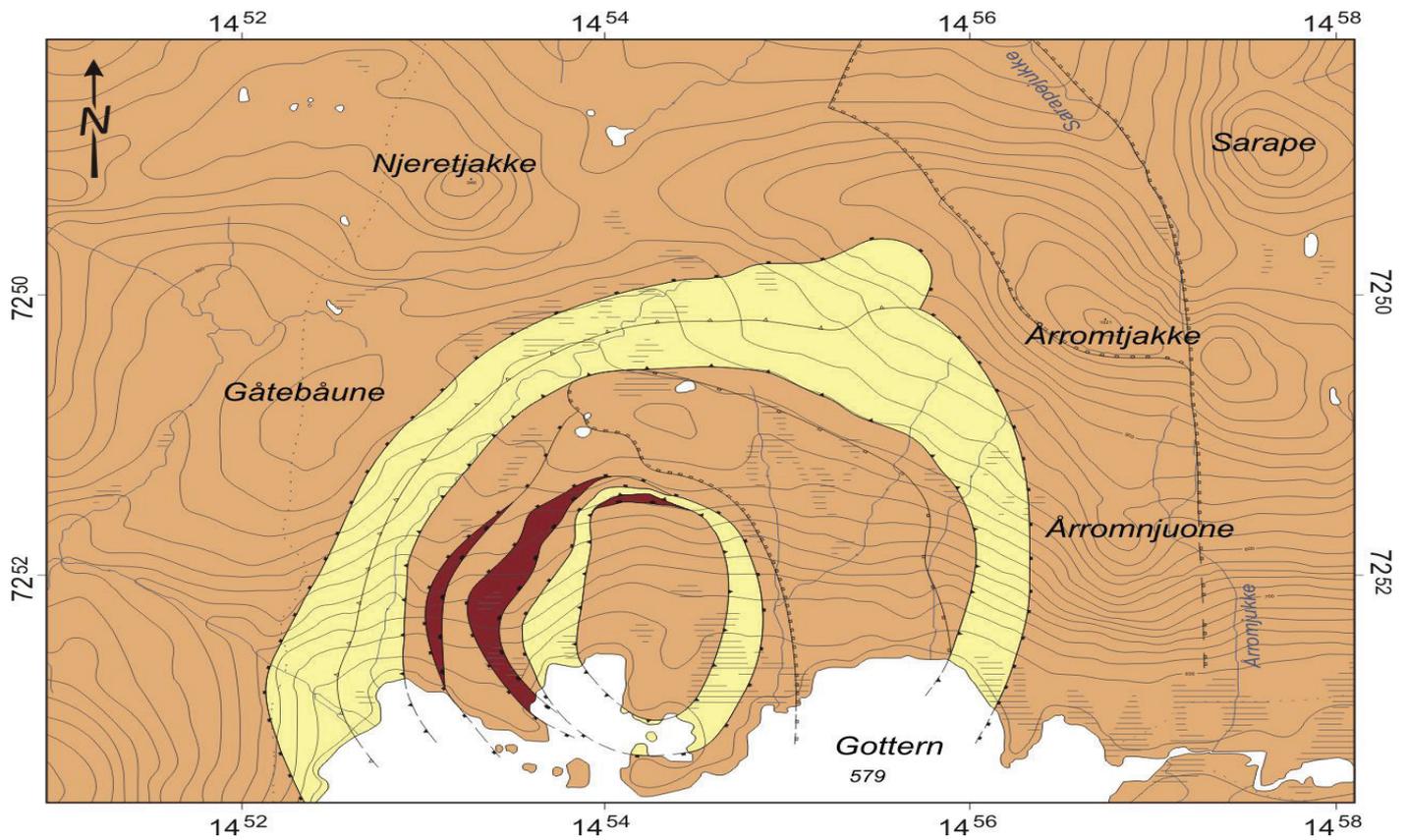


HALLESCHES JAHRBUCH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN



BAND 35



HALLE (SAALE) 2013

HALLESCHES JAHRBUCH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

Herausgeber

Institut für Geowissenschaften und Geographie
der Martin - Luther Universität Halle-Wittenberg

G. BORG M. FRÜHAUF
C. GLÄSSER H. HEINISCH W. KÜHLING C. LEMPP
H. PÖLLMANN W. THOMI P. WYCISK

Schriftleitung

D. MERTMANN T. DEGEN S. STÖBER

BAND 35

Halle (Saale) 2013
Institut für Geowissenschaften und Geographie
der Martin - Luther Universität Halle-Wittenberg



Titelbild / Frontpage

Karte der Allochthonen Deckeneinheiten des Fjällfjäll-Fensters in den Skandinavischen Kaledoniden (Västerbotten, Schweden). Die Köli-Decke (orange), zusammen mit der Seve-Decke (rot), bilden das Obere Allochthon. Der hufeisenförmige Ausbiss des Mittleren Allochthons (gelb) repräsentiert die Aufdomung des nördlichen Fjällfjäll-Fensters (Budach & Degen, dieser Band).

Anschrift von Herausgebern und Schriftleitung:

Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
Institut für Geowissenschaften und Geographie
Von Seckendorff - Platz 3/4
D-06120 Halle (Saale)

e-mail: hjg@geo.uni-halle.de

Schriftleitung:

D. Mertmann T. Degen S. Stöber

ISSN 2193-1305

© 2013 im Selbstverlag des Institut für Geowissenschaften und Geographie der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
Alle Rechte vorbehalten

Inhaltsverzeichnis

Qualität von Grünzuwachs durch Stadtschrumpfung – Analyse von Vegetationsstruktur, Nutzung und Management von durch Rückbau entstandenen neuen Grünflächen in der Großwohnsiedlung Halle-Silberhöhe.....1

JÜRGEN BREUSTE & FRANK WIESINGER

Struktur und Metamorphose im Norden des Fjällfjäll-Fensters in den Skandinavischen Kaledoniden (Västerbotten, Schweden).....27

DANIELA BUDACH & THOMAS J. DEGEN

Planktonforaminiferen aus dem Obereozän und Unteroligozän der Bohrung Loburg 1/90 (Sachsen-Anhalt, Deutschland).....75

MICHAEL SCHUDACK & KLAUS NUGLISCH

Die virtuelle Exkursion als Lehr- und Lernumgebung in Schule und Hochschule.....145

DANIELA SCHMIDT, ANNE-KATHRIN LINDAU & ALEXANDER FINGER

Qualität von Grünzuwachs durch Stadtschrumpfung – Analyse von Vegetationsstruktur, Nutzung und Management von durch Rückbau entstandenen neuen Grünflächen in der Großwohnsiedlung Halle-Silberhöhe

JÜRGEN BREUSTE & FRANK WIESINGER

Department of Geography and Geology, University of Salzburg, Austria, Hellbrunner Straße 34, A-5020 Salzburg, juergen.breuste@sbg.ac.at

Schlüsselworte: Grünflächen, Grünpflege, Biotopstruktur shrinking city, Grünnutzung, Grünmanagement

Keywords: Vegetation structure, utilization, management on demolishing sites

Zusammenfassung

Die vorliegende Studie untersucht am Beispiel der Großwohnsiedlung Silberhöhe in Halle/Saale die auf Abrissflächen entstandenen Vegetationsstrukturen, ihre Benutzung und Pflege. Dazu wurden 10 repräsentative Flächen ausgewählt und einer detaillierten Analyse unterzogen.

Ziel der Untersuchung war es auch, geeignete Methoden zur Analyse und Bewertung von Vegetationsstruktur, Nutzung und Management von Grünzuwachsräumen zu erarbeiten und diese praktisch zu erproben. Damit entstand ein methodisches Instrumentarium, das flexibel auf vergleichbare Standorte in anderen Städten anwendbar ist.

Die Ergebnisse zeigen, dass die planungsseitig angestrebten Zielzustände noch bei weitem nicht erreicht sind. Anthropogene Ruderalstandorte dominieren.

Der überwiegende Teil der neuen Waldflächen sind lediglich derzeit ungenutzte Brachflächen. Nur ein geringer Teil der Flächen sind bepflanzte Baumhaine

Nur 13 % der untersuchten Flächen sind gepflanzte Baumhaine. 25% der Flächen sind ohne Nutzung, 38 % sind in ihrer Hauptnutzungsfunktion Hundewiesen. Lediglich 15 % werden für Erholung genutzt und nur 4 % der Flächen führen Kinder durch Spiel an Natur heran. Mehr als die Hälfte der Flächen weist keinerlei Pflege auf. Dies weist auf wesentliche noch nicht genutzte Potenziale der Flächen hin.

Abstract

This study investigates the vegetation structure, its utilization and management on demolishing sites on the example of the large prefabricated housing estate Silberhöhe in Halle/Saale. 10 example areas were chosen representative for a detailed analysis.

It was also target of the investigation to develop and test adequate practical methods for analysis and evaluation of vegetation structure, utilization and management of such specific new green areas. For this purpose a methodology has been developed, implementable for comparable sites in other cities. Anthropogenic ruderal sites dominate.

The results show that the planning targets for these new green areas are not reached. Only 13% of the investigated areas are planted tree areas. One quarter of the areas is without utilization, 38% are mainly used for walking dogs. Only 15% of the site areas are used for recreation and 4 % are used for nature experience for children. More than half of the areas are without any management. This shows the mainly non-used potentials of the sites.

1. Einleitung

In der jüngsten Entwicklung von vielen nordamerikanischen und europäischen Städten ist eine sehr hohe Dynamik des urbanen Wandels zu beobachten. Dabei treten Wachstumsprozesse und Entleerungstendenzen oftmals gleichzeitig auf. Einerseits schreitet Suburbanisierung, vor allem Wohnsuburbanisierung, weiter fort, andererseits ist ein Rückgang der Kernstadt-Bevölkerung in Verbindung mit einer stagnierenden Wirtschaft zu beobachten. In den letzten 50 Jahren haben ca. 370 Städte mit mehr als 100.000 Einwohnern einen vorübergehenden oder permanenten Bevölkerungsverlust von mehr als 10 % verzeichnet (vgl. BANZHAF et al. 2007). Dies hat zur Folge, dass „schrumpfende Städte“ sich trotz Bevölkerungsverlust in ihr Umland ausdehnen. Im Gegensatz dazu kommt es in innerstädtischen und stadtrandlichen Lagen zu einer unkontrollierten Perforation des urbanen Raumes. Die meisten schrumpfenden Städte befinden sich in den westlichen Industrieländern, vor allem in den USA, dem Vereinigten Königreich sowie Deutschland. Seit 1990 treten Schrumpfungsprozesse auch vermehrt in den ehemals sozialistischen Staaten Osteuropas auf (vgl. BANZHAF et al. 2007). Demographischer Wandel und wirtschaftliche Transformation produzieren veränderte städtische Flächennutzungsmuster und Dichten. Besonders massiv fallen diese Prozesse nach der deutschen Wiedervereinigung seit Anfang der 1990er Jahre in vielen Städten der ehemaligen DDR aus, in denen es zu flächenhaften Gebäudeabbrüchen und einer Perforation des Stadtkörpers kam. In der Folge hat sich in den vergangenen Jahren ein erheblicher Bestand an städtischen Brachflächen ausgebildet. Außerdem hat der Rückgang der städtischen Bebauungsstruktur Auswirkungen auf die soziale Infrastruktur und das städtische Freiraumsystem. Die sozio-ökologischen Auswirkungen der Schrumpfung und in der Folge der Umgang mit den urbanen „Zuwachsräumen“ sind jedoch für die Stadtplanung derzeit noch „Neuland“. Es bedarf der Erarbeitung von

gezielten Konzepten zur Weiterentwicklung betroffener Stadtteile, da man momentan noch kaum eine Vorstellung davon hat, wie eine „Abbruchsfläche“ oder ein „Perforationsareal“ nach dem erfolgten Abriss aussehen soll (vgl. HAASE 2008). Wie Untersuchungen zeigen, ist der Schrumpfungsprozess jedoch mit erheblichen sozio-ökologischen Veränderungen für die Wohnbevölkerung und das Grünraumsystem verbunden (vgl. FLORENTIN 2008; LANGNER & ENDLICHER 2007; LUTHER & RÖSSLER 2008; RÖSSLER 2008). Dies muss jedoch nicht gleichzeitig eine Aufwertung der städtischen Lebensqualität und der Qualität urbaner Grünräume bedeuten (vgl. SCHETKE & HAASE 2008). Aus einer ökologischen Perspektive lässt sich zwar argumentieren, dass diese Formen der städtischen Perforation zu einer strukturellen Bereicherung der städtischen Flächennutzung beitragen und das Grünraumsystem mit seinen Ökosystemdienstleistungen aufwerten kann. Allerdings konnten solch positive Wirkungen von Rückbauflächen auf das städtische Ökosystem und die biologische Vielfalt bis jetzt noch nicht statistisch verifiziert und empirisch belegt werden (vgl. HAASE 2008). Abbruch und Perforation müssen auf den betroffenen Flächen nicht zu einer Wiederbelebung und Aufwertung der Natur führen. Oftmals sind solche Flächen hingegen kontaminiert, teilversiegelt, wegen mangelnder Pflege und Wertschätzung rasch verwahrlost und tragen weder zur Lebensqualität der Anrainer noch zu einer Aufwertung der Ökosystemfunktionen bei. Im schlimmsten Fall machen ungepflegte und ungenutzte Brachflächen die innerstädtischen Wohngebiete sogar trotz Freiflächengewinn unattraktiver als sie zuvor mit Bebauung waren und führen so zu einer weiteren Abwanderung der Einwohner (vgl. HAASE 2008). Eine geplante Schrumpfung von Städten und Stadtteilen erfordert also nicht nur einen Abbruch von ungenutzten Gebäuden, sondern auch neue Maßnahmen der Weiterentwicklung der betroffenen Areale, wie z. B. Umstrukturierung, Rückbau und Dekonstruktion sowie die Zuführung von neu entstandenen Flächen zu adäquaten Formen der Nachnutzung. In die-

sem Kontext wurde im Jahre 1999 die Initiative der „Sozialen Stadt“ gestartet, deren Ziel es ist, der zunehmenden sozialen und räumlichen Segregation, die aus der städtischen Schrumpfung resultiert, entgegenzuwirken (vgl. SCHETKE & HAASE 2008). „Das Städtebauförderungsprogramm ‚Stadtteile mit besonderem Entwicklungsbedarf – Soziale Stadt‘ des Bundesministeriums für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung (vgl. BMVBS 2009) und der Länder wurde im Jahr 1999 mit dem Ziel gestartet, die ‚Abwärtsspirale‘ in benachteiligten Stadtteilen aufzuhalten und die Lebensbedingungen vor Ort umfassend zu verbessern“ (vgl. DIFU 2009). Das Förderprogramm „Stadtumbau Ost“ sollte andererseits Stadtentwicklungskonzepte auf den Weg bringen, die durch ein Schrumpfen von Städten in den neuen ostdeutschen Bundesländern erforderlich werden. Auch die Stadt Halle/Saale in Sachsen-Anhalt hat sich mit Neuordnungskonzepten für mehrere Stadtteile in den Wettbewerb eingebracht. So auch für die Großwohnsiedlung „Silberhöhe“ (vgl. DIFU 2009), die Gegenstand dieser Untersuchung ist.

2. Fragestellung und Zielsetzung

In Ostdeutschland stehen aktuell rund eine Million Wohnungen oder 13 Prozent des Bestandes leer. Die wenig moderierten Abläufe der durch Deindustrialisierung, demographischen Wandel und Wanderungsbewegungen hervorgerufenen Schrumpfung beeinflussen das Verhältnis zwischen Bevölkerung, ihren Wohnbauten und sozialer sowie technischer Versorgungsinfrastruktur in vielfältiger Weise. Betroffen sind neben gründerzeitlichen Innenstadtvierteln besonders Großwohnsiedlungen der DDR-Zeit. Viele dieser Großwohnsiedlungen betroffener Städte zerfallen dabei in Fragmente aus mehr oder weniger intakten Wohnblocks und Infrastruktur, geplanten und gepflegten Grünflächen und neu entstandenen Brachflächen, die sich aus den Abrissflächen entwickeln (vgl. Schader Stiftung 2000). Waren

solche dramatischen Schrumpfungsprozesse innerhalb bestimmter Stadtteile unmittelbar nach der Wiedervereinigung noch zumeist in Stadtplanung und -entwicklung nicht ausreichend beachtet, so sucht man in jüngerer Vergangenheit vermehrt nach praktikablen Verwendungszwecken für die neu entstehenden Freiräume. Dabei sollen integrierte städtebauliche Entwicklungskonzepte entworfen werden, die sowohl einen Rückbau als auch eine Erneuerung und Qualitätsaufwertung dieser Stadtteile ermöglichen (vgl. BMVBS 2009).

Die Untersuchung behandelt am Beispiel des Halleschen Stadtteils Silberhöhe, eine der am dramatischsten in Ostdeutschland überhaupt geschrumpften Großwohnsiedlungen, diese Problematik aus der Perspektive der Vegetationsanalyse und des Flächenmanagements.

Folgende Fragen sollen solche beantwortet werden, um Entwicklungskonzepte zu unterstützen:

1. Können zu den Themen Vegetationsstrukturen, Flächenfunktionen und Flächenmanagement Analysemethoden entwickelt werden, die auf vergleichbare Situationen übertragbar sind?
2. Welche Vegetationsstrukturen haben sich auf neuen Freiflächen ehemaliger Baugebiete entwickelt?
3. Welche Funktionen nehmen die neuen Freiflächen wahr und welche Nutzungen finden dort statt?
4. Welche Managementmaßnahmen finden auf den neuen Grünfreiflächen statt?

3. Untersuchungsgebiet

Die Großwohnsiedlung Silberhöhe im Süden der Stadt Halle/Saale wurde zwischen 1979 und 1989 erbaut. Auf einer Fläche von 213 ha wurde Wohnraum für ca. 39.000 Menschen in ca. 15.000 Wohnungen geschaffen (vgl. Stadt Halle 2011). Der Stadtteil Silberhöhe war damit 1992 mit ca. 185 Einwohnern pro Hektar der am dichtesten bebaute Stadtteil von Halle (vgl. SAHNER 1999; SCHROTH 2006).

Der Gestaltung der Freiräume, Grünflächen, Spielplätze und Aufenthaltsbereiche wurde beim Bau des Stadtteils weniger Bedeutung zugemessen. Die Versorgung mit knapper Wohnfläche stand im Vordergrund der Stadtteilentwicklung (vgl. SCHROTH 2006). Der Stadtteil Silberhöhe ist in den Jahren nach 1990 tiefgreifenden Veränderungen unterworfen gewesen. Nach der Wiedervereinigung ab 1990 bewirkten die veränderten wirtschaftlichen Rahmenbedingungen auf dem Arbeits- und Wohnungsmarkt in Verbindung mit der Bevölkerungsstruktur

in diesem Wohnviertel einen massiven Rückgang der Einwohnerzahl. Dieser war begründet durch einen selektiven Wegzug, insbesondere junger, gut ausgebildeter und wohlhabender Bevölkerungsschichten, der seit 1995 besonders drastisch verläuft. Hatte der Stadtteil 1989 noch rund 40.000 Einwohner, so werden nach vorliegenden Wohnungsmarktprognosen im Jahr 2015 nur mehr ca. 10.000 Menschen dort leben (vgl. BBSR 2008). Der Einwohnerverlust von 66 % zwischen 1994 und 2010 (vgl. Stadt Halle 2011) übertrifft den durchschnittlichen

Tabelle 1: Untersuchungsareale nach Umstrukturierungskategorien

	Fläche in m ²	Kürzel	Fotos	
Areal 1 – Vorbehalt Nachnutzung Handel	13.031	VBNNH		
Areal 2 – Vorbehalt Nachnutzung Wohnen	9.115	VBNNW		
Areal 3 – Vorbehalt Entwicklung Landschafts- park	12.767	VBEWLAP		
Areal 4 – Entwicklung Wald	30.560	EWWAL		
Areal 5 – Entwicklung Landschafts- park	2.712	EWLAP		

Bevölkerungsrückgang der Stadt Halle (23 %) bei weitem. Etwa 40 % der Wohnungen wurden nach Leerstand abgerissen. Im Jahre 2004 wurde als Entwicklungsperspektive das Integrierte Stadtentwicklungskonzept (vgl. ISEK) mit dem Leitbild „Waldstadt Silberhöhe“ erarbeitet und beschlossen (vgl. Stadt Halle 2007).

