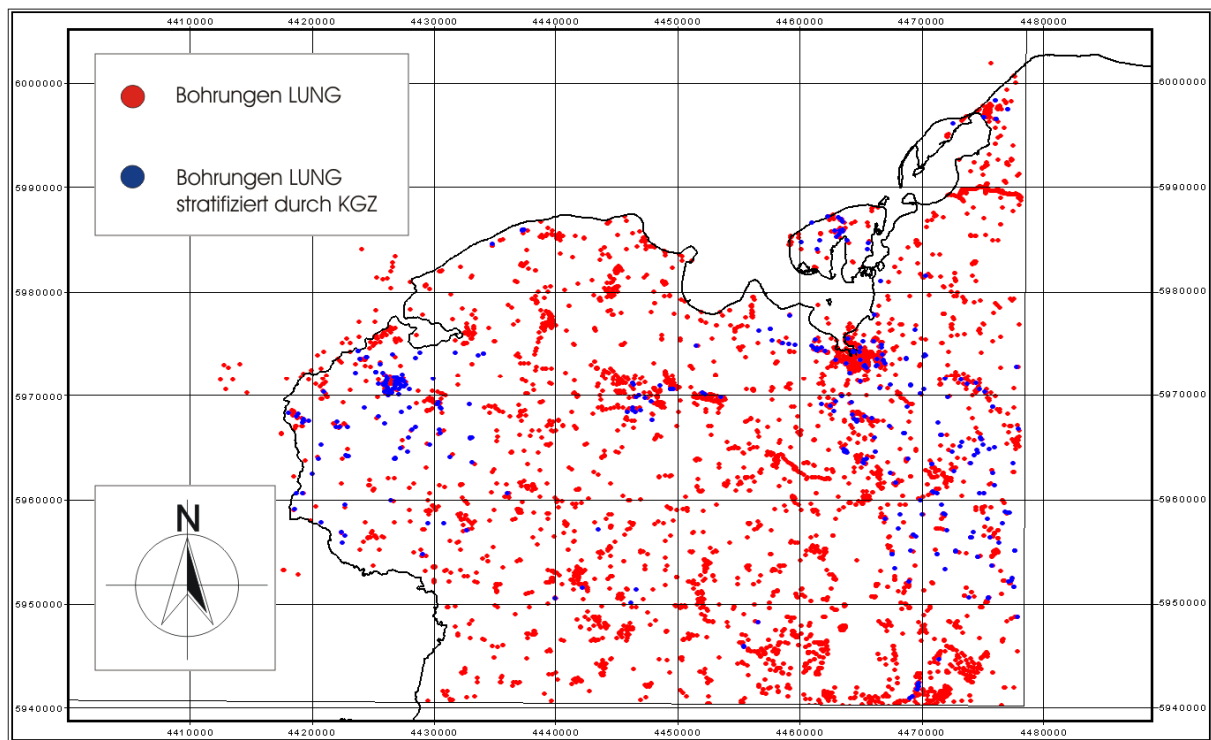


Abb. 15: Übersicht der Bohrungen aus der überarbeiteten Bohrungsdatenbank des LUNG M-V. 395 der über 5500 herangezogenen Bohrungen, also über 7%, sind durch Mitarbeiter des LUNG M-V in Folge größtenteils unveröffentlichter, in die Datenbank aufgenommene Kleingeschiebezählungen (KGZ) in allen für die Modellierung relevanten Schichtgliedern stratifiziert (blau dargestellt).

Das weitere Maß der Güte der zur Verfügung stehenden Bohrungen des LUNG M-V stellte sich erst im Zuge der weiteren Arbeit durch Korrelation mit allen weiteren verfügbaren Bohrungen und Aufschlusssondierungen heraus (s. a. Abb. 15 bis 17).

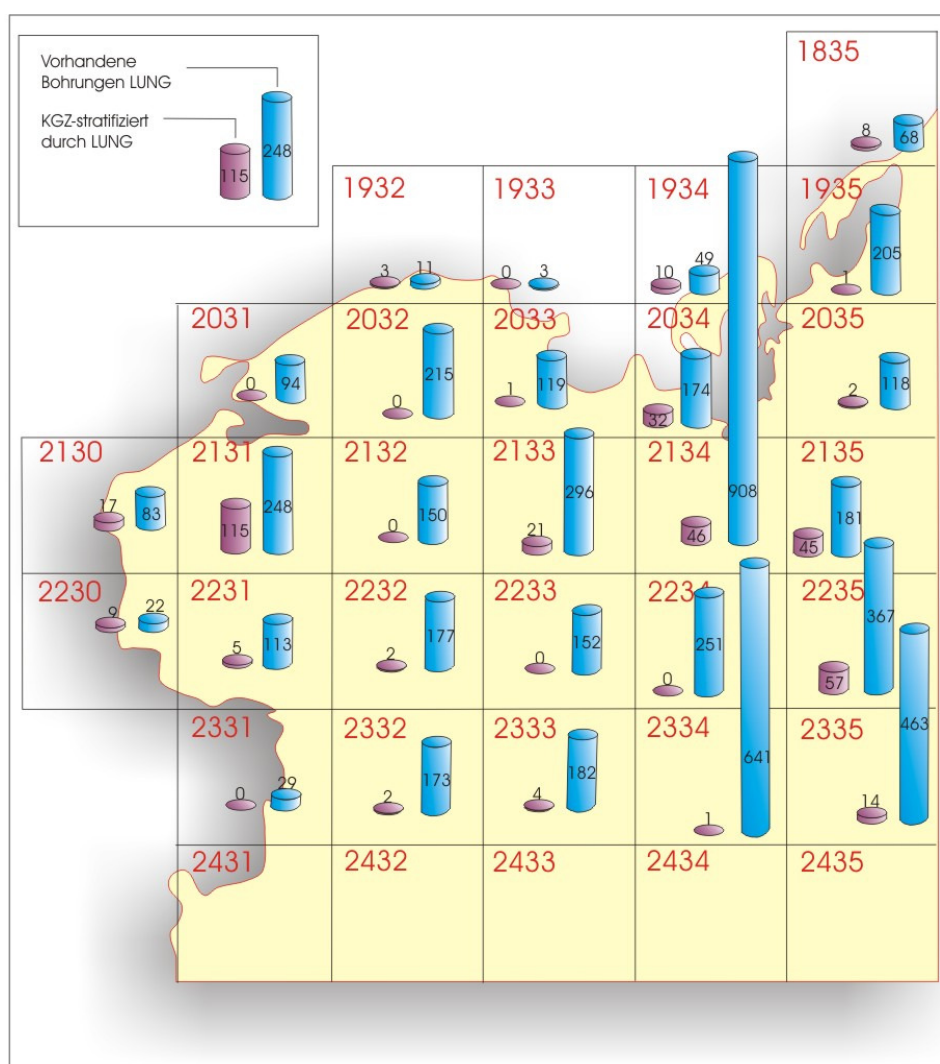


Abb. 16: Darstellung der verwendeten Bohrungen des LUNG MV in Relation zur Anzahl stratifizierter Bohrungen bezogen auf den Lagebereich in der jeweiligen TK 25 (Nummerierung).

Dazu gehörten neben den dokumentierten Peilstangensondierungen der Geologischen Oberflächenkarte 1:100.000 (OK100) händisch in Manuskriptkarten eingetragene Bohrungen (unter Angabe von Schichtsohlenteufen) und in älteren gedruckten Karten GK25 vermerkte Bohrungen, die ebenfalls noch nicht mit in die Schichtdatenbank mit aufgenommen worden waren. Des Weiteren sind die in den Kartierunterlagen des LUNG M-V vorhandenen Aufschlussbeschreibungen und eigene Aufschlussaufnahmen sowie Sondierungen mit in die Bewertung eingeflossen. Bei einigen Bohrungen des LUNG M-V mussten, auf Grund von geringen Lagediskrepanzen in Bezug auf ihre räumlich ausgerichtete Orientierung, mittels RW und HW des geografischen Gauss-Krüger-Koordinatensystems und z. T. abweichend angegebener Bohransatzhöhe (in mNN) Lagekorrekturen vorgenommen

werden. Diese Korrekturen erfolgten unter dem Gesichtspunkt bzw. der Prämisse, dass für einen Bohransatzpunkt dessen Höhe in Abgleich mit geografischen Referenzpunkten (Trigonometrische Höhen- und Bodenpunkte des Landesvermessungsamtes) genauer bestimmt werden kann als dessen RW-HW-Koordinaten (ähnlich dem Verfahren unter Kap. 3.10.1.1) Dies trifft insbesondere auf ältere Bohrungen zu, bei denen zur Peilung des Standorts wahrscheinlich kein GPS-Gerät zum Einsatz kam.

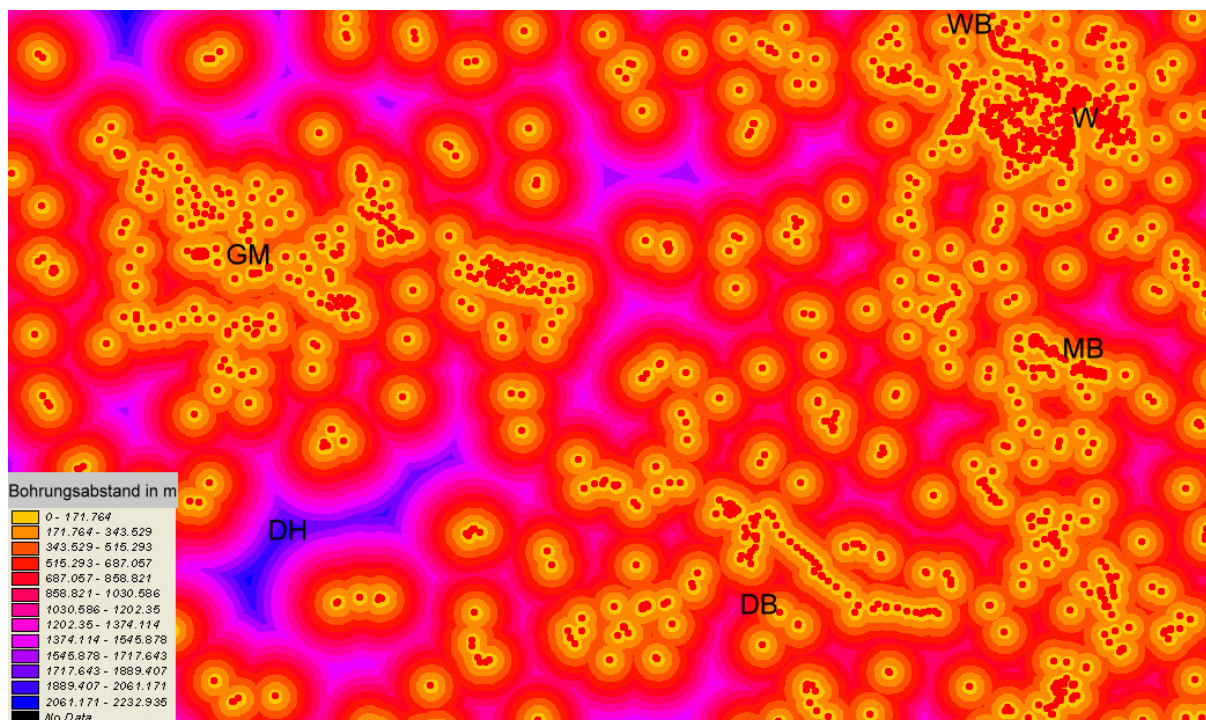


Abb. 17: Dichtedarstellung der verwendeten Bohrungen (rote Punkte) des LUNG M-V in einem Ausschnitt des Arbeitsgebiets. Gut zu erkennen sind die Bereiche erhöhter Bohrdichte im Bereich der Wismar-Bucht (rechts oben) und im Vorfeld von Sanderflächen (z. B. bei Grevesmühlen). Im Gegensatz dazu weisen insbesondere Bereiche der eben bis kuppig ausgebildeten Grundmoränenplatten eine geringere Bohrdichte auf, die in der Abbildung durch blauviolette Farben gekennzeichnet ist. Hier kann der Abstand bis zur nächsten Bohrung über 2 km betragen. Abk.: DB: Dambeck, DH: Diedrichshagen, GM: Grevesmühlen, MB: Dorf Mecklenburg, W: Wismar, WB: Wismarbucht.

3.10.1.3 Bohrdaten aus Karten und Kartierunterlagen

Neben den eigenen Messergebnissen und den Daten des LUNG M-V konnten weitere Bohrungen aus Manuskriptkarten und gedruckten Kartenwerken genutzt werden. Hierbei handelt es sich im Wesentlichen um ältere Ausgaben der GK25 (Geologische Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern der

Preußischen Geologischen Landesanstalt, Geologischen Karten der DDR, herausgegeben von der Staatlichen Geologischen Kommission der DDR, Autorenoriginale der Übersichtskartierung 1:25.000), Peilstangensondierungsübersichten im Rahmen der Aufnahme der Geologischen Oberflächenkarte 1:100.000 (OK100) sowie um die Lithofazieskarte Quartär 1:50.000 (LKQ50). Auch bei diesen Daten war z. T. eine Lagekorrektur notwendig, wenn die angegebenen Gauss-Krüger-Koordinaten nicht mit der vermerkten Bohrpunkthöhe übereinstimmten.

Neben den Bohrdaten flossen sämtliche Ergebnisse der Gelände- und Laboranalysen in die Erstellung des digitalen Geländemodells der Sedimentablagerungen im Arbeitsgebiet mit ein. So wurde auf Schichtverstellungs- bzw. Stauchzonenbereiche in Aufschlüssen und Schurfen, Materialausbildung und weitere Schichtunstetigkeiten geachtet, um eine Aussage über die entsprechenden Schichtmächtigkeiten treffen zu können. Dieser Arbeitsschritt war insbesondere wichtig in Bezug auf die Rekonstruktion der ehemaligen Schichtoberfläche und das entsprechende Gefälle. Des Weiteren wurden die im Anhang zitierten geologischen Karten sowie die in dieser Arbeit aufgeführten Literaturangaben als weitere Datenquellen herangezogen, wobei jedoch diese Quellen im Wesentlichen mehr Übersichtscharakter aufweisen, als dass sie sich auf ein engmaschiges Datennetz beziehen, wie es in dieser Arbeit erfolgt.

Alle vorhandenen Datenpunkte wurden als Themen mit entsprechenden Attributtabelle (Rechtswert, Hochwert, Bohransatzhöhe, Grenzhöhe Schicht 1 zu Schicht 2, Grenzhöhe Schicht 2 zu Schicht 3 etc.) für jeden Bohr- und Aufschlusspunkt in ArcView[®]-GIS angelegt.

3.10.1.4 Digitales Gelände-Modell (DGM)

Zur räumlichen, dreidimensionalen Darstellung der zu modellierenden Ablagerungen im Arbeitsgebiet musste zunächst ein topografisches Geländemodell (Abb. 19) erzeugt werden, das sowohl die lateralen Erstreckungen im x-y-Koordinatensystem (Rechts- (RW) und Hochwert (HW) des Gauss-Krüger-Systems) als auch die georeferenzierten Höhendaten in m ü. NN (z-Komponente des räumlichen Modells) enthält.

Dazu erfolgte zunächst ein Datenabgleich der analog und digital vorliegenden Datengrundlagen (topografische / geologische Karten und Rasterdaten) in Bezug auf

die Lagegenauigkeit im Verlauf der zu generierenden bzw. zu berechnenden digitalen Höhenlinien im Vergleich mit der Topografie der gescannten geologischen Kartengrundlagen etc. Die Datengrundlage für das Digitale Gelände-Modell wurde in Form von DGM25-Rasterdaten vom Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie zur Verfügung gestellt. Bei den Daten handelt es sich um regelmäßig verteilte Höhenpunkte (DGM-Gitter), deren Lage im Raum eindeutig mit einem x-, y- und z-Wert definiert ist. Die Genauigkeit bzw. Gitterweite (x- und y-Wert) der Daten beträgt 25 m bei einer mittleren Höhengenaugigkeit (z-Wert) von 1-3 m (LANDEVERMESSUNGSAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN 2005). Die zunächst im .dbf-Format vorliegenden Rasterdaten wurden in ArcView als Tabelle eingelesen und ein entsprechendes .shp-Thema zur Visualisierung erzeugt. Von den Datenpunkten konnte nun mittels 3D-Analyst-Extension ein TIN und anschließend entsprechende Höhenlinien interpoliert werden. Da die Datenpunkte des Ausgangs-Rasters 25 m weit voneinander entfernt sind, weisen Datenpunkte mit geringerer Entfernung zueinander, trotz der entsprechend großen Höhengenaugigkeit, eine gewisse Unschärfe in ihrer Lage auf. So kommt es teilweise insbesondere in Randlagen (z. B. Seen und Landesgrenze) sowie im Bereich punktueller oder linienhafter, vereinzelter Strukturelemente (z. B. Böschungen, Kuppenpunkten, Kesselpunkten oder Rückenlinien) zu einer fehlerhaften Darstellung der berechneten Höhen. In Abb. 18 wird die teilweise Diskrepanz der mittels ArcView berechneten Höhenlinien auf Grundlage der punktuellen Höhendaten des DGM-Gitters und analoger Karten mit bereinigten Höhenlinien deutlich. Um diese Diskrepanz bzw. die z. T. kachelartig visualisierte Missdeutung in der Berechnung auszugleichen wurden in Teilbereichen entsprechende markante Areale per Hand von analogen topografischen Karten digitalisiert und in das Höhenmodell im Zuge einer Neuberechnung inklusive der nachdigitalisierten Daten eingebunden. Dazu mussten die analogen topografischen Karten TK25 zunächst durch Scannen digitalisiert werden. Das durch Scannen der analogen geografischen Karten erzeugte Rasterbild (TIFF-Format [.tif]) wurde mittels WGEO[®] der Fa. Wasy GmbH georeferenziert. Mit diesem Verfahren werden jedem Bildpunkt der Rastergrafik entsprechende georeferenzierte Werte des Weltkoordinatensystems zugewiesen. Durch das produzierte World-File (.tfw-File) können die gescannten Karten im Weltkoordinatensystem dargestellt werden. Diese Darstellung erfolgte mit ArcView[®]GIS (Geographic Information System) der Fa. ESRI. Auf Grundlage der so

eingelassenen Karten wurden in einem Linienthema in den nachzubearbeitenden Bereichen die Isohypsen innerhalb der Grenzen des Untersuchungsgebietes manuell mit größt möglicher Präzision digitalisiert und mit den entsprechenden Höhenwerten in einer Attributtabelle belegt.

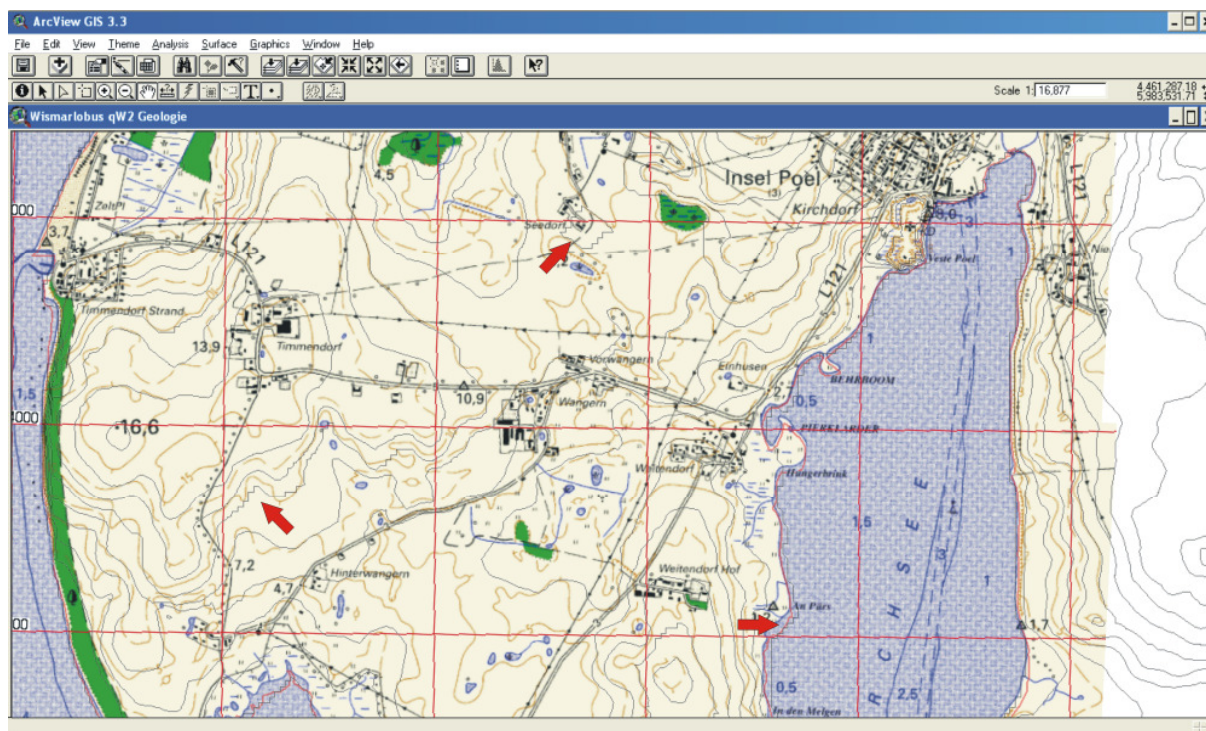


Abb. 18: Überblendung von mittels ArcView auf Grundlage des DGM25-Rasters berechneten Höhenlinien (schwarze Linien, 2 m Höhenabstand) und der Isohypsen eines eingelesebenen Kartenbildes der TK25 (braune Isohypsen) im Bereich der Insel Poel. Gut erkennbar sind die teilweise fehlerhaften Berechnungen des Höhenverlaufs in unterschiedlichen Bereichen mit gekachelt, pixeliger Darstellung (rote Pfeile).

Im Folgenden wurde durch die ArcView[®]GIS-Extension Spatial Analyst (auch mit 3D-Analyst möglich) ein TIN (triangulated irregular network) der Höhenlinien berechnet. Hierbei werden die vorliegenden Höhendaten räumlich durch eine Dreiecksvermaschung miteinander verbunden, wobei jeweils drei Höhenpunkte eine Fläche aufspannen, die an jedem Punkt eine definierte Höhe aufweist (s. a. Abb. 19). Das so erzeugte triangulierte Höhendaten-Netzwerk wurde mit dem Tool Spatial Analyst in ein Grid transformiert. Dieses Rasternetz besteht aus rechtwinkligen Rasterzellen von benutzerdefinierter Größe mit einem für die gesamte Zellfläche zugewiesenen Höhenwert, der aus den Eckkoordinatenhöhen gewichtet ermittelt wird. Die Rasterzellengröße wurde sowohl für die Darstellung von Gebiets-

teilbereichen, als auch für den Gesamtüberblick des Arbeitsgebietes auf 2 m festgelegt.

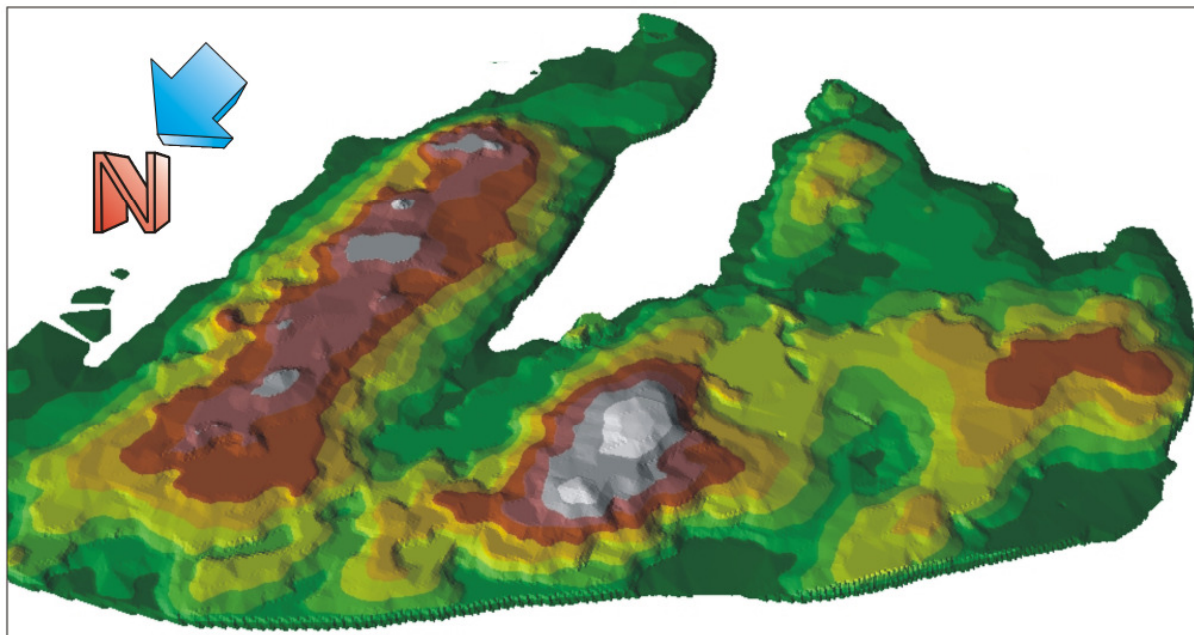


Abb. 19: Digitales Geländemodell der Insel Poel. Darstellung nicht überhöht.

3.10.2 Schichtbasisflächen

Die grafische Darstellung der berechneten Schichtbasisflächen (z. B. Abb. 36) erfolgte ebenfalls mittels ArcView[®]GIS.

Hierzu wurden die erzeugten Bohrdaten-Themen mittels der Spatial Analyst-Extension in ein TIN und danach in ein Grid umgewandelt. Als Bezugshöhen dienten hierbei die jeweiligen Grenzhöhen zur darunter liegenden Schicht. Durch jüngere Schichten erodierte bzw. primär nicht von Sedimentation erfasste Bereiche wurden mit Hilfe der Map-Query-Funktion der Spatial-Analyst-Erweiterung erfasst. Durch die benutzerdefinierte mathematische Abfrage ob die interpolierte Basisfläche der jüngeren Sedimente tiefer liegt als die des älteren betrachteten, also diese erosiv durchschneiden, konnten die entsprechenden Bereiche herausgerechnet werden. Diese Berechnung erfolgte jeweils für die einzeln ausgegliederten Schichten. Hierzu wurden die invertierten Ergebnisse der Map-Query-Berechnungen für die Schichtverbreitung für jede einzelne Schicht gesondert als Shape-File angelegt und mit dem Map-Calculator der Spatial-Analyst-Extension als 0 (Null)-Grid gespeichert. Dieses wurde später mit dem Map-Calculator des Spatial Analyst zu den bereits erstellten Gesamtflächen-Grids addiert und als neu berechnetes Grid ausgegeben.

Durch diesen Schritt wird zu den Daten innerhalb der Abgrenzung der Wert 0 addiert (die Daten behalten also ihre ursprünglichen Werte bei). Daten, die außerhalb der Begrenzung liegen, werden nicht weiter berücksichtigt und entfallen.

Mittels der 3D-Analyst-Extension konnten nun die Isolinien des erzeugten Schichtbasisgrids berechnet werden, die unter der Verifizierung der Bohrdaten (z. B. bei in Stauchbereichen gelegenen Bohrungen des LUNG M-V unter den Gesichtspunkten in Kap. 3.10.1) in einer Work-in-progress-Phase weiter modifiziert worden sind.

3.10.3 Schichtverbreitungen an der Oberfläche

Zur 2D-Darstellung der Schichtverbreitung an der Geländeoberfläche wurden zunächst alle bekannten Parameter zusammengefasst (z. B. selbst digitalisierte Verbreitungsgrenzen der oberflächlich ausstreichenden bzw. anstehenden geologischen Einheiten aus unterschiedlichen Kartenvorlagen oder Auswertung von Kartierunterlagen und Literatur) und für jede übergeordnete Einheit digitale Shapes erzeugt. Im Zuge des Arbeitsprozesses kam es zu einer Vereinheitlichung und Zusammenführung sedimentologisch unterschiedlicher Einheiten zu stratigrafischen Gesamteinheiten. Dieser Schritt war erforderlich, da die Auswertung der Bohrungsverzeichnisse und die anschließende Modellierung zeigten, dass z. B. eine fazielle Deutung z. T. auf Grund sich lateral und vertikal stark ändernder Verhältnisse erschwert ist. Um so Falschaussagen bezüglich der Genese bzw. des Ablagerungsmilieus (z. B. Beckensediment, glazifluviatiles Schmelzwassersediment etc.) zu unterbinden, sowie um eine übersichtlichere Darstellungsweise zu erlangen, wurde die Geologie in sedimentologischer Hinsicht teilweise durch den vorgenannten Prozess vereinfacht. Dies kann mitunter zwar eine Reduktion der Gesamtaussage bezüglich der Ablagerungsbedingungen des jeweiligen Sedimentabschnittes bedeuten, jedoch ist erstens die Gefahr einer Fehlinterpretation auf Grund der unterschiedlichen Ausbildung auch innerhalb einer Schicht (wie z. B. an den Kliffabschnitten gezeigt wird) gegeben und zum Zweiten ist die geologische Gesamtaussage zu einer Schicht nach wie vor im Modell beinhaltet. Sie ist entweder impliziert durch ihre Ausdehnung oder durch ihre Ausbildung wie z. B. bei der Verschneidung von einer Auffüllung (anthropogen) und einer anderweitigen holozänen Schicht zu Holozän. Zur 3D-Darstellung der Oberflächenschichten wurden

die erzeugten Shapes mittels des 3D-Analyst auf die DGM-Höhen projiziert und mittels des 3D-Viewers visualisiert.

3.10.4 Schichtmächtigkeiten

Zur Erzeugung der Schichtmächtigkeits-Grids konnten die bereits erstellten Schichtbasisgrids mit dem DGM verschnitten werden. Diese mathematische Verschneidung erfolgte mittels der ArcView[®]-Extension Virgil[®]-Analyst. Die Verschneidung könnte auch über den Spatial Analyst erfolgen, gestaltet sich dann aber mit wesentlich mehr Zwischenschritten. Das Produkt der Verschneidung ist wiederum ein Rasternetz, dessen Isopachen durch den 3D-Analyst visualisiert werden können (z. B. Abb. 37).

3.10.5 Flächen- und Volumenstatistik der Sedimente

Um die Flächen- und Volumenermittlung der rezent vorhandenen Tills und Schmelzwassersedimente durchführen zu können, wurden die erzeugten Schichtbasisgrids jeder einzelnen Schicht nach ihrer stratigrafischen Abfolge sowie das DGM in die Virgil[®]-Analyst-Extension eingelesen und mittels der Flächen- und Volumenberechnungsfunktion die entsprechenden Parameter berechnet. Um eine möglichst genaues Ergebnis zu erzielen, wurden zuvor sämtliche Rasternetze mit einer Zellengröße von 5 m neu erstellt.

3.10.6 Erzeugung von Profilschnitten

Die Generierung der Profilschnitte (s. Anhang) erfolgte unmittelbar aus dem erzeugten 3D-Modell mittels der Virgil[®]-Analyst-Extension und ist somit weitaus transparenter und stringenter als rein von Hand interpolierte Profilssequenzen. Hierbei wurden die Grids der Schichtbasisflächen und der Topografie nach ihrer stratigrafischen Reihenfolge in ein von der Extension generiertes Projekt eingebunden. Mittels der Profilerstellungs-Funktion konnten, in Verbindung mit einer fortwährenden manuellen Work-in-progress-Optimierung, bei der die Grids in Bezug auf die Bohrdatenauswertung, die Geländebeobachtungen und die erstellten Profile in ArcView[®]-GIS modifiziert und letztendlich stringent abgestimmt werden konnten, sowohl konsistente Profile in Bezug auf die Geländedaten sowie ein stimmiges 3D-Modell in Bezug auf Profile und Geländedaten erzeugt werden. Die Nachbearbeitung

der Profile (Lokalitätsangaben, Maßstabsangleichung etc.) erfolgte in grafischen Aufbereitungsprogrammen.

3.10.7 3D-Visualisierung mittels 3D-Analyst, Virgil[®]-Analyst und Surfer

Die gerasterten Höhenmodelle der Geländeoberfläche, der Tillbasis- sowie der Zwischensedimentbasis wurden durch die Export-Funktion in ArcView[®]GIS in das textbasierte ASCII-Format [.asc] transformiert, um sie anschließend in das 3D-Visualisierungsprogramm Surfer einlesen zu können. Die 3D-Visualisierung könnte auch in ArcView[®]GIS mittels unterschiedlicher Arbeitsmethoden erfolgen (z. B. durch 3D-Analyst erzeugte Grid- bzw. TIN-Dateien und anschließender Betrachtung im 3D-Andockfenster, s. Abb. 86). Jedoch ist der wesentliche Vorteil des Programms Surfer, bezogen auf diese Arbeit, dass die Visualisierung zum einen trotz der großen Datenmenge homogener in Bezug auf die Oberflächenkonturen verlief und zum anderen, dass die Verschneidungsebenen der berechneten Grenzflächen konsistent dargestellt werden konnten. Diese Grenzflächen sind die geologischen Schichtbasisflächen, die über das DGM gelegt und so mit ihm verschnitten wurden. Der Raum zwischen der Schnittfläche der jeweiligen Schichtbasisfläche (die zwischen stratigrafisch zusammen gehörenden Bohrungsvorkommen interpoliert worden ist) mit dem DGM bzw. mit den anderen Schichtbasisflächen ist der eigentlich darzustellende Schichtkörper. Der Raum zwischen Schichtoberfläche und Resthöhe bis zur DGM-Endhöhe auf den Schichtvorkommen wird bei ungestörter Lagerung durch jüngere Ablagerungen eingenommen. Um diesen Raum im seitlichen 3D-Schnitt zu visualisieren wurden mittels ArcView 3D-Analyst und Virgil[®]-Analyst für ausschnittweise kombinierte laterale und vertikale Gesamtansichten in Form von Blockbildern die erzeugten Oberflächen-Verbreitungskarten mit dem DGM kombiniert und danach im 3D-Viewer von ArcView in ein mittels Virgil erzeugtes 2,5D-Polygonprofil montiert. So können auf diese Art erzeugte Blockbilder von allen Seiten betrachtet und ausgewertet werden. Die grauschwarze Topografie unterhalb der Schichtbasisfläche in den Blockbildern visualisiert jüngere als die zu untersuchenden Ablagerungen, die nicht Bestandteil dieser Arbeit sind.

Die 3D-Visualisierung lieferte weitere Hinweise auf die im Arbeitsgebiet vorliegenden Gegebenheiten, vor allem in Bezug auf Grenzsituationen (Rinnenbereiche, rapider Anstieg der Schichtsohle auf kurzer Distanz durch Stauchung), so dass das in ArcView[®]GIS erzeugte 3D-Modell weiter modifiziert und verifiziert sowie in

Verbindung mit den daraus erzeugten Profilschnitten und der 3D-Darstellung, ein in sich konsistentes und stringentes 3D-Modell in 2D- und 3D-Visualisierungen der zu untersuchenden Ablagerungen erstellt werden konnte.

Für weitergehende methodische Ausführungen der 3D-Modellierung, insbesondere in Bezug auf pleistozäne Schmelzwassersedimente, sei auf BECKER-HAUMANN (2005, 2007) verwiesen.

4. Die untersuchten Sedimente im Arbeitsgebiet

4.1 Wichtige Aufschlüsse / Aufschlusssituation

Größere und tieferreichendere Aufschlüsse an denen der Verlauf ausgedehnterer Schichtenfolgen analysiert werden kann liegen im Arbeitsgebiet an den natürlichen Kliffabbrüchen der Strandbereiche vor (s. Übersicht in Abb. 20). Hier lassen sich neben ungestörten Abfolgen insbesondere glazitektonische Vorgänge und Auswirkungen untersuchen, denen die Ablagerungen z. T. ausgesetzt waren.

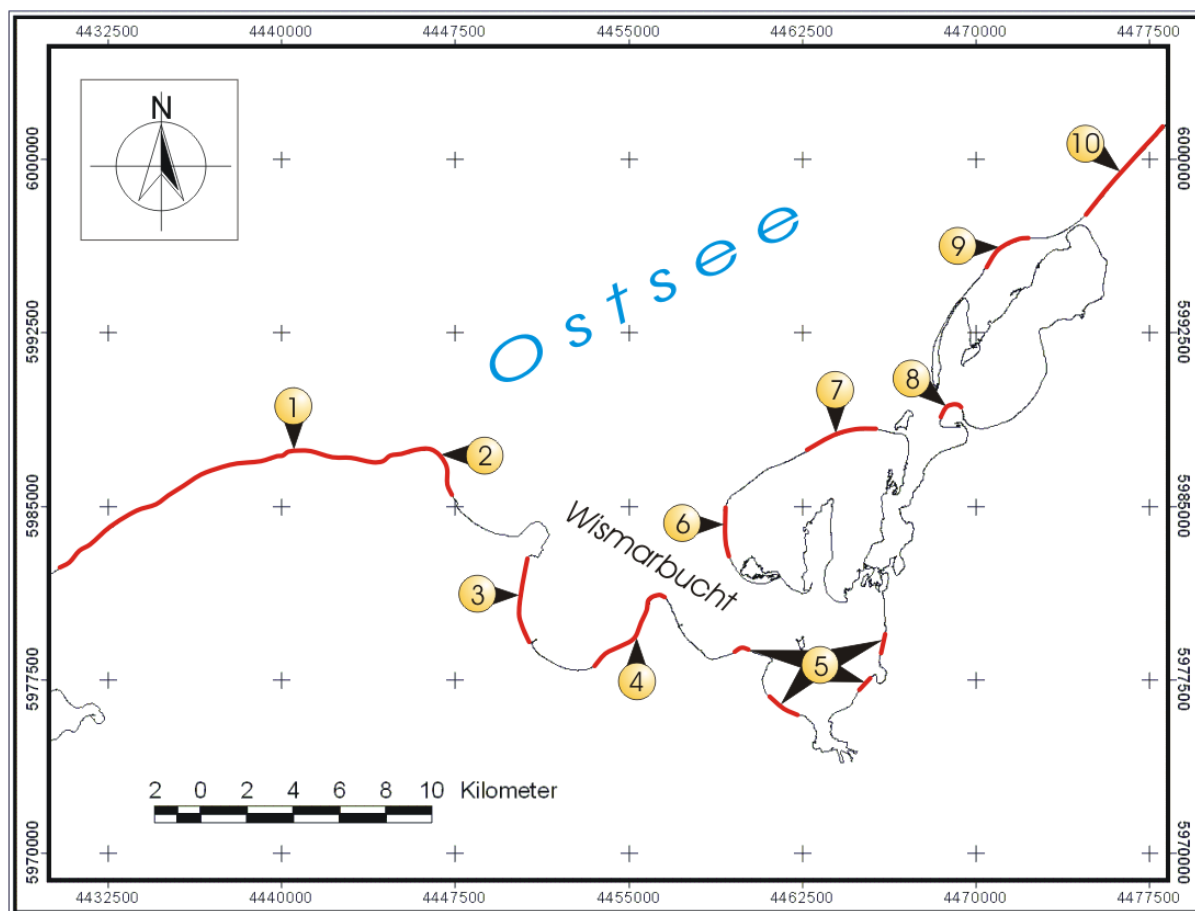


Abb. 20: Übersicht der im Arbeitsgebiet vorhandenen Kliffabschnitte (rot) an der Ostseeküste. 1: Klein Klütz-Höved, 2: Groß Klütz-Höved, 3+4: Wohlenberger Wiek West u. Ost, 5: Wismarbucht, 6+7: Insel Poel West u. Nord, 8: Boiensdorfer Werder, 9: Halbinsel Wustrow, 10: Rerik.

4.1.1 Aufschluss Klein Klütz-Höved / Groß Klütz-Höved

TK 25 Blätter 1932 Warnkenhagen, 1933 Großklützhöved u. 2033 Boltenhagen

Lage: 1,5 km nördl. Warnkenhagen

Das aktive Kliff der Klützer-Höveds erstreckt sich zwischen Pötenitz im Bereich der Lübecker Bucht im Westen und Redewisch im Areal der Boltenhagenbucht im Osten. Von Westen nach Osten steigt die Kliffoberkante des Klein Klütz-Höved bis nördlich Warnkenhagen stetig bis auf 35-40 m ü. NN an, um nördlich Redewisch am Groß Klütz-Höved nach Süden in den Bereich der Boltenhagener Bucht abbiegend, wieder flacher werdend auszulaufen. Die durchschnittliche Höhe im Bereich des Klein Klütz-Höved beträgt 25-30 m ü. NN, für das Groß Klütz-Höved etwa 30 m ü. NN. Der Kliffverlauf ist nicht durchgehend ausgeprägt ausgebildet. So schneiden sich zwischen Rosenhagen und Hof Barendorf sowie insbesondere zwischen Warnkenhagen und Steinbeck ausgeprägte, nach Norden bzw. Nord-Nordwesten verlaufende Erosionsrinnen in das Kliff ein. Zudem sind große Teilbereiche von ausgedehnten Abbrüchen und Verschüttungen verschleiert. Das Kliffprofil von Klein Klütz-Höved zeigt in seiner Abfolge eine ausgesprochen glazitektonische Beanspruchung der Sedimente an. Die Gletscherdynamik wird insbesondere durch Stauchungszonen mit Schichtverwürgungen und glazitektonischen Falten bzw. plastischen Sedimentdeformationen (Abb. 21), miteinander verschuppten Bereichen, linsenartigen und schleierförmigen Aufarbeitungshorizonten sowie zerscherten Schichtpaketen (Abb. 22) angezeigt.

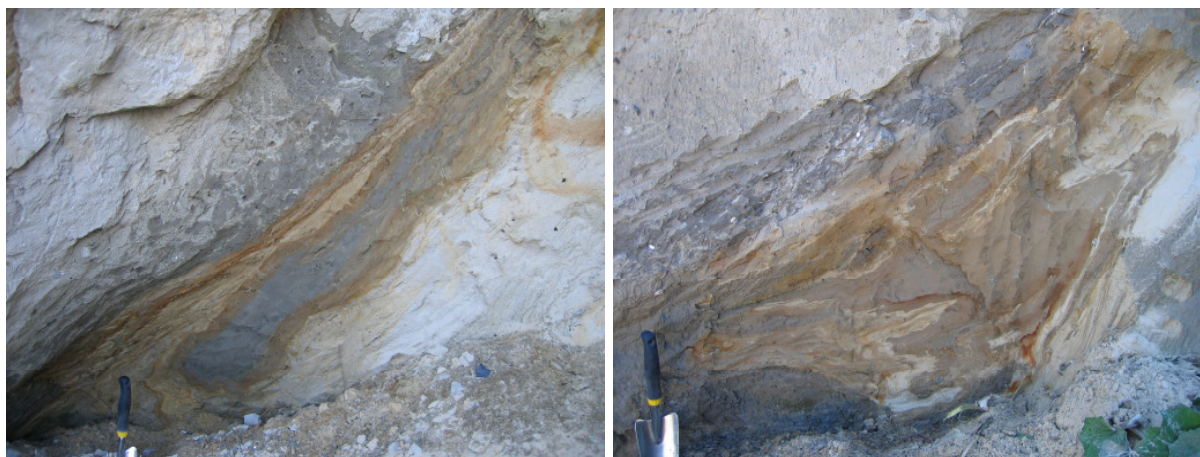


Abb. 21: Durch plastische Sedimentdeformation erzeugte glazitektonische Falten aus Schmelzwassersanden und Geschiebemergeln am Kliff Groß Klütz-Höved im Bereich des Aufschlusses GK2.

Trotz der genannten glazitektonischen Prozesse sind Teilbereiche des Kliffs Klein Klütz-Höved in deutlich zu unterscheidende, sedimentäre Schichten zu untergliedern, die geringere Lagerungsstörungen aufweisen.

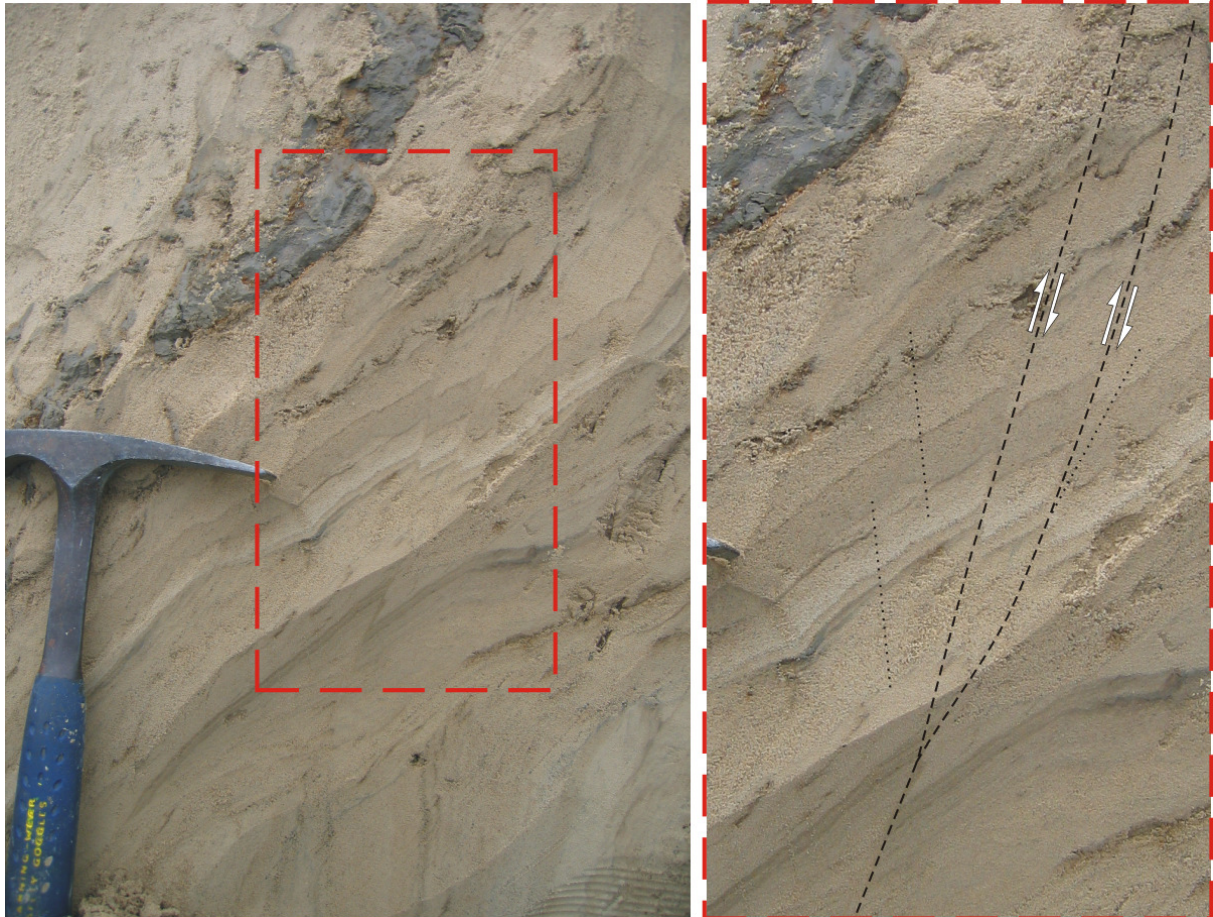


Abb. 22: Durch glazitektonische Beanspruchung zerschnittene Schichten des Schmelzwassersandes J2. Die eingearbeiteten, „boudinierten“ Geschiebemergelklasten könnten auf sekundäre Druckentlastung, möglicherweise im Zuge von Abschmelzvorgängen, hindeuten. Klein Klütz-Höved (bei Aufschluss KH2).

Die am Kliff Klein Klütz-Höved aufgeschlossene Abfolge beginnt im basalen Bereich mit einem rötlich braunen Geschiebemergel, der geschiebearm und stark bindig ist (s. Abb. 24 Aufschluss KH3) Im oberen Teilbereich wechselt die Färbung teilweise in einen grüngrauen Farbton. Das Hauptspektrum der Kleingeschiebe des Geschiebemergels (s. Tab. 2) liegt im Bereich Kristallin (41%) und Paläozoische Kalke (32%). Dieser Geschiebemergel ist nach ULLERICH (1991) und STRAHL (2004) in sedimentär-chronologischer Zählweise der am Kliff kartierten Geschiebemergelvorkommen von alt nach jung als M₁-Grundmoräne bezeichnet und als saale-zeitlich (SII bzw. Warthe zeitlich) eingestuft worden. Die absolute

Gesamtmächtigkeit ist nach den Eigenbefunden entgegen STRAHL (2004) mit mehr als 5 m anzugeben (s. Abb. 24). Das Schwermineralspektrum des rot gefärbten Geschiebemergels im Basalbereich wird von Epidot (33%), grüner Hornblende (28%) und Zirkon (18%) bestimmt (KH3 PB8). Der darüber folgende Bereich des graugrünen Tills zeigt mit 28% Epidot, 21% grüner Hornblende und 17% Zirkon ähnliche Maximalgehalte. Auffallend ist hingegen mit 16% ein um 6% gegenüber dem Basalbereich höherer Granatanteil im Spektrum (KH3 PB7).

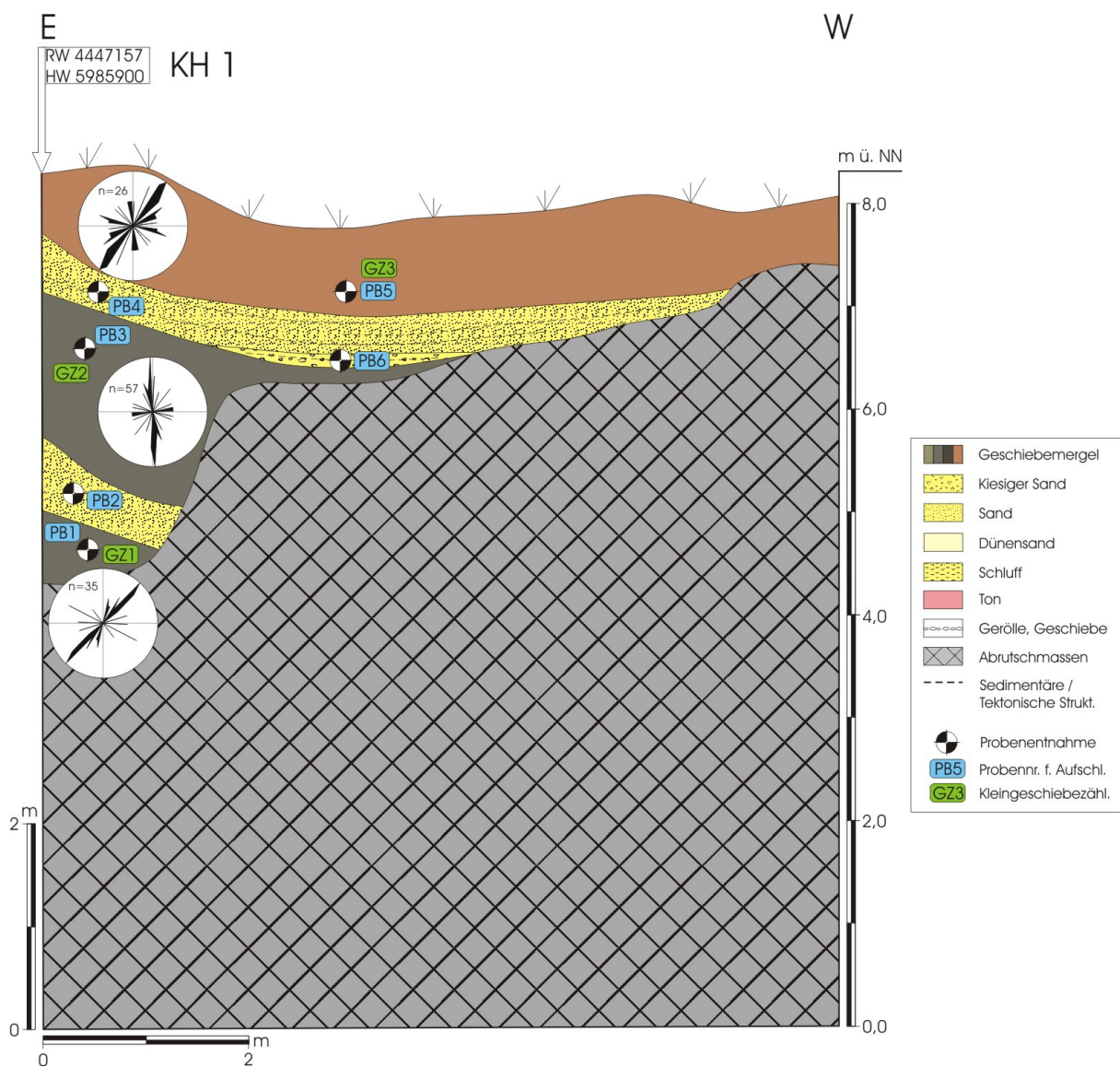


Abb. 23: Kliffprofil im Bereich des Aufschlusses KH1 am Kliff Klein Klütz-Höved.

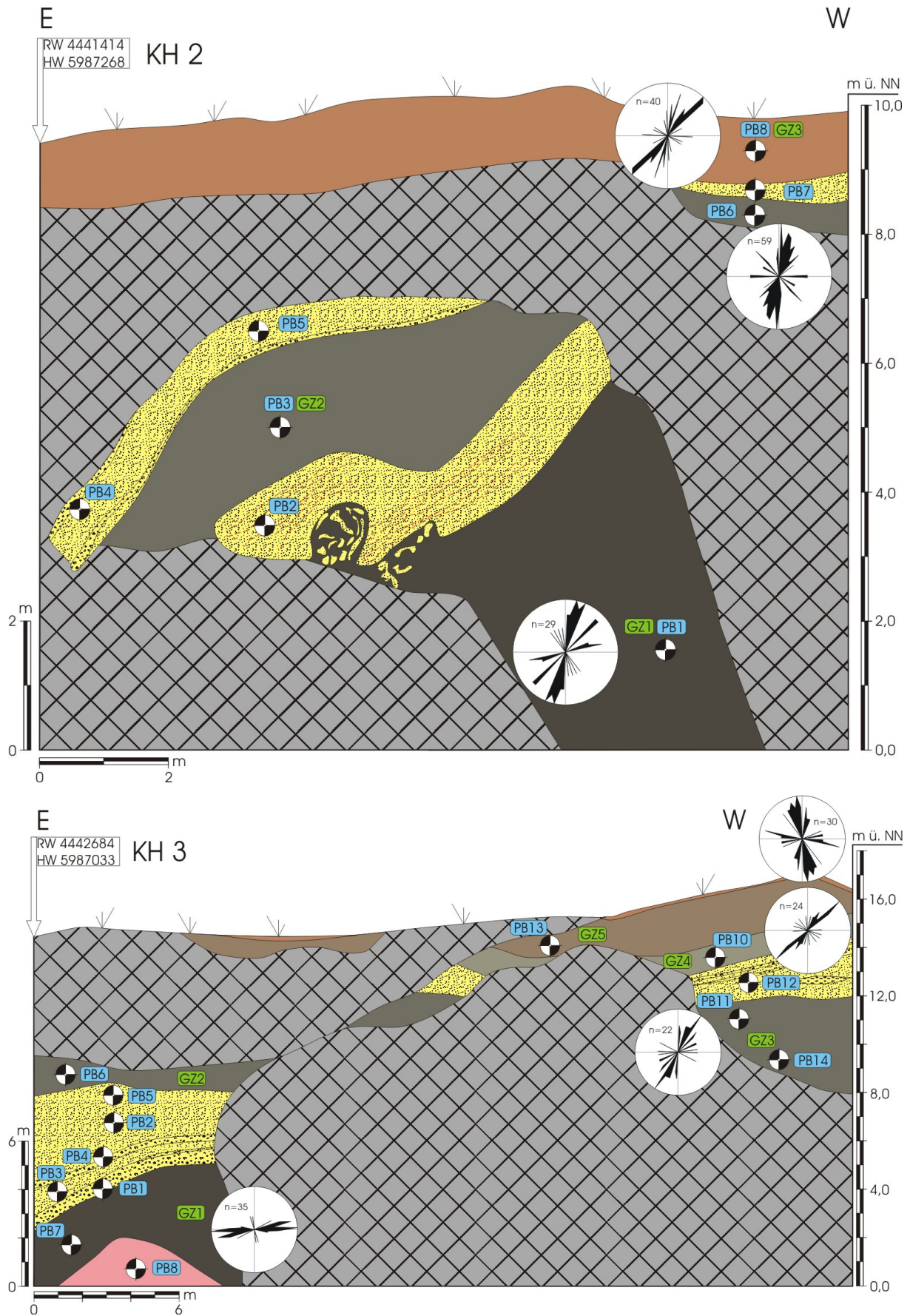


Abb. 24: Aufschlussverhältnisse im Bereich der Aufschlusslokalitäten KH 2 (oben) und KH3 (unten) am Kliff Klein Klütz-Höved. Legende s. Abb. 23.

Über dem M_I -Geschiebemergel folgt ein 3-5 m mächtiges Zwischensediment (I_I nach ULLERICH 1991) mit basal grobsandigen Kiesen und feinkiesigen Sanden (Abb. 24 KH3). Darüber schließen sich stark siltige, grau gefärbte und teilweise kreuzgeschichtete Sande an. Diese können Einschaltungen von Torf-Mudden und torfführenden Schalen- und Pflanzenresten enthalten sowie im oberen Bereich einen Würgeboden-Horizont aufweisen, die in das Eem gestellt werden (STRAHL et al. 1994). Den Abschluss des Zwischensedimentes bilden bei Aufschluss KH3 nur in Ansätzen fein geschichtete dunkelgelbe Feinsande, die zum Bereich des darüber folgenden Geschiebemergels in ungeschichtete gelbbraune Mittelsande übergehen. Diese können am Top auch in Teilbereichen einen weiteren, frühweichsel-zeitlichen Würgeboden-Horizont aufweisen (STRAHL et al. 1994, STRAHL 2004). Als Hauptkomponenten im Schwermineralspektrum zeigen sich im I_I -Zwischensediment im Mittel 24% Grüne Hornblende, 20% Granat, 21% Epidot sowie 13% Braune Hornblende (KH3 PB1 bis 5).

Die nächste Schicht in der relativ ungestörten Abfolge des Aufschlusses KH3 bildet ein hellgrauer bis graubrauner sehr fester Geschiebemergel (M_{II} bzw. W1 nach ULLERICH 1991 und STRAHL 2004), der im basalen Bereich vereinzelt kleinere inkorporierte sandige Schollen als mögliches Aufarbeitungsprodukt darunter lagernder Zwischensande führt. Der stark sandige Charakter an der Basis geht zum Top des Geschiebemergels in eine schwach sandige Ausprägung über. Markant für diesen Till ist ein gehäuftes Auftreten von Schreibkreide-Komponenten, die ungeordnet als Schollen, Schlieren oder als schmierig-gelige, unter Umständen auch leicht zerfallende Einzelgeschiebe auftreten.

Im Kleingeschiebespektrum, mit einem Anteilmaximum von 40-42% Kristallin, 29-34% Paläozoischen Kalken und 7-10% Kreidekalken, unterscheidet sich der weichsel-zeitliche M_{II} -Geschiebemergel nur unwesentlich vom saale-zeitlichen M_I -Till (Tab. A2 KH3 GZ2 u. 3.). Die Gehalte können jedoch lateral schwanken, wie z. B. die Analysen des Kristallingehaltes für Aufschluss KH2 zeigen (Tab. A2 KH2 GZ1). Ein markanter Unterschied macht sich in den PK/KK- und QZ/KK-Quotienten bemerkbar. So zeigen sich bei beiden in der für den M_{II} -Till maßgeblichen Berechnung im Vergleich zum saale-zeitlich eingestuften Geschiebemergel erhöhte Werte (Tab. 2). Auffällig sind in der makroskopischen Gesamtbetrachtung im Aufschluss dazu ein im Gegensatz zum M_I -Geschiebemergel tendenziell erhöhter Anteil größerer Kreidekalk- und scherbenartiger Flintgeschiebe.

Der Schwerpunkt des Gehalts an Schwermineralen liegt gemittelt bei 41% Epidot, 29% Grüner Hornblende, 26% Zirkon und 18% Granat (Tab. A2 KH3 PB6 u. 11)

Die primäre Mächtigkeit des M_{II} -Geschiebemergels beträgt im Mittel etwa 4 m (Abb. 24), diese kann jedoch durch sekundäre glazigene Stauchprozesse sekundär auf über 6 m ansteigen, wie es bei Aufschluss KH 2 zu beobachten ist (Abb. 24 oben).

Über der M_{II} -Schicht ist im Bereich des Aufschlusses KH3 ein weiterer, im Mittel bis 2,5 m mächtiger Zwischensand (I_{II}) vertreten, der eine grobe Dreigliederung aufweist. Die basalen schluffigen Fein- und Mittelsande werden von zwei geringmächtigen Feinkiesbändern überlagert, die dazwischen von graurötlichem, schluffigem Feinsand und Schluff durchzogen sind. Darüber folgen wiederum geringmächtige Feinsande. Nach STRAHL (2004) ist das I_{II} -Zwischensediment im Bereich der Klützer Höveds ausgesprochen heterogen ausgebildet. Dies kann durch die eigenen Untersuchungen bestätigt werden, wie z. B. die Ausbildung des Zwischensedimentes bei Aufschluss KH2 zeigt. Dort weist der schluffige Feinsand eine teilweise deutliche Schichtung auf, wobei kiesige Komponentenreicherungen, wie sie bei KH3 zu finden sind, jedoch fehlen. Die Dominanz des Schwermineralspektrums liegt mit 35% bei Grüner Hornblende, gefolgt von 19% Epidot und 15% Brauner Hornblende. Der Granatgehalt geht mit 10% gegenüber dem darunter liegenden, älteren Geschiebemergel deutlich zurück (Tab. A2 KH3 PB12). Über dem Zwischensediment I_{II} folgt an den Klützer Höveds ein weiterer Geschiebemergel (M_{III} nach ULLERICH 1994 und STRAHL 2004), der im Bereich von Klein Klütz-Höved in großen Teilbereichen ohne trennenden Zwischensand in einen darüber folgenden grauen, sandigen Till (M_{IV}) übergeht. Der braune, grau verwitternde M_{III} -Geschiebemergel ist schluffig-tonig ausgebildet, kann jedoch auch als stark schluffiger, z. T. schwach kiesiger Feinsand mit Schichtungsstrukturen auftreten. Die Einzelmächtigkeiten von 3-4 m für den M_{III} - bzw. mehr als 5 m für den M_{IV} -Till (STRAHL 2004) können teilweise zusammen für beide auch lediglich bis auf 1-2 m sinken (s. Abb. 24 Aufschluss KH3). Diese Mächtigkeitsschwankungen können durch primäre Sedimentationsschwankungen sowie durch sekundäre glaziale Kompressionsvorgänge und Ausräumungs- bzw. Aufarbeitungsprozesse zeitlich folgender Gletschervorstöße erklärt werden. Die Kleingeschiebegehalte des M_{III} - und M_{IV} -Tills ähneln in einer gewissen Schwankungsbreite den M_{II} -Gehalten (Tab. 2). Hervorzuheben ist der teilweise signifikant gegenüber den M_{II} -Analysen erhöhte Quotient KR/PK. Dazu weist der M_{IV} -Geschiebemergel in der makroskopischen

Gesamtbetrachtung im Aufschluss vermehrt Kreidegerölle und –schmitzen auf, die ihn vom M_{III} auch bei fehlender Zwischensandlage unterscheidet. Nach ULLERICH (1991) und STRAHL (2004) ist mit den beiden Geschiebemergeln das Pommersche Stadium (Frühpommersches und Pommerscher Hauptvorstoß) gekennzeichnet. Das Schwermineralspektrum zeigt für den Bereich $M_{III/IV}$ am Aufschluss KH3 erhöhte Gehalte im Bereich Epidot (34%), Grüne Hornblende (25%), und Granat (16%) (Tab. A2 KH3 PB10).

Die am Groß Klütz-Höved aufgeschlossenen Zwischensande I_{III} (s. Abb. 27 GK3) von 2,5 m Mächtigkeit sind als monotone gelbgraue Feinsande mit Horizontal- und Schrägschichtungsstrukturen ausgebildet. Der Zwischensand I_{III} wird am Groß Klütz-Höved bei den Schwermineralen insbesondere von Granat (28%), Zirkon (21%) und Grüner Hornblende vertreten (18%). Hinzu treten mit 16% Epidot und einem Braunen Hornblende Gehalt von 16% weitere wichtige Fraktionen (Tab A4 GK4 PB2).

Den Abschluss des Profils KH3 am Klein Klütz-Höved bildet ein stark sandiger, lockerer und gelbbraun bis rostbrauner Geschiebemergel (M_V), der in größeren Abschnitten keine Entkalkungserscheinungen aufweist. Die Mächtigkeit des größtenteils diskordant auflagernden Geschiebemergels beträgt im Mittel 1-2 m, kann jedoch durch sekundäre Überprägung als im Aufschluss nicht immer eindeutig zu erkennende Fließerdeakkumulation einen erhöhten Betrag aufweisen. Auffallend ist zudem für den M_V -Geschiebemergel ein erhöhter Gehalt an Paläozoischen Kalken sowie ein tendenziell geringerer Kreidekalkgehalt im Vergleich zu älteren weichselzeitlichen Tills (s. Tab. 2). Der KR/PK-Quotient liegt z. T. unter 1, im Gegensatz zu den Analysenwerten für die W1- und W2-Geschiebemergel. Der PK/KK-Quotient dagegen ist mit höheren Werten vertreten, als es bei den älteren Weichsel-Geschiebemergeln der Fall ist. Das Spektrum der Schwerminerale des M_V -Tills zeigt mittlere Maximalgehalte bei den Fraktionen Zirkon (17-33%) und Granat (20-28%). Hinzu treten insbesondere Epidot (13-22%) sowie Grüne Hornblende (12-23%) (Tab. A4 KH1 PB5, KH3 PB13).

Die Schichtenfolge am Kliff Groß Klütz-Höved ist mit der von Klein Klütz-Höved vergleichbar. Jedoch setzen die Ablagerungen stratigrafisch mit dem Geschiebemergel von W1 ein und gehen, teilweise unter starker glazitektonischer Überprägung in die jüngeren weichselzeitlichen Sedimente über. Durch die glazigenen Aufarbeitungs- und Überprägungsabläufe sind die einzelnen Schichten nicht so deutlich voneinander zu trennen, wie es in Teilbereichen für das Kliff Klein

Klütz-Höved der Fall ist (s. a. Abb. 25-29). Die am Kliffprofil von Klein Klütz-Höved vorhandenen Zwischensande sind in der z. T. stark gestauchten Kliffsektion von Groß Klütz-Höved in einzelnen Abschnitten lediglich als Schichtlücke oder als Einpressungsprodukte in die Tillsedimente vertreten. Dazu treten Kliffbereiche mit ausgedehnten und mächtigeren Fließberdedecken auf, die sich aus den oberflächennah anstehenden Geschiebemergeln M_{IV} und M_V gebildet haben, so dass diese z. T. weiträumig nicht deutlich voneinander zu trennen sind. Insgesamt bietet dieser Kliffabschnitt einen guten Überblick und Eindruck, auf welch kurzen Distanzen nahezu ungestört lagernde Sedimentabfolgen (s. Klein Klütz-Höved) lateral in stärker aufgearbeitete und gestörte Zonen übergehen können, so dass damit auch im Inlandbereich zu rechnen ist.

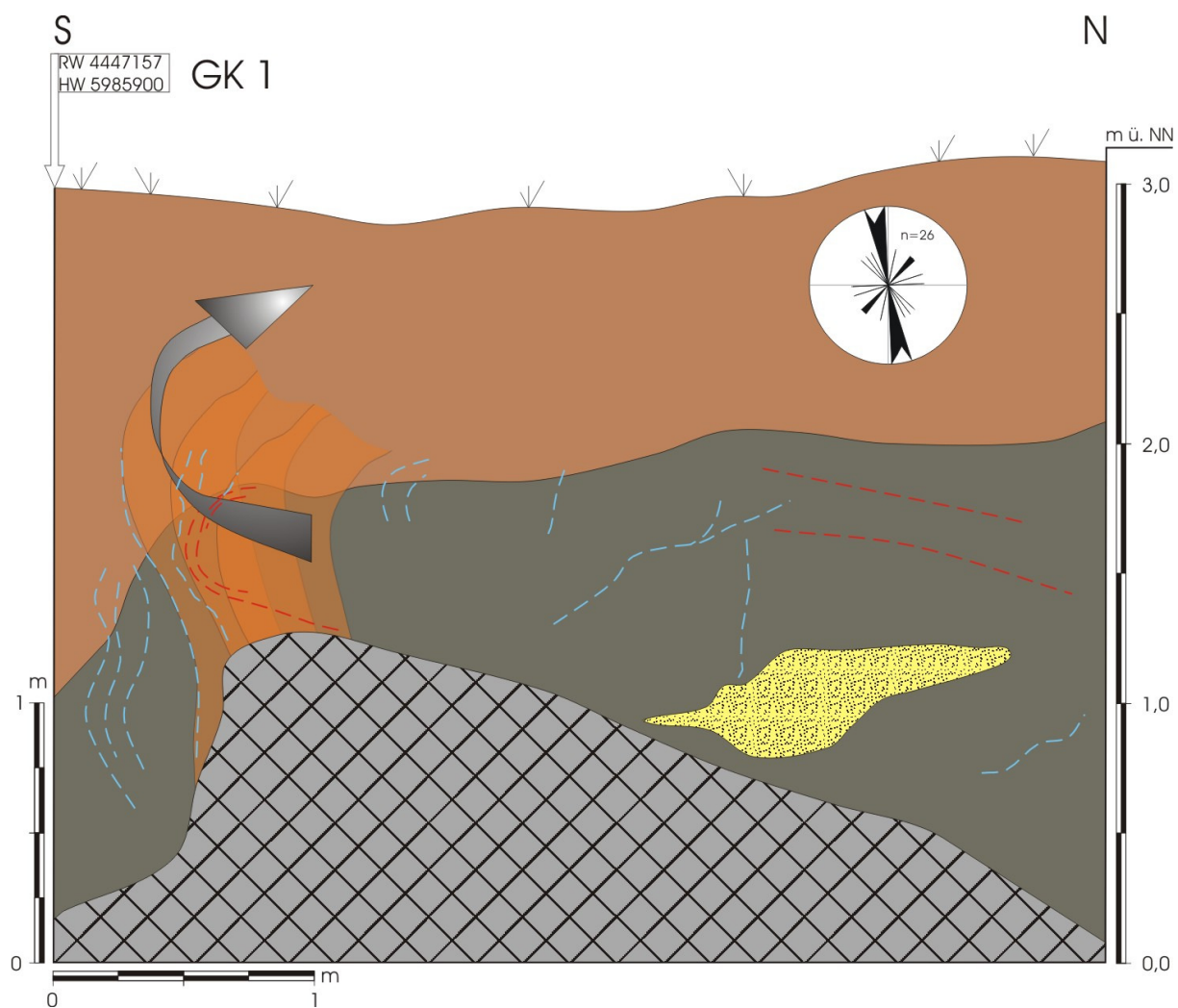


Abb. 25: Kliffprofil im Bereich des Aufschlusses GK 1 am Kliff Groß Klütz-Höved. Legende s. Abb. 23.