Dieser Entwicklung folgte ein steigender Wohnungsleerstand (vgl. SCHROTH 2006). Die Stadtplanung kam zu dem Schluss, dass der Stadtteil in Größe und Struktur nicht erhalten werden kann, sondern komplett umstrukturiert

werden muss (vgl. GEISS et al. 2002). Das 2001 beschlossene Neuordnungskonzept für den Stadtteil war die Grundlage der räumlichen Steuerung der weiteren Förder- und Investitionstätigkeit. Durch den daraufhin erfolgten Rückbau leerstehender Wohngebäude und Infrastruktureinrichtungen sowie die Aufwertung der Wohnsiedlung (z. B. durch das Fördermittelprogramm „Soziale Stadt“) konnte kurzfristig eine Stabilisierung der Bevölkerungsentwicklung erreicht werden (vgl. Stadt Halle 2006). Die von den Wohnungsunternehmen

Tabelle 1: Untersuchungsareale nach Umstrukturierungskategorien

	Fläche in m ²	Kürzel	Fotos
Areal 6 – Vorbehalt langfristige bauliche Nutzung	64.248	VBLBNN	
Areal 7 - Vorbehalt langfristige bauliche Nutzung	86.679	VBLBNN	
Areal 8 – Entwicklung Wald	63.365	EWVAL	
Areal 9 - Vorbehalt Nachnutzung Wohnen	10.663	VBNNW	
Areal 10 – Konsolidierung Landschaftspark	19.096	KONLAP	
Summe	312.236		

durchgeführten Abrissmaßnahmen bis 2010 umfassten insgesamt ca. 7.000 Wohnungen (vgl. Stadt Halle 2006). Der neue Planungsansatz im Rahmen des Stadtentwicklungskonzeptes für den Stadtteil Silberhöhe definiert einen „geordneten Rückzug“ mit dem Entwicklungsziel der „Waldstadt Silberhöhe“ (vgl. Stadt Halle 2006). Dieser Ansatz beinhaltet vor allem die Erhaltung der Grundstruktur innerhalb des Straßenringes, die geplante Schrumpfung des Stadtteils von Süden nach Norden sowie die Stabilisierung des nördlichen Zentrums durch Freiflächennutzung auf frei werdenden Flächen. Zur Erreichung dieser übergeordneten Zielsetzungen wurden sogenannte „Umstrukturierungsbereiche“ festgelegt, welche die Maßnahmenschwerpunkte für die Umsetzung der Stadtumbau-Strategie darstellen. Bei den Umstrukturierungsarealen handelt es sich um Flächen, auf denen bestehende Wohngebäude abgerissen wurden und Entwicklungspotenziale für eine zukünftige Nachnutzung bestimmt worden sind (vgl. Stadt Halle 2006).

Aus Sicht der Stadtentwicklung besteht eine immer noch gute soziale Infrastruktur und Verkehrsanbindung. Besonders die Freiflächen und die Nähe zur Saale-Elster-Aue werden als zunehmend bedeutendes Qualitätsmerkmal für den Stadtteil gesehen. Durch den massiven flächenhaften Rückbau und Aufforstungsmaßnahmen auf den Freiflächen soll die Wohnqualität steigen und die Wettbewerbsfähigkeit sowie der ökonomische Wert des Wohnraums verbessert werden (vgl. Stadt Halle 2007; FRÜHAUF et al. 2012).

Das Leitbild „Waldstadt“ ist vorerst eher eine Zukunftsvision denn eine Realität. Es benennt Wald als zukünftig dominante Grünflächenstruktur vor allem auf Rückbauflächen, während bisher im Baubestand nur lückig mit Gehölzen bestandene offene Rasenflächen als Abstandsflächen dominierten. Es will damit den durchaus unplanmäßig entstandenen Flächen eine Funktion in der Aufwertung

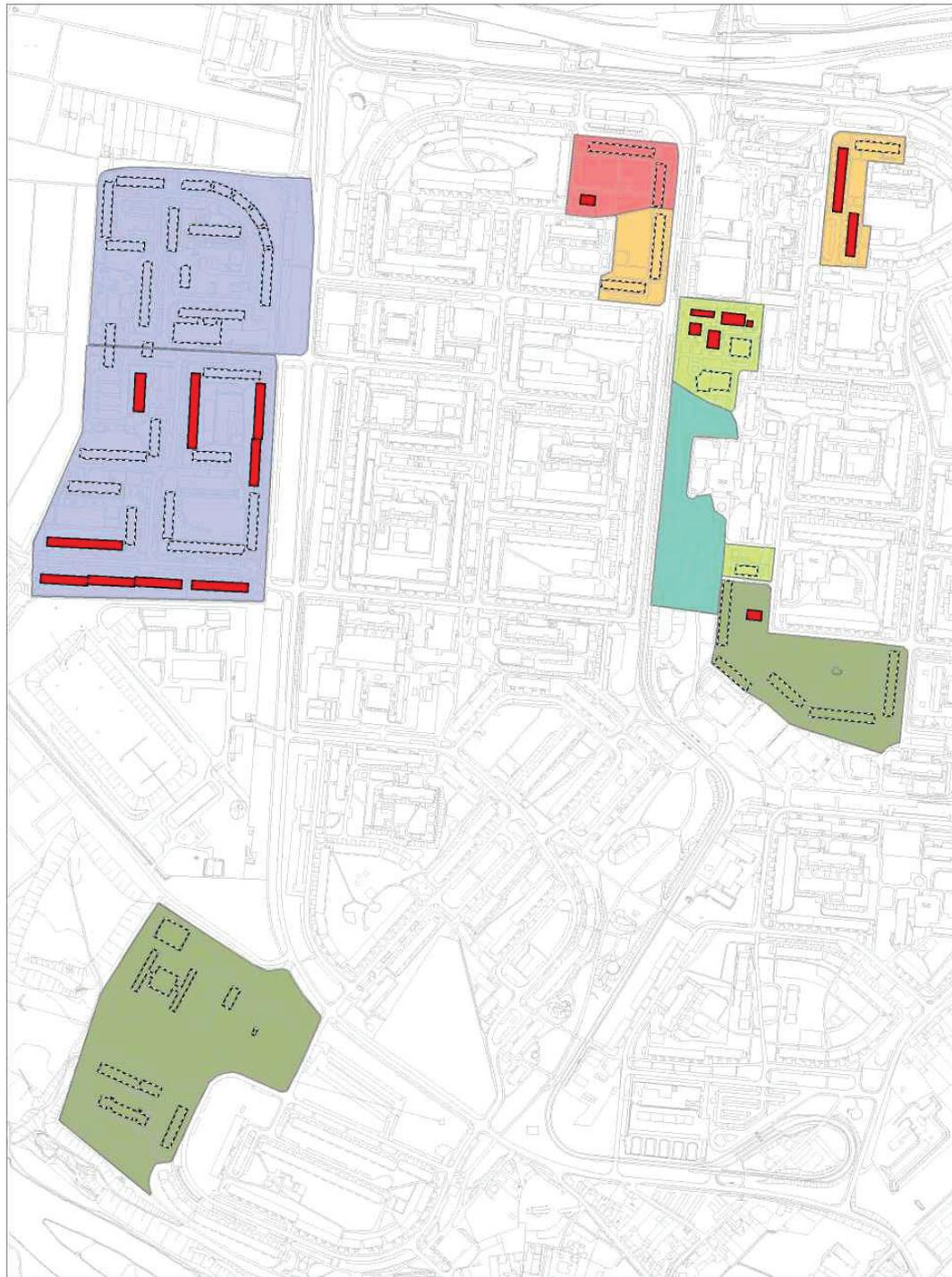
des Stadtteils zuweisen und auch bestehende Grünflächen stärker „bewalden“ (zentraler Grünzug“) (vgl. Stadt Halle 2007).

4. Methoden

4.1 Untersuchungsflächen

Es wurden 10 Untersuchungsflächen (Abb. 1) bestimmt, die das gesamte Spektrum der im Untersuchungsgebiet derzeit vorhandenen neu entstandenen Grünstruktur repräsentieren (Tab. 1). Die 10 Untersuchungsareale repräsentieren alle 5 Umstrukturierungstypen, die im Rahmen des Stadtumbaukonzeptes der Stadt Halle für den Stadtteil Silberhöhe festgelegt wurden (Abb. 1). Die konkrete Selektion der Gebiete ist aufgrund des Expertengesprächs in der Stadtplanungsabteilung erfolgt. In einem ersten Aufnahme- und Auswertungsschritt wurden die Umwandlungsflächen im engeren Sinn untersucht. Zu diesem Zweck stellte die räumliche Bezugseinheit die Gesamtheit der in den Untersuchungsarealen 1 bis 10 vorhandenen Abbruchflächen dar (Abb. 2). Dafür wurde der Gebäudekataster der Stadt Halle aus dem Jahre 2000 herangezogen und bei der Felddaufnahme vor Ort die nicht mehr existierenden Bauten als „Gebäude abgebrochen“ gekennzeichnet. Von den einstmals 65 in den Untersuchungsarealen vorhandenen Gebäuden wurden mittlerweile 46 abgebrochen. Die minimale Flächenausdehnung der Grundstücke beträgt 230 m² und die Maximalgröße einer Abrissparzelle 1.847 m². Diese 46 Abbruchflächen stellen die Grundgesamtheit der durchgeführten Erhebung dar und bilden gleichzeitig eine Cluster-Stichprobe für alle Umstrukturierungsgebiete des Stadtteils Silberhöhe. Durch den Bezug auf eine konkrete Abbruchfläche ergibt sich der methodische Vorteil, dass bestimmte relevante Kriterien auf einen abgegrenzten, räumlich diskreten, Bereich bezogen werden können. Für jedes dieser 46 Abbruchfelder wurden 15 Kriterien aus den 3 Bereichen Vegetationsstruktur, Flächennutzung und Freiflächenmanagement

Untersuchte Abbruchflächen



Legende erstellt: FW

 EWLAP	 VBLBNN	 Gebäude abgebrochen
 EWWAL	 VBNNH	 Gebäude bestehend
 KONLAP	 VBNNW	 Raumstruktur

0 50 100 200
 Meter



Abb. 1 Untersuchungsareale nach Umstrukturierungskategorie

Untersuchungsareale nach Umstrukturierungskategorie

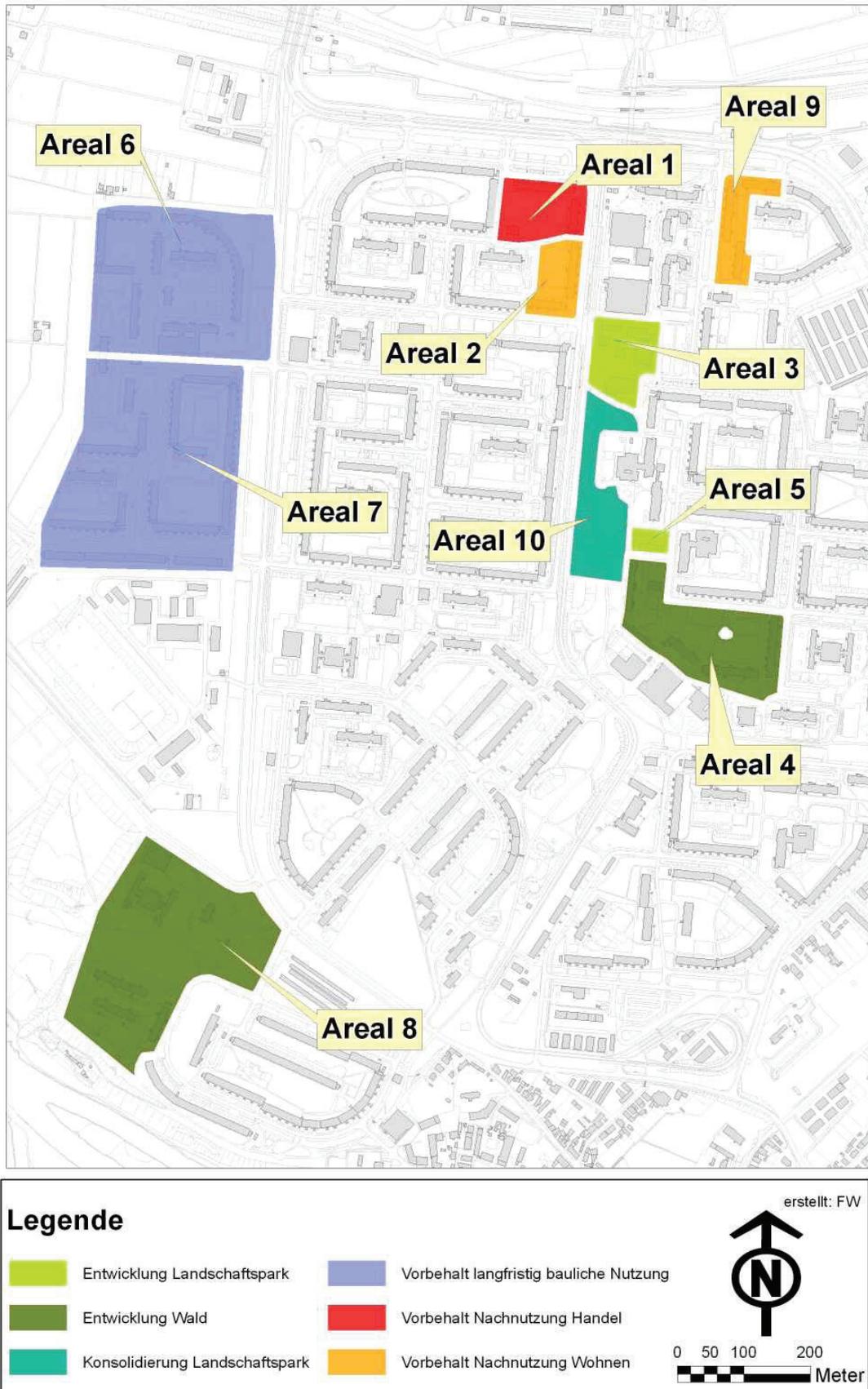
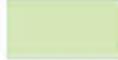


Fig. 2 Untersuchte Abbruchsflächen

Tabelle 2: Typenliste der Vegetationsstrukturerfassung

Anthropogene Rohbodenstandorte und Ruderalfluren	Bebaute Gebiete, Verkehrsanlagen und Sonderflächen	Grünland, Staudenfluren und Rasengesellschaften	Gebüsche Baumreihen, Baumgruppen	Grün- und Freiflächen
 Vegetationsarme Rohbodenstandorte	 Parkplatz mit Vegetation	 Zierrasen und Scherrasen	 flächige Laubgebüsche	 gärtnerisch gestaltete Fläche
 künstlich begrünte Gras- und Staudenfluren	 Gebäude abgebrochen	 Trittrassen	 Solitäre Bäume und Baumgruppen	 Gärten und Gartenbrachen
 Ruderaler Halbtrockenrasen	 Gebäude bestehend	 Trockenrasen	 Feldgehölze	 Park verwildert
 Ruderaler Pionier-, Gras- und Staudenfluren	 Nutzungs-Hotspot	 Staudenfluren und Säume	 Alleen und Baumreihen	 Parkanlage
 Zwei oder mehrjährige ruderaler Staudenfluren	 Raumstruktur		 gepflanzter Baumhain	

erfasst, analysiert und bewertet.

4.2 Vegetationsstruktur

Auf allen Untersuchungsflächen wurde die Vegetationsstruktur durch Geländekartierung nach einer Typenliste erfasst (vgl. Hake et al. 2002) (Tab. 2).

Die Unterscheidung in Biotoptypen basiert auf standort- und vegetationskundlichen Kriterien. Es erfolgte eine Unterscheidung in verschiedene Landschaftselemente entsprechend der Differenzierung der Biotopklassen laut Biotopkartierungsschlüssel (vgl. LUTZE et al. 2007). Die Kartierung erfolgte nach dem Biotoptypenschlüssel von Berlin (vgl. Köstler et al. 2003), da dieser eine differenziertere Ansprache der dominierenden Ruderalstandorte zulässt als die Kartieranleitung von Sachsen-Anhalt (vgl. DRACHENFELD & MEY 1991).

Folgende Biotoptypen wurden erfasst:

- Spontanvegetationsarme Standorte
- Künstlich begrünte Gras- und Staudenfluren
- Ruderaler Halbtrockenrasen
- Mehrjährige ruderaler Staudengesellschaften
- Ruderaler Pionier-, Gras- und Staudenflur
- Ruderaler Sukzessionsfläche mit Gehölzen
- Trittrassen
- Zierrasen - Scherrasen
- Gepflanzter Baumhain

Die Anzahl der auf den Abrissflächen vorhandenen Vegetationsschichten ist ein Indikator für das Vegetationsvolumen eines neu entstandenen Grünraumes, aber auch

ein bedeutendes Strukturmerkmal für den generellen Flächenzustand der Freifläche. Die Anzahl der Vegetationsschichten stellt auch einen Anzeiger für die Habitatvielfalt dar. Dabei ist davon auszugehen, dass die Artenzahl der terrestrischen Vertebraten (Kleinsäuger, Eidechsen etc.) mit der strukturellen Vielfalt zunimmt. Auf die Artenvielfalt der höheren Pflanzen (Gefäß- und Blütenpflanzen) wirkt sich eine große Zahl von Vegetationsschichten im Allgemeinen jedoch negativ aus, wenn die Schichten gleichzeitig einen hohen Deckungsgrad aufweisen (vgl. WULF 2001).

4.3 Flächennutzung

Die Flächennutzung der entstandenen Freiräume ist sehr stark von der potenziellen Zugänglichkeit, Wegeerschließung und Ausstattung mit Landschaftsmöblierung abhängig. Mit Hilfe der Aufnahme der realen Flächennutzung wurden die Inanspruchnahme und Gestaltung von neu entstandenen Freiraum-Teilflächen durch die Siedlungsbewohner erfasst.

Um die Einfachheit der Erhebung zu wahren, wurde dabei nur eine Momentaufnahme der sichtbaren Flächenverwendung durchgeführt. Folgende Realfunktionen von Flächen wurden erfasst: Baukörperfragmente, anthropogene Aufschüttung, Verwilderungsbrache, Struktur- und Ergänzungsgrün, Baumhain, Park.

Als Realnutzungskategorien wurden erfasst: Treffpunkt, Durchgang, Spiel, Hundewiese, Erholung, Gebrauchsgrün, keine Nutzung.

4.4 Freiflächenmanagement

Um den Managementzustand zu klassifizieren, wurden die Untersuchungsflächen Pflegeklassen zugeordnet. Die Zuordnung zu einer Pflegeklasse berücksichtigt sowohl Rasen-, Stauden- und Baumpflege als auch die Platz- und Wegeerhaltung sowie die Ausstattung mit Einrichtungsgegenständen und Freiraummöblierung (vgl. LIPPERT 2007) und orientiert sich an der Gliederung des Technischen Betriebszentrums von Flensburg (vgl. TBZF 2009).

Pflegeklasse 1 - Gehobener Standard bis normale Pflege

- Flächen mit überwiegend hohem Repräsentationswert, bei denen die Ansprüche an das Erscheinungsbild und die Sauberkeit hoch sind.
- Die Flächen werden von Bürgerinnen und Bürgern sowie Besuchern der Stadt genutzt.
- Die Flächen sind intensiver und vielfältiger gestaltet, z. B. mit Formschnitthecken, Blumen- und Hochbeeten.
- Ein dauerhafter Erhalt der Qualität ist durch gärtnerische Pflege gewährleistet.