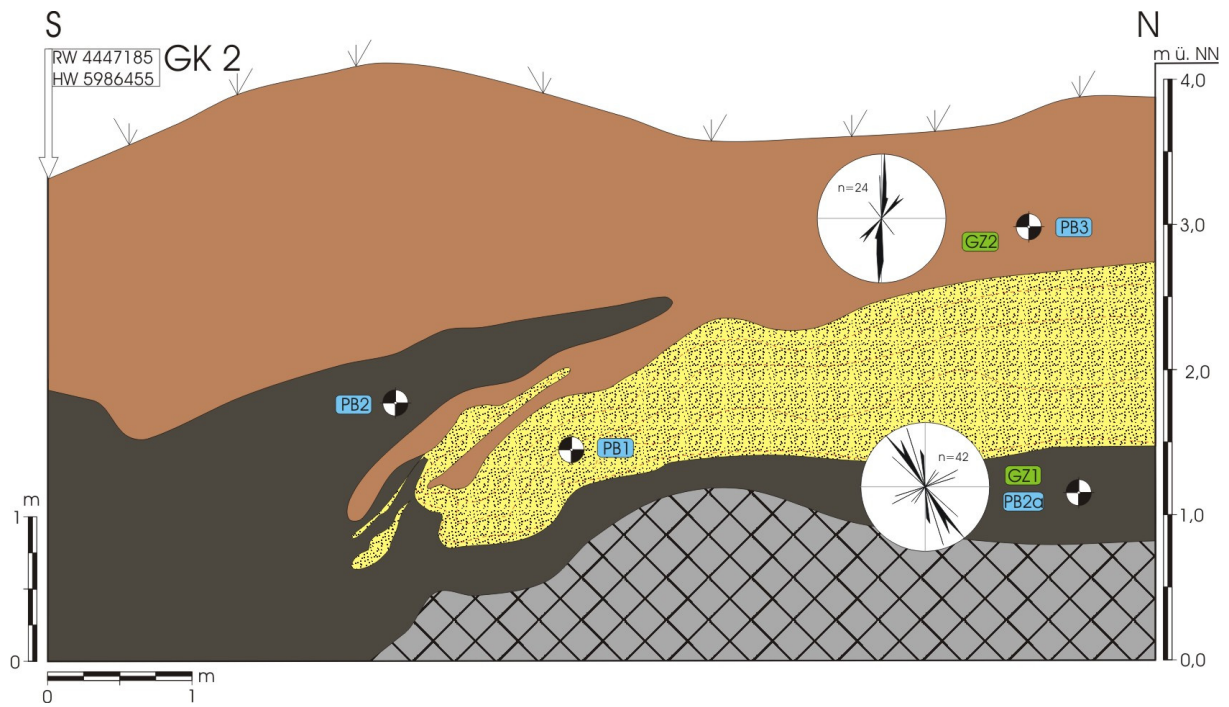


Abb. 26: Kliffprofil im Bereich des Aufschlusses GK 2 am Kliff Groß Klütz-Höved. Legende s. Abb. 23.

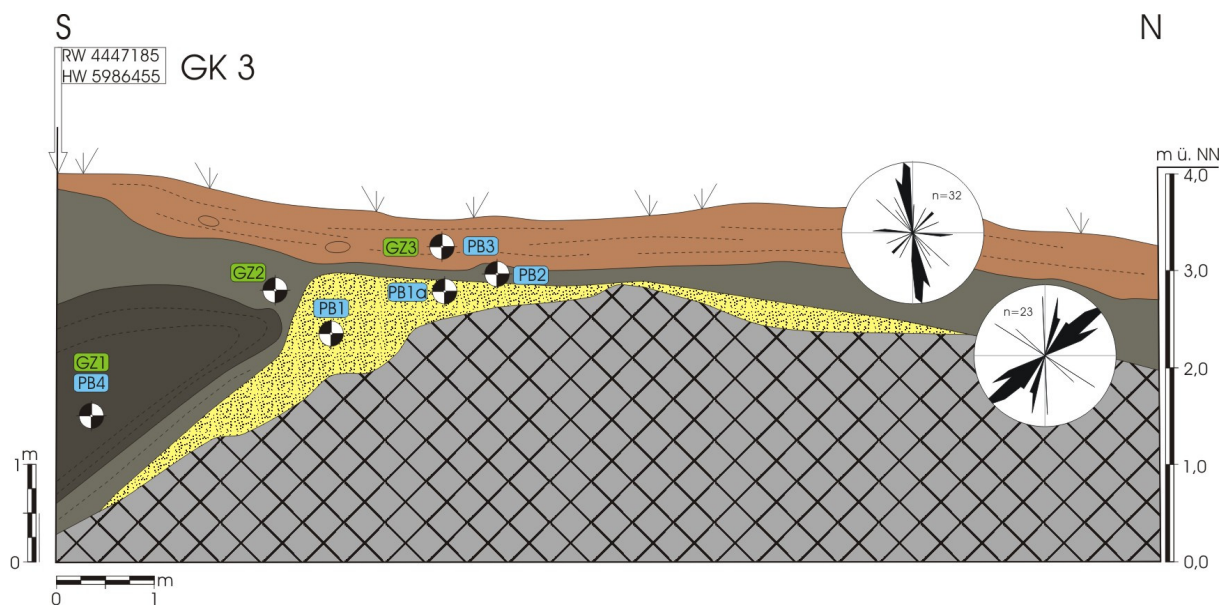


Abb. 27: Kliffprofil im Bereich des Aufschlusses GK 3 am Kliff Groß Klütz-Höved. Legende s. Abb. 23.

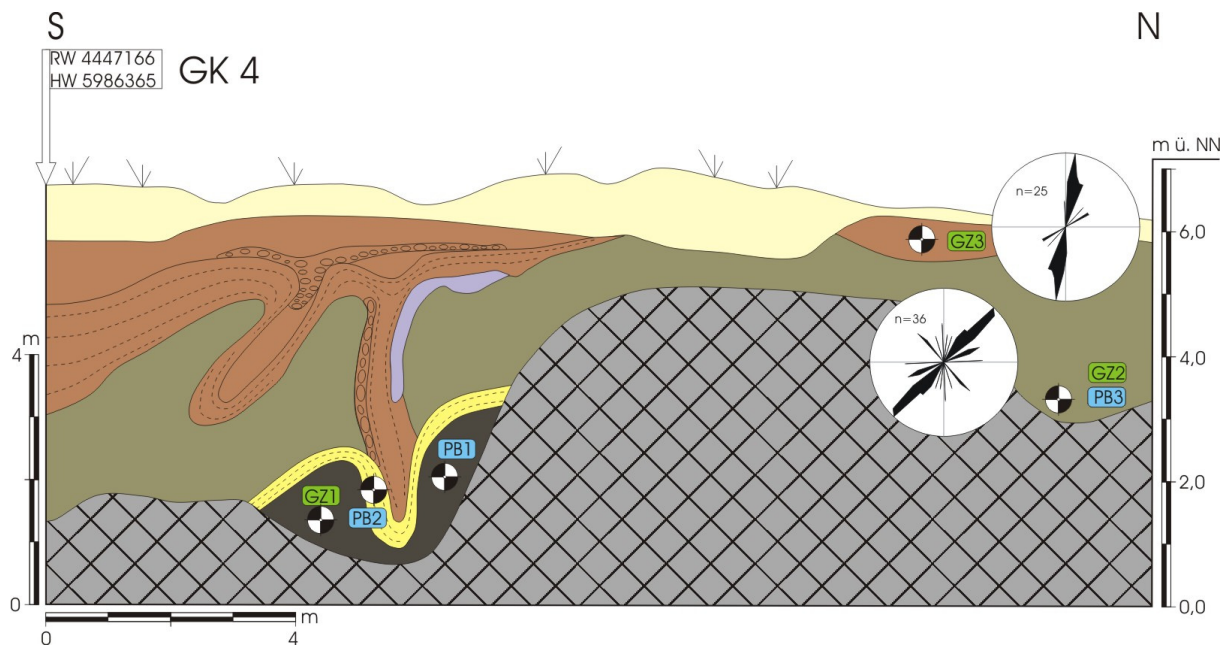


Abb. 28: Kliffprofil im Bereich des Aufschlusses GK 4 am Kliff Groß Klütz-Höved. Legende s. Abb. 23.

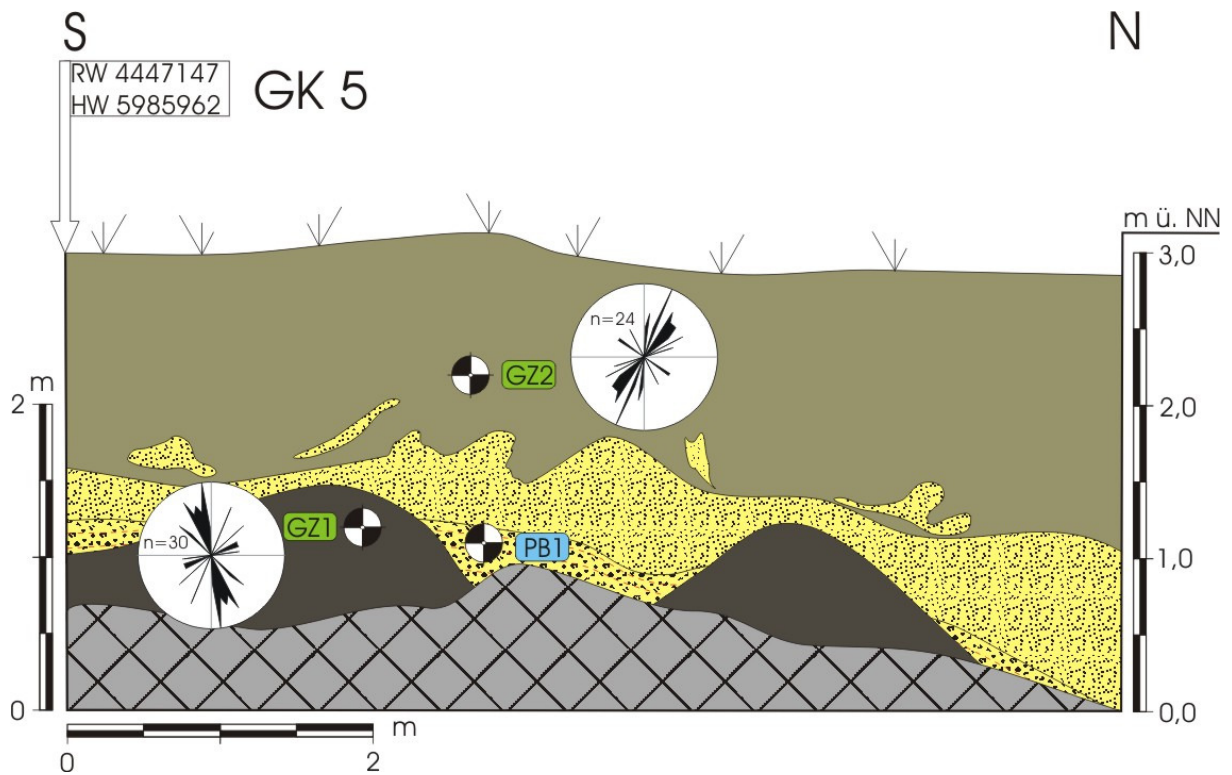


Abb. 29: Kliffprofil im Bereich des Aufschlusses GK 5 am Kliff Groß Klütz-Höved. Legende s. Abb. 23.

GM	KR	PK	KK	FL	QZ	SG	KR/PK	PK/KK	QZ/KK
W3	31,2	36,1	7,8	6,8	10,4	7,6	0,87	4,76	1,38
W2 _o	30,5	21,9	8,9	12,9	10,8	15,2	1,39	2,48	1,24
W2 _u	33,9	23,0	12,2	8,3	8,9	13,8	1,52	2,04	0,83
W1	36,9	28,5	9,3	6,9	7,8	10,6	1,35	3,15	0,88
S2	41,2	31,7	11,3	9,5	2,6	3,7	1,30	2,80	0,20

Tab. 2: Mittelwerte der Kleingeschiebeanalysen für die Tills der Klützer Höveds. GM: Geschiebemergel, andere Abk. s. Tab. A4.

Die mittlere Verhältniszahlbildung von Kristallin und Paläozoischen Kalken der Analysenwerte von den Geschiebemergeln der Klützer Höveds zeigt, dass der Wert für die Tills S2, W1 und beide W2 über 1 liegt, für den W3 Geschiebemergel jedoch deutlich unter 1. Im Gegensatz dazu zeigen sich bei den beiden anderen Quotienten für W3 gegenüber den jüngeren Geschiebemergeln erhöhte Werte. Zudem fallen für W1 bei PK/KK und QZ/KK im Gegensatz zum nächst jüngeren und zum nächst älteren Till erhöhte Werte auf.

4.1.2 Aufschluss Insel Poel Nord- und Westkliff

TK 25 Blätter 1934 Kaltenhof, 2034 Insel Poel

Auf der Insel Poel wurden sowohl am Nordkliff, als auch am Westkliff eingehende Aufschlussaufnahmen und Untersuchungen vorgenommen. Das Nordkliff, das sich mit teilweise größeren Unterbrechungen zwischen nordwestlich Neuhof und nordwestlich Gollwitz erstreckt zeigt, dort wo es die Aufschlussverhältnisse erlauben, über weite Strecken eine nahezu ungestörte Abfolge von 2-3 Geschiebemergeln (s. a. Abb. 30) mit nur partiell auftretenden Zwischensanden und Beckensedimenten (braungraue und rotviolette Tone).

Da die Zwischensedimente in weiten Teilen nur undeutlich vorhanden sind, ist eine eindeutige Trennung der Tillablagerungen an dieser Kliffsektion in entsprechenden Abschnitten (gestützt auf Kleingeschiebezählungen, Schwermineralanalysen und sedimentologische Untersuchungen, s. Tab. A2 u. A4) erschwert. Günstigere Arbeitsbedingungen im Sinne einer stratigrafischen Differenzierung liegen am Westkliff der Insel vor.

Abb. 30: Poel Nordwest-Kliff. Mittlerer Geschiebemergel mit größeren Geschieben von nordischem Kristallin und Feuerstein.

Das Westkliff erstreckt sich auf 1,3 km Länge von der Südspitze der Timmendorfer Ufermole bzw. der Siedlung Timmendorf Strand bis westlich der Siedlung Hinterwangern. Der Aufbau des Kliffs lässt sich großräumig betrachtet in drei Abschnitte einteilen. Im Norden und Süden stehen größtenteils ungestörte, flach lagernde Geschiebemergel an, wie sie teilweise auch am Nord-Kliff zu beobachten sind.



Der Mittelteil wiederum wird von stark glazigen gestauchten Schichten aufgebaut. Die Mächtigkeit des Kliffs setzt südlich Timmendorf Strand mit 2,5 m ein und nimmt zum zentralen Teil hin auf über 10 m zu. Nach Süden nimmt die Gesamtmächtigkeit der Ablagerungen schließlich wieder bis auf 5 m ab. Der chronologische Vergleich von älteren Aufschlussaufnahmen (LUDWIG 1964, LÜCKSTÄDT 1987, RÜHBERG 1969, 1997) und eigener Kartierungsarbeit des Kliffprofils in ausgewählten, nicht von erosiv verursachtem Versturz- bzw. Abbruchmaterial verschütteten Bereichen zeigt, dass sich sowohl die Aufschluss-, wie auch die geologischen Verhältnisse über die Zeit stetig ändern. So wird durch den erosiven Abtrag, betrachtet man über die Zeit distinkte Kliffsektionen, insbesondere im Mittelteil des Kliffs dessen komplizierter, glazigen gestauchter Internaufbau deutlich (s. a. Abb. 31). Der ungestauchte nördliche und südliche Kliffabschnitt wird von zwei Geschiebemergeln aufgebaut, die nur marginal durch interstadiale Zwischensedimente voneinander getrennt werden. Über weite Strecken liegt der obere bis zu 2,5 m mächtige Geschiebemergel direkt dem unteren auf. Der untere Geschiebemergel im Bereich der ungestauchten Kliffsektionen im Norden und Süden des Westkliffs weist eine braungelbe Färbung auf sowie eine hohe Festigkeit. Er wird diskordant von einem braungelben, stellenweise stärker sandigen und geschiebearmen Geschiebemergel überlagert. Beide Tills ziehen in den glazigen gefalteten Zentralbereich und werden

insbesondere hier gut erkennbar von einem dritten Geschiebemergel unterlagert. Dieser unterste, z. T. stärker sandige und grüngraue 2-3 m mächtige Geschiebemergel, ist relativ geschiebearm und zeigt stellenweise rotbraune Toneinschaltungen. Unterlagert wird der unterste Geschiebemergel von gelben, fein geschichteten Sanden, die lokal graugelbe Schluffe aufweisen. Zwischen dem unteren und dem darüber folgenden etwa 10 m mächtigen Geschiebemergel ist stellenweise ein bis zu 1 m mächtiges Band schluffiger rotbrauner Tone eingelagert, die nach LUDWIG (1964) die Ostracode *Limnocythere baltica* enthält. Überlagert wird der Ton von lokal 3-4 mächtigen hellgelben und gut geschichteten Feinsanden und Schluffen. Nach LUDWIG (1964) und RÜHBERG (1969) werden die Tills von alt nach jung als unterer, mittlerer und oberer Geschiebemergel (Mu, Mm, Mo) bezeichnet. Sie werden zwei Pommerschen sowie dem Mecklenburger Vorstoß zugeordnet (RÜHBERG 1997).

Das Kleingeschiebespektrum aller drei Tillablagerungen wird im Wesentlichen von erhöhten Gehalten an Kristallin und Paläozoischen Kalken bestimmt. Die durchschnittlichen Kleingeschiebegehalte sowie maßgeblich sich daraus ergebende und zur Differenzierung herangezogene Verhältniszahlen (Quotienten) sind in Tab. 3 wiedergegeben.

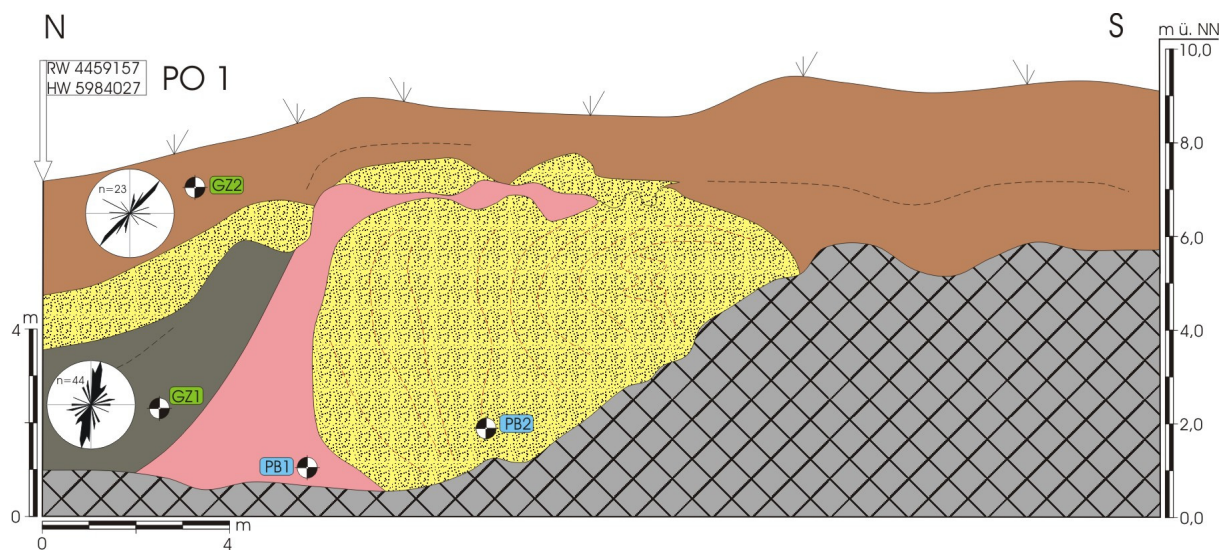


Abb. 31: Kliffprofil im Bereich des Aufschlusses PO1 am Westkliff der Insel Poel. Legende s. Abb. 23.

GM	KR	PK	KK	FL	QZ	SG	KR/PK	PK/KK	QZ/KK
W3	30,6	34,2	8,8	7,9	9,7	8,8	0,91	4,40	1,27
W2 _o	32,8	21,9	10,8	10,9	8,7	14,9	1,60	2,22	0,85
W2 _u	32,0	26,5	10,5	9,5	7,7	13,7	1,26	2,62	0,79

Tab. 3: Mittelwerte der Kleingeschiebeanalysen für die Tillsedimente des Nord- und Westkliffs der Insel Poel. GM: Geschiebemergel, andere Abk. s. Tab. A2.

Die Kleingeschiebeanalysen zeigen, dass insbesondere der mittlere Gehalt an Paläozoischen Kalken des Tills W3 gegenüber den beiden anderen Geschiebemergeln um rund 7-12% erhöht ist. Dagegen tritt der Sedimentgeschiebegehalt des Tills W3 mit etwa 9% um rund 5-6% hinter die Gehalte der älteren Geschiebemergel zurück. Dies könnte, von primären Sedimentationsvarianzen abgesehen, auf ein alterierendes Einzugsgebiet sowie auf Aufarbeitungs- und somit Verdünnungs- bzw. Anreicherungsprozesse im Zuge des erneuten Gletschervorschubs erklärt werden. Markant sind die Werte der durchschnittlichen Verhältniszahlen, die für den KR/PK-Quotienten des W3-Tills unter 1, für die älteren Geschiebemergel über 1 liegen (Tab. 3). Diese Aussage wird durch Analysen von RÜHBERG (1969) für das Westkliff bestätigt. Dazu zeigen sich im Rahmen der weiteren Quotientenbildung für die mittleren Verhältnisse PK/KK und QZ/KK des jüngsten aufgeschlossenen weichsel-zeitlichen Tills jeweils gegenüber den beiden älteren Geschiebemergeln signifikant erhöhte Werte. Die Ergebnisse der Verhältnisbildung decken sich mit den Analysenwerten für die Tilluntersuchungen der Klützer Höveds (s. Tab. 2).

Die Schwermineralanalysen der Zwischensande zeigen für das unterhalb Mu lagernde Sediment im Bereich der Kliffabschnitte der Insel Poel Fraktionsgehaltsmaxima von Grüner Hornblende (56%) und Granat (14%) (Tab. A4 PO2 PB1). Die Schwermineralgehalte der J3-Sande zwischen den Tills Mu und Mm weisen mittlere Maxima für Granat (24%), Epidot (20%) sowie grüner Hornblende (20%) auf. Daneben zeigen sich insbesondere höhere Gehalte von Zirkon (15%) sowie Brauner Hornblende und Turmalin (beide im Mittel mit 6%) (Tab. A4 PO1 PB2, PO3 PB2, PO7 PB1, PO8 PB1). Der nächst jüngere Zwischensand, der den Till Mm vom Geschiebemergel Mo trennt, zeigt hingegen den Schwerpunkt der Schwer-

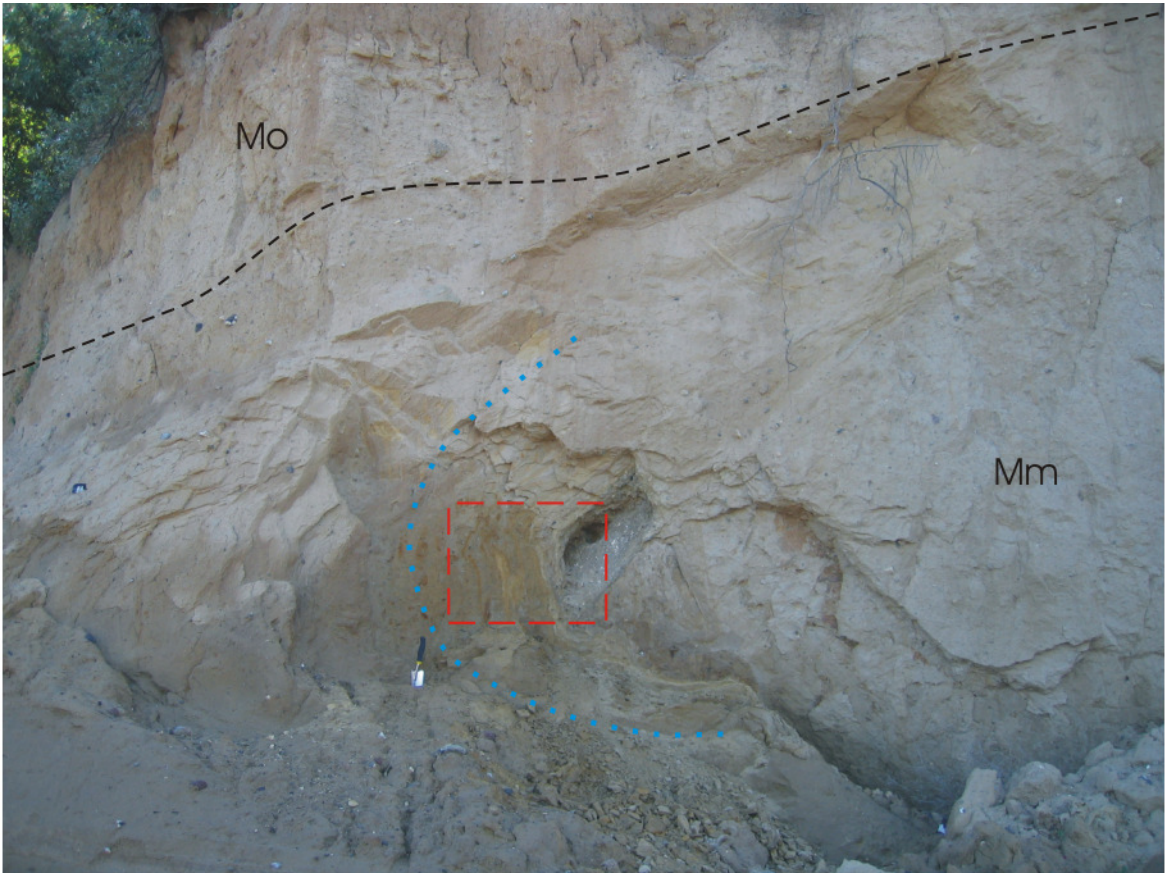
mineralgehalte mit 48% bei Grüner Hornblende sowie mit 26% und 11% bei Epidot und brauner Hornblende (PO5 PB2).

4.1.3 Aufschluss Wohlenberger Wiek, Wismarbucht, Boiensdorfer Werder, Wustrow und Rerik

TK 25 Blätter 1835 Rerik, 1935 Boiensdorf, 2033 Boltenhagen, 2034 Insel Poel

Die Schichtenabfolge an den Kliffs von Wohlenberger Wiek, Wismarbucht, Boiensdorfer Werder und der Halbinsel Wustrow ähneln dem Profil der Insel Poel. Weite Bereiche der Kliffs sind jedoch von Abbruch- und Versturzmateriale verdeckt. In besser aufgeschlossenen Bereichen zeigt sich eine Abfolge von zwei Geschiebemergeln, wobei der obere Till diskordant über dem unteren Geschiebemergel lagert. Stellenweise sind beide Tills durch geringmächtige, schwach laminierte Feinsande getrennt, an deren Basis laminiertes rotbraunes Ton auftritt. Der untere aufgeschlossene Geschiebemergel ist stellenweise feuersteinreich, sehr kompakt und weist eine graugelbe Färbung auf. Die Ablagerungen sind von einem regelmäßigen, nahezu kubischen Kluftsystem durchzogen. Dazu zeigen sich zusammen mit den Zwischensedimenten Zonen intensiver Stauchung (Abb. 32), die auf den jüngeren Gletschervorstoß zurückzuführen sind.

Abb. 32 (nächste Seite): Oben: Umbiegen der Schichten im Verlauf einer Stauchfalte mit Fein- und Mittelkiesfaltenkern am Aufschluss Wohlenberger Wiek Wt2. Die Verfaltung der Sedimente veranschaulicht eindrucksvoll die glazialtektonischen Vorgänge im Zuge der Eisüberfahung. Durch die Überprägung und Verstellung der Schichten wird in Teilbereichen der aufgeschlossenen Kliffsektionen eine zeitliche Zuordnung erschwert. Der Verlauf der Schichten im Zuge der Falte wird durch die gepunktete blaue Linie angedeutet. Die rote gestrichelte Linie markiert den Ausschnitt der unten abgebildeten Vergrößerung. Die Vergrößerung zeigt deutlich, dass innerhalb der Falte die Schichten durch Spannungsabbau z. T. sprunghaft versetzt sind (schwarzer Pfeil) oder plötzlich auskeilen, da sich Sub- bzw. Internfalten gebildet haben (weißer Pfeil).



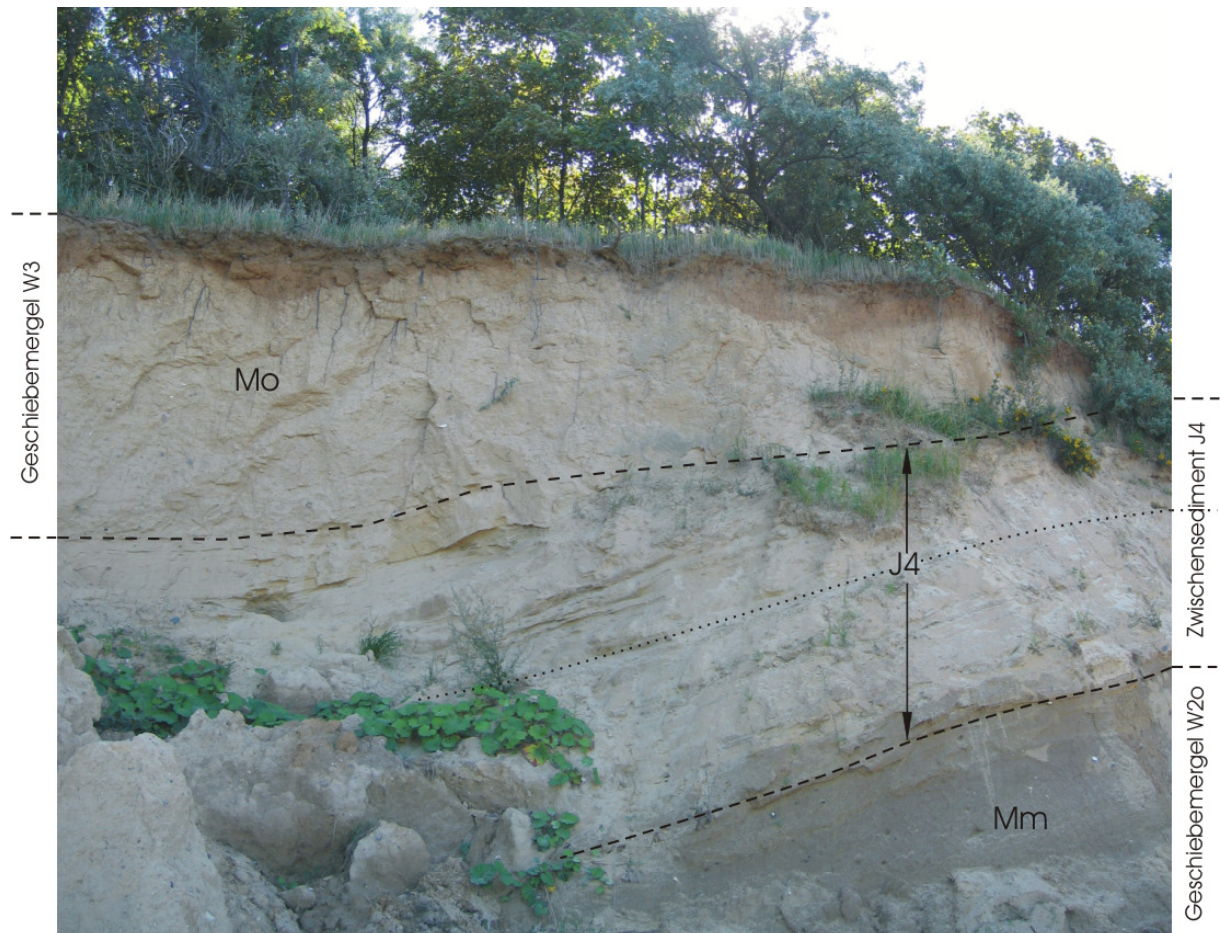


Abb. 33 (vorhergehende Seite): Schichtausbildung am Aufschluss Wohlenberger Wiek Wt1. Gut zu erkennen ist die relativ ungestörte Abfolge von mittlerem Geschiebemergel im Liegenden, darüber folgenden Zwischensedimenten (mit laminierten Tonen und Ton-Schluff- bzw. -Feinsand-Wechselfolgen an der Basis und Schluffen sowie Feinsanden am Top - Grenze durch gestrichelte Linie markiert) und dem im Hangenden abschließenden Till Mo.

Der braungelbe obere Geschiebemergel ist von teilweise vermehrt lockerer Struktur als die unteren Tillsedimente. In Teilbereichen zeigt der obere Geschiebemergel eine erhöhten Sandgehalt sowie vereinzelt eingelagerte, geringmächtige und gradierte Feinkieslagen mit eingeregelteten Geröllen. Beide Geschiebemergel (s. Abb. 33) zeigen den Analysen an den Kliffs der Klützer Höveds sowie der Insel Poel analoge Kleingeschiebegehalte mit äquivalenten Verhältniszahlen (s. Tab. 4). Auf Grund der Analysen und der den anderen untersuchten Kliffs ähnlichen Ausbildung können die zeitlichen Zuordnungen Mm (Mittlerer Geschiebemergel) bzw. W2_o für den unteren Geschiebemergel (RÜHBERG 2004) sowie Mo (oberer Geschiebemergel) bzw. W3 für den oberen Geschiebemergel (RÜHBERG 2004) bestätigt werden. Die Schwermineralanalysen weisen für das Zwischensediment J4 im Bereich der Wismarbucht mittlere Maximalgehalte der Fraktionen von Grüner Hornblende (24%) und Granat (23%) auf. Hinzu treten mit höheren Anteilen Epidot (15%) sowie mit 12% bzw. 6% Zirkon und Braune Hornblende (Tab. A4 W11 PB2, W12 PB1). Die Schwermineralgehalte des W3-Tills sind demgegenüber mit 33% (Granat), 28% (Grüne Hornblende) und 25% (Epidot) stark erhöht, während Braune Hornblende (+/- 0%) und Zirkon (7%) stark zurücktreten.

GM	KR	PK	KK	FL	QZ	SG	KR/PK	PK/KK	QZ/KK
W3	30,7	37,8	10,7	6,8	6,5	7,5	0,81	3,71	0,64
W2 _o	34,5	22,7	11,4	8,3	11,6	11,5	1,53	2,09	1,02

Tab. 4: Mittelwerte der Kleingeschiebeanalysen für die Tillsedimente der Kliffs im Bereich der Wismarbucht. GM: Geschiebemergel, andere Abk. s. Tab. A2.

Der mittlere Geschiebemergel erreicht seine maximale Mächtigkeit von über 20 m im Bereich der Halbinsel Wustrow. Der obere Geschiebemergel erreicht Mächtigkeiten von bis zu 4 m. Insbesondere am Ost-Kliff der Wismarbucht (s. Abb. 20) sind mit mehreren Metern Mächtigkeit grauviolette tonige Beckenablagerungen aufgeschlossen (s. a. Abb. 48). Sie zeigen eine ausgeprägte feinlaminare

Schichtung, die vereinzelt von Schluff- und Feinsandlinsen und –lagen unterbrochen wird. Die Ablagerungen werden weder durch Till- noch durch Zwischensedimente unterbrochen.



Abb. 34: Strandbereich mit Geschieben und Kliffabschnitt im Bereich der Wohlenberger Wiek. Der schmale Strand ist typisch für den Bereich der Kliffsektionen im Arbeitsgebiet.

4.2 Tills S2, W0, W1 und Zwischensediment J2 als Basis der untersuchten Ablagerungen

Der durch mehrmalige Eisüberfahrung und glaziale Erosion bzw. Aufarbeitung geprägte Untergrund der untersuchten hochweichsel-zeitlichen Ablagerungen macht es erforderlich, eine stratigrafisch inhomogen ausgebildete Basis der untersuchten Sedimente festzulegen. Diese Inhomogenität ist im gesamten Arbeitsgebiet vorhanden, so dass die ältesten zu modellierenden Sedimente W2u (in voller Abfolge als Vorschüttsande, Geschiebemergel, Nachschüttsande und / oder Beckenablagerungen) z. T. zeitlich diskordant über wesentlich älteren Ablagerungen anstehen. Es handelt sich dabei vereinheitlicht um eine unterlagernde

Schichtenfolge, die sich, von oben nach unten bzw. von jünger nach älter betrachtet, von den W1-Sedimenten, über die W0- zu den S2-Ablagerungen (bei voller Ausbildung mit jeweils Nachschüttsanden und / oder Beckenablagerungen, Geschiebemergeln, Vorschüttsanden) erstreckt. Durch glaziale Erosions-, Aufarbeitungs- und Aufschüttungsprozesse ist im Verlauf der Modellierung an der Basis der W2-Sedimente eine Vielzahl an Schichtausbildungen mit zeitlichen Diskordanzen bzw. Hiaten beobachtet worden. Aus diesem Grund und da für die Modellierung lediglich die Differenzierung von W2- und älteren Sedimenten maßgeblich ist, sind die zeitlich jüngeren Ablagerungen unterhalb der W2-Sedimente zu einer Zeitscheibe (S2, W0, W1) zusammengefasst worden. Schwierigkeiten ergeben sich bei der Trennung von Nachschüttsedimenten (wenn vorhanden) der älteren Gletschervorstöße und Vorschüttsedimenten der modellierten Sedimente, da diese in den Bohrungen ohne wesentlich erkennbare Änderung in ihrer sedimentologischen Ausbildung ineinander übergehen bzw. sich diese Verzahnen. Durch Inkorporation und Vermengung älterer Ablagerungen (z. B. Nachschüttsedimenten) mit den jüngeren Ablagerungen (z. B. Vorschüttsedimenten) wird eine Trennung selbst mittels weiterer Analysen erschwert, wie aus den Untersuchungen in den Kliffaufschlüssen zu ersehen ist. Um diese Unsicherheit zu umgehen wurde bei unklarer Abgrenzung der Zwischensedimentübergänge zu älteren als den zu untersuchenden Ablagerungen die Sohle des ältesten zu modellierenden Tills als Basis der Modellierung definiert. Eine nachträgliche Interpolation der zeitlichen Übergangsebene innerhalb der Zwischensedimente mittels angrenzender Bohrungsbefunde wurde lediglich vorgenommen, wenn sinnvolle Mächtigkeitssausbildungen ohne große Sprungvarianzen erreicht werden konnten. Eine zusätzliche sedimentologische Differenzierung als weitere Modellierungseinheiten bei den Zwischensedimenten J2 erfolgte, wie auch bei zeitlich jüngeren Schmelzwasserablagerungen, nicht, da die Untersuchungen an den Aufschlüssen im Arbeitsgebiet gezeigt haben, dass sich die sedimentologische Ausbildung auf kurzen Distanzen sowohl in lateraler als auch in vertikaler Orientierung schnell ändern kann, so dass eine Aufgliederung hier nicht sinnvoll erscheint. Eine Differenzierung der Zwischensedimente erfolgte bei eindeutig unterscheidbarer Sedimentologie in sandig-siltige und vorwiegend tonige Ablagerungen, um evtl. vorhandene Beckenbereiche genauer Ein- bzw. Abzugrenzen.

4.3 Zwischensediment J2

4.3.1 Sedimentologie

Die sandig-siltigen Zwischensedimente J2 des Arbeitsgebietes sind im küstennahen Bereich äußerst inhomogen aufgebaut (s. Aufschlüsse KH2, KH3). Die zumeist schluffigen Fein- und Mittelsande unterschiedlichster Färbung können stellenweise von geringmächtigen, lateral schnell auskeilenden Feinkiesbändern und tonigen Schlufflinsen durchzogen sein. Die auf engem Raum schnell wechselnde sedimentologische Ausbildung sowie die teilweise auf längeren Distanzen anhaltende Kreuzschichtung der sandig-schluffigen Zwischensedimente J2 deuten auf ein Ablagerungsmilieu mit alterierenden Fließgeschwindigkeiten und –richtungen des sedimentierenden Mediums hin. Die Ausbildung der Zwischensedimente im Inlandbereich spiegelt ebenfalls die räumlich und zeitlich stark wechselnden Sedimentationsprozesse und –bedingungen wider (MÜLLER 1996). Häufig sind im basalen Bereich der J2-Zwischensedimente braungraue Tone erbohrt, die zum Hangenden in feinsandige Schluffe, Feinsande und schließlich in Fein- und Mittelsande übergehen.

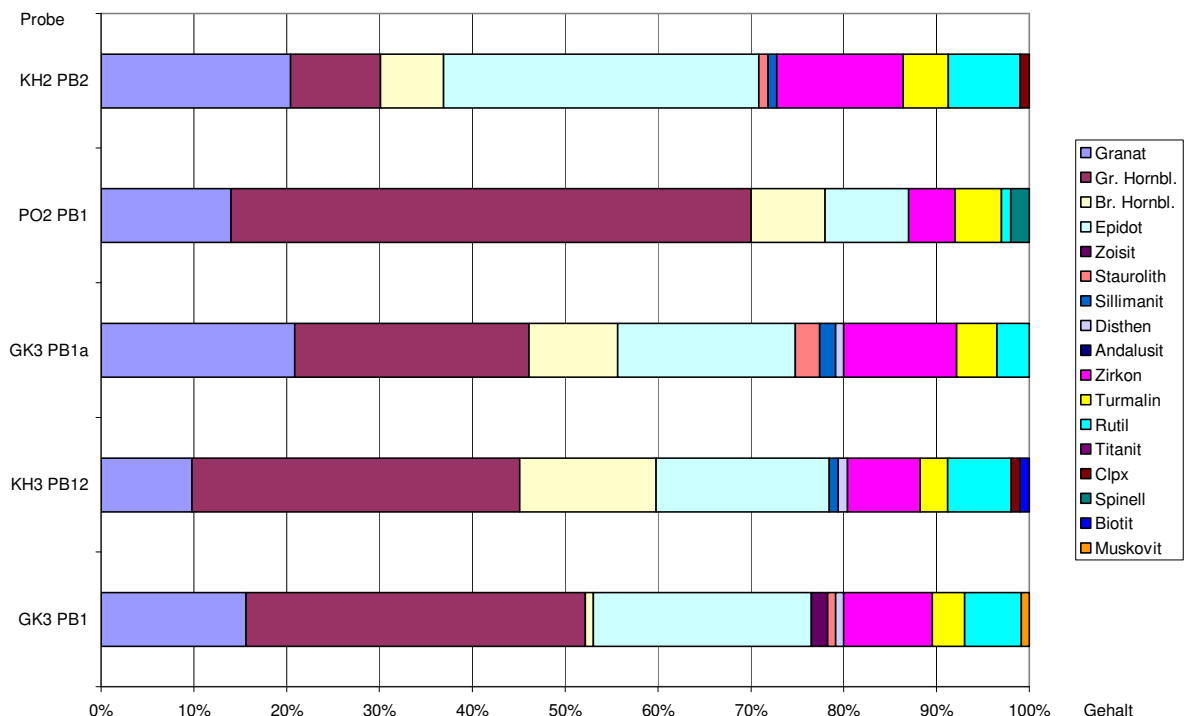


Abb. 35: Schwermineralfraktionsgehalte der untersuchten Proben innerhalb des J2-Zwischensedimentes.

Der Rundungsgrad R° der Feinkiesanalysen innerhalb des Zwischensedimentes J2 zeigt, dass die Gerölle, zumindest im Küstenbereich, mit Werten zwischen 312 und 328 gut gerundet sind.

Die Ergebnisse der Schwermineralanalysen weisen Fraktionsmaxima bei Grüner Hornblende (10-56%), Epidot (9-34%) sowie Granat (10-21%) auf (s. Abb. 35). Daneben dominieren Zirkon, Braune Hornblende und Rutil.

4.3.2 Das 3D-Modell

4.3.2.1 Schichtverbreitung

Das Zwischensediment J2 steht großflächig von überlagernden jüngeren Schichten verdeckt im Arbeitsgebiet an. So werden große Teile des Untergrundes der Insel Poel von J2-Sedimenten durchzogen. Der sich südlich daran anschließende Bereich der Wismarbucht ist weniger von den J2-Ablagerungen geprägt als der unmittelbare Inselbereich und die westlichen Küstenabschnitte. Insgesamt nimmt die geschlossene Verbreitung der Schicht J2 nach S hin zu (Abb. 36), wobei räumliche Sedimentationslücken wahrscheinlich zum einen auf primäre Sedimentationsprozesse und Paläoreliefumstände, zum anderen auf sekundäre Aufarbeitungs- und Erosionsprozesse zurückzuführen sind (s. Kap. 4.3.2.3)

4.3.2.2 Basishöhen

Bei den Basishöhen des Zwischensedimentes J2 kann großräumig ein tendenzieller Anstieg in der Absoluthöhe ü. NN von Norden nach Süden beobachtet werden. Im Gebiet der Insel Poel erstreckt sich die Basisfläche der Sedimente im Ostteil im Mittel von -10 m bis unter -20 m ü. NN. Im Westbereich werden sogar Basistiefen von unter -30 m ü. NN erreicht. An der Boiensdorfer Werder, östlich der Insel Poel erreichen die Sedimente J2 ähnliche Basishöhen wie im Ostteil der Insel. Besonders tief hinab, mit mehr als -70 m ü. NN, reicht die Basisfläche im Gebiet um die Dassower See-Bucht sowie südöstlich Wismar. Weitere großflächige Minimum-Basishöhenflächen werden mit über -40 m ü. NN im südwestlichen Teilbereich der Wohlenberger Wiek sowie westlich der Boltenhagenbucht erreicht (Abb. 36). Südlich dieser tiefen Lagen steigen die Basishöhen bis auf im Mittel 10 m ü. NN an, um dann im Bereich der Stauchzonen (nach GÜK 1:200 000 Blatt Boizenburg / Schwerin) auf der Linie Selmsdorf, Barendorf, Lutterstorf und Neuburg-Steinhausen auf 40 bis über 60 m ü.

NN anzusteigen. Diese Zone ist von zahlreichen Bereichen unterbrochen, die den steten Anstieg der Basishöhe J2 von Norden nach Süden nachzeichnet und die auf der Höhe der Stauchzonen im Mittel 0-10 m ü. NN beträgt. Der Bereich des steten Anstiegs der Basishöhe reicht z. T. im Westen des Arbeitsgebietes weiter nach Süden, als es im Osten der Fall ist. Dies ist insbesondere in einem ausgedehnten, von Norden nach Süden verlaufenden Rinnenbereich auf der Linie Rehna – Gadebusch zu beobachten. Ein mehr oder weniger geschlossener Anstieg der Basishöhen ungestörter Flächen oberhalb 20 m ü. NN wird etwa südlich des HW 59⁶⁰ erreicht. Die mittlere maximale Basishöhe ungestörter J2-Sedimente beträgt im Süden des Arbeitsgebietes um die 40 bis 45 m. In Stauchbereichen stehen Basishöhen oberhalb 50 m an.

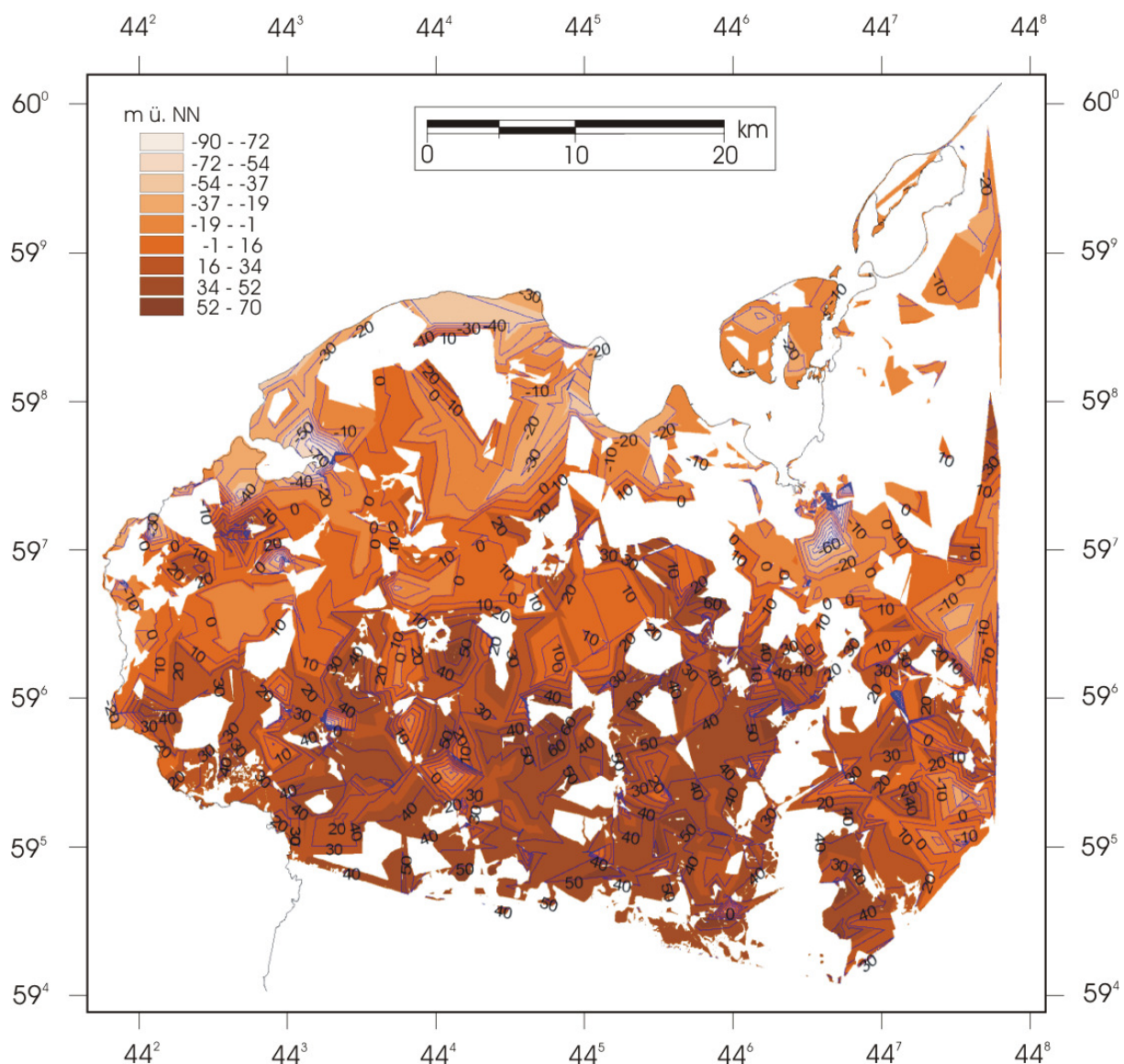


Abb. 36: Mittels ArcView berechnete Schichtbasis des Sedimentes J2 mit generierten Isolinen.

4.3.2.3 Mächtigkeiten

Die Mächtigkeiten der J2-Zwischensedimente schwanken zwischen 0-2,5 m im küstennahen Bereich und im Mittel 5-10 m im Landesinneren (Abb. 37). Eine überproportional hohe Mächtigkeitszunahme deutet auf Regionen mit gestauchten bzw. gestapelten Schichtbereichen hin. Durch Steilstellung und Verwürgung der Schichten kann es so zu erheblichen scheinbaren Mächtigkeitszunahmen kommen, wobei eine klare Trennung der einzelnen Schichtglieder nicht mehr gegeben ist. Bereiche erheblicher scheinbarer Mächtigkeitszunahmen sind für das Zwischensediment J2 insbesondere im Gebiet um die Dassower See-Bucht, zwischen Dorf Mecklenburg und Kritzowburg sowie bei Schaddingsdorf zu beobachten. Hier nehmen die Mächtigkeiten auf über 80-115 m zu. Mächtigkeitszunahmen über 20 m Absolutmächtigkeit, die oberhalb der mittleren Gesamtmächtigkeit von 5-10 m im Landesinneren des Arbeitsgebietes liegt, zeichnen teilweise sich bis an die Geländeoberfläche durchpausende morphologisch markante Erhebungen nach, die in den landesamtlichen und ebenfalls in diese Arbeit eingebundenen geologischen Karten (s. Literaturverzeichnis) als Stauch- und Endmoränenkomplexe ausgehalten werden. Hinzu treten, sichtbar durch die Modellierung, weitere mögliche Stauchbereiche, wobei auf kurzer Distanz erhebliche Mächtigkeitszunahmen bzw. –schwankungen zu verzeichnen sind. Diese Bereiche zeichnen sich auf der Mächtigkeitskartendarstellung (Abb. 37) durch eine räumlich relativ eng begrenzte Erstreckung aus, wobei die Mächtigkeiten zu einem imaginären Kernbereich hin von allen Seiten in zumeist unterschiedlicher Ausprägung zunehmen. Langgestreckte, weniger einer dynamischen Mächtigkeitsschwankung unterworfenen Bereiche deuten eher auf aufgefüllte Erosionsrinnen hin. Ein eindeutiger Orientierungstrend dieser Rinnen ist aufgrund des sich aus der Modellierung ergebenden Untergrundmodells der heutigen Verhältnisse, das auf komplexe Erosions- und Sedimentationsprozesse schließen lässt, nicht ermittelbar. Vielmehr zeichnet sich ein verzweigtes, in Teilbereichen unregelmäßig auskeilendes Rinnensystem ab, das die uneinheitlichen Sedimentations- und Untergrundverhältnisse reflektiert.

Insbesondere im Bereich der Wismarbuch sind die Ablagerungen teilweise primär nicht sedimentiert worden. Aus diesem Grund ragen ältere Sedimente in den Basishöhenbereich von J2 hinein (Profil 3 im Anhang) bzw. die Sedimente wurden

erodiert, so dass jüngere Ablagerungen mit ihren Basishöhen tiefer hinabreichen als die zeitlich zuvor abgelagerten J2-Sedimente (z. B. Profil 2 und 6 im Anhang).

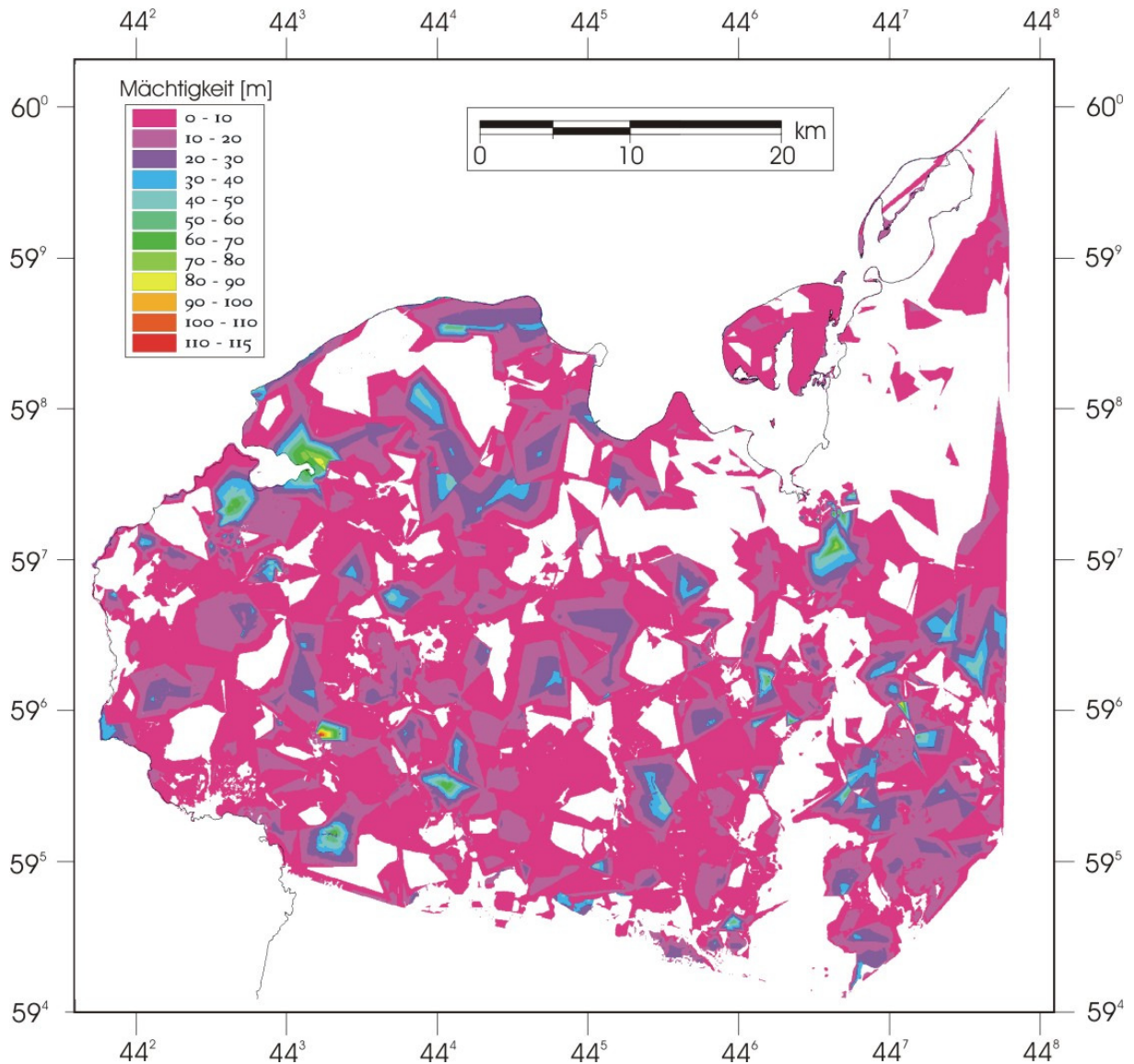


Abb. 37: Mittels ArcView berechnete Mächtigkeit des Sedimentes J2.

4.4 Till W2u

4.4.1 Sedimentologie

Der Till W2u weist insbesondere an den Aufschlüssen im Küstenbereich im frischen Zustand einen relativ stark verfestigten, überwiegend siltig bis feinsandigen Charakter auf. Die graue Färbung des unverwitterten, bergfeuchten Sediments geht mit zunehmendem Verwitterungsgrad in bräunlichgelbe Farbtöne über, wie sie insbesondere in den oberflächennahen Bereichen der aktiven Küstenkliffs sowie im Gebiet des oberflächlich ausstreichenden Tills im südlichen Teil des Arbeitsgebietes zu beobachten sind. Der mittlere Geschiebeinhalt des Tills im Küstenbereich liegt bei

rund 58%, wobei Maximalwerte von bis zu 69% erreicht werden können (Analyse PO7 GZ1). Der Mittelwert gekritzter Geschiebe liegt bei 54%, bei einem mittleren RA-Index von 20% (KR) bzw. 10% (PK) und einem mittleren C40-Index von 22% (KR) bzw. 27% (PK).

Die Mittelwerte der in situ aufgeschlossenen Maximalgeschiebe in den einzelnen Küstenkliffabschnitten variieren bei den Sedimentärgeschieben zwischen rund 24 und maximal rund 85 cm³, bei den Kristallineschieben ergibt sich eine Bandbreite zwischen 16 und 73 cm³. Der Gesamtkarbonatgehalt der Tillmatrix im Mittel aller Proben liegt bei 20%. Im Mittel aller petrografischen Analysen die an den Sedimenten W2u vorgenommen wurden (s. Abb. 38) wird die Kleingeschiebefraktion von 26% Kristallin (KR), 22% Paläozoischen Kalken (PK) und 19% Kreidekalken (KK) dominiert. Hinzu treten 16% sonstige Sedimentgesteine (SG), 11% Flint sowie 5% Quarze und Quarzite (QZ).

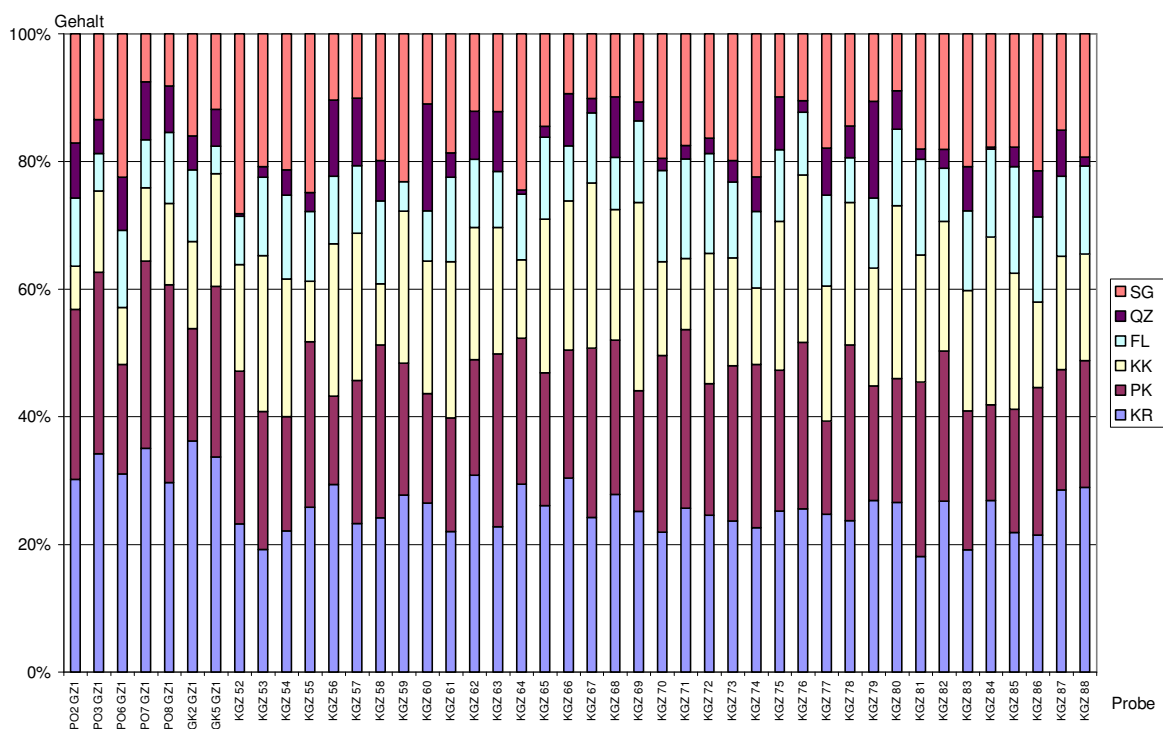


Abb. 38: Kleingeschiebegehalte der untersuchten Proben des W2u-Tills.

Das Schwermineralspektrum des W2u-Tills wird insbesondere von Grüner Hornblende (18-33%), Epidot (17-34%) und Granat (16-24%) bestimmt. Als weitere Fraktionen mit höheren Gehalten sind insbesondere Zirkon und Braune Hornblende zu nennen (Abb. 39).

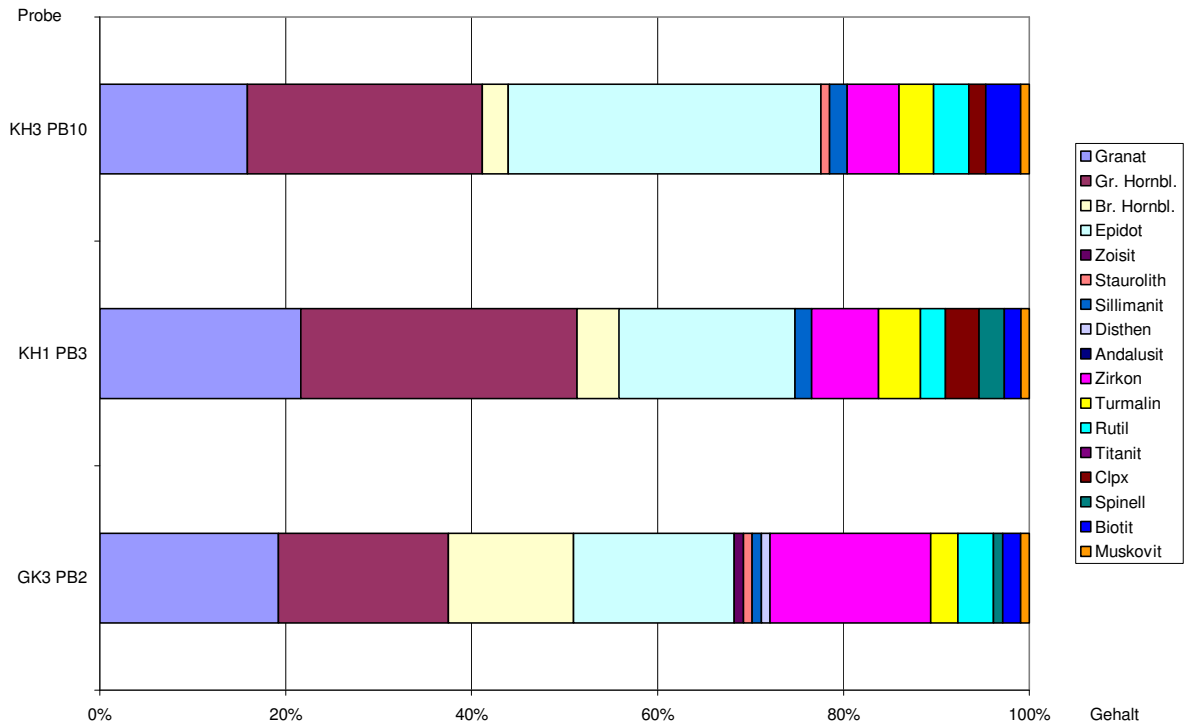


Abb. 39: Schwermineralspektren der analysierten Proben des W2u-Tills.

4.4.2 Das 3D-Modell

4.4.2.1 Schichtverbreitung

Der Till W2u erstreckt sich von südwestlich Kühlungsborn und der Halbinsel Rerik über die Insel Poel, den Bereich der Wismarbucht und zieht sich, mit einigen räumlichen Sedimentationslücken, die sich insbesondere im Bereich zwischen Schweriner See und Wismarbucht bemerkbar machen, bis an die Südgrenze des Untersuchungsgebietes (Abb. 40). Vom Maximalstand W2o ausgehend bis zum südlichen Maximalstand W2u streicht der Till flächendeckend an der Oberfläche aus. Nördlich des Maximalstandes W2o tauchen die Sedimente unter die jüngere Bedeckung ab bzw. sind von ihr teilweise erosiv ausgeräumt worden. In oberflächennah anstehenden Bereichen ist das erosiv bedingte Fehlen der Schichtverbreitung auf tiefer reichende alluviale und kolluviale Prozesse sowie auf anthropogene Eingriffe zurückzuführen.

4.4.2.2 Basishöhen

Die geringsten Basishöhen von weniger als -20 m ü. NN sind im Bereich der Küstenabschnitte mit ihren Buchten anzutreffen (Abb. 40). Von diesen ausgehend steigt die Höhe der Sedimente nach Süden hin kontinuierlich an. Auf der Linie

Neuleben – Torisdorf – Wolschendorf – Sievershagen – Moltow (von Westen nach Osten) beträgt die Höhe der weitgehend ungestörten Tillbasis bereits 20 m ü. NN.

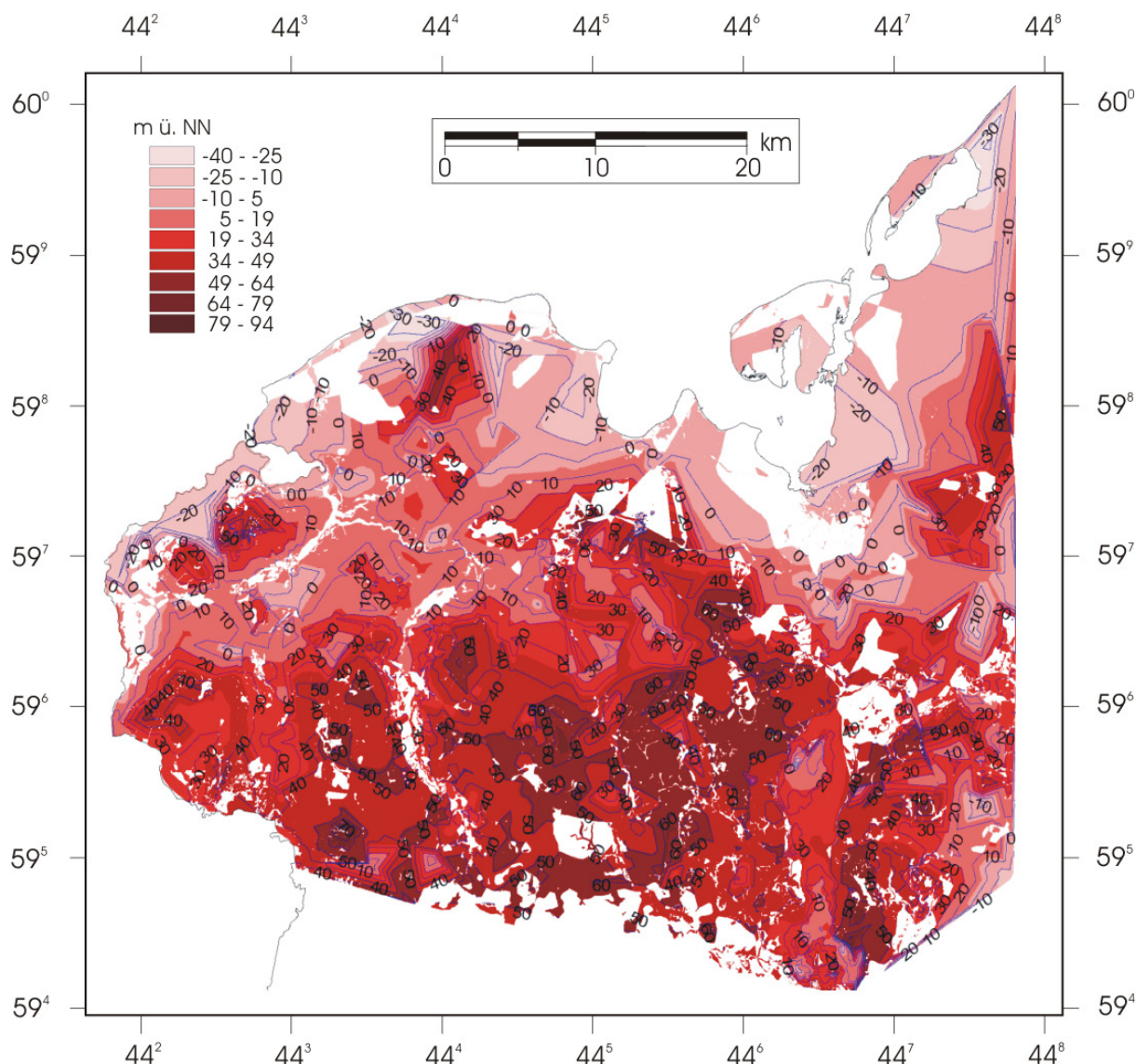


Abb. 40: Mittels ArcView berechnete Schichtbasis des Tills W2u mit generierten Isolinien.

Durchbrochen wird diese nahezu geradlinig von Westen nach Osten verlaufende Höhenmarken-Achse durch einen Stauchkomplex, bei dem Basishöhen von 50-60 m ü. NN erreicht werden. Dadurch springt im Raum zwischen Groß Walmstorf, Manderow und Beidendorf die 20 m ü. NN-Höhenmarke der Sedimentbasis, von der angesprochenen West-Ost-Achse bis zu 10 km lateral nach Norden. Weitere im Norden gelegene markante Höhenniveausprünge, also Übergänge von einem moderaten Anstieg zu einem Anstieg auf relativ kurzer Distanz in vertikaler Ausrichtung, liegen insbesondere im Bereich von Dorf Lockwisch und Selmsdorf im Westgebiet des Arbeitsareals (Anstieg auf bis über 40 m ü. NN), im Bereich Elmenhorst – Hohen Schönberg – Rankendorf (Basishöhen über 50 m ü. NN) sowie

bei Schmackentin (Basis oberhalb 40 m ü. NN) vor. Diese Zonen sind, durch ihre hohe Reliefenergie, Hinweise auf Stauchungsbereiche. Bis zum südlichen Rand der W2u-Sedimente steigen die Basishöhen des ungestörten Tills weiter auf 40-50 m ü. NN an. Gestörte bzw. glazial gestauchte Bereiche erreichen Höhen über 50-60 m ü. NN. Ausnahmen bilden die Areale des Schweriner Sees sowie ein Teilgebiet östlich davon. Dort werden 0-20 m ü. NN als Minimum der Basishöhe erreicht, so wie es bei den südlichen Beckenbereichen im Norden der Fall ist.

4.4.2.3 Mächtigkeiten

Die mittlere Gesamtmächtigkeit des W2u-Tills beträgt in ungestörten Bereichen im Arbeitsgebiet 0,5 bis 15 m. Eine Zunahme der Mächtigkeit auf 30 bis über 40 m auf kurzer räumlicher Distanz kann insbesondere in Bereichen beobachtet werden, in denen Stauchungsbereiche vermutet werden (GÜK 200 Blatt Boizenburg / Schwerin). Tendenzielle Mächtigkeitszunahmen sind so zwischen Elmenhorst und Rankendorf, im Bereich des Heidberges, westlich Hambow sowie zwischen Schmackentin und Alt Bukow im Norden des Arbeitsgebietes, bei Selmsdorf und südwestlich Dietrichshagen, im zentralen Bereich sowie bei Groß Salitz und im Südosten des Schweriner Sees vorhanden (Abb. 41a u. b).

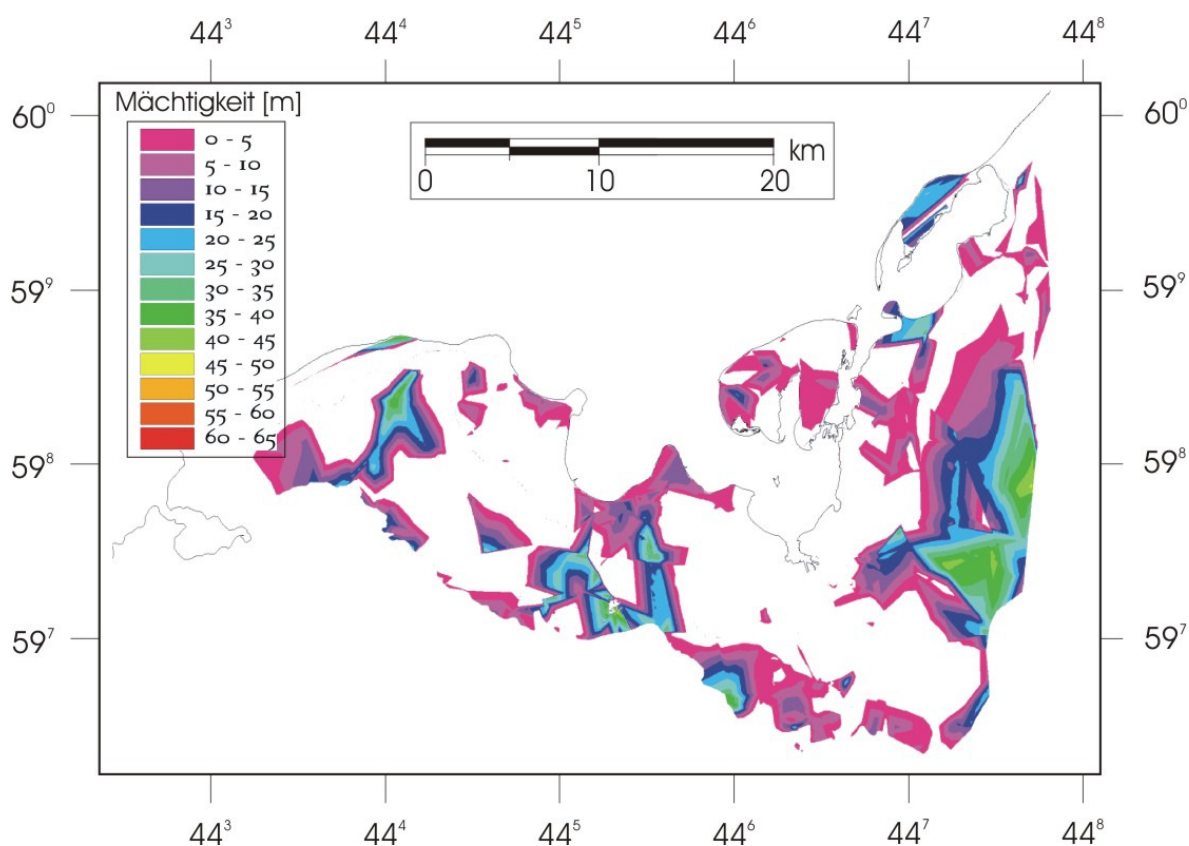


Abb. 41a: Mittels ArcView berechnete Mächtigkeit des Tills W2u.

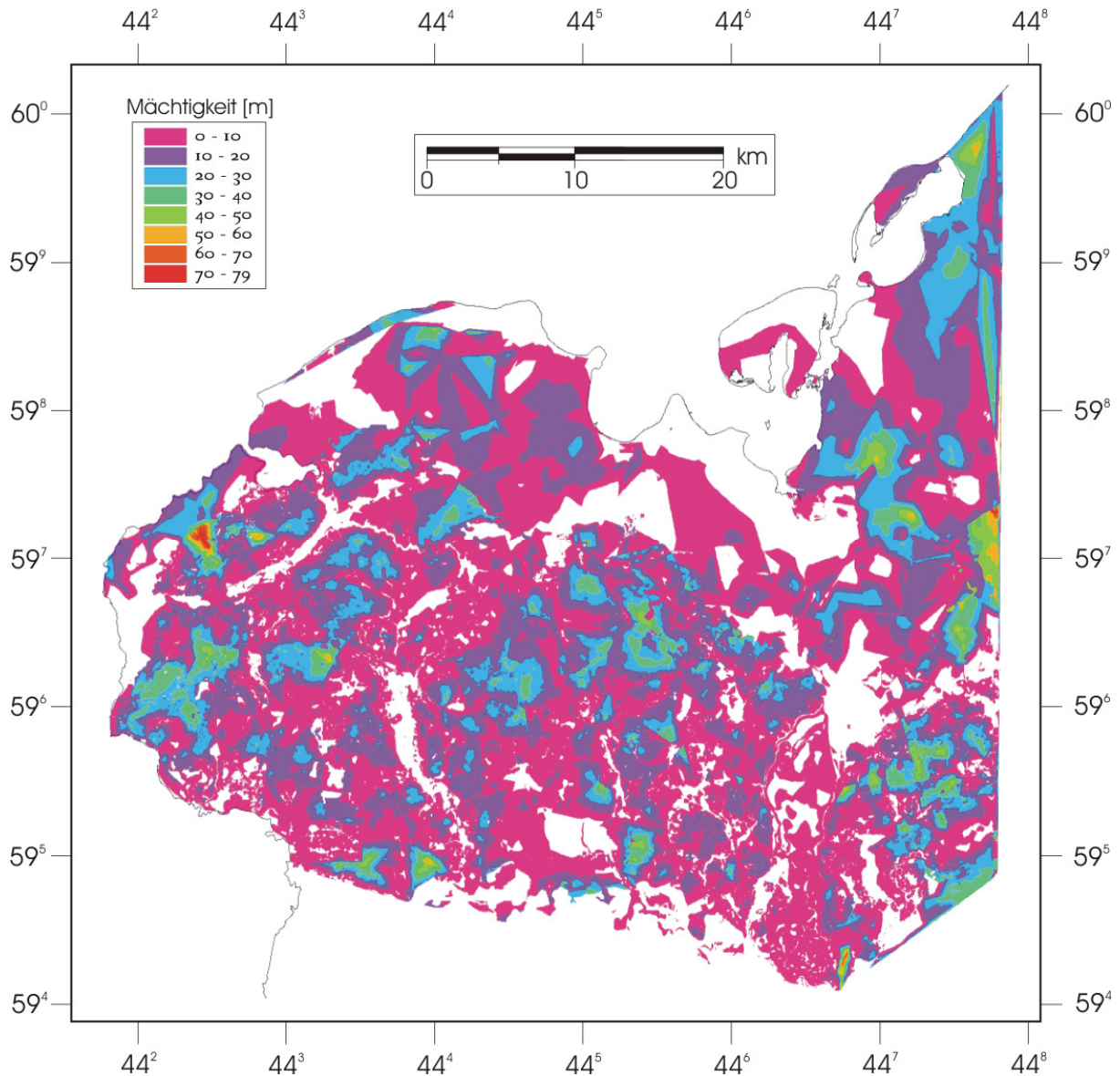


Abb. 41b: Mittels ArcView berechnete Mächtigkeit des Tills W2u. Die Abbildung 41a gibt die Mächtigkeiten des W2 zugeordneten Tills im nördlichen Bereich wieder. Die Zuordnung ist jedoch insbesondere auf Grund von Stauchungsvorgängen in Teilbereichen fraglich und daher als einzelne Darstellung ausgegliedert.

4.5 Zwischensediment J3

4.5.1 Sedimentologie

Die J3-Ablagerungen im Arbeitsgebiet sind im Küstenbereich größtenteils als monotone gelbgraue Feinsande mit teilweise vorhandenen Horizontal- und Schrägschichtungsstrukturen ausgebildet. In den südlich gelegenen Sanderbereichen sind ausgeprägte Schrägschichtungs- und Rinnenstrukturen bei

vertikal und lateral schnell wechselnden Korngrößenverteilungen zu beobachten. Einige Bohrungen im Arbeitsgebiet im Schichthöhenbereich des J3-Sedimentes zeigen einen ausgeprägt siltig-tonige Habitus der Ablagerungen. Diese auf Grund ihrer Feinkörnigkeit als Beckenablagerungen deutbaren Sedimente sind jedoch kaum über größere Flächen zu verfolgen, so dass eine weitere Untergliederung der J3-Ablagerungen unterbleibt. Das Schwermineralspektrum des J3-Zwischensedimentes wird sowohl im Küstenbereich, als auch im Landesinneren im Gebiet der Sander, von hohen mittleren Fraktionsgehalten bei Granat, Grüner Hornblende, Epidot und Zirkon bestimmt. Jedoch zeichnet sich eine gewisse Varianz der Mittelwerte des Schwermineralspektrums der Küstenaufschlüsse und der Sanderproben ab. So beträgt der Granatgehalt der Küstenproben im Mittel aller Proben 25%, der Gehalt an Grüner Hornblende und Epidot 19% und der Zirkonanteil 17%. Im Sanderareal sind es 31% Granat, 22% Grüne Hornblende, 15% Epidot und 12% Zirkon. Jedoch ist die Schwankungsbreite der Einzelproben bzw. die Normalabweichung vom Mittelwert bei den Analysen für den Küstenbereich und den Inlandbereich miteinander verglichen ähnlich (s. Abb. 42).

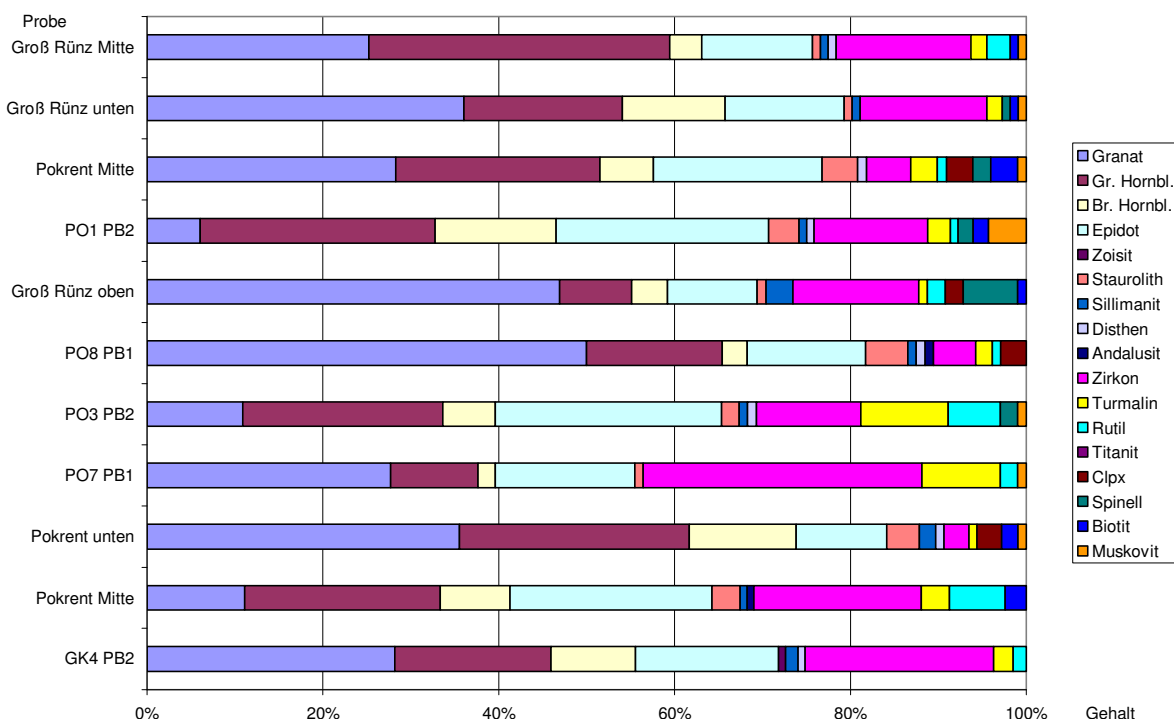


Abb. 42: Quantitative Darstellung der Schwermineralgehalte für das Zwischensediment J3.

Der mittlere Rundungsgrad von untersuchten Kristallingesteinen einer kiesreichen Lage innerhalb der J3-Ablagerungen im Küstenbereich erbrachte einen mittleren

Rundungsgrad der Gerölle von $R^\circ = 269,0$. Die Komponenten zeigen also eine gute Zurundung. Sowohl die sedimentären Strukturen, wie auch die gute Zurundung der größeren Gerölle lassen auf die fluviatile Ablagerung der J3-Sedimente schließen.

4.5.2 Das 3D-Modell

4.5.2.1 Schichtverbreitung

Das Zwischensediment J3 steht überwiegend flächendeckend im nördlichen, südlichen und westlichen Bereich des Arbeitsgebietes an (Abb. 43). Im zentralen Teil ist es insbesondere auf ausgedehnte Sanderflächen sowie auf einige wenige ehemalige Rinnenbereiche begrenzt. Nördlich der Maximalausdehnung W2o tauchen die Ablagerungen unter jüngere Schichten ab bzw. werden von diesen überdeckt. Eine genaue Trennung zwischen J3- und jüngeren J4-Sedimenten ist in diesem Bereich teilweise erschwert, da die Sedimente gebietsweise unmerklich ineinander übergehen. Dies wird insbesondere durch die generierten Profile deutlich (z. B. Profil 6 im Anhang). Dadurch kann es zu Ungenauigkeiten in der Verbreitungsangabe der Schicht J3 (wie auch J4) kommen. Dennoch zeigen beide Sedimente sowohl in ihren Basisverläufen, wie auch in den Mächtigkeitsdarstellungen, bis auf gestörte Bereiche (die teilweise auch durch ältere und jüngere Schichten indiziert werden), plausible Ergebnisse.

4.5.2.2 Basishöhen

Die Sedimente J3 stellen im Arbeitsgebiet die als unsicherst zu modellierende Schicht mit den größten Unwägbarkeiten dar. Dies ist insbesondere auf die räumliche Stellung und die Ausbildung des Zwischensedimentes zurückzuführen. So gehen die Sedimente J3 oftmals in ältere und jüngere Zwischensedimente über, ohne dass eine deutliche sedimentologische Trennung vorhanden ist. Allerdings ist die Interpolation einer Schichtgrenze in diesen Bereichen an Hand von weiter entfernt liegenden Bohrungen nicht zulässig, da das Modell für die anderen Schichten zeigt, dass sich die vertikale Ausbildung der Schichtbasishöhen durch Rinnen- bzw. Erosions- und Stauchbereiche auf engem Raum schnell ändern kann. Auf Grund der genannten Schwierigkeiten sind die Basishöhen für J3 mit Vorsicht zu betrachten. Generell steigt die Basis der Ablagerungen von Norden nach Süden von unter -10 m ü. NN auf über 70 m ü. NN an. Letztgenannte Maximalwerte werden im

Bereich von Schönberg und bei Rosenhagen erreicht (Abb. 43). Insbesondere der nördlich verlaufende Maximalanstieg und der Anstieg der Basishöhe westlich des Schweriner Sees deuten auf Stauchbereiche hin.

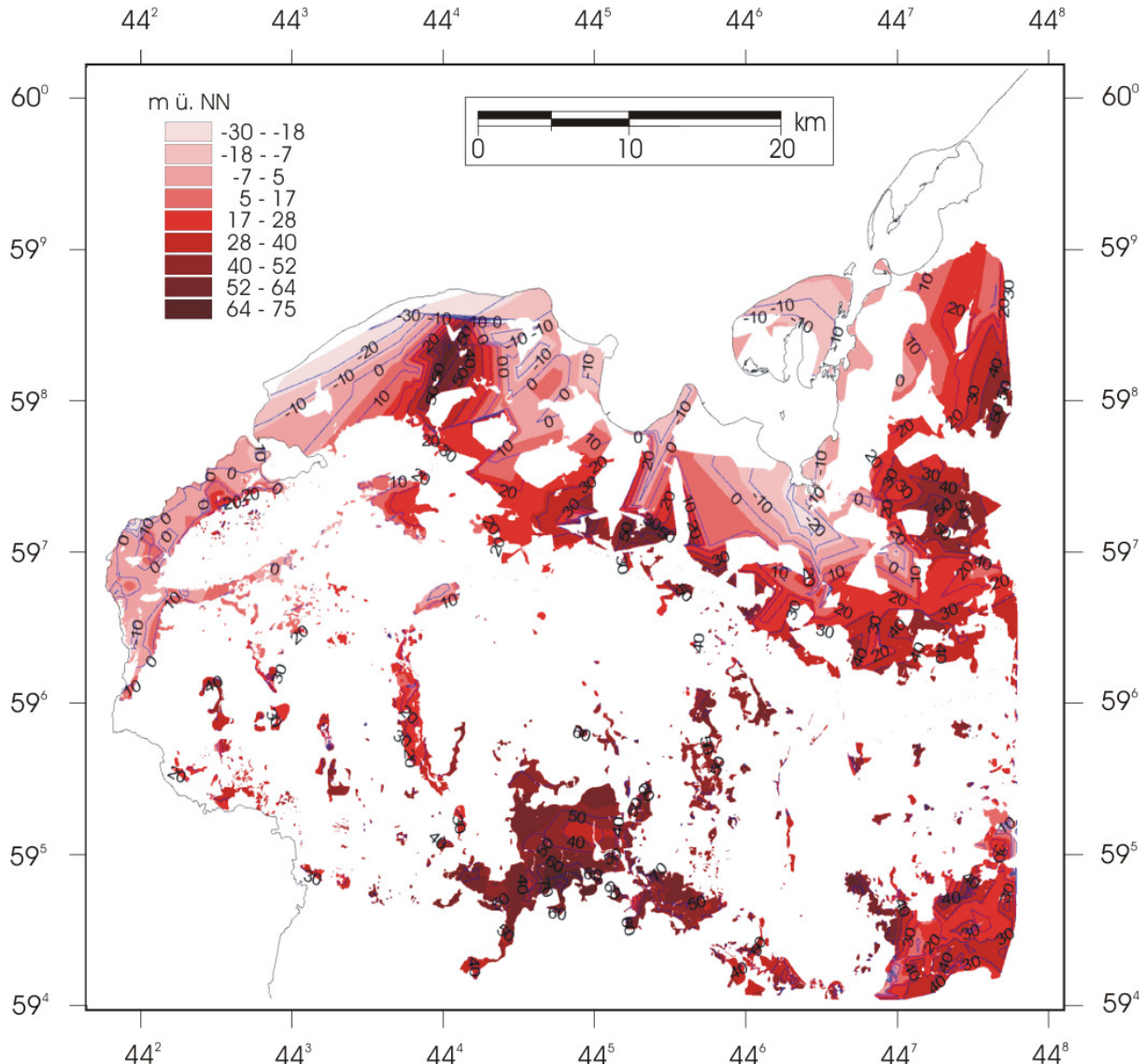


Abb. 43: Mittels ArcView berechnete Schichtbasis des Sedimentes J3 mit generierten Isolinien.

4.5.2.3 Mächtigkeiten

Die mittlere Gesamtmächtigkeit des J3-Zwischensedimentes im Untersuchungsgebiet beträgt 1-10 m (Abb. 44). Ebenso wie die Basishöhen sind die mit ihnen verknüpften Mächtigkeiten mit Vorsicht zu betrachten. So ist nicht auszuschließen, dass der Mächtigkeitsanstieg zwischen Elmenhorst und Groß Schwansee auf über 40-60 m nicht allein durch die in der Karte der quartären

Bildungen 1:200.000, Blatt Boizenburg / Schwerin (LUNG MECKLENBURG-VORPOMMERN 2001) ausgewiesenen Stauchungszonen zu erklären sind. Die Bohrungen sowie die erstellten Profile lassen vermuten, dass hier auch mit unmerklichen Übergängen zu älteren Zwischensanden oder sandigen Grundmoränen, die nicht als solche erkannt werden, zu rechnen ist. Ein weiterer Bereich mit Mächtigkeitsanstiegen auf sogar über 70 m im Gebiet des Heidberges zeichnet gut einen weiteren Stauchbereich nach, so dass auch hier die Mächtigkeitsanomalie bzw. die scheinbare Mächtigkeitszunahme durch Schichtverdopplungen oder –steilstellungen erklärt werden kann.

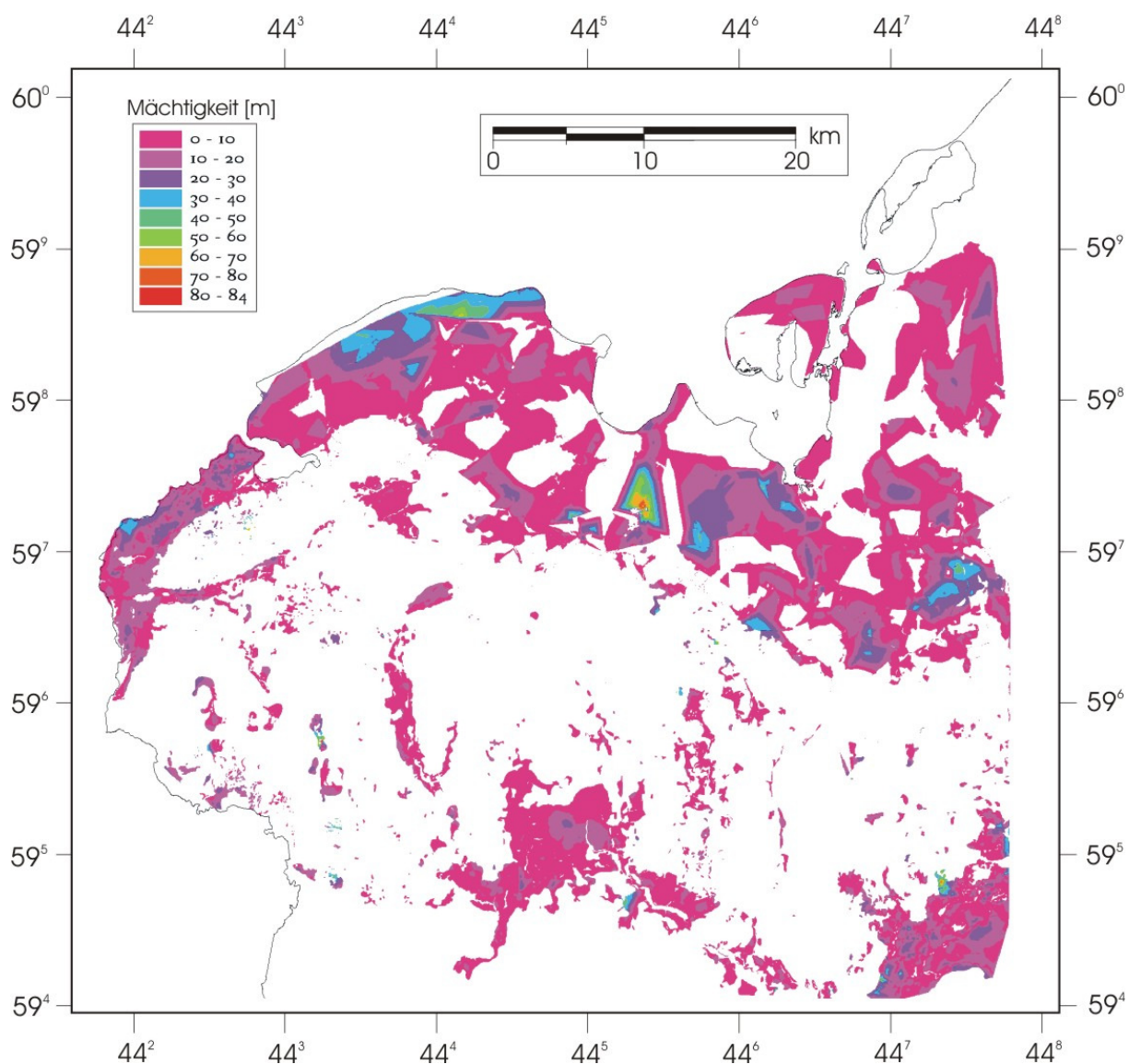


Abb. 44: Mittels ArcView berechnete Mächtigkeit des Sedimentes J3.

4.6 Till W2o

4.6.1 Sedimentologie

Der W2o-Till ist, wie insbesondere an den Kliffbereichen beobachtet werden kann, über weite Strecken im primären Aufschlussbild relativ geschiebearm ausgebildet. Die Auswertung der untersuchten Proben erbrachte hingegen einen mittleren Geschiebeinhalt von rund 62 Geschieben pro kg Sediment. Hinzu tritt eine makroskopisch scheinbar homogen sedimentäre Ausbildung des braungelben Geschiebemergels, der nur selten von gut erkennbaren, primären sedimentären Strukturen durchzogen ist. Lediglich geringmächtige Mittel- bis Grobsandlagen, die nur über kurze Distanzen aushalten, unterbrechen den homogenen Habitus der ungestörten W2o-Tillbereiche, deren Tillmatrix im Mittel rund 24% als Gesamtkarbonatgehalt aufweist (Tab. A8).

Die Kleingeschiebeauswertung zeigt, dass der Till im Mittel primär von 30% Kristallin, 23% Paläozoischen Kalken und 15% Sedimentärgeschieben aufgebaut wird. Die mittleren petrografischen Indices aller ausgewerteten Proben weisen Werte von 1,8 (PK/SG), 2,3 (KR/SG) und 1,4 (KR/PK) auf, so dass der gebildete mittlere analytische Wert von $[SG/(FL+SG+PK)] \times 100$ mit 32,4 von allen unterschiedenen Schichten mit ihren jeweiligen Probenauswertungen am höchsten ausfällt (s. Abb. 68).

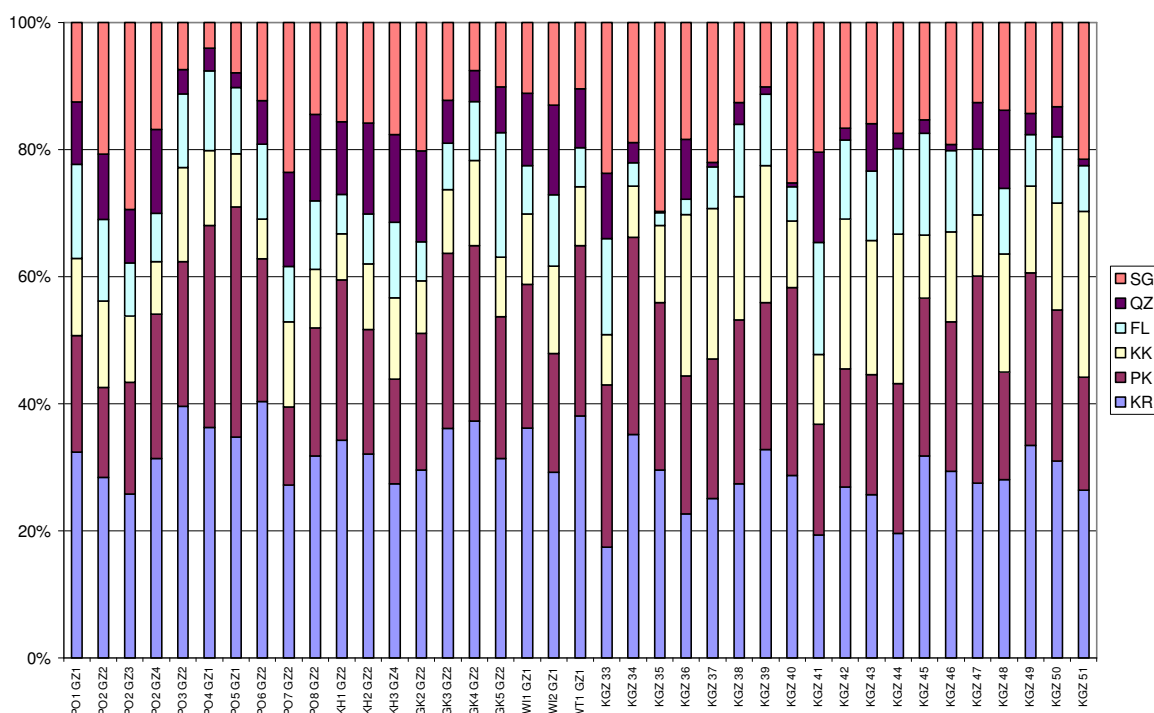


Abb. 45: Kleingeschiebeauswertung der innerhalb des W2o-Tills analysierten Proben im Arbeitsgebiet.

Die mittlere maximale Geschiebegröße innerhalb des Tills an den untersuchten Aufschlussbereichen beträgt bei in situ lagernden Kristallingeschieben $84,5 \text{ cm}^3$, für Sedimentärgeschiebe $112,0 \text{ cm}^3$. Als maximale Komponentengröße wurden Kristallingeschiebe mit Volumina bis 157 cm^3 sowie Sedimentärgeschiebe bis rund 245 cm^3 gemessen. Die morphometrische Analyse des Geschiebeinhaltes erbrachte für den RA-Index als Indikator für den Gehalt eckiger Klasten einen Mittelwert der ausgewerteten Proben von 23% bei Kristallingeschieben bzw. 9% für Paläozoische Kalke. Für den Gehalt gelängter Partikel erbrachte der C40-Index für die Kristallinkomponenten einen Mittelwert von rund 21%, bei den Paläozoischen Kalken von rund 28%. Der mittlere Gehalt an gekritzten Kristallingeschieben beläuft sich auf rund 28%, der von Paläozoischen Kalken auf 76%. Bei den Schwermineralen überwiegen die Anteile von Granat (24%), Grüner Hornblende (23%) und Epidot (21%).

4.6.2 Das 3D-Modell

4.6.2.1 Schichtverbreitung

Der Till W2o erstreckt sich im Arbeitsgebiet im Osten von Rerik über Neuburg-Steinhausen bis östlich Ravensruh nordwestlich Neukloster. Im Westen zieht sich die Grenze der Sedimente nördlich von Dassow und Roggenstorf bis nördlich Grevesmühlen. Östlich Grevesmühlen, ab der Ortschaft Gressow, ziehen die Ablagerungen weiter südlich bis zur Linie Groß Stieten – Kleekamp, um zwischen Tartzow und Jesendorf bis nördlich Zurow wieder nach Norden zurückzuweichen (Abb. 46). Aufgrund der eindeutigeren Aufschlussverhältnisse in Bezug auf Einsehbarkeit und ungestörtere Lagerung, sind im Festlandsbereich die Küstenabschnitte im Gebiet der Boltenhagenbucht eindeutiger den Sedimenten W2o zuzuordnen als im Bereich der Klützer Höveds. An letztgenannten Kliffabschnitten ist durch den auf kurzer Distanz schnellen Lagerungswechsel, insbesondere in mittleren bis oberen Abschnitten mit lediglich punktuell möglichen Zuordnungen zu ungestörten Basisverläufen zu argumentieren. Hinzu kommt eine relativ geringe Bohrungsdichte, die eindeutige Zuordnungen für die gestörten Kliffgebiete zulässt. So ist dieser Bereich lediglich von erosiv segmentierten Vorkommen gekennzeichnet. Eindeutiger sind auch die Küstenabschnitte des Nord- und Westkliffs im Bereich der Insel Poel den Ablagerungen W2o zuzuordnen. Insgesamt zeigt sich, dass in den

Bereichen, in denen der W2o-Till oberflächennah ansteht, also südlich der W3-Verbreitung, flächendeckender auftritt, als nördlich des W3-Außenrandes. Im nördlichen Bereich sind die Abschnitte somit vermehrt der Erosion durch den überfahrenden Gletscher ausgesetzt gewesen als die südlichen Bereiche nach ihrer Ablagerung durch räumlich peri- und zeitlich postglaziale Erosion.

4.6.2.2 Basishöhen

Die Basishöhen des Tills W2o steigen von Werten um 0 m ü. NN im Küstenbereich zum Landesinneren hin auf 40-50 m ü. NN stetig an. Maximalhöhenwerte von 60-70 m, wie sie zwischen Elmenhorst und Rankendorf, bei Hamberge, im Bereich Beidendorf, bei Schimm und Schmakentin sowie östlich Neuburg-Steinhausen auftreten, sind Hinweise auf ausgeprägte Stauchungsbereiche mit einer großen Zunahme der Reliefenergie auf kurzen Distanzen (Abb. 46). Zudem konzentrieren sich die Maximalhöhen-Areale auf isolierte, fast Inselberg artige Bereiche bzw. auf die Außenrandzonen des W2o-Vorstoßes.

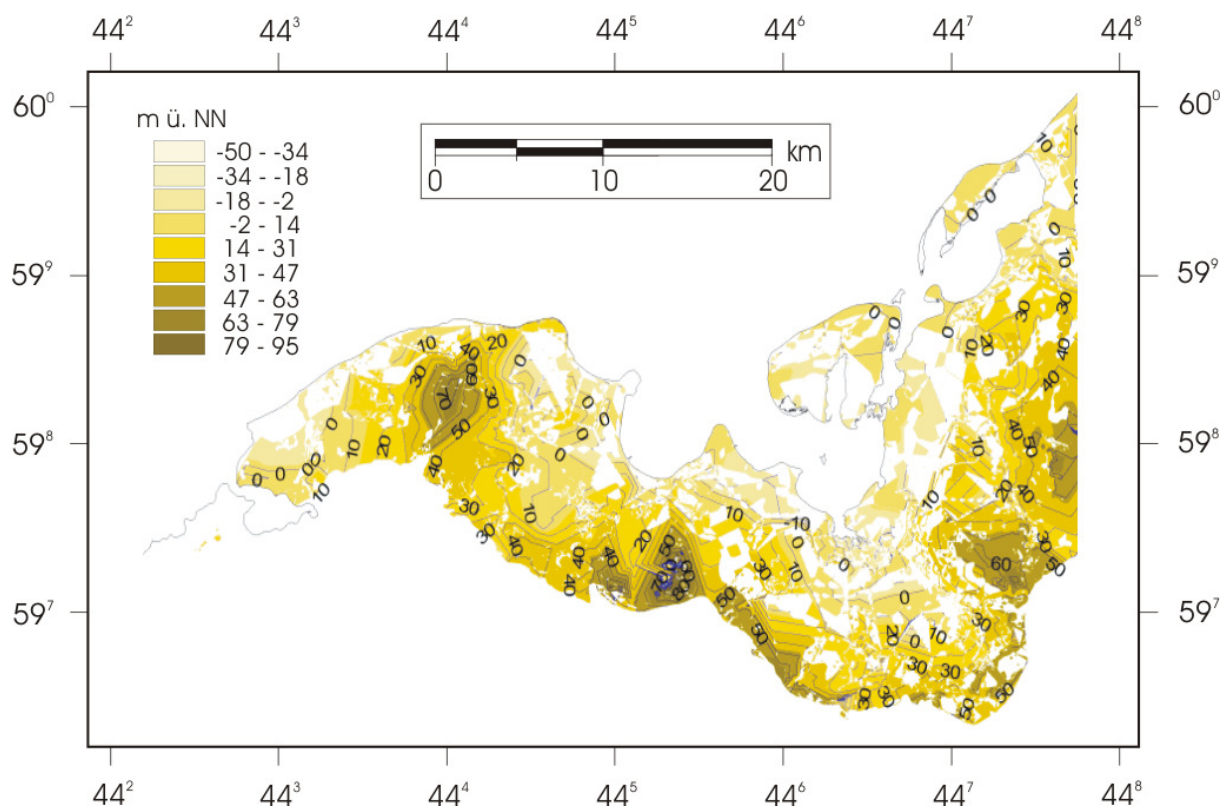


Abb. 46: Mittels ArcView berechnete Schichtbasis des Tills W2o mit generierten Isolinien.

4.6.2.3 Mächtigkeiten

Die durchschnittliche Mächtigkeit des W2o-Tills beträgt 1-10 m, wobei die mittlere Mächtigkeit insbesondere in dem vom W3-Till überfahrenen Bereich teilweise höher vermutet werden kann, als es die Befunde der Bohrauswertungen vermuten lassen. Der Grund ist ein gebietsweise unmerklicher Übergang des W3-Tills in den W2o-Till, der durch keinen trennenden Zwischensand oder eine sedimentologische Auffälligkeit erfolgt. Die Problematik dieses Überganges mit teilweiser fehlender signifikanter sedimentologisch-petrografischer Möglichkeit der Trennung beider Tills ist u. a. an den Küstenabschnitten der Insel Poel zu beobachten. Mächtigkeitserhöhungen auf über 30 m sind großflächig vorwiegend im Bereich des W2o- und des W3-Außenrandes zu verfolgen. Die höchsten Mächtigkeiten mit über 70 m zwischen Barendorf und Everstorf sind wohl auf Schichtverdopplungen oder Steilstellungen im Zuge von Stauchungsprozessen zurückzuführen.

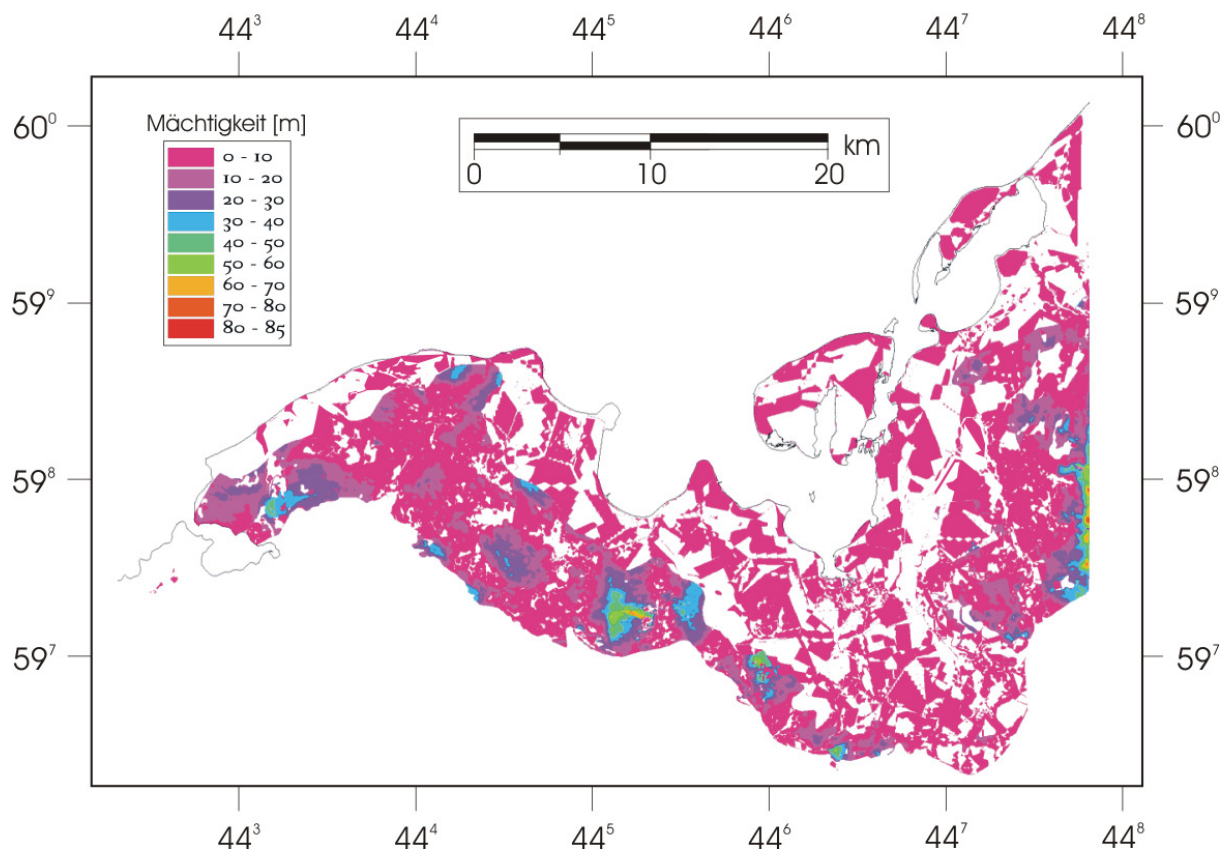


Abb. 47: Mittels ArcView berechnete Mächtigkeit des Tills W2o.

4.7 Zwischensediment J4

4.7.1 Sedimentologie

Die Ausbildung des Zwischensedimentes J4 im Arbeitsgebiet variiert von kiesreichen Sanden über siltige Sande bis hin zu feinsandigen Silten und siltigen Tonen. Insbesondere im Nordosten der Wismarbucht erstrecken sich großflächig sedimentierte, tonig-siltige J4-Ablagerungen, die teilweise eine ausgeprägte Lamination aufweisen (Abb. 48). Gegenüber diesen, auf Grund ihrer Korngrößenverteilung und ihres gesamten sedimentologischen Habitus als Beckenablagerungen zu deutenden Sedimenten stehen sandig-siltig bis sandig-kiesig ausgebildete Sedimente mit teilweiser Kreuzschichtung und Rinnenstrukturen im küstennahen Bereich östlich und westlich der Beckenablagerungen. Weiter südlich treten in schneller Wechselfolge stark geschichtete Sande und Kiessande auf, die in großen Aufschlüssen deutlich als Sander identifiziert werden können.

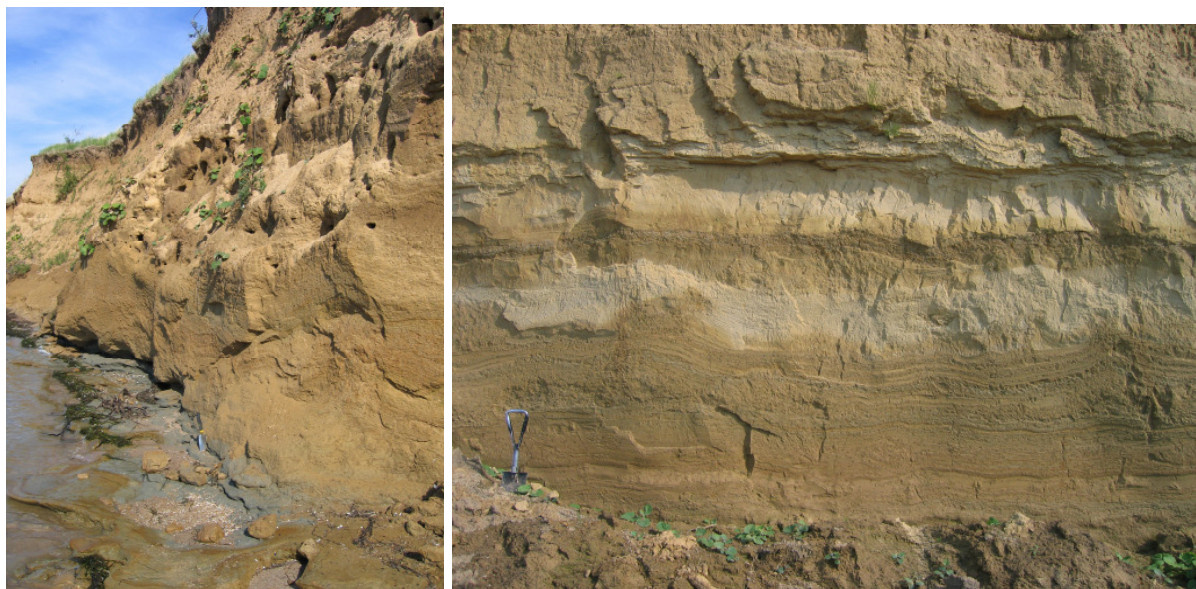


Abb. 48: Aufschluss am Kliff der Eisernen Hand im Nordwesten des Wismarbucht. Im basalen Abschnitt blaugraue Beckentone (links), die zum Hangenden in laminierte siltige Tone und tonige Schluffe übergehen (rechts).

Das Schwermineralspektrum der J4-Ablagerungen im küstennahen Bereich wird im Probenmittel deutlich von Grüner Hornblende (27%), Epidot (24%) und Granat (16%) geprägt. Zum küstenfernen Sanderbereich findet zwar keine Spektrenverschiebung, jedoch eine Gehaltsvariation statt. So treten hier insbesondere Granat (30%), Grüne Hornblende (25%) sowie Epidot und Zirkon (beide 14%) hervor (Abb. 49).

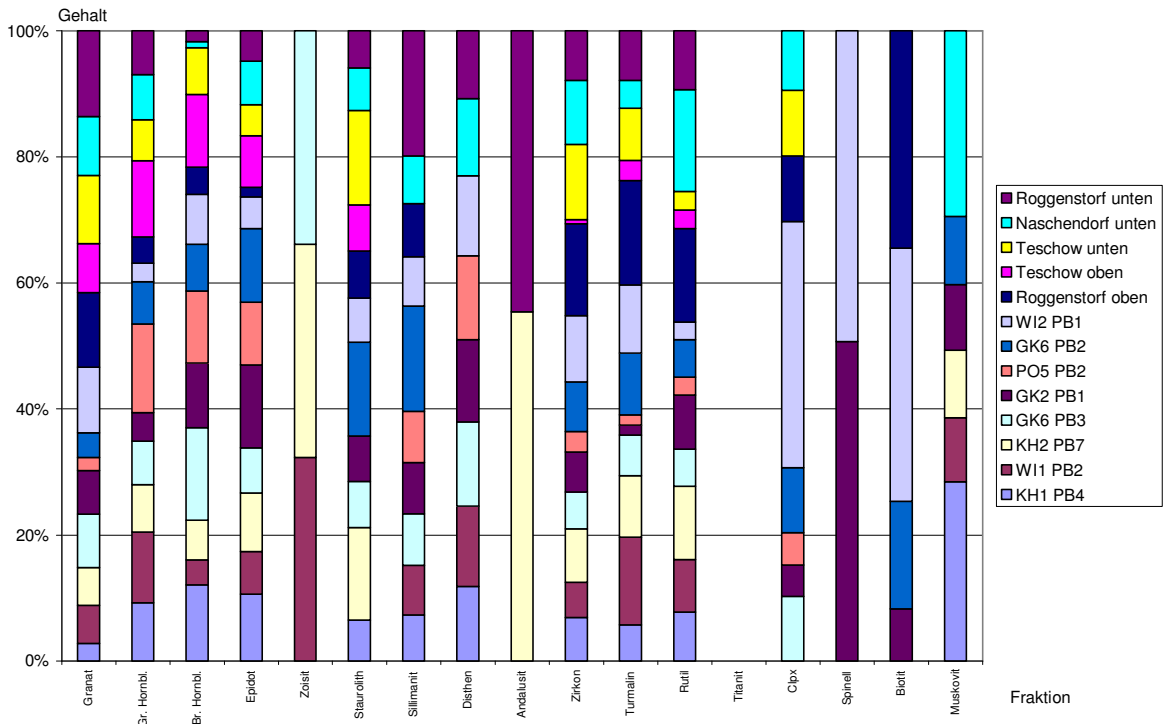


Abb. 49: Darstellung des Schwermineralgehalts der ausgewerteten J4-Sediment Proben.

Die Auswertung der Rundungsgrade kiesreicher Schichten innerhalb der J4-Sedimente im Küstenbereich ergab einen mittleren Rundungsgrad von rund 302, so dass die Komponenten als gut bis sehr gut zugerundet bezeichnet werden können (s. Abb. 76).

4.7.2 Das 3D-Modell

4.7.2.1 Schichtverbreitung

Das Zwischensediment J4 ist im Gebiet der Wismarbuch von den Kliffabschnitten bis hin zum W3-Außenrand fast flächendeckend vorhanden (Abb. 50). Insbesondere vom Bereich Dassower See bis südlich Wismar sind die Ablagerungen lückenhaft und zeigen erst in den Sanderflächen bei Grevesmühlen und Jesendorf wieder eine flächenhaftere Bedeckung.

4.7.2.2 Basishöhen

Durch erosive Prozesse hat sich das Zwischensediment z. T. bis in die Ablagerungen des Zwischensedimentes J3 eingetieft, so dass eine Trennung beider Einheiten bisweilen erschwert ist. Im Mittel steigen die Basishöhen von 0 bis 5 m ü. NN im

Norden auf über 50 m ü. NN zum W3-Außenrand hin an. In den südlich anschließenden Sanderbereichen nimmt die Höhe der Schichtbasis wieder auf 10-30 m ü. NN ab, bei nach S gerichteter Abdachung. Im Bereich der Wismarbucht und der Insel Poel können die Beträge der Basishöhen in rinnenartigen Bereichen bis unterhalb -10 m ü. NN fallen. Dies können Hinweise auf Erosionsrinnen sein oder auf Gebiete in denen sich die J4-Sedimente bis in tiefer liegende Sande eingeschnitten haben, so dass die Basishöhen nicht mehr eindeutig den J4-Zwischensanden zugewiesen werden können und so scheinbar tiefer liegen.

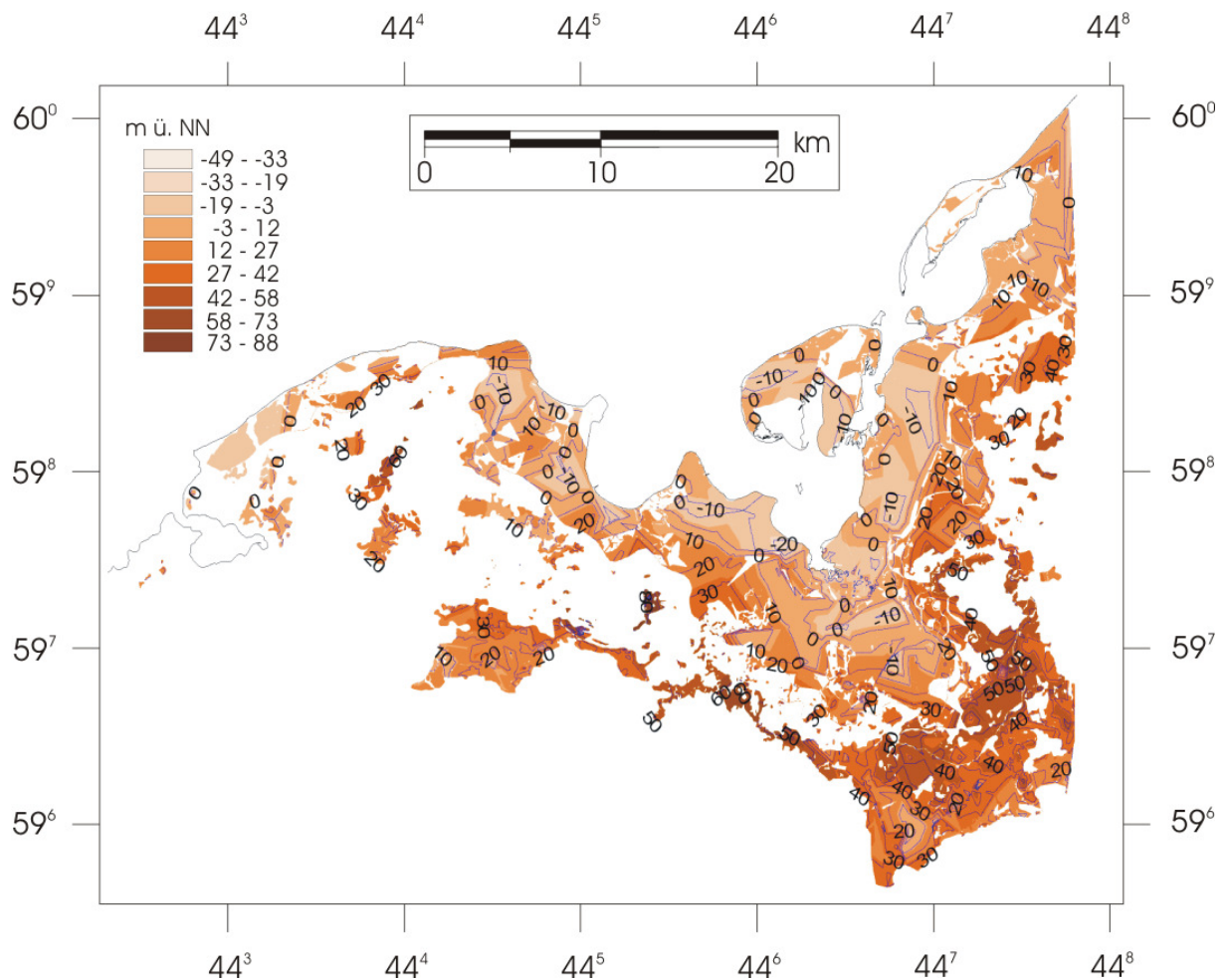


Abb. 50: Mittels ArcView berechnete Schichtbasis des Sedimentes J4 mit generierten Isolinien.

4.7.2.3 Mächtigkeiten

Die Mächtigkeiten des Zwischensedimentes J4 betragen im Mittel bis zu 5 m. In Rinnenbereichen bzw. in Bereichen der Eintiefung bis in ältere Sande und in Stauchungsbereichen können sich wahre und scheinbare Mächtigkeiten von über 20 – 40 m ergeben (Abb. 51).

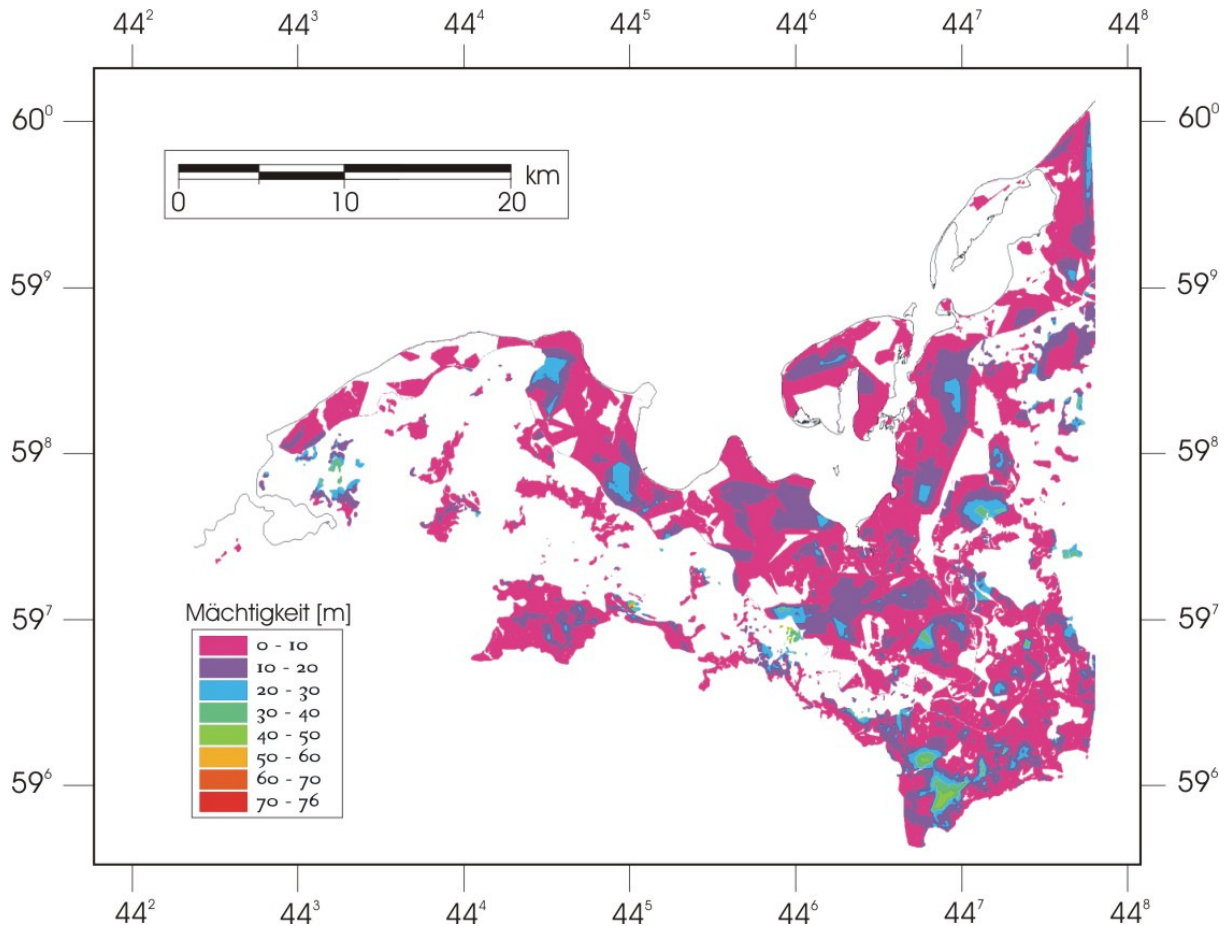


Abb. 51: Mittels ArcView berechnete Mächtigkeit des Sedimentes J4.

4.8 Till W3

4.8.1 Sedimentologie

Der Till W3 weist großräumig zumeist eine gelbbraune bis braunrötliche Färbung auf und zeigt kaum sedimentäre Strukturen. Dennoch zeigen die Aufschlüsse an den Kliffs, dass dieser Till selbst auf kurzen Distanzen sedimentologisch relativ inhomogen aufgebaut sein kann. Diese Varianz der Ausbildung ist zum einen möglicherweise auf unterschiedliche Faktoren der primären Ablagerung, wie Aufarbeitung – Inkorporation – Resedimentation älterer Ablagerungen oder auch unterschiedliche Ablagerungsmilieus (subglazial, intraglazial, supraglazial etc.) zurück zu führen. Zum anderen wurden im Rahmen der Geländeaufnahme an den Küstenabschnitten im Bereich des W3-Tills teilweise ausgedehntere Fließerdedecken beobachtet, die in den Till hineinziehen und unmerklich in diesen übergehen. Die Trennung beider, insbesondere bei kleineren lokalen Fließerdevorkommen, ist im Aufschluss auf Grund der makroskopisch ähnlichen

Ausbildung nur schwer möglich. In einigen Küstenabschnitten, wie im Bereich von Boltenhagen, zeigt sich die große Varianz in der Ausbildung des W3-Tills. In Teilbereichen lagert ein relativ stark verfestigter bzw. kompakter und an der Oberfläche splittrig ausgebildeter, gelbbrauner und geschiebearmer Mergel. In anderen Bereichen, die auf Grund der Modellierung mit den mergeligen W3-Ablagerungen korreliert werden können, zeigt sich der W3-Till in stark sandiger, lockerer und geschiebearmer Ausbildung mit rostroter Färbung (s. a. STRAHL 2004). Der sich im Aufschluss abzeichnende Trend des W3-Tills zur Geschiebearmut wird durch die Ermittlung des mittleren Geschiebeinhalts bestätigt. So weisen die Ablagerungen des W3-Tills mit rund 43 Geschieben pro kg Sediment den geringsten mittleren Geschiebeinhalt aller im Arbeitsgebiet untersuchten Tills auf. Dabei beläuft sich der Gehalt an eckigen Klasten im Mittel auf 16,6%, der von gelängten Partikeln im Mittel auf 8,5% (s. Abb. 72 u. 73) bei einem mittleren Gehalt gekritzter Geschiebe von rund 15%. Der Gesamtkarbonatgehalt der Tillmatrix beträgt im Mittel 10,5% (Tab. A8).

Im Kleingeschiebespektrum weisen die mittleren Gehalte von Kristallin und Paläozoischen Kalken mit jeweils 28% die höchsten Werte auf (Tab. A2, s. a. Abb. 52). Darauf folgen Feuersteine (rund 14%) sowie Quarze und Sedimentär- und Geschiebe (beide um 11%).

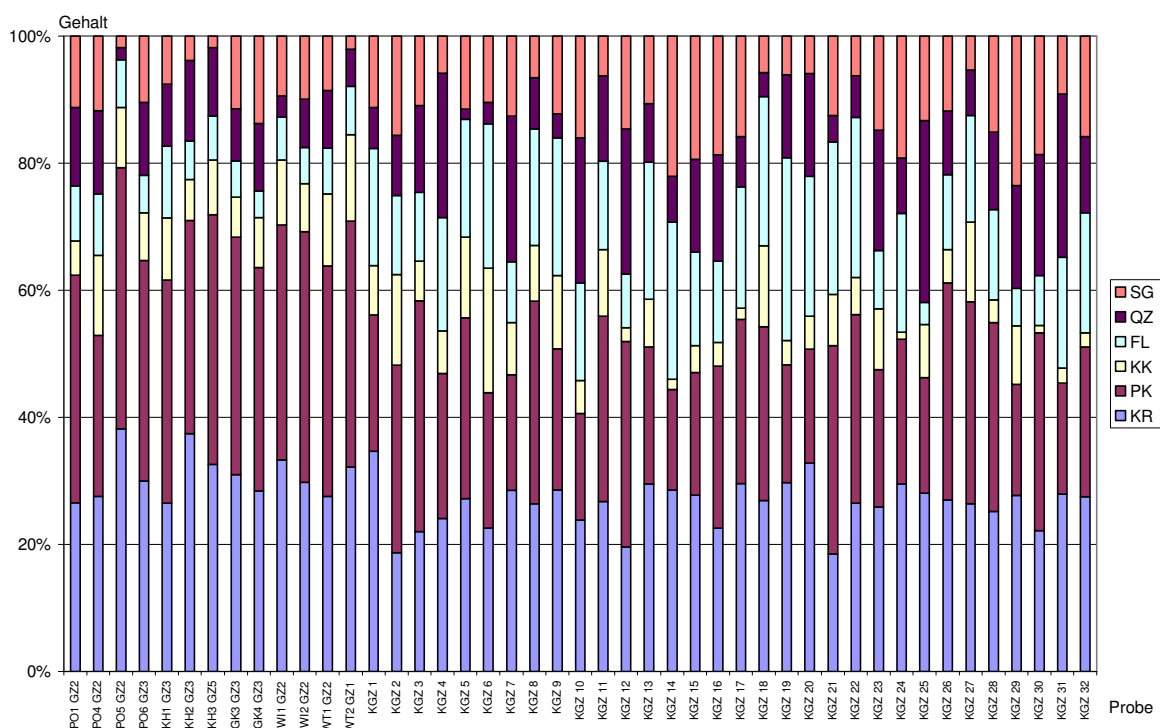


Abb. 52: Kleingeschiebeanalysen aus dem Bereich des W3-Tills.

Die analytischen Quotienten zeigen für PK/SG einen Mittelwert von 4,0, für KR/SG von 3,8 sowie für KR/PK von 1,1. Durch die gegenüber den Sedimentärageschieben relativ erhöhten Gehalte von Paläozoischen Kalken und Flint liegt der Quotient $[SG/(FL+SG+PK)] \times 100$ mit 21,8 wesentlich unter den äquivalenten Werten der beiden W2-Tills, die oberhalb des Wertes 30 liegen.

Die Fraktionen von Granat (24%), Grüner Hornblende (22%), Epidot (20%) sowie Zirkon (17%) treten im Spektrum der Schwerminerale des W3-Tills gegenüber den übrigen Mineralgehalten deutlich hervor (Abb. 53).

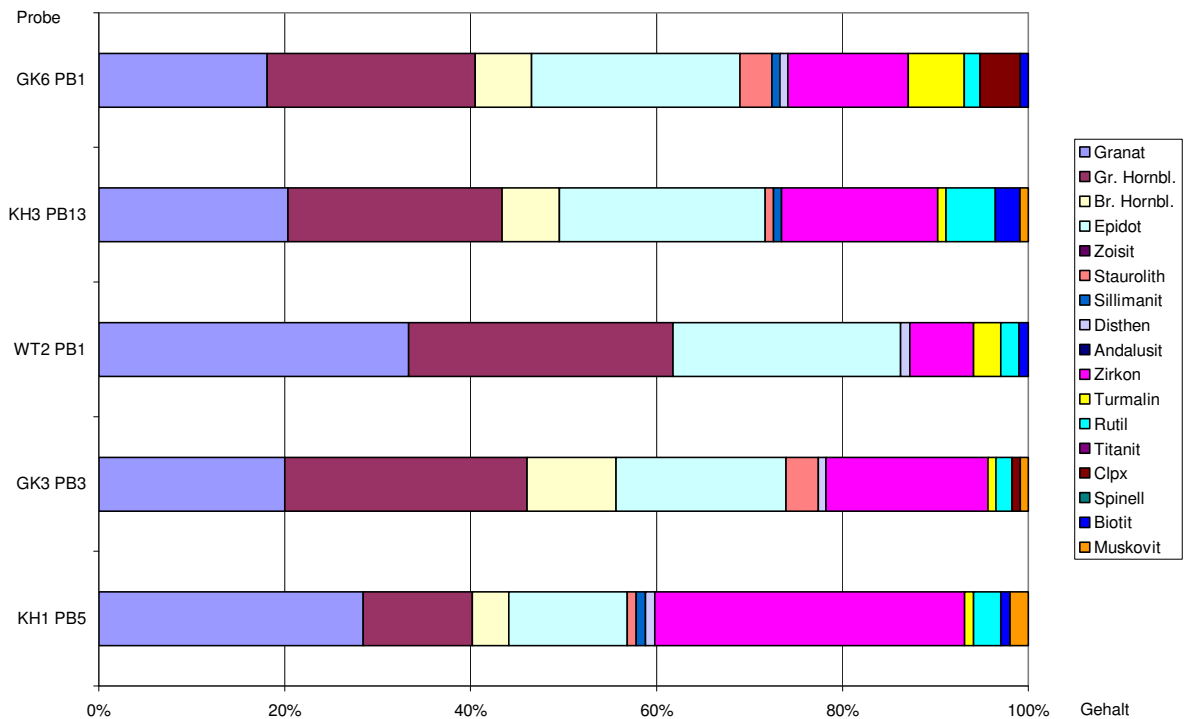


Abb. 53: Schwermineralfraktionen der Proben aus dem Bereich des W3-Tills.

4.8.2 Das 3D-Modell

4.8.2.1 Schichtverbreitung

Der Till W3 ist im Bereich nördlich des W3-Außenrandes bis auf die Gebiete holozäner Ausräumung flächendeckend anstehend (Abb. 54). Insbesondere im Nordosten und Südosten von Wismar sind die W3-Ablagerungen großräumig lediglich lückenhaft bzw. residual vorhanden.

4.8.2.2 Basishöhen

Die Basis des W3-Tills steigt von 2-3 m ü. NN im Küstenbereich der Insel Poel bis auf über 46 m ü. NN zum W3-Außenrand hin an (Abb. 54). Die Sedimente steigen also insgesamt in ihrer Schichtbasishöhe von Norden nach Süden an. Maximalanstiege oberhalb 35 m ü. NN bei Elmenhorst, zwischen Bossow und Wietow sowie zwischen Boiensdorf und Malpendorf sind auf Stauchungsbereiche zurückzuführen, die auch durch ältere Ablagerungen nachgezeichnet werden.

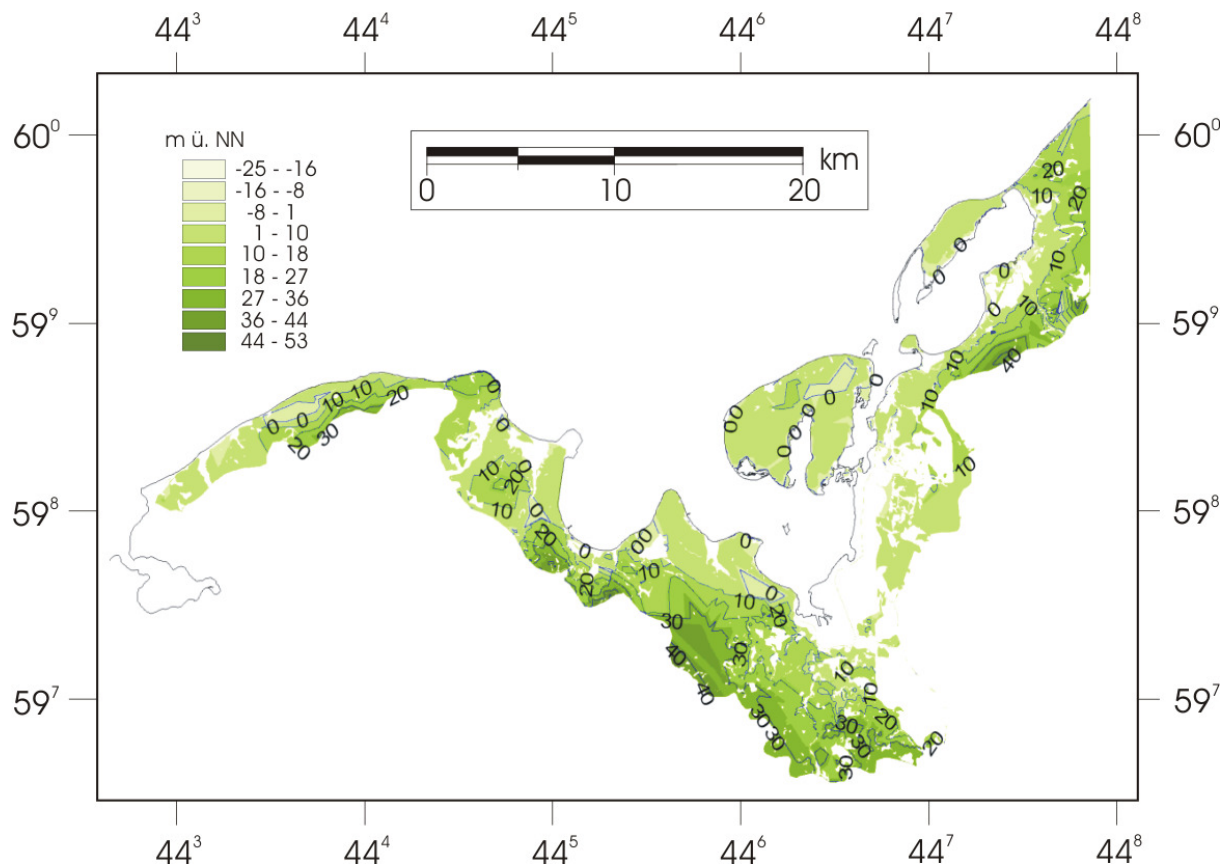


Abb. 54: Mittels ArcView berechnete Schichtbasis des Tills W3 mit generierten Isolines.

4.8.2.3 Mächtigkeiten

Die Mächtigkeit des W3-Tills beträgt in ungestörten Bereichen im Mittel 0,5 – 5 m. Sie kann jedoch in gestörten Außenrandbereichen des W3-Maximalvorstoßes und in inneren Stauchungszonen auf über 30 m ansteigen (Abb. 55). Hinzu tritt, dass bei Abstinenz einer J4- und einer J3-Zwischenschicht der W3-Till in den W2-Till übergeht, so dass eine eindeutige Grenzziehung der Basis erschwert ist und sich scheinbar erhöhte Mächtigkeiten ergeben können.