Pflegeklasse 2 – Normale bis reduzierte Pflege

- Flächen mit geringem Repräsentationswert, bei denen der Anspruch an Sauberkeit jedoch ebenfalls hoch ist.
- Die Flächen werden überwiegend von Bürgerinnen und Bürgern genutzt.
- Die Pflege ist gegenüber der Pflegeklasse 1 zu Lasten des Erscheinungsbilds reduziert. Insgesamt bleibt die Qualität der Flächen jedoch annähernd erhalten.

Pflegeklasse 3 – Minimale gärtnerische Pflege

- Die Flächen haben in der Regel keinen Repräsentationswert und es können nur geringe Ansprüche an die Sauberkeit gestellt werden.
- Die Flächen sind ähnlich den Flächen der Pflegeklasse 2 gegliedert.
- Die Pflege ist stark reduziert, so dass sich die Qualität auf Dauer verschlechtert (Substanzverlust).

Pflegeklasse 4 – Keine gärtnerische Pflege

- Es handelt sich überwiegend um verwilderte Areale o. Ausgleichsflächen.
- Flächen sind für Bürgerinnen und Bürger kaum zugänglich.
- Es werden keine ersichtlichen Pflegemaßnahmen durchgeführt.

Zur Bestimmung der Pflegekategorien wurden

ersichtliche Pflegemaßnahmen der einzelnen Flächen beurteilt.

4.5 Komplexe Freiraumbewertung

Die komplexe Freiraumbewertung wurde aufgrund gleichwertiger Kriterien vorgenommen und basiert auf dem Vielfaltsprinzip (hohe Vielfalt = hoher Wert). Für alle Einzelbewertungen zur Freiraumqualität (s. u.) wurde eine fünfstufige Skala (1 = beste Wertung; 5 = schlechteste Wertung) verwendet.

Die Bewertung verbindet:

a) **Strukturtypen des Freiraums**

Realnutzung, Vegetation, Pflegeklassen I – IV

b) **Eigenartskategorien (Gestaltungskategorien) des Freiraums**

Verwilderung, Naturnähe, Ästhetik, Natur-Kultur-Kombination, anthropogen-funktionale Eigenart

c) **Ästhetische Freiraumqualität**

Vielfalt, Natürlichkeit, Geschlossenheit und Harmonie

d) **Freiraumprägende Elemente**

flächenhaft: ruderalisierte Wiesen, gemähter Rasen, flächige Gebüsch, Formen u. Farben, Muster u. Anordnung; linear: Baumreihen, Umrandungsvegetation, streifenförmige Pflanzenmuster; punktuell: Einzelbäume, Totholz, Gebüsch, blühende Blumen

e) **Störfaktoren im Freiraum**

flächenhaft: Lärm, Müll, Ungeschütztheit, mangelnde Gliederung, fehlende Beschattung, Einsehbarkeit; linear: Trampelpfade, Müll entlang der Wege, Straßen rundum; punktuell: Müll, Technikgebäude

f) **positive emotionale Wirkungen im Freiraum**

Die Addition der Einzelbewertungen führt zu einer Qualitätsbewertung der urbanen Grünzuwachsräume (Gesamtbewertung). Aufbauend auf den Ergebnissen der strukturierten Gebietsaufnahmen wurde eine Form der Qualitätsbewertung von urbanen Grünzuwachsräumen durchgeführt, die auf den Prinzipien der Landschaftsbildbewertung basiert und den

Wert der neu entstandenen Flächen in den unterschiedlichen Freiraumzusammenhängen ausdrücken soll. Der zu diesem Zwecke entworfene Bewertungsansatz orientiert sich insbesondere an den Vorlagen von BUWAL (2005) sowie WÖBSE (2004), musste jedoch um der vorliegenden Problemstellung möglichst gerecht zu werden, erheblich angepasst werden.

Die komplexe Freiraumbewertung stellt einen holistischen räumlichen Untersuchungsrahmen dar. Sie ist jedoch gleichzeitig mit einer größeren Unsicherheit verbunden, da Werturteile in einem Werterahmen getroffen werden müssen. Die Aggregation der Einzelbewertungen zu einer Gesamtbewertung der Freiraum-Qualität in urbanen Grünzuwachsräumen kann für grobe Vergleiche ausreichen. Wertvoller können jedoch die Einzelbewertungen (s. o.) sein, die darüber hinaus auch die Nachvollziehbarkeit des Gesamturteils erlauben.

Das Bewertungsziel orientiert sich an der Zielvorgabe des Stadtentwicklungskonzeptes Silberhöhe, welches die qualitative Aufwertung des Frei- und Grünraumes anstrebt. Als Referenzraum und anzustrebender Zielzustand wurde die Konsolidierungsfläche des bestehenden Landschaftsparks festgelegt.

4.6 Experteninterviews

Zusätzlich wurden strukturierte Experteninterviews mit relevanten Fachvertretern (5 Personen) aus Wissenschaft Planungspraxis in Halle durchgeführt, um die Ausgangssituation und die erzielten Ergebnisse zu diskutieren. Dazu wurde ein Leitfaden mit offenen Fragen verwendet (vgl. MAYER 2008).

5. Ergebnisse

5.1 Vegetationsstruktur

Auf den neu entstandenen Freiflächen dominieren anthropogene Rohbodenstandorte und Ruderalfluren (80 %). Die stark gestörten Standorte sind im Stadtgebiet durch den Abbruch von Gebäuden, die Aufschüttung von natürlichen oder künstlichen Substraten sowie das Planieren von Flächen entstanden (vgl.

Köstler et al. 2003). Gebüsche, Baumreihen und Baumgruppen sowie Grünland, Staudenfluren und Rasengesellschaften machen hingegen auf den neuen Grünflächen zusammen nur etwa 20 % der Gesamtflächen aus (Abb. 3).

Den größten Anteil an den ruderalen Standorten nehmen mit 23 % mehrjährige ruderale Staudengesellschaften ein. Dabei handelt es sich um zumindest zweijährige, mehr oder weniger geschlossene Staudenbestände aus Hemikryptophyten. Häufig kommen auf den Abbruchflächen eine Mischung aus ruderalen Pionier-, Gras- und Staudenfluren (15 %) sowie eine Form des halbruderalen Pionier-Halbtrockenrasens (15 %) vor. Ebenfalls einen Anteil von 15 Prozent nehmen „ruderale Sukzessionsflächen mit Gehölzen“ ein. Hierbei handelt es sich meist um großflächige Areale, die seit mehreren Jahren sich selbst überlassen wurden und in denen sich die natürliche Sukzession, ausgehend von Rasenbeständen, Gebüschen und Baumgruppen, weitgehend ungestört entwickeln konnte. Spontanvegetationsarme Standorte bezeichnen solche Biotope, bei denen sich die spärliche Besiedelung von Pionierpflanzen auf Schotterflächen bzw. Gebäuderesten erst im Anfangsstadium

befindet. Diese vegetationsarmen Standorte machen jedoch nur rd. 2 Prozent der untersuchten Gebäudeabbruchflächen aus (Abb. 4). Abb. 5 zeigt ein Erfassungsbeispiel der Areale 6 und 7.

Nur 2 Prozent der untersuchten Abbruchflächen weisen derzeit keine geschlossene Vegetationsdecke auf. Auf dem größten Anteil (48%) der Flächen hat sich zumindest eine Vegetationsschicht ausgeprägt bzw. wurde künstlich angepflanzt. Auf 20 Prozent der Flächen sind derzeit drei oder mehr Vegetationsschichten vorhanden (Abb. 6). Eine Baumschicht ist auf der überwiegenden Mehrzahl der Flächen nicht vorhanden. Die gepflanzten Baumhaine bestehen derzeit lediglich aus einer flächenhaften Anordnung von ca. 3 Meter hohen Jungbäumen. Auf keiner der untersuchten Flächen findet Baumbeschattung statt.

5.2 Flächennutzung

39 der untersuchten 46 Flächen sind uneingeschränkt zugänglich. Auf 7 Flächen ist die Zugänglichkeit jedoch eingeschränkt, da Teile davon abgezaunt wurden. Obwohl der Siedlungskörper der Silberhöhe ein sehr ausgedehntes Wegenetz aufweist, konnte bei der Aufnahme vor Ort festgestellt

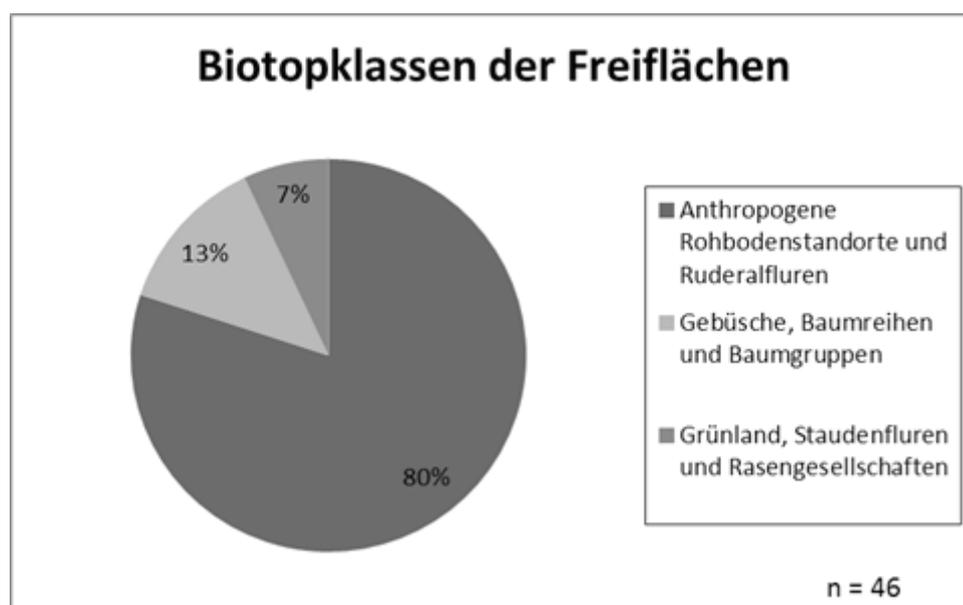


Abb. 3 Biotoptklassen der Freiflächen

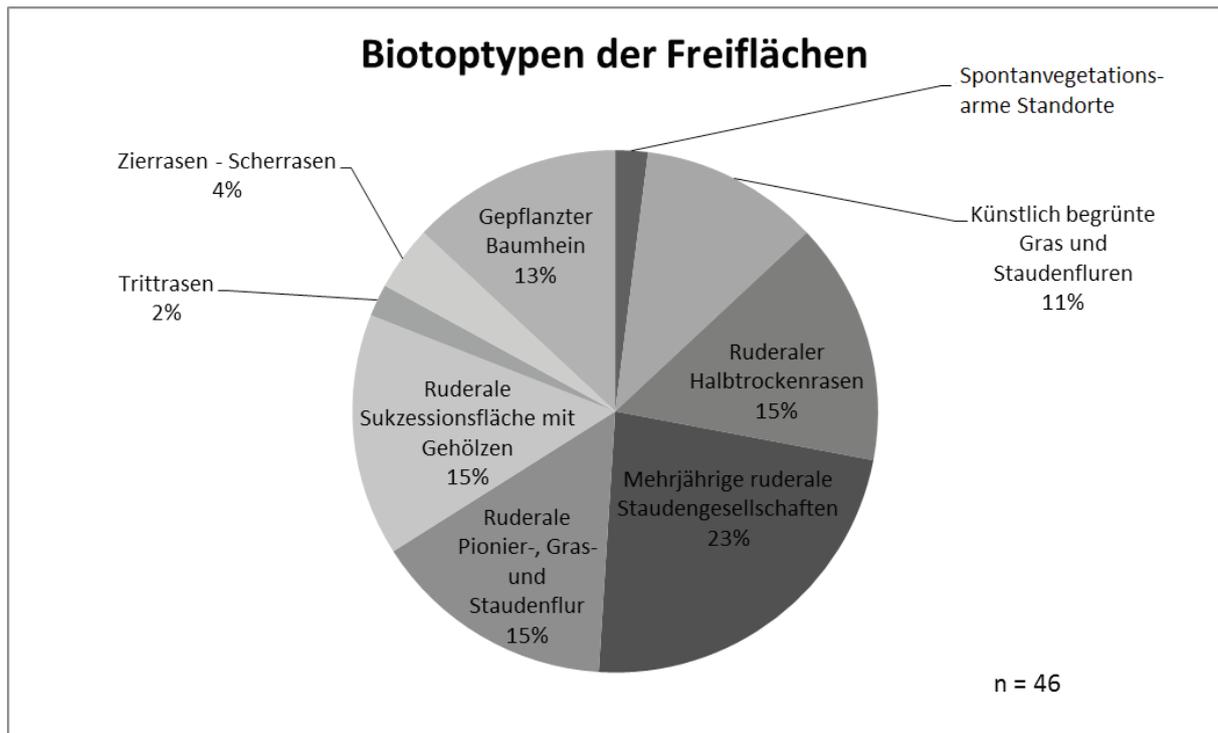


Abb. 4 Biotoptypen der Freiflächen

werden, dass die neu hinzugekommenen Grünräume bis jetzt kaum in das bestehende Wegesystem integriert worden sind und durch die Anlage von befestigten Wegen erschlossen wurden. Die Möblierung und Ausstattung mit Freiraumeinrichtung fehlt noch auf 36 der untersuchten 46 Abbruchflächen. Die einfache Ausstattung umfasst lediglich einfache Bänke, Mülleimer, Beleuchtungselemente (z. B. Laterne) oder pflanzliche Ausstattung (z.B. Einzelbäume).

Hinsichtlich der realen Funktion, welche die neu entstandenen Grünräume übernehmen, konnten bei der Aufnahme sechs Kategorien unterschieden werden. Die erste Gruppe wurde als „Baukörperfragmente“ bezeichnet und beschreibt solche Flächen, auf denen Gebäudeteile bzw. der Fundamentaufbau des Bauwerkes nicht abgerissen wurden und erhalten geblieben sind. Einen verschwindend kleinen Anteil nimmt bei der Realfunktionserfassung der entstandenen Flächen ebenfalls der Verwendungszweck als Park ein (2%). Dominierend ist hingegen die (Nicht-)Inwertsetzung der Gebiete als Verwilderungsbrachen (66%) bzw. Struktur-

und Ergänzungsgrün (15%) sowie Baumhaine (13 %) (Abb. 7).

Es wird deutlich, dass große Flächen derzeit keiner ersichtlichen Nutzung und Benutzung unterliegen (24%). Rund 38% der Grundstücksflächen finden lediglich für das Ausführen von Hunden Verwendung („Hundewiesen“). 13 Prozent der Grundstücke werden als Durchgangs- bzw. Verbindungsareale genutzt. Lediglich in 15 Prozent der untersuchten Fälle werden die Flächen für Erholungszwecke gebraucht. Weitere Nutzungen wie „Treffpunkt“ (4%), „Spielfläche“ (4%) und „Gebrauchsgrün“ (2%) (z. B. Wäscheplatz etc.) bleiben eher auf kleine Anteile beschränkt (Abb. 8).

5.3 Freiflächenmanagement

Der größte Prozentsatz der neu entstandenen Freiflächen kann der Pflegeklasse IV zugerechnet werden (57 %). Es handelt sich überwiegend um verwilderte Areale oder Ausgleichsflächen. Die Flächen sind für Bürgerinnen und Bürger kaum zugänglich. Es werden hier auch keine ersichtlichen Pflegemaßnahmen durchgeführt.

Untersuchungsareal 6 und 7

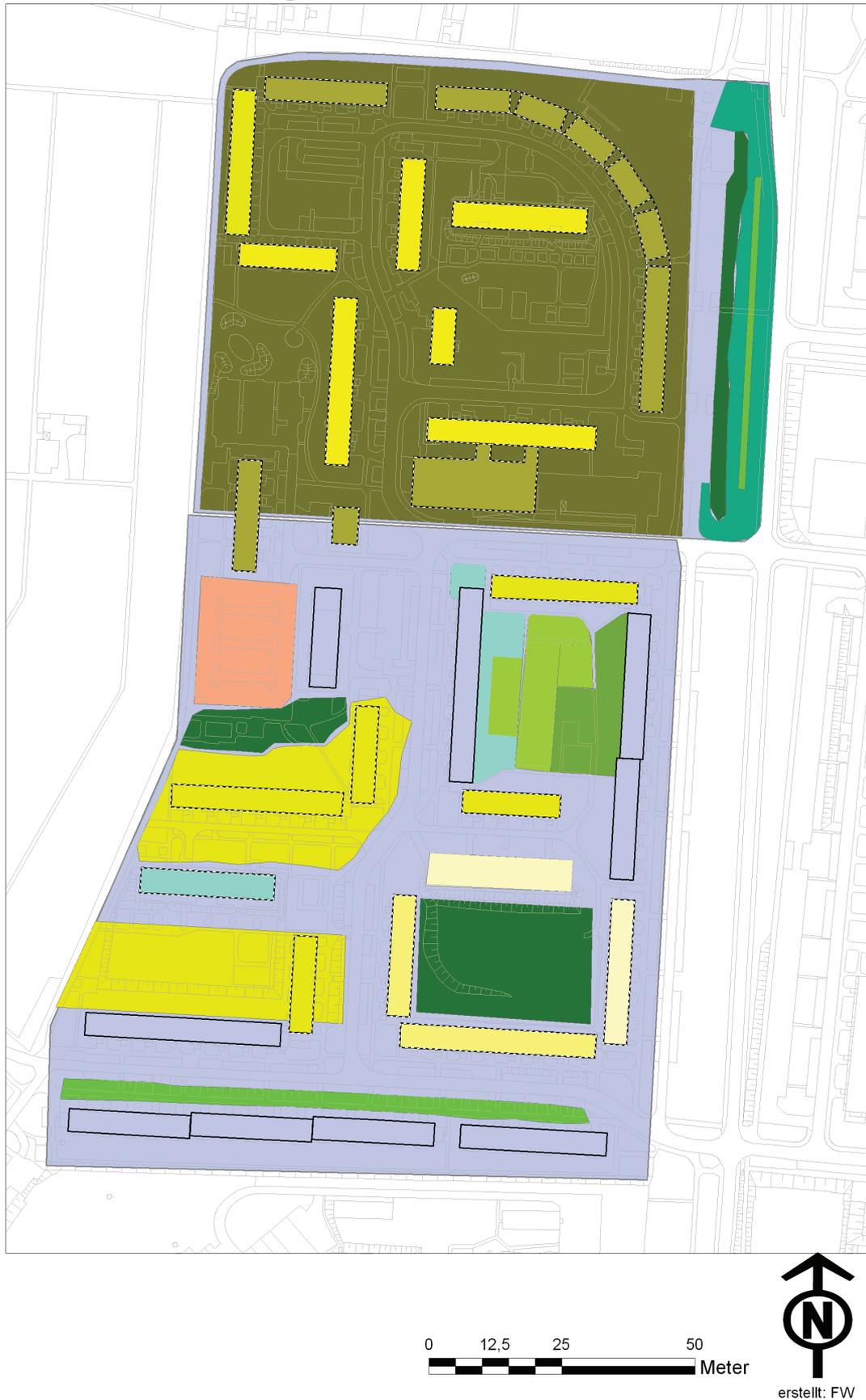
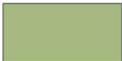


Abb. 5 Biotoptypen der Areale 6 und 7

Legende

Untersuchungsgebiete

-  EWLAP
-  EWWAL
-  KONLAP
-  VBLBNN
-  VBNNH
-  VBNNW

Vegetationsstruktur

Anthropogene Rohbodenstandorte und Ruderalfluren

-  Vegetationsarme Rohbodenstandorte
-  Künstlich begrünte Gras- und Staudenfluren
-  Ruderaler Halbtrockenrasen
-  Ruderale Pionier-, Gras- und Staudenfluren
-  Zwei- oder mehrjährige ruderale Staudenfluren
-  Ruderale Sukzessionsfläche mit Gehölzen