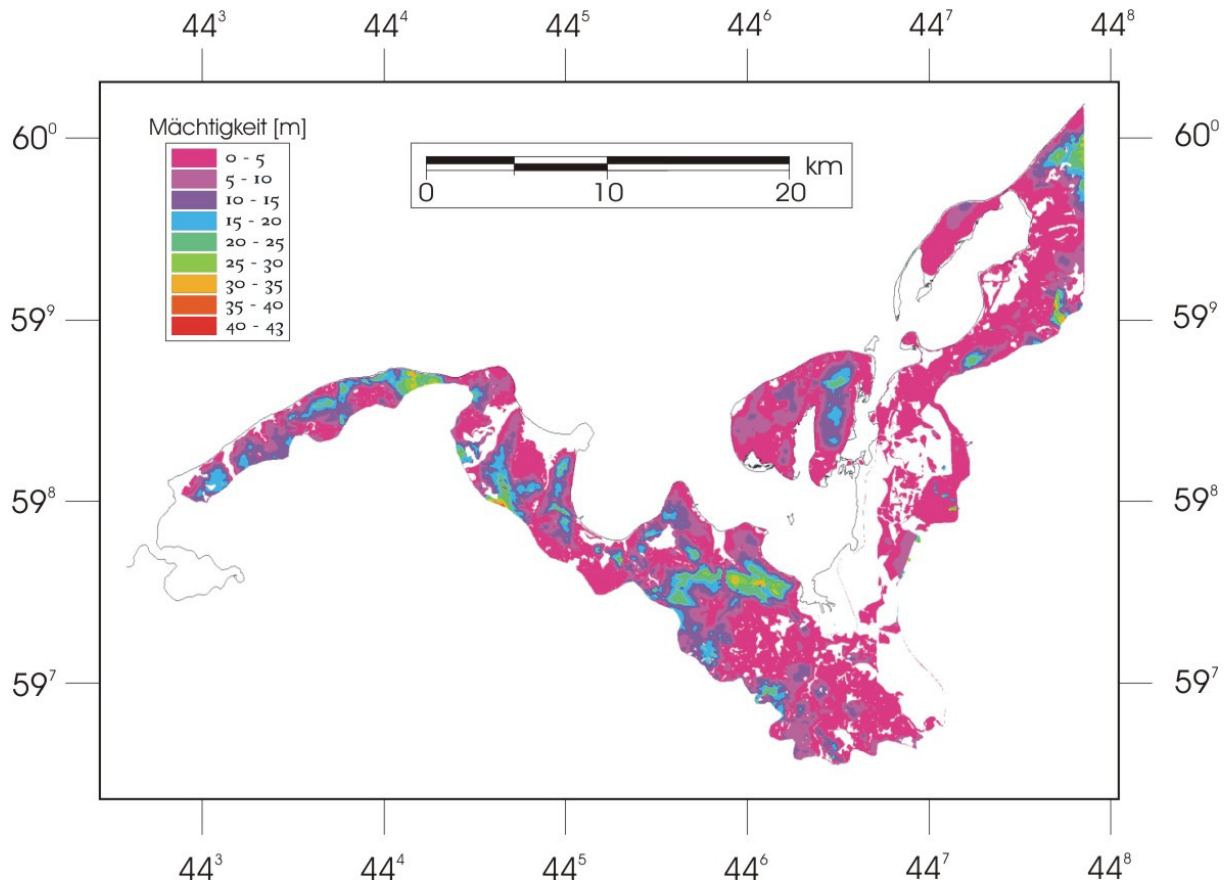


Abb. 55: Mittels ArcView berechnete Mächtigkeit des Tills W3.

4.9 Zwischensediment J5

4.9.1 Sedimentologie

Das Zwischensediment J5 ist im Arbeitsgebiet ähnlich wie das Zwischensediment J4 ausgebildet, wobei die Ablagerungen häufig unmerklich ineinander übergehen, so dass eine präzise Abgrenzung beider Schichten erschwert ist. Die Auswertungen der Bohrergebnisse zeigen meist eine siltige Fein- bis Mittelsandausbildung, wobei die Korngrößen bisweilen vom Liegenden zum Hangenden hin tendenziell abnehmen. Da größere Aufschlüsse im Bereich der Schicht J5 fehlen war eine repräsentative Probenahme im Rahmen dieser Arbeit zur weiteren sedimentologischen Charakterisierung nicht möglich.

4.9.2 Das 3D-Modell

4.9.2.1 Schichtverbreitung

Sedimente der Schicht J5 stehen rezent großflächig insbesondere im nordöstlichen Bereich der Wismarbucht zwischen Friedrichsdorf und Kritzowburg sowie bei

Russow, südlich von Rerik an (Abb. 56). Kleinere Vorkommen erstrecken sich im gesamten Bereich des ehemals vom W3-Gletscher bedeckten Gebiet von Barendorf westlich Kalkhorst bis Neu Gaarz bei Rerik.

4.9.2.2 Basishöhen

Da die Ablagerungen J5 im Arbeitsgebiet größtenteils nur (noch) kleinräumig vorhanden sind ist die eindeutige Trendanalyse eines großräumig geschlossenen Basishöhenverlaufs nurmehr im Bereich der großflächigsten Bedeckung im Raum nordöstlich der Wismarbucht gegeben. Von der Wismarbucht ausgehend steigen die Basishöhen des J5-Zwischensedimentes von um 0 m ü. NN zum Landesinneren auf über 10 m ü NN an (Abb. 56). Die größten Höhen werden in diesem Areal mit 20 m ü. NN bei Friedrichsdorf erreicht. Der Anstieg der Basishöhen zum Landesinneren hin kann insgesamt betrachtet auch bei den kleineren Restflächen des J5-Sedimentes beobachtet werden. Die höchsten Basiswerte von bis zu 37 m ü. NN für J5 liegen im Randbereich des W3-Vorstoßes. Bei einem relativ schnellen Anstieg auf kurzer Distanz werden somit bei Malpendorf, südlich und westlich Dorf Mecklenburg sowie zwischen Bössow und Groß Walmstorf Stauchzonen nachgezeichnet.

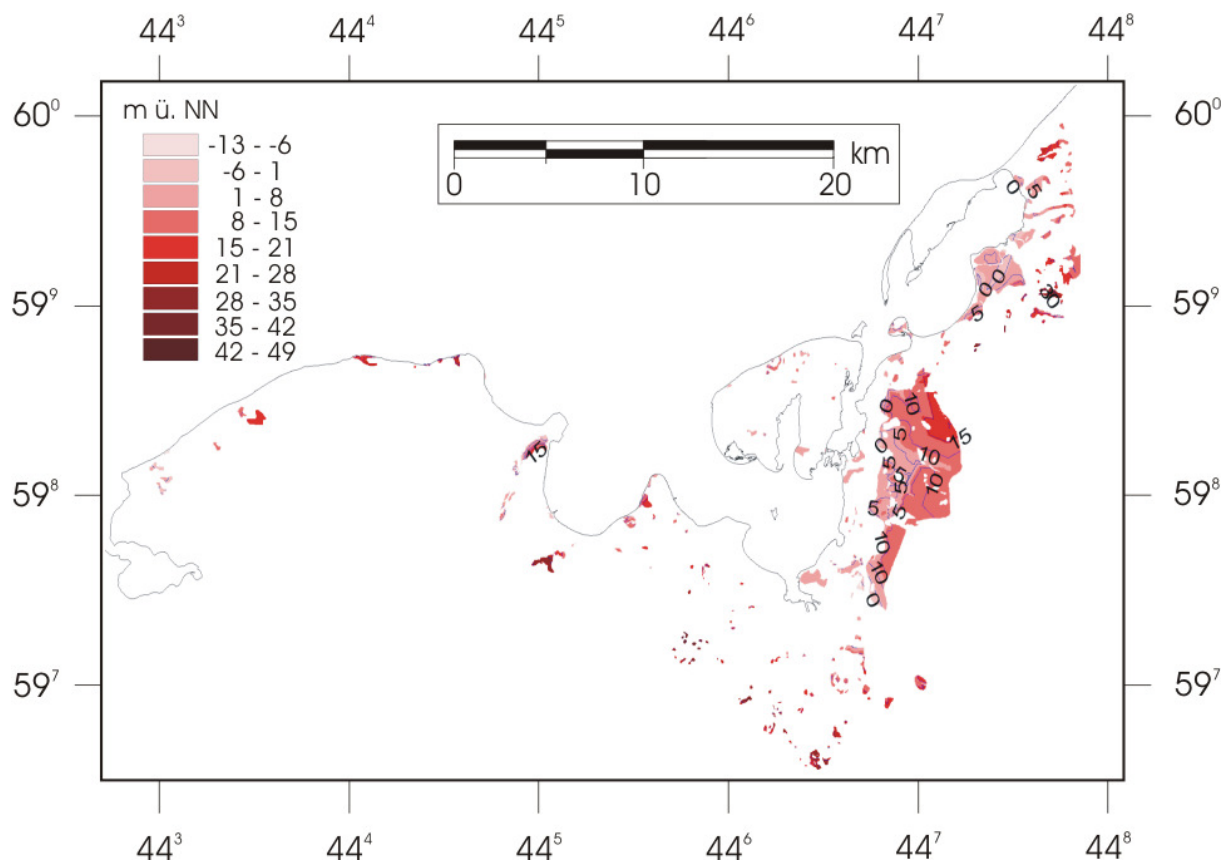


Abb. 56: Mittels ArcView berechnete Schichtbasis des Sedimentes J5 mit generierten Isolinien.

4.9.2.3 Mächtigkeiten

Die mittlere berechnete Mächtigkeit der J5-Sedimente im Arbeitsgebiet beträgt wenige dm bis 2 m. Bei Rosenhagen im Westen des Untersuchungsgebietes und im Raum zwischen nördlich Neubukow und Neu Gaartz im Osten des Arbeitsgebietes steigen die Mächtigkeiten auf über 20 m, im Gebiet westlich von Neuburg-Steinhausen sogar auf über 30 m (Abb. 57). Alle Bereiche mit solchen stark ansteigenden Mächtigkeiten liegen am Außenrand des W3-Vorstoßes. Die stark erhöhten Mächtigkeiten sind zum einen auf Prozesse der Stauchung und zum anderen auf den unmerklichen Übergang zu darunter lagernden, jüngeren Sedimenten zurückzuführen, wobei eine interpolierte Grenzziehung durch die Stauchzonenproblematik mit Basishöhen- und somit Mächtigkeitsprüngen auf kurzer Distanz erschwert ist.

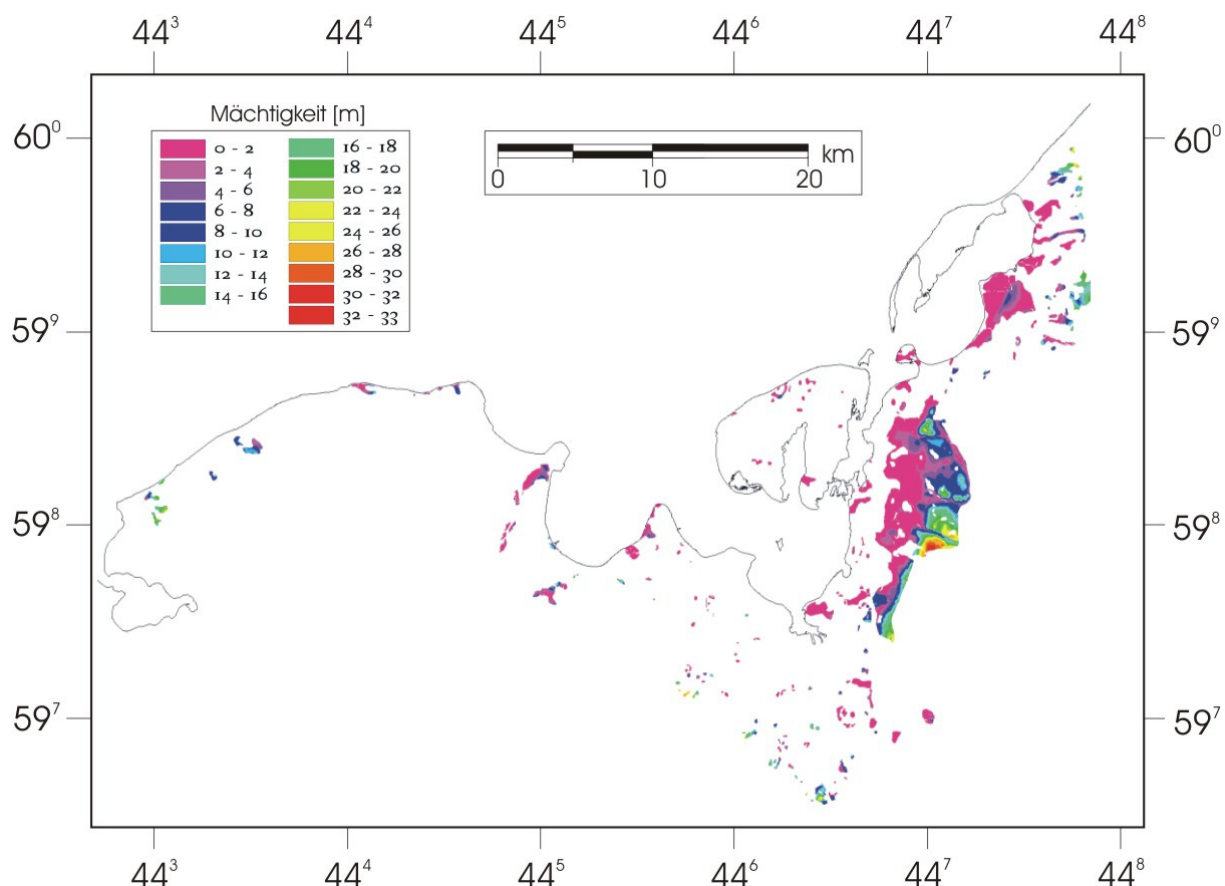


Abb. 57: Mittels ArcView berechnete Mächtigkeit des Sedimentes J5.

4.10 Holozän

4.10.1 Sedimentologie

Holozäne Ablagerungen kommen im Arbeitsgebiet in unterschiedlichster Ausbildung vor. Da nicht ihre sedimentologische Ausbildung, sondern ihre 3D-Verbreitung zur

Abgrenzung der W3-Oberfläche von Interesse für die vorliegende Arbeit ist, sei hier für die sedimentologische Ausbildung beispielhaft auf die GEOLOGISCHE KARTE VON MECKLENBURG-VORPOMMERN 1:25.000, Blatt 2131 Schönberg (GLA MV 1995) verwiesen.

4.10.2 Das 3D-Modell

4.10.2.1 Schichtverbreitung, Basishöhen, Mächtigkeiten

Je nach Art der Genese sind differenzierte größere räumlich zusammenhängende Erstreckungen anstehender holozäner Schichten zu verzeichnen. Die Basishöhe aller Schichtflächen des Holozäns ist stark variabel und hängt in erster Linie vom Oberflächenrelief der unterlagernden pleistozänen Schichten ab, die von den holozänen Ablagerungen z. T. geringmächtig wie ein Schleier überdeckt sind (Abb. 58).

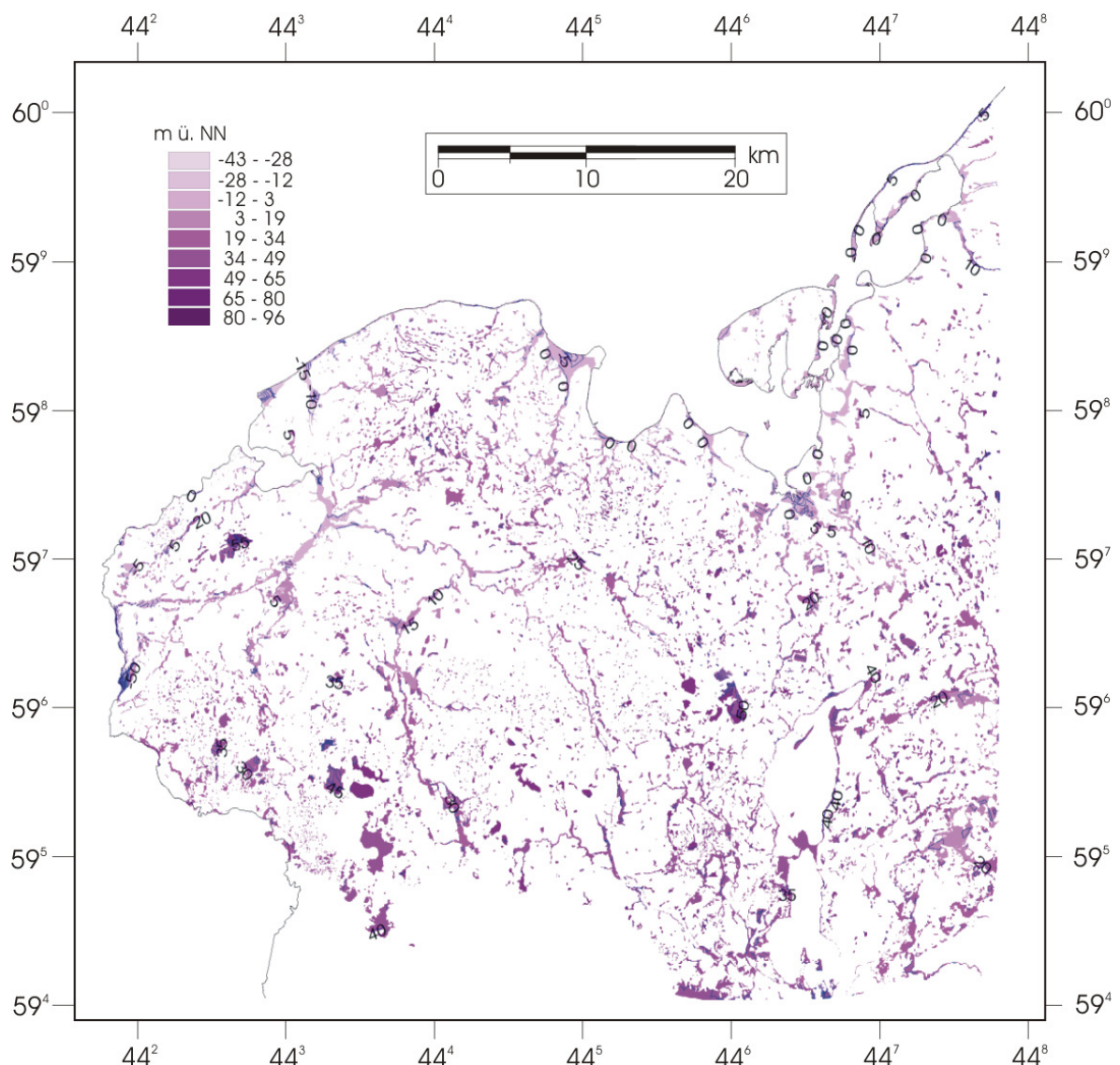


Abb. 58: Mittels ArcView berechnete Schichtbasis des Holozäns mit generierten Isolinien.

In Talniederungen, Senken und anthropogenen Auffüllungsbereichen werden größere, zusammenhängende Areale mit z. T. höheren Holozän-Mächtigkeiten, einheitlicherem Basishöhengefüge bzw. –gefälle erreicht. Die höchste Holozänbasis mit Werten oberhalb 90 m ü. NN ist im Bereich des Heidberges bei Barendorf / Hamberge anzutreffen, mit 113 m ü. NN die höchste Erhebung im Untersuchungsgebiet (Abb. 58).

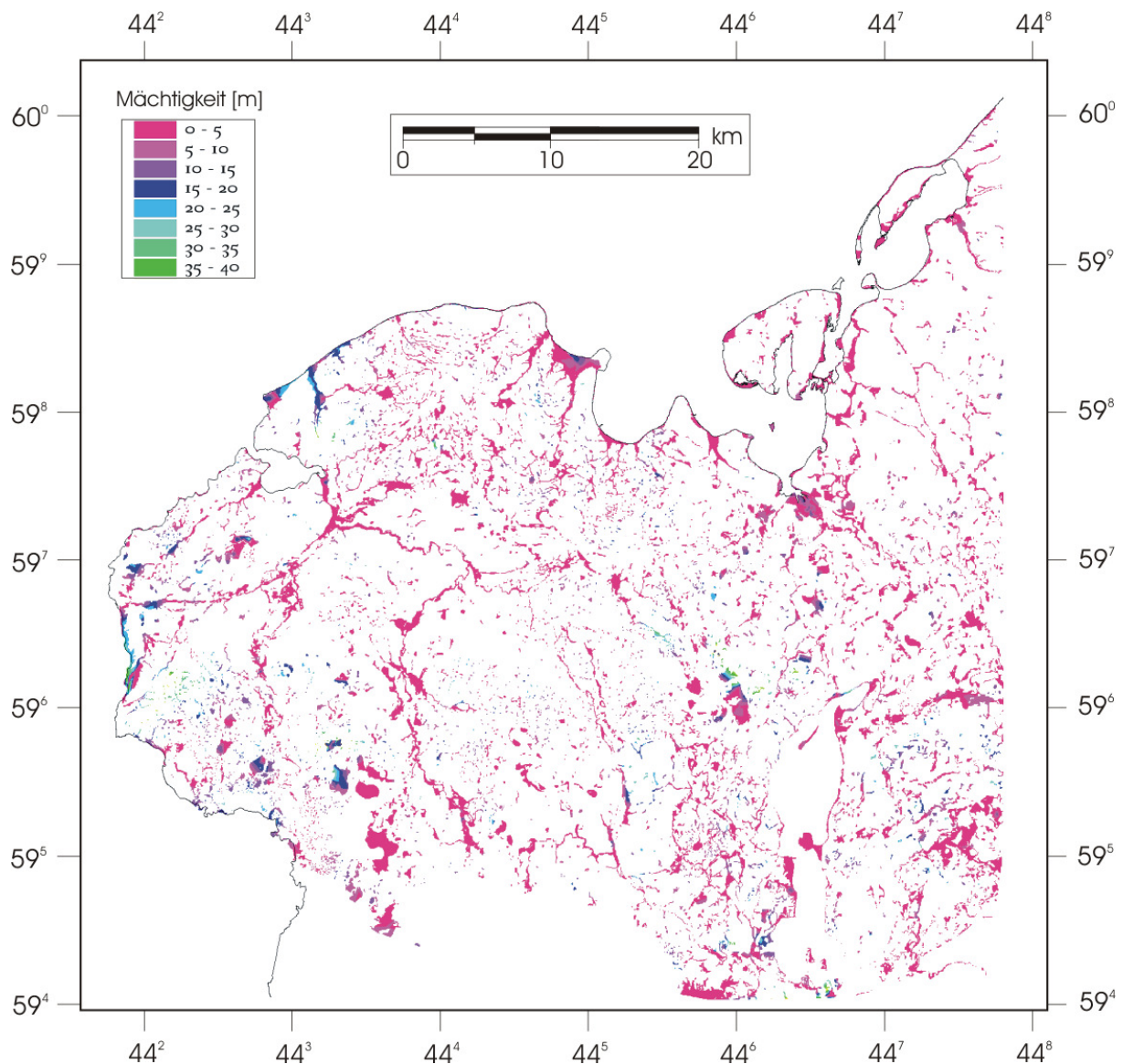


Abb. 59: Mittels ArcView berechnete Mächtigkeit des Holozäns.

Den breitesten Raum im Untersuchungsgebiet nehmen innerhalb der holozänen Ablagerungen die Niedermoorsedimente ein (Karte der quartären Bildungen – Oberfläche bis fünf Meter Tiefe – Blatt 21/22 Boitzenburg / Schwerin). Sie sind im

Bereich von größeren Fließ- und stehenden Gewässern anzutreffen. Ihre Mächtigkeit beträgt nach den Modellrechnungen größtenteils im Mittel wenige Dezimeter bis zu 2 m (Abb. 59). Maximalwerte von über 4 m werden z. B. im Bereich zwischen Ventschow und Blankenberg östlich des nördlichen Schweriner Sees erreicht.

Großflächigere anthropogene Auffüllungen in Form von Abraum- und Mülldeponiestandorten sind insbesondere im Umland von Wismar sowie mit der Deponie Ihlenberg nordöstlich von Schönberg vorhanden (Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1 : 25.000 – 2131 Schönberg, Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1 : 25.000 – 2134 Wismar). Die mittlere Mächtigkeit dieser Ablagerungen beträgt 5-15m (Abb. 59). Maximale Holozänmächtigkeiten von über 20 m sind insbesondere im westlichen Küstenbereich des Arbeitsgebietes anzutreffen. Darüber hinaus stark erhöhte Mächtigkeiten erscheinen weniger plausibel und sind z. T. möglicherweise auf fehlerhafte Bohransatzhöhenaufnahmen zurückzuführen. Die Hangneigung der Basisflächen des Holozäns betragen zu einem Großteil zwischen 0° und 3°, im Mittel aller Flächen 0,6°.

5. Relative, stratigrafische Alterseinstufung und räumliche Grenzziehung der modellierten Sedimente unter Berücksichtigung der angewandten Arbeitsmethoden innerhalb des Untersuchungsgebietes

Nachdem in den vorangegangenen Kapiteln auf die Ausbildung und Abgrenzung der unterschiedlichen Sedimente im Untersuchungsgebiet eingegangen worden ist, sollen im Folgenden Argumente für und wider einer relativen Alterseinstufung und räumlichen Grenzziehung zueinander, abhängig von den unterschiedlichen angewandten Arbeitsmethoden, erörtert werden. Die für die Untersuchungen herangezogenen Proben, auf die sich die Ausführungen in den nächsten Unterkapiteln beziehen, wurden an den in Abb. 60 dargestellten Probenentnahmepunkten (Kliffsektionen, Sanderaufschlüsse, oberflächennahe Beprobungen) gewonnen.

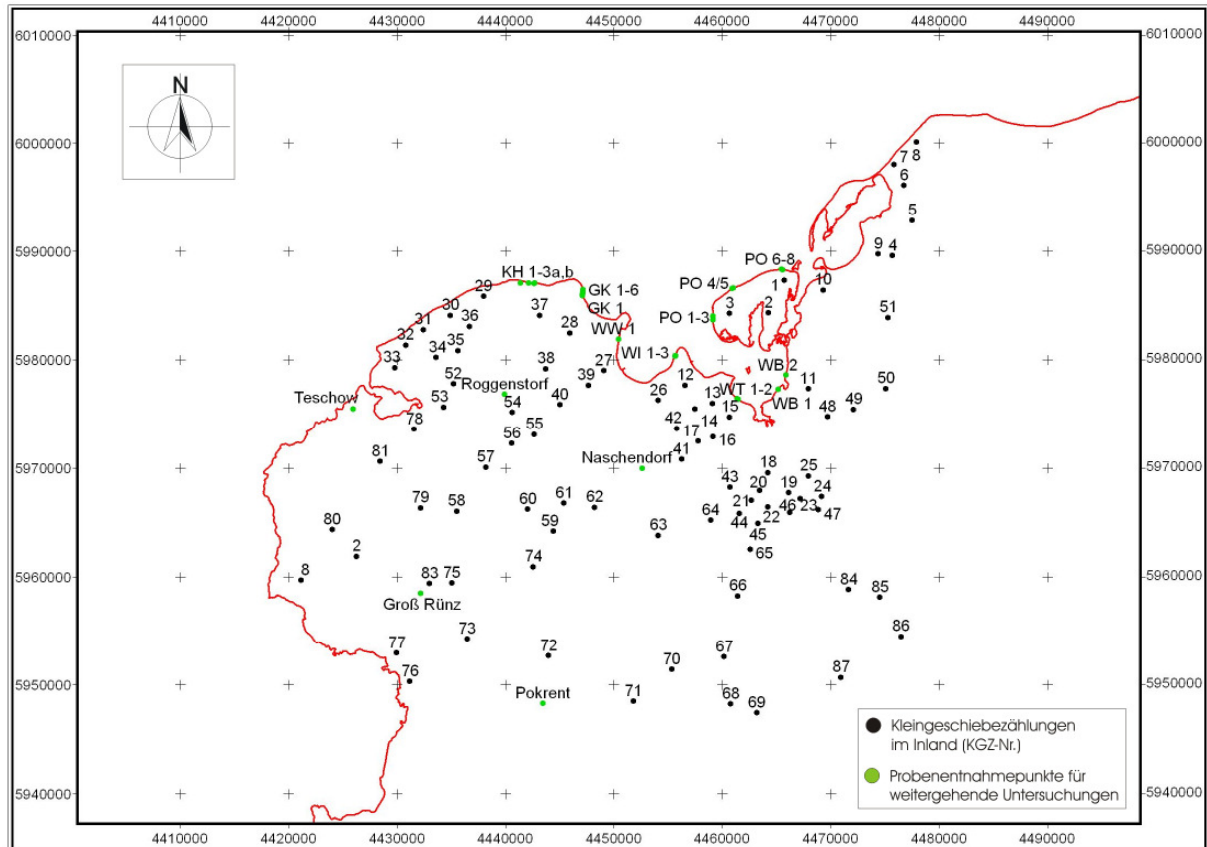


Abb. 60: Probenentnahmelokalitäten im Untersuchungsgebiet.

5.1 Sedimentologisch-petrografische Analyse

5.1.1 Kleingeschiebeauswertung

Die Ergebnisse der Kleingeschiebeauszählung zeigen, dass die im Arbeitsgebiet abgelagerten Tills mittlere Gehaltsmaxima bei den Fraktionen Kristallin und Paläozoische Kalke aufweisen (Tab. 5, Abb. 61). Der Anteil des Kristallins nimmt hierbei von über 40% beim S2-Till auf Werte um 30% bei den hochweichselzeitlichen Tills ab. Der Gehalt an Paläozoischen Kalken hingegen zeigt mit 22-23% ein Minimum für die W2-Tills, die übrigen Tills liegen bei Werten von 28-32%. Der S2-Till weist mit 4% übrigen Sedimentärgeschieben den geringsten Gehaltsanteil aller Tills auf. Dieser Anteil liegt bei den jüngeren Ablagerungen im zweistelligen Bereich. Auffallend ist zudem mit 12% der relativ erhöhte Quarz- und Flintgehalt der Proben des W3-Tills, die für die älteren Sedimente im einstelligen Bereich liegen. Hierbei könnte es sich um eine ablagerungsbedingte primäre Fraktionierung oder auch um sekundär induzierte Verwitterungseffekte handeln, durch die der Gehalt

verwitterungsresistenterer Kleingeschiebe in Relation zum Gesamtfractionsgehalt erhöht worden ist.

Schicht	KR	PK	KK	FL	QZ	SG
W3	28	28	8	14	12	11
W2o	30	23	14	10	7	16
W2u	26	22	19	11	5	16
W1	37	28	9	7	8	11
S2	41	32	11	10	3	4

Tab. 5: Mittlere Kleingeschiebegehalte (in %) der untersuchten Tills im Arbeitsgebiet.

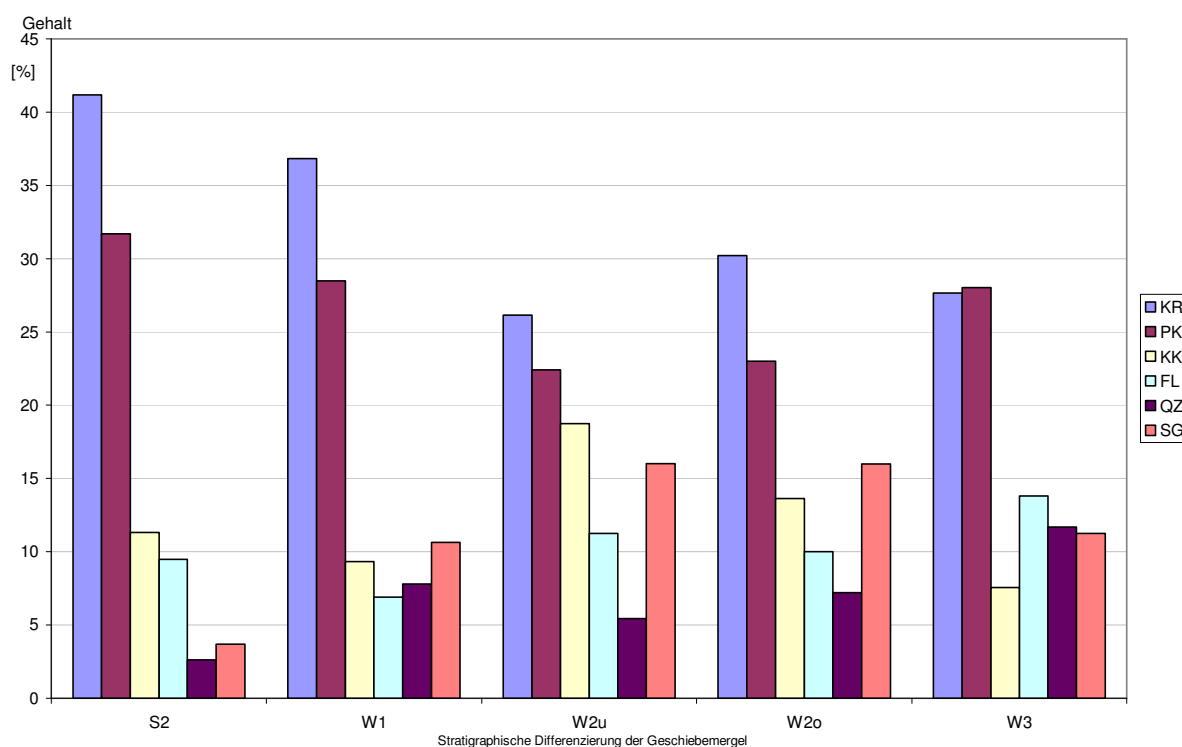


Abb. 61: Mittlere Kleingeschiebegehalte der Tills im Untersuchungsgebiet.

Insbesondere beim Vergleich der Proben aus den Kliffsektionen und den Kleingeschiebezählungen im Inlandbereich (s. Tab. A2 u. A3 sowie Abb. 62) zeigt sich eine sukzessive Abnahme der Kreidekalkfraktion sowie ein Anstieg des Quarzgehaltes für den Till W3 zum Inland hin. Zum Vergleich zu den älteren Tills (W2u, W2o) weist der Till W3 im Mittel ebenfalls die höchsten Quarz- und die geringsten Kreidekalkanteile auf. Der ebenso gegenüber den beiden anderen Tills erhöhte Flintgehalt könnte in Verbindung mit der Reduktion des

Kreidekalkgeschiebeinhalts auf sekundäre Verwitterungsüberprägungen im nördlichen Bereich des Arbeitsgebietes, dessen Oberfläche vom W3-Till bedeckt ist, hindeuten. Zudem sei auf die miteinander verglichenen Distanzen der Probenentnahme im Inlandbereich hingewiesen, wobei die W2-Till-Proben weiter südlich entnommen worden sind. Die an den Küstenabschnitten, also in nahezu vertikal übereinander folgenden Schichten entnommenen Proben mit den gegenüber dem W2-Till erhöhten Quarz- und Flintgehalten des W3-Tills deuten jedoch auf eine wenigstens tendenziell vorhandene Vergleichsmöglichkeit auch in lateraler Differenz des Probenentnahmeortes hin.

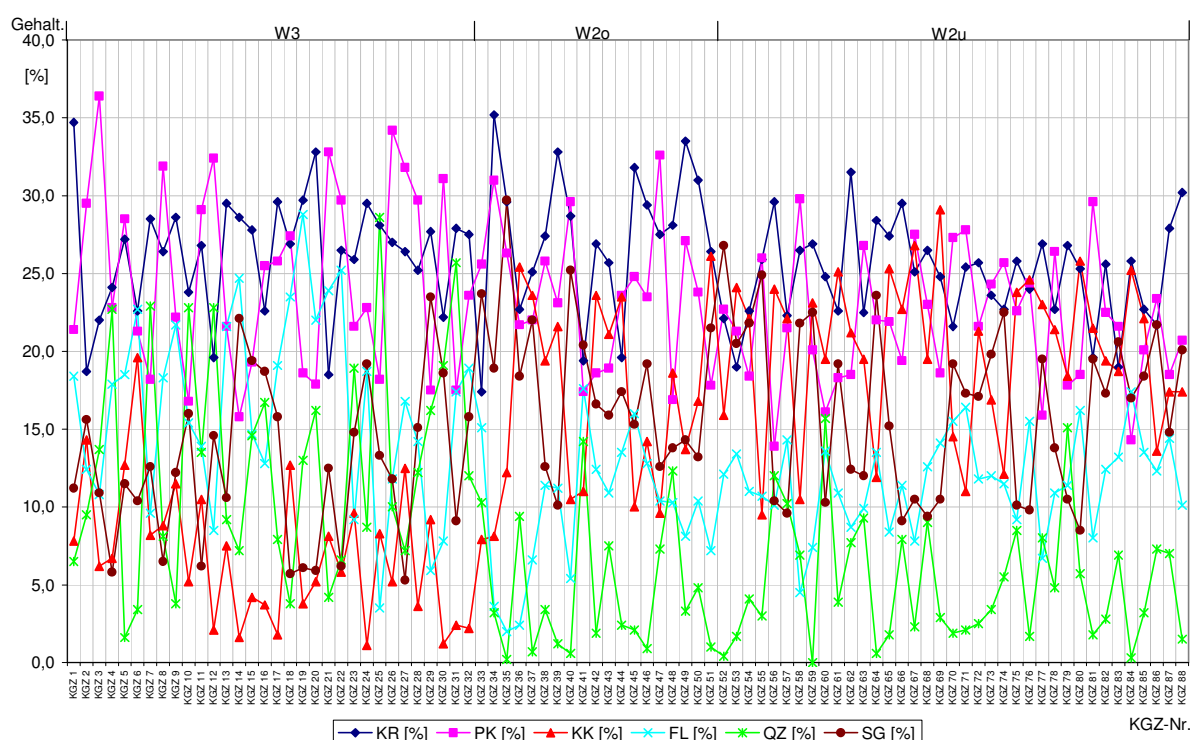


Abb. 62: Rel. Gehalt der Kleingeschiebefractionen der Tillproben des Inlandbereiches.

Dass mitunter mit einer erheblichen Differenz der Kleingeschiebegehalte, sowohl in vertikaler, wie auch in lateraler Ausdehnung bei den einzelnen Tills im Arbeitsgebiet gerechnet werden muss, zeigen zum einen die breiten Varianzen der Gehalte, selbst bei kleineren Aufschlussektionen (Tab. A2) oder sogar in der gleichen Schicht. Auch wenn, insbesondere durch die Methodik der Ermittlung des Theoretischen Geschiebezentrums (TGZ), die einer großen Erfahrung in Bezug auf die petrografische Auswertung bedarf (s. LÜTTIG 1957, HESEMANN 1975 sowie freundl. schriftl. Mitt. Prof. Dr. G. Lüttig) geschiebestratigrafische Tendenzen für die

Sedimente Mecklenburg-Vorpommerns und angrenzender Gebiete ermittelbar sind, so sind deren Aussagen jedoch in Abhängigkeit von der angewandten Methode (dänische KGZ-, HESEMANN-, TGZ-Methode), den regionalen Varianzen in der Sedimentausbildung und vom Vergleich untereinander her variabel (RÜHBERG 1999). Der Vergleich der Kleingeschiebegehalte der Tills an den Kliffs im Norden des Arbeitsgebietes (s. RÜHBERG 1969, 1987) und den ihnen zugeordneten äquivalenten Tills in den Bohrungen weiter im südlichen Inlandsbereich (z. B. MÜLLER 2004) zeigt, dass die Ergebnisse auf Grund der räumlichen Varianz der Sedimentausbildung nur bedingt miteinander vergleichbar sind. Deutlichste Varianzen bei den Kleingeschiebegehalten zeigen sich im Vergleich der geschiebestatistischen Auswertung der einzelnen Tills bei den namensgebenden übergeordneten Komplexen wie saale- und weichsel-zeitlicher Ablagerungen, wenn teilweise auch eine großflächigere Untergliederung von direkt aufeinander lagernden Tills durch TGZ-Analytik möglich erscheint (MÜLLER 2004, RÜHBERG 1999). Stratigrafisch verwertbare Aussagen ergeben sich durch die Bildung scheinbar mit räumlich begrenzt aussagekräftigen (RÜHBERG 1999) aufwändigen Koeffizienten bzw. Quotienten, wie sie z. B. von RÜHBERG (1967), MÜLLER, RÜHBERG & KRIENKE (1995) und RÜHBERG & BREMER (1995) für den Bereich der Kliffsektionen der Insel Poel eingesetzt worden sind. Die Ergebnisse dieser Berechnungen konnten teilweise durch die eigenen Analysen bestätigt werden (s. Kap. 4.1.2).

Basierend auf der Kleingeschiebe-Quotientenbildung, um mögliche eindeutigere geschiebestratigrafische Differenzierungen der Tills im Arbeitsgebiet vornehmen zu können, wurden neben der rein relativen Quantifizierung der einzelnen Fraktionsgehalte weitere Auswertungen auf mathematischer Basis durchgeführt. Abb. 63 und 64 zeigen die Gegenüberstellung der Kleingeschiebequotienten PK/SG und KR/SG der analysierten Tillproben. Abgesehen von wenigen Extremalwerten bzw. Ausreißern liegen die Datenpunkte dicht zusammen. Dies ist auf den ähnlich hohen Gehalt der Proben an Paläozoischen Kalken und Kristallingschieben zurückzuführen.

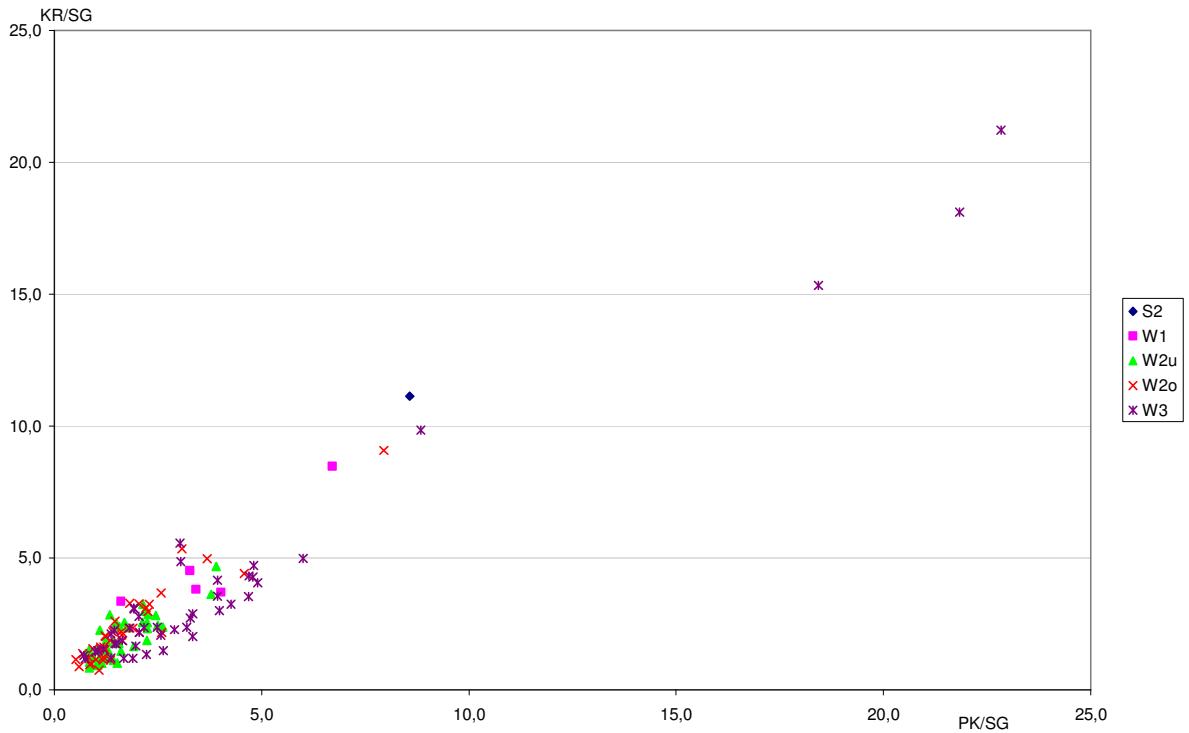


Abb. 63: Gegenüberstellung der Kleingeschiebequotienten PK/SG und KR/SG für die analysierten Tills.

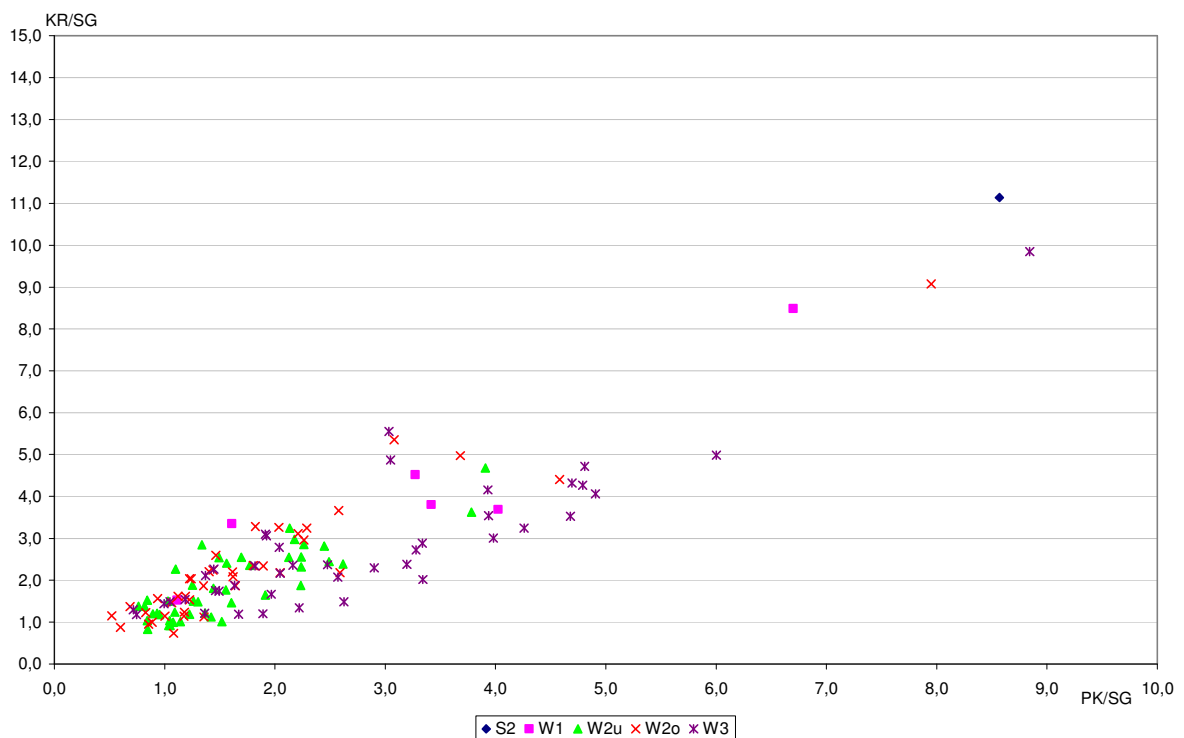


Abb. 64: Gegenüberstellung der Kleingeschiebequotienten PK/SG und KR/SG der untersuchten Tills. Diagramm wie Abb. 63, jedoch im unteren Niveau aufgespreizt und daher ohne Extremalwerte von W3.

Beim Vergleich der mittleren PK/SG-Quotienten liegt das relative Minimum mit einem Wert von 1,6 beim Till W2u (Abb. 65). Ebenso verhält es sich beim KR/SG-Wert, der für den Till W2u im Mittel bei 1,9 liegt und der bei den übrigen weichsel-zeitlichen Tills bis auf einen Mittelwert von 4,2 (W1-Till) ansteigen kann (Abb. 66). Die größten Varianzen bei beiden Werten liegen für den W3-Till vor, die auf die starken Gehaltsschwankungen der beiden Fraktionen an Paläozoischen Kalken und Nordischen Kristallineschieben zurückzuführen sind (Abb. 52).

Den größten Aussagegehalt in Bezug auf eine geschiebestatistisch stratigrafische Differenzierung wird durch die grafisch-mathematische Auswertung mittels der Berechnung des Kleingeschiebequotienten $[SG/(FL+SG+PK)] \times 100$ erreicht (Abb. 68). Zwar zeigt sich auch hier die breiträumige Überschneidung der Ergebnisse im Bereich von den Mittel- zu den Extremalwerten, jedoch zeigen die Mittelwerte der einzelnen Tills eine größere Aufspreizung an, als es bei den anderen auswertenden Quotienten der Fall ist. Vom S2- über den W1- Till zeigt sich ein Anstieg der Werte von 8,2 auf 23,1 an. Im Bereich des W2u- und W2o- Tills werden die Maximalwerte der untersuchten Sedimente mit rund 32 erreicht, bis der Mittelwert schließlich wieder auf rund 21 für den W3-Till sinkt. Die beiden W2-Tills zeichnen sich also durch gegenüber den anderen Tills relativ stark erhöhte Mittelwerte beim $[SG/(FL+SG+PK)] \times 100$ Kleingeschiebequotienten aus.

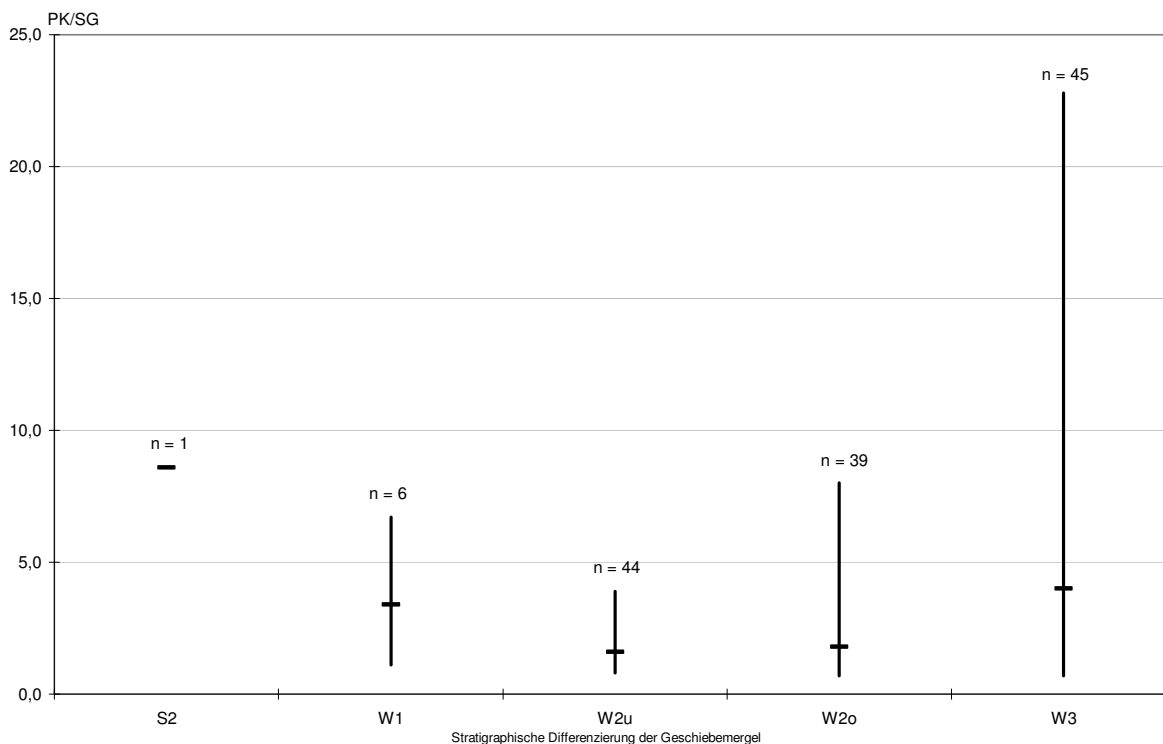


Abb. 65: Darstellung der mittleren Kleingeschiebequotienten PK/SG der jeweiligen Tills mit ihren Proben-Maximal- und Minimalwerten.

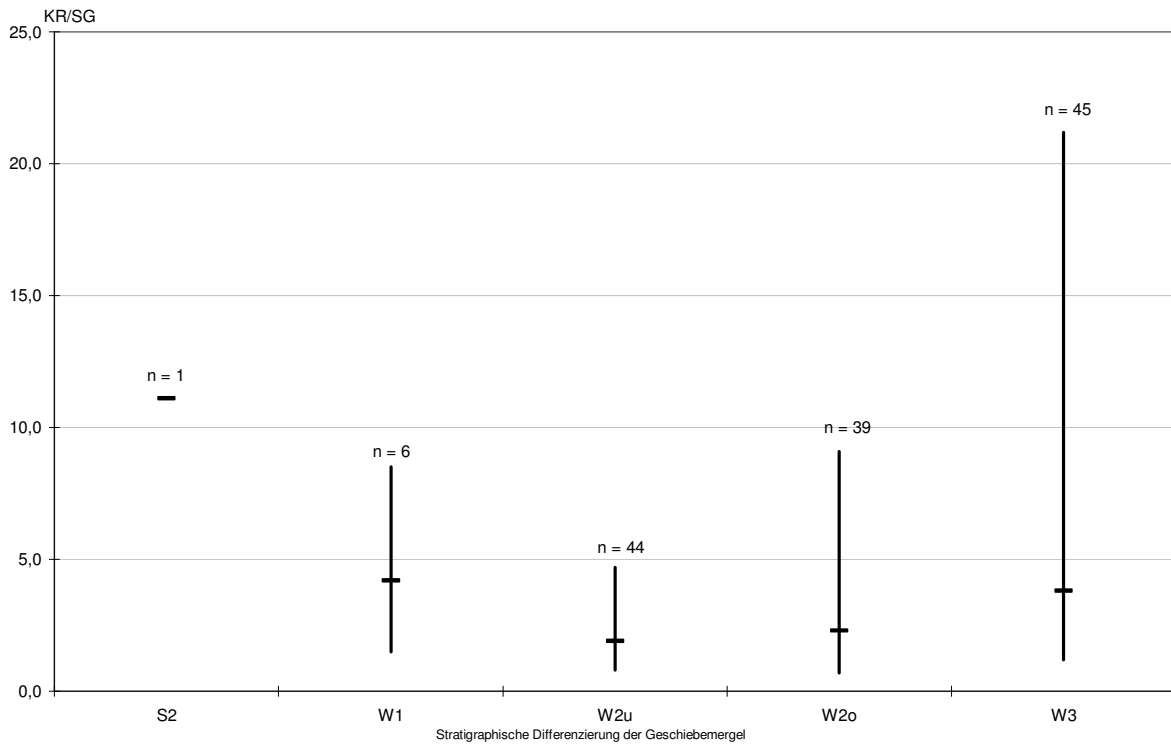


Abb. 66: Mittlere Kleingeschiebequotienten KR/SG der einzelnen Tills mit ihren Proben-Maximal- und Minimalwerten.

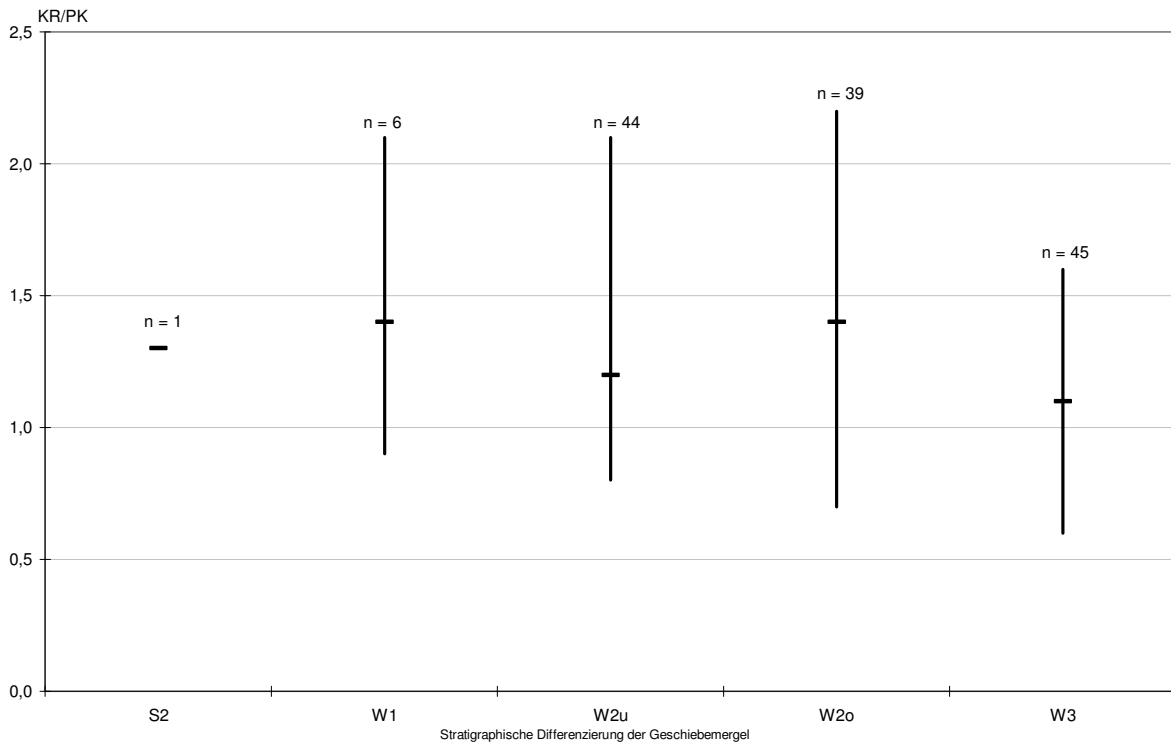


Abb. 67: Mittlere Kleingeschiebequotienten KR/PK der einzelnen Tills mit ihren Proben-Maximal- und Minimalwerten.

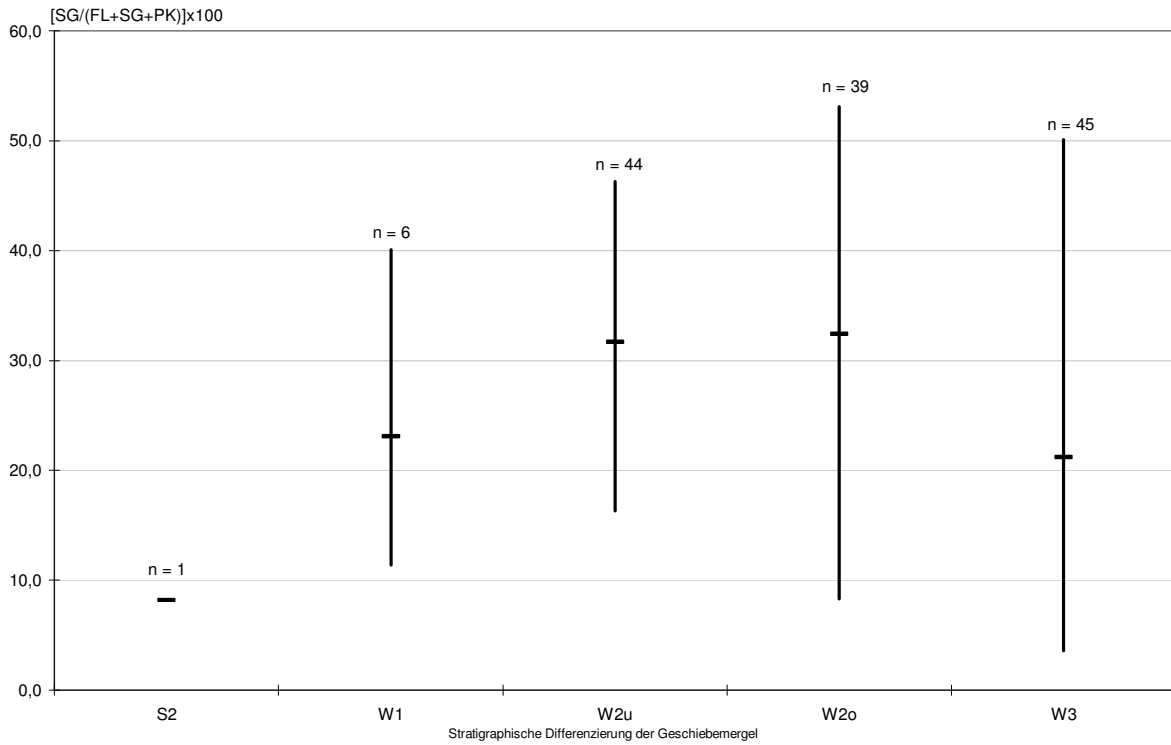


Abb. 68: Darstellung der mittleren Kleingeschiebequotienten $[SG/(FL+SG+PK)] \times 100$ der jeweiligen Tills mit ihren Proben-Maximal- und Minimalwerten.

Abb. 69 zeigt eine Übersicht der weiteren ermittelten einfachen Kleingeschiebequotienten in Abhängigkeit von den analysierten Proben des Inlandbereiches.

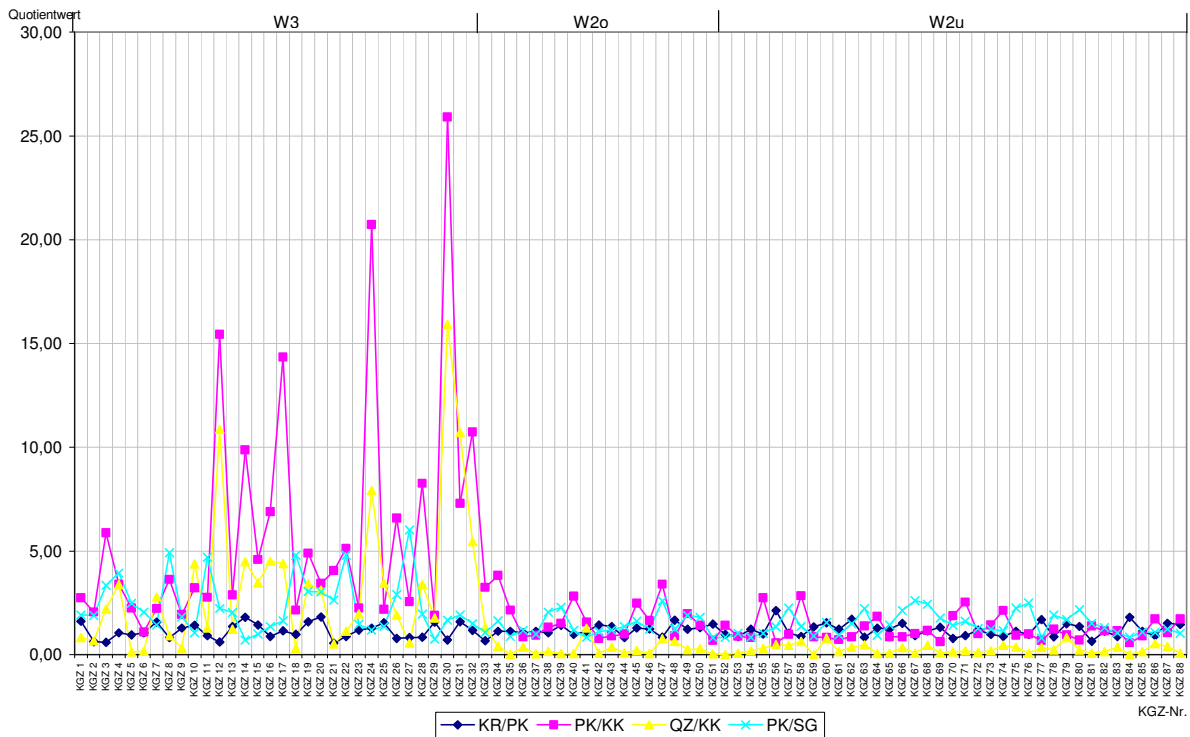


Abb. 69: Übersicht der Kleingeschiebequotienten für die Tillproben des Inlandbereiches.

Auffallend sind die teilweise gegenüber den Tills W2o und W2u zugeordneten erhöhten Quotientwerte PK/KK, QZ/KK und PK/SG von W3. Die Werte für die beiden anderen Tills sind untereinander vergleichbar niedrig.

Die Aufbereitung und Visualisierung der Daten in Dreieckdiagrammen zeigen zusätzliche Möglichkeiten der Till-Differenzierung im Arbeitsgebiet an (Abb. 70). Der Vergleich der Clusterung der Proben aus den Kliffbereichen (1) und der Darstellung aller Proben der Kliffbereiche und des Inlandes (2) für die Fraktionen Nordisches Kristallin (KR), PK (Paläozoische Kalke) sowie Kreidekalk+Flint (KK+FL) zeigt, dass eine Gliederung lokal im Küstenbereich möglich erscheint. Insbesondere die Werte für die Tillproben W2o und W3 (in Abb. 70 farblich umrissen) zeigen eine etwas deutlichere Separation an. Diese Unterteilung ist unter zusätzlicher Darstellung der Proben des Inlandes nicht mehr gegeben. Hier wird die zuvor dargelegte Annahme einer verstärkt lokal möglichen Gliederung deutlich, wobei mit Zunahme der Probenanzahl sich die Werte immer stärker überlagern, so dass weitere Untergliederungen nur durch weitere mathematische Aufarbeitungen, wie in Abb. 68 dargelegt, möglich sind.

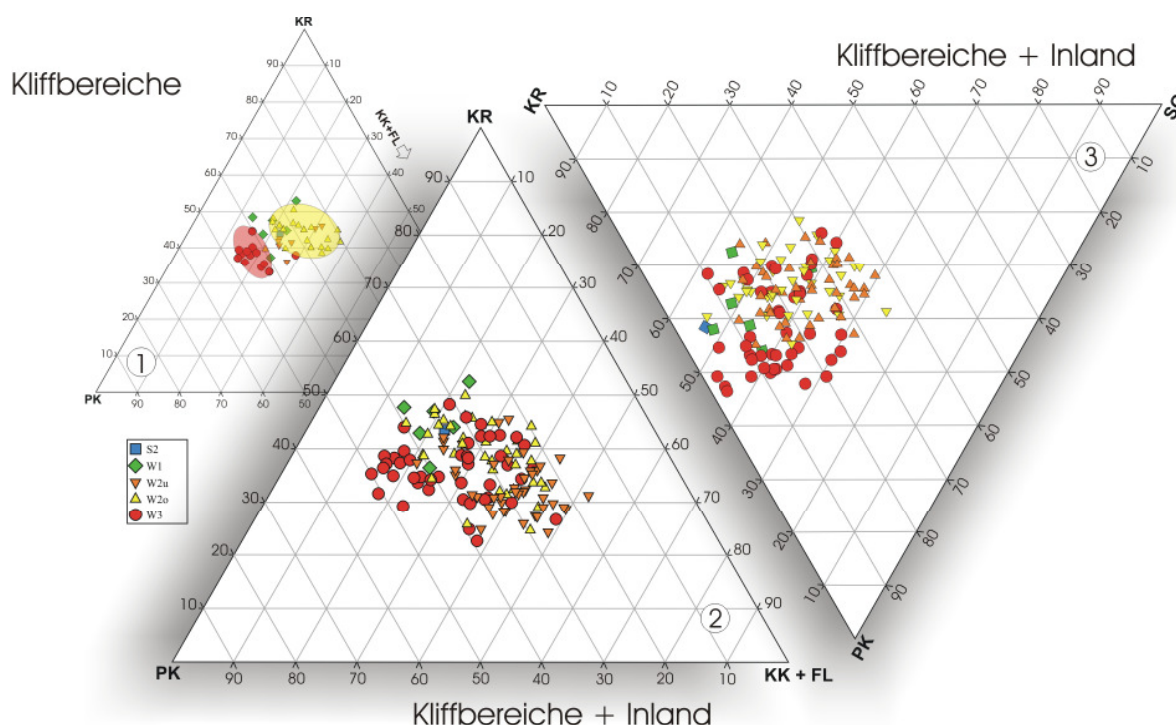


Abb. 70: Dreieckdiagramme der Kleingeschiebeanalysen.

Zusammenfassend kann also festgestellt werden, dass eine geschiebegestützte stratigrafische Untergliederung der Tills S2 bis W3 im Arbeitsgebiet prinzipiell

möglich ist. Hierbei müssen jedoch unterschiedliche Darstellungsmodi und mathematische Aufbereitungsverfahren angewendet werden. Je großräumiger die Vergleiche bzw. Differenzierungen angestrebt werden, desto ungenauer erscheint eine Untergliederung. Damit sind allerdings auch großräumig projizierte Tilledifferenzierungen durch die Kleingeschiebezählung im Arbeitsgebiet auf Grundlage von genau festgelegten Gehaltsnormierungen für die einzelnen Tills lediglich in tendenzieller Hinsicht möglich, nicht aber in einer absoluten Darstellungsweise.

5.1.2 Morphometrie, Maximalgeschiebe, Geschiebeinhalt

Die an den Kliffabschnitten durchgeführten Bestimmungen der Maximalgeschiebe können im Rahmen der vorliegenden Arbeit lediglich einen zusätzlichen informativen Charakter in Bezug auf die Sedimentausbildung der Tills aufweisen.

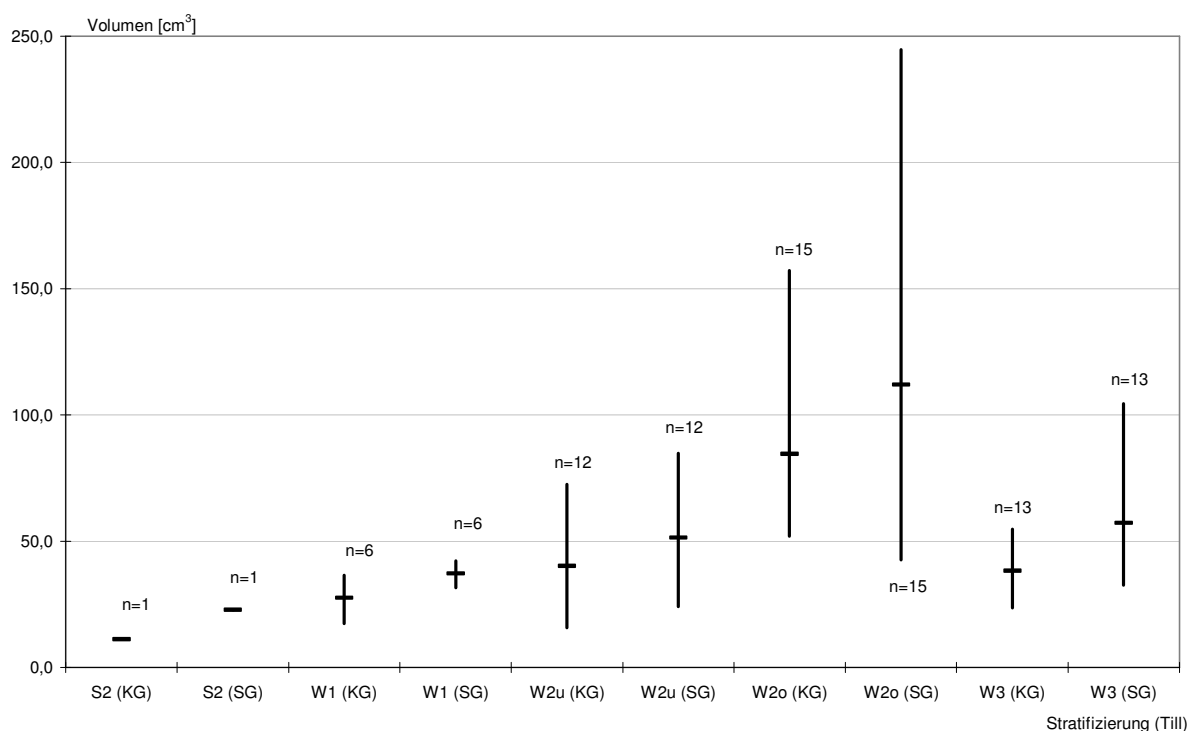


Abb. 71: Mittlere Volumina und Maximal- sowie Minimalwerte der Maximalgeschiebebestimmung. KG: nordische Kristallingeschiebe, SG: siliziklastische Geschiebe.

Diese Aussage ist insbesondere auf die temporäre Aufschlusssituation zurückzuführen, bei der lediglich der momentane Status der in situ aufgeschlossenen Großgeschiebe Berücksichtigung finden kann. Unter Beachtung dieser Maßgabe

sowie der potenziell vorhandenen größeren, zum Zeitpunkt der Geländeaufnahme nicht aufgeschlossenen Geschiebe (die herausgespülten Geschiebe im Strandbereich weisen darauf hin), ergeben sich vom S2-Till bis zum W2o-Till ansteigende Volumina sowohl der Kristallin- als auch der Siliziklastischen Geschiebe (Abb. 71). Das mittlere Volumen der Kristallingeschiebe des W2o-Tills beträgt hierbei rund 85 cm^3 , das der Siliziklastischen Geschiebe 112 cm^3 . Der W3-Till hingegen zeigt mit 38 cm^3 (Kristallin) und 57 cm^3 Volumina, die im Bereich der Geschiebe des W2u- bis W1-Tills liegen.

Der Gehalt der untersuchten Tills an eckigen Klasten, der durch den ermittelten RA-Index angezeigt wird, zeigt bei den Kristallingeschieben einen Anstieg der Werte vom S2- zum W2o-Till hin. Letzterer hat einen mittleren RA-Index von 23 (Abb. 72). Zum W3-Till nehmen die eckigen Komponenten wieder ab. Bei den Paläozoischen Kalken ist ein gegenläufiger Trend zu beobachten. Hier nehmen im Mittel die Gehalte eckiger Klasten, dargelegt durch einen sukzessive sinkenden RA-Index, vom S2- zum W3-Till hin ab.