Bebaute Gebiete, Verkehrsanlagen und Sonderflächen

-  Parkplatz mit Vegetation
-  Gebäude abgebrochen
-  Gebäude bestehend
-  Nutzungs-Hotspot

Raumstruktur

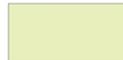
Grünland, Staudenfluren und Rasengesellschaften

-  Zierrasen und Scherrasen
-  Trittrasen
-  Trockenrasen
-  Staudenfluren und -säume

Gebüsche, Baumreihen und Baumgruppen

-  flächige Laubgebüsche
-  Solitärbäume und Baumgruppen
-  Feldgehölze
-  Alleen und Baumreihen
-  Gepflanzter Baumhain
-  Mehrschichtige Gehölzbestände

Grün- und Freiflächen

-  Gärtnerisch gestaltete Flächen
-  Gärten und Gartenbrachen
-  Park verwildert
-  Parkanlage

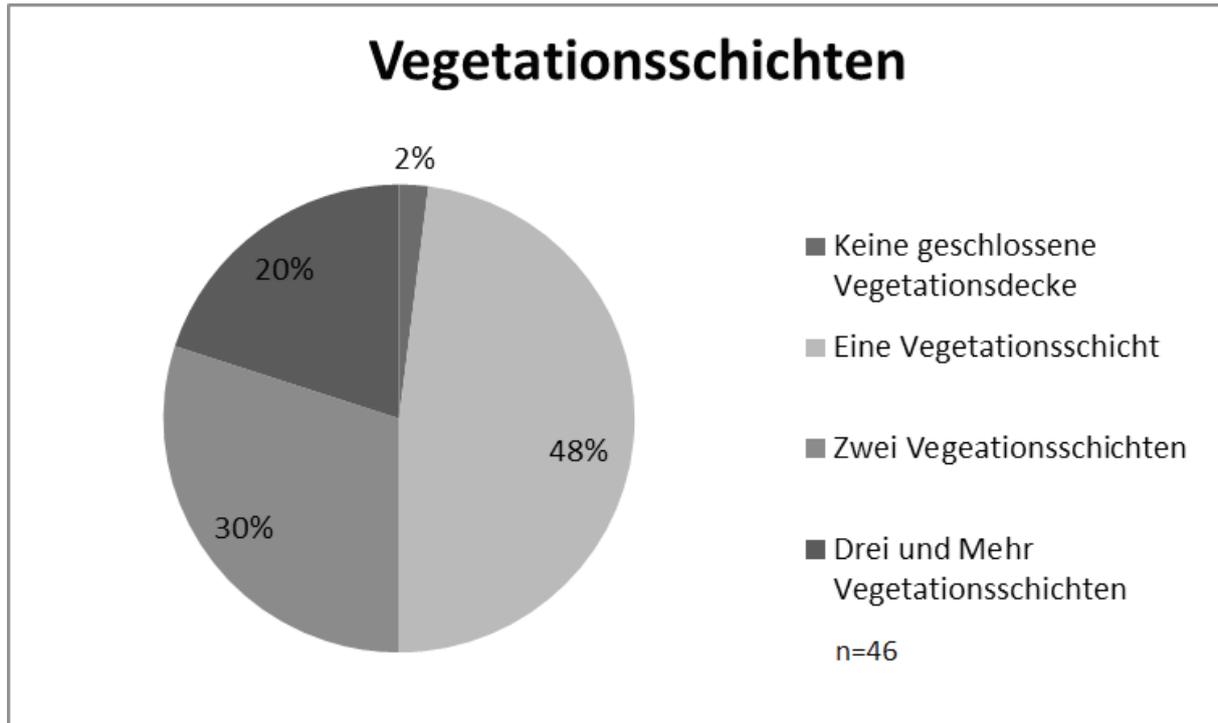


Abb. 6 Anzahl der Vegetationsschichten auf neu entstandenen Freiflächen

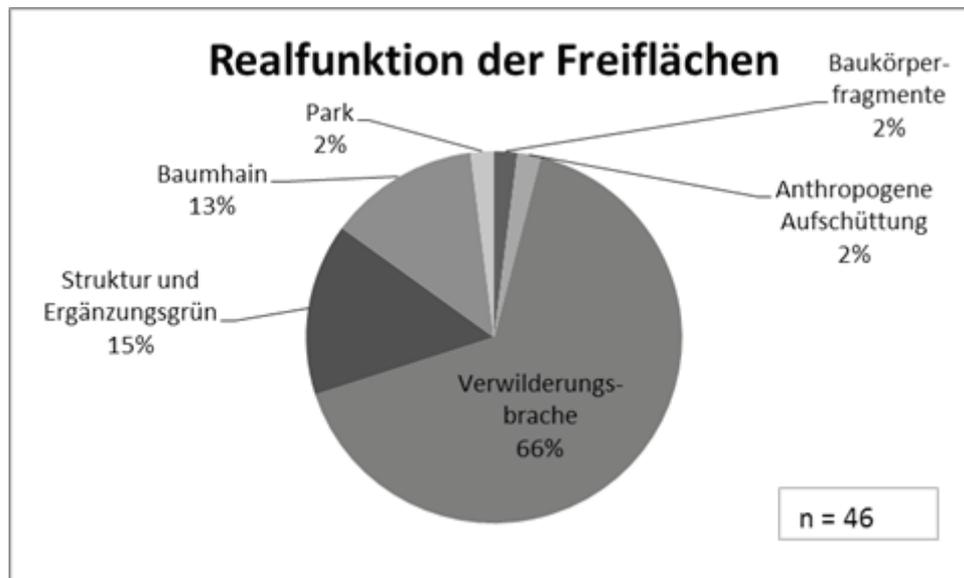


Abb. 7 Realfunktion der neu entstandenen Freiflächen

Ein knappes Viertel der untersuchten Flächen wurde der Klasse III zugeordnet (24 %).

Die Flächen haben in der Regel keinen Repräsentationswert und es können nur geringe Ansprüche an die Sauberkeit gestellt werden. Die Pflege ist stark reduziert, so dass sich die Qualität auf Dauer verschlechtert (Substanzverlust).

Der Pflegezustand erreicht bei den in den letzten Jahren durch Gebäudeabbruch hinzugekommenen Bereichen auf 17 % der Flächen eine Pflegeklasse von II. Dies sind Flächen mit geringem Repräsentationswert, bei denen der Anspruch an Sauberkeit trotzdem hoch ist. Die Flächen werden überwiegend benutzt. Bei reduzierter Pflege (gegenüber

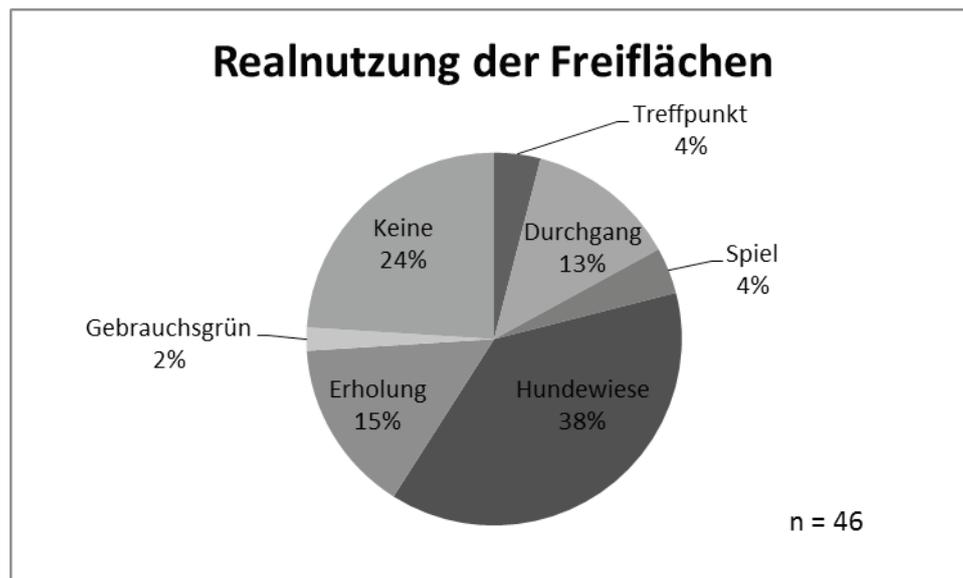


Abb. 8 Realnutzung der neu entstandenen Freiflächen

Pflegeklasse I) ist das Erscheinungsbild ungünstiger, die Qualität der Flächen bleibt jedoch hoch.

Nur auf einem verschwindend kleinen Anteil von 2 % wurde eine intensivere Grünraumpflege und -gestaltung durchgeführt, die den Ansprüchen der Pflegeklasse I entspricht (Abb. 9).

Dies sind Flächen mit überwiegend hohem Repräsentationswert, bei denen die Ansprüche an das Erscheinungsbild und die Sauberkeit hoch sind. Ein dauerhafter Erhalt der Qualität kann nur durch gärtnerische Pflege gewährleistet werden.

5.4 Komplexe Freiraumbewertung

Das Gesamtergebnis der 10 untersuchten Freiräume stellt Abb. 10 dar. Die Qualitätsbewertung der Grünzuwachsräume fällt, selbst bei einer auf den Stadtteil bezogenen relativierten Einschätzung, nur vergleichsweise gering aus (Tab. 3; Abb. 10). Das beste Ergebnis ergibt sich mit einer Bewertung von 1,2 für den Konsolidierungsraum des bestehenden Landschaftsparks, der als Referenzraum untersucht wurde. Dieses Gebiet ist zwar nicht direkt von einer Umstrukturierung betroffen bzw. existieren dort keine

Abbruchsflächen, dennoch wurde dieser Bereich als Vergleichsareal bei der Erhebung berücksichtigt.

Gut schneiden die Areale 4 und 5 ab, die jeweils eine Bewertung von 1,9 erzielt haben. Bei diesen Flächen handelt es sich um Entwicklungsgebiete für Wald bzw. Erweiterungszone des Landschaftsparks, wobei jedoch beide einen parkartigen Charakter aufweisen. Dahinter reihen sich relativ naturnahe Areale, die eine Bewertung um 2 aufweisen und auf denen zumindest teilweise natürliche Sukzession eingesetzt hat und sich Verwilderungsbereiche ausbilden konnten (Areale 8, 6 u. 2). Am schlechtesten bewertet wurden jene Freiräume, die heute noch sehr stark durch bauliche Nutzung, Verkehr und Parkraum geprägt sind bzw. auf denen gröbere Missstände hinsichtlich Sauberkeit und Pflege im öffentlichen Raum festgestellt wurden (Areal 3 u. 7).

6. Diskussion unter Einbeziehung der Experteninterviews

Die erzielten Ergebnisse können nun im Zusammenhang mit den Ergebnissen der Befragungen von Stakeholdern betrachtet werden. Zur Vereinfachung werden die beiden Positionen hier „Wissenschaft“ und

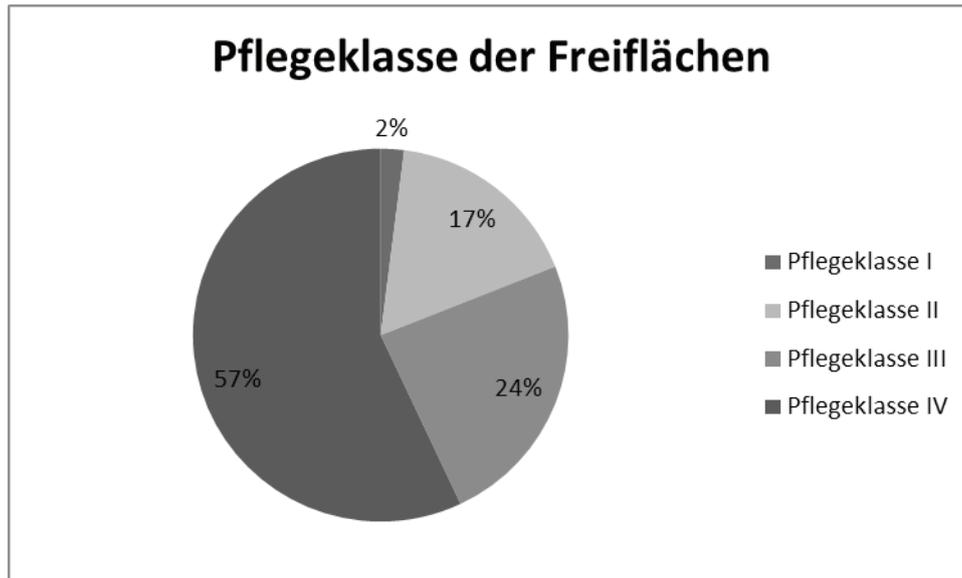


Abb. 9 Pflegeklassen der neu entstandenen Freiflächen

„Planung“ benannt.

6.1 Freiraumqualität schaffen

Sowohl Wissenschaftler als auch Planer sehen in der ursprünglichen dichten Bebauungsstruktur und in der dadurch verminderten Wohn- und vor allem Freiraumqualität

einen der Gründe der Schrumpfung und des Imageverlustes. Obwohl das schlechte Image des Stadtteiles in den Köpfen der Stadtbewohner Halles immer noch fest verankert ist, stimmt dies mit den Realitäten längst nicht mehr überein (niedrige Kriminalitätsrate, hoher Freiraumanteil etc.). Aus Sicht der Planung hat der südliche Stadtbereich von Halle

Tabelle 3: Zusammenstellung Bewertungsergebnisse;
Quelle: Eigene Erhebung und Darstellung, 2009

Areal	Ustrkat	Fläche	Realnutzung	Vegetation	Grünpflege	Strukturtypen	Eigenarkat	Vielfalt	Natürlichkeit	Geschlossenheit	Ästhetik	Elemente	Störfaktoren	Positive Einflüsse	Gesamt
1	VBNNH	13.031	3,0	3,0	3,0	3,0	1,0	2,0	2,0	3,0	2,3	2,0	4,0	3,0	2,6
2	VBNNW	9.115	3,0	3,0	3,0	3,0	1,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	3,0	2,0	2,2
3	EWLAP	12.767	1,0	1,0	2,0	1,3	2,0	3,0	4,0	4,0	3,7	3,0	5,0	3,0	3,0
4	EWVAL	30.560	1,0	2,0	2,0	1,7	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	2,0	1,9
5	EWLAP	2.7.12	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	3,0	3,0	2,0	2,7	3,0	2,0	2,0	1,9
6	VBLBNN	64.248	3,0	3,0	4,0	3,3	3,0	1,0	1,0	3,0	1,7	1,0	3,0	1,0	2,2
7	VBLBNN	86.679	3,0	2,0	3,0	2,7	2,0	2,0	4,0	4,0	3,3	2,0	4,0	4,0	3,0
8	EWVAL	63.365	1,0	2,0	4,0	2,3	3,0	1,0	1,0	2,0	1,3	2,0	3,0	1,0	2,1
9	VBNNW	10.663	3,0	2,0	2,0	2,3	4,0	3,0	4,0	2,0	3,0	3,0	3,0	2,0	2,9
10	KONLAP	19.096	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	1,0	2,0	1,0	1,3	1,0	2,0	1,0	1,2

Bewertung Freiraumqualität urbaner Grünzuwachsräume



Abb. 10 Bewertung Freiraumqualität

generell ein Versorgungsdefizit mit qualitativ hochwertigen Naherholungsräumen aufgewiesen. Der Stadtteil Silberhöhe hatte sehr lange keine entsprechende Freiraumplanung und -gestaltung. Wenn dann anderenorts günstiger, attraktiver Wohnraum verfügbar ist, werden solche Standorte zuerst verlassen.

Der Wohnungsleerstand ist weitgehend auf wirtschaftlich ertragbarem Niveau gestoppt und erfordert keinen weiteren Gebäudeabriss mehr, also auch keinen weiteren Grünzuwachs. In Halle und dem Stadtteil Silberhöhe wurden von der Stadtplanung folgende Zielsetzungen verfolgt:

- flächenhafter Abbruch von Süden nach Norden;
- sukzessive Aufforstung von Waldentwicklungsflächen;
- Anpassung der sozialen Infrastruktur an die neuen demographischen Verhältnisse.

Derzeit beträgt der Leerstand im Stadtteil Silberhöhe rd. 17 %, was für die Wohngesellschaften kein gravierendes Problem mehr darstellt. Mittlerweile sind große Teile des Gebäudebestandes teilsaniert worden. Der Abrissstopp wird folgerichtig auch zu keinem weiteren Anwachsen von Grünflächen führen, die im eigentlichen Sinne Ergebnisse dieses Prozesses sind. Das gesamte Konzept „Stadtumbau Ost“ ist am Beispiel Halle aus Sicht der Wissenschaftler vornehmlich ein Gebäude-Abbruchsprogramm.

Von Seiten der befragten Wissenschaftler werden Abriss von Gebäuden und städtische Brachflächenentwicklung durchaus noch nicht als stabilisierend eingeschätzt.

Durch die Entkernung der dicht bebauten Bereiche werden Siedlungsstrukturen geschaffen, die den heute angestrebten Leitbildern der Stadtentwicklung nicht grundsätzlich entsprechen, wodurch „experimentell“ planungsseitig neue Wege zu gehen sind. Bei einer ökologischen Betrachtung der Auswirkungen im Zuge der Umstrukturierung enthält die Situation laut der wissenschaftlichen Experten deutliche

ökologische Verbesserungspotenziale.

Als wichtige positive Effekte der Waldpflanzung in diesem Gebiet werden aus wissenschaftlicher Sicht die lokalklimatischen Effekte genannt, denen insbesondere im Zuge des Klimawandels eine besondere Bedeutung im städtischen Bereich zukommt. Außerdem sollte die Funktion als „Kohlenstoffsinken“ Beachtung finden. Einige der potenziell als Waldentwicklungsflächen vorgeschlagenen und ausgewiesenen Flächen eignen sich nicht unbedingt für diese Flächennutzungsform. Die Wissenschaft war in eine ökologische Ausgangsanalyse allerdings nicht einbezogen und wurde zur wissenschaftlichen Begleitung der Umsetzung derzeit auch nicht durch die Stadtplanung einbezogen.

6.2 Neues Freiraumkonzept

Ein zu entwickelndes Freiraumkonzept muss auf folgenden Aspekten basieren:

- Veränderte und sich weiter ändernde Bevölkerungszusammensetzung,
- Einbeziehung der Umgebungslandschaft und
- Einbeziehung alternativer Grünraumkonzepte,

Ein derart aufgebautes Freiraumkonzept fehlt derzeit noch.

Die veränderte Bevölkerungszusammensetzung wird Auswirkungen auf den Grünflächenbedarf und die Grünflächennutzung haben. Der Anteil der alten und der versorgungsbedürftigen Menschen ist in der Silberhöhe außerordentlich hoch. Derzeit existieren 3 Altenheime im Stadtteil, wohingegen die Anzahl der Kinderbetreuungseinrichtungen von einstmalen 20 auf 2 abgenommen hat. Hierauf müsste die neue Frei- und Grünflächensituation deutlich mehr Rücksicht nehmen. Die Anzahl der Kinder und Jugendlichen ist von 11.000 auf 4.000 gesunken. Dies wird Auswirkungen auch auf die Anzahl der Spielplätze im Stadtteil Silberhöhe haben.

Bei den Ansätzen zur Gegensteuerung führen die befragten Wissenschaftler Aspekte wie z.

Tabelle 4: Umbau der sozialen Infrastruktur im Stadtteil Silberhöhe

	1990	2000	2004	2007
Wohnungen	15.247	15.247	13.112	10.447
Bewohner	39.000	22.125	18.001	16.000
Leerstand (absolut)	0	3.440	3.761	1.543
Leerstand (Prozent)	0	22	29	19
Abbruch geplant	0	4.500	7.000	7.000
Abbruch erfolgt	0	0	2.414	4.800

Quelle: Stadt Halle (2009)

B. Investitionen in welche Standortfaktoren und Aufwertung des Wohnumfeldes an. Grundsätzlich müssten Konzepte erarbeitet werden, wie man mit den neuen Gegebenheiten umgeht. Es sollten Versuche unternommen werden, wie die Zahl der Wohnbevölkerung zu stabilisieren ist und zusätzlich neue Bewohner anzuziehen sind.

Von wissenschaftlicher Seite wird angeführt, dass die Wohngenossenschaften stimuliert werden müssten, in den Stadtteil Silberhöhe zu investieren. Dazu wäre es notwendig, die Attraktivität des Gebietes maßgeblich zu steigern. Dies könnte dadurch erreicht werden, dass der südlich angrenzende Bereich der Saale-Elster-Aue als Naherholungsgebiet aufgewertet wird. Dort existiert bereits ein weitläufiges Natur- bzw. Landschaftsschutzgebiet, welches sich durch eine besondere Tier- und Pflanzenwelt sowie eine für die Naherholung geeignete Landschaft auszeichnet. Die verzweigten Fließgewässer und der Naturraum besitzen hier jedoch eine Barrierewirkung. Die Zugänglichkeit ist zwar prinzipiell möglich, aber diese wird durch Brücken, Wege u. ä. Infrastruktur nicht gefördert und kontrolliert gesteuert. Diese Barrierewirkung müsste reduziert werden. Insgesamt bedarf es eines Freiraumkonzeptes, das deutlich über den begrenzten Stadtteil hinausgeht. Dies fehlt zurzeit noch.

Bezüglich alternativer Freiflächennachnutzung werden aus Sicht der Wissenschaft unterschiedliche Beispiele aus Deutschland

angeführt, die von Sukzessionsflächen über Biodiversitätsareale bis hin zur Anpflanzung von Prärie- und Felssteppengesellschaften auf Abrissflächen z. B. in Berlin-Marzahn (vgl. HERTLEIN-RIEDER 2006) und Strandabschnitten an der Elbe auf Brachflächen reichen.

Die Idee auf Umstrukturierungsgebieten Wald zu pflanzen, wird in unterschiedlichen ostdeutschen Städten mehrfach angewandt. Dabei sollte auch die Möglichkeit solche freiwerdende Areale für schnell wachsende Industrieböden z. B. zur Kohlendioxidbindung einbezogen werden (FRÜHAUF et al. 2012).

6.3 Konzept der Waldstadt – weg vom teuren Intensivgrün

Das Konzept der Waldstadt hat in der Silberhöhe einen gewissen „Modell-Charakter“.

Neben den Erhaltungsbereichen (Bestand und Pflege) und Vorbehaltsflächen (für bauliche Entwicklung) sollen vor allem die Umstrukturierungsbereiche (Rückbauflächen) eine wesentliche Funktion für die Wohngebietsqualität erfüllen. Die Abriss- und Aufforstungsmaßnahmen wurden vorerst 2010 erfolgreich beendet (vgl. Stadt Halle 2007), so dass eine Bewertung gerade jetzt vor evtl. späteren weiteren Maßnahmen sinnvoll ist.

Auf dem Weg zur Waldstadt Silberhöhe soll ein Großteil der frei gewordenen Abrissflächen zu Mischwald-Beständen entwickelt werden (vgl. Stadt Halle 2006, S. 56-57).

Baumpflanzungen unterschiedlicher Dichte

und Quantitätserfolgten in den Wohnkomplexen 1, 3, 5, 7 und 8, oftmals im Zusammenhang mit Wegeerschließung oft häufig nicht als geschlossene Flächen. Die Anpflanzung der Bäume ist im großmaschigen Raster erfolgt. Zu diesem Zweck wurden Pflanzkonzepte entwickelt, die neben der Anordnung auch die Artenzusammensetzung beinhalten. Zur Pflege und Instandhaltung der neuen Grünflächen wurden Verträge mit den Wohnungsbetreibern (Wohnungsgenossenschaften) abgeschlossen, die das Management für fünf Jahre übernehmen sollen. Die Flächen als Parkgrün zu betreiben wäre mit untragbar hohen Kosten verbunden gewesen. Der Zuwachs an öffentlichen Grünflächen, die die Stadt Halle zusätzlich zu gesunkenen Einnahmen zu bewirtschaften hat, beträgt bereits 140 ha. Lediglich die repräsentativen Freiflächen der inneren Siedlungsbereiche werden zwei Mal jährlich gemäht. Dies erscheint bereits als aufwändig. Die im Stadtentwicklungskonzept Silberhöhe ausgewiesenen Entwicklungsflächen für den innerstädtischen Parkstreifen („Landschaftspark“), der den Stadtteil von Nord nach Süd durchziehen sollte, wird es aus Gründen der nicht aufzubringenden Pflegekosten aus städtischen Mitteln nicht geben.

Ein wesentliches Problem des Waldstadtkonzeptes ist jedoch, dass aufgeforstete Flächen prinzipiell dann nicht mehr als Bauland nutzbar sind, wenn sie unter das Waldschutzgesetz fallen. Tatsächlich zu Wald umgewidmet wurde daher nur das Areal „Am Hohen Ufer“ im Süden des Stadtteils. Alle anderen neu mit Bäumen bepflanzten Flächen wurden als „Hain“ bzw. „Starkbaumpflanzung“ deklariert, um auf ihnen das Baurecht zu erhalten. Die Eigentümer der Flächen, die Wohnungsgenossenschaften, wollen sich damit eine auch bauliche Entwicklungskonzeption vorbehalten. Wald muss also nicht Wald bleiben. Hier übernimmt die Baumbepflanzung also vorerst eine Vorhaltefunktion. Zusätzlich haben die Wohnungsgenossenschaften als Eigentümer der Flächen keine Erfahrungen mit der Pflege

ausgedehnter Grünraumpflege und überhaupt keine Expertise in der Waldbewirtschaftung. Sie können diese derzeit nur durch Pflegedienste einkaufen bzw. die Pflege selbst reduzieren.

Die Realisierung des Waldstadtkonzeptes hängt also sowohl mit den dafür nötigen finanziellen Mitteln als auch mit den Eigentumsverhältnissen, den Akteurskonstellationen (Stadtverwaltung, Eigentümer, Bürger) und der bestehenden Rechtslage zusammen. Wald ist eine gute und geeignete Idee, weil er relativ günstig und pflegeleicht ist.

Die Gründe, warum auf den Abbruchflächen gerade Wald entstehen soll, fasst die Stadtplanung folgendermaßen zusammen:

(a) Die Nachnutzung darf nicht zu teuer sein und die Bewaldung stellt eine preiswerte Lösungsvariante dar.

(b) Halle ist eine sehr waldarme Stadt und braucht weitere Waldflächen.

(c) Es ergibt sich eine Aufwertung für den Stadtteil, da die „Waldstadt“ ein besseres Image besitzt als die „Industriestadt“.

6.4 Waldstadt als Produkt der Bürgerbeteiligung?

Durch die gesetzten Aufforstungsmaßnahmen sollte aus Planungssicht bei den Bewohnern nicht mehr das Gefühl entstehen, dass die Abbruchflächen vernachlässigte Flächen sind und der Stadtteil insgesamt zumindest z. T. vernachlässigt wird. Für die Gestalter ist besonders wichtig, dass zeitlich begrenzte Freiräume keine „hässlichen“ Flächen im bewohnten Gebiet darstellen. In der Silberhöhe lebt ein großer Anteil an Haushalten, die auf staatliche Unterstützung angewiesen sind. Diese Menschen fühlen sich ohnehin bereits vernachlässigt und zurückgesetzt. Eine Vernachlässigung der Freiräume in der Pflege, kann als Bestätigung abgeschoben zu sein empfunden werden. Aus Sicht der Stadtplanung ist das Viertel allein schon durch die getroffenen Maßnahmen nicht mehr überaus problematisch.

Von wissenschaftlicher Seite wird darauf hingewiesen, dass das Waldstadtkonzept der Silberhöhe im partizipativen Prozess entstanden ist und grundsätzlich auf längere Zeiträume ausgelegt ist. Die Zielerreichung und Akzeptanz unter den Bewohnern schätzt die Stadtplanung unter Verweis auf die Ergebnisse einer Wohnungsumfrage als positiv ein. Die Bürger beginnen sich auch für den Stadtteil zu engagieren.

In 10 bis 20 Jahren sollen die Waldflächen verwirklicht sein. Heute erinnern die Areale jedoch eher an Baumplantagen. Das größte Problem sehen die befragten Wissenschaftler vor allem darin, dass die Gebäude zwar oftmals abgerissen werden, danach die Flächen jedoch nicht mehr gezielt weiterentwickelt werden. Die gesetzten Ziele werden sowohl quantitativ als auch qualitativ oft verfehlt. Das Gebiet wird als sehr problematisch angesehen. Wenn auf den Abbruchsflächen neue qualitätsvolle Grünflächen entstehen sollen, braucht es auch ein Mindestmaß an Pflege bzw. eine rahmende Infrastruktur und Ausstattung dieser Flächen. An einen baldigen Imagewandel des Stadtteils Silberhöhe glauben die befragten Wissenschaftler mehrheitlich nicht. Images von Vierteln halten sich sehr beständig.

7. Fazit – wie weiter mit dem neuen Grünraum?

Die Untersuchung zeigt, dass die neuen Grünflächen zumindest aus der Sicht der Stadtplanung die gehegten Wünsche noch keineswegs erfüllen. Weder kann derzeit eine Aufwertung des Stadtviertels durch bessere Freiraumqualität noch die Befriedigung breiter Nutzungsbedürfnisse festgestellt werden. Auch die Vorstellung eines Stadtwaldes mit all seinen positiven Wirkungen bleibt weit hinter den Realitäten zurück. Letztlich konnte dies auch durchaus erwartet werden. Die Flächen ergaben sich durch den zwingend notwendigen Gebäudeabriss, um die Wohnungen weiter wirtschaftlich betreiben zu können. Ihre Pflege als parkartige Grünräume kam allein wegen der damit verbundenen

Kosten nie in Frage. Eine kostengünstige Begrünung musste gefunden werden. Dies ist durchaus nicht im Widerspruch mit attraktiven neuen Grünräumen zu sehen. Im Gegenteil ergibt sich dadurch die Möglichkeit Neues zu erproben und Waldentwicklung oder auch Sukzession (z. B. auf bestimmten Flächen) gezielt zuzulassen. Dies wäre auch aus wissenschaftlicher Sicht eine interessante Möglichkeit, Entwicklung zu beobachten bzw. Wohnbevölkerung behutsam an neue Naturarten im Wohnumfeld heranzuführen. Letzteres war allerdings nie beabsichtigt. Letztlich haben Planer und Entscheidungsträger die Beziehung der Bewohner zu von der Normgrünausstattung abweichendem Grün, im Nutzungsverhalten und in der Akzeptanz deutlich unterschätzt, ja geradezu ignoriert. „Waldstadt“ einzurichten ohne soziale Begleituntersuchungen und davon geleiteten Justierungen ist kein empfehlenswerter Weg. Waldstadt, d. h. städtische Grünräume mit mehr Baumbestand unterschiedlicher standorts-, nutzungs- und lageangepasster Dichte einzurichten, ist jedoch ein sehr empfehlenswerter Weg, städtischen Grünraum neu zu positionieren. Es wird in Zukunft noch viel mehr darauf ankommen, bedarfsgerecht Wohnviertel damit zu versorgen und die Wirkungen von Ökosystemdienstleistungen (Temperaturminderung, Lärminderung, Kohlenstoffbindung, Erholung, Naturvermittlung etc.) gezielt zu nutzen, ja, diese auch als Planungsziele zu formulieren. Eine älter werdende Bevölkerung im Klimawandel wird andere Anforderungen an diese Dienstleistungen haben als eine jüngere. Sicher könnte auch ein Mosaik an verschiedenen Grünraumtypen (z. B. auch Mietergärten) lageangepasst eingesetzt werden. Die Qualität des Freiraums und des Wohnens im Viertel wird außerdem nicht allein von den Grünflächen im Viertel, sondern auch von der Grünvernetzung des Viertels mit der umgebenden Landschaft (z. B. Elster-Saale-Auen) abhängen. Hier sind zurzeit erst zaghafte Versuche gemacht worden.

Der erste Entwurf der neuen Grünausstattung

des Stadtviertels Silberhöhe scheint noch nicht gelungen zu sein. Die Potenziale der Flächen und die der Umgebung sind jedoch durchaus noch vorhanden. Grünraum mit den Bürgern und für ihre Bedürfnisse zu entwickeln, Bewohner an neue Grünformen abseits des gewohnten Parks heranzuführen und ihre Beteiligung an der Gestaltung zu stimulieren erscheint nach wie vor als attraktive Aufgabe.

8. Zusammenfassung

Ostdeutsche Städte leiden allgemein an Strukturproblemen, die noch aus der DDR-Ära und aus der Umbruchphase stammen und den Prozess der Entleerung begünstigen. Darüber hinaus können Deindustrialisierung, Arbeitslosigkeit und Abwanderung in einer vormals von der Industrie dominierten Stadt in Kombination mit dem allgemein einsetzenden demographischen Wandel als die Hauptursachen der Schrumpfungsprozesse in Halle benannt werden. Warum die Silberhöhe besonders stark von den Schrumpfungsprozessen betroffen war, lässt sich durch die hohen Baudichten, die schlechte Baustruktur und den Mangel an siedlungsintegrierten Grün- und Freiflächen bei gleichzeitiger fehlender Erschließung benachbarter Naturräume der Saale-Elster-Aue erklären. Nach der Wende war der Stadtteil schnell mit einem schlechten Image behaftet, das sich bis heute gehalten hat. Mit den einsetzenden Wohnungs-Auszügen kam es zu einer sozialen Segregation und durch diese zu einer Erosion der Sozialstruktur. Steigende Kriminalitätsraten und eine weitere Verschlechterung der Wohn-, Freiraum- und Lebensqualität im Stadtteil waren die Folgen. Die Abbruchmaßnahmen in den Umstrukturierungsgebieten sind bereits sehr weit fortgeschritten. Ein Großteil der für den Abbruch vorgesehenen Gebäude wurde tatsächlich entfernt. Beinahe alle Abbruchflächen, mit einer Ausnahme, wurden auch bereits begrünt. Zum überwiegenden Teil findet sich momentan jedoch lediglich eine Vegetationsschicht auf den neu entstandenen Grünflächen. Bei

der aktuell existenten Vegetationsstruktur handelt es sich überwiegend um angepflanzte Rasen und Stauden, die sich in den letzten Jahren eigenständig weiterentwickelt haben. Dominant ist dabei die Biotopklasse der anthropogenen Rohbodenstandorte und Ruderalfluren, wie die Art der Standorte auch erwarten lässt. Die Differenzierung der Biotoptypen liegt vor allem innerhalb der Biotopklasse der Ruderalstandorte und kann als relativ groß eingeschätzt werden. Diese ruderalen Pflanzengesellschaften werden fallweise durch Tritt- oder Zierrasen bzw. Baumhaine ergänzt. Waldflächen, im engeren Sinn des Deutschen Waldgesetzes, sind auf den Abbruchflächen jedoch nicht präsent. Dem Großteil der Flächen kommt derzeit keine näher bestimmbare Funktion zu. Zwei Drittel der Abbruchgrundrisse wurden als Verwilderungsbrachen klassifiziert, die auf eine weitere Verwendung in der Zukunft warten. Rund 15% der Flächen dienen mittlerweile als Ergänzungs- und Strukturgrün und konnten zumindest teilweise in die bestehende Siedlungsstruktur und das Freiraumsystem integriert werden, obgleich diese Areale freilich keine bedeutende Aufwertung der Grünstruktur darstellen. Auf knapp 13% der Flächen wurden Baumhaine angepflanzte, während das Stadtentwicklungskonzept der Stadt Halle vorsieht, „auf einem Großteil der frei gewordenen Abrissflächen Mischwald-Bestände zu entwickeln“ (vgl. Stadt Halle 2006). Die Flächen werden hauptsächlich für Abkürzungswege („Trampelpfade“) und als Hundewiesen genutzt, dienen kaum Erholungszwecken. Auf einem Viertel der neuen Flächen wurde keine Form der Benutzung festgestellt. Auf der Mehrzahl der neuen Freiräume wird kein Management bzw. keine Grünraumpflege betrieben. Die Flächen, die bewirtschaftet werden, erfahren zum einen eine Initialansaat und zum anderen eine Bepflanzung mit Baumsetzlingen. Für die Baumhaine wurden Pflanzkonzepte erarbeitet, die sowohl die Anordnung als auch die Artenzusammensetzung im Vorhinein festlegen. Anzumerken ist dabei, dass bei den gepflanzten Baumhainen eine

Mischung von einheimischen und nicht-einheimischen Arten gewählt wurde bzw. die nicht-einheimischen sogar dominieren. Die Bäume wurden zum Großteil mit einem Wuchsschutz versehen. Auf den mit Jungbäumen bestockten Arealen wird auch überwiegend eine Rasenmähd durchgeführt. Das Wegenetz und die existierenden Plätze, soweit solche Erschließungen vorhanden sind, werden instandgehalten. Zusammengefasst ergibt sich auf den neuen Grünflächen folgende Pflegeklassenverteilung: 57 % IV (=keine Pflege), 24 % III (=geringe Pflege), 17 % II (=mäßige Pflege) und 2 % I (=intensive Pflege). Um festzustellen, welchen Einfluss die neuen Flächen auf die Freiraumqualität ausüben, wurde eine Form der komplexen Freiraumbewertung in den Untersuchungsarealen der einzelnen Umstrukturierungsgebiete durchgeführt. Dabei zeigte sich, dass die Umstrukturierungsbereiche im Vergleich mit dem bestehenden Landschaftspark, der als Referenzfläche gewählt wurde, eine geringere Qualität aufweisen. Dies lässt darauf schließen, dass es durch die bis jetzt gesetzten Maßnahmen nicht gelungen ist, weiteren hochwertigen Frei- und Grünraum im Siedlungsgebiet der Silberhöhe zu schaffen.

9. Literatur

- Banzhaf, E., Kindler, A. & D. Haase, D. (2007): Monitoring, Mapping and Modelling Urban Decline: A Multi-Scale Approach for Leipzig, Germany. In: EARSeL eProceedings 6, 2/2007, S. 101-114.
- BBSR (=Bundesinstitut für Bau-, Stadt- und Raumforschung), 2008, Halle „Waldstadt Silberhöhe“. – verfügbar: <http://www.werkstatt-stadt.de/de/projekte/138/#top> (29.07.2009)
- BMVBS (=Bundesministerium für Verkehr, Bau und Stadtentwicklung), 2009, Stadtbau Ost. – verfügbar: http://www.bmvbs.de/Stadtentwicklung_-Wohnen/Stadtentwicklung-,1553/Stadtbau-Ost.htm (29.07.2009)
- BUWAL (Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft), 2005, Landschaftsästhetik Arbeitshilfe. – Bern.
- DIFU (=Deutsches Institut für Urbanistik), 2009, Die Soziale Stadt. – verfügbar: <http://www.sozialestadt.de/programm/> (29.07.2009)
- DRACHENFELD, O. & MEY, H. (1991): Kartieranleitung zur Erfassung der für den Naturschutz wertvollen Bereiche in Niedersachsen. Hannover.
- FLORENTIN, D. (2008): The „perforated city“: Leipzig’s model of urban shrinkage management. Paris.
- GEISS, S., KEMPER, J. & KRINGS-HECKEMEIER, M.T. (2002): Halle Silberhöhe. In: DEUTSCHES INSTITUT FÜR URBANISTIK [Hrsg.]: Die Soziale Stadt. Eine Erste Bilanz des Bundes-Länder-Programms „Stadtteile mit besonderem Entwicklungsbedarf- die soziale Stadt“. Berlin, S. 126-137, <http://www.sozialestadt.de/veroeffentlichungen/pvo-endberichte/> (18.11.09)
- HAASE, D. (2008): Urban Ecology of Shrinking Cities: An Unrecognized Opportunity? *Nature and Culture*, 3(1), S. 1-8.
- HAKE, G., GRÜNREICH, D. & MENG, L. (2002): Kartographie – Visualisierung raumzeitlicher Informationen. Berlin/New York.
- HERTLEIN-RIEDER, V. (2006): Neuland für die Südspitze Marzahn. *Garten + Landschaft*, 1/2006. S. 10-13.
- KÖSTLER, H., GRABOWSKI, C. & MOECK, M. (2003): Beschreibung der Biotoptypen Berlins. Berlin.
- LANGER, M. & ENDLICHER, W. (2007): Shrinking Cities: Effects on Urban Ecology and Challenges for Urban Development. Frankfurt am Main u. a.
- LIPPERT, J. (2007): Kommunales Frei- und Grünflächenmanagement. Berlin.
- LUTHER, J. & RÖSSLER, S. (2008): Handlungsansätze – Flächenmanagement und Stadtnatur. – In: KÜPPER, P., KÜTTNER, L., LUTHER, J. & STRAUSS, CH. (Eds.), *Erkennen – Steuern – Handeln: Antworten auf den demographischen Wandel*. 10. Junges Forum der ARL, 6. bis 8. Juni 2007 in Dresden. – Hannover (=Arbeitsmaterialien ARL, 341) S. 102-107.
- LUTZE, G., SCHULTZ, A. & WENKEL, K.-O. (2007): Landschaften beobachten, nutzen und schützen – Landschaftsökologische Langzeit-Studie in der Agrarlandschaft Chorin 1992 – 2006. – Heidelberg.