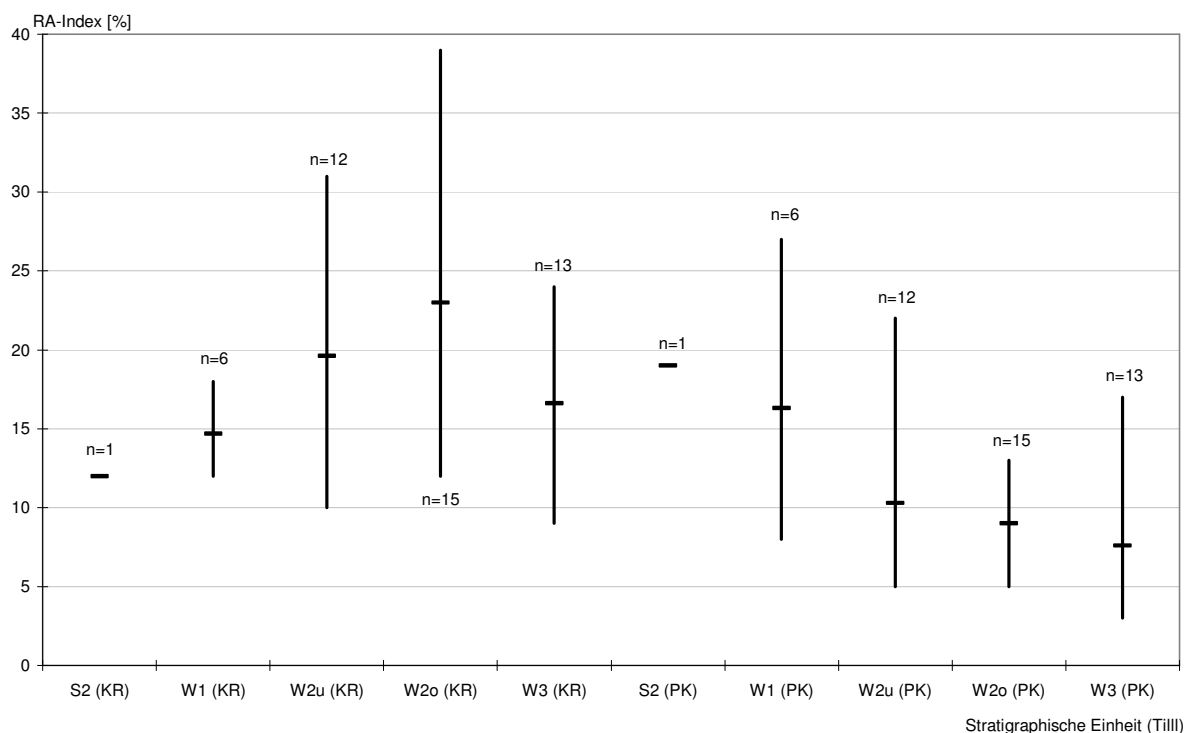


Abb. 72: Mittlere RA-Indices sowie deren maximale Wertebereicherstreckung für die untersuchten Tills. KR: nordisches Kristallin, PK: paläozoische Kalke.

Die mittlere Anzahl der gelängten Partikel ist sowohl bei den Nordischen Kristallingeschieben, als auch bei den Paläozoischen Kalken für den W2u- und den W2o-Till im Vergleich zu den anderen Tills am höchsten, wobei der Gehalt an

gelängten Paläozoischen Kalken (27% für W2u und 28% für W2o) in den beiden genannten Tills den der Kristallinpartikel (22% für W2u und 21% für W2o) übersteigt (Abb. 73).

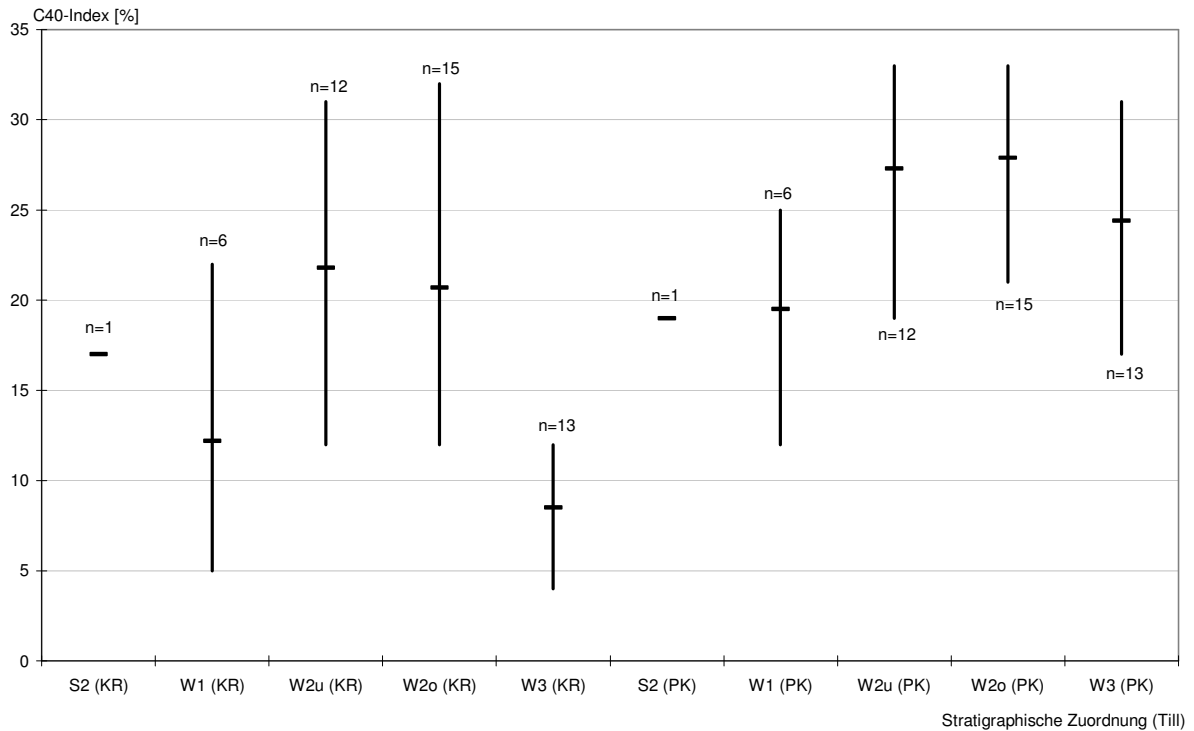


Abb. 73: Mittlere C40-Indices sowie deren Minimal- und Maximalwerte für die untersuchten Tills. KR: nordisches Kristallin, PK: paläozoische Kalke.

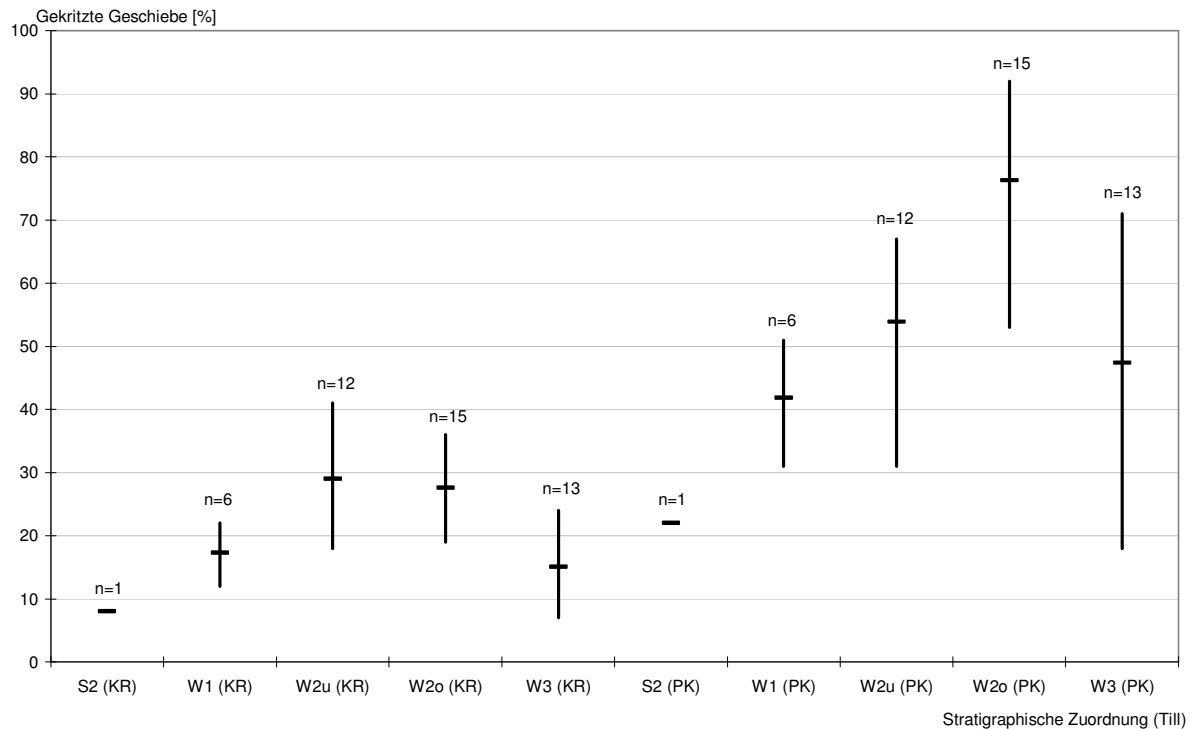


Abb. 74: Mittlerer relativer Anteil sowie Extremalwerte der gekritzten Geschiebe am Geschiebegesamtgehalt der analysierten Tills. KR: nordisches Kristallin, PK: paläozoische Kalke.

Bei den mittleren Gehalten der gekritzten Geschiebe weisen die Tills W2u und W2o mit 29% bzw. 28% (Nordisches Kristallin) sowie mit 54% und 76% bei den Paläozoischen Kalken die höchsten Werte auf (Abb. 74). Die Gehalte der übrigen Tills, insbesondere bei den Nordischen Kristallineschieben, bewegen sich im Rahmen ihrer Wertestrebereiche in untereinander vergleichbaren Anteilshöhen. Der Geschiebeinhalt der untersuchten Proben liegt bei den Tills S2 bis W2o im Bereich zwischen 50 und 70% (Abb. 75). Hiervon unterscheidet sich im Wesentlichen der Anteil der Geschiebe des Tills W3, der einen Mittelwert von rund 43% hat.

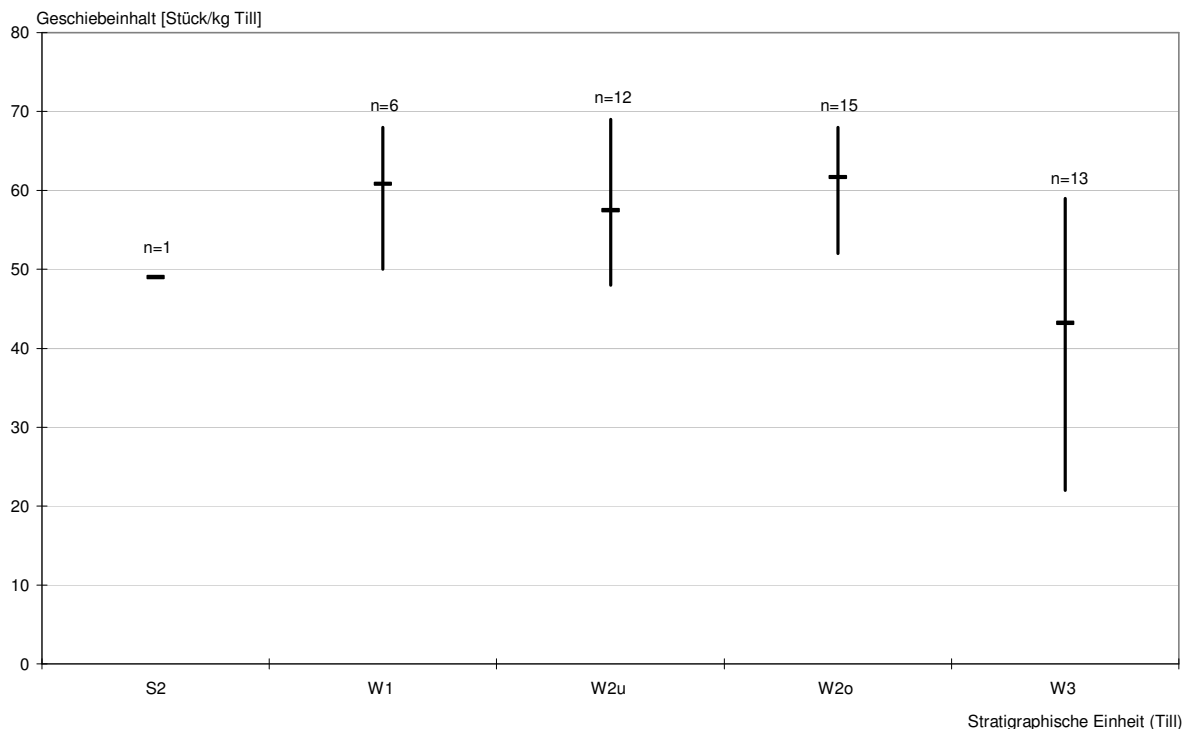


Abb. 75: Darstellung des mittleren sowie des minimalen und maximalen Geschiebeinhaltes der untersuchten Tills im Arbeitsgebiet.

Die Rundungsgrade der analysierten Gerölle aus den Kieslagen der Zwischensande sind in Abb. 76 aufgeführt. Um eine umfassende bzw. statistisch abgesicherte Aussage über einen mittleren Rundungsgrad innerhalb der Zwischensande zu treffen boten sich zum Zeitpunkt der Probenentnahme nicht genug ausreichend aufgeschlossene kiesreiche Abschnitte im Küstenbereich. So kann lediglich die Feststellung getroffen werden, dass die Gerölle der untersuchten Lagen eine gute Zurundung zeigen.

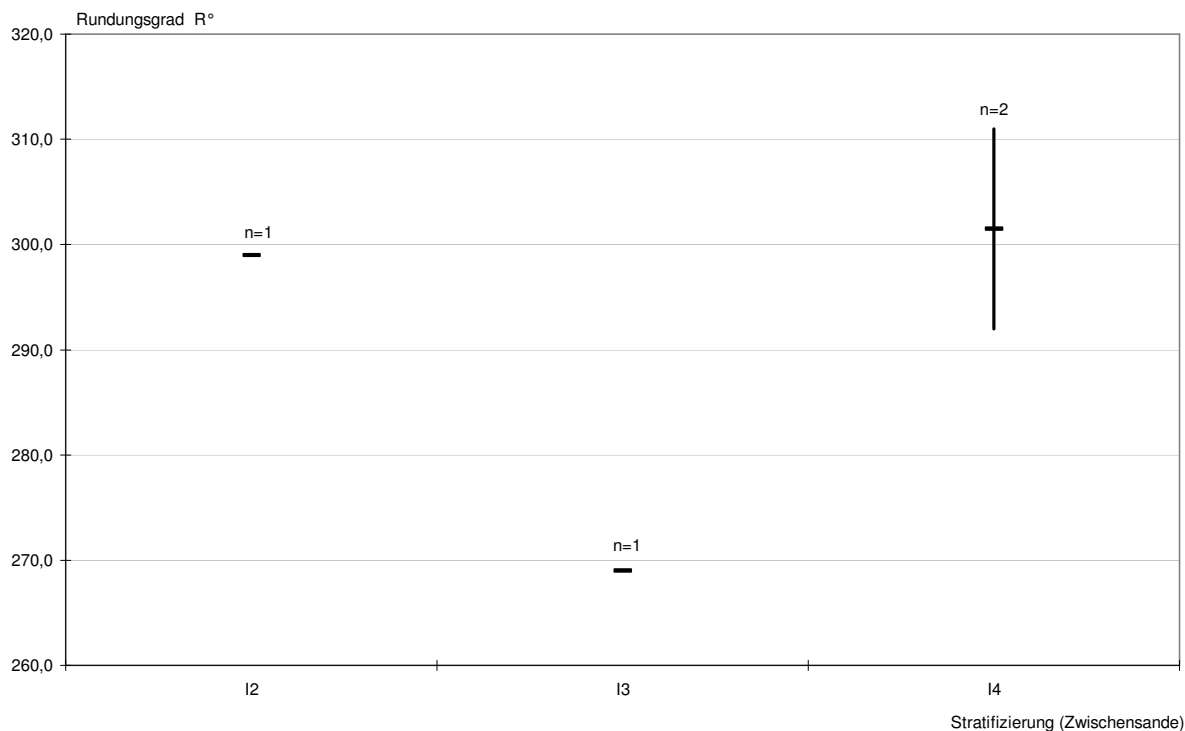


Abb. 76: Rundungsgrade von Kieslagen in Zwischensanden des Küstenbereiches.

Die Untersuchungen zeigen, dass die morphometrisch-analytischen Verfahren eine tendenzielle Differenzierung der untersuchten Tills erlauben, die aufgrund der starken Wertevarianzen mit teilweiser Bereichsüberlappung bei den einzelnen Tills jedoch eher auf Grund eines Mittelwertvergleichs getroffen werden muss. Natürlich unterliegt dieses Verfahren stark der Abhängigkeit von der Anzahl der untersuchten Proben, die die statistische Vertrauensbasis in den Mittelwert erhöht sowie der relativ klein gehaltenen räumlichen Ausdehnung der untersuchten Beprobungsabschnitte. Aus diesem Grund wurden für die morphometrischen Analyseverfahren primär die räumlich dicht beieinander liegenden Kliffsektionen mit großen Aufschlussbereichen herangezogen.

5.1.3 Schwermineralanalyse

Um die Ergebnisse der Schwermineralanalyse beurteilen zu können, müssen zunächst weitere wichtige Gesichtspunkte dargelegt werden. Die vorliegenden Schwermineralgehalte der Sedimente können im Untersuchungsgebiet im Wesentlichen von folgenden Faktoren beeinflusst sein bzw. entsprechen nachfolgenden Ablagerungsprozessergebnissen:

- a) Die Schwermineralgehalte entsprechen rezent dem Anteil im Sediment zum Zeitpunkt ihrer Ablagerung.
- b) Die Schwermineralgehalte sind bereits primär, im Zuge der Sedimentation der Ablagerungen durch Aufarbeitung und teilweiser Inkorporation von Material des älteren Untergrundes und jüngeren quartären Sedimenten verändert worden.
- c) Die Schwermineralanteile sind sekundär durch Verwitterungs- und Umlagerungsprozesse der Ablagerungen fraktioniert worden.

Es wurden folgende Maßnahmen ergriffen, um die genannten Fehlerquellen der Schwermineralgehaltsinterpretation weitgehend auszuschließen:

Punkt b) wurde, wenn möglich, durch stichprobenartige Analysen des Schwermineralspektrums der in den Aufschlüssen unterhalb der zu analysierenden Schichten anstehenden älteren Sedimente verifiziert. Des Weiteren wurde die Probenentnahmehöhe mit in die Beurteilung des Ergebnisses mit einbezogen, wobei davon ausgegangen wird, dass aufgearbeitetes Material primär in den unteren und oberen Sedimentschichten eines relativ erkennbar ungestörten Schichtpaketes vorliegen könnte. In den Sedimentkörper inkorporierte allochthone Sedimentschmitzen, wie sie z. B. an den gestauchten Kliffbereichen zu beobachten sind (Abb. 29), bilden keine Seltenheit, womit entsprechend gestörte Abschnitte mit der entsprechenden Vorsicht zu behandeln bzw. zu bewerten sind.

Punkt c) wurde durch die Beachtung der Verwitterungsresistenzen der analysierten Schwerminerale verifiziert. So deuten z. B. starke Zirkon- und Hornblendeabreicherungen auf verstärkte Verwitterungsprozesse hin, insbesondere wenn weitere Proben im Umfeld des analysierten Sedimentbereichs diesen Effekt nicht aufweisen und somit nicht auf einen Primärgehalt der entsprechenden Fraktionen hinweisen. Als weitere, aussagekräftige Methode um den Grad der Verwitterung zu ermitteln, wurde auf den Habitus der Mineralkörner geachtet (Anlösungssuturen, hartnäckige Verkrustungen, untypische Verfärbungen und Bleichungserscheinungen z. B. bei Hornblenden). Die Verifizierung von Punkt a) wird im Zuge der Beachtung von Punkt b) und c) sowie durch Vergleich aller Analysenergebnisse innerhalb des betrachteten Sedimentniveaus und in Bezug zu weiteren Niveaus erreicht.

Die Auswertung der Schwermineralanalysen erbrachte für die Sedimente des Arbeitsgebietes eindeutige Aussagen in Bezug auf den primären Gehalt derselben. Abgesehen von der zu beachtenden Wichtung der Analyseergebnisse in Abhängigkeit von der Probenanzahl (s. Tab. A4) ergeben sich tendenzielle mittlere Schwermineralgehalte, die in Tab. 6 aufgeführt sind.

Schicht	Granat	Gr. Hbl.	Br. Hbl.	Epidot	Zoisit	Staurol.	Silliman.	Disthen	Andalus.
W3	24	22	5	20	0	2	1	1	0
J4	21	26	7	20	0	1	1	1	0
W2o	24	23	5	21	0	0	2	0	0
J3	28	20	7	17	0	2	1	1	0
W2u	20	26	7	24	0	1	2	0	0
J2	16	33	8	21	0	1	1	1	0
W1	17	18	5	26	0	1	2	0	0
J1	20	24	13	21	0	1	1	1	0
S2	13	25	8	31	0	1	2	0	0

Schicht	Zirkon	Turmalin	Rutil	Titanit	Clpx	Spinell	Biotit	Muskov.
W3	17	2	3	0	1	0	1	1
J4	12	5	3	0	1	0	1	1
W2o	8	5	3	0	4	3	2	1
J3	14	3	2	0	1	1	1	1
W2u	10	4	4	0	2	1	3	1
J2	10	4	5	0	0	0	0	0
W1	19	2	7	0	1	1	0	0
J1	9	4	3	0	3	0	1	0
S2	18	2	3	0	1	0	0	0

Tab. 6: Mittlere Schwermineralgehalte in Prozent der bearbeiteten Schichten. Alle Angaben in Prozent.

Das Spektrum der untersuchten Ablagerungen wird im Arbeitsgebiet primär von erhöhten Gehalten von Grüner Hornblende, Granat, Epidot und Zirkon bestimmt. Innerhalb der Fraktion des Granates ist ein sukzessiver Anstieg des Gehaltes von 13% für den Till S2 bis über 20% für die hochweichsel-zeitlichen Sedimente W2 und W3 mit ihren entsprechenden Zwischensanden zu verzeichnen. Im Gegensatz dazu macht sich bei dem Gehalt von Grüner Hornblende ein rückläufiger Trend, also abnehmender Fraktionsgehalte zu jüngeren Schichten hin bemerkbar, während die Anteile von Epidot und Zirkon im Rahmen des Schwankungsbereichs der Probengehalte für die einzelnen Schichten (s. Abb. 77) untereinander vergleichbare Größen aufweisen. Das ähnliche Schwermineralspektrum aller untersuchten Proben deutet auf ein nahezu gleich bleibendes bzw. auf ein sich nur unwesentlich

änderndes Einzugsgebiet der ablagernden Gletscher während des insgesamt betrachteten Sedimentationszeitraumes hin.

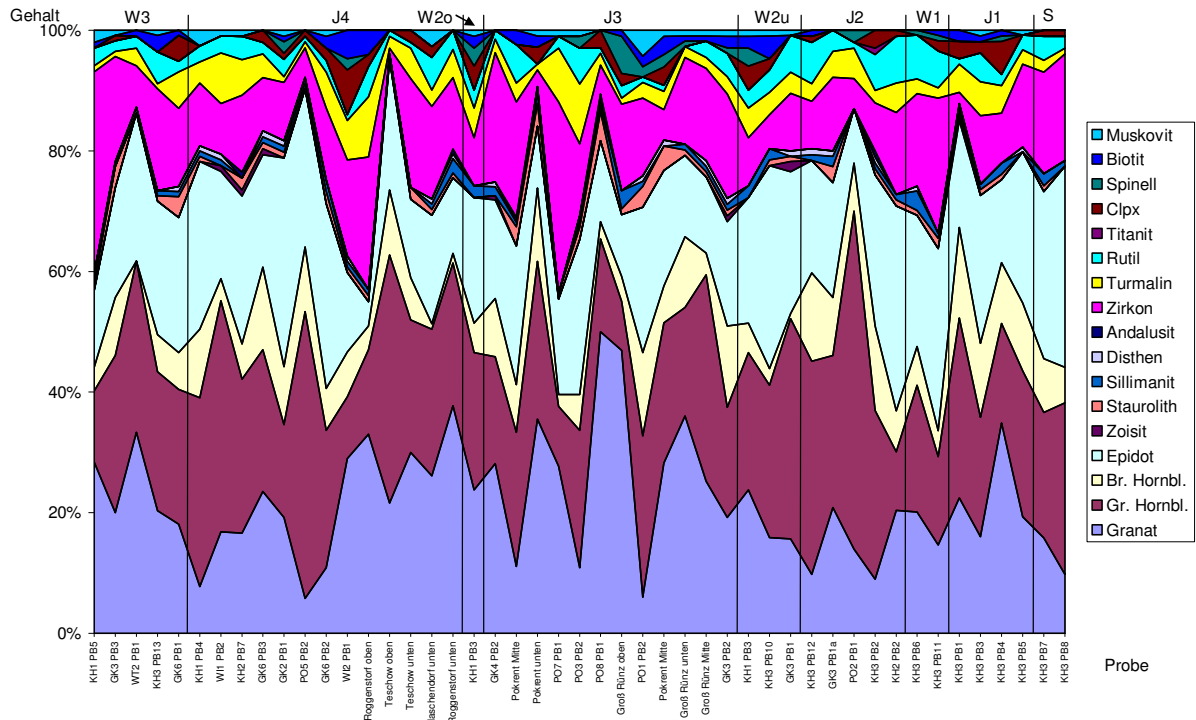


Abb. 77: Zusammenschau der Schwermineralfraktionsgehalte der bearbeiteten Proben.

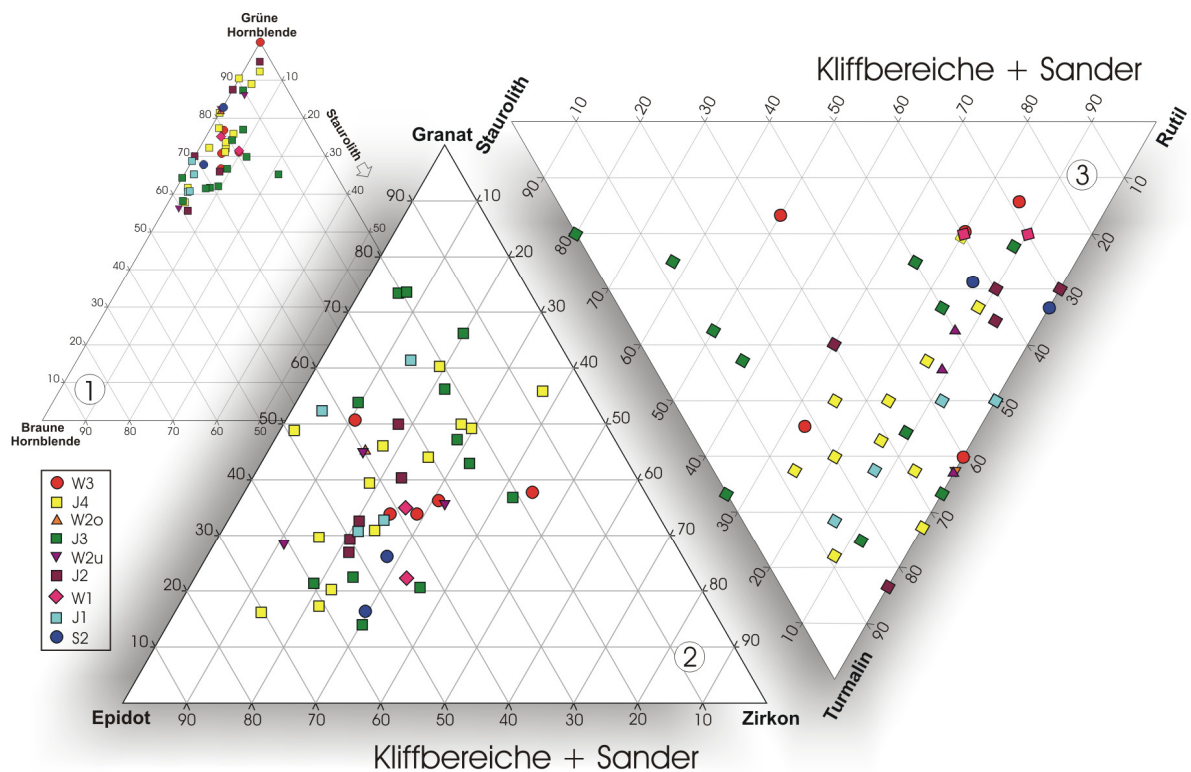


Abb. 78: Dreieckdiagramme zur Analyse der Schwermineralfraktionen. Der Übersichtlichkeit halber wurden die einzelnen Datenpunkte nicht mit der Probennummer indiziert.

Die weitere analytische Aufbereitung der erhaltenen Daten erfolgte durch die Erstellung von Verhältnisdiagrammen, von denen die aussagekräftigsten in Abb. 78 wiedergegeben werden. Es zeigt sich, dass eine eindeutige Differenzierung der untersuchten Sedimente (abgesehen von der geringen Probenanzahl) anhand einer Cluster-Analyse in Verhältnisdiagrammen durch ähnliche Fraktionsgehalte erschwert ist. Endgültige Aussagen in Bezug auf eine stratigrafisch verwertbare Anwendung der Schwermineralanalyse im Bereich der untersuchten Sedimente lassen sich durch die große Streubreite der Werte und ähnlichen Lageverhältnissen der Daten in den Diagrammen selbst in einem kleineren Untersuchungsbereich der Kliffaufschlüsse nicht treffen. Die relativen Schwermineralgehalte geben somit lediglich eine tendenzielle Richtung der altersbezogenen Differenzierung vor.

Wenn auch das Liefergebiet keine wesentliche Einzugsgebietsveränderung im Sinne des Schwermineralhaushaltes erfahren hat (wie die Analysen dieser Arbeit zeigen), so existieren doch gewisse Varianzen in Bezug auf den Gehalt der summierten Einzelfractionen stabiler und instabiler Minerale. Der Trend der Regressionsgraden für den Quotienten (stabile Schwerminerale*)/(mäßig stabile und instabile Schwerminerale**) (Abb. 79 u. Tab. 7) zeigt einen relativ deutlichen Anstieg zu höheren Altern bzw. einen Abfall zu jüngeren Altern der sedimentierten Ablagerungen hin (*:Zirkon, Turmalin, Rutil, Spinell, Disthen, Andalusit, Sillimanit, Titanit, Staurolith, Epidot, Zoisit; **: Granat, Hornblende, Pyroxen, Glimmer).

Schicht	S2	J1	W1	J2	W2u	J3	W2o	J4	W3
Höchstwert	1,22	0,93	1,76	1,64	0,98	1,46	0,71	1,20	1,13
Tiefstwert	1,15	0,39	1,10	0,28	0,60	0,26	0,71	0,36	0,59
Mittelwert	1,19	0,69	1,43	0,84	0,82	0,80	0,71	0,76	0,86

Tab. 7: Höchst-, Tief- und Mittelwert der Quotientenberechnung (stabile Schwerminerale) / (mäßig stabile und instabile Schwerminerale) über alle Proben aus Tab. A4.

Da Quotienten-Werte unterhalb 1,0 auf einen höheren Fraktionsgehalt mäßig stabiler bis instabiler Schwerminerale hinweisen, also auf eine Abreicherung stabiler Komponenten, kann eine Fraktionierung auf Grund von Verwitterungserscheinungen ausgeschlossen werden. Verwitterungseinflüsse würden eher den relativen Gehalt stabiler Minerale anreichern, indem instabile Minerale durch Zerfall und Auflösung abnehmen. Abb. 79 zeigt, dass die Mittelwerte der Schwermineralquotienten von S2,

J1 und W1 untereinander verglichen einen großen Schwankungsbereich aufweisen. Die Mittelwerte der Quotienten für die Tills S2 und W1 liegen oberhalb 1,0. Die entsprechenden Proben weisen also erhöhte Anteile stabiler Schwerminerale auf. Der Quotient des sie trennenden Zwischensedimentes zeigt mit 0,69 hingegen einen erhöhten Gehalt mäßig stabiler bis instabiler Mineralfraktionen. Die Quotientenunterschiede der einzelnen Einheiten sind ab dem Zwischensediment J2 bis hin zum Till W3 nicht mehr so deutlich ausgeprägt. Markant für die jüngeren weichsel-zeitlichen Ablagerungen sind mittlere Quotientenwerte um 0,8, jedoch mit großen Streuweiten innerhalb der einzelnen Einheiten (s. Tab. 6 u. Abb. 77).

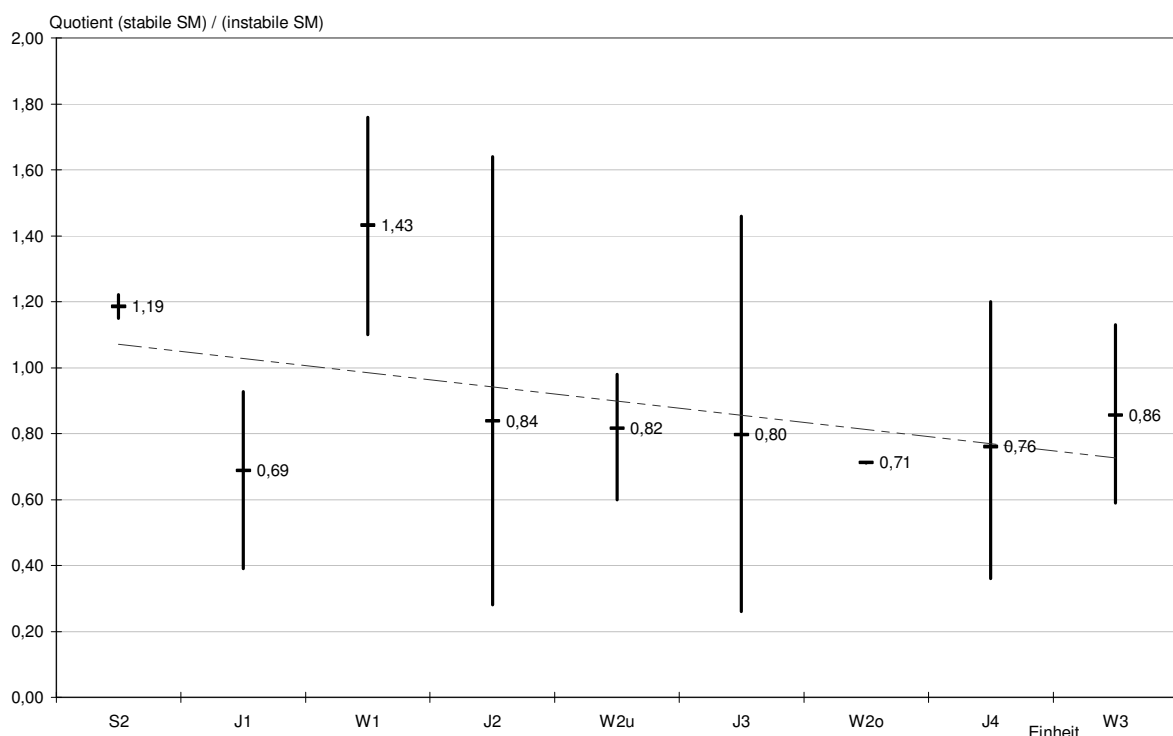


Abb. 79: Quotienten (stabile SM) / (mäßig stabile bis instabile SM), zugeordnet zu den jeweiligen Einheiten. Deutlich erkennbar ist der Trend der Regressionsgraden bei jüngeren Altern zu kleineren Quotienten-Werten bzw. zu gleichförmigeren Mittelwerten um 0,8.

Die ähnlichen Schwermineral-Quotientenwerte von J2 bis einschließlich W3 könnten auf, im Vergleich zu den jüngeren Ablagerungen, ein deutlich gleichförmigeres, konsolidiertes Einzugsgebiet hinweisen. Möglich erscheint auch eine zunehmende Homogenisierung der Schwermineralgehalte im Rahmen der Aufarbeitung und Resedimentation älterer Ablagerungen im Zuge des erneuten Gletschervorschubs, wenn auch die Gehalte instabiler Minerale, die bei Aufarbeitungsprozessen abnehmen müssten dies nicht zu bestätigen scheinen. Natürlich sind die erhaltenen

Ergebnisse mit einer entsprechenden Vorsicht zu bewerten. Schließlich geben sie lediglich die Werte punktuell vorgenommener Probennahmen wieder, ohne sich auf großräumige, massenhafte Breitbandauswertungen zu stützen. Dennoch erlauben sie, insbesondere für den Küstenbereich, eine tendenzielle mittlere Fraktionsgehaltsaussage, die zukünftig vorgenommene, weitere Analysen stützen könnte.

5.2 Das 3D-Modell im Gesamtüberblick

Auf Grund der eigenen Geländeaufnahmen, der Auswertung der Bohrdaten des LUNG M-V sowie unter Einbezug der im LUNG M-V vorliegenden Kartierberichte und geologischen Karten konnten, wie in den vorangegangenen Kapiteln gezeigt worden ist, die punktuellen Analysen bzw. Aufnahmen für die einzelnen Schichten großflächig miteinander korreliert werden. Die Ergebnisse dieses Prozesses sind u. a. in den Schichtverbreitungs- und Mächtigkeitskarten in Kap. 4.3.2 dargestellt. In diesem Kapitel soll in einer Übersicht kurz auf das gesamte Modell eingegangen werden sowie auf dessen Vorzüge und interpretatorische Grenzbereiche.

Zu Beginn der Ausführungen sei darauf hingewiesen, dass jedes Modell, dessen Basis distinkte Datenpunkte oder Analysenwerte sind, nur so hoch aufgelöst sein kann bzw. nur eine entsprechende Qualität erreicht, wie es die Verlässlichkeit und Qualität der Eingangsdaten erlaubt. Aus diesem Grund kann das erhaltene Modell auch niemals allein für sich im Raum stehen, sondern darf allein unter Einbezug aller erhaltenen Analysen und Auswertungen betrachtet werden. In Abb. 80 ist beispielhaft dargestellt, wie die sedimentologisch-petrografische Auswertung eines Aufschlusses im Rahmen dieser Arbeit erfolgte. Dabei wurden sämtliche zur Verfügung stehende bzw. erhaltene Daten einander gegenübergestellt und mit räumlich benachbarten Aufschlüssen und Bohrungen verglichen bzw. korreliert. Die Einbindung der Analyseergebnisse in den Gesamtkontext der weiteren Bohr-, landesamtlichen Kartierberichts- sowie Literaturdaten erbrachte schließlich die in Abb. 81 wiedergegebene Aufstellung miteinander korrelierter Schichten sowie die für das jeweilige Kartenblatt vorhandene Aufgliederung in einzelne Einheiten. Das aufgrund der Datenauswertung erhaltene Ergebnis der lateralen und vertikalen Schichtkorrelation sind die den jeweiligen Sedimentkörper begrenzenden Schichtbasisflächen.

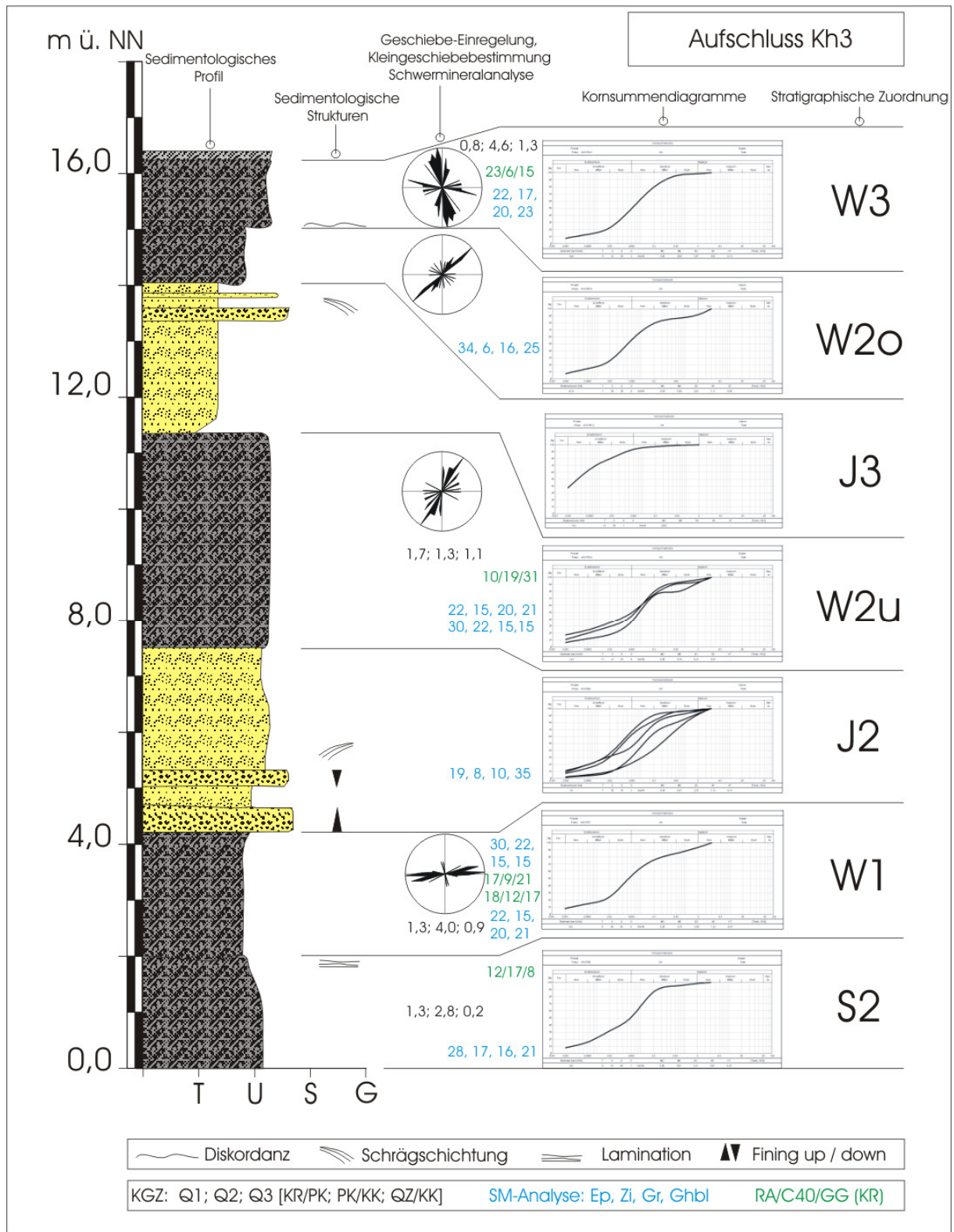


Abb. 80: Sedimentologisch-petrografische Auswertung eines Teilabschnittes von Aufschluss KH3 im Bereich des Kliffs Groß Klütz-Höved.

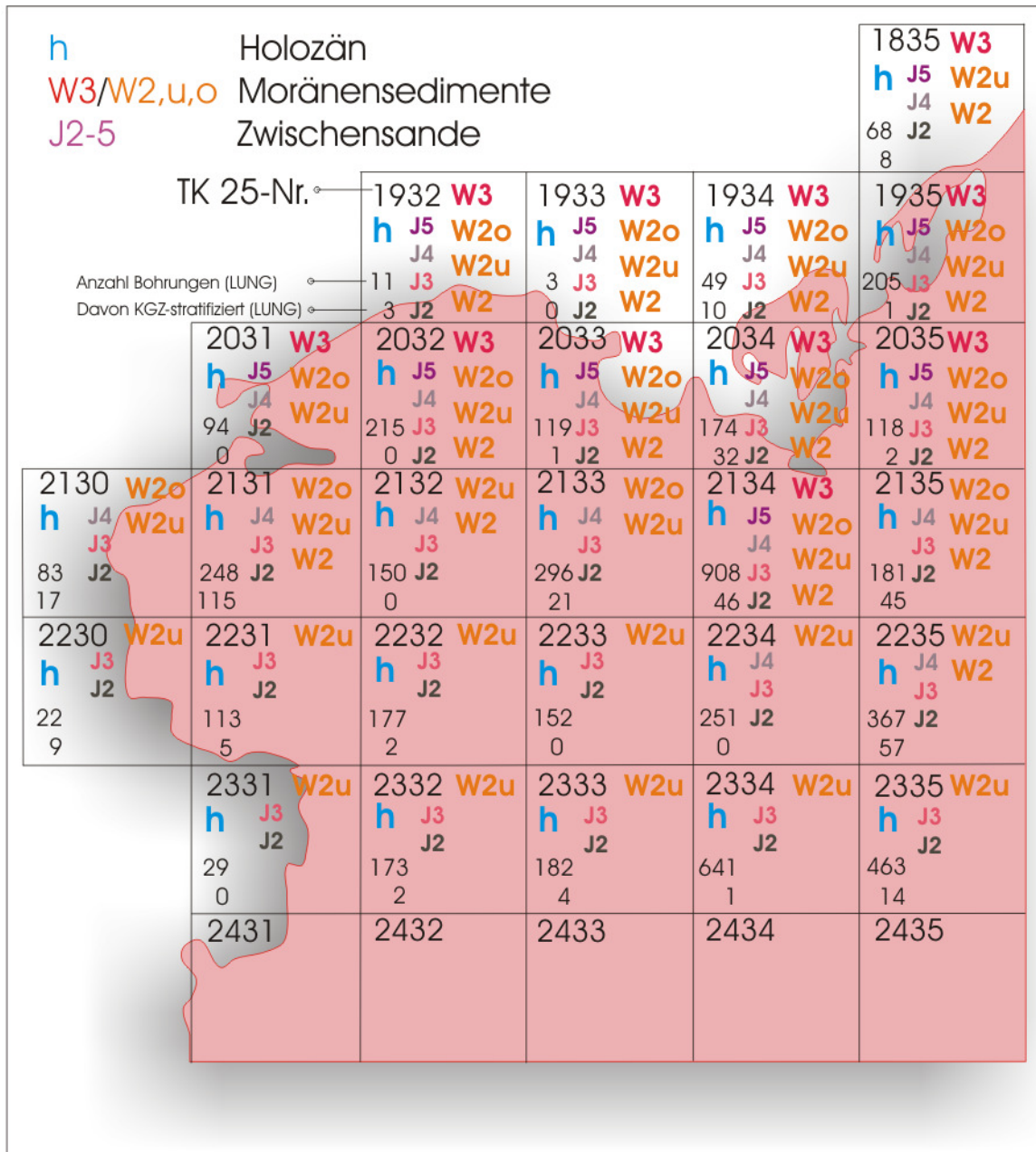


Abb. 81: Darstellung der auf den jeweils bearbeiteten Kartenblättern vorhandenen Schichtglieder. Stand der KGZ-Stratifizierung 2005.

Abb. 82 zeigt eine idealisierte, vollständige Abfolge der modellierten Sedimentkörper im Arbeitsgebiet unter schematischer Darstellung für das Modell wichtiger Schichtflächen. Die Oberfläche eines Sedimentkörpers muss hierbei nicht zwangsläufig die Basisfläche eines folgenden sein. Ist z. B. Sedimentkörper W3 (Grundmoräne) von keinem nachfolgenden Zwischensand überlagert, sondern von holozänen Sedimenten, so ist die Oberfläche von W3 die Basisfläche von H in Abb. 82. Kompliziertere Abfolgen ergeben sich zudem durch zeitlich jüngere Erosionen und durch glazitektonische Prozesse, wie Stauchungen und daraus resultierende

Schichtsteilstellungen oder Schichtverdopplungen. Folgt im Beispiel auf W3 kein weiterer Sedimentkörper, so ist seine Oberfläche gleich der Oberfläche des DGM (ausstreichendes Schichtglied). Vorschütt- und Nachschütt-sedimente wurden auf Grund unzureichender oder kaum möglicher Differenzierung zusammengefasst.

		Oberfläche H		
	Basisfläche H	H	1	Holozäne kolluviale und alluviale Bildungen, Wasserkörper (Seen, Wasserbecken, Flüsse), Anthropogene Aufschüttungen
7 modellierte Basisflächen des Weichselhochglazials	Basisfläche I5	I ₅	1	Glazilimnische u. glazifluviatile Sedimente Nachschütt-sedimente W3, Sander
	Basisfläche W3	W ₃	2	Grundmoräne W3
	Basisfläche I4	I ₄	3	Vorschütt-sedimente W3 Glazilimnische u. glazifluviatile Sedimente Nachschütt-sedimente W2o, Sander
	Basisfläche W2o	W _{2o}	4	Grundmoräne W2o
	Basisfläche I3	I ₃	5	Vorschütt-sedimente W2o Glazilimnische u. glazifluviatile Sedimente Nachschütt-sedimente W2u, Sander
	Basisfläche W2u	W _{2u}	6	Grundmoräne W2u
	Basisfläche I2	I ₂	7	Vorschütt-sedimente W2u Glazilimnische u. glazifluviatile Sedimente Nachschütt-sedimente W1, Sander
2 Referenzschichten	Basisfläche W1	W ₁	1	Grundmoräne W1
	Def. Basisfläche W1-3	I ₁	2	Vorschütt-sedimente W1 Glazilimnische u. glazifluviatile Sedimente Nachschütt-sedimente S / W0, Sander
		S / W ₀		Grundmoräne S / W0

Abb. 82: Idealisierte, vollständige Abfolge der modellierten Sedimentkörper im Arbeitsgebiet unter schematischer Darstellung für das Modell wichtiger Schichtflächen.

Der Idealfall der auf der gesamten Fläche des Arbeitsgebietes durchgängig vorhandenen Schichtbasisfläche eines Sedimentkörpers ist im Untersuchungsgebiet aufgrund unterschiedlicher Prozesse nicht gegeben. Zum einen treten insbesondere in Sedimentrandlagen erhebliche Mächtigkeits- und Massendifferenzen bei den untersuchten Ablagerungen auf. Zum anderen ist mit primären Sedimentations-

sowie sekundären Erosionslücken zu rechnen, wie sie an den Küstenaufschlüssen zu beobachten sind. Die genannten Mächtigkeitsdifferenzen innerhalb einer Schicht auf kurzer Distanz sind auf die angesprochenen Stauchungsprozesse zurückzuführen bzw. die Massenbilanzen deuten auf diese hin. Insbesondere in diesen Bereichen ist eine Korrelation der Sedimentbasen durch teilweise größere Schichtbasishöhensprünge erschwert. Durch die 3D-Modellierung werden diese Stauchungsregionen deutlich sichtbar. So ist im linken Bereich des Blockbildes in Abb. 94 eine erhebliche Mächtigkeitszunahme der modellierten Schichten zu erkennen. Hinzu treten große Schwankungen in den Sedimentbasishöhen auf kurzer Distanz und engräumig ausgebildete Schichtwechsel. Der Bereich der angeführten Anomalien sowie weiterer Hinweise, wie glazigen gestörte Schichten in Aufschlüssen oder steil einfallender Schichtglieder, wie sie bisweilen in den Bohrungen beobachtet werden können (BREMER 1996, MÜLLER 2004), in Bezug auf die Ausbildung der geomorphologischen Kennwerte der Sedimentkörper (Schichtbasishöhe, Mächtigkeit etc.) ist, im Vergleich mit der räumlich benachbart vorliegenden Ausprägung der Ablagerungen, als Hinweis auf glazitektonische Überprägung anzusehen. Das Auftreten dieser Anomalien in Form von lateral teilweise perlschnurartig angeordneten Abschnitten stützt die Annahme von Endmoränen- und intramoränen Stauchungszonen, wie sie großräumig bislang insbesondere durch Untersuchung geomorphologischer Aspekte der Geländeoberfläche getroffen worden ist (s. SCHULZ 1967, 1971). Die genannten Erosionslücken als weiterer Faktor der uneinheitlichen Schichtbasisausbildung bzw. als Grund für deren lückenhafte Überlieferung sind insbesondere in Bereichen mit geringerer Bohrungsdichte, wie in den unmittelbaren Küstenabschnitten, mitunter schwer abzugrenzen. Dies ist insbesondere auf unmerklich ineinander übergehende Sedimentausbildungen zurückzuführen. So sind im nördlichen Bereich des Arbeitsgebietes die Sedimente W2o nur schwer von den Ablagerungen W3 zu trennen, wenn entsprechend trennende Zwischensande fehlen und die Tills ineinander übergehen. Dies zeigt sich teilweise in den Aufschlüssen (insbesondere in nicht söhlig lagernden Abschnitten) sowie auch in den Bohrungen. Eine Interpolation der Basisfläche des Tills W3, vorwiegend gestützt auf Grund vorhandener Kleingeschiebedifferenzierungen, ist durch die räumlich begrenzte Anwendbarkeit der Methode (s. Kap. 5.1.1) sowie auf Grund teilweiser ähnlicher Kleingeschiebegehalte von W2o und W3 (s. Kap. 5.1.1) nur bedingt möglich. Zudem sind durchgängig vorhandene Basisflächen W3 über

W2o in den genannten Bereichen im Zuge der angesprochenen Erosionsprozesse als nicht vorhanden anzunehmen. So sind insbesondere im nördlichen Abschnitt des Untersuchungsgebietes Teilbereiche des W2o- und des W3-Tills, wenn diese zusammen auftreten, als nicht genügend differenzierbar anzusehen. Daher kann es zu einer Mächtigkeitzunahme des W3-Tills in diesem Areal kommen (s. Profil 1, 2, 6 u. 7 im Anhang), wobei die Basis des W3-Tills jedoch aus den genannten Gründen auch die gemeinsame Basis mit dem W2o-Till darstellen kann. Eine durchgängige Abgrenzung des W3-Tills mit geringen Mächtigkeiten, unter der Annahme einer seichten Überfahung der älteren Sedimente auf Grund lokaler Geländebeobachtungen (s. RÜHBERG 1969, 1987) ist dabei unzulässig, da auch bei eindeutiger durch Bohrungen dokumentierten Schichtbasisflächen selbst in scheinbar ungestörten Bereichen mit größeren Mächtigkeitsschwankungen bzw. regionalen größeren Sedimentakkumulationen zu rechnen ist (s. Profile im Anhang). In fraglichen Teilbereichen wurde der Methode der Vorzug gegeben von den großräumig oberflächlich ausstreichenden Schichten (s. Abb. 83-85), unter Korrelation mit benachbarten Bohr- und Aufschlussdaten, deren erste vom Bohransatz ausgehende ihnen sedimentologisch in der Tiefe zuordbare Basisfläche zuzuweisen. Diese Methodik fand allerdings nur dann ihre Anwendung, wenn nicht ältere Schichtbasishöhen eindeutiger Hinweise auf die Abgrenzung der Basishöhe des nachfolgend jüngeren Sedimentes lieferten. Die korrelativen Schwierigkeiten treten auch bei ähnlicher Ausbildung der Zwischensande und der über- oder unterlagernden Tills auf. Die Aufnahmen in den Kliffsektionen (Kap. 4.1) haben gezeigt, dass ein Till in Teilbereichen, sei es durch primäre Sedimentationsvorgänge sowie durch das Ausgangsmaterial oder durch sekundäre glaziale Vermengungsprozesse mit Zwischensedimenten, sedimentologisch wie ein Zwischensediment ausgebildet sein kann. Hier zeigen sich, neben den nur tendenziell schichtbezogen modellierbaren Stauchbereichen, auch die weiteren Grenzen des erstellten Modells. So wie bereits in Kap. 5.1 angemerkt, zeigt sich durch versuchsweise untergliedernde Analyseverfahren, dass eine Differenzierung der Sedimente untereinander, je nach Verfahren, umso ungenauer wird, je größer der beanspruchte zu untergliedernde Bereich in lateraler Erstreckung ist. RÜHBERG (1999) z. B. weist für ein Untersuchungsgebiet bei Friedland (Ost-Mecklenburg-Vorpommern) darauf hin, dass die Unterscheidungsmerkmale des W3-Tills zu älteren Ablagerungen fast nur von Probe zu Probe gegeben sind. Hierbei ergibt sich jedoch

die Schwierigkeit der Korrelation im Gesamtverbund der punktuellen Aufschlüsse und ihrer Daten. Nur unter diesen Vorbehalten, auf Grund der komplexen geologischen Ausbildung, ist eine Gesamtbetrachtung aller modellierten Schichten im Arbeitsgebiet möglich.

Unter Beachtung der zuvor genannten Kriterien konnten im Arbeitsgebiet für das Weichselhochglazial 7 Basisflächen modelliert werden (auf deren stratigrafische Zuordnung wird in Kap. 7.1 eingegangen). Hinzu tritt die Basisfläche der holozänen Sedimente, so dass insgesamt 8 Sedimentbasisflächen in das Modell eingearbeitet worden sind (s. Abb. 82). Dazu kommen die ausstreichenden Sedimentoberflächen, die teilweise den entsprechenden Basisflächen der jüngeren Sedimente entsprechen (s. Abb. 83).

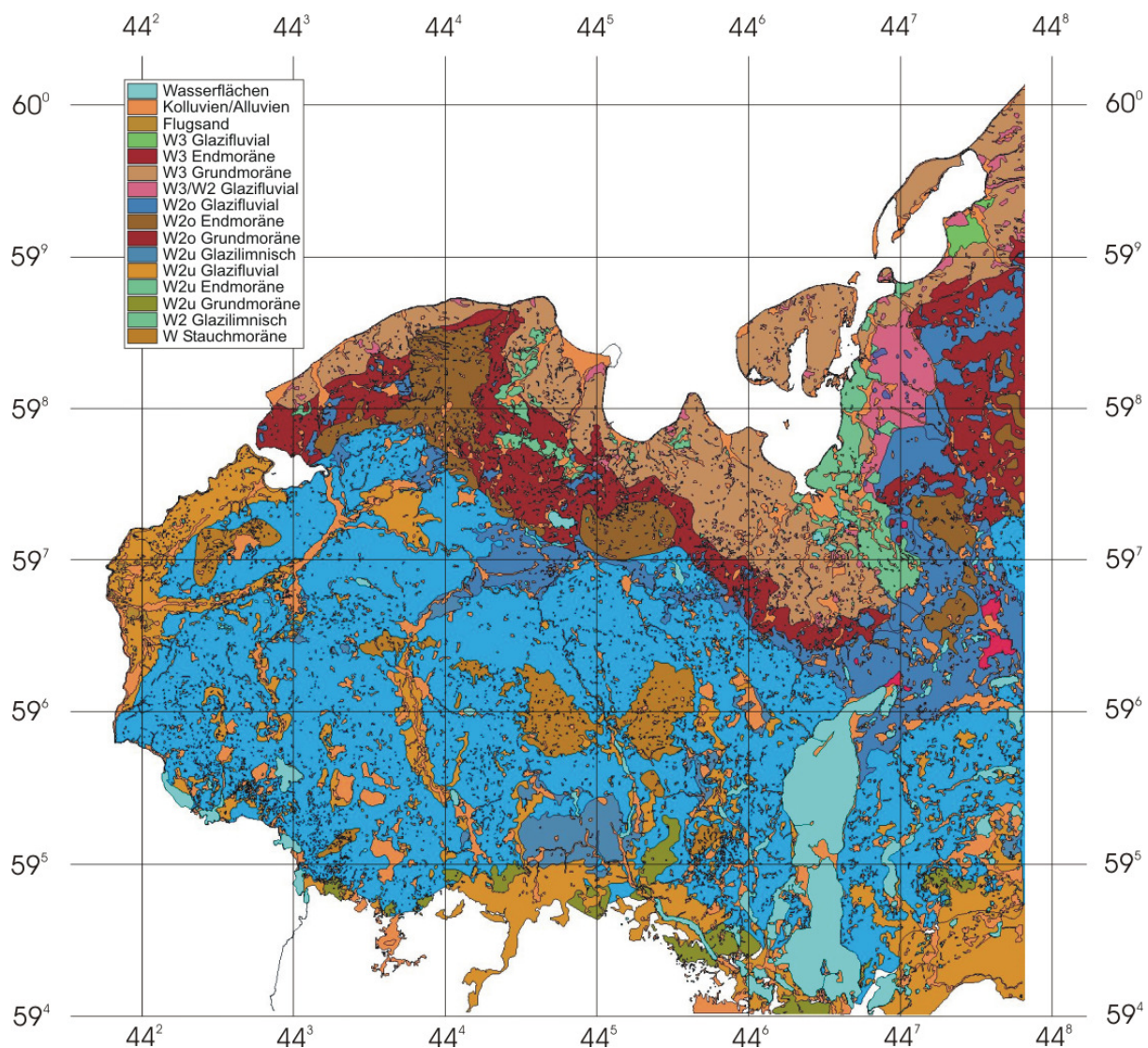


Abb. 83: Darstellung der Oberflächengeologie im Arbeitsgebiet mittels digitalisierter Flächen, die als Shapes in ArcView eingearbeitet worden sind. Als Grundlage dienten die in Abb. 10 aufgeführten Kartenwerke.

In an der Geländeoberfläche ausstreichenden Bereichen wurden sie mit den digitalisierten Flächen der geologischen Karten (s. Kap. 3.10.1.3) verknüpft. Das Ergebnis der flächenhaften, stratigrafisch differenzierten Digitalisierung der einzelnen Einheiten ist in Abb. 83 u. 84 wiedergegeben.

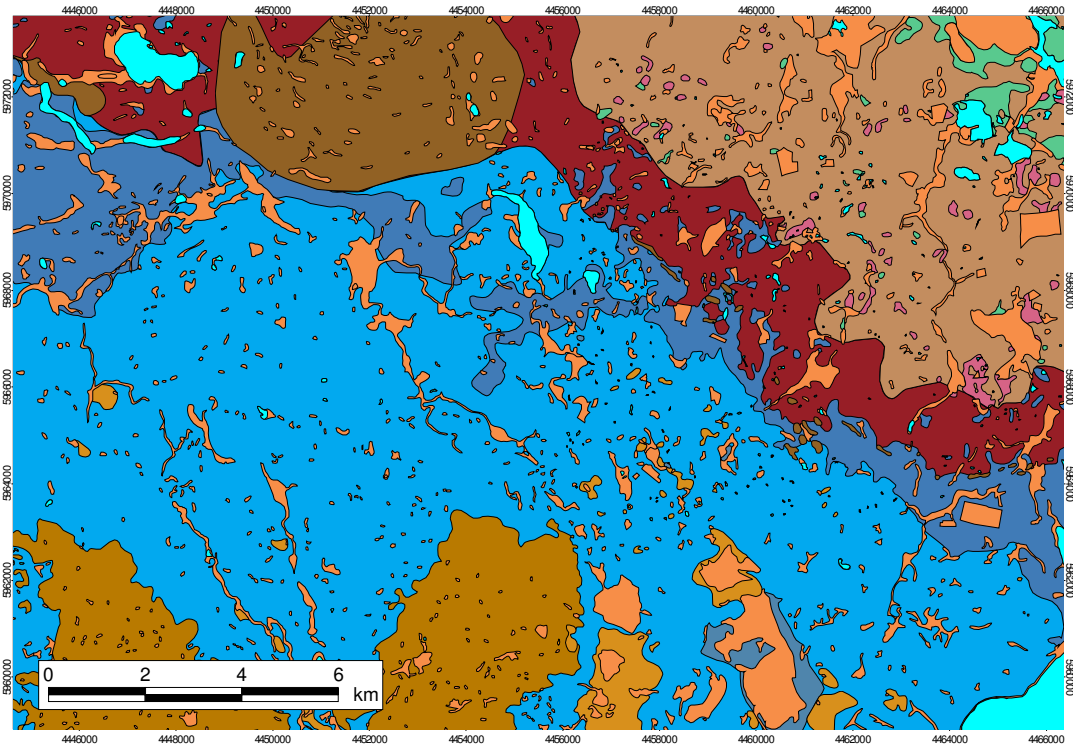


Abb. 84: Detailansicht-Ausschnitt der digitalisierten geologischen Einheiten der Oberfläche im Arbeitsgebiet.

Durch die Verknüpfung mit dem DGM werden die räumlichen Beziehungen der Sedimente an der Geländeoberfläche zueinander sowie zu morphologisch markanten bzw. reliefenergiereichen Formen deutlich. Die Stellung der erzeugten Schichtbasisgrids der hochweichsel-zeitlich zugeordneten sowie der holozän abgelagerten Sedimente zueinander zeigt Abb. 86. Hier wird, unter Beachtung der 50-fachen Überhöhung auch die teilweise hohe Reliefenergie der Ablagerungen in Teilbereichen des Untersuchungsgebietes deutlich, die sich z. T. bis an die Geländeoberfläche durchpaust (Abb. 85). Zur besseren Verdeutlichung des Modells können die 3D-Schichtbasisflächen (Grids) auch einzeln dargestellt und frei im Raum (3D-Viewer in ArcView) gedreht werden (Abb. 87).

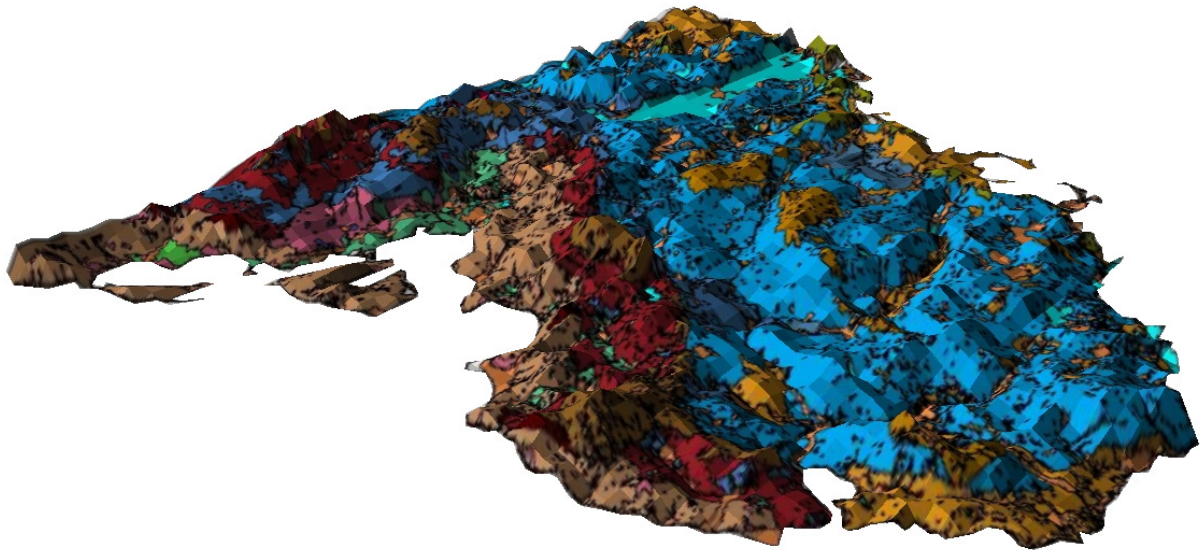


Abb. 85: Die über das DGM gelegten Shapes als generiertes Modell der Oberflächengeologie des Arbeitsgebietes. Blickrichtung nach Südosten. 50-fache Überhöhung.

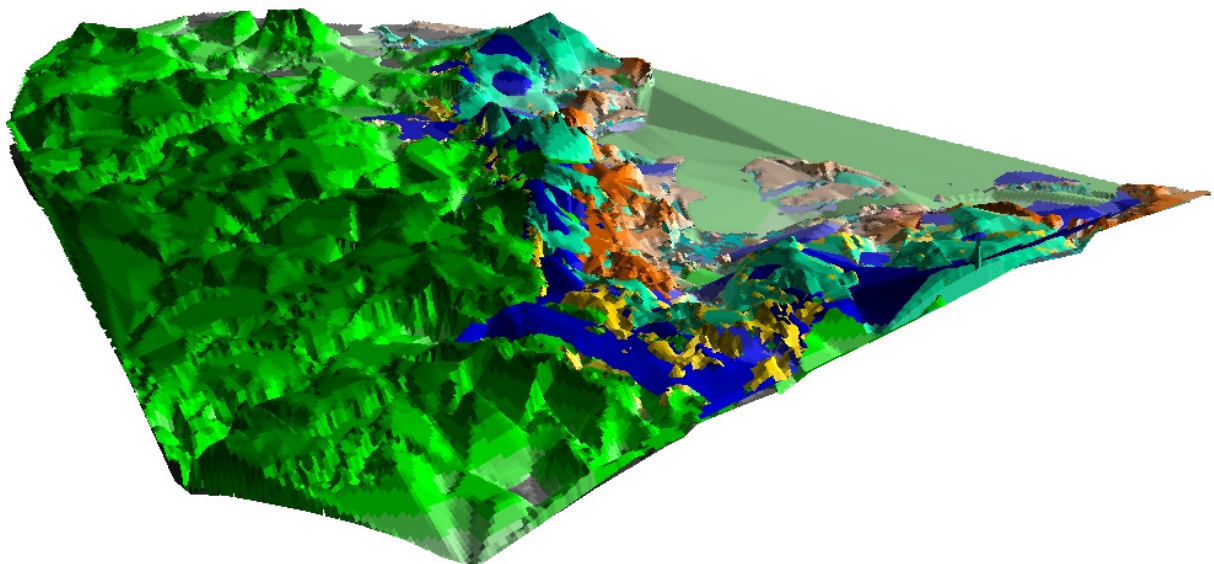


Abb. 86: Mittels ArcView erstelltes 3D-Modell der aus den Bohrdaten generierten Schichtbasis-Grids der einzelnen Schichten. Grün: W2u, Blau: J3, Türkis: W2o, Gelb: J4, orange: W3, Rot: J5. Blick aus Südosten bei 50-facher Überhöhung.

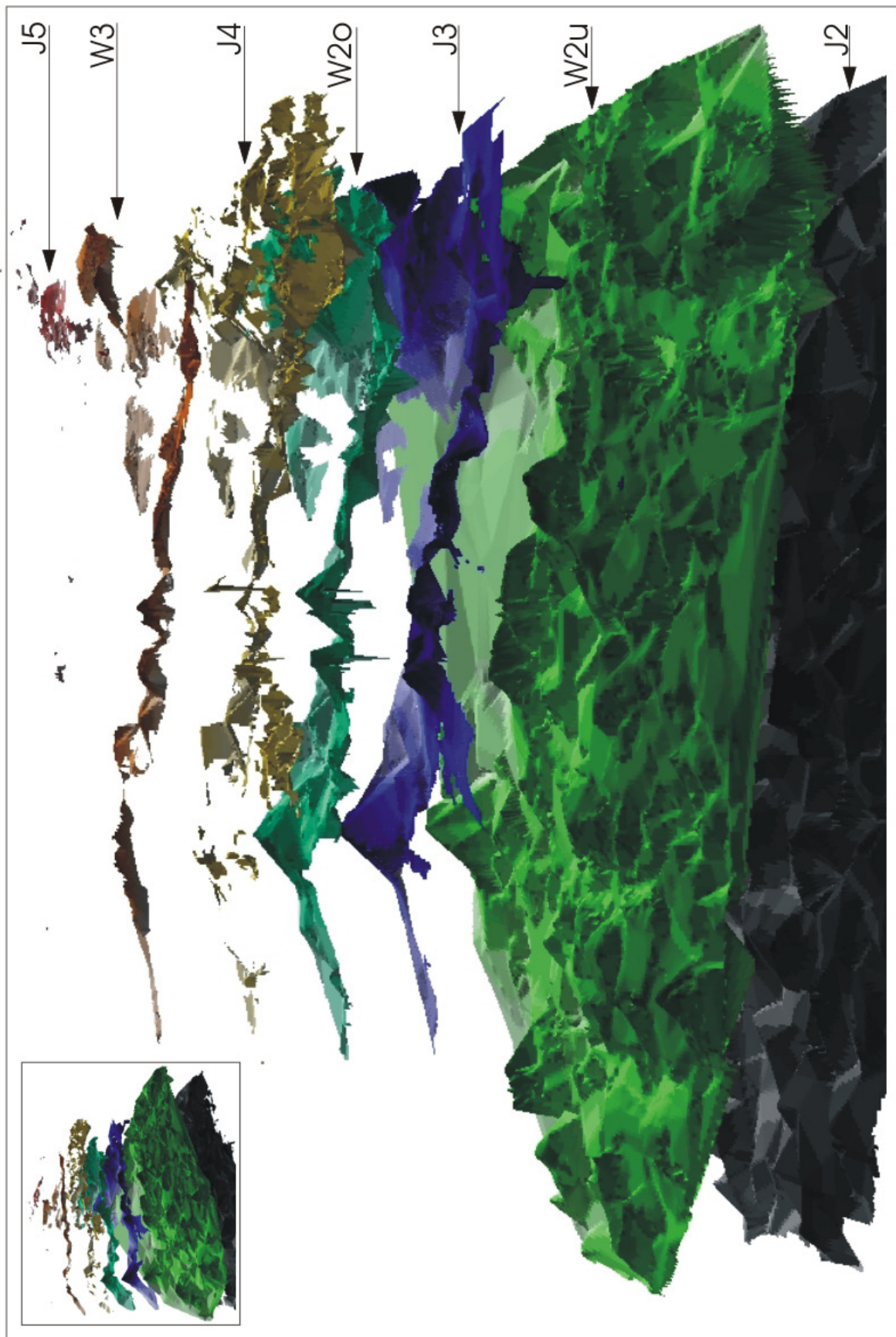


Abb. 87: 3D-Modell der Schichtbasis-Grids in ArcView in der Explosionsansicht. Blickrichtung aus Südwesten (kleine Abbildung) bzw. aus Südosten. Beide Modelldarstellungen mit 50facher Überhöhung.