- MAYER, H.O. (2008): Interview und schriftliche Befragung: Entwicklung, Durchführung und Auswertung. – München.
- RÖSSLER, S. (2008): Green Space Development in Shrinking Cities – Opportunities and Constraints. In: SMANIOTTO-COSTA, C. et al. (Ed.), Urban Green Spaces – A Key for Sustainable Cities. International Conference, Sofia, Bulgaria, April 17-18, 2008. Conference Reader, Dresden.
- SAHNER, H. (1999): Eine Großwohnsiedlung von Halle im Umbruch. – Halle.
- Schader Stiftung (2000): Warum Stadtumbau Ost?. – verfügbar: http://www.schader-stiftung.de/wohn_wandel/772.php (29.07.2009)
- SCHETKE, S. & HAASE, D. (2008): Multi-criteria assessment of socio-environmental aspects in shrinking cities. Experiences from eastern Germany. Environmental Impact Assessment Review, 28, S. 483-503.
- SCHROTH, A. (2006): Silberhöhe – Entwicklung einer Großwohnsiedlung im innerstädtischen Vergleich. Halle.
- Stadt Halle (2006): Integriertes Stadtentwicklungskonzept Stadtumbaugebiet Silberhöhe. Halle.
- Stadt Halle (2007): ISEK- Integriertes Stadtentwicklungskonzept. Stadtumbaugebiete. Halle, S. 75-89, http://www.halle.de/push.aspx?s=/VeroeffentlichungenBinaries/266/199/br_isek_stadtumbaugebiete_2008.pdf (28.04.2011)
- Stadt Halle (2009): Umbau der sozialen Infrastruktur im Stadtteil Silberhöhe – amtsintern. – unveröffentlicht.
- Stadt Halle (2011): Stadtteilkatalog 2010 der Stadt Halle.
- TBZF (=Technisches Betriebszentrum Flensburg), 2009, Grünpflege mit Konzept – Pflegeklassen. – Flensburg.
- FRÜHAUF, M., VOLLRODT, S., HAASE, D. & STROHBACH, M. (2012): Das CO₂-Senkenpotential urbaner Gehölze im Kontext postwendzeitlicher Schrumpfungprozesse. Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, 34, 67 - 92, Halle Saale.
- WÖBSE, H. H. (2004): Erfassen und Bewerten von Landschaftserlebnis- und Erholungsfunktion. In: HAAREN, C. von (Ed.): Landschaftsplanung. S. 247-272, Stuttgart.
- WULF, A.J. (2001): Die Eignung landschaftsökologischer Bewertungskriterien für die raumbezogene Umweltplanung. Norderstedt.

Struktur und Metamorphose im Norden des Fjällfjäll-Fensters in den Skandinavischen Kaledoniden (Västerbotten, Schweden)

DANIELA BUDACH¹ & THOMAS J. DEGEN²

¹Puschkinstr. 11, 06108 Halle (Saale).

²Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Institut für Geowissenschaften und Geographie, Von-Seckendorff-Platz 3, 06120 Halle (Saale).

Schlüsselworte: Metamorphose, Duplexstrukturen, Fjällfjäll-Fenster, Västerbotten, Schweden

Keywords: Metamorphosis, duplex structures, Fjällfjäll-window, Västerbotten, Sweden

Zusammenfassung

Die Entstehung der Skandinavischen Kaledoniden resultiert aus der Kollision Baltikas mit Laurentia. Hierbei kam es zur Ausbildung eines Orogenen Keils, der auf den Baltischen Schild aufgeschoben wurde. Dieser Keil entstand durch die Stapelung verschiedener lithologischer Decken, dem Unteren, Mittleren, Oberen und Obersten Allochthon. Das Mittlere Allochthon diente dabei als Basis und Überschiebungsbahn der mächtigen Deckenkomplexe des Oberen und Obersten Allochthons.

In den zentralen Kaledoniden in Västerbotten sind tiefergelegene allochthone Einheiten in tektonischen Fenstern aufgeschlossen. Das Arbeitsgebiet befindet sich innerhalb einer solchen Struktur, dem nördlichen Fjällfjäll-Fenster. Hier sind die Decken des Mittleren und des Oberen Allochthons in einer antiformen Struktur, einem Duplex, aufgeschlossen. Das Obere Allochthon kann in zwei Sub-Decken, die Seve- und Köli-Decke, unterteilt werden, wobei der Kern des Duplexes durch eine Stapelung aller drei Einheiten (Mittleres Allochthon, Seve- und Köli-Decke) aufgebaut ist. Die Umrandung des Fensters besteht ausschließlich aus Gesteinen der Köli-Decke.

Alle Einheiten sind regionalmetamorph überprägt. Lithologisch besteht das Mittlere Allochthon hauptsächlich aus Meta-Arkosen, die im Kontaktbereich zum Oberen Allochthon stark mylonitisiert sind. Die Mineralparagenesen dieser Einheit zeigen grünschieferfazielle Druck- und Temperaturbedingungen von bis zu 460°C und 4,2 kbar. Eine jüngere, niedriggradige grünschieferfazielle Überprägung konnte ebenfalls beobachtet werden.

Die Seve-Decke des Oberen Allochthons besteht aus granatführenden Meta-Grauwacken. Die Mineralparagenesen deuten auf eine mittlere bis hochgradige amphibolitfazielle Überprägung hin. Die metamorphen Bedingungen werden mit 650°C und 6 kbar angenommen. Vereinzelt zeigen Dünnschliffe aus der Seve-Decke granulitfazielle Relikte, welche auf deutlich

höhere metamorphe Bedingungen von über 700°C und 6,5 kbar schließen lassen.

Die Köli-Decke ist hauptsächlich aus unterschiedlichen Phylliten aufgebaut. Hier konnten Druck- und Temperaturbedingungen einer oberen Grünschiefer- bis unteren Amphibolitfazies von 550°C und 5 kbar nachgewiesen werden. Beide, die Seve- und Köli-Decke, zeigen ebenso wie das Mittlere Allochthon eine zweite, jüngere grünschieferfazielle Überprägung.

Die unterschiedlichen metamorphen Bedingungen erlauben so eine genaue Abgrenzung der Deckenkomplexe und zeigen den Stapelbau der allochthonen Einheiten im Fjällfjäll-Fenster.

Während der Aufstapelung der unterschiedlichen Decken bildete sich ein in Richtung Hinterland einfallender Duplex aus, wobei das Mittlere Allochthon mit den Einheiten der Seve- und Köli-Decke intensiv miteinander verschuppt wurden. Dabei wurde die überführende Decke, das Obere Allochthon, über die gesamte Aufdomung geschoben („passive roof folding“). Während der Anlage der antiformen Struktur kam es zu duplertypischen Einengungsstrukturen. So konnte im Zentrum des Arbeitsgebietes eine „pop-up structure“ konstruiert werden. Da diese unterhalb des Mittleren Allochthons angelegt ist, wird postuliert, dass die im Westen des Arbeitsgebietes auskartierte deckeninterne Duplex-Struktur des Mittleren Allochthons sich erst nach der „pop-up structure“ ausbildete. Des Weiteren wurde im nördlichen Teil des Fjällfjäll-Fensters eine Rücküberschiebung („out of sequence back thrust“) nachgewiesen, die als letzte, deckenübergreifende Einengung interpretiert wird.

Zusammenfassend zeigte sich im Gelände durch eine deutliche Verschuppung der oben genannten Decken der tektonische Stapelbau, der den Kern des nördlichen Fjällfjäll-Duplex repräsentiert. Weiterhin konnte eine inverse Abfolge von niedriggradig metamorphen Einheiten an der Basis zu höhergradig metamorphen Folgen im Top des gesamten Komplexes nachgewiesen werden, was die Entwicklung des paläozoischen Orogenen Keils verdeutlicht.

Abstract

The formation of the Scandinavian Caledonides results from the collision of Baltica and Laurentia. During this collision an orogenic wedge was formed and obducted on the Baltic Shield. Thereby the orogenic wedge resulted in the stacking of different lithological nappes, the Lower, Middle, Upper and Uppermost Allochthon. The Middle Allochthon thereby served as base and detachment plane for the nappe complexes of the Upper and Uppermost Allochthon. In the Central Caledonides at Västerbotten deeper allochthonous units are exposed in tectonic windows.

The working area of this study is situated in one of these structures – the northern Fjällfjäll Window. Here the nappes of the Middle and the Upper Allochthon are exposed in an antiformal structure, forming a duplex. The Upper Allochthon is subdivided into two subnappes, the Seve- and the Köli-Nappe. Thereby the core of the duplex consists of a stack of all three nappe units (Middle Allochthon, Seve- and Köli-Nappe).

All units show a metamorphic overprint. The Middle Allochthon mainly consists of Meta-Arkoses that are strongly mylonitized in contact to the Upper Allochthon. Mineral paragenesis of this unit show PT conditions of 460°C and 4.2 kbar that clearly refer to greenschist facies metamorphic conditions. A younger, lower grade greenschist metamorphic overprint can also be observed.

The Seve-Nappe of the Upper Allochthon consists of garnet-rich Meta-Greywacke. Mineral paragenesis refers to middle to high-grade amphibolite metamorphism with conditions of 700°C and 6 kbar. Occasionally, relicts of granulite facies conditions were identified in thin sections of samples from the Seve-Nappe. They indicate higher metamorphic conditions of more than 700°C and 6.5 kbar.

The Köli-Nappe is mainly composed of different types of phyllites. Thereby PT conditions of 550°C and 5 kbar could be proved which refer to upper greenschist and lower amphibolite facies. Both, Seve- and Köli-Nappe, show a second, younger greenschist overprint, similar as the Middle Allochthon.

The varying metamorphic conditions can be used to differentiate between the different nappe complexes and the stacking of allochthonous units can be proved in the Fjällfjäll Window. A duplex structure was formed during the stacking of the different nappes. It dips in direction of the interior. The Middle Allochthon was repeatedly thrust with the Seve- and Köli-Nappe.

Thereby the overthrust nappe, the Upper Allochthon, was moved over the whole dome structure (“passive roof folding”). During the formation of the antiformal structure duplex-typical compression structures were developed. Therefore in the center of the working area a pop-up structure was constructed. As this structure is situated below the Middle Allochthon, it can be assumed, that the nappe internal duplex structure within the Middle Allochthon was formed after the pop-up structure. It could be mapped in the west of the working area. Furthermore an out of sequence back thrust could be proved in the northern part of the Fjällfjäll Window. It can be interpreted as the last compressional event that affected all nappes.

Summarizing, field work showed a clear tectonic stacking of all nappes which represents the core of the northern Fjällfjäll duplex. Furthermore an inverse succession could be proved with low grade metamorphic units at the base and higher grade metamorphic successions on the top of the complex.

These characteristics illustrate the development of the Paleozoic orogenic wedge.

1. Einleitung

Im Sommer 2009 kartierten insgesamt vier Studenten der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg in Nord-Skandinavien (Schweden) ein ca. 35 km² großes Areal der Region Östra Vardofjället. Die geologische Geländeaufnahme fand in einem Zeitraum von sechs Wochen in den Monaten Juli und August statt. In einer zweiwöchigen weiteren Geländekampagne wurde im Juli 2010 der noch unvollständig kartierte westliche Bereich des Årromtjakke detailliert aufgenommen.

1.1 Aufgabenstellung

Die vorliegende Arbeit basiert auf einer kombinierten Diplomkartierung und Diplomarbeit mit dem Titel „Struktur und Metamorphose im Norden des Fjällfjäll-Fensters in den Skandinavischen Kaledoniden (Västerbotten, Schweden)“, die im Rahmen der Diplomprüfungsordnung des Studiengangs Geologie/Paläontologie an der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg angefertigt wurde.

Im Hinblick auf eine mögliche im Gelände existente Duplexstruktur im Untergrund sollten gezielt strukturelle Daten in Form von Foliations- und Lineationswerten erfasst werden, um diese Duplexstruktur besser zu verstehen. Orientierte Gesteinsproben jeder lithologischen Einheit und dazu orientiert angefertigte Schliffe dienten der mikroskopischen Untersuchung. Um den geologischen Aufbau des kartierten Gebietes zu veranschaulichen, sollten Profilschnitte konstruiert werden. Eine statistische Auswertung mittels FABRIC 8 soll die Lagebeziehung der verschiedenen Lithologien und eventuelle Zusammenhänge im Raum wiedergeben. Die Arbeiten im Gelände, die weitergehenden Untersuchungen und die Auswertung aller gewonnenen Daten haben das Ziel, das Gebiet geologisch aufzunehmen, umfassend darzustellen sowie seinen Bau und seine Entwicklung in der Zeit zu erfassen und zu interpretieren.

Die vorgelegte Arbeit interpretiert umfangreich den geotektonischen Rahmen des von der Erstautorin kartierten Gebietes als auch den der südlich anschließenden Gebiete auf Basis der dort erstellten Kartierungen. Die Aufgaben beinhalten zunächst die Homogenisierung und Kompilation der in den Kartierungen gesammelten Daten. Hierbei soll besonders auf die petrografische Beschreibung der im gesamten Gebiet genommenen Gesteinsproben sowie die

Interpretation der Metamorphosebedingungen und auf die Auswertung aller strukturellen Daten eingegangen werden. Damit wird es erstmalig möglich, das ca. 35 km² große Gebiet des nördlichen Fjällfjäll-Fensters in sich schlüssig, dreidimensional zurekonstruieren, die tektonischen Einheiten zweifelsfrei zuzuordnen und die Genese hinsichtlich der Entwicklungsstadien des Orogens zu differenzieren.

1.2 Forschungsgeschichte

Bereits 1888 und 1896 beschrieb TÖRNBOHM für die zentralen Kaledoniden Skandinaviens (Jämtland) mögliche Transportmechanismen von allochthonen Decken im westlichen Teil des Orogens. Schon damals nahm er Transportdistanzen von ca. 100 km an. Erst 40 Jahre später wurden diese großmaßstäblichen Transportprozesse als wesentliche strukturelle Bildungsmechanismen der Skandinavischen Kaledoniden akzeptiert und etabliert. KULLING stellte 1933 grundlegende Geländeaufnahmen ebenfalls in den Skandinavischen Kaledoniden an. Seine Interpretationen, für die er ebenfalls deckentektonische Aspekte für die Orogenese heranzog, publizierte er 1942 und 1964.

Weitere detaillierte Arbeiten erstellte ZACHRISSON (1969) im nördlichen Jämtland und südlichen Västerbotten. Er veröffentlichte 1973 eine Arbeit zum Seve-Köli-Deckenkomplex. Wesentliche Erkenntnisse über den Gleithorizont zwischen den überschiebenden Deckeneinheiten und dem Basement, den black shales, beschrieben GEE et al. (1974), GEE (1975) und GEE et al. (1978) genauer.

1985 waren ROBERTS und GEE maßgeblich an der Einteilung der geologischen Deckenkomplexe beteiligt und erstellten somit die bis heute geltende Klassifikation der Skandinavischen Kaledoniden. Greiling berichtete 1982 über die autochthone und „parautochthone“ Stellung des kristallinen Basements im Børgfjäll-Fenster. Diese werden heute zum Unteren Allochthon gezählt und enthalten lithologische Inhomogenitäten, welche nach GREILING et al. (1993) als Ursachen der Duplexbildung herangezogen werden. Seit den 90iger Jahren fertigte der Sveriges Geologiska Undersökning (SGU) intensive Geländestudien an, um Zusammenhänge noch besser verständlich zu machen und eine Neuauflage der Geologischen Kartenblätter anzufertigen. Durch zahlreiche Publikationen, wie z.B. durch ROBERTS (2003)

und GEE (2005), standen aktuelle Sichtweisen zur Entwicklung der Skandinavischen Kaledoniden zur Verfügung. Dabei wichen veraltete Geosynklinaltheorien zugunsten moderner Ansichten von Gebirgsbildungsprozessen. Für das hier vorliegende Thema wurden besonders die Arbeiten der strukturellen Abläufe und metamorphen Bedingungen des südlichen und zentralen Fjällfjäll-Fensters durch DEGEN (1997) herangezogen.

2. Geographischer Überblick und Beschreibung des Arbeitsgebietes

Das Arbeitsgebiet liegt in Nord-Skandinavien (Schweden) im Westen der Kommune Västerbottens Län und ist der Gemeinde Vilhelmina zuzuordnen. Genauer befindet sich das ca. 35 km² große Areal 13 km südlich einer kleinen Siedlung namens Gränssjö und etwa 15 km östlich der norwegischen Grenze. Das untersuchte Gebiet konzentriert sich auf den nördlichen Teil des Fjällfjäll-Fensters (nördlich des Sees Gottern) und ist zwischen 14°51'00" und 14°58'00" östlicher Länge sowie 72°53'45" und 72°48'20" nördlicher Breite aufgespannt (Abb. 1). Im Rahmen der Kartierung wurde der in Abb. 1

A dargestellte nördliche Teil kartiert, der südliche Teil (kartiert durch KATHARINA DIETZ-LAURSONN und STEFFEN RÖTTGER) wurde im Zuge der Diplomarbeit an das Kartiergebiet angeschlossen. Hierzu ist erklärend zu vermerken, dass östlich des Gebietes von KATHARINA DIETZ-LAURSONN ein ca. 1 km² großer Bereich aus meiner Kartierung im Norden, der Kartierung von STEFFEN RÖTTGER im Süden in Kombination mit der Geologischen Karte von STEPHENS (2001) korrelierend erstellt wurde. Diese Korrelation wurde zusätzlich mit einem Geländeprofil aus der Geländekampagne 2010 kontrolliert und abgeglichen. In den folgenden Kapiteln dieser kombinierten Arbeit beziehen sich alle Ergebnisse auf das Gesamtareal. In Abb. 1 A sind neben der Verteilung der Kartiergebiete auch einige geographische Bezeichnungen und Namen dargestellt. Sie sollen bei späteren Beschreibungen unterschiedlicher Positionen im Arbeitsgebiet helfen, den Gesamtzusammenhang besser verfolgen zu können.

Den tiefsten im Gebiet anzutreffenden Punkt bildet mit 579 müNN die Wasseroberfläche des Sees Gottern, der gleichzeitig die geographische Südgrenze des Arbeitsgebietes bildet (Abb. 1 A). Die höchste Erhebung mit 1021 müNN ist der Berg Årromtjakke. Im Norden des Årromtjakke

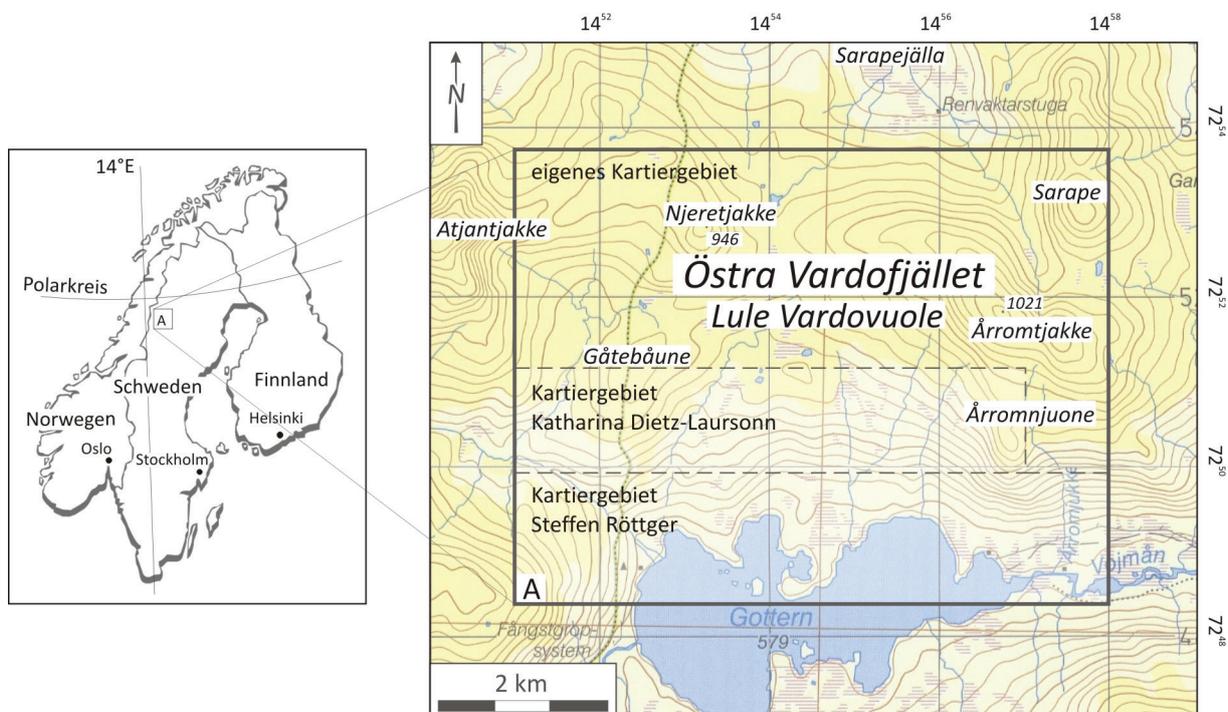


Abb. 1 Lagebeschreibung des Arbeitsgebietes. Der Teilausschnitt A zeigt das ca. 35 km² große Arbeitsgebiet. Weiterhin ist die Aufteilung der Kartiergebiete verdeutlicht. Topographische Grundlage: Blå kartan, Maßstab 1:100 000 (Kartenblätter: 23F Fatmomakke, 24F Tärna)

bildet der Sarape die Nordostgrenze des Arbeitsgebietes. Die Nordwestgrenze ist durch die Ostseite des Atjantjake gekennzeichnet. Generell ist die Gesamtregion unter der Bezeichnung Östra Vardofjället bekannt.

3. Geologischer Rahmen

3.1 Die skandinavischen Kaledoniden

Im Proterozoikum gehörte der Westrand Skandinaviens zu Teilen des Superkontinents Rodinia. Dieser Kontinent zerbrach im ausgehenden Proterozoikum (SVENNINGSSEN 2001). Aktives kontinentales Rifting und ein fortschreitendes „sea-floor-spreading“ bildeten den bis zu 10.000 km breiten Iapetus-Ozean (SVENNINGSSEN 2001; REHNSTRÖM et al. 2002). Dieser Ozean trennte die beiden Lithosphärenplatten Baltika und Laurentia (GEE 2005). Zu Beginn des Paläozoikums endete diese extensive Phase und eine über einen Zeitraum von über 80 Ma konvergierende Bewegung setzte ein (GEE 2005). Dabei entstand eine nach Westen gerichtete Subduktion am Nordwestrand des Iapetus. Nach ROBERTS (2003) können für die Schließung des Ozeans bzw. der Kaledonischen Orogenese vier Hauptphasen beschrieben werden. Die Finnmarkische Phase beschreibt dabei ein noch frühes Stadium der Schließung im ausgehenden Kambrium im Norden Norwegens. Die Trondheim Phase im frühen Ordovizium ist durch eine nach Nordwest-gerichtete Subduktion gekennzeichnet. Die fortschreitende Schließung des Iapetus-Ozeans im mittleren bis späten Ordovizium, die Takonische Phase, brachte kontinentalwärts einfallende Subduktionszonen auf beiden Seiten des Ozeans sowie die Entstehung von Inselbögen entlang des Baltischen Kontinents. Diese Subduktionsszenarien hielten bis in das mittlere Silur an. Die finale Hauptkollisionsphase bildet die von ROBERTS (2003) beschriebene vierte Phase, die Skandische Orogenese. Sie dauerte vom mittleren Silur bis zum Devon, wobei allochthone Deckenkomplexe in Richtung Ost-südost auf den Baltoskandischen Schild überschoben wurden. Entlang der Ostseite des Orogens (Abb. 2) treten die untersten Skandischen Einheiten mit dem Autochthon und Parautochthon zu Tage. Dabei stellt die sedimentäre Überdeckung (braun) nach GEE (2005) Reste von dünnen, durchschnittlich nur einige zehner Meter mächtigen, kambrischen Sandsteinen und Schiefen (Alaunschiefer) dar.

Weiter können diese lokal vendische Tillite und in einigen zentralen und südlichen Regionen sogar ordovizische und silurische Tonsteine enthalten. Diese hauptsächlich paläozoischen Sedimente wurden auf einer tief erodierten Oberfläche („Peneplain“) des Fennoskandischen Schildes abgelagert (FOSSEN 2000).

Das präkambrische Basement (Abb. 2, graue Signatur) ist aus kristallinen Gesteinen mit spätmesoproterozoischen Altern (ca. 1000 Ma) im Süden und paläoproterozoischen bis archaischen Altern im Norden aufgebaut (GEE 2005). Die noch heute geltende Klassifikation der Skandinavischen Kaledoniden, hinsichtlich der geologischen Einteilung der Deckenkomplexe, wurde schon 1985 maßgeblich von ROBERTS und GEE erstellt.

Die folgenden Beschreibungen der vier Allochthonen Einheiten beziehen sich hierbei auf die Angaben von GEE (2003) und ROBERTS (2005). Die Deckenkomplexe werden in das Untere, Mittlere, Obere und Oberste Allochthon gegliedert.

Das Untere und Mittlere Allochthon enthalten Sedimentabfolgen des Baltoskandischen Kontinentalrandes, wobei Linsen des unterlagernden kristallinen Basement, grobkristalline Granite, eingeschuppt sind. Das Untere Allochthon setzt sich aus grobklastischen bis pelitischen präkambrischen auf eine Strandfazies hindeutenden Sandsteinen zusammen. Das Mittlere Allochthon ist aus Turbiditen spät-präkambrischen bis silurischen Alters aufgebaut. Darin sind spät-kambrische bis früh-ordovizische mafische Gänge, die sog. „mafic dyke swarms“ enthalten (ANDRÉASSON 1994). Sie stammen aus einer frühen bruchtektonischen Phase des Baltoskandischen Kontinentalrandes. Ebenso ist das Top des Mittleren Allochthons stark mylonitisiert, da diese Einheit als Gleithorizont für die darüber liegenden, mächtigen Deckenkomplexe diente (DEGEN 1997).

Das Obere Allochthon zeigt nach GEE (2003) und ROBERTS (2005) eine höhere Diversität der Gesteinsvielfalt und ist dadurch in zwei weitere Einheiten zu unterteilen. Die Basis bilden dabei die Gesteine des Seve-Deckenkomplexes, welche eine ähnliche Zusammensetzung wie das darunter liegende Mittlere Allochthon, aber eine deutlich höhere metamorphe Überprägung aufweisen.

Das Top des Oberen Allochthons bildet der Köli-Deckenkomplex. Anders als die Seve-Decke zeichnet sich dieser durch eine schwächere metamorphe Überprägung aus. Die Köli-Decke

besteht aus Magmatiten und Sedimenten, die auch Ophiolithe und Inselbogenmaterial enthalten können, Materialien, die einem ozeanischen Milieu angehörten.

Das Oberste Allochthon stellt eine noch komplexere Einheit aus Lithologien beider Kontinentalränder dar. Außerdem weisen sie Ophiolithkomplexe auf, die granitische Batholithe enthalten. Generell wird dieser oberste Deckenkomplex jedoch als obduzierter Rand Laurentias angesehen (GEE 2005). Die strukturelle Überprägung der verschiedenen allochthonen Einheiten durch das Orogen von Ost nach West zeigt eine deutliche Zunahme des Deformations-

und Metamorphosegrads. Während der letzten Phase der Gebirgsbildung kam es zur Ausbildung orogen paralleler Syn- und Antiklinalstrukturen (GEE 2005).

3.2 Spezieller Blick auf das Arbeitsgebiet in den zentralen Kaledoniden

Die allochthonen Einheiten der Skandinavischen Kaledoniden verlaufen in Richtung Nordnordost-Südsüdwest mehr oder weniger durchgehend gebirgsparallel (Abb. 2) und sind durch einen nach Osten gerichteten Deckenbau charakterisiert. In den zentralen Kaledoniden lässt sich der Deckenstapel in drei tektonischen Fenstern gut

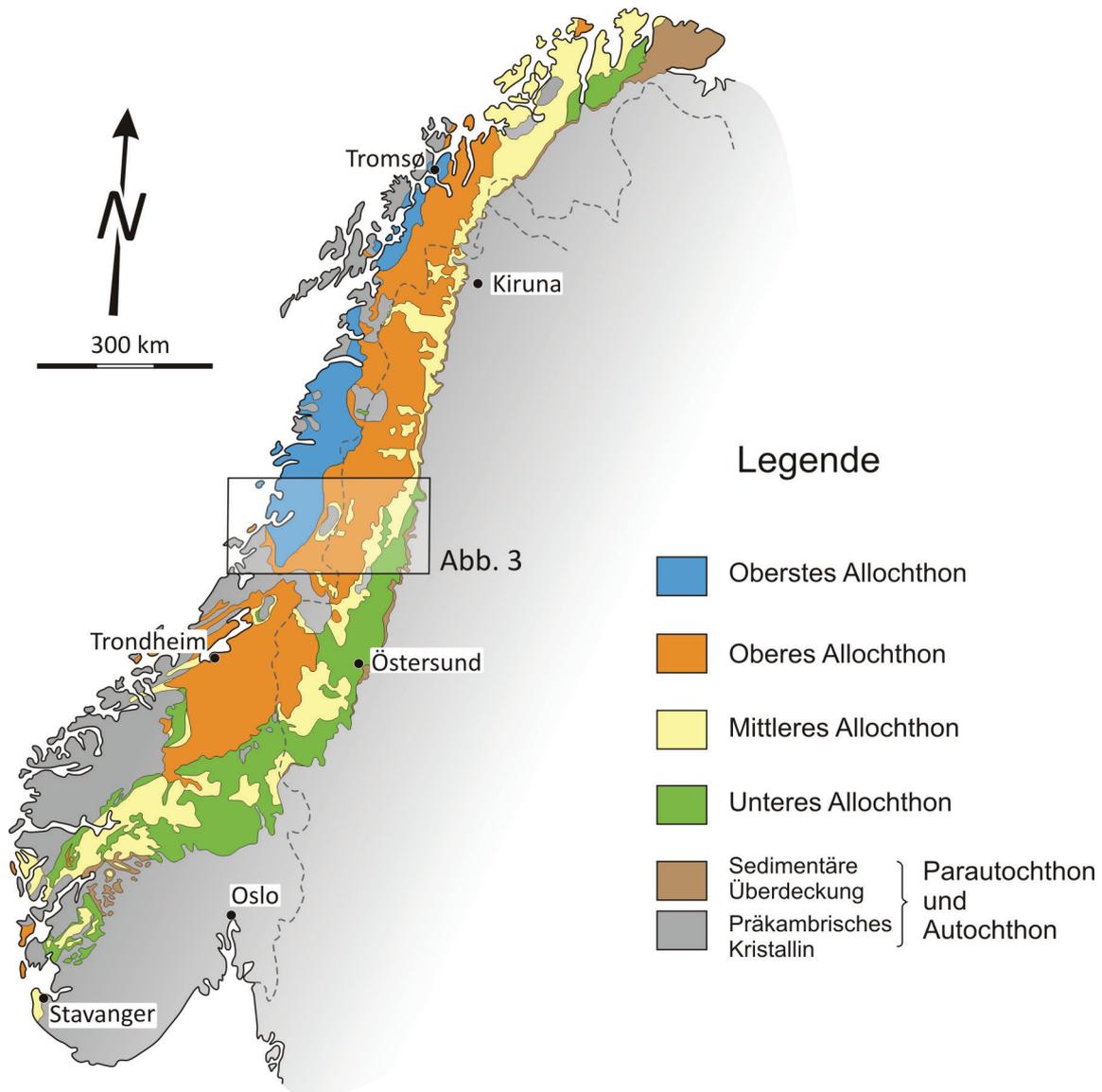


Abb. 2 Vereinfachte tektonostratigraphische Unterteilung der Skandinavischen Kaledoniden. Die vier großtektonischen Einheiten des Orogens sind in den Farben grün, gelb, orange und blau dargestellt. In der Karte ist ein Lageverweis auf Abbildung 3 vermerkt (Karten sind modifiziert nach ROBERTS 2003).

studieren (Abb. 3).

Das Hetenjaure-Fenster (3 in Abb. 3) besteht aus den Einheiten des Mittleren Allochthons (gelb) und bildet den Kern einer Antiform (DEGEN 1991). Umgeben ist dieser Kern von den Gesteinen des Oberen Allochthons, dem Seve-Deckenkomplexes (rot). Das Mittlere Allochthon besteht vornehmlich aus psammitischen Gesteinen, wobei im Top dieser Einheit kristalline Späne sowie mylonitisierte Bereiche vorzufinden sind. Auf Grund des Deformationsablaufes kam es zu einer internen Duplexstruktur im Mittleren Allochthon sowie zu einer „passive roof folding“ als Folge einer Aufstapelung des darunter liegenden Unteren Allochthons (DEGEN 1991). Weiter kam es während einer letzten Einengungsphase zur Ausbildung einer Nordnordwest-gerichteten „out of sequence back thrust“.

Den größten Anteil des Børgfjell-Fensters (2 in Abb. 3) machen die Gesteine des kristallinen Basements (grau) aus. Tektonisch wird dieser kristalline Kern als ein abgescherter, zum ehemals

autochthonen Baltischen Schild gehörender Span interpretiert (GAYER & GREILING 1989). Dieser Span bildete eine Rampe für die darüber gleitenden Allochthonen Einheiten (GREILING 1974). Im Nordosten und Südosten des Børgfjell-Fensters streicht das dargestellte Mittlere Allochthon aus (gelb) (Abb. 3). In einem kleinen Bereich im Südwesten grenzt Material des Seve-Deckenkomplexes (rot) an den kristallinen Kern (grau). Das gesamte Fenster ist von den Einheiten des Köli-Deckenkomplexes umgeben (orange), der als „passive roof“ das Børgfjell-Fensters überfuhr.

Ein weiteres Fenster dieser Region stellt das Nord-Süd-streichende Fjällfjäll-Fenster (1 in Abb. 3) dar, wobei der südliche und der zentrale östliche Bereich dieser antiformen Struktur in DEGEN (1997) detailliert beschrieben ist.

Der Süden des Fensters ist ausschließlich durch Mittleres Allochthon (gelb) aufgebaut. Schematische Rekonstruktionen des Mittleren Allochthons zeigen, ähnlich wie im Hetenjaure-

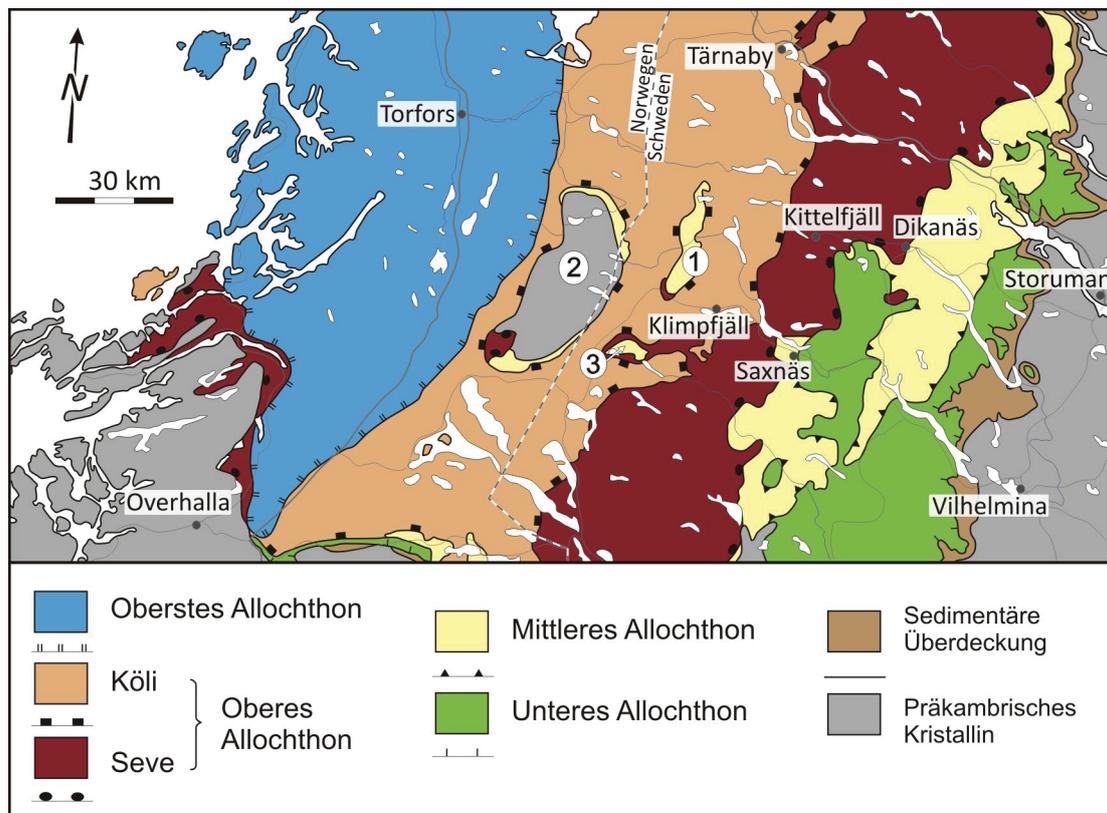


Abb. 3 Kartenausschnitt der zentralen Kaledoniden Skandinaviens (genaue Lage in Abb. 2), mit Blick auf die nähere Umgebung des Arbeitsgebietes. Die einzelnen Deckenkomplexe sind durch Überschiebungsbahnen getrennt, welche durch die Signatur an der Basis der jeweiligen Einheit gekennzeichnet ist. 1 = Fjällfjäll-Fenster; 2 = Børgfjell-Fenster; 3 = Hetenjaure-Fenster (modifiziert nach ZACHRISSON 1986).

Fenster, eine Duplexstruktur, die ebenfalls durch eine rückläufige Überschiebung, einer „out of sequence back thrust“ charakterisiert ist (DEGEN 1997).