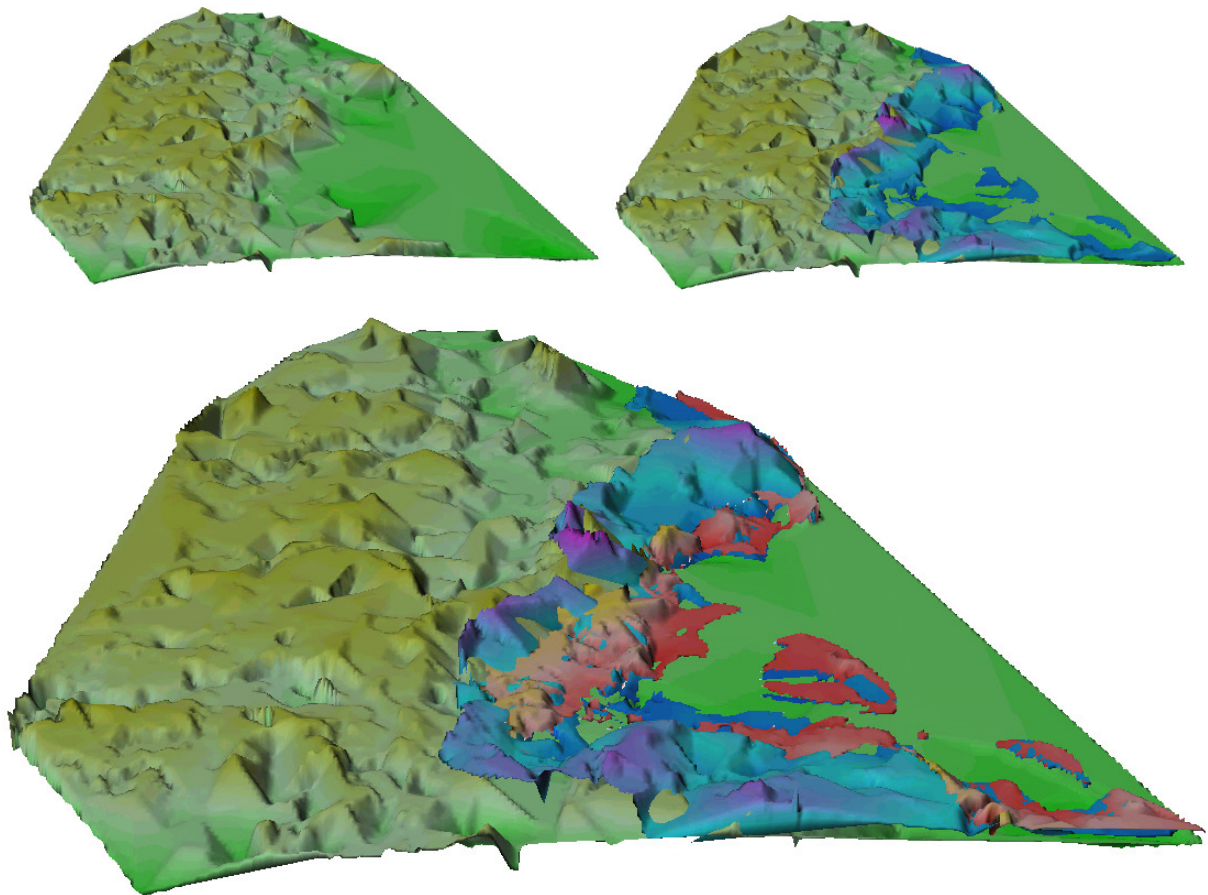


Abb. 88: 3D-Modell der Schichtbasen, generiert mittels des Programms Surfer der Firma Golden Software. Oben links: Till W2u, oben rechts: Till W2u u. W2o, unten: Till W2u, W2o u. W3. Alle Abbildungen in 40facher Überhöhung.

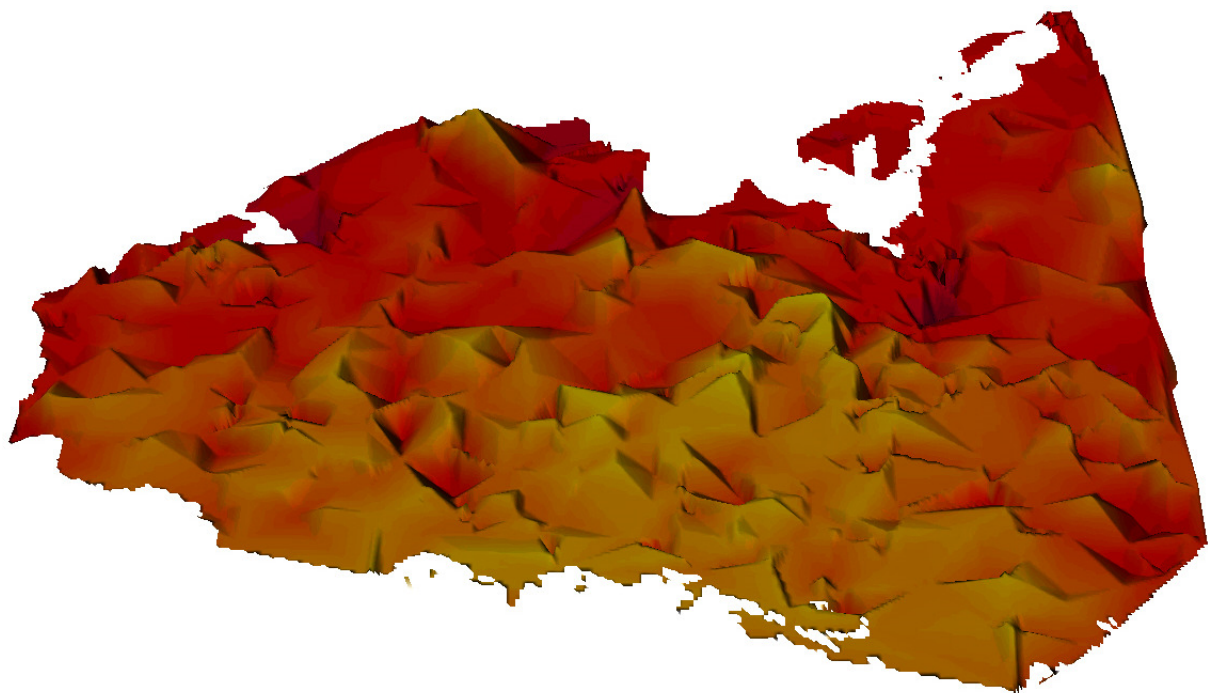


Abb. 89: Mittels Surfer erstelltes 3D-Modell der Schichtbasis des Zwischensandes J2 in 40facher Überhöhung mit interpolierter durchgehender Basisfläche.

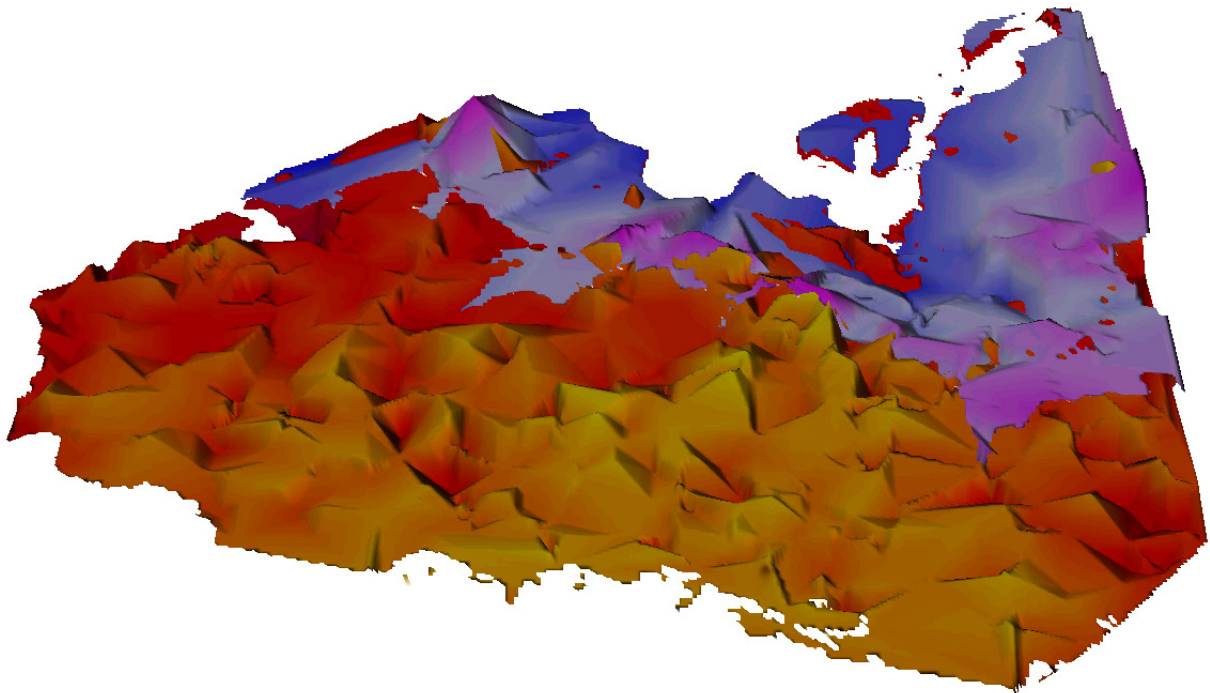


Abb. 90: Mittels Surfer erstelltes 3D-Modell der Schichtbasen der Zwischensandes J2 und J3 in 40facher Überhöhung.

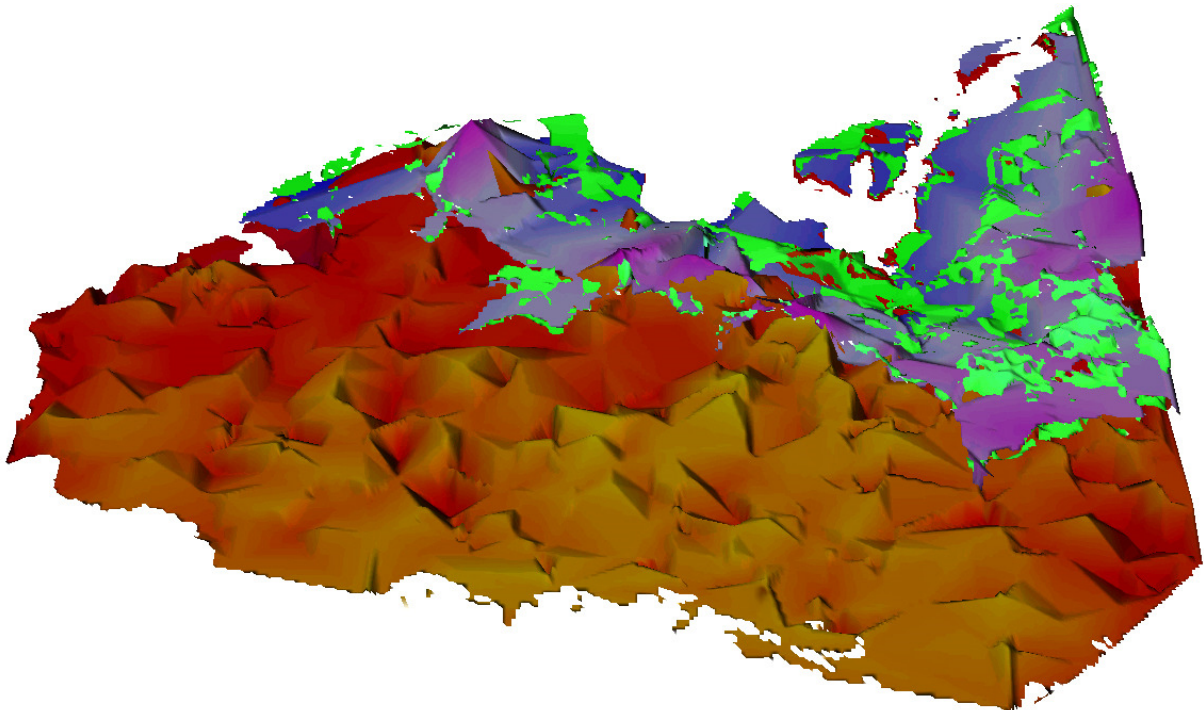


Abb. 91: Mittels Surfer erstelltes 3D-Modell der Schichtbasen der Zwischensande J2, J3 und J4 in 40facher Überhöhung.

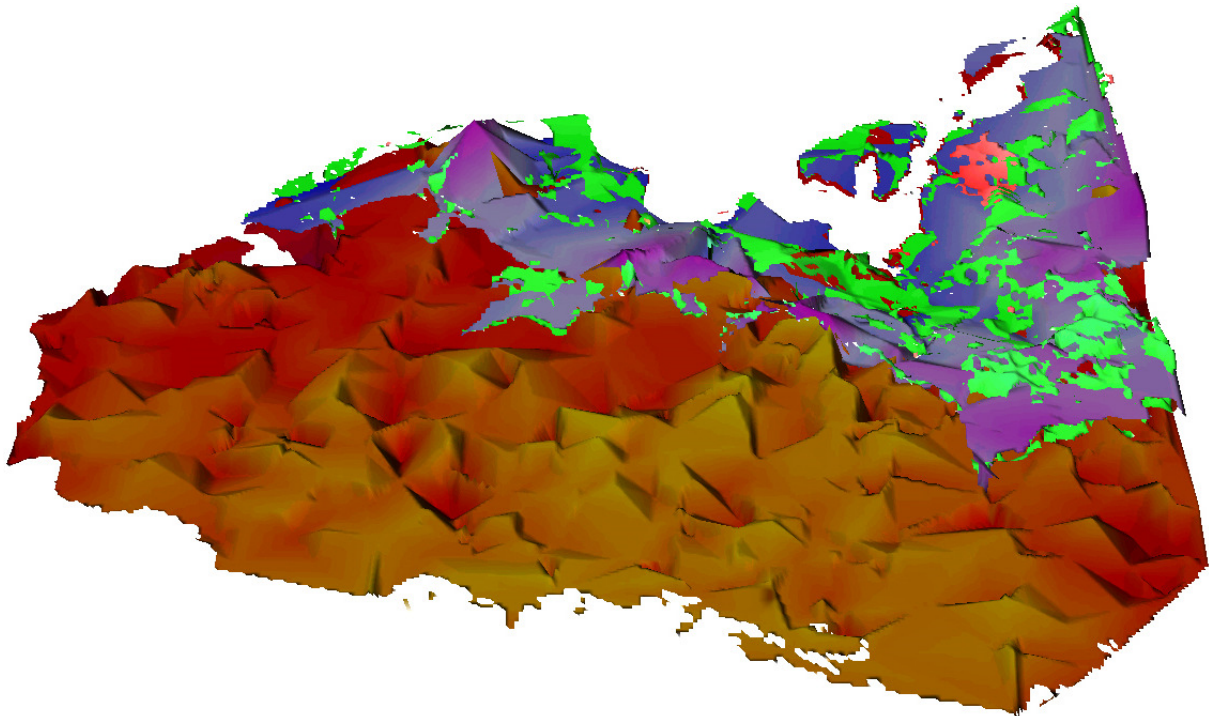


Abb. 92: Mittels Surfer erstelltes 3D-Modell der Schichtbasen der Zwischensande J2, J3, J4 und J5 in 40facher Überhöhung.

Die Abb. 88-92 und die Profile im Anhang zeigen, dass die Schichtbasisflächen der modellierten Sedimente nur in Teilbereichen ein homogenes Gefälle aufweisen. Allen Sedimenten gemeinsam ist, dass sie im Wesentlichen eine tendenziell nach Norden abdachende Schichtbasisfläche besitzen bzw. dass die Schichtbasishöhen von Norden nach Süden hin sukzessive ansteigen. Dabei fällt insbesondere in der West-Ost-Erstreckung der Till-Ablagerungen auf, dass ihre Basis ein anzunehmendes präexistentes Relief auskleidet, das durch glazigene erosive Prozesse angelegt worden ist. Dieses Relief paust sich im Bereich der Grundmoränenlandschaft z. T. bis an die Geländeoberfläche durch. Die relative vertikale Lage der einzelnen Ablagerungen zueinander erlaubt anhand des 3D-Modells, in ungestörten und nicht von Erosionsrinnen durchzogenen Bereichen den allgemeinen Schichtlagerungsprinzipien folgend, eine relative Altersindizierung der entsprechenden Sedimente (s. Profile aus dem 3D-Modell im Anhang).

Durch die Erzeugung von echten 3D-Profilen (Blockdiagrammen) im Rahmen dieser Arbeit (Abb. 93-95), konnten zusätzliche Aussagen, die Paläogeographie des Arbeitsgebietes betreffend (s. Kap. 6) getroffen werden.

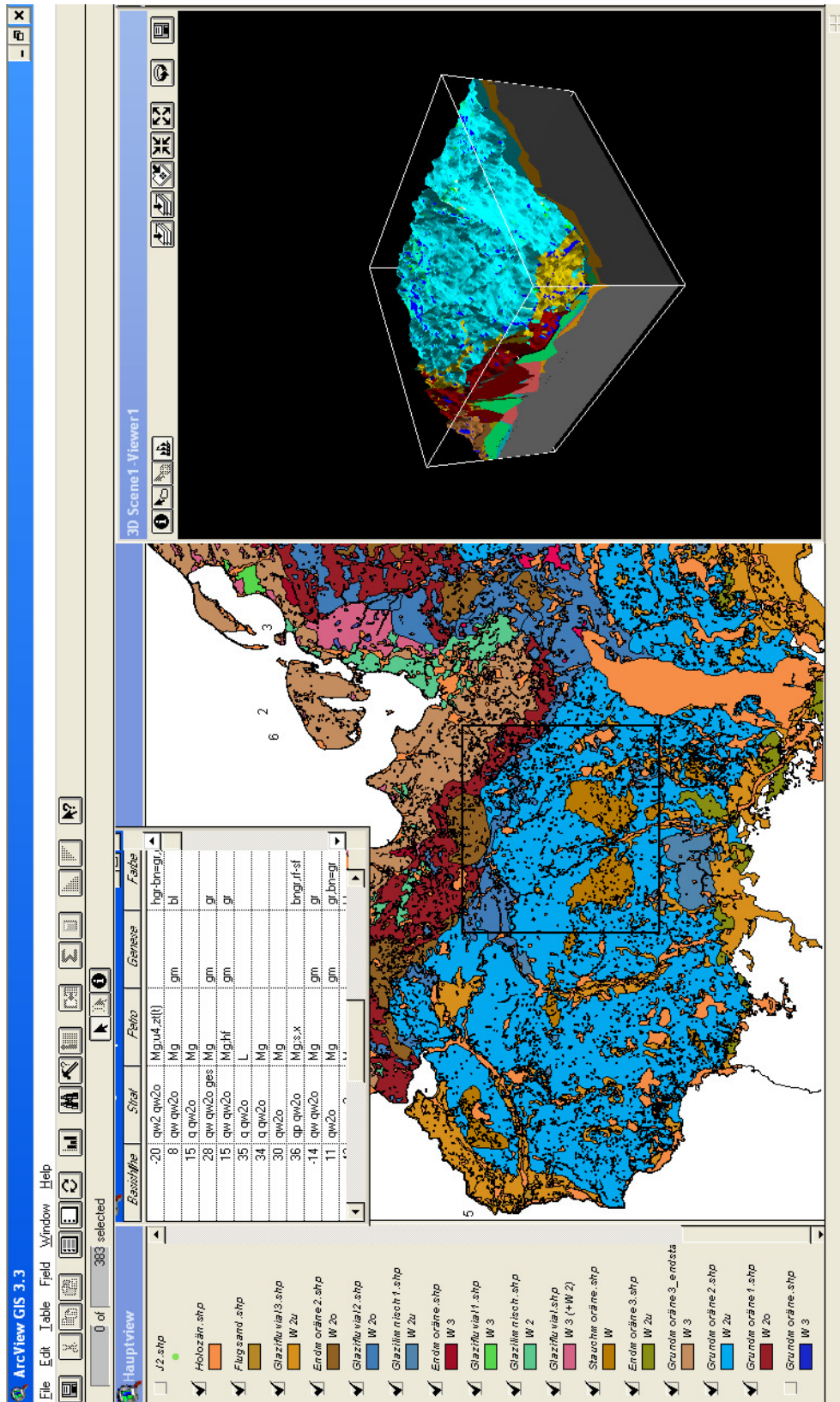


Abb. 93: Arbeitsfenster in ArcView. Ganz links die Indizierung der im linken Bereich visualisierten, digitalisierten Schichtausbisse. Darüber die Datentabelle der einbezogenen Bohrungen für die jeweiligen Schichten. Rechts ist der 3D-Viewer mit einem mittels Virgil und den auf das DGM projizierten Schichtausbiss-Shapes berechneten Blockprofil dargestellt. Die Grenzen des Blockprofils sind durch die Umrisslinie im Hauptview markiert. Stratigraphische Farbcodierung nach Abb. 83.

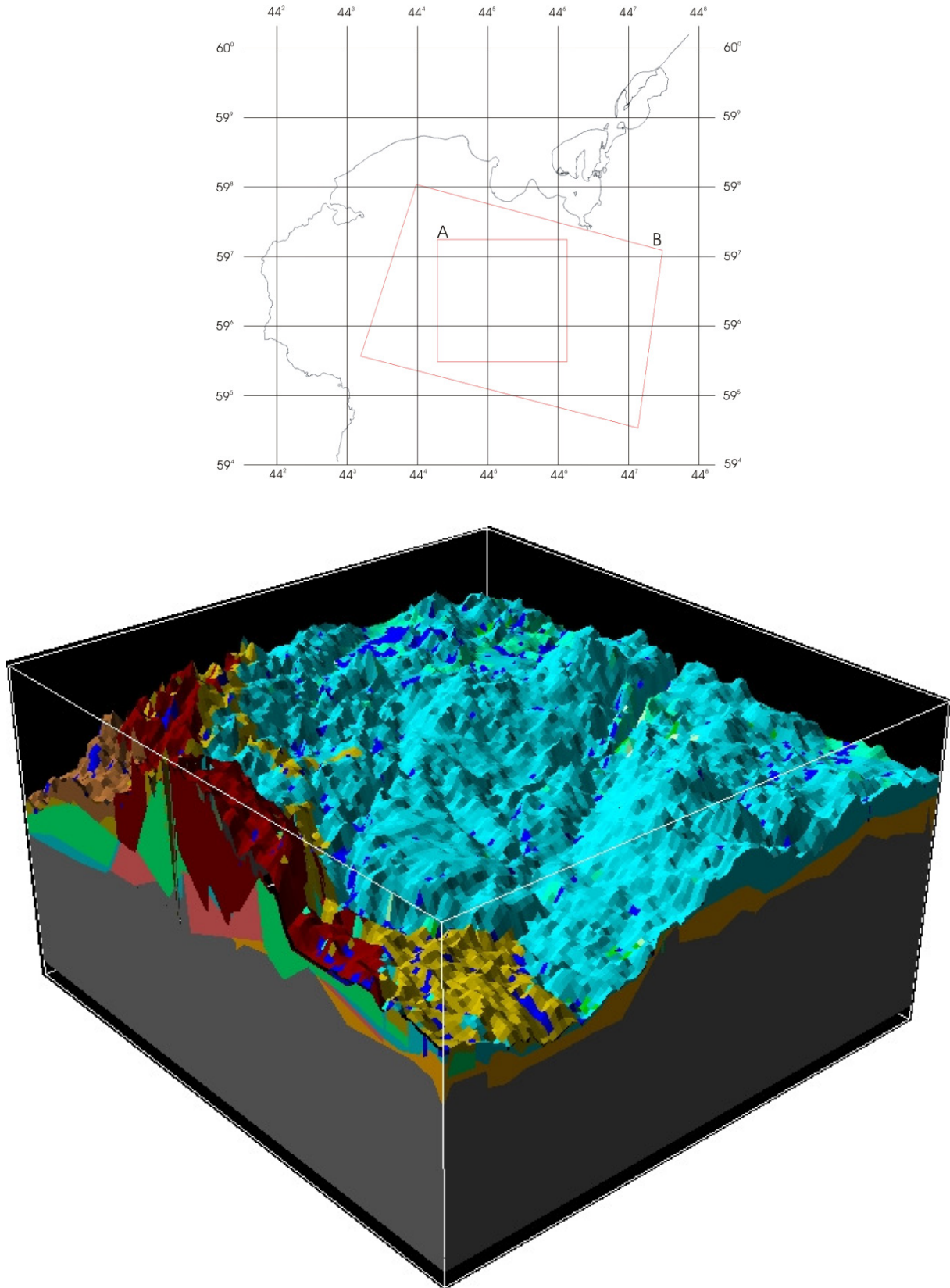


Abb. 94: 50-fach überhöhtes Blockprofil aus dem zentralen Bereich des Arbeitsgebietes. Erstellt in ArcView durch Montage der auf das DGM projizierten Ausbissflächen-Shapes und eines mittels Virgil generierten Polygonprofils. Blickrichtung aus Nordwesten. Stratigrafische Farbcodierung nach Abb. 83. Der obige Abbildungsteil zeigt die Lage der Grenzen der Blockbilder (A: Abb. 94, B: Abb. 95).

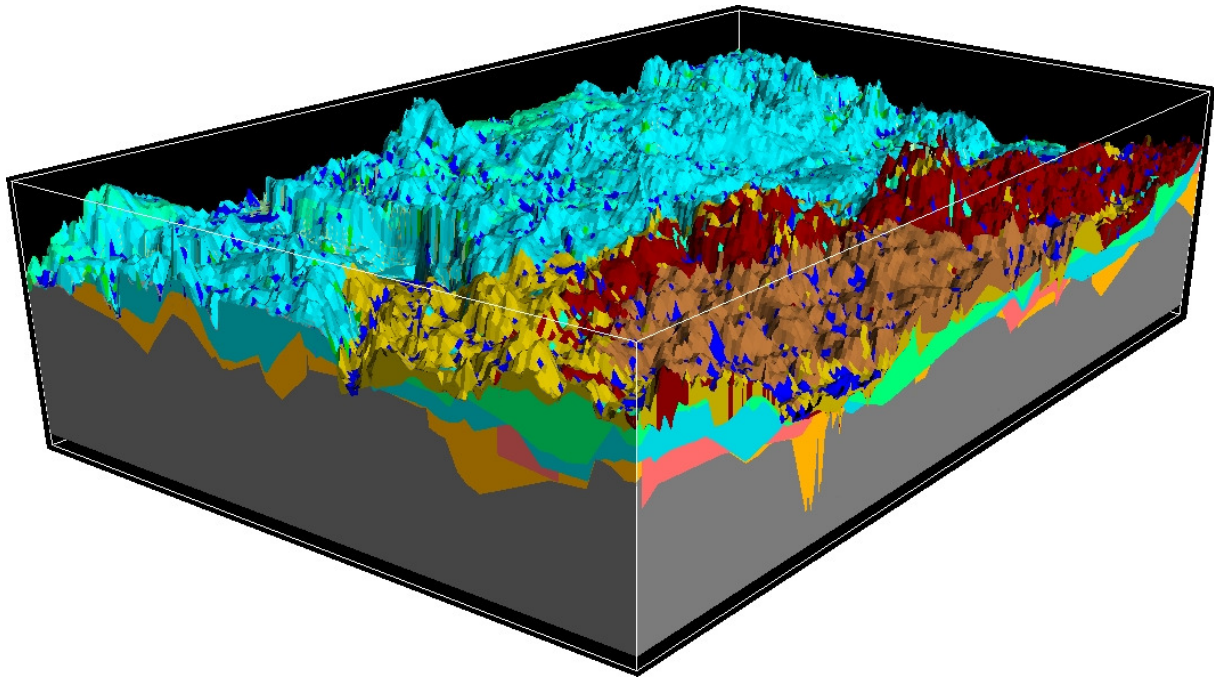


Abb. 95: 50-fach überhöhtes Blockprofil aus dem zentralen Bereich des Arbeitsgebietes. Erstellt in ArcView durch Montage der auf das DGM projizierten Ausbissflächen-Shapes und eines mittels Virgil generierten Polygonprofils. Blickrichtung aus Nordwesten, Stratigrafische Farbcodierung nach Abb. 83.

6. Paläogeografie

Aus den erstellten 3D-Modellen (Kap. 4.3.2 und 5.2) und den Sedimentanalysen (Kap. 5.1) lassen sich Aussagen zur Paläogeografie im Arbeitsgebiet treffen. Hierbei muss jedoch auf eine interpolative Rekonstruktion erodierter Bereiche der einzelnen Sedimente verzichtet werden, da auf Grund der lateral schwankenden Sedimentbasen mit uneinheitlichem Gefälle und der unterschiedlich hohen Erosionsraten bzw. der akkumulierten Mächtigkeiten eine solche Rekonstruktion unzulässig erscheint bzw. mit einer zu großen Fehlerrate in Bezug auf die Datengenauigkeit behaftet wäre. Dazu ist die Rekonstruktion der heute gestaucht vorliegenden Sedimente und Ablagerungsbereiche zu ungestauchten Sedimenten und Arealen unter den gegebenen Umständen kaum möglich. Dazu müssten dezidiertere Kenntnisse der Lagerungsverhältnisse in den Stauchungszonen sowie eine damit verbundene höhere Bohrungs- und Aufschlussdichte vorherrschen. Selbst unter diesen Umständen wäre es, von kleinräumigen Aussagen ausgehend,

großräumig nur schwer zu klären, wie viel Sediment über welche Strecke gestaucht worden ist. So mussten bei den nachfolgenden paläogeografischen Aussagen die heutigen Lagerungsverhältnisse verstärkt Berücksichtigung finden.

Die Basis der untersuchten Sedimente J2 bis qH wird von saale-zeitlichen (S2) sowie älteren weichsel-zeitlichen W0 und W1 Tills und Schmelzwassersedimenten eingenommen (MÜLLER 2004). Da sie für die vorliegende Arbeit nur untergeordnet als Grenzsichten von Bedeutung waren (in den Profilen im Anhang sowie in den bereits vorgestellten Blockprofilen grau dargestellt), soll hier nur kurz auf sie eingegangen werden. Die Einregelungsmessungen in den ungestörten Kliffsektionen ergaben, dass die Tills (die sedimentologische Beschreibung ist in Kap. 4 abgehandelt worden) jeweils von aus Nord-Nordost- bis Nordost-Richtung vorrückenden Gletschern abgelagert worden sind (Abb. 96).

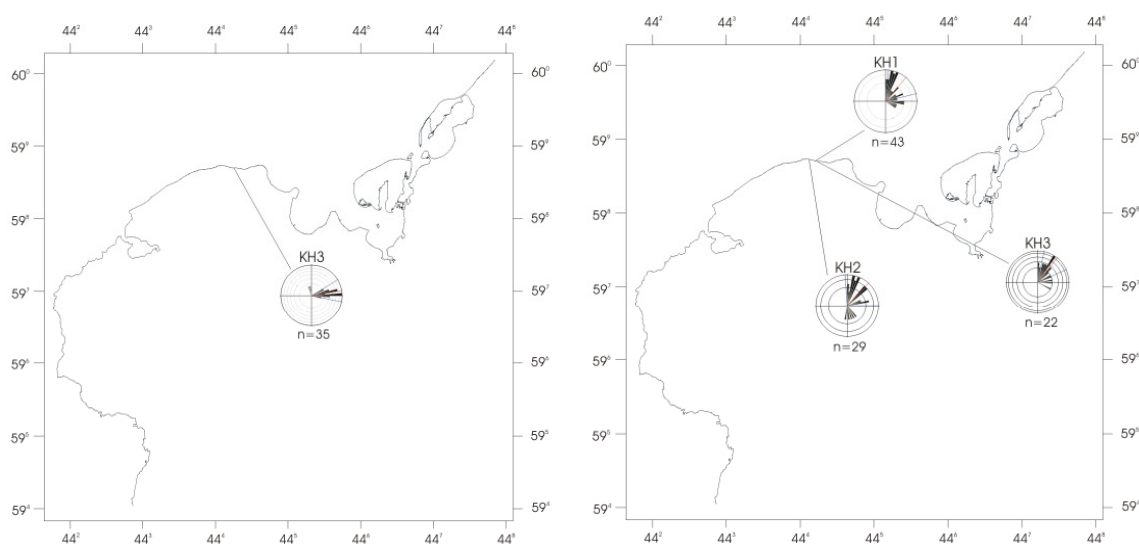


Abb. 96: Einregelungsmessungen für die Geschiebe des S2- (links) und des W1-Tills (rechts).

Strukturtektonische Untersuchungen im Raum Stoltera – Kühlung, östlich des Arbeitsgebietes durch PETERSS (1990) unterstützten die hier gewonnenen Werte der Eisvorschubrichtung. Nach MÜLLER (1996) wies der den oberen Saale-Till (S2) ablagernde Gletscher im Arbeitsgebiet im Bereich um Schönberg eine weitaus geringere Dynamik auf als der S1-Gletscher. Die Ablagerungen zeigen in Küstennähe erhöhte Gehalte von Kristallin und Paläozoischen Kalken (Abb. 61), wobei insbesondere die sonstigen Sedimentärgeschiebegehalte erniedrigt sind. Dies wird durch Kleingeschiebeauswertungen von MÜLLER (2004b) im Bereich der

Wismarbucht teilweise bestätigt. Weiter südlich zeigen die Sedimente auffällig niedrige Flint-, Sandstein- und Paläozoische Schiefergehalte (MÜLLER 1996). Der W1-Till zeigt in den untersuchten Aufschlüssen erhöhte Kristallin- und Paläozoische Kalkgehalte. Der Flintanteil tritt gegenüber dem Gehalt des S2-Tills zurück (Abb. 61). Nach den Analysen von MÜLLER (2004b) kann der Flintgehalt im Untersuchungsgebiet jedoch deutlich höher ausfallen. Möglicherweise kann es sich hierbei um eine Verdünnung bzw. Verschiebung des Geschiebemergelspektrums handeln, die durch Sedimentaufnahme älterer Ablagerungen generiert worden ist, wie sie teilweise für das uneinheitliche Geschiebemergelspektrum des W0-Tills im Bereich des Arbeitsgebietes von MÜLLER (1996) beschrieben wurde.

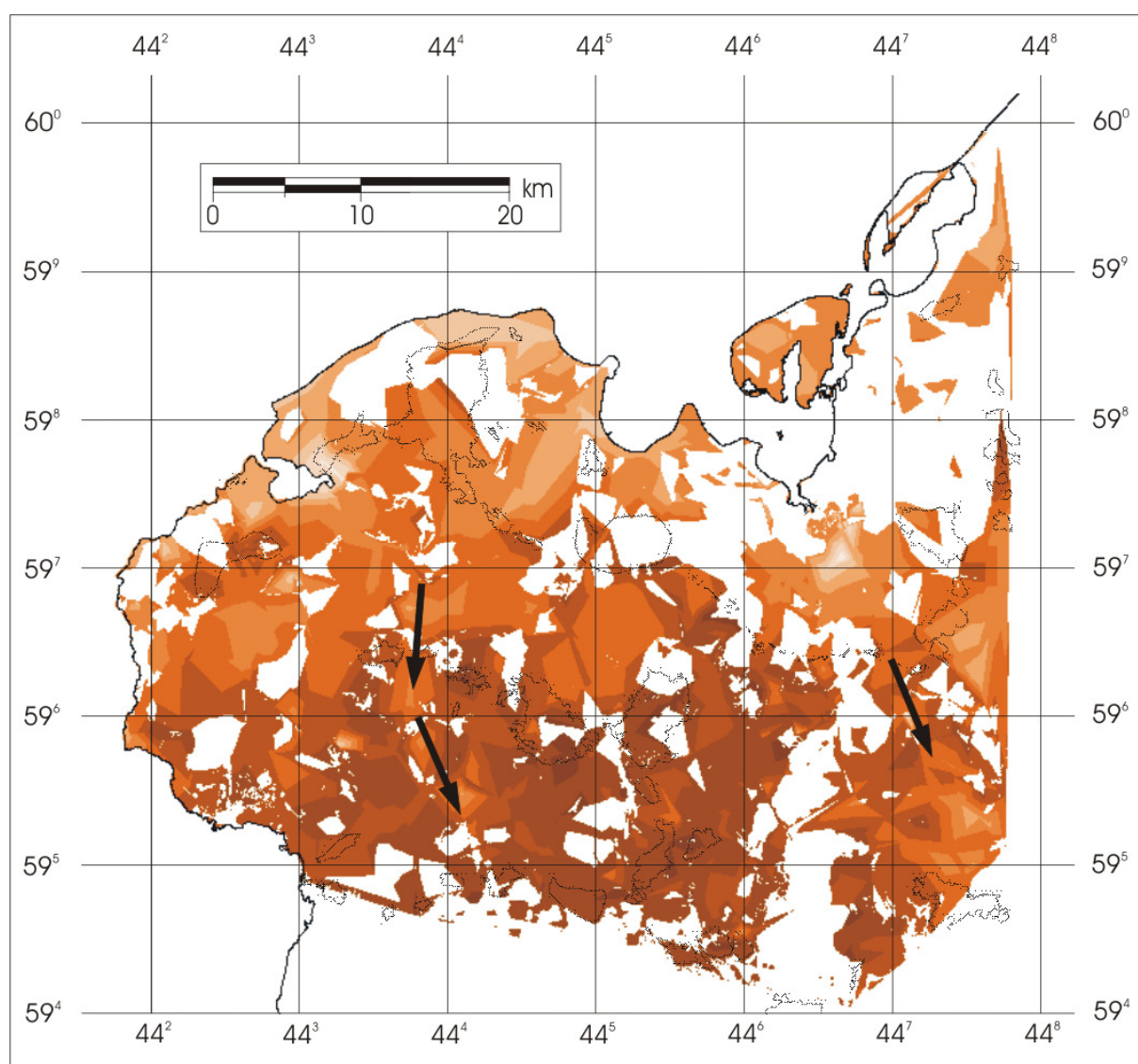


Abb. 97: Verbreitung der Schichtbasis des Zwischensandes J2 (Orange dargestellt). Die Pfeile deuten den Verlauf von erkennbaren größeren Rinnen an. Die Umrisslinien im Arbeitsgebiet geben den Verlauf von in den geologischen Übersichtskarten 1: 200.000 dargestellten Stauch- und Endmoränenkomplexen unterschiedlichen Alters an.

Die zeitlich folgenden und sich mit den saale-zeitlichen Schmelzwasser- bzw. Nachschüttsedimenten verzahnenden (s. Lithofazieskarten Quartär LUNG M-V) Vorschüttsedimente J2 des W2-Gletschers nehmen große Flächen des Arbeitsgebietes ein (s. a. Kap. 4.3 u. Abb. 36). Ihre Ablagerung erfolgte in z. T. tiefer reichenden Sedimentationsrinnen (Abb. 97, Profile im Anhang), wie sie in größerem Ausmaß im Bereich zwischen Grieben und Gadebusch sowie zwischen Ventschow und Kuhlen in Nord-Süd bzw. in Nord-Südost-Erstreckung zu beobachten sind. Der Höhenunterschied von der Rinnenbasis zum heutigen Rinnenrand (die Abfolge ist durch jüngere Sedimente gekappt) kann 20 m und mehr betragen (Profil 5), wobei kleinere Rinnenabschnitte teilweise auf engem Raum schnell auskeilen können. Die auf Grund der Rinnenbildungen z. T. stärker schwankenden Basishöhen sprechen für eine hohe Ablagerungsdynamik unter verstärkter Aufnahme, zumindest in tiefer hinabreichenden Rinnen, zeitlich älteren Sedimentmaterials.

Der auf die Zwischensedimente J2 anhand relativer stratigrafischer Zuordnungen (s. Kap. 5) zeitlich folgende Till W2u erstreckt sich großflächig bis nahezu an den Südrand des Arbeitsgebietes. Sie wurden von einem Gletscher abgelagert, der insbesondere im Nordosten des Untersuchungsgebietes große Teile des J2-Zwischensedimentes ausgeräumt hat (Profil 3 u. 9 im Anhang). Im nördlichen Bereich sind die Ablagerungen durch jüngere Kompressionsvorgänge aufgeschoben worden (Profil 6 im Anhang). Weiter südlich folgt die sog. Grundmoränenlandschaft (s. RICHTER 1963, BILLWITZ 2003) mit verringerter Reliefenergie. Auf Grund der verminderten morphologisch hervortretenden Oberflächenausbildung leitet SCHULZ (1970) auch eine reduzierte exarative Wirkung des entsprechenden Inlandeises ab. Die in diesem Bereich durch die Modellierung diagnostizierten Ausdünnungen und die teilweise unterhalb des J2-Niveaus reichenden W2u-Sedimente zeigen ein differenzierteres Bild (z. B. Profil 5 im Anhang). Im Süden, westlich und östlich des Schweriner Sees wird der Gletschermaximalstand durch lang gezogene Stauchkomplexe, die parallel zur ehemaligen Gletscherstirn angeordnet sind, markiert (Profil 3 u. 8 im Anhang). Dabei sind die Zuordnungen zu morphologisch markanten Erhebungen, die als Stauchendmoränen gedeutet werden (LANDESAMT FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND GEOLOGIE 2000, 2002) zum W2u-Maximalstand zu rechnen. Darauf deutet der Anstieg des W2u-Tills bis in diesen Bereich hin, wie auch die zeitlich sich anschließenden Sander, die in einigen Gebieten von diesen Hochflächen ausgehend nach Süden abdachen (s.

nachfolgende Beschreibung für J3). Dabei ist der Zusammenhang zwischen dem Schichtbasisflächenanstieg des W2u-Tills zum südlichen Endmoränenzug (Abb. 98) unmittelbar des östlich und westlich des Schweriner Sees gelegenen Gebiets markanter als in weiter westlich anschließenden Gebieten.

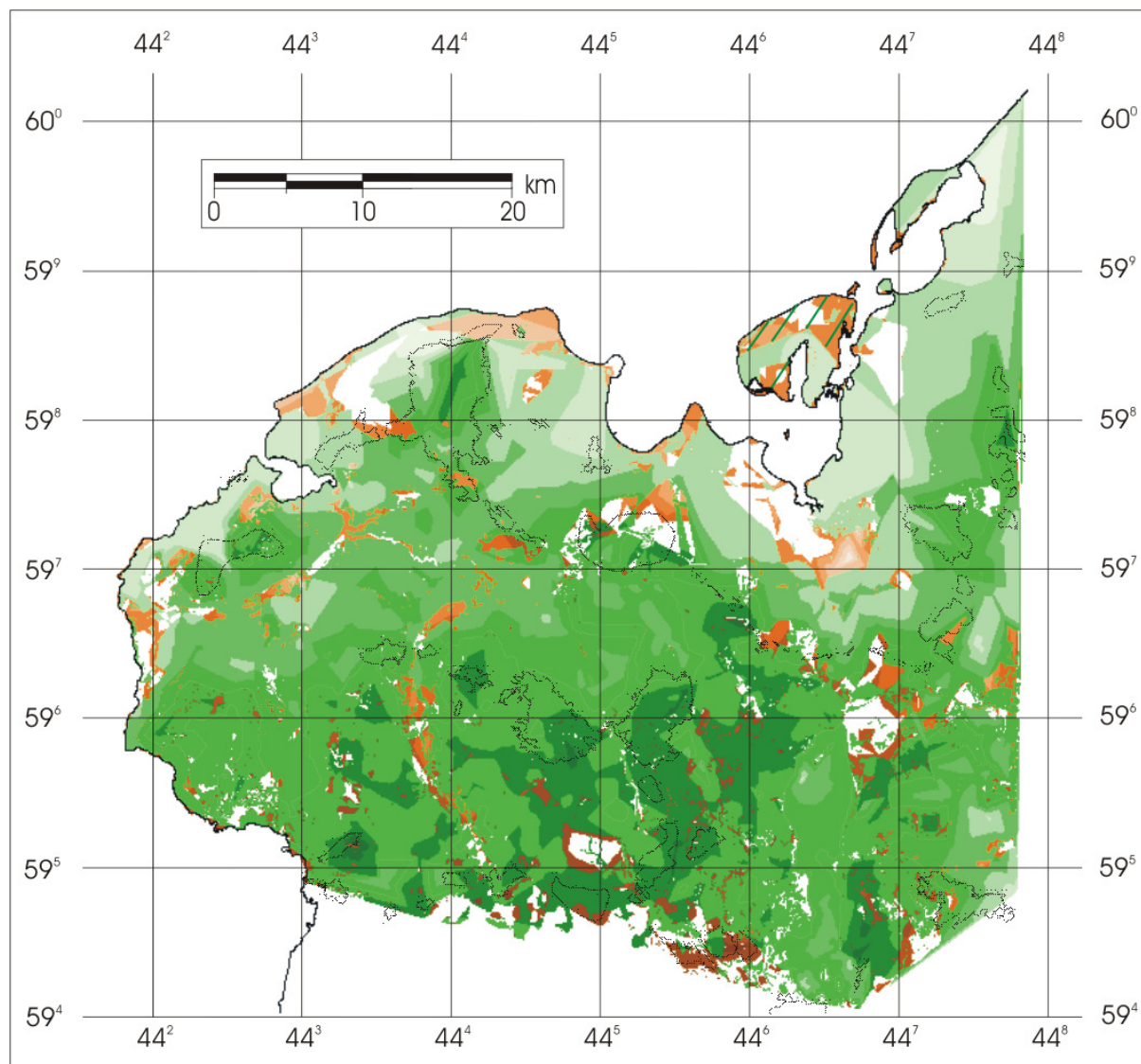


Abb. 98: Verbreitung der Schichtbasis des Tills W2u (Grün dargestellt). Die schraffierte Fläche weist auf die vermutete Verbreitung hin. Durch die geringe Bohrungsanzahl bzw. -dichte und der vertikal schwer untergliederbaren Sedimentübergänge in diesem Bereich sind eindeutige Aussagen zur Verbreitung nur schwer möglich. Orange: Schichtbasis J2 (s. Abb. 97).

Der auffällige Anstieg der Tillbasis W2u in Profil 6 und 8 (s. Anhang) könnte auf eine sedimentär überschleierte präexistente Reliefoberfläche oder aber auf zwei Ablagerungszyklen bzw. Vorstöße des W2u-Gletschers hinweisen. Die wechselnde petrografische Charakterisierung des W2u-Tills, Feuerstein-, Paläozoische Schiefer, und Kristallin reich im westlichen Untersuchungsgebiet und im Areal der

Wismarbucht (MÜLLER 1996, 2004) bzw. die verminderte Kristallin- und Sedimentärgeschiefbeführung (Abb. 62) im Inlandbereich deutet ebenfalls auf eine erhöhte Dynamik des ablagernden Gletschers hin. Die Einregelungsmessungen an den Geschieben weisen auf eine Vorschubrichtung des ablagernden Gletschers im Nordwesten des Arbeitsgebietes aus nordwestlicher, im Nordosten aus nordöstlicher Richtung hin (Abb. 99).

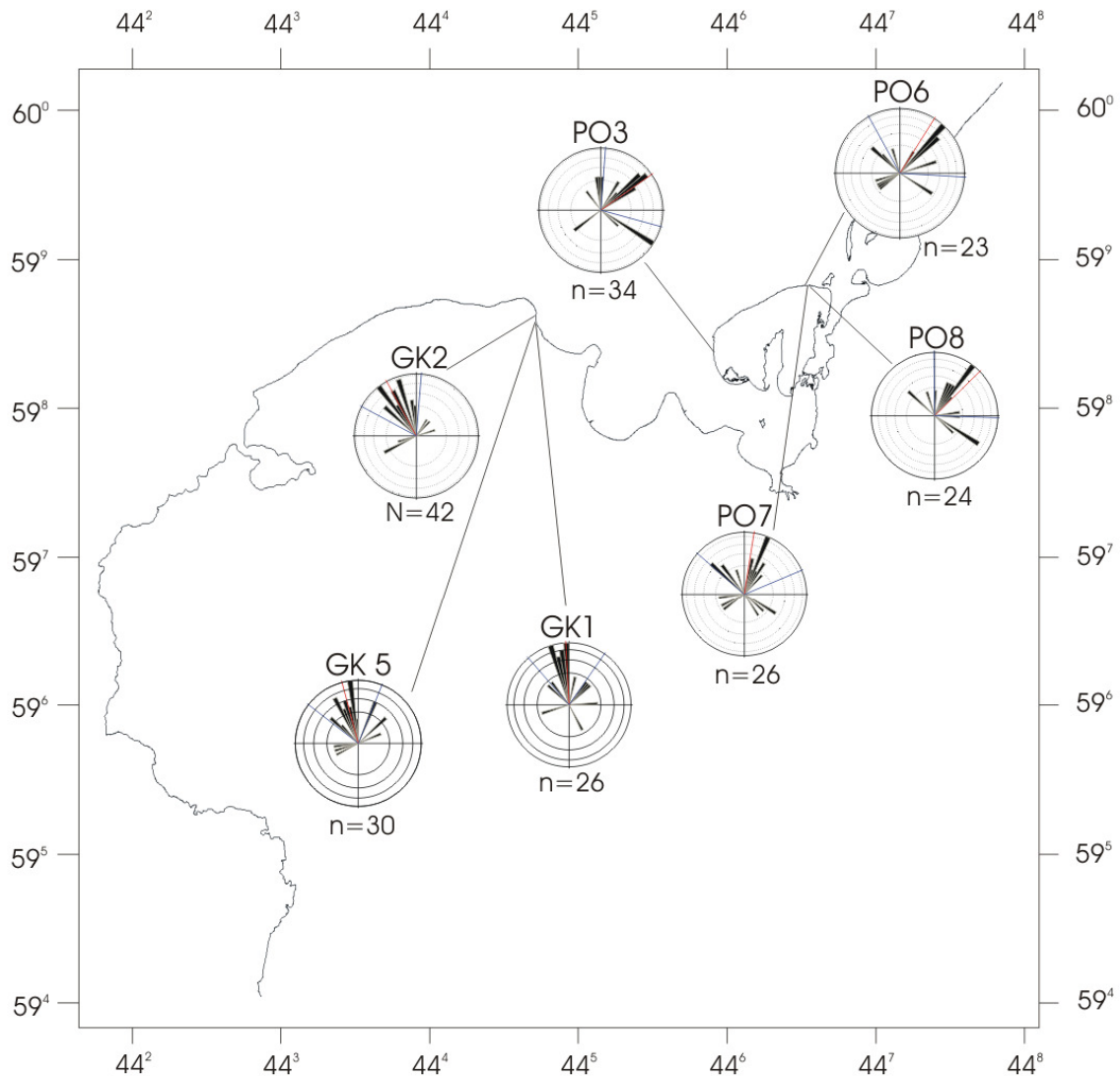


Abb. 99: Einregelungsmessungen für den Till W2u.

Beim Rückzug des Gletschers W2u wurden im Arbeitsgebiet die Zwischensedimente J3 abgelagert. Hierbei handelt es sich, wie die Auswertung der Bohrungen und der Aufschlussaufnahmen zeigt, überwiegend um glazifluviatile Schmelzwassersande, die sich im Gebiet des nicht durch jüngere Inlandeisvorstöße überfahrenen Bereiches

als lang gestreckte Nord-Süd und Nordost-Südwest verlaufende Rinnen in die W2u-Tillsedimente erosiv eingetieft haben (Abb. 100).

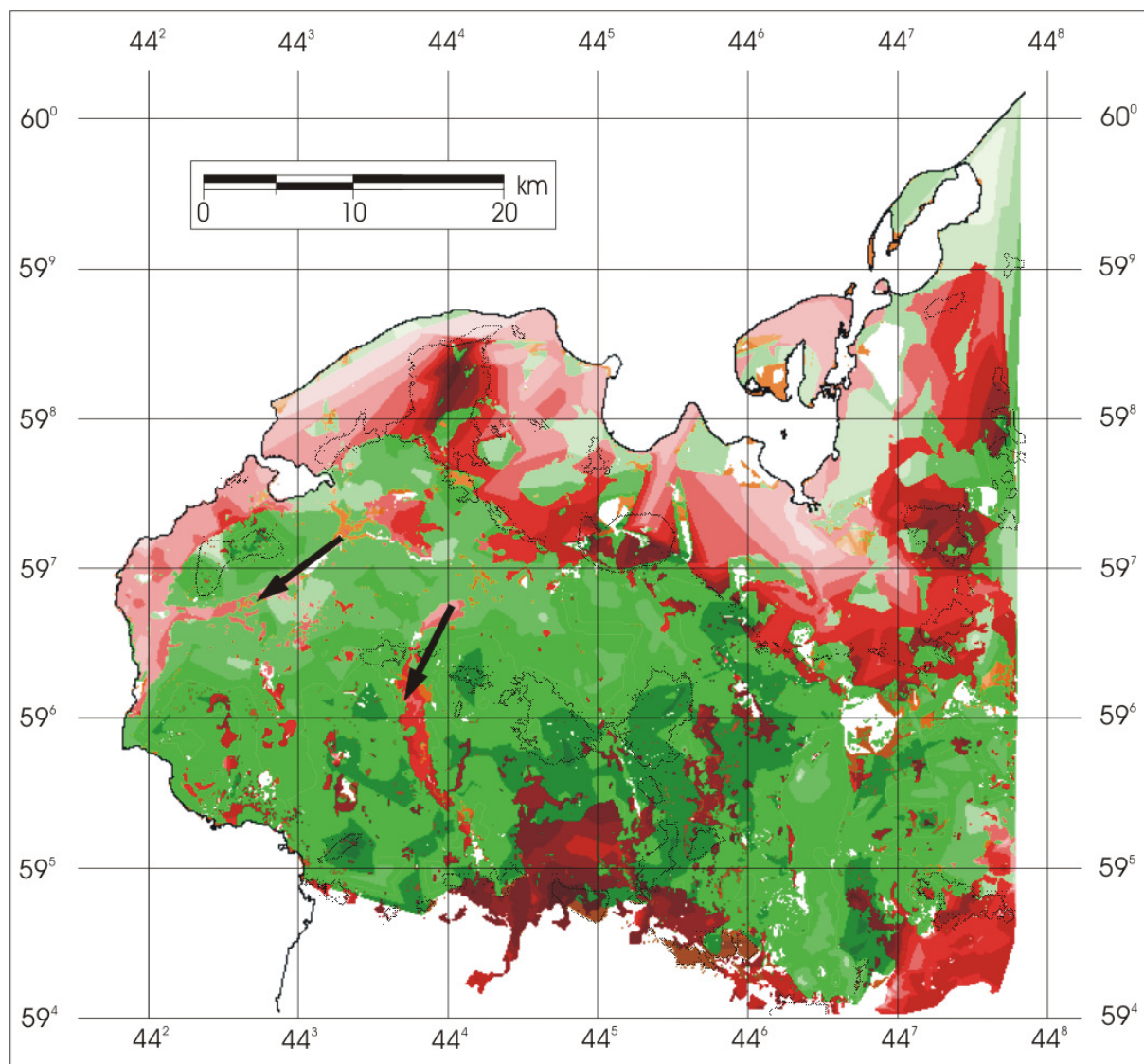


Abb. 100: Verbreitung der Schichtbasis des Zwischensandes J3 (Rot dargestellt). Die Pfeile deuten den Verlauf von erkennbaren größeren Erosionsrinnen an. Farbcodierung Orange und Grün s. Abb. 97 u. 98.

Im Vorfeld der W2u-Stauchendmoräne sind bei Pokrent, westlich des Schweriner Sees und im Südosten des Sees ausgedehntere Sanderflächen angelegt, die im Südosten des Arbeitsgebietes in ältere Sandersedimente übergehen. Östlich von Gadebusch, im Bereich zwischen Dragun und Brüsewitz sowie im Südwesten von Selmstorf sind in den Bohrungen Schluffe nachgewiesen, die z. T. zum Liegenden hin in Fein- und schließlich in Grobsande übergehen. Diese Sedimente werden als Beckensedimente gedeutet (LANDESAMT FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND GEOLOGIE 2000). Durch die fließenden Übergänge in der lithologischen Ausbildung

zu den benachbarten glazifluviatilen Sedimenten kann eine eindeutige Abgrenzung beider Fazies bei der derzeitigen Datenlage nicht erfolgen. Die Lage dieser glazilimnischen Sedimente, die in einem ausgedehnteren Beckenareal im Rückenbereich der Stauchendmoränen (Profil 8 im Anhang) im Süden anstehen, deutet ebenso wie der Endmoränenrücken auf den Eishalt mit Abschmelzphase hin. Dabei haben die Schmelzwässer im Bereich von Pokrent den Endmoränenwall durchbrochen und die bereits beschriebene Sanderfläche im Vorfeld angelegt. Ein weiteres größeres Schmelzwassertor muss auf Grund der abgelagerten Schmelzwassersedimente, deren Höhenbasis von Norden nach Süden abfällt, im Vorfeld des Höhenrückens im Norden des Pinnower Sees bestanden haben. In Profil 3 im Anhang ist der entsprechende Bereich deutlich im rechten Teil zu erkennen. Die ausgedehnte Verbreitung bzw. Erhaltung der Schmelzwassersedimente im Norden ist zum einen durch jüngere Stauchungs- und somit konservierende Inkorporationsprozesse, durch allgemeine Aufarbeitungs- und Inkorporationsbereiche im basalen Teil der jüngeren Sedimente sowie durch den verminderten Abtrag und den vor weiteren Erosionsprozessen hergestellten Schutz durch jüngere Überdeckung gegeben. Die Aufschlussbereiche an den Kliffsektionen zeigen zudem, durch Entlastungsstrukturen in älteren Sedimenten, die unterhalb des W2u-Tills anstehen (s. Abb. 22), dass die Deformation älterer Ablagerungen nicht allein durch den Gletschervorschub, sondern auch durch Druckentlastungsprozesse im Zuge abschmelzender Eismassen verursacht worden sind.

Durch die Ablagerung des Tills W2o (Abb. 101) ist das erneute Vorrücken des Inlandeises im Arbeitsgebiet markiert. Der Till liegt im nördlichen Bereich des Arbeitsgebietes z. T. deutlich über dem Till W2u und ist von diesem teilweise durch das Zwischensediment J3 getrennt. Die Vorschubrichtung des den Till ablagernden Gletschers ist durch die Einregelungsmessungen an den Geschieben aus nördlicher bis nordwestlicher Richtung belegt (Abb. 102). Durch die teilweise ähnliche Ausbildung des W2o- und des W3-Tills ist insbesondere im nördlichsten Abschnitt des Untersuchungsgebietes eine klare Trennung auf Grund der Bohrdaten nicht gegeben, so dass die Verbreitung in diesem Bereich mit dem W3-Till zusammenfällt und umgekehrt. Sowohl die Lagerungsverhältnisse in den Bohrungen, als auch die Oberflächenmorphologie weist auf größere Stauchkomplexe im Vorfeld der Gletscherfront hin (z. B. Profil 1, 3 und 4 im Anhang).

Die glazitektonische Beanspruchung der jüngeren Sedimente bzw. des präexistenten Untergrundes ist eindrucksvoll an den in Kap. 4.1 beschriebenen Kliffabschnitten belegt. Mehrmalige, zyklisch sich in den Bohrungen wiederholende Schichtverdopplungen in den in Abb. 101 angezeigten Stauchungsbereichen im Vorfeld der Grundmoränenlandschaft des W2o-Tills weisen auf die glazitektonischen Prozesse während des Gletschervorschubs hin, bei der auch die älteren Sedimente zusammen geschoben und teilweise aufgepresst worden sind (Profil 1 im Anhang).

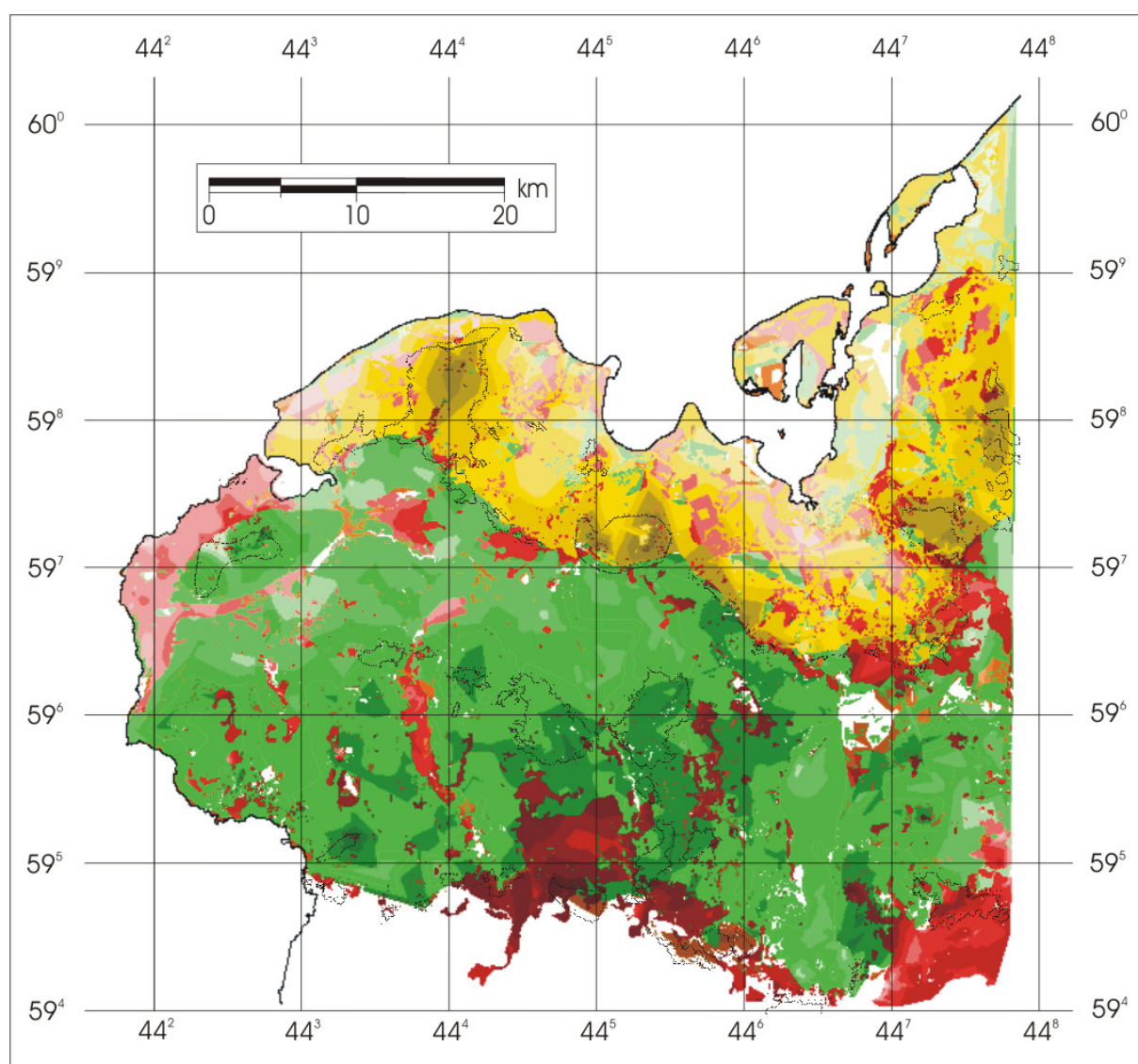


Abb. 101: Verbreitung der Schichtbasis des Tills W2o (Gelb dargestellt). Andere Farbcodierungen s. Abb. 97, 98 u.100.

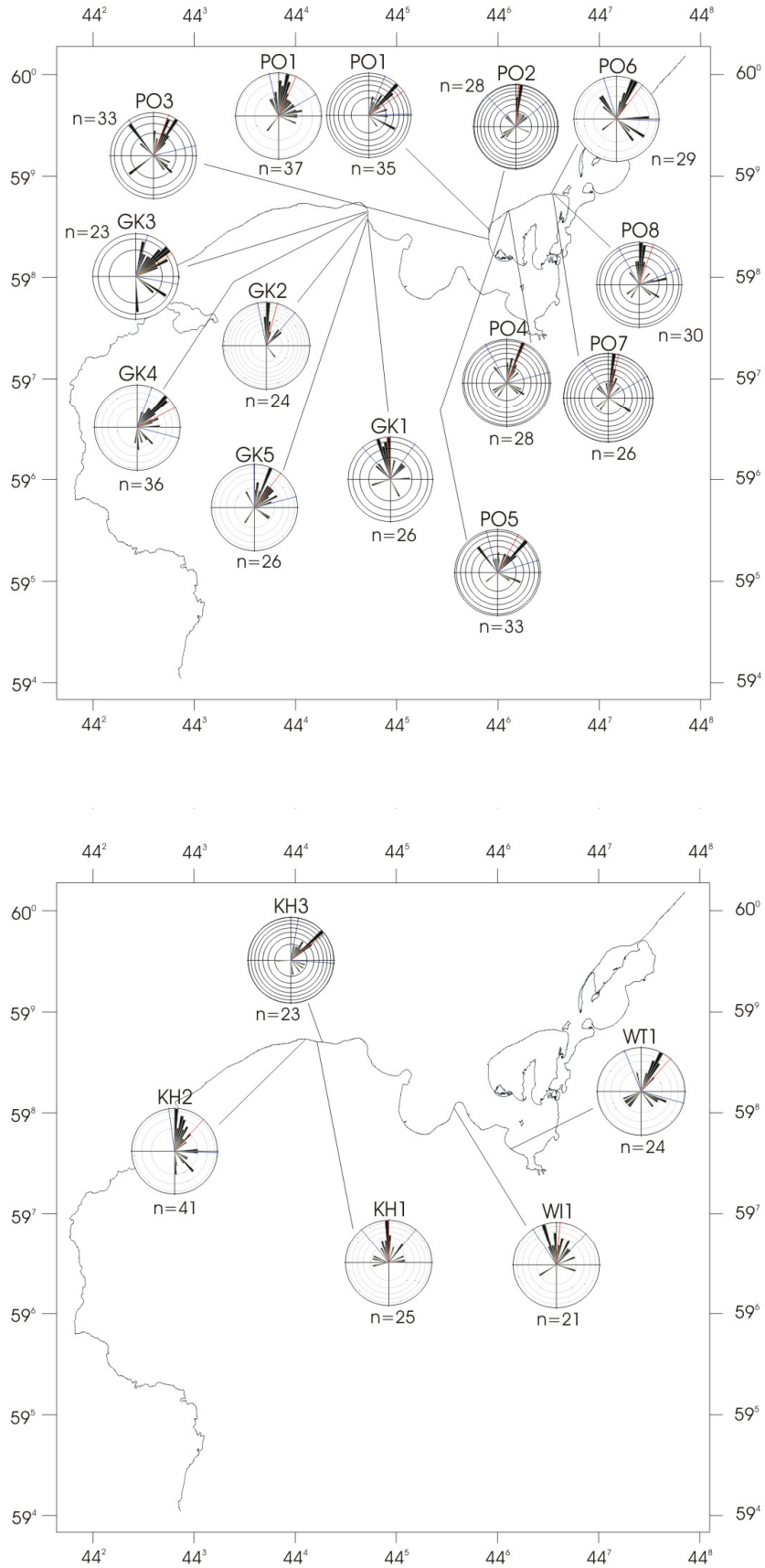


Abb. 102: Einregelungsmessungen für den Till W2o

Während der Abschmelzphase des W2o-Gletschers kam es zur Ablagerung der J4-Schmelzwassersedimente (Abb. 104).

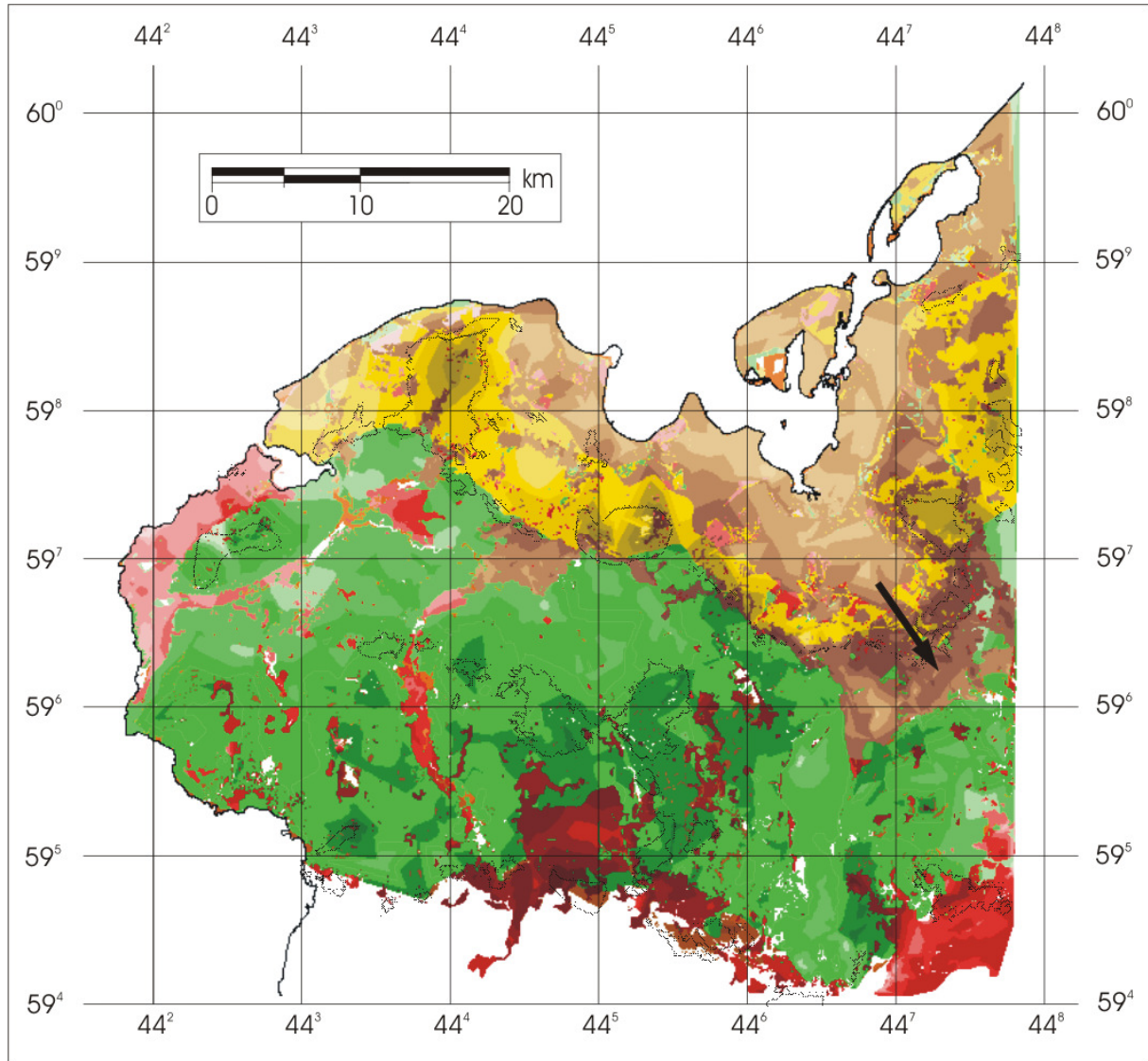


Abb. 103: Verbreitung der Schichtbasis des Zwischensandes J4 (Braun dargestellt). Der Pfeil deutet den Verlauf einer erkennbaren größeren Sedimentations-Rinne an, die im Vorfeld des Endmoränenrückens in einen breit angelegten Sander übergeht. Andere Farbcodierungen s. Abb. 97, 98, 100 u. 101.

Schluffig-tonige Beckensedimente kamen dabei im Klützer Winkel sowie insbesondere westlich von Wismar zum Absatz (Abb. 48). Diese haben sich in einem ausgedehnten Beckenbereich abgesetzt und teilweise in die jüngeren Sedimente eingeschnitten (Profil 2 und 9 im Anhang). Ausgedehnte Sanderflächen, deren Basis-

und Geländeoberflächenhöhe von Norden nach Süden einfällt, sind bei Roggenstorf, Grevesmühlen und Jesendorf sowohl durch Bohrungen, als auch durch Aufschlüsse belegt (s. Profil 1 und 3 im Anhang). Die Sanderflächen schließen sich, wie an den aus dem Modell gewonnenen Profilen zu erkennen ist, direkt an die morphologisch markanten, zuvor beschriebenen und als Stauchendmoränen interpretierten Bereiche an, so dass im Bereich der Wismarbucht die glaziale Serie von Grundmoräne / Gletscherbecken, Endmoränenwall und Sanderfläche gegeben ist. In Profil 3 im Anhang wird zudem deutlich, dass die Basishöhen der dem W2o-Stauchendmoränenzug vorgelagerten Schmelzwassersedimente J4 von Süden nach Norden abfallen. Dies zeigt, neben quer dazu orientierten Sekundärentwässerungsrinnen, die Fließrichtung der Schmelzwässer in nördliche Richtung an. Dies kann bereits teilweise bei den Basishöhen der glazifluviatilen J3-Ablagerungen nördlich des Gletschermaximalstandes beobachtet werden. Somit zeigen sich für die Abtauphase des Gletschers W2u und des Inlandeisgletschers W2o zwei Hauptentwässerungsrichtungen. Nördlich der Hauptendmoränenzüge erfolgte die Entwässerung bevorzugt in nördliche Richtung, südlich davon, wie durch die Sanderflächen angezeigt, in südlicher Orientierung.

Ein wiederholter Vorstoß des Inlandeises aus generell nördlicher Richtung (Abb. 105) im Raum des Untersuchungsgebietes ist durch den Till W3 dokumentiert. Dieser Till wurde räumlich betrachtet in kurzer Entfernung zum weiter südlich gelegenen Maximalstand des W2o-Gletschers abgelagert (Abb. 104). Die Endmoräne des W2o-Gletschers wurde also nicht vom W3-Gletscher überfahren. Bereits RÜHBERG (1969) weist auf die sanfte Überfahung der älteren Sedimente durch den W3-Gletscher hin. Auf Grund des im Vorfeld des W2o-Gletschers massiven Anstiegs des Untergrundes hatte das den W3-Till ablagernde Inlandeis nicht die erforderliche Kraft die Barriere der W2o-Endmoräne zu überwinden. Dies wird z. B. an Profil 6 im Anhang deutlich. Durch den räumlich engen Zusammenhang von W2o- und W3-Maximalstand wurden die Stauchungsbereiche in Folge glazitektonischer Beanspruchung noch deutlicher morphologisch herausgearbeitet.

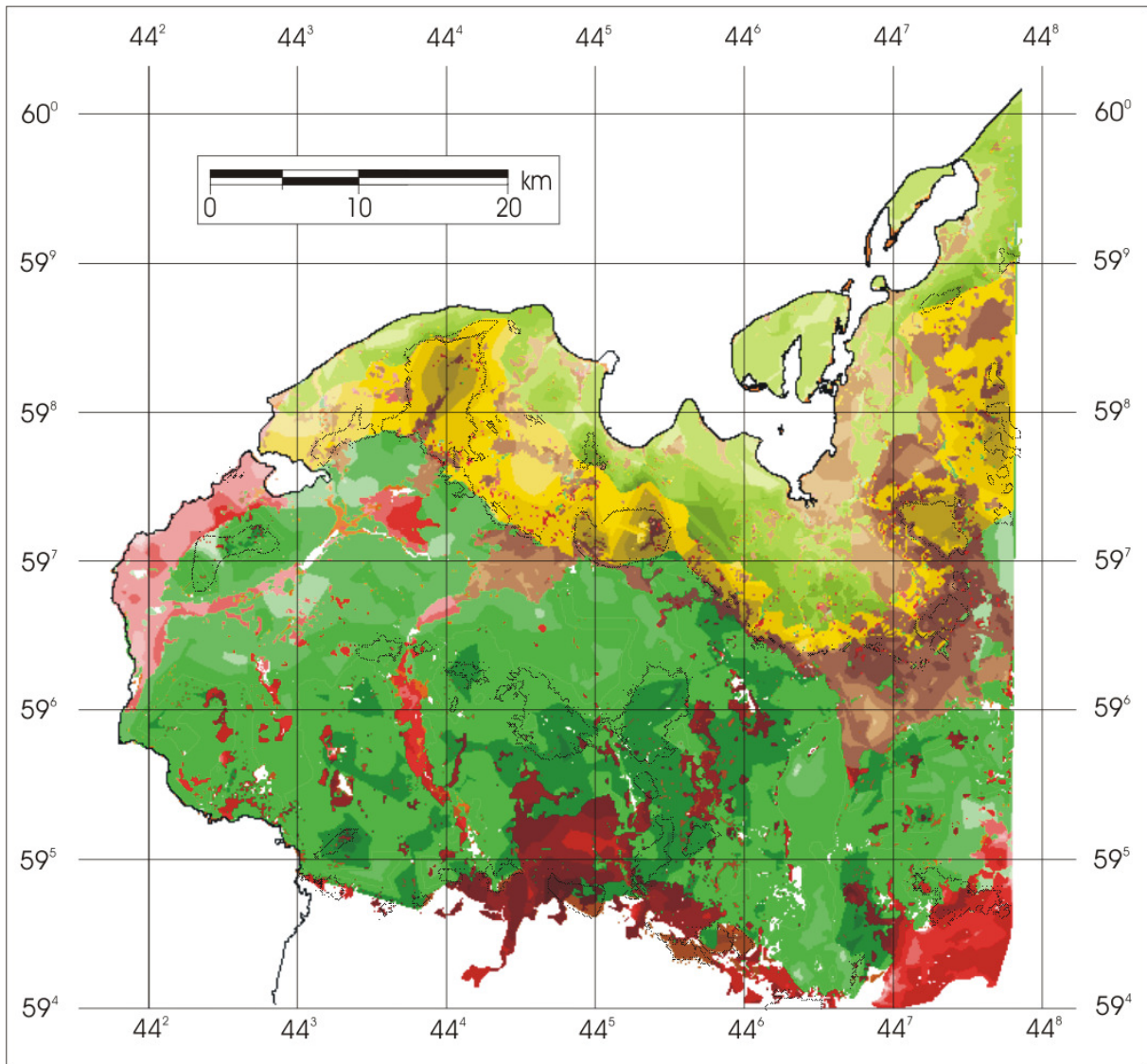


Abb. 104: Verbreitung der Schichtbasis des Tills W3 (Hellgrün dargestellt). Andere Farbcodierungen s. Abb. 97, 98, 100, 101 u. 103.

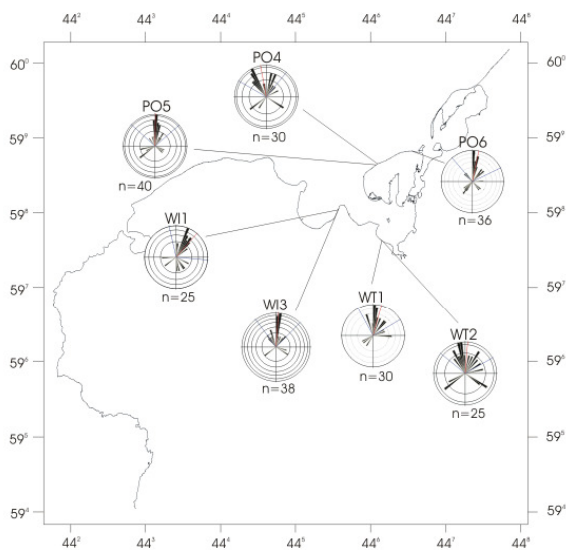


Abb. 105: Einregelungsmessungen für den Till W3.

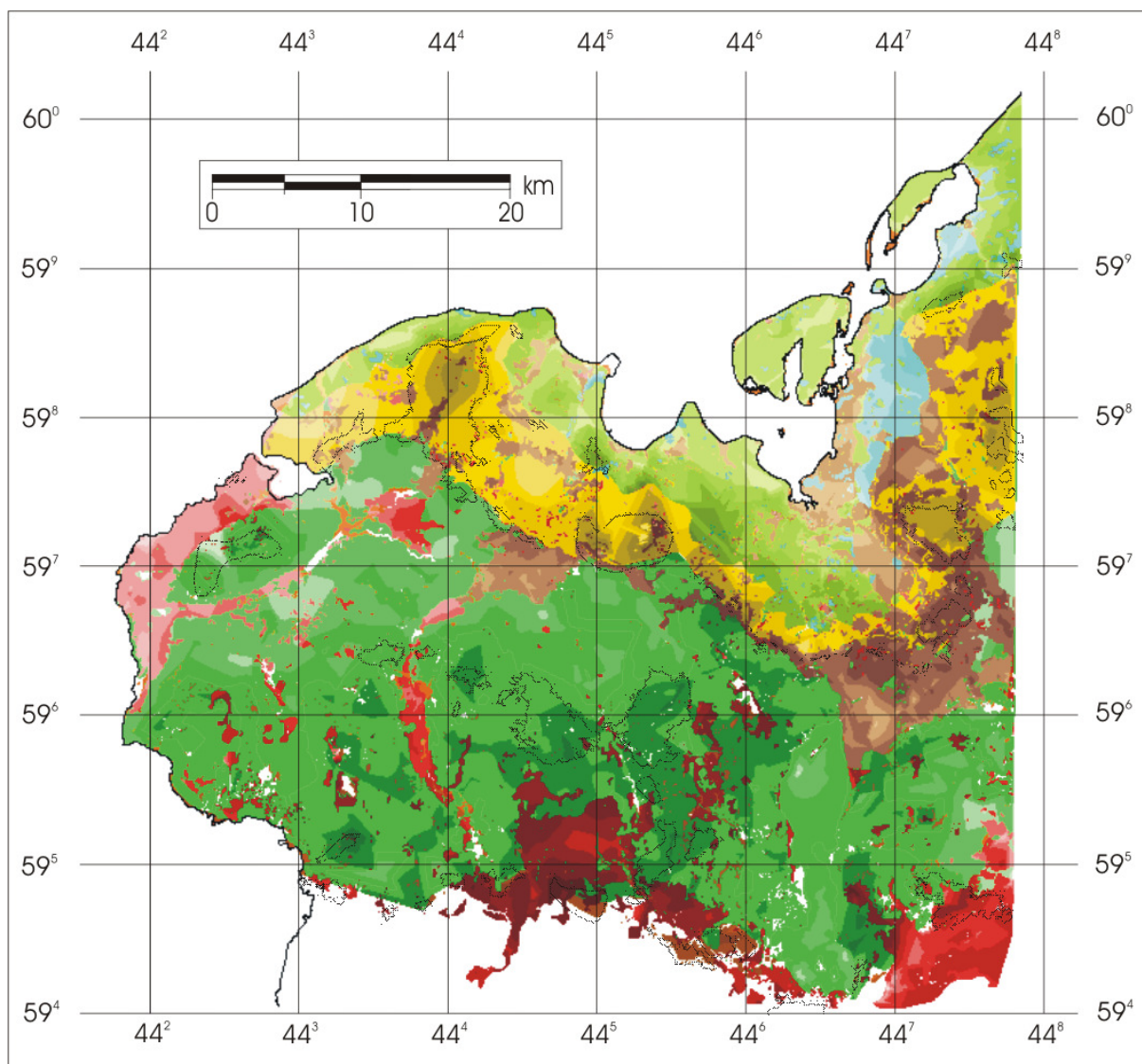


Abb. 106: Verbreitung der Schichtbasis des Zwischensandes J5 (Blau dargestellt). Andere Farbcodierungen s. Abb. 97, 98, 100, 101, 103 u. 104.

Durch Abschmelzen und Rückzug des W3-Gletschers wurden im Untersuchungsgebiet nur im geringen Maße Schmelzwassersedimente abgelagert (Abb. 106). Lediglich im Osten der Wismarbucht sind mächtigere glazifluviale J5-Ablagerungen dokumentiert (Profil 3 und 9 im Anhang). Es ist durchaus möglich, dass die Schmelzwasserablagerungen J5 zuvor eine größere Verbreitung gefunden haben und dass diese, auf Grund ihrer geringen Mächtigkeit erosiv abgetragen oder alteriert worden sind.

Als zeitlich jüngste Ablagerung im Arbeitsgebiet folgen schließlich die Sedimente qH, die auf Grund ihrer Höhenlage und ihres Habitus dem Holozän zugerechnet werden.

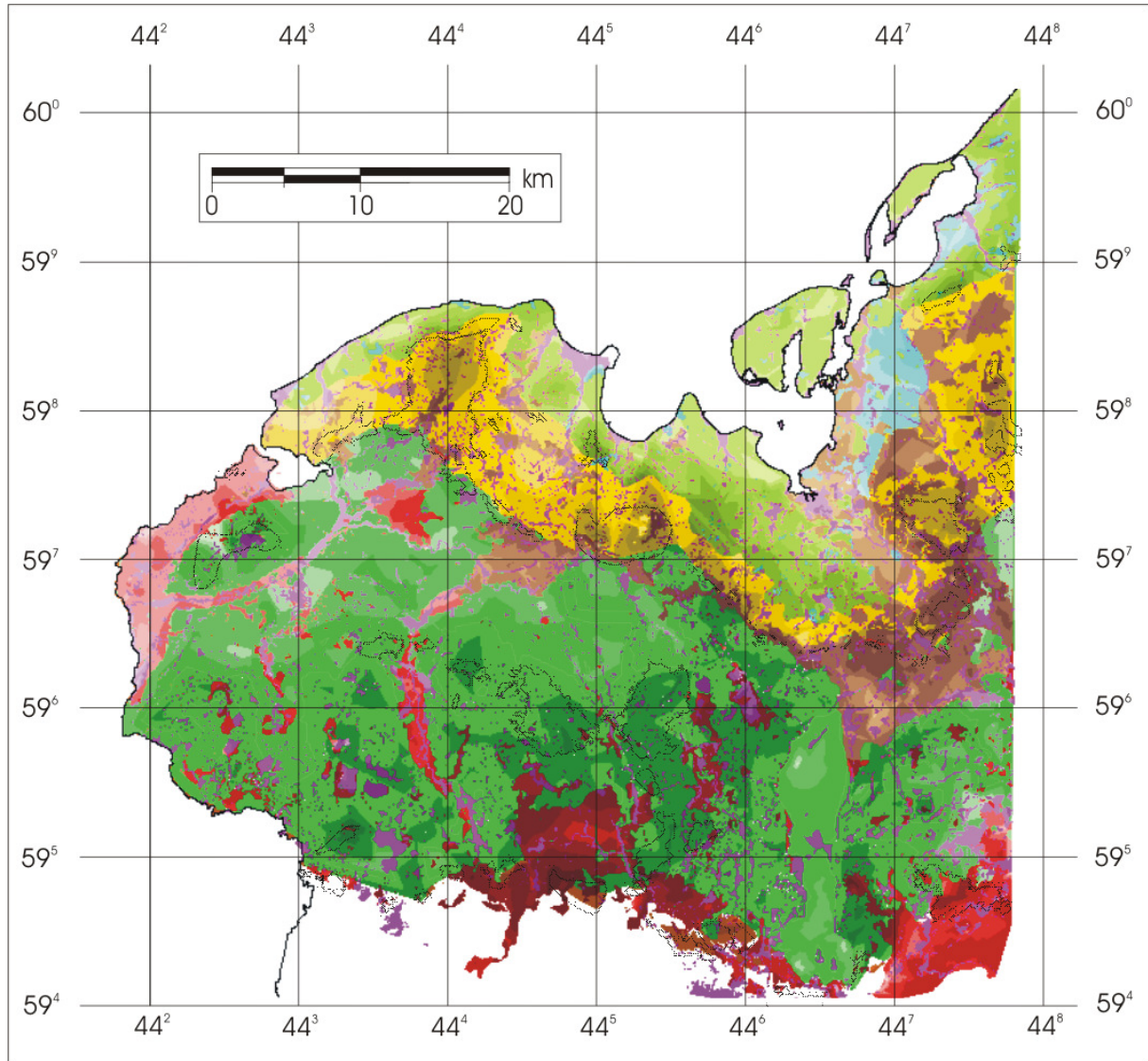


Abb. 107: Verbreitung der Schichtbasis des Holozäns (Violett dargestellt). Andere Farbcodierungen s. Abb. 98, 100, 101, 103, 104 u. 106.

Die volumenstatistischen Berechnungen zeigen, dass der Till W2u im Arbeitsgebiet mit 43% (W2u+W2) am Gesamtvolumen aller untersuchten pleistozänen Ablagerungen den höchsten Anteil aufweist (Tab. 8, Abb. 108). Ihm folgt mit 27% der Zwischensand J2. Daraus lässt sich folgern, dass der Gletscher W2u die höchste

Gletscherfracht aller untersuchten bzw. den Tills und Schmelzwassersedimenten zugewiesenen Vorstöße mit sich geführt hat.

Schicht	Fläche [qkm]	Volumen [kbkm]
qH	1525,5953	16,592
J5	50,6306	0,2828
W3	270,9128	1,8038
J4	483,0785	4,2097
W2o	449,3842	3,3078
J3	762,1412	8,0967
W2u	1729,911	21,807
W2	311,3203	3,8984
J2	1449,4056	15,8278
Gesamt	7032,3795	75,826
Gesamt Pleistozän	5506,7842	59,234
W2+W2u	2041,2313	25,7054
J2+...+J5	2745,2559	28,417
W2+...+W3	2761,5283	30,817

Tab. 8: Flächen- und Volumenstatistik der untersuchten Sedimente.

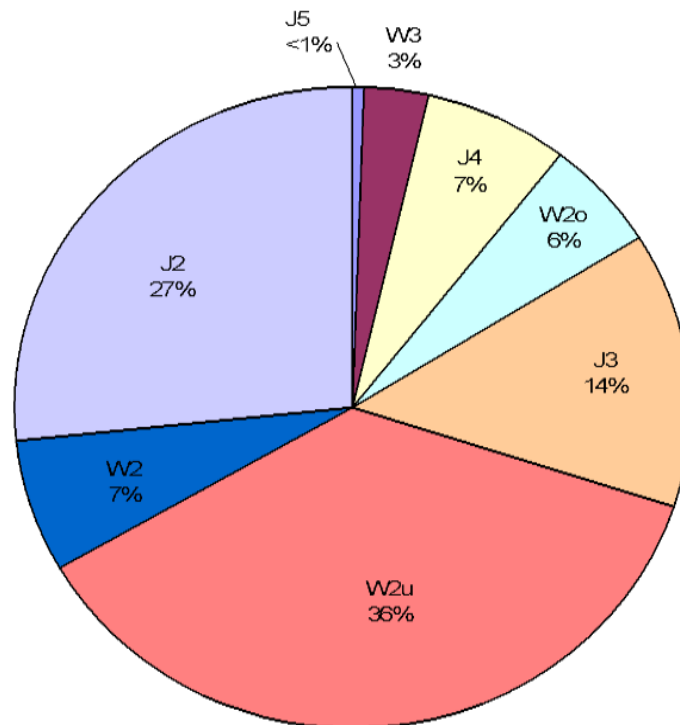


Abb. 108: Volumenverhältnisse der untersuchten Sedimente im Arbeitsgebiet. W2 entspricht W2u, allerdings an Hand der Bohrdaten mit teilweise fraglicher Zuordnung.

Insgesamt betrachtet liegt das Verhältnis der Summe der Till- und der Zwischensandvolumina bei 1,1 zu 1, bei Herausnahme von J2 im Zuge der teilweise unsicheren Zuordnung zu W1 als Nachschüttsediment oder W2 als Vorschüttsediment sogar bei 2,4 zu 1.

Auf Grund von Tab. 8 und Abb. 108 ließe sich ableiten, dass die Sedimentfracht der zeitlich jüngeren vorrückenden Gletscher umso geringer wird, je jünger der zugewiesene Vorstoß ist. Dabei muss allerdings beachtet werden, dass das Sedimentvolumen mit den entsprechenden Verbreitungsflächen der einzelnen Ablagerungen korrespondiert. Der Gletschervorstoß, der die Sedimente J2 und W2u zur Ablagerung brachte, reichte viel weiter nach Süden in das Arbeitsgebiet hinein als die nachfolgenden Gletscher. Zudem können sich auf Grund von Lagerungsstörungen in den Stauchkomplexen Abweichungen zum tatsächlich vorhandenen Volumen ergeben. Die Stauchkomplexe wurden dennoch nicht aus der Berechnung ausgeklammert, da deren Grenzziehung durch unterschiedliche Beanspruchung und somit Lage-Verschiebungen derselben innerhalb der einzelnen Schichten nur innerhalb eines individuell festlegbaren, größeren Bereiches erfolgen kann. Eine Normierung der Sedimentvolumina zum Erhalt vergleichbarer, relativer Sedimentlasten auf eine Einheitsfläche ist auf Grund der komplexen Lagerungsverhältnisse der Ablagerungen als wenig sinnvoll zu erachten.

Auch aus den Volumina einen die ehemalige Sedimentlagerung bzw. die ursprünglichen Sedimentmassen rekonstruierenden Aspekt abzuleiten, wie es bereits SCHULZ (1970) fordert, erscheint im Arbeitsgebiet auf Grund der komplexen Lagerungsverhältnisse nicht gegeben. Zudem sind einige Teilbereiche, wie in den vorangegangenen Kapiteln angesprochen, auf Grund unterschiedlichster beschriebener Faktoren noch mit Unwägbarkeiten die stratigrafische Zuordnung betreffend verbunden. Die mehrfache Aufarbeitung der Sedimente in einigen Teilgebieten im Zuge der Gletscherüberfahrung erschwert eine Rekonstruktion der ursprünglichen Massenbilanz zusätzlich.

7. Einbindung des Modells in das regionale und überregionale stratigrafische System

7.1 Korrelation mit der Stratigrafie Mecklenburg-Vorpommerns

Die stratigrafische Gliederung der untersuchten Ablagerungen des Arbeitsgebietes (s. Schlüsselliste zur Stratigrafie von Mecklenburg-Vorpommern des LUNG M-V, 2004) stützt sich im Wesentlichen auf lithofaziell-petrografische Unterschiede der einzelnen, aus den Aufschlussektionen ausgegliederten Schichten. So werden auf Grund der großräumigen Fossilfreiheit der Schichten neben TGZ- und KGZ-Bestimmungen zur Untergliederung (Lithofazieskarten Quartär des LUNG M-V) sedimentologische Aspekte der Schichtausbildung sowie Basishöhenkorrelationen (s. MÜLLER 2004a) mit zur stratigrafischen Gliederung herangezogen. Wichtig bei der stratigrafischen Einbindung sind zudem Profile mit interglazialen Sedimenten. Dem Eem (MÜLLER 2004b) zugeordnete Sedimente liegen im Arbeitsgebiet in mariner Ausbildung südlich der Lübecker Bucht, in der Umrandung der Wismar-Bucht sowie östlich des Untersuchungsbereiches im Raum Rostock – Bützow – Laage vor (Müller 2004a, b). In limnischer Ausbildung wurden interglaziäre Eem-Vorkommen insbesondere im Gebiet westlich des Schweriner Sees erbohrt (MÜLLER 2004a).

Östlich des Arbeitsgebietes werden im Raum Laage die in den Bohrungen 3/76 und 2/25 angetroffenen eem-zeitlichen Sedimente von einer Abfolge aus Tills und Zwischensanden überlagert. Diese werden nach MÜLLER (2004b) durch Kleingeschiebezahlungen dem qW0 und dem qw1 zugeordnet, der darunter lagernde Till wird durch Hohe Gehalte an Paläozoischen Kalken und seine Sandsteinarmut als qs2-Moräne angesprochen. Der qw0-Till wird in seinem Geschiebespektrum zwischen Saale- und Weichselspektrum liegend als „intermediär“ (MÜLLER 2004b) beschrieben, wobei zwischen qw0 und qw1 ein interstadialer Horizont liegt (Bohrung 110/88), der als „Weichsel-Interstadial“ (qiW) angesprochen wird (MÜLLER 2004b). Der über dem qw1 folgende nächst jüngere Till im Raum Laage wird als qw2u-Grundmoräne eingeordnet, die nach MÜLLER (2004b) östlich des Recknitztales in den Bohrungen auf Grund ihrer Höhenlage ebenso räumlich weiter verfolgt werden kann, wie auch teilweise die darunter liegenden, beschriebenen Schichten. Die stratigrafische Einbindung und Abgrenzung der untersuchten Ablagerungen zu saalezeitlichen Sedimenten im unmittelbaren Bereich des Arbeitsgebietes kann im Nordteil ebenfalls über das Eem (Foraminiferen- und Pflanzenreste) und über ein dem qw0-

Till aufliegenden „Weichsel-Interstadial“ (ebenfalls Foraminiferen- und Pflanzenreste) erfolgen. Diese sind im Bereich der Wismar-Bucht über die Bohrungen WM 12/63, BD 5/63, BD 6/63 und BD 3/63 von Wohlenberg über Roggow und Russow bis nach Kröpelin verfolgbar (MÜLLER 2004b). Die darüber anstehende Abfolge von in den Bohrungen z. T. sedimentologisch undeutlich voneinander zu trennenden Tills und Schmelzwassersedimenten wird qw1 bis qw3 (Pommerscher Eisvorstoß des Weichsel-Hochglazials) zugeordnet (MÜLLER 2004b). Auf Grund ihrer Basishöhenlage, KGZ-Analysenwerten (s. Kap. 4.1) und ihrer sedimentologischen Ausbildung entsprechen die an den Kliffs angetroffenen Sedimente (s. Kap. 4.1 u. 5.1) sowie die in den Bohrungen durch KGZ und Interstadialbildungen zeitlich eingehangenen Ablagerungen qw1 bis qw3 den Sedimenten W1 bis W3 der vorliegenden Arbeit. Die zeitliche Einbindung von W2u im Nordwesten des Arbeitsgebietes (Lübecker Bucht) kann über die Bohrungen von Palingen und Herrsburg erfolgen, wobei über als saale-zeitlich eingestuftten Moränensedimenten teilweise miteinander korrelierbare Sedimente qw0 und qw1 lagern (s. MÜLLER 2004b). Die darauf folgenden Tillsedimente mit einer Höhenbasis von 0 bis 10 m sind in ihren Werten den östlich gelegenen Vorkommen anzuschließen. Die zeitliche Einordnung der südlich gelegenen Sedimente im Arbeitsgebiet kann analog durch teilweise vorhandene Eemvorkommen (z. B. Bohrung Bad Kleinen, pollenanalytische Bestimmung) erfolgen (MÜLLER 2004b), wobei z. B. die KGZ-Werte des oberen Bereiches des darüber lagernden Tills W1+2 mit dem Till W2o dieser Arbeit verglichen werden können. So beträgt das Verhältnis der KGZ-Analyse Nr. 41 dieser Arbeit von NK/PK 1,1 (bei MÜLLER 2004b: 1,4), bei einem beiderseits etwas erhöhten Flintanteil. Die relativ-zeitliche Einordnung der untersuchten Sedimente über geomorphologische Aspekte kann über die Basishöhenanstiege und die Ausbildung von glazialen Abfolgen erfolgen. Die in den geologischen Karten des LUNG M-V ausgewiesenen und zeitlich eingeordneten Maximalstände (s. Abb. 1) können den Basishöhenlagen der von den Vorstößen W2 bis W3 (Pommerscher und Mecklenburger Vorstoß nach RÜHBERG et al. 1995) abgelagerten Sedimente zugeordnet werden (s. Profile im Anhang). Die dabei teilweise ausgebildeten glazialen Serien (s. Kap. 6) zeigen die Verknüpfung der genetischen Abfolge von Vorschütt-, Till und Nachschütt- bzw. Schmelzwassersedimenten (HECK 1961b, CEPEK 1965) in lateraler Konsistenz mit vertikal gegliederten Basishöhenlagen der einzelnen, zeitlich differierenden Schichtkomplexe.

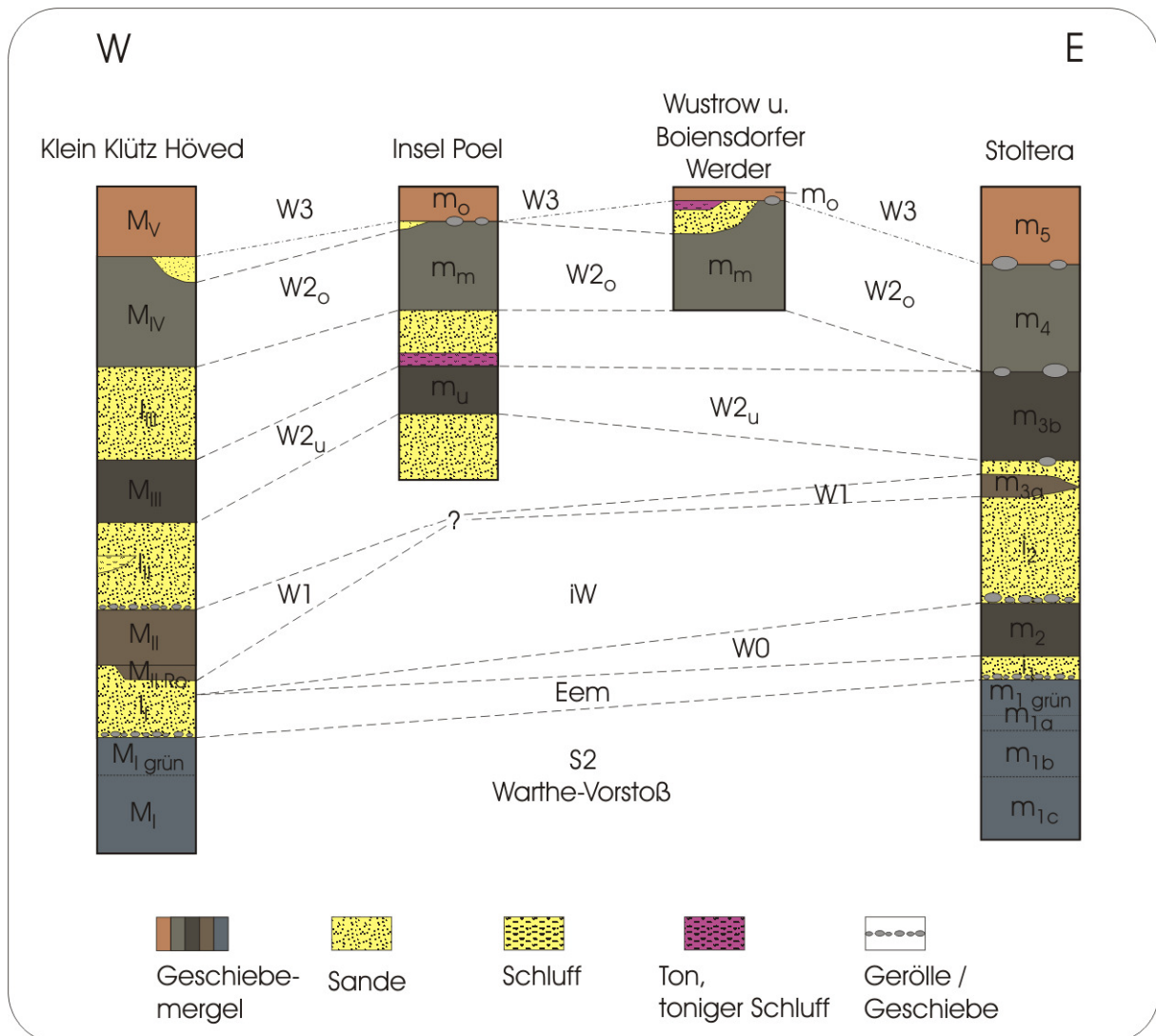


Abb. 109: Normalprofil im Bereich der Kliffsektionen im Arbeitsgebiet. Überarbeitet und erweitert nach RÜHBERG 2004.

7.2 Korrelation mit Nachbargebieten

Der Versuch, die stratigraphische Einordnung der modellierten Sedimente des Untersuchungsgebietes zu den Ablagerungen der Nachbargebiete zu erzielen, kann unter geomorphologischen, wie auch sedimentpetrografischen Gesichtspunkten erfolgen.

GÓRSKA (2002, 2003a, 2003b) und GÓRSKA & ZABIELSKI (2006) zeigen, dass die Gehalte der Kleingeschiebekomponenten miteinander korrelierter glazialer Sedimente des Pommerschen Hauptvorstoßes lateral von Nordost-Mecklenburg-

Vorpommern bis Nord-Polen variieren. So ist auch der von ihnen angegebene Gehalt nordischer Kristalline von 30-45% sowie der Anteil Paläozoischer Kalksteine von 25-45% für den sich östlich an das Arbeitsgebiet anschließenden Bereich des Pommerschen Hauptvorstoßes mit eigenen Auszählungen beider Fraktionen in den Sanderaufschlüssen Pokrent und Groß Rünz nur bedingt vergleichbar. Die Gehalte der Kristallingeschiebe betragen in den Sanderaufschlüssen im Arbeitsgebiet 21-28% und der Anteil an Paläozoischen Kalken beläuft sich auf 19-27%. Auch hier zeigt sich, dass eine Vergleichbarkeit der KGZ-Daten miteinander zu korrelierender Ablagerungen nur in kleineren regionalen Abgrenzungen sowie unter Bildung regional unterschiedlicher Quotienten erfolgen kann. EHLERS (1990) beschreibt zudem auch die vertikal uneinheitliche Zusammensetzung der „Grundmoränen“ in Norddeutschland und sieht die Abhängigkeit ihrer Ausbildung in der Gletscherdynamik. KRIENKE, K. (2003) weist bei der Korrelation von auf Rügen untersuchten Sedimenten mit Schleswig-Holsteinischen Ablagerungen auf den Umstand hin, dass die TGZ-Methode, die allerdings nur bei eingehender Erfahrung mit der Klassifizierung der Kleingeschiebe angewandt werden kann (LÜTTIG, freundl. schriftl. Mitt.), u. U. eine großflächigere Korrelation ermöglicht, als es bei den KGZ zu sein scheint. Bereits der Vergleich mit dem von KRIENKE, K. (2003, 2004) dem Mecklenburger Vorstoß zugeordneten Zicker Till auf Rügen zeigt die Varianzen der Kleingeschiebegehalte des im Arbeitsgebiet äquivalenten Tills W3 an. Dennoch lassen sich in einem gewissen Rahmen die Gehalte an den Küstenabschnitten im Arbeitsgebiet und im Bereich von Rügen miteinander vergleichen. Nach KRIENKE, K. (2003, 2004) betragen die Gehalte der stärksten Fraktionen von Nordischem Kristallin 32,2% und von Paläozoischen Kalken 37,3% für die untersuchte Korngröße 4-10 mm. Im Arbeitsgebiet liegt der Anteil Nordischen Kristallins für den Till W3 bei 30,7%, der von Paläozoischen Kalken bei 36,1%. Signifikanter sind die Unterschiede beim Vergleich der Kleingeschiebezählungen für den von KRIENKE, K. (2003, 2004) dem Pommerschen Vorstoß zugeordneten Reddevitzer Till auf Rügen (entspricht W2) mit den Kleingeschiebeanalysen des W2u- und W2o-Tills im Kliffbereich des Untersuchungsgebietes. Hier stehen bei 4-10 mm Korngröße 27,9% Nordisches Kristallin und 36,7% Paläozoische Kalke 32,9% (W2u) bzw. 32,7% (W2o) Nordischer Kristallinanteil und ein Gehalt von 25,3% (W2u) bzw. 22,3% (W2o) an Paläozoischen Kalken gegenüber.

Die Anbindung an die westlich gelegenen Gebiete kann durch Vergleich der Geschiebespektren des Arbeitsgebietes mit Kleingeschiebegehalten von Proben aus dem Gebiet von Schleswig-Holstein (LÜTTIG 1999) und dem Umland von Hamburg (2004), die hier allerdings primär nach der TGZ-Methode ausgewertet wurden, erfolgen.

Die geomorphologische Korrelation von Endmoränenzügen der modellierten Ablagerungen mit benachbarten Gebieten ist nicht zuletzt auf Grund zahlreicher Zwischenstufen in Polen (MARKS 2004, 2005) und Schleswig-Holstein (STEPHAN 2004) mit einigen Unsicherheiten behaftet. STEPHAN (2004) weist z. B. darauf hin, dass in Schleswig-Holstein zahlreiche Eisvorstöße nicht in auffallenden Erhebungen, sondern in morphologisch nicht markanten Strukturen auslaufen. Dazu seien viele bislang verbundene Maximalstände spekulativer Natur. In der Auflösung 1 : 500.000 können die Randlagen des frühen Pommernvorstoßes in der von STEPHAN (2004) veröffentlichten Karte der Stauchgebiete und Hauptgletscherrandlagen in Schleswig Holstein sowie in der GÜK 500 von Mecklenburg-Vorpommern miteinander in Beziehung gesetzt werden. Unsicherheiten ergeben sich aber auch hier in der Weiterführung der Schleswig-Holsteinischen Sehberg-Randlage nach Mecklenburg-Vorpommern. MÜLLER et al. (1995) sehen in ihr die Randlage der Haupt-Pommern-Phase. Nach STEPHAN (2004) liegt diese in Schleswig-Holstein jedoch weiter südlich. Auf Grund der genannten Unsicherheiten unterbleibt auch der Versuch einer Korrelation der modellierten Maximalstände im Arbeitsgebiet mit westlich anschließenden Endmoränenständen in Schleswig-Holstein. Die Anbindung mit unmittelbar im Osten Mecklenburg-Vorpommerns angrenzenden Endmoränenzügen ist durch die GÜK 500 und die Karten der quartären Bildungen 1 : 200.000 des LUNG M-V gegeben (s. a. Abb. 10).

Die absolut-chronologische Einordnung des Weichsel-Hochglazials (und somit auch der untersuchten Sedimente) wurde von ROTNICKI & BORÓWKA (1995) durch ^{14}C -Analysen an der Polnischen Ostseeküste auf 22300-14300 BP eingegrenzt. Dies entspricht den ^{14}C -Daten von LAGERLUND & HOUMARK-NIELSON (1993) von 14000 Jahren BP für Südschweden sowie der Aussage von BERGLUND und LAGERLUND (1983), dass Südschweden im Bereich von 21000-13000 ^{14}C -Jahren vom Inlandeis bedeckt worden ist. Die Abgrenzung zum Weichsel-Spätglazial wird von GÖRSDORF & KAISER (2001) mit 14060 ± 220 ^{14}C Jahren BP (also 17210-16520 ^{14}C Jahren cal BP) angegeben. Eine synoptische, zeitlich eingeordnete

Zusammenstellung der hochweichsel-zeitlichen Randlagen Mecklenburg-Vorpommerns ist in Abb. 110 wiedergegeben.

Stratigraphie	Schleswig-Holstein	Mecklenburg-Vorpommern	Polen
Holozän			
Spätweichsel-glazial	-10-11,5 ka BP		-10-11,5 ka BP
Weichsel-Glazial	Fehmarn-Vorstoß (qw6)	{NE-Rügener Randlage (W3 Rü)} Velgaster Randlage (W3 V)	<15 Gardno-Stadium
	Pommersches Stadium	Mecklenburg-Rosenthaler Randlage (W3 / W3 R)	Pomorze
	Sehberg-Vorstoß (qw5) Barmissen-Vorstoß (qw4) Blumenthal-Vorstoß (qw3)	Pommersche Hauptrandlage (W2 bzw. W2o) Pommerscher Maximalvorstoß (W2 max. bzw. W2u)	18,4 Poznań-Stadium Leszno-Stadium
	Frankfurter Randlage Brandenburger Stadium	Frankfurter Randlage (W1 F) Brandenburger Randlage (W1 B)	Krężno-Staffel Chodzież-Staffel 17,2
Frühweichsel-glazial	-20-22	(W0)	20-22 Toruń (Kaszuby) - Stadial
Eem-Interglazial	-115		-110

Abb. 110: Synoptische Zusammenstellung der weichsel-zeitlichen Randlagen Mecklenburg-Vorpommerns und angrenzender Gebiete nach WOLDSTEDT & DUPHORN (1974), STEPHAN et al. (1983), DUPHORN et al. (1995), MÜLLER (2004a), STANKOWSKA & STANKOWSKI (1991), MARKS (1998, 2004) DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (2002), MENNING & HENDRICH (2005). Durchschnittliche 14C- und TL-Alter nach KOZARSKI (1980, 1986, 1992), MOJSKI (1992), GÖRSDORF & KAISER (2001) und aus MARKS (2005).

Die stratigrafische Eingliederung der untersuchten Sedimente in ein überregionales System kann auf unterschiedlichen Ebenen erfolgen. Die globale chronostratigrafische Korrelation des Quartärs ist mit der „global chronostratigraphical correlation table for the last 2,7 million years“ der Subkommission on Quaternary Stratigraphy (SQS) im Rahmen der IUGS gegeben (GIBBARD et al. 2005a, 2005b). Für die höher auflösenden, unterschiedlichen Pleistozän-Gliederungen in Deutschland (Übersichten z. B. in EHLERS 1994, BENDA 1995, HABBE 2003) liegen derzeit keine einheitlich anerkannten Korrelationen vor. Nach BJÖRCK et al. (1998) umfasst der GRIP (Greenland Ice Core) den Zeitraum des Last Glacial Maximum bis zur Grenze Holozon – Pleistozän (entspr. Termination 1). Dabei können, KRIENKE, K. (2003) folgend, das Weichselhochglazial dem Greenland-Stadial 2 zugeordnet und mit bestehenden lithofaziell-stratigrafischen Konzepten in Beziehung gesetzt werden. Diese Korrelation wurde auf die Ablagerungen des Arbeitsgebietes auf Grund der Befunde übertragen (s. Abb. 111). Eine höher auflösende Korrelation der einzelnen Phasen in Mecklenburg-Vorpommern während des Weichselhochglazials mit dem Eisbohrkern scheint durch die unsichere Datenlage bislang nicht gegeben (s. Abb. 111).

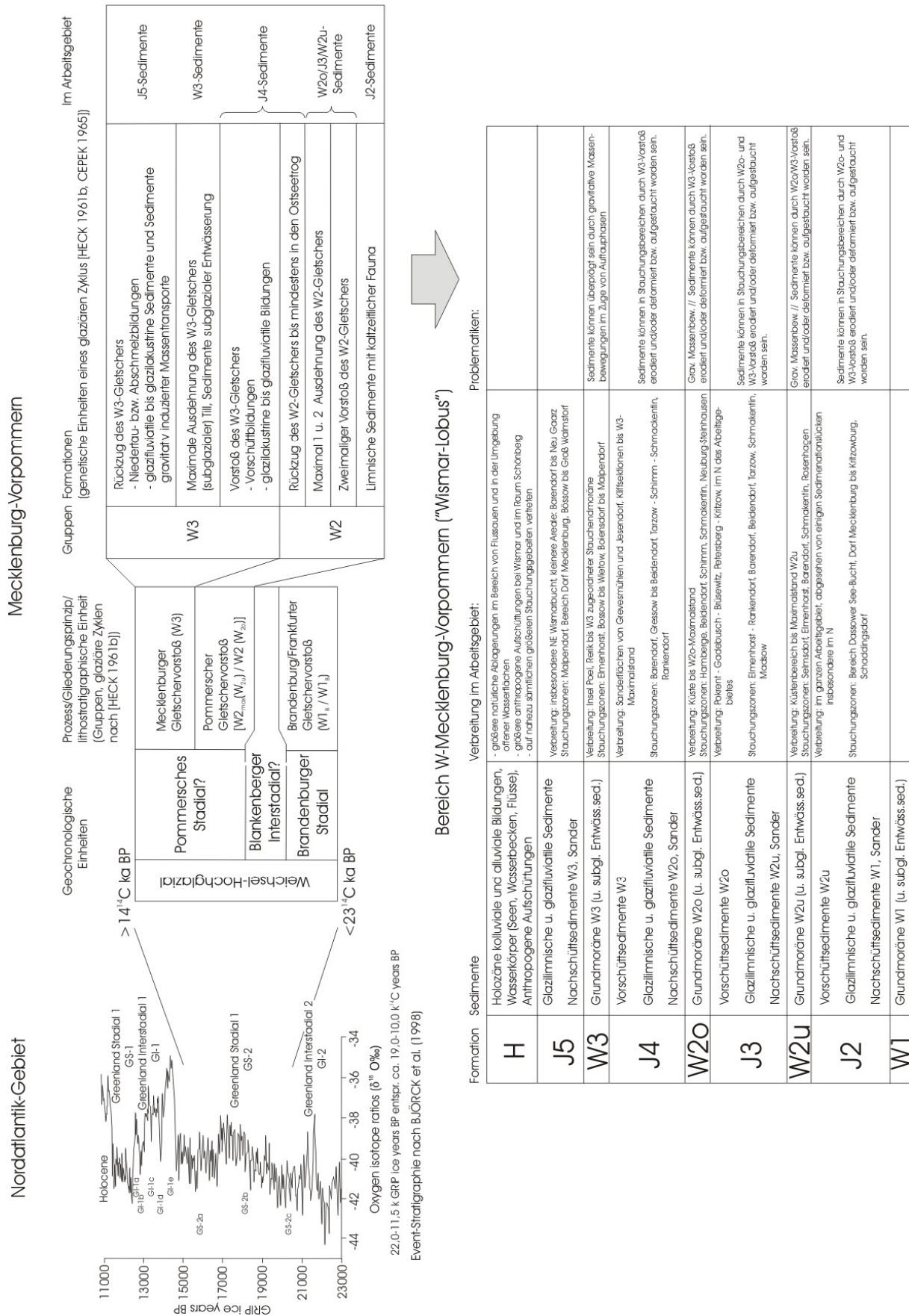


Abb. 111: Absolute stratigraphische Einordnung der im Arbeitsgebiet untersuchten und modellierten Sedimente (unter Einbindung von HECK 1961b, CEPEK 1965 u. BJÖRK et al. 1998). Umgezeichnet und erweitert nach KRIENKE 2003.

8. Danksagung

Mein besonderer Dank gilt dem Betreuer dieser Arbeit und zugleich meinem Doktorvater Herrn PD Dr. Becker-Haumann. Durch die Geländebegehungen und die Erörterungen am Institut habe ich viel von seinem Fachwissen profitieren können. Dazu danke ich ihm für die Unterstützung bei der Auszählung der Schwermineralproben.

Mein Dank gilt des Weiteren den Mitarbeitern des Landesamtes für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern. Dem Leiter des Geologischen Dienstes am dortigen Landesamt, Herrn Prof. Dr. Niedermeyer, danke ich für die freundliche Zusammenarbeit und die Möglichkeit das vorhandene Datenmaterial zu nutzen. Herrn Müller (i. R.), Herrn Börner und Herrn Schütze des Landesamtes danke ich für die Hinweise in Bezug auf die quartäre Geologie der Oberfläche und des Untergrundes sowie für die Bereitstellung von umfangreichen Daten.

Herrn Prof. Dr. Lüttig und Herrn Prof. Dr. Meyer danke ich für die Hinweise in Bezug auf die TGZ-Analysen im Bereich Norddeutschlands. Frau Dr. Górska vom Department of Geomorphology der Adam Mickiewicz Universität Poznań gilt mein Dank für Hinweise zur Kleingeschiebezählung in Nordpolen.

Ich danke den Mitarbeitern des Geographischen Instituts-Labors der Universität zu Köln für die Einführung in die Räumlichkeiten.

Mein herzlicher Dank richtet sich an meine Frau Judit, die mich in meiner Arbeit stets bestärkt.

Die Dissertation wurde im Rahmen eines Landes-Graduiertenstipendiums der Universität zu Köln finanziell unterstützt.

9. Literaturverzeichnis

ALBRECHT, G. [Hrsg.] (1995): Historischer und geographischer Atlas von Mecklenburg-Vorpommern. Bd. 1: Das Land im Überblick. – 118 S.; Schwerin (Landeszentrale für politische Bildung).

ASHQAL, L. D. (1993): Anorthosites. – XIX + 422 S.; Berlin, Heidelberg (Springer).

BANKWITZ (1965): Geologische Interpretation der vorläufigen Karte der rezenten vertikalen Krustenbewegungen in der DDR. – Peterm. Geogr. Mitt., **109**, 2: 143-151; Gotha / Leipzig.

BECKER-HAUMANN, R. (2005): Anwendungen der Geoinformatik für die hochauflösende 3D-Modellierung quartärer Terrassenkörper. – Die prä-risszeitliche Chronologie und Paläogeographie des Illergletschergebiets, Bayerisches Alpenvorland. – X+334 S., 118 Abb. 23 Tab., 6 Dat.tab.; Stuttgart (Schweizerbart).

BECKER-HAUMANN, R. (2007): Geometric Parameters as Key Factors for the 3D-modeling of Fluvial Deposits. – Transactions in GIS, **11** (1): 83-100.

BECKER-HAUMANN, R. & GERTH, A. (im Druck): 3D-Modellierung pleistozäner Schmelzwasserabflüsse im Verzahnungsbereich von Rhein- und Illergletscher, deutsches Alpenvorland. Zeitschrift für Geomorphologie (zum Druck angenommen).

BEIER, H. (2001): Die strukturelle Entwicklung der Rügen-Kaledoniden und ihres nördlichen Vorlandes (Nordost-Deutschland und südliche Ostsee) – Untersuchungen an einem verdeckten altpaläozoischen Orogen. – Dissertation; Universität Greifswald.

BEIER, H., KATZUNG, G., MALETZ, J. & SCHALLREUTHER, R. (2001): 4.31 Vorpommern und angrenzende Ostsee (Rügen-Kaledoniden). – In: Stratigraphie von Deutschland II – Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum III. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **235**: 120-134.

BENDA, L. [Hrsg.] (1995): Das Quartär Deutschlands. – 408 S.; Berlin (Gebr. Borntraeger).

BENN, D. I. & EVANS, D. J. A. (1998): Glaciers and Glaciation. – 734 S.; London (Arnold).

BENN, D. I. & BALLANTYNE, C. K. (1994): Reconstructing the transport history of glacial sediments: a new approach based on the co-variance of clast form indices. – *Sedimentary Geology*, **91**: 215-227; Amsterdam.

BERTHELSEN, A. (1992): 2. Mobile Europe, in: The European Science Foundation: A Continent revealed - The European Geotraverse. Edited by Derek Blundell, Roy Freeman and Stephan Mueller.

BEUTLER, G. (2004): 3.6 Trias – In: KATZUNG, G. [Hrsg.]: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: 140-151, (Schweizerbart).

BIJLSMA, S. (1981): Fluvial sedimentation from the Fennoscandian area into the north-west European basin during the late Cenozoic. – *Geol. En Mijnb.*, **60**: 337-345; Gravenhage.

BILLWITZ, K. (1995): Historischer und geografischer Atlas von Mecklenburg und Pommern. Bd. 1 u. 2. Schwerin.

BILLWITZ, K. (2003): Bodenkundliche und landschaftsgenetische Studien in Mecklenburg-Vorpommern. – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, **29**: 1-247.

BIRR, H. (1996): Klimatische Charakteristik Mecklenburg-Vorpommerns – Zu der klimatischen Gliederung des nordöstlichsten Bundeslandes Deutschlands. – *Zeitschrift für den Erdkundeunterricht*, **48** (6): 237-242; Berlin.

BJÖRCK, S. (1995): A review of the history of the Baltic Sea, 13.0-8.0 ka B.P. – *Quaternary Intern.*, **27**: 19-40.

BJÖRCK, S., WALKER, M. C. J., CWYNAR, L. C., JOHNSON, S., KNUDSEN, K.-L., LOWE, J. J., WOHLFAHRTH, B. & INTIMATE MEMBERS (1998): An event stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. – *Journal of Quaternary Science*, **13**: 283-292; New York.

BOULTON, G. S. (1978): Boulder shapes and grainsize distribution of debris as indicators of transport paths through a glacier and till genesis. – *Journal of Glaciology*, **7** (51): 391-412; Oxford.

BREMER, F. (2003): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1: 25 000. Blätter 1934 Kaltenhof und 2034 Insel Poel; Güstrow (Landesamt für Umwelt Naturschutz und Geologie, Geologischer Dienst).

BREMER, F. (2004): Glaziale Morphologie. – In: KATZUNG, G. [Hrsg.] (2004): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: 284-291; Stuttgart (Schweizerbart).

BREMER, F., DANN, T., MÜLLER, U., RÜHBERG, N. & SCHULZ, W. (2000): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Mecklenburg-Vorpommern. Übersichtskarte 1 : 500 000 – Oberfläche – (Rückseitentext) – 2. Auflage; Güstrow (LANDESAMT FÜR UMWELT UND GEOLOGIE MECKLENBURG-VORPOMMERN).

BÜLOW, W. v. (1938): Poel. – *Mittl. Mecklenburg. geol. Landesanst., N. F.*, **12**: 1-80; Rostock.

BÜLOW, W. v., HARFF, J. & MÜLLER (1977): Gedanken zur Auswertung von Geschiebeanalysen an Hand numerisch klassifizierter Zählergebnisse der Stoltera (Kreis Rostock). – *Z. geol. Wiss.*, **5** (1): 39-49; Berlin.

BUSSEMER, S. (2002): Quartäre Entwicklung und Gliederung der Binnenentwässerungsgebiete auf der Barnimhochfläche (NE-Brandenburg). – *Greifswalder Geographische Arbeiten*, **26**: 23-26; Greifswald.

CEPEK, A. G. (1965): Stratigraphie der quartären Ablagerungen des Norddeutschen Tieflandes. – In: GELLERT, J. F. [Hrsg.]: Die Weichsel-Eiszeit im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik: 45-65; Berlin (Akademie-Verlag).

CEPEK, A. G. (1967) : Stand und Probleme der der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. – Ber. Dt. Ges. geol. Wiss., **A 12**: 375-404.

CEPEK, A. G. (1972): Zum Stand der Weichsel-Kaltzeit in der DDR. – Wiss. Z. Ernst-Arndt-Univ. Greifswald. Math.-naturwiss. R., **21**: 11-21; Greifswald.

CEPEK, A. G. (1973): Zur stratigraphischen Interpretation des Quartärs der Stoltera bei Warnemünde nach neuen Geschiebeanalysen. – Z. geol. Wiss., **1**: 1155-1171; Berlin.

DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (2002): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002. – Potsdam.

DEUTSCHER WETTERDIENST (DWD) [Hrsg.] (2003): Klimaatlas Bundesrepublik Deutschland. – Teil 1-3.

DIENER, I. (2004): 3.8 Kreide – In: KATZUNG, G. [Hrsg.]: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: 163-197, (Schweizerbart).

DREIMANIS, A. (1982): Work group (I) – Genetic classification of tills and criteria for their differentiation: progress report on activities 1977-1982 and definition of glaciogenetic terms. – In: SCHLÜCHTER, CH. [Hrsg.]: INQUA Commission on genesis and lithology of Quaternary deposits. Report on activities 1977-1982: 12-31; Zürich.

DREIMANIS, A. (1988): Tills: Their genetic terminology and classification. In: GOLDTHWAIT, R. P. & MATSCH, C. L. [Hrsg.]: Genetic classification of glaciogenic deposits: 17-84; Rotterdam (Balkema).

DREIMANIS, A. & LUNDQUIST (1984): What should be called till? Striae, **20**: 5-10.

DROZDZEWSKI, G & WREDE, V. (1997): Die Variszische Faltungsfront in Nordostdeutschland – Hypothesen und Fakten. – Z. angew. Geol., **43**: 104-111.

DUPHORN, K., KLIEWE, H., NIEDERMEYER, R.-O., JANKE, W. & WERNER, F. (1995): Die deutsche Ostseeküste. – Sammlg. Geol. Führer, 88,: VIII + 281 S.; Stuttgart (Borntraeger).

EHLERS, J. (1987): Die Entstehung des Kaolinsandes von Sylt. – In: HACHT, U. VON [Hrsg.]: Fossilien von Sylt, **II**: 249-267; Hamburg (Hacht, I. von).

EHLERS, J. (1990): Untersuchungen zur Morphodynamik der Vereisungen Norddeutschlands unter Berücksichtigung benachbarter Gebiete. – Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung, **19**: 1-166; Bremen.

EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie. – 358 S.; Stuttgart (Enke).

EKMAN (1986): Apparent land uplift at 20 sealevel stations in Sweden 1895-1984. – National Land Survey. Professional papers, **6**: 14 pp.; Gävle.

EKMAN (1988): The impact of geodynamic phenomena on systems for height and gravity. – National Land Survey, Professional Papers, **26**: 59pp., Gävle.

EYLES, N., SLADEN, J. A. & GILROY, S. (1982): A depositional model for stratigraphic complexes and facies superimposition in lodgement tills. – Boreas, **11**: 317-333; Oslo.

EYLES, N., EYLES, C. H. & MIAL, A. D. (1983): Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. – Sedimentology **30**: 393-410; Oxford.

FLINT, R. F. (1971): Glacial and Quaternary Geology. 892 p; New York (John Wiley).

FRANKE, D. & HOFFMANN, N. (1997): Die regionale Stellung der externen variszischen Zone Nordostdeutschlands im Gesamtrahmen Mittel- und Westeuropas. *Z. geol. Wiss.*, **25**: 375-412.

FRISCHBUTTER, A. (2001): Explanatory notes to the Map of Recent Vertical Crustal Movements around the Baltic Sea Depression – Complementary Maps within the IGCP-Project No. 346. – *Z. geol. Wiss.*, **29**: 83-92.

FUNDER, S., DEMIDOV, I. & YELOVICHEVA, Y. (2002): Hydrography and mollusc faunas of the Baltic and White Sea-North Sea seaway in the Eemian. – *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **184**: 275-304.

GARETSKY, R. G., LUDWIG, A. O., SCHWAB, G. & STACKEBRANDT, W. (eds.) (2001): Neogeodynamics of the Baltic Sea Depression and adjacent areas. – Results of IGCP project 346, Brandenburg. *Geowiss. Beitr.*, **1**: 48 pp.

GEINITZ, E. (1894): Die Endmoränen Mecklenburgs. – *Mitt. großherzogl. Mecklenb. Geol. Landesanst.*, **4**; Rostock.

GEINITZ, E. (1915): Geologie von Mecklenburg-Strelitz. – *Mitt. großherzogl. Mecklenb. Geol. Landesanst.*, **28**; Rostock.

GEINITZ, E. (1917): Die Endmoränenzüge Mecklenburgs, ihre Bedeutung für die Einheitlichkeit der Eiszeit. – *Archiv Ver. Fr. Naturgesch. Mecklenburg*, **71**.

GEINITZ, E. (1922): Geologie Mecklenburgs. Mit Geologischer Übersichtskarte von Mecklenburg. I. Teil Diluvium und Alluvium (Quartär) – 1 Kt., 6 Taf., 6 Fig., 168 S., Rostock (Hinstorff).

GERTH, A. (2003): Erläuterungen zur tertiären und quartären Schichtenfolge im Raum Eggenhal (Bayerisch Schwaben). – Unveröff. Diplomkartierung Univ. Köln; Köln.

GERTH, A. (2004): GIS-gestützte 3D-Modellierung der unterpleistozänen Schmelzwasserterrassen im Verzahnungsbereich von Rhein- und Illergletscher. – Unveröff. Diplomarbeit Univ. Köln., 303 S., 113 Abb., 16 Tab., 13 Taf., 27 Prof., 2 Beil.; Köln.

GERTH, A. & BECKER-HAUMANN, R. (im Druck): Sedimentuntersuchungen an unterpleistozänen Schmelzwasserablagerungen im Riss-Iller-Gebiet, deutsches Alpenvorland (zum Druck eingereicht).

GIBBARD, P. L., BOREHAM, S., COHEN, K. M. & MOSCARIELLO, A. (2005): Global chronostratigraphical correlation table for the last 2,7 million years. *Boreas*, **34** (1) (inclusion).

GIBBARD, P. L., SMITH, A. G., ZALASIEWICZ, J. A., BARRY, T. L., CANTRILL, D., COE, A. L., COPE, J. C. W., GALE, A. S., GREGORY, F. J., POWELL, J. H., RAWSON, P. R., STONE, P. & WATERS, C. N. (2005b): What status for the Quaternary? *Boreas*, **34** (1): 1-6.

GOLDTHWAIT, R. P. (1988): Classification of glacial morphologic features. – In: GOLDTHWAIT, R. P. & MATSCH, C. L. [Hrsg.]: Genetic classification of glacial deposits: 267-277; Rotterdam (Balkema).

GÖRSDORF, J. & KAISER, K. (2001): Radiokohlenstoffdaten aus dem Spätpleistozän und Frühholozän von mecklenburg-Vorpommern. – *Meyniana*, **53**: 91-118; Kiel.

GÓRSKA, M. (2002): Petrografia Osadów Akumulacji Glacjalnej I Wodnolodowcowej Pojezierza Drawskiego. – *Badania Fizjograficzne Nad Polska Zachodnia, Seria A – Geografia Fizyczna*, **53**: 29-42.

GÓRSKA, M. (2003a): The petrography of glacial sediments in Uckermark, NE Brandenburg – a preliminary study. – *Landform Analysis*, **4**: 39-48.

GÓRSKA, M. (2003b): Petrographie von uckermärkischen Geschieben. – Neubrandenburger geol. Beitr., **3**: 35-48.

GÓRSKA, M. & ZABIELSKI, R. (2006): Petrographic characteristics of fluvioglacial deposits of the Odra lobe, Poland: a statistical analysis. – Geological Quarterly, **50** (2): 239-246.

GRIPP, K. (1924): Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Norddeutschland. – Mitt. Geograph. Ges. Hamburg, **36**: 159-245; Hamburg.

HABBE, K. A. (2003): Gliederung und Dauer des Pleistozäns im Alpenvorland, in Nordwesteuropa und im marinen Bereich – Bemerkungen zu einigen neueren Korrelierungsversuchen. – Z. dt. geol. Ges., **154** 2/3: 171-192.

HACHT, U. VON (1987): Spuren früher Kaltzeiten im Kaolinsand von Braderup 7 Sylt. – In: HACHT, U VON [Hrsg.] Fossilien von Sylt, **II**: 269-278; Hamburg (Hacht, I. von).

HECK, H.-L. (1961a): Endmoränen und Gletscherhalte der Weichsel-Eiszeit in Mecklenburg, Übersichtskarte (vorliegend beim LUNG M-V).

HECK, H.-L. (1961b): Glaziale und glaziäre Zyklen. Ein Prinzip des Quartärs, erläutert am Raum Mecklenburg. – Geologie, **10** (4/5): 378-395; Berlin.

HEERDT, S. (1965): Zur Stratigraphie des Jungpleistozäns im mittleren N-Mecklenburg. – In: Geologie, **14** (1965) **5/6**: S. 589-609; Berlin.

HELBIG, H. (1998): Die spätglaziale und holozäne Überprägung der Grundmoränenplatten in Vorpommern. Dissertation; Univ. Greifswald.

HESEMANN, J. (1931): Quantitative Geschiebebestimmungen im norddeutschen Diluvium. – Jb. preuß. Geol. Landesanstalt N. F., **51**: 714-751.

HESEMANN, J. (1932a): Die bisherigen Geschiebezählungen aus dem norddeutschen Diluvium im Diagramm. – Z. Geschiebeforsch., **8**: 164-175; Leipzig.

HESEMANN, J. (1932b): Zur Geschiebeführung und Geologie des Odergletschers. 1. Äußere, Rosenthaler und Velgaster Randlage. – Jb. Preuß. Geol. Landesanst., **53**: 70-84; Berlin.

HESEMANN, J. (1933): Über die Bedeutung von Korngröße, Verwitterung und Art der Ablagerung für die Geschiebeführung. – Z. Geschiebeforsch., **9**: 1-6; Leipzig.

HESEMANN, J. (1935): Ergebnisse und Aussichten einiger Methoden zur Feststellung und Verteilung kristalliner Leitgeschiebe. – Jb. preuß. Geol. Landesanstalt N. F., **55**: 1-27.

HESEMANN, J. (1975): Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen. – 267S., 44 Abb., 29 Tab., 9 Taf.; Krefeld (Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen).

HINZE, C. et al. (1981): Die geologische Geländeaufnahme (Kartierung). – In: BENDER, F. [Hrsg.]: Angewandte Geowissenschaften, Bd. 1: 1-85; Stuttgart (Enke).

HOFFMANN, N. & FRANKE, D (1997): The Avalonia-Baltica Suture in NE Germany – new constraints and alternative interpretations. – Z. angew. Geol., **44**: 140-158.

HURTIG, T. (1954/55): Zur Frage des letztglazialen Eisabbaus auf der mecklenburgischen Seenplatte. – Wiss. Z. Univ. Greifswald, **4**, Math.-Nat. R., **6/7**: 659-666; Greifswald.

JANKE, W. & LAMPE, R. (2000): Zu Veränderungen des Meeresspiegels an der vorpommerschen Küste in den letzten 8 000 Jahren. – Z. geol. Wiss., **28**: 585-600.

KATZUNG, G. & OBST, K. (2004): 3.5.1 Rotliegendes - In: KATZUNG, G. [Hrsg.]: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: 98-139, (Schweizerbart).

KATZUNG, G., & KRULL, P. [Hrsg.] (1995): Geologie des südlichen Ostseeraumes – Umwelt und Untergrund. – Terra Nostra, **6/95**: 1-226.

KLIEWE, H. (1951): Die Klimaregionen Mecklenburgs. – Unveröff. Diss. Math.-Nat. Fak. Univ. Greifswald, 197 S.

KLIEWE, H. & JANKE, W (1978): Zur Stratigraphie und Entwicklung des nordöstlichen Küstenraumes der DDR. – Peterm. Geogr. Mitt., **122**: 81-91.

KOZARSKI, S. (1980): An outline of Vistulian stratigraphy and chronology of the Great Poland Lowland. Quatern. Studies in Poland, **2**: 21-35; Poznań.

KOZARSKY, S. (1986): Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych vistulianu a Nizy Polskim (Summary: Timescales and the rhythm of Vistulian geomorphic events in the Polish Lowlands). Czasopismo Geograficzne, **57** (2): 247-270; Wrocław.

KOZARSKY, S. (1992): Lithostratigraphy of Upper Plenivistulian deposits in the Great Poland Lowland within the area of the last glaciation. Sveriges geol. Undersökn., Ser. Ca, **87**: 157-162; Stockholm.

KRAUSS, M. (1994): The tectonic structure below the Southern Baltic Sea and its evolution. Z. geol. Wiss., **22**: 19-33.

KRIENKE, H.-D. (2003): Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern. Erläuterungen zur Karte der quartären Bildungen. – Oberfläche bis 5 m Tiefe. – 1 : 200 000. 45 S., 1 Beil.; Güstrow (LUNG M-V).

KRIENKE, K. (2003): Südostrügen im Weichsel-Hochglazial – Lithostratigraphische, lithofazielle, strukturgeologische und landschaftsgenetische Studien zur jüngsten Vergletscherung im Küstenraum Vorpommerns (NE-Deutschland), - Greifswalder Geowiss. Beitr., **12/2003**: 3-148. Greifswald.

KRIENKE, K. (2004): Das Geschiebeinventar des weichselhochglazialen Tills von Südostrügen – Hilfsmittel zur Lithostratigraphie sowie zur Rekonstruktion von

Ablagerungsbedingungen und glazialer Dynamik. *Archiv für Geschiebekunde*, **3 (8/12)**: 701-710. Greifswald.

KRÜGER, J. (1994): Glacial processes, sediments, landforms and stratigraphy in the terminus region of Myrdalsjökull, Iceland. – *Folia Geographia Dania*, **21**: 1-233; København.

KRÜGER, J. & KJÆR, K. H. (1999): A data chart for field description and genetic interpretation of glacial diamicts and associated sediments – with examples from Greenland, Iceland and Denmark. – *Boreas*, **28**: 386-402; Oslo.

LAMPE, R., ENDTMANN, E., JANKE, W., MEYER, H., LÜBKE, H., HARFF, J. & LEMKE, W. (2005): A new relative sea-level curve for the Wismar Bay, N-German Baltic coast. *Meyniana*, **57**: 5-35; Kiel.

LANDESVERMESSUNGSAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN [Hrsg.] (2005): Geobasisdaten, Karten und Luftbilder, Ausgabe 2005. 54 + XVI S., 1 Beil.; Schwerin.

LAZAR, E. (1961): Das Uferprofil und der Küstenrückgang auf Poel. – Diplomarbeit; Ref. In *Geol.*, **10**: 1-98; Berlin.

LEMKE, W., JENSEN, J. B., BENNIKE, O., ENDLER, R., WITKOWSKI, A., KUIJPERS, A. (2002): Spät- und postglaziale Flüsse und Seen in der heutigen westlichen Ostsee. *Greifswalder Geographische Arbeiten*, **26**: 73-77; Greifswald.

LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – 2. Aufl., Forsch. dt. Landeskunde, **204**: 1-307.

LIEDTKE, H. (1990): Abluiale Abspülung und Sedimentation in Nordwestdeutschland während der Weichsel-(Würm-)Eiszeit. – In: LIEDTKE, H [Hrsg.] (1990): *Eiszeitforschung*. – 354 S.; Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).

LINDEN, A. (1975): Till petrographical studies in an archaean bedrock area in Southern Sweden. – *Striae* **1**: 1-57; Uppsala.

LINDNER, L. & MARKS, L. (1994): Pleistocene glaciations and interglacials in the Vistula, the Oder and the Elbe drainage basins (Central European Lowland). – *Acta Geol. Polon.*, **44/1-2**: 153-165.

LÜCKSTÄDT, M. (1987): Glazialgeologische Lagerungsverhältnisse im Gebiet der Insel Poel (Mecklenburg). – Unveröff. Dipl.-Arb. Geol. Paläontol. Inst. Univ. Greifswald, 99 S; Greifswald.

LUDWIG, A. O. (1964): Stratigraphische Untersuchung des Pleistozäns der Ostseeküste von der Lübecker Bucht bis Rügen. – *Geologie, Beih.*, **42**; Berlin.

LÜTTIG, G. (1957): Geschiebezählungen als Hilfsmittel für die Erforschung des Eiszeitalters und seiner wirtschaftlich wichtigen Lagerstätten. – *Die Umschau*, **57** (13): 403-405, 6 Abb.; Frankfurt/Main.

LÜTTIG, G. (1958): Methodische Fragen der Geschiebeforschung. – *Geologisches Jahrbuch*, **75**: 361-418, 3 Taf., 17 Abb. 1 Tab.; Hannover.

LÜTTIG, G. (1999): Geschiebestatistische Anmerkungen zur Quartärstratigraphie des nordischen Vereisungsgebietes. – *Eiszeitalter und Gegenwart*, **49**: 144-163; Hannover.

LÜTTIG, G. (2004): Ergebnisse geschiebestatistischer Untersuchungen im Umland von Hamburg. – *Archiv für Geschiebekunde*, **3** (8/12): 729-764, 4 Abb., 3 Tab.; Greifswald.

LÜTTIG, G. & MAARLEVELD, G. C. (1961): Nordische Geschiebe in den Ablagerungen prä-Holstein in den Niederlanden (Komplex von Hattem). *Geol. En Mijnb.*, **40**: 163-174, 6 Abb.; s´Gravenhage.

MALMBERG PERSSON, G. & LAGERLUND, E. (1994): Glacial dynamics and transport of debris during the final phases of the Weichselian Glaciation, southwest Skåne, Sweden. – *Journal of Quaternary Science*, **9** (3): 245-256; New York.

MARKS, L. (1998): Middle and Late Vistulian Glaciation in Poland. – *Geologija*, **25**: 57-61.

MARKS, L. (2004): Pleistocene ice sheet limits in Poland. International symposium on Human impact and geological heritage, 12-17 May 2003. Excursion Guide and Abstracts, 91-93; Tallinn.

MARKS, L. (2005): Pleistocene glacial limits in the territory of Poland. – *Przeglad Geologiczny*, **53** 10/2: 988-993.

MENNING, M. & HENDRICH, A. [Hrsg.] (2005): Erläuterungen zur Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2005. – *Newsletters on Stratigraphy*, **41**: 405 S.; Berlin / Stuttgart (Borntraeger).

MEYER, M (2002): Modellierung der Entwicklung von Küstenlinien der Ostsee im Holozän – Wechselspiel zwischen Isostasie und Eustasie. Dissert., Ernst-Moritz-Arndt-Univers.; Greifswald.

MOJSKI, J. E. (1992): Vistulian stratigraphy and TL dates in Poland. – In: *Quaternary stratigraphy, glacial morphology and environmental changes*, **81** (1/2): 195-200; Uppsala.

MÜLLER, U. (1996): 3.2 Quartär – In: BREMER, F. (1996): Erläuterungen zu Blatt Nr. 2131 Schönberg; Schwerin (Geologisches Landesamt Mecklenburg-Vorpommern).

MÜLLER, U. (2004a): Weichsel-Frühglazial in Nordwest-Mecklenburg. *Meyniana*, **56**: 81-115; Kiel.

MÜLLER, U. (2004b): Jung-Pleistozän – Eem-Warmzeit bis Weichsel-Hochglazial. – In: KATZUNG, G. [Hrsg.] (2004): *Geologie von Mecklenburg-Vorpommern*: 234-242; Stuttgart (Schweizerbart).

MÜLLER, U. RÜHBERG, N. & KRIENKE, H.-D. (1995): The Pleistocene sequence in Mecklenburg-Vorpommern. – In: EHLERS, J., KOZARSKI, S. & GIBBARD, P. [Hrsg.]: Glacial deposits of North-East Europe. 626 S. Rotterdam (Brookfield: Balkema).

PETZKA, M., RUSBÜLT, J. & REICH, M. (2004): 3.7 Jura – In: KATZUNG, G. [Hrsg.]: Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: 151-163; (Schweizerbart).

RICHTER, G. (1963): Untersuchungen zum spätglazialen Gletscherrückgang im mittleren Mecklenburg. – Forsch. z. deutsch. Landeskunde; Bad Godesberg.

ROTNICKI, K. & BORÓWKA, R. K. (1995): Dating of the Upper Pleni-Vistulian scandinavian ice sheet in the polish baltic middle coast. – Prace Panstwowego Instytutu Geologicznego, **149**: 84-89; Warszawa.

RÜHBERG, N. (1969): Die Geologie der pleistozänen Schichtenfolge am Westkliff von Poel. – In: Geologie, **18**: 626-637.

RÜHBERG, N. (1987): Die Grundmoräne des jüngsten Weichselvorstoßes im Gebiet der DDR. – In: Z. geol. Wiss., **15**: 759-767; Berlin.

RÜHBERG, N. (1997): Westkliff der Insel Poel, Stauchzone. Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1 : 25 000, Legendentext; Güstrow (LUNG).

RÜHBERG, N. (1999): Über den Wert der Kleingeschiebezahlungen (KGZ). – Geschiebekunde aktuell, **15** (3): 87-100, 2 Abb., 2 Tab.; Hamburg.

RÜHBERG, N. (2004): Kliffs im Bereich der Wismar-Bucht. – In: KATZUNG, G. [Hrsg.] (2004): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: 298-300; Stuttgart (Schweizerbart).

RÜHBERG, N. & KRIENKE, H.-D. (1977): Zur Geschiebeführung der Weichselgrundmoräne im westlichen Odermündungsgebiet. – In: Z. geol. Wiss., **5**: 805-813; Berlin.

RÜHBERG, N. , SCHULZ, W., BÜLOW, W. v., MÜLLER, O., KRIENKE, H.-D., BREMER, F. & DANN, T. (1995): Mecklenburg-Vorpommern. – In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 95-115; Berlin (Gebr. Borntraeger).

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. (1967): Abriss der Quartärstratigraphie Mecklenburgs. – Archiv Freunde Naturgesch. Mecklenburg, **13**: 99-119.

SCHULZ, W. (1970): Methodische Probleme bei der Übersichtskartierung des mecklenburgischen Jungmoränengebietes. WTI, **11**: 3-20; Berlin.

SCHULZ, W. (1971): Die quartärgeologische Kartierung in den Bezirken Rostock, Schwerin und Neubrandenburg bis zum Jahre 1967. – Peterm. geogr. Mitt., **115**: 307-315; Gotha.

SCHULZ, H., EMEIS, K.-C., WINN, K. & ERLLENKEUSER, H. (2001): Oberflächentemperaturen des Eem-Meeres in Schleswig-Holstein – U^k₃₇-Indizien. Meyniana, **53**: 163-181.

SHAKLETON, N. J. (1987): Oxygen isotopes, ice volume and sea level. – Quaternary Sciences Reviews, **6**: 183-190; Oxford (Pergamon Press).

SKUPIN, K., SPEETZEN, E. & ZANDSTRA, J. G. (1993) Die Eiszeit in Nordwestdeutschland. Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete. – 143 S., 49 Abb., 24 Tab., 2 Taf., 2 Kt.; Krefeld (Geol. Land. Amt).

SMED, P. & EHLERS, J. (1994): Steine aus dem Norden. Geschiebe als Zeugen der Eiszeit in Norddeutschland. – 194 S.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).

STANKOWSKA, A. & STANKOWSKI, W. (1991): Morfo, lito i chronostratygrafia vistulianu we Wschodniej Wielkopolsce. Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, Wyd. Naukowe UAM: S. 563-573; , Poznań.

STEPHAN, H.-J. (2004): Karte der Stauchgebiete und Haupt-Gletscherrandlagen in Schleswig-Holstein 1 : 500.000. – Meyniana, **56**: 149-154. 1 Karte. Kiel.

STEPHAN, H.-J. & MENKE, B. (1977): Das Pleistozän in Schleswig-Holstein. GLA SH, **3**: 19-62, 8 Abb. 3 Tab.; Kiel (Geol. Land. Amt).

STEPHAN, H.-J., KABEL, C. & SCHLÜTER, G. (1983): Stratigraphical problems in the glacial deposits of Schleswig-Holstein. – In: EHLERS, J. (ed.): Glacial Deposits in North-West Europe, S. 305-320; Rotterdam (A. A. Balkema).

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.

STRAHL, J. (1999): Gliederung des Weichselglazials, Tabelle. – In: KATZUNG, G. [Hrsg.] (2004): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: 238; Stuttgart (Schweizerbart).

STRAHL, U. (2004): 4.5.1 Kliffs an den Klützer Höveds – In: KATZUNG, G. [Hrsg.] (2004): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern: 294-297; Stuttgart (Schweizerbart).

THE EUROPEAN SCIENCE FOUNDATION (1992): A Continent revealed - The European Geotraverse - Atlas of compiled data, Tectonics - von A. Berthelsen, P. Burollet, G.V. Dal Piaz, W. Franke und R. Trümpy.

THYBO, H. (1997): Geophysical characteristics of the Tornquist Fan area, northwest Trans-European Suture Zone: indication of late Carboniferous to early Permian dextral transtension. Geological Magazine, **134**: 597-606; Cambridge University Press.

ULLERICH, H. (1991): Die sandig-siltigen Zwischensedimente am Kliff des Klein-Klütz-Höved (Mecklenburger Bucht). – Unveröff. Diplomarbeit FB Geowiss. Univ. Greifswald, 70 S.; Greifswald.

VAN DER WATEREN, F. M. (1999): Structural geology and sedimentology of the Heiligenhafen till section, Northern Germany. – *Quaternary Science Reviews* **18** (14): 1624-1639; Oxford.

WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K. (1974): Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter. – 500 S., 3. Auflage; Stuttgart (Koehler).

ZANDSTRA, J. G. (1971): Geologisch onderzoek in de stuwval van de oostelijke Veluwe bij Hattem en Wapenveld. – *Meded. Rijks geol. Dienst*, **22**: 215-260; Maastricht.

ZIEGLER, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. 2nd Ed. – 239 S.; The Hague (Shell).

Im Text angesprochene und angewendete Normen und Richtlinien:

TGL 25232 (1971): Analyse des Geschiebebestandes quartärer Grundmoränen. – Fachbereichsstandard: Bl. 01-06; Berlin.

LANDESAMT FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND GEOLOGIE (2004) unveröff.: Schlüsselliste Quartär von Mecklenburg-Vorpommern.

Im Text angesprochene und verwendete Geologische Karten:

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE [Hrsg.] (1977): Geologische Übersichtskarte 1:200.000, CC 3126 Hamburg-Ost; Hannover.

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE [Hrsg.]
(1987): Geologische Übersichtskarte 1:200.000, CC 2326 Lübeck; Hannover.

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE [Hrsg.]
(1998): Geologische Übersichtskarte 1:200.000, CC 2334 Rostock; Hannover.

BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE [Hrsg.]
(2003): Geologische Übersichtskarte 1:200.000, CC 3134 Wittenberge; Hannover.

GEOLOGISCHER DIENST MECKLENBURG-VORPOMMERN [Hrsg.] (2000):
Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1:500 000 (GÜK 500) –
Präquartär und Quartärbasis.

GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN [Hrsg.] (1995):
Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern. – Karte der quartären Bildungen
– Oberfläche bis fünf Meter Tiefe 1 : 200 000 Blatt Bad Doberan / Rostock; Schwerin.

LANDESAMT FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND GEOLOGIE [Hrsg.] (2000):
Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern. – Karte der quartären Bildungen
– Oberfläche bis fünf Meter Tiefe 1 : 200 000 Blatt BOITZENBURG / SCHWERIN;
Güstrow.

LANDESAMT FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND GEOLOGIE [Hrsg.] (2002):
Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1 : 500 000 (GÜK 500) –
Oberfläche; Güstrow.

Neuere verwendete Geologische Karten 1: 25000 (GK 25):

GEOLOGISCHES LANDESAMT MECKLENBURG-VORPOMMERN [Hrsg.] (1995):
Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1 : 25000 – 2131 Schönberg;
Schwerin.

LANDESAMT FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND GEOLOGIE [Hrsg.] (2003):
Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1 : 25000 – 1934 Kaltenhof /
2024 Insel Poel; Güstrow.

LANDESAMT FÜR UMWELT, NATURSCHUTZ UND GEOLOGIE [Hrsg.] (2004):
Geologische Karte von Mecklenburg-Vorpommern 1 : 25000 – 2134 Wismar;
Güstrow.

Weitere verwendete Karten:

Stein-Verlag Baden-Baden GmbH [Hrsg.] (1991): Standortkarte Kies / Sandbetriebe.
– Mecklenburg / Nördl. Mark Brandenburg; Baden-Baden (Stein-Verlag).

Stein-Verlag Baden-Baden GmbH [Hrsg.] (1999): ATLAS Standortkarten Sand und
Kies. – Karte 1 Schleswig Holstein / Hamburg; Baden-Baden (Stein-Verlag).

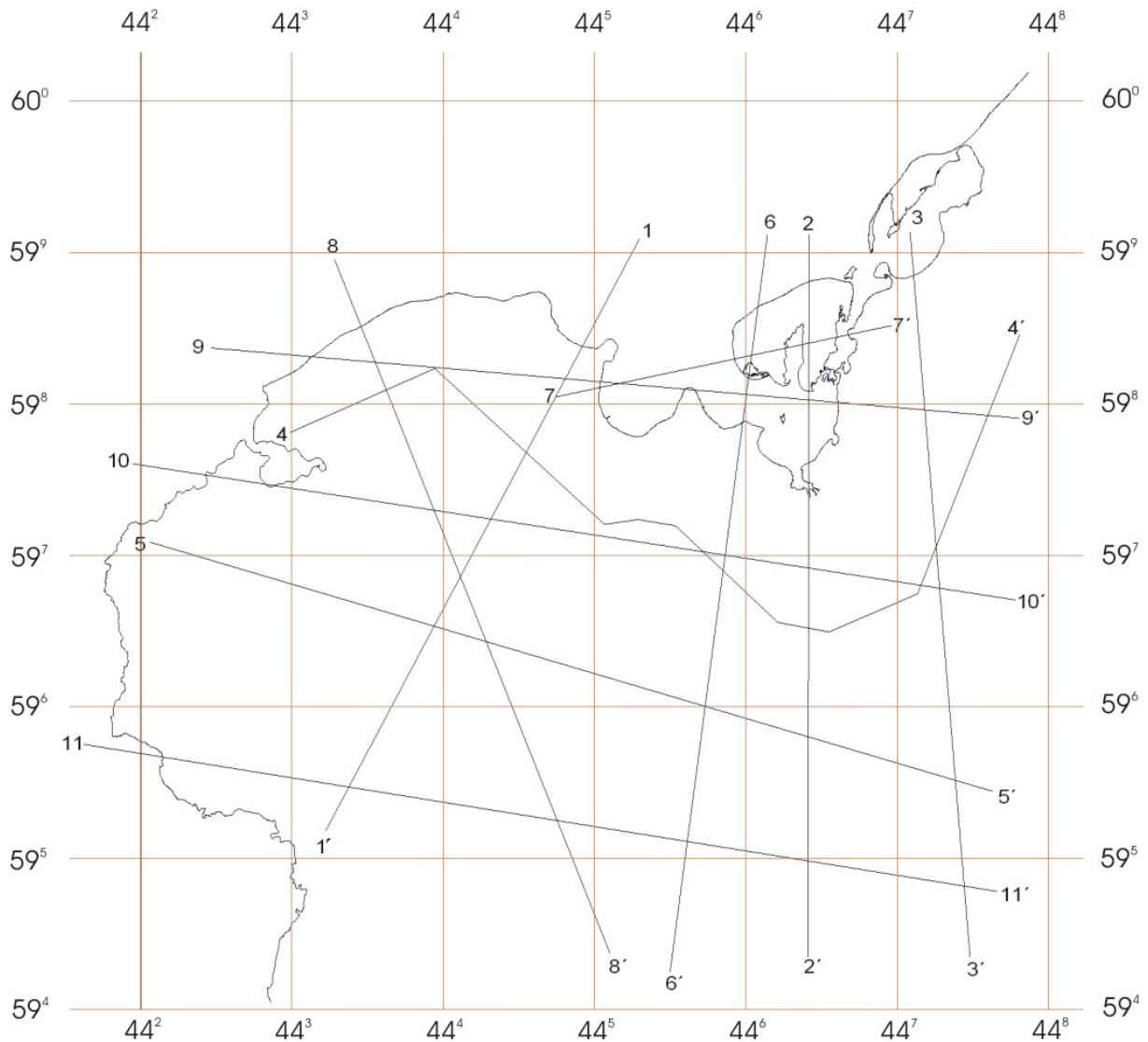
Stein-Verlag Baden-Baden GmbH [Hrsg.] (1999): ATLAS Standortkarten Sand und
Kies. – Karte 2 Mecklenburg-Vorpommern; Baden-Baden (Stein-Verlag).

Stein-Verlag Baden-Baden GmbH [Hrsg.] (2003): ATLAS Standortkarten Sand und
Kies. – Karte 1 Schleswig Holstein / Hamburg; Baden-Baden (Stein-Verlag).

Stein-Verlag Baden-Baden GmbH [Hrsg.] (2003): ATLAS Standortkarten Sand und
Kies. – Karte 2 Mecklenburg-Vorpommern; Baden-Baden (Stein-Verlag).

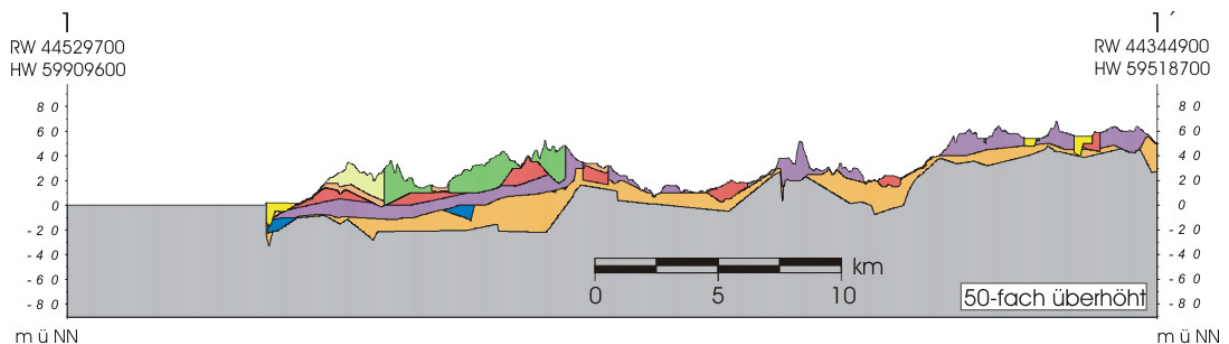
10. Anhang

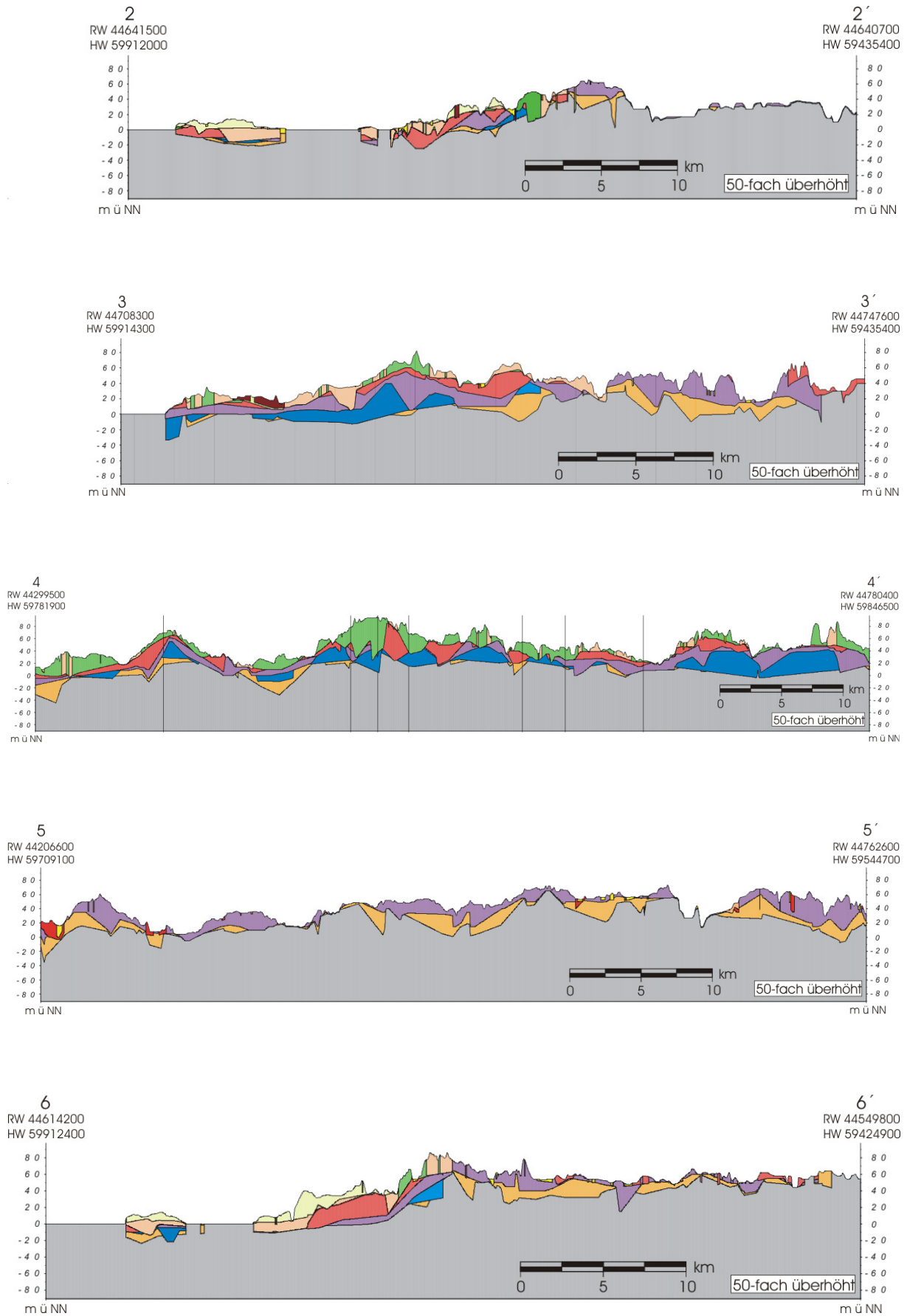
10.1 Profile

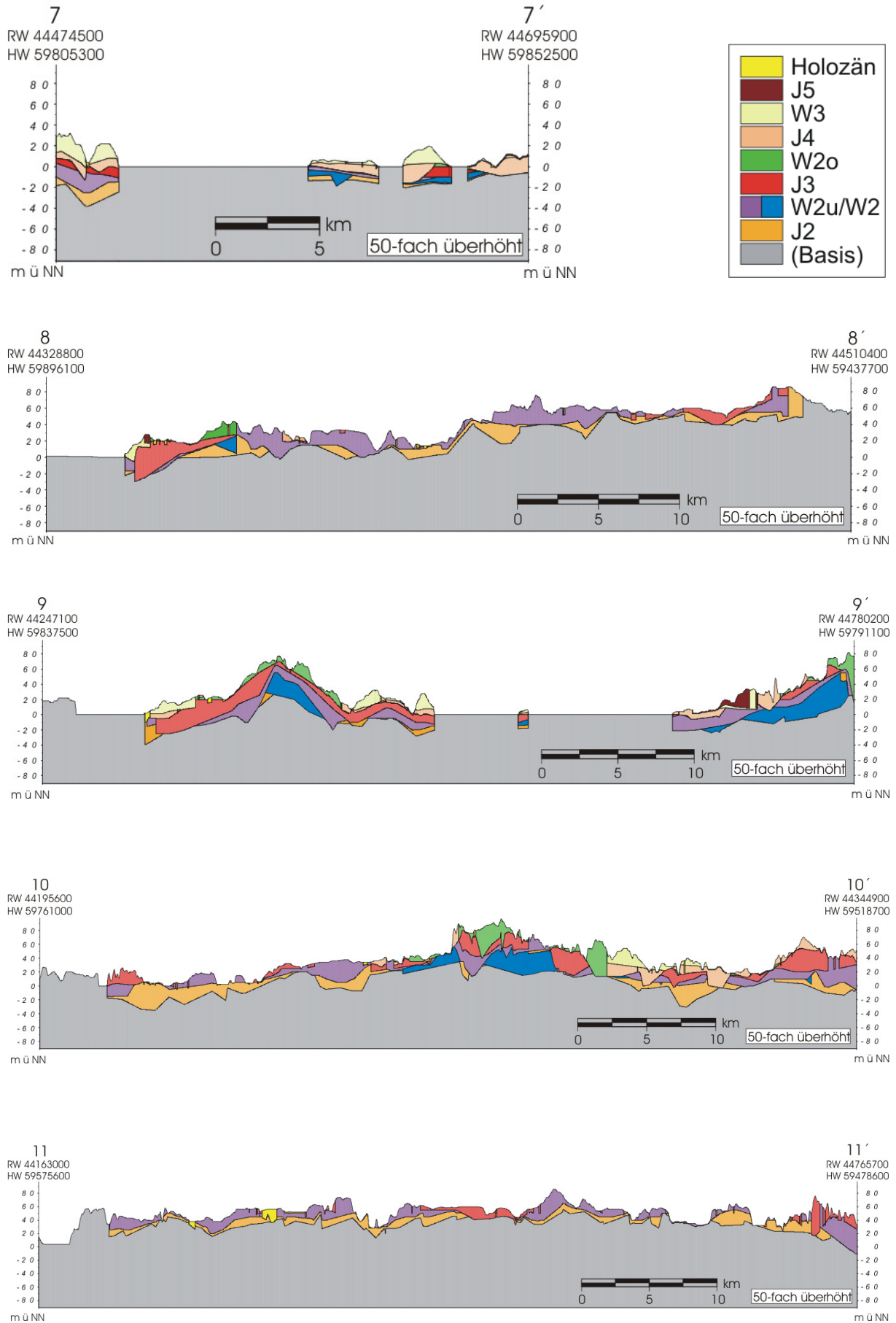


Lage der Profillinien der nachfolgend dargestellten geologischen Profile im Untersuchungsgebiet.

Anm.: Die Legende für die Profile 1 bis 11 ist neben Profildarstellung 7 aufgeführt.
 Die senkrechten Linien in Profil 4 markieren die Profilknicke.







10.2 Datentabellen

Aufschluss	RW	HW
GK 1	4447157	5985900
GK 2	4447146	5986032
GK 3	4447185	5986455
GK 4	4447166	5986365
GK 5	4447147	5985962
GK 6	4447159	5986167
KH 1	4442178	5987083
KH 2	4441414	5987051
KH 3a	4442751	5987072
KH 3b	4442684	5987033
PO 1	4459157	5984027
PO 2	4459158	5983984
PO 3	4459166	5983648
PO 4	4461046	5986600
PO 5	4460974	5986549
PO 6	4465514	5988304
PO 7	4465608	5988272
PO 8	4465630	5988265
WB 1	4465207	5977305
WB 2	4465923	5978625
WI 1	4455685	5980343
WI 2	4455705	5980381
WI 3	4455725	5980398
WT 1	4461512	5976361
WT 2	4461383	5976434
WW 1	4450494	5981884
Naschendorf	4452661	5969973
Roggenstorf	4439943	5976815
Pokrent	4443493	5948299
Groß Rünz	4432216	5958443
Teschow	4425992	5975475

Tab. A1: Lage größerer Aufschlussektionen.

Nr.	Ort	KGZ-Kürzel	Strat.	KR [%]	PK [%]	KK [%]	FL [%]	QZ [%]	SG [%]	Σ n	Q1	Q2	Q3
											KR/PK	PK/KK	QZ/KK
1	Poel W-Kliff	PO1 GZ1	mm (W2o)	32,4	18,3	12,2	14,8	9,8	12,5	327	1,77	1,50	0,80
2	Poel W-Kliff	PO1 GZ2	mo (W3)	26,6	35,8	5,4	8,6	12,4	11,2	282	0,74	6,63	2,30
3	Poel W-Kliff	PO2 GZ1	mu (W2u)	30,2	26,6	6,8	10,7	8,6	17,1	341	1,14	3,91	1,26
4	Poel W-Kliff	PO2 GZ2	mm (W2o)	28,4	14,2	13,6	12,8	10,3	20,7	304	2,00	1,04	0,76
5	Poel W-Kliff	PO2 GZ3	mm (W2o)	25,8	17,6	10,4	8,4	8,4	29,4	318	1,47	1,69	0,81
6	Poel W-Kliff	PO2 GZ4	mm (W2o)	31,4	22,7	8,3	7,6	13,2	16,8	253	1,38	2,73	1,59
7	Poel W-Kliff	PO3 GZ1	mu (W2u)	34,2	28,5	12,7	5,9	5,3	13,4	307	1,20	2,24	0,42

Nr.	Ort	KGZ-Kürzel	Strat.	KR [%]	PK [%]	KK [%]	FL [%]	QZ [%]	SG [%]	∑ n	Q1 KR/ PK	Q2 PK/ KK	Q3 QZ/ KK
8	Poel W-Kliff	PO3 GZ2	mm (W2o)	39,6	22,8	14,8	11,6	3,8	7,4	298	1,74	1,54	0,26
9	Poel NW-Kliff	PO4 GZ1	mm (W2o)	36,3	31,8	11,8	12,5	3,6	4,0	276	1,14	2,69	0,31
10	Poel NW-Kliff	PO4 GZ2	mo (W3)	27,6	25,3	12,6	9,7	13,1	11,7	311	1,09	2,01	1,04
11	Poel NW-Kliff	PO5 GZ1	mm (W2o)	34,8	36,2	8,4	10,4	2,3	7,9	309	0,96	4,31	0,27
12	Poel NW-Kliff	PO5 GZ2	mo (W3)	38,2	41,1	9,5	7,5	1,9	1,8	321	0,93	4,33	0,20
13	Poel N-Kliff	PO6 GZ1	mu (W2u)	31,0	17,2	8,9	12,1	8,3	22,5	297	1,80	1,93	0,93
14	Poel N-Kliff	PO6 GZ2	mm (W2o)	40,4	22,4	6,3	11,8	6,8	12,3	301	1,80	3,56	1,08
15	Poel N-Kliff	PO6 GZ3	mo (W3)	30,0	34,7	7,5	5,9	11,5	10,4	313	0,86	4,63	1,53
16	Poel N-Kliff	PO7 GZ1	mu (W2u)	35,1	29,3	11,5	7,5	9,1	7,5	271	1,20	2,55	0,79
17	Poel N-Kliff	PO7 GZ2	mm (W2o)	27,2	12,3	13,4	8,7	14,8	23,6	300	2,21	0,92	1,10
18	Poel N-Kliff	PO8 GZ1	mu (W2u)	29,7	31,0	12,7	11,2	7,2	8,2	291	0,96	2,44	0,57
19	Poel N-Kliff	PO8 GZ2	mm (W2o)	31,8	20,2	9,2	10,8	13,6	14,4	305	1,57	2,20	1,48
20	Kl. Klütz H.	KH1 GZ1	MII (W1)	29,8	21,8	8,6	7,5	12,7	19,6	293	1,37	2,53	1,48
21	Kl. Klütz H.	KH1 GZ2	MIII+IV (W2u+o)	34,3	25,2	7,3	6,2	11,4	15,6	287	1,36	3,45	1,56
22	Kl. Klütz H.	KH1 GZ3	MV (W3)	26,5	35,1	9,8	11,3	9,8	7,5	301	0,75	3,58	1,00
23	Kl. Klütz H.	KH2 GZ1	MII (W1)	36,5	32,8	9,5	6,4	5,2	9,6	305	1,11	3,45	0,55
24	Kl. Klütz H.	KH2 GZ2	MIII+IV (W2u+o)	32,1	19,6	10,3	7,9	14,3	15,8	275	1,64	1,90	1,39
25	Kl. Klütz H.	KH2 GZ3	MV (W3)	37,4	33,6	6,4	6,1	12,7	3,8	283	1,11	5,25	1,98
26	Kl. Klütz H.	KH3 GZ1	MI (S2)	41,2	31,7	11,3	9,5	2,6	3,7	312	1,30	2,81	0,23
27	Kl. Klütz H.	KH3 GZ2	MII (W1)	39,8	28,8	9,6	6,3	6,7	8,8	317	1,38	3,00	0,70
28	Kl. Klütz H.	KH3 GZ3	MII (W1)	42,4	33,5	6,7	5,3	7,1	5,0	294	1,27	5,00	1,06
29	Kl. Klütz H.	KH3 GZ4	MIII+IV (W2u+o)	27,4	16,5	12,8	11,9	13,8	17,6	289	1,66	1,29	1,08
30	Kl. Klütz H.	KH3 GZ5	MV (W3)	32,6	39,3	8,6	6,9	10,8	1,8	306	0,83	4,57	1,26
31	Gr. Klütz H.	GK2 GZ1	MIII (W2u)	36,2	17,6	13,7	11,2	5,3	16,0	303	2,06	1,28	0,39
32	Gr. Klütz H.	GK2 GZ2	MIV (W2o)	29,6	21,5	8,3	6,1	14,3	20,2	319	1,38	2,59	1,72
33	Gr. Klütz H.	GK3 GZ1	MII (W1)	31,4	34,2	12,1	8,2	5,6	8,5	271	0,92	2,83	0,46
34	Gr. Klütz H.	GK3 GZ2	MIII+IV (W2u+o)	36,1	27,6	10,0	7,3	6,8	12,2	288	1,31	2,76	0,68
35	Gr. Klütz H.	GK3 GZ3	MV (W3)	31,0	37,4	6,3	5,7	8,2	11,4	309	0,83	5,94	1,30

Nr.	Ort	KGZ-Kürzel	Strat.	KR [%]	PK [%]	KK [%]	FL [%]	QZ [%]	SG [%]	Σ n	Q1 KR/PK	Q2 PK/KK	Q3 QZ/KK
36	Gr. Klütz H.	GK4 GZ1	MII (W1)	41,2	19,8	9,4	7,8	9,5	12,3	303	2,08	2,11	1,01
37	Gr. Klütz H.	GK4 GZ2	MIII+IV (W2u+o)	37,3	27,6	13,4	9,3	4,9	7,5	288	1,35	2,06	0,37
38	Gr. Klütz H.	GK4 GZ3	MV (W3)	28,4	35,2	7,9	4,1	10,7	13,7	281	0,81	4,46	1,35
39	Gr. Klütz H.	GK5 GZ1	MIII (W2u)	33,7	26,7	17,7	4,3	5,8	11,8	293	1,26	1,51	0,33
40	Gr. Klütz H.	GK5 GZ2	MIV (W2o)	31,4	22,3	9,4	19,6	7,2	10,1	319	1,41	2,37	0,77
41	Wb. Wiek E	WI1 GZ1	mm (W2o)	36,2	22,6	11,1	7,6	11,4	11,1	324	1,60	2,04	1,03
42	Wb. Wiek E	WI1 GZ2	mo (W3)	33,3	37,0	10,2	6,8	3,3	9,4	311	0,90	3,63	0,32
43	Wb. Wiek E	WI2 GZ1	mm (W2o)	29,2	18,7	13,8	11,2	14,1	13,0	279	1,56	1,36	1,02
44	Wb. Wiek E	WI2 GZ2	mo (W3)	29,8	39,4	7,6	5,7	7,6	9,9	286	0,76	5,18	1,00
45	Wismar bucht W	WT1 GZ1	mm (W2o)	38,1	26,8	9,3	6,1	9,3	10,4	295	1,42	2,88	1,00
46	Wismar bucht W	WT1 GZ2	mo (W3)	27,6	36,2	11,4	7,2	9,1	8,5	302	0,76	3,18	0,80
47	Wismar bucht W	WT2 GZ1	mo (W3)	32,2	38,7	13,6	7,6	5,8	2,1	307	0,83	2,85	0,43

KR - Kristallin KK - Kreidekalk QZ - Quarz und Quarzite
 PK - Paläozoische Kalke FL - Flint SG - Sedimentgestein

Tab. A2: Kleingeschiebezählungen im Kliffbereich.

KÜRZ.	HW	RW	STR.	GOK*	alles in %							Σn	Q1	Q2	Q3	PK/SG
					KR	PK	KK	FL	QZ	SG	KR/PK		PK/KK	QZ/KK		
KGZ 1	5987304	4465740	qw3	1,5-2,0	34,7	21,4	7,8	18,4	6,5	11,2	76	1,62	2,74	0,83	1,9	
KGZ 2	5984306	4464307	qw3	2,0-2,5	18,7	29,5	14,3	12,4	9,5	15,6	59	0,63	2,06	0,66	1,9	
KGZ 3	5984277	4460721	qw3	2,0-3,0	22,0	36,4	6,2	10,8	13,7	10,9	51	0,60	5,87	2,21	3,3	
KGZ 4	5989576	4475720	qw3	3,0-3,5	24,1	22,8	6,7	17,9	22,7	5,8	64	1,06	3,40	3,39	3,9	
KGZ 5	5992832	4477543	qw3	1,5-2,0	27,2	28,5	12,7	18,5	1,6	11,5	48	0,95	2,24	0,13	2,5	
KGZ 6	5996100	4476805	qw3	1,0-2,0	22,6	21,3	19,6	22,7	3,4	10,4	44	1,06	1,09	0,17	2,0	
KGZ 7	5998041	4475875	qw3	1,5-2,0	28,5	18,2	8,2	9,6	22,9	12,6	69	1,57	2,22	2,79	1,4	
KGZ 8	6000137	4477959	qw3	2,5-3,0	26,4	31,9	8,8	18,3	8,1	6,5	69	0,83	3,63	0,92	4,9	
KGZ 9	5989730	4474404	qw3	1,0-1,5	28,6	22,2	11,5	21,7	3,8	12,2	53	1,29	1,93	0,33	1,8	
KGZ 10	5986412	4469342	qw3	1,5-2,0	23,8	16,8	5,2	15,4	22,8	16,0	46	1,42	3,23	4,38	1,1	
KGZ 11	5977328	4467962	qw3	1,0-1,5	26,8	29,1	10,5	13,9	13,5	6,2	58	0,92	2,77	1,29	4,7	
KGZ 12	5977651	4456597	qw3	1,0-1,5	19,6	32,4	2,1	8,5	22,8	14,6	57	0,60	15,43	10,86	2,2	
KGZ 13	5975984	4459112	qw3	2,0-2,5	29,5	21,6	7,5	21,6	9,2	10,6	77	1,37	2,88	1,23	2,0	
KGZ 14	5975453	4457488	qw3	1,0-1,5	28,6	15,8	1,6	24,7	7,2	22,1	49	1,81	9,88	4,50	0,7	
KGZ 15	5974735	4460704	qw3	2,0-2,5	27,8	19,3	4,2	14,7	14,6	19,4	71	1,44	4,60	3,48	1,0	
KGZ 16	5972901	4459158	qw3	1,0-1,5	22,6	25,5	3,7	12,8	16,7	18,7	56	0,89	6,89	4,51	1,4	
KGZ 17	5972470	4457813	qw3	1,0-1,5	29,6	25,8	1,8	19,1	7,9	15,8	53	1,15	14,33	4,39	1,6	
KGZ 18	5969566	4464245	qw3	1,0-1,5	26,9	27,4	12,7	23,5	3,8	5,7	57	0,98	2,16	0,30	4,8	
KGZ 19	5967722	4466144	qw3	2,0-2,5	29,7	18,6	3,8	28,8	13,0	6,1	81	1,60	4,89	3,42	3,0	
KGZ 20	5967923	4463458	qw3	1,0-1,5	32,8	17,9	5,2	22,0	16,2	5,9	57	1,83	3,44	3,12	3,0	

KÜRZ.	HW	RW	STR.	GOK*	alles in %						Σn	Q1	Q2	Q3	PK/SG
					KR	PK	KK	FL	QZ	SG					
KGZ 21	5967013	4462704	qw3	1,0-2,5	18,5	32,8	8,1	23,9	4,2	12,5	66	0,56	4,05	0,52	2,6
KGZ 22	5966409	4464232	qw3	2,0-2,5	26,5	29,7	5,8	25,2	6,6	6,2	68	0,89	5,12	1,14	4,8
KGZ 23	5967187	4467223	qw3	1,0-2,0	25,9	21,6	9,6	9,2	18,9	14,8	62	1,20	2,25	1,97	1,5
KGZ 24	5967361	4469195	qw3	1,0-1,5	29,5	22,8	1,1	18,7	8,7	19,2	62	1,29	20,73	7,91	1,2
KGZ 25	5969259	4468001	qw3	1,0-1,5	28,1	18,2	8,3	3,5	28,6	13,3	47	1,54	2,19	3,45	1,4
KGZ 26	5976272	4454141	qw3	1,0-1,5	27,0	34,2	5,2	11,8	10,0	11,8	71	0,79	6,58	1,92	2,9
KGZ 27	5979006	4449092	qw3	1,0-1,5	26,4	31,8	12,5	16,8	7,2	5,3	76	0,83	2,54	0,58	6,0
KGZ 28	5982477	4445965	qw3	2,0-2,5	25,2	29,7	3,6	14,2	12,2	15,1	56	0,85	8,25	3,39	2,0
KGZ 29	5985843	4438000	qw3	2,5-3,0	27,7	17,5	9,2	5,9	16,2	23,5	73	1,58	1,90	1,76	0,7
KGZ 30	5984084	4434950	qw3	2,0-2,5	22,2	31,1	1,2	7,8	19,1	18,6	47	0,71	25,92	15,92	1,7
KGZ 31	5982783	4432444	qw3	1,0-2,0	27,9	17,5	2,4	17,4	25,7	9,1	62	1,59	7,29	10,71	1,9
KGZ 32	5981359	4430819	qw3	1,0-1,5	27,5	23,6	2,2	18,9	12,0	15,8	83	1,17	10,73	5,45	1,5
KGZ 33	5979275	4429830	qw2o	1,0-1,5	17,4	25,6	7,9	15,1	10,3	23,7	52	0,68	3,24	1,30	1,1
KGZ 34	5980210	4433615	qw2o	1,0-1,5	35,2	31,0	8,1	3,6	3,2	18,9	67	1,14	3,83	0,40	1,6
KGZ 35	5980851	4435645	qw2o	1,0-1,5	29,6	26,3	12,2	2,0	0,2	29,7	61	1,13	2,16	0,02	0,9
KGZ 36	5983078	4436714	qw2o	1,0-1,5	22,7	21,7	25,4	2,4	9,4	18,4	74	1,05	0,85	0,37	1,2
KGZ 37	5984093	4443161	qw2o	1,0-1,5	25,1	22,0	23,6	6,6	0,7	22,0	74	1,14	0,93	0,03	1,0
KGZ 38	5979191	4443764	qw2o	1,0-1,5	27,4	25,8	19,4	11,4	3,4	12,6	78	1,06	1,33	0,18	2,0
KGZ 39	5977663	4447694	qw2o	1,0-1,5	32,8	23,1	21,6	11,2	1,2	10,1	65	1,42	1,52	0,06	2,3
KGZ 40	5975865	4445049	qw2o	2,0-2,5	28,7	29,6	10,5	5,4	0,6	25,2	48	0,97	2,82	0,06	1,2
KGZ 41	5970798	4456278	qw2o	1,0-1,5	19,4	17,4	11,0	17,6	14,2	20,4	67	1,11	1,58	1,29	0,9
KGZ 42	5973665	4455833	qw2o	2,0-2,5	26,9	18,6	23,6	12,4	1,9	16,6	45	1,45	0,79	0,08	1,1
KGZ 43	5968223	4460730	qw2o	2,0-2,5	25,7	18,9	21,1	10,9	7,5	15,9	86	1,36	0,90	0,36	1,2
KGZ 44	5965788	4461599	qw2o	1,0-2,0	19,6	23,6	23,5	13,5	2,4	17,4	58	0,83	1,00	0,10	1,4
KGZ 45	5964897	4463325	qw2o	1,5-2,0	31,8	24,8	10,0	16,0	2,1	15,3	76	1,28	2,48	0,21	1,6
KGZ 46	5965884	4466278	qw2o	1,0-1,5	29,4	23,5	14,2	12,8	0,9	19,2	48	1,25	1,65	0,06	1,2
KGZ 47	5966167	4468905	qw2o	1,0-1,5	27,5	32,6	9,6	10,4	7,3	12,6	47	0,84	3,40	0,76	2,6
KGZ 48	5974747	4469736	qw2o	1,0-1,5	28,1	16,9	18,6	10,3	12,3	13,8	54	1,66	0,91	0,66	1,2
KGZ 49	5975441	4472157	qw2o	1,0-1,5	33,5	27,1	13,7	8,1	3,3	14,3	58	1,24	1,98	0,24	1,9
KGZ 50	5977353	4475117	qw2o	2,0-2,5	31,0	23,8	16,8	10,4	4,8	13,2	51	1,30	1,42	0,29	1,8
KGZ 51	5983888	4475329	qw2o	2,0-2,5	26,4	17,8	26,1	7,2	1,0	21,5	47	1,48	0,68	0,04	0,8
KGZ 52	5977778	4435241	qw2u	2,0-2,5	22,1	22,7	15,9	12,1	0,4	26,8	65	0,97	1,43	0,03	0,8
KGZ 53	5975645	4434351	qw2u	1,0-1,5	19,0	21,3	24,1	13,4	1,7	20,5	76	0,89	0,88	0,07	1,0
KGZ 54	5975146	4440672	qw2u	1,0-2,0	22,6	18,4	22,1	11,0	4,1	21,8	74	1,23	0,83	0,19	0,8
KGZ 55	5973108	4442699	qw2u	1,0-2,0	25,9	26,0	9,5	10,7	3,0	24,9	57	1,00	2,74	0,32	1,0
KGZ 56	5972270	4440613	qw2u	1,5-2,0	29,6	13,9	24,0	10,1	12,0	10,4	87	2,13	0,58	0,50	1,3
KGZ 57	5970078	4438226	qw2u	1,5-2,0	22,3	21,5	22,1	14,3	10,2	9,6	56	1,04	0,97	0,46	2,2
KGZ 58	5966027	4435525	qw2u	1,5-2,0	26,5	29,8	10,5	4,5	6,9	21,8	52	0,89	2,84	0,66	1,4
KGZ 59	5964168	4444439	qw2u	1,5-2,0	26,9	20,1	23,1	7,4	0,0	22,5	57	1,34	0,87	0,00	0,9
KGZ 60	5966213	4442091	qw2u	1,5-2,0	24,8	16,1	19,5	13,6	15,7	10,3	51	1,54	0,83	0,81	1,6
KGZ 61	5966761	4445428	qw2u	1,5-2,0	22,6	18,3	25,1	10,9	3,9	19,2	58	1,23	0,73	0,16	1,0
KGZ 62	5966369	4448265	qw2u	2,0-2,5	31,5	18,5	21,2	8,7	7,7	12,4	67	1,70	0,87	0,36	1,5
KGZ 63	5963796	4454117	qw2u	2,5-3,0	22,5	26,8	19,5	9,9	9,3	12,0	69	0,84	1,37	0,48	2,2
KGZ 64	5965196	4458954	qw2u	2,0-2,5	28,4	22,0	11,9	13,5	0,6	23,6	73	1,29	1,85	0,05	0,9
KGZ 65	5962494	4462630	qw2u	1,0-1,5	27,4	21,9	25,3	8,4	1,8	15,2	59	1,25	0,87	0,07	1,4
KGZ 66	5958228	4461455	qw2u	2,0-2,5	29,5	19,4	22,7	11,4	7,9	9,1	66	1,52	0,85	0,35	2,1
KGZ 67	5952582	4460213	qw2u	1,0-1,5	25,1	27,5	26,8	7,8	2,3	10,5	69	0,91	1,03	0,09	2,6
KGZ 68	5948218	4460800	qw2u	2,0-2,5	26,5	23,0	19,5	12,6	9,0	9,4	64	1,15	1,18	0,46	2,4
KGZ 69	5947416	4463207	qw2u	2,0-2,5	24,8	18,6	29,1	14,1	2,9	10,5	68	1,33	0,64	0,10	1,8
KGZ 70	5951437	4455359	qw2u	2,0-2,5	21,6	27,3	14,5	15,5	1,9	19,2	47	0,79	1,88	0,13	1,4
KGZ 71	5948472	4451837	qw2u	2,0-2,5	25,4	27,8	11,0	16,4	2,1	17,3	75	0,91	2,53	0,19	1,6

KÜRZ.	HW	RW	STR.	GOK*	alles in %							Σn	Q1	Q2	Q3	PK/SG
					KR	PK	KK	FL	QZ	SG	KR/PK		PK/KK	QZ/KK		
KGZ 72	5952670	4444009	qw2u	1,0-2,0	25,7	21,6	21,3	11,8	2,5	17,1	82	1,19	1,01	0,12	1,3	
KGZ 73	5954265	4436504	qw2u	1,5-2,5	23,6	24,3	16,9	12,0	3,4	19,8	62	0,97	1,44	0,20	1,2	
KGZ 74	5960909	4442580	qw2u	1,0-1,5	22,7	25,7	12,1	11,5	5,5	22,5	55	0,88	2,12	0,45	1,1	
KGZ 75	5959402	4435085	qw2u	1,0-1,5	25,8	22,6	23,8	9,2	8,5	10,1	58	1,14	0,95	0,36	2,2	
KGZ 76	5950302	4431210	qw2u	1,0-2,0	24,0	24,4	24,6	15,5	1,7	9,8	47	0,98	0,99	0,07	2,5	
KGZ 77	5952954	4429987	qw2u	1,0-2,0	26,9	15,9	23,0	6,7	8,0	19,5	57	1,69	0,69	0,35	0,8	
KGZ 78	5973578	4431603	qw2u	1,5-2,0	22,7	26,4	21,4	10,9	4,8	13,8	51	0,86	1,23	0,22	1,9	
KGZ 79	5966332	4432196	qw2u	1,5-2,0	26,8	17,8	18,4	11,4	15,1	10,5	61	1,51	0,97	0,82	1,7	
KGZ 80	5964312	4424050	qw2u	1,5-2,5	25,3	18,5	25,8	16,2	5,7	8,5	68	1,37	0,72	0,22	2,2	
KGZ 81	5970606	4428473	qw2u	2,5-3,0	19,6	29,6	21,5	8,0	1,8	19,5	49	0,66	1,38	0,08	1,5	
KGZ 82	5959679	4421159	qw2u	1,0-1,5	25,6	22,5	19,4	12,4	2,8	17,3	68	1,14	1,16	0,14	1,3	
KGZ 83	5961865	4426288	qw2u	1,0-1,5	19,0	21,6	18,7	13,2	6,9	20,6	69	0,88	1,16	0,37	1,0	
KGZ 84	5959373	4433031	qw2u	2,0-2,5	25,8	14,3	25,2	17,4	0,3	17,0	51	1,80	0,57	0,01	0,8	
KGZ 85	5958794	4471705	qw2u	1,0-2,0	22,7	20,1	22,1	13,5	3,2	18,4	66	1,13	0,91	0,14	1,1	
KGZ 86	5958105	4474590	qw2u	1,5-2,0	21,7	23,4	13,6	12,3	7,3	21,7	53	0,93	1,72	0,54	1,1	
KGZ 87	5954483	4476520	qw2u	1,5-2,0	27,9	18,5	17,4	14,4	7,0	14,8	78	1,51	1,06	0,40	1,3	
KGZ 88	5950692	4470972	qw2u	1,5-2,0	30,2	20,7	17,4	10,1	1,5	20,1	57	1,46	1,74	0,09	1,0	

KR - Kristallin

KK - Kreidekalk

QZ - Quarz und Quarzite

PK - Paläozoische Kalke

FL - Flint

SG - Sedimentgestein

*m u GOK:

Probenentnahme in m unter
Geländeoberkante

Tab. A3: Kleingeschiebezählungen im Inlandbereich.

Nr.	Probe	Gr	GHb	Bhb	Ep	Zo	St	Si	Di	An	Zi	Tu	Ru	Ti	Clp	Sp	Bi	Mun	tr. K.
1	SM-Seife	73,5	1,0	0,0	1,0	0,0	2,9	1,0	0,0	0,0	15,7	1,0	2,0	0,0	0,0	1,0	1,0	0,0	102
2	KH1 PB4	7,8	31,3	11,3	27,8	0,0	0,9	0,9	0,9	0,0	10,4	3,5	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	2,6	115
3	KH1 PB5	28,4	11,8	3,9	12,7	0,0	1,0	1,0	1,0	0,0	33,3	1,0	2,9	0,0	0,0	0,0	1,0	2,0	102
4	KH2 PB6	21,8	29,8	4,0	23,4	0,0	0,8	0,0	0,8	0,0	11,3	2,4	1,6	0,0	0,8	1,6	0,8	0,8	124
5	GK3 PB3	20,0	26,1	9,6	18,3	0,0	3,5	0,0	0,9	0,0	17,4	0,9	1,7	0,0	0,9	0,0	0,0	0,9	115
6	GK3 PB1	15,7	36,5	0,9	23,5	1,7	0,9	0,0	0,9	0,0	9,6	3,5	6,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	115
7	WI1 PB2	16,8	38,3	3,7	17,8	0,9	0,0	0,9	0,9	0,0	8,4	8,4	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,9	107
8	KH2 PB7	16,7	25,5	5,9	24,5	1,0	2,0	0,0	0,0	1,0	12,7	5,9	3,9	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	102
9	GK4 PB2	28,1	17,8	9,6	16,3	0,7	0,0	1,5	0,7	0,0	21,5	2,2	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	135
10	GK6 PB3	23,5	23,5	13,7	18,6	1,0	1,0	1,0	1,0	0,0	8,8	3,9	2,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	102
11	GK3 PB2	19,2	18,3	13,5	17,3	1,0	1,0	1,0	1,0	0,0	17,3	2,9	3,8	0,0	0,0	1,0	1,9	1,0	104
12	KH3 PB1	22,4	29,9	15,0	17,8	0,9	0,9	0,0	0,9	0,0	1,9	4,7	0,9	0,0	2,8	0,0	1,9	0,0	107
13	Pokrent Mitte	11,1	22,2	7,9	23,0	0,0	3,2	0,8	0,0	0,8	19,0	3,2	6,3	0,0	0,0	0,0	2,4	0,0	126
14	GK2 PB1	19,2	15,4	9,6	34,6	0,0	1,0	1,0	1,0	0,0	9,6	1,0	2,9	0,0	1,0	1,9	1,0	1,0	104
15	KH3 PB12	9,8	35,3	14,7	18,6	0,0	0,0	1,0	1,0	0,0	7,8	2,9	6,9	0,0	1,0	0,0	1,0	0,0	102
16	PO5 PB2	5,8	47,6	10,7	26,2	0,0	0,0	1,0	1,0	0,0	4,9	1,0	1,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	103
17	Pokrent unten	35,5	26,2	12,1	10,3	0,0	3,7	1,9	0,9	0,0	2,8	0,9	0,0	0,0	2,8	0,0	1,9	0,9	107
18	KH3 PB3	16,0	19,8	12,3	24,5	0,0	0,9	0,9	0,0	0,0	11,3	5,7	4,7	0,0	1,9	0,0	0,9	0,9	106
19	GK3 PB1a	20,9	25,2	9,6	19,1	0,0	2,6	1,7	0,9	0,0	12,2	4,3	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	115
20	Naschendorf oben	21,7	20,8	2,8	18,9	0,0	2,8	1,9	0,0	0,0	22,6	4,7	2,8	0,0	0,0	0,0	0,9	0,0	106
21	PO2 PB1	14,0	56,0	8,0	9,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,0	5,0	1,0	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	100
22	PO7 PB1	27,7	9,9	2,0	15,8	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	31,7	8,9	2,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0	101
23	PO3 PB2	10,9	22,8	5,9	25,7	0,0	2,0	1,0	1,0	0,0	11,9	9,9	5,9	0,0	0,0	2,0	0,0	1,0	101
24	KH3 PB2	9,0	28,0	14,0	25,0	0,0	1,0	1,0	1,0	1,0	8,0	2,0	6,0	1,0	3,0	0,0	0,0	0,0	100

Nr.	Probe	Gr	GHb	Bhb	Ep	Zo	St	Si	Di	An	Zi	Tu	Ru	Ti	Clp	Sp	Bi	Mu	n tr. K.
25	PO8 PB1	50,0	15,4	2,9	13,5	0,0	4,8	1,0	1,0	1,0	4,8	1,9	1,0	0,0	2,9	0,0	0,0	0,0	104
26	GK6 PB2	10,9	22,8	6,9	30,7	0,0	2,0	2,0	0,0	0,0	11,9	5,9	2,0	0,0	2,0	0,0	2,0	1,0	101
27	WI2 PB1	29,0	10,3	7,5	13,1	0,0	0,9	0,9	0,9	0,0	15,9	6,5	0,9	0,0	7,5	1,9	4,7	0,0	107
28	WT2 PB1	33,3	28,4	0,0	24,5	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	6,9	2,9	2,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	102
29	Groß Rünz oben	46,9	8,2	4,1	10,2	0,0	1,0	3,1	0,0	0,0	14,3	1,0	2,0	0,0	2,0	6,1	1,0	0,0	98
30	KH1 PB3	23,8	22,8	5,0	20,8	0,0	0,0	2,0	0,0	0,0	7,9	5,0	3,0	0,0	4,0	3,0	2,0	1,0	101
31	Roggenstorf oben	33,0	14,0	4,0	4,0	0,0	1,0	1,0	0,0	0,0	22,0	10,0	5,0	0,0	2,0	0,0	4,0	0,0	100
32	KH3 PB4	34,9	16,5	10,1	13,8	0,0	0,9	1,8	0,0	0,0	8,3	4,6	1,8	0,0	5,5	0,9	0,9	0,0	109
33	PO1 PB2	6,0	26,7	13,8	24,1	0,0	3,4	0,9	0,9	0,0	12,9	2,6	0,9	0,0	0,0	1,7	1,7	4,3	116
34	Teschow oben	21,6	41,2	10,8	21,6	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	1,0	2,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	102
35	KH2 PB2	20,4	9,7	6,8	34,0	0,0	1,0	1,0	0,0	0,0	13,6	4,9	7,8	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	103
36	Teschow unten	30,0	22,0	7,0	13,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	18,0	5,0	1,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,0	100
37	KH3 PB5	19,4	24,2	11,3	25,0	0,0	0,0	0,0	0,8	0,0	13,7	2,4	2,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,8	124
38	KH3 PB6	20,2	21,0	6,5	21,8	0,0	0,8	3,2	0,8	0,0	15,3	2,4	7,3	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	124
39	KH3 PB7	15,8	20,8	8,9	27,7	0,0	1,0	2,0	0,0	0,0	16,8	2,0	4,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	101
40	KH3 PB8	9,8	28,4	5,9	33,3	0,0	0,0	1,0	0,0	0,0	17,6	1,0	2,0	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	102
41	KH3 PB13	20,4	23,0	6,2	22,1	0,0	0,9	0,9	0,0	0,0	16,8	0,9	5,3	0,0	0,0	0,0	2,7	0,9	113
42	KH3 PB10	15,9	25,2	2,8	33,6	0,0	0,9	1,9	0,0	0,0	5,6	3,7	3,7	0,0	1,9	0,0	3,7	0,9	107
43	KH3 PB11	14,7	14,7	4,3	30,2	0,0	1,7	0,9	0,0	0,0	22,4	1,7	6,0	0,0	1,7	0,9	0,9	0,0	116
44	Pokrent Mitte	28,3	23,2	6,1	19,2	0,0	4,0	0,0	1,0	0,0	5,1	3,0	1,0	0,0	3,0	2,0	3,0	1,0	99
45	Naschendorf unten	26,1	24,3	0,9	18,0	0,0	0,9	0,9	0,9	0,0	15,3	2,7	5,4	0,0	1,8	0,0	0,0	2,7	111
46	GK6 PB1	18,1	22,4	6,0	22,4	0,0	3,4	0,9	0,9	0,0	12,9	6,0	1,7	0,0	4,3	0,0	0,9	0,0	116
47	Groß Rünz unten	36,0	18,0	11,7	13,5	0,0	0,9	0,9	0,0	0,0	14,4	1,8	0,0	0,0	0,0	0,9	0,9	0,9	111
48	Roggenstorf unten	37,8	23,6	1,6	12,6	0,0	0,8	2,4	0,8	0,8	11,8	4,7	3,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	127
49	Groß Rünz Mitte	25,2	34,2	3,6	12,6	0,0	0,9	0,9	0,9	0,0	15,3	1,8	2,7	0,0	0,0	0,0	0,9	0,9	111

Gr: Granat GHb: Grüne Hornblende BHb: Braune Hornblende Ep: Epidot
 Zo: Zoisit St: Staurolith Si: Sillimanit Di: Disthen
 An: Andalusit Zi: Zirkon Tu: Turmalin Ru: Rutil
 Ti: Titanit Clp: Klinopyroxen Sp: Spinell Bi: Biotit
 Mu: Muskovit

Tab. A4: Schwermineralanalysen. Gehalte in Prozent, ohne Opake.

Aufschluss	Strat	RA-I [%]	RA-I [%]	C40-I [%]	C40-I [%]	GG [%]	GG [%]	G[Stück]
		KR	PK	KR	PK	KR	PK	
KH3 GZ1	MI (S2)	12,0	19,0	17,0	19,0	8,0	22,0	49,0
KH1 GZ1	MII (W1)	15,0	13,0	22,0	18,0	12,0	45,0	52,0
KH2 GZ1	MII (W1)	12,0	16,0	5,0	22,0	15,0	31,0	50,0
KH3 GZ2	MII (W1)	17,0	27,0	9,0	25,0	21,0	38,0	62,0
KH3 GZ3	MII (W1)	18,0	21,0	12,0	21,0	17,0	42,0	68,0
GK3 GZ1	MII (W1)	12,0	13,0	18,0	19,0	17,0	51,0	65,0
GK4 GZ1	MII (W1)	14,0	8,0	7,0	12,0	22,0	44,0	68,0
PO2 GZ1	mu (W2u)	19,0	17,0	17,0	29,0	21,0	61,0	62,0
PO3 GZ1	mu (W2u)	21,0	10,0	24,0	22,0	39,0	55,0	51,0
PO6 GZ1	mu (W2u)	25,0	22,0	12,0	25,0	18,0	64,0	48,0
PO7 GZ1	mu (W2u)	31,0	12,0	18,0	31,0	32,0	32,0	69,0
PO8 GZ1	mu (W2u)	25,0	11,0	31,0	19,0	22,0	31,0	61,0
KH1 GZ2	MIII+IV (W2u+o)	19,0	3,0	25,0	29,0	29,0	47,0	52,0
KH2 GZ2	MIII+IV (W2u+o)	12,0	13,0	27,0	27,0	25,0	69,0	55,0
KH3 GZ4	MIII+IV (W2u+o)	10,0	7,0	19,0	32,0	31,0	63,0	51,0

		RA-I [%]	RA-I [%]	C40-I [%]	C40-I [%]	GG [%]	GG [%]	
Aufschluss	Strat	KR	PK	KR	PK	KR	PK	GI [Stück]
GK3 GZ2	MIII+IV (W2u+o)	22,0	6,0	19,0	33,0	27,0	57,0	63,0
GK4 GZ2	MIII+IV (W2u+o)	21,0	10,0	22,0	31,0	36,0	48,0	60,0
GK5 GZ1	MIII (W2u)	17,0	7,0	25,0	22,0	41,0	53,0	56,0
GK2 GZ1	MIII (W2u)	13,0	5,0	23,0	27,0	27,0	67,0	62,0
PO1 GZ1	mm (W2o)	25,0	8,0	12,0	31,0	25,0	85,0	62,0
PO2 GZ2	mm (W2o)	22,0	12,0	19,0	28,0	39,0	72,0	56,0
PO2 GZ3	mm (W2o)	17,0	17,0	17,0	33,0	27,0	60,0	68,0
PO2 GZ4	mm (W2o)	24,0	8,0	12,0	21,0	28,0	53,0	63,0
PO3 GZ2	mm (W2o)	28,0	5,0	26,0	28,0	19,0	88,0	69,0
PO4 GZ1	mm (W2o)	12,0	7,0	19,0	30,0	36,0	81,0	61,0
PO5 GZ1	mm (W2o)	39,0	7,0	17,0	34,0	33,0	56,0	63,0
PO6 GZ2	mm (W2o)	28,0	11,0	28,0	27,0	27,0	69,0	52,0
PO7 GZ2	mm (W2o)	25,0	13,0	13,0	28,0	23,0	74,0	66,0
PO8 GZ2	mm (W2o)	28,0	5,0	29,0	28,0	19,0	89,0	62,0
GK2 GZ2	MIV (W2o)	18,0	8,0	12,0	31,0	34,0	83,0	61,0
GK5 GZ2	MIV (W2o)	22,0	10,0	21,0	22,0	23,0	92,0	61,0
WI1 GZ1	mm (W2o)	24,0	5,0	28,0	28,0	29,0	72,0	53,0
WI2 GZ1	mm (W2o)	14,0	7,0	25,0	27,0	22,0	83,0	67,0
WT1 GZ1	mm (W2o)	19,0	12,0	32,0	22,0	30,0	87,0	62,0
PO1 GZ2	mo (W3)	12,0	3,0	8,0	30,0	15,0	54,0	32,0
PO4 GZ2	mo (W3)	11,0	6,0	5,0	28,0	12,0	66,0	59,0
PO5 GZ2	mo (W3)	20,0	5,0	11,0	31,0	11,0	37,0	41,0
PO6 GZ3	mo (W3)	9,0	12,0	4,0	28,0	19,0	72,0	31,0
KH1 GZ3	MV (W3)	12,0	9,0	12,0	22,0	17,0	58,0	22,0
KH2 GZ3	MV (W3)	19,0	4,0	7,0	19,0	10,0	18,0	44,0
KH3 GZ5	MV (W3)	23,0	6,0	6,0	22,0	15,0	31,0	36,0
GK3 GZ3	MV (W3)	16,0	8,0	9,0	17,0	7,0	38,0	48,0
GK4 GZ3	MV (W3)	21,0	17,0	10,0	28,0	18,0	24,0	52,0
WI1 GZ2	mo (W3)	11,0	5,0	11,0	31,0	21,0	31,0	57,0
WI2 GZ2	mo (W3)	19,0	5,0	11,0	17,0	15,0	67,0	42,0
WT1 GZ2	mo (W3)	19,0	8,0	9,0	19,0	24,0	53,0	39,0
WT2 GZ1	mo (W3)	24,0	11,0	7,0	25,0	12,0	71,0	58,0

Tab. A5: Morphometrische Analysen. Alle Werte gerundet. RA-I: RA-Index; C40-I: C40-Index; GG:Gekritzte Geschiebe; GI: Geschiebeinhalt pro kg Gesamttill. KR: Nordisches KIRSTALLIN; PK: Paläozoische Kalke.

Zwischensand	gg	g	kg	kt	R°	ØR°
I2	15	73	8	4	299,0	299,0
I3	9	63	16	12	269,0	269,0
I4	23	67	8	2	311,0	301,5
I4	14	69	12	5	292,0	

Tab. A6: Rundungsgradanalyse von Kristallingesteinen in Zwischensanden nach REICHELT (1955, 1961). Gg: sehr gut gerundet; g: gut gerundet; kg: kantengerundet; kt: kantig; R°: Rundungsgrad.

Probe	Stratigrafie	Mittelwert Volumen KG [cm ³]	Mittelwert Volumen SG [cm ³]	Mittelwert KG	Mittelwert SG		
KH3 GZ1	MI (S2)	11,2	22,8	11,2	22,8		
KH1 GZ1	MII (W1)	21,8	39,2	27,6	37,3		
KH2 GZ1	MII (W1)	32,2	41,8				
KH3 GZ2	MII (W1)	35,6	33,6				
KH3 GZ3	MII (W1)	22,0	35,4				
GK3 GZ1	MII (W1)	17,4	31,6				
GK4 GZ1	MII (W1)	36,6	42,2				
PO2 GZ1	mu (W2u)	28,2	24,2				
PO3 GZ1	mu (W2u)	26,2	36,8				
PO6 GZ1	mu (W2u)	30,4	33,2	40,2	51,4		
PO7 GZ1	mu (W2u)	39,6	45,4				
PO8 GZ1	mu (W2u)	51,0	62,4				
KH1 GZ2	MIII+IV (W2u+o)	53,8	48,6				
KH2 GZ2	MIII+IV (W2u+o)	35,4	84,8				
KH3 GZ4	MIII+IV (W2u+o)	42,6	56,4				
GK3 GZ2	MIII+IV (W2u+o)	53,6	78,2				
GK4 GZ2	MIII+IV (W2u+o)	72,6	66,4				
GK5 GZ1	MIII (W2u)	15,8	32,2				
GK2 GZ1	MIII (W2u)	33,0	47,8				
PO1 GZ1	mm (W2o)	65,2	84,4			84,5	112,0
PO2 GZ2	mm (W2o)	52,8	42,8				
PO2 GZ3	mm (W2o)	60,8	72,6				
PO2 GZ4	mm (W2o)	157,2	244,6				
PO3 GZ2	mm (W2o)	56,6	126,8				
PO4 GZ1	mm (W2o)	123,8	87,6				
PO5 GZ1	mm (W2o)	57,2	110,0				
PO6 GZ2	mm (W2o)	132,6	95,8				
PO7 GZ2	mm (W2o)	52,0	62,2				
PO8 GZ2	mm (W2o)	72,8	42,6				
GK2 GZ2	MIV (W2o)	63,6	102,6				
GK5 GZ2	MIV (W2o)	70,8	98,8				
WI1 GZ1	mm (W2o)	83,6	115,4				
WI2 GZ1	mm (W2o)	143,2	218,0				
WT1 GZ1	mm (W2o)	75,2	176,4				
PO1 GZ2	mo (W3)	23,6	46,8	38,4	57,2		
PO4 GZ2	mo (W3)	34,8	73,2				
PO5 GZ2	mo (W3)	54,8	104,4				
PO6 GZ3	mo (W3)	32,2	53,6				
KH1 GZ3	MV (W3)	54,8	82,4				
KH2 GZ3	MV (W3)	50,2	42,8				
KH3 GZ5	MV (W3)	36,0	68,6				
GK3 GZ3	MV (W3)	25,6	32,6				
GK4 GZ3	MV (W3)	32,8	45,2				
WI1 GZ2	mo (W3)	42,6	33,0				
WI2 GZ2	mo (W3)	51,4	74,6				
WT1 GZ2	mo (W3)	34,6	52,2				
WT2 GZ1	mo (W3)	25,8	34,4				

Tab. A7: Maximalgeschiebebestimmungen. KG: Kristallineschiebe; SG: Siliziklastische Geschiebe.

Probe	Stratigrafie	Gesamtkarbonatgehalt [%]	Mittelwert	
KH3 GZ1	MI (S2)	23	23	
KH1 GZ1	MII (W1)	18	21,8	
KH2 GZ1	MII (W1)	25		
KH3 GZ2	MII (W1)	13		
KH3 GZ3	MII (W1)	32		
GK3 GZ1	MII (W1)	15		
GK4 GZ1	MII (W1)	28		
PO2 GZ1	mu (W2u)	20		
PO3 GZ1	mu (W2u)	22		
PO6 GZ1	mu (W2u)	15	20,1	
PO7 GZ1	mu (W2u)	13		
PO8 GZ1	mu (W2u)	21		
KH1 GZ2	MIII+IV (W2u+o)	31		
KH2 GZ2	MIII+IV (W2u+o)	16		
KH3 GZ4	MIII+IV (W2u+o)	9		
GK3 GZ2	MIII+IV (W2u+o)	12		
GK4 GZ2	MIII+IV (W2u+o)	22		
GK5 GZ1	MIII (W2u)	33	24,4	
GK2 GZ1	MIII (W2u)	27		
PO1 GZ1	mm (W2o)	22		
PO2 GZ2	mm (W2o)	24		
PO2 GZ3	mm (W2o)	17		
PO2 GZ4	mm (W2o)	28		
PO3 GZ2	mm (W2o)	25		
PO4 GZ1	mm (W2o)	25		
PO5 GZ1	mm (W2o)	31		
PO6 GZ2	mm (W2o)	19		
PO7 GZ2	mm (W2o)	27		
PO8 GZ2	mm (W2o)	24		
GK2 GZ2	MIV (W2o)	19		
GK5 GZ2	MIV (W2o)	22		
WI1 GZ1	mm (W2o)	35		
WI2 GZ1	mm (W2o)	30		
WT1 GZ1	mm (W2o)	18		
PO1 GZ2	mo (W3)	8		10,5
PO4 GZ2	mo (W3)	11		
PO5 GZ2	mo (W3)	14		
PO6 GZ3	mo (W3)	7		
KH1 GZ3	MV (W3)	16		
KH2 GZ3	MV (W3)	12		
KH3 GZ5	MV (W3)	8		
GK3 GZ3	MV (W3)	12		
GK4 GZ3	MV (W3)	12		
WI1 GZ2	mo (W3)	9		
WI2 GZ2	mo (W3)	7		
WT1 GZ2	mo (W3)	10		
WT2 GZ1	mo (W3)	11		

Tab. A8: Gesamtkarbonatgehalt der Tillmatrix.

Erklärung

Ich versichere, dass ich die von mir vorgelegte Dissertation selbstständig angefertigt, die benutzten Quellen und Hilfsmittel vollständig angegeben und die Stellen der Arbeit - einschließlich Tabellen, Karten und Abbildungen -, die anderen Werken im Wortlaut oder dem Sinn nach entnommen sind, in jedem Einzelfall als Entlehnung kenntlich gemacht habe; dass diese Dissertation noch keiner anderen Fakultät oder Universität zur Prüfung vorgelegen hat; dass sie - abgesehen von unten angegebenen Teilpublikationen - noch nicht veröffentlicht worden ist sowie, dass ich eine solche Veröffentlichung vor Abschluß des Promotionsverfahrens nicht vornehmen werde. Die Bestimmungen dieser Promotionsordnung sind mir bekannt. Die von mir vorgelegte Dissertation ist von PD Dr. Raimo Becker-Haumann betreut worden.