Der östliche Bereich im Zentrum des Fensters zeigt laut DEGEN (1997) einen komplizierteren Bau. Dieser ist durch den omegaförmigen Ausbiss des Mittleren Allochthons (gelb) repräsentiert. Im Kern dieser Struktur sind die Gesteine des Köli-Deckenkomplexes (orange) aufgeschlossen und lassen auf Grund der tiefen Erosion des Ransaräns, ein Fluss der in Südost-Richtung die omegaförmige Struktur entwässert, einen Einblick in das in diesem Bereich darunter liegende Obere Allochthon zu. Dieser Aufbau zeigt laut DEGEN (1997), dass das Mittlere Allochthon an einer „out of sequence thrust“ auf das Obere Allochthon überschoben wurde. Ganz im Osten des Fensters endet das Mittlere Allochthon steil nach Osten einfallend „stumpf“ im Oberen Allochthon.

Der Bau im Norden des Fensters, nördlich des See Gottern, stellt einen Bereich dar, der zum einen eine mehrfache „Zerlappung“ des Mittleren Allochthons aufweist, zum anderen einen ähnlichen tektonischen Aufbau im Untergrund wie in den oben erwähnten tektonischen Fenstern vermuten lässt.

Dieser Bereich bildet das Thema der hier vorliegenden Arbeit. Die von DEGEN (1997) angedeutete „Zerlappung“ des Mittleren Allochthons konnte in der aktuellen Studie bestätigt werden. So ist an dem Wechsel der allochthonen Einheiten eine intensive Verschuppung des Mittleren (gelb) und Oberen (orange, rot) Allochthons in diesem Bereich des Fensters zu erkennen.

Dies lässt einen komplexen Stapelbau der verschiedenen Deckeneinheiten im Untergrund vermuten. Für die antiforme Struktur des bearbeiteten Areals, kann ähnlich wie in den bearbeiteten Gebieten von DEGEN (1997), ein kristalliner Span im Untergrund angenommen werden. Für alle hier aufgeführten Fenster (Hetinjaure-, Borgefjell- und Fjällfjäll-Fenster) gilt, dass sie vom Oberen Allochthon als „passive roof“ überfahren wurden.

Die Öffnung des Atlantiks seit dem ausgehenden Jura und die damit einhergehende Hebung der Westseite des Baltischen Schildes sowie die glaziale Überprägung im Neogen und Pleistozän, alles verknüpft mit einer intensiven Erosion, bedingt die Freilegung des Fjällfjäll-

Duplexes nördlich des See Gottern. Nur so war es auf Grund der guten Aufschlussverhältnisse möglich, die Aufnahme und Analyse der tiefer gelegenen allochthonen Einheiten, die inverse metamorphe Abfolge und die Rekonstruktion der Deformationsabläufe im orogenen Keil genau zu analysieren.

4. Lithologie

Zur Orientierung aller im Text erwähnten Punkte ist im Anlage II eine Lokations- und Probenkarte integriert, die alle Lokationen sowie Probenpunkte enthält.

Die Einheiten des Fjällfjäll-Fensters setzen sich aus zwei Deckenkomplexen, dem Mittleren (Kap. 4.1) und dem Oberen Allochthon (Kap. 4.2) zusammen.

Das Mittlere Allochthon stellt den tektonostratigraphisch untersten Deckenkomplex des Untersuchungsgebietes dar. Im Gelände ist diese Decke durch die Einheit der Meta-Arkose repräsentiert, die ZACHRISSON 1969 als Fjällfjäll-Arkose bezeichnete (Anlage I Geol. Karte). Ein weiteres Meta-Arkose-Vorkommen ist im Kern des Gebietes ringförmig verlaufend aufgeschlossen. Diese Dopplung unterschiedlicher Stockwerke wurde als mehrfache „Zerlappung“ des Mittleren Allochthons beschrieben (DEGEN 1997).

Die Basis der überlagernden allochthonen Abfolge, die Seve-Decke (Kap. 5.2.1), bestehend aus granatführenden Meta-Grauwacken, war nur im Zentrum des Gebietes anzutreffen.

Das Top des Oberen Allochthons bilden die Gesteinseinheiten der Köli-Decke (Kap. 5.2.2). Sie nimmt ca. 85 % der Fläche des Arbeitsgebietes ein und umschließt zum einen das gesamte Fenster und tritt zusätzlich im Kernbereich der antiformen Struktur auf, wobei sie komplex mit denen des Mittleren Allochthons und der Seve-Decke verschuppt ist. Sie besteht in erster Linie aus stark serizitführendem Quarzphyllit, der graphitführende und karbonatführende Einschaltungen enthält. Nördlich davon war eine Meta-Diorit/Chloritphyllit-Wechselfolge anzutreffen.

Im Liegenden der Köli-Decke, im direkten Kontakt zur Meta-Arkose des Mittleren Allochthon konnte im Norden und Osten des Arbeitsgebietes ein ca. 200 m mächtiges Meta-Gabbro-Vorkommen auskartiert werden. Im Westen des Gebietes erstreckt sich ein nach Nordost-ziehendes

Serpentinit-Konglomerat, das auch in kleineren, in den Quarzphyllit eingescherten Linsen ausgehalten werden konnte.

Alle lithologischen Grenzen repräsentieren enger foliierte bis mylonitisierte Scherkontakte. Lediglich die graphitführenden und karbonatführenden Vorkommen des Quarzphyllits werden als sedimentäre Einschaltungen angesehen.

4.1 Mittleres Allochthon

Das Mittlere Allochthon, generell als Meta-Arkose ausgebildet, erstreckt sich im Arbeitsgebiet hufeisenförmig in einem äußeren Bogen und in einem ringförmigen Vorkommen im Kern der „Aufdomung“ (Anlage I). Dieser Deckenkomplex zeigt weitestgehend eine einheitliche Mächtigkeit von ca. 150 m, wobei im Westen und Norden des äußeren Vorkommens eine Mächtigkeitsverdopplung zu beobachten war (Kap. 5.1.1).

4.1.1 Meta-Arkose

Beide Vorkommen des Mittleren Allochthons, bestehend aus Meta-Arkosen, sind wegen der Härte des Materials meist als Geländekante ausgebildet.

Generell zeigt die Meta-Arkose einen 1-5 cm mächtigen Lagenbau (Abb. 4 A). In der Lagigkeit liegende Quarzmobilisate sind deutlich boudiniert und intern z. T. isoklinal verfaltet, wobei glimmerreichere Lagen gut krenuliert sind. Sedimentstrukturen wie Gradierung waren in weniger deformierten Lagen undeutlich erhalten.

Im äußeren Bogen konnten mafische Gänge

nachgewiesen werden, die die gleiche Deformationsgeschichte wie das umgebende Material zeigten (Abb. 4 B).

Das Gestein besteht aus mehr als 50 % Quarz, ca. 40 % Feldspat und weniger als 10 % Phyllosilikat und wird als Meta-Arkose bezeichnet. Die einzelnen Klasten sind im äußeren Bogen homogen und nie größer als einen halben Millimeter. Im inneren Ring hat das Material die gleiche Zusammensetzung, zeigt aber z.T. bis zu 2 mm große Feldspatklasten.

Dünnschliffe der Proben des äußeren Meta-Arkose Vorkommens: 39, 42, 45, 51, 112

Unter dem Mikroskop (U.d.M.) besteht das Material aus $\leq 0,2$ mm großen, pflasterartig rekristallisierten Quarzkörnern (60 %) und aus 0,5 bis < 1 mm großen Feldspatklasten (30 %), Kalifeldspat und Mikroklin, und aus parallel angeordneten Muskovit-Schüppchen ($< 0,1$ mm große Serizite). Gelegentlich konnte neben neu gesprossstem Chlorit auch eine Erzphase, Pyrit, erkannt werden. An die Serizit- und Chloritminerale waren akzessorisch perlschnurartig angeordnete Epidote gebunden.

Auffällig waren rigidere reagierende Feldspatklasten, die entweder leicht gerundet, zerbrochen oder gelegentlich zu einer angehenden Augenform mit Druckschatten rekristallisiert sind (Abb. 6 A).

Die Phyllosilikate wie Muskovit oder Chlorit zeichnen eine penetrative Foliation (slaty cleavage) nach. Die phyllosilikatreichen Lagen der Meta-Arkose zeigen darüberhinaus eine zweite Deformationsphase (Abb. 5) mit einer Krenulationsfältelung („crenulation cleavage“) (Kap. 6.1). Vereinzelt konnten auch stark



Abb. 4 Geländeaufnahmen der Meta-Arkose. A typisches Erscheinungsbild im Gelände der Lokalität 345 SR; B mafische Gänge der Lokalität 324 KD (Foto: KATHARINA DIETZ-LAURSONN).

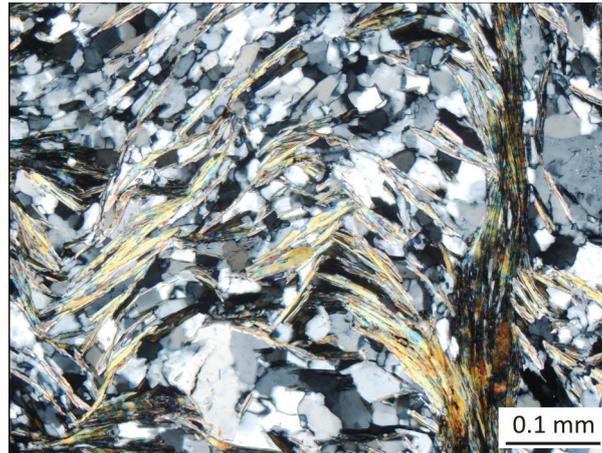


Abb. 5 Deutlich ist die Überfaltung eines älteren Segregationsgefüges (Ost-West) erkennbar. Dies führte zur Ausbildung einer „crenulation cleavage“ und somit zur Anlage einer jüngeren, Nordsüdgerichteten Foliationsrichtung. (Schliff 39, +Nic.)

serizitierte Plagioklase erkannt werden (Kap. 5). Deckenintern zeigt die Meta-Arkose eine deutliche Foliation, wobei das Gestein im Kontakt zur überfahrenden Einheit, dem Meta-Gabbro des Oberen Allochthons, bis hin zur vollständigen Mylonitisierung tektonisch überprägt ist (Abb. 6).

Dünnschliffe der Proben des inneren Meta-Arkose Vorkommens: 71, 73, 83, 88, 89, 92

U. d. M. zeigt das innere Vorkommen der Meta-Arkose eine ähnliche Zusammensetzung wie der äußere Bereich. Es konnten nun bis zu 5 mm große Feldspatklasten beobachtet werden, die im Druckschatten eine stärkere Rekristallisierung zeigen (Abb. 7) (Kap.5.1).

Ein weiterer Unterschied wird durch das Vorhandensein kleiner Biotit-Schüppchen deutlich. Diese zeichnen ebenso wie die

Muskovitlagen die Hauptfoliation nach und zeigen randlich einen Umwandlungssaum in charakteristisch grün verfärbten Chlorit (Abb. 8 B).

4.2 Oberes Allochthon

Das Obere Allochthon kann in zwei große Deckenkomplexe unterteilt werden, die Seve- und die Köli-Decke. Die Seve-Decke (Kap. 4.2.1) bildet dabei die basale Einheit und wird von der Köli-Decke (Kap. 4.2.2) überlagert. Im Arbeitsgebiet erschließt sich das Obere Allochthon in drei voneinander getrennten Stockwerken, zwischen denen jeweils das Mittlere Allochthon (Kap. 4.1) eingeschert ist. Besonders im Zentrum der antiformen Struktur wird deutlich, dass beide Decken (Seve, Köli) zusammen mit der darunter

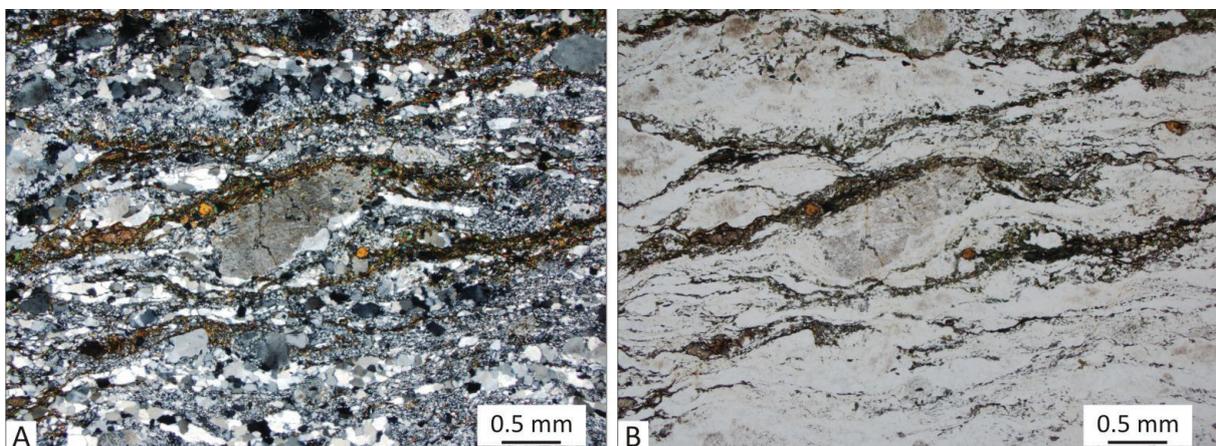


Abb. 6 Das Material zeigt im Kontakt zur überfahrenden Einheit, dem Oberen Allochthon, eine deutliche Mylonitisierung. Eine Reduzierung der einzelnen Körner ist gut sichtbar und das feinklastische Material aus Feldspat, Quarz und Epidot umfließt die Porphyroklasten. (Schliff 45; A (+Nic.), B (//Nic.))

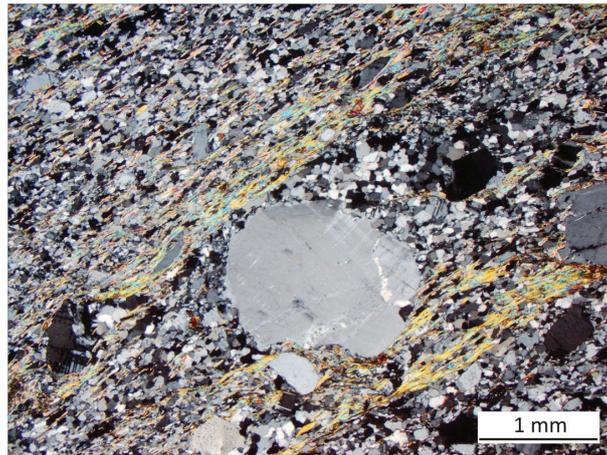


Abb. 7 Feldspat-Individuum, das sich in seiner Größe deutlich von der Matrix abhebt. Des Weiteren ist im Vergleich mit Abb. 5 ein höherer Phyllosilikatanteil zu beobachten. (Schliff 88 +Nic.)

liegenden Einheit, dem Mittleren Allochthon, intensiv verschuppt sind.

4.2.1 Seve-Decke

Die Seve-Decke konnte an mehreren Stellen beobachtet werden, wobei es sich hauptsächlich um granatführende Meta-Grauwacken (Kap. 5.2.1.1) handelte.

4.2.1.1 Meta-Grauwacke (granatführend)

Die Meta-Grauwacke ist in drei voneinander getrennten Bereichen aufgeschlossen. Zwei dieser Vorkommen treten Nord-Süd-verlaufend im Westen des Arbeitsgebietes auf. Ein weiteres, wesentlich kleineres Vorkommen ist im Kernbereich anzutreffen.

Das Material besteht aus Quarz (50 %), Feldspat (ca. 25 %) und Phyllosilikatlagen (≤ 20 %), die bis zu 1,5 cm große Glimmerfische, Muskovit

und Biotit, enthielten. Vereinzelt konnten bis zu 1 mm große, schwarze Hornblenden identifiziert werden. Ein charakteristisches Merkmal dieser Einheit sind die bis zu 2 cm großen, idiomorph ausgebildeten rötlichen Granate (Grossular) (bis zu 15 %) (Abb. 9).

Die beschriebene Zusammensetzung und der hohe Quarzanteil sprechen für einen sedimentären Ursprung. Auf Grund der Überprägung des Gesteinsverbandes wird das Material als Meta-Grauwacke bezeichnet.

Im Gegensatz zur Meta-Arkose des Mittleren Allochthon konnte bis auf vereinzelte, abgerissene, streng in der Foliation liegende Isoklinalfalten keine Faltung beobachtet werden.

Der Kontaktbereich zu den umgebenden Gesteinen ist stark mylonitisiert und im Gelände durch einen deutlichen Lagenbau gekennzeichnet,

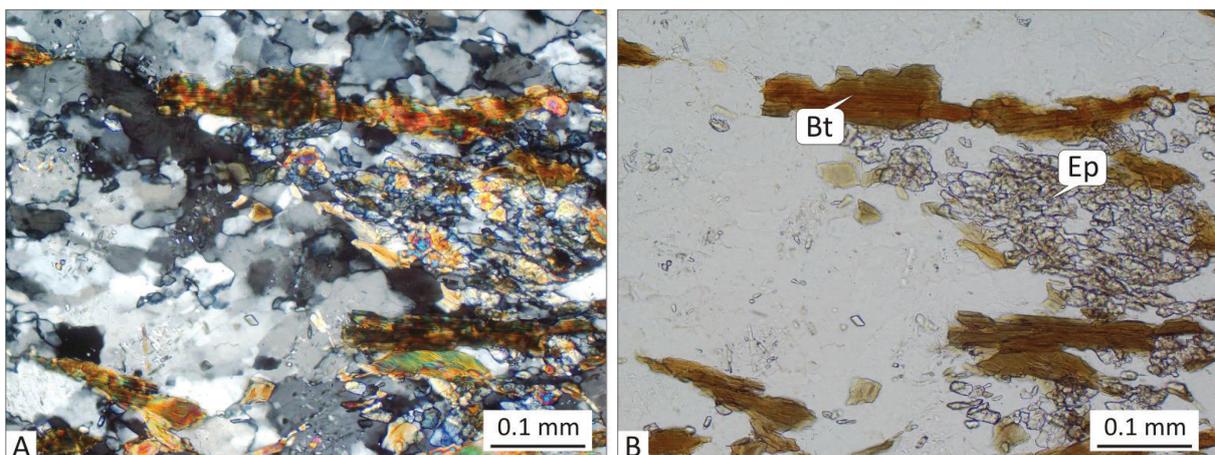


Abb. 8 A (+Nic.) und B (//Nic.) zeigen eine durch Biotit-Schüppchen (Bt) gut sichtbare Foliation. Kleine Nester von 10 bis 20 μm großen feinverteilten Epidoten (Ep) sind ebenfalls vorhanden. (Schliff 73)



Abb. 9 Granatführende Meta-Grauwacke; Geländeaufnahme der Lokalität 487 SR (Foto: STEFFEN RÖTTGER).

der durch metamorphe Segregation hervorgerufen wurde (Abb. 10).

Diese Segregation zeichnet sich durch einen Wechsel von gröberen, dunkelgrünen bis anthrazitfarbenen Bereichen und hellgrauen feinkristallinen Partien aus. Die hellen Lagen, dann weißlich, können auch durch Quarzmobilisate repräsentiert sein.

Dünnschliffe der Proben der Meta-Grauwacke: 68, 69, 70, 75, 82, 84, 85, 86, 91, 104, 105, 106, 107, 108, 109, 111, 117

U.d.M. zeigt das Material eine einheitliche Zusammensetzung aus 40 % pflasterartig rekristallisierten Quarz- und 30 % Feldspatklasten

(Abb. 12) sowie bis zu 10 % Karbonat.

Die bis zu 5 mm großen Glimmerfische aus Muskovit und Biotit, vereinzelte Pyroxen-Individuen sowie die metamorphen Neubildungen Granat, Hornblende, Epidot und kleinere Biotit-Individuen machen ca. 20 % der Gesamtzusammensetzung aus. Akzessorisch ist ein Anteil von ca. 2 % einer Erzphase, Limonit nach Pyrit, zu beobachten. Ebenso waren bis zu 0,5 mm große Biotite und bis zu 2 cm große Granate vorhanden.

Einige dieser Granate sind teilweise retrograd völlig aufgearbeitet, zerschert und zeigen im Randbereich eine Umwandlung in Biotit und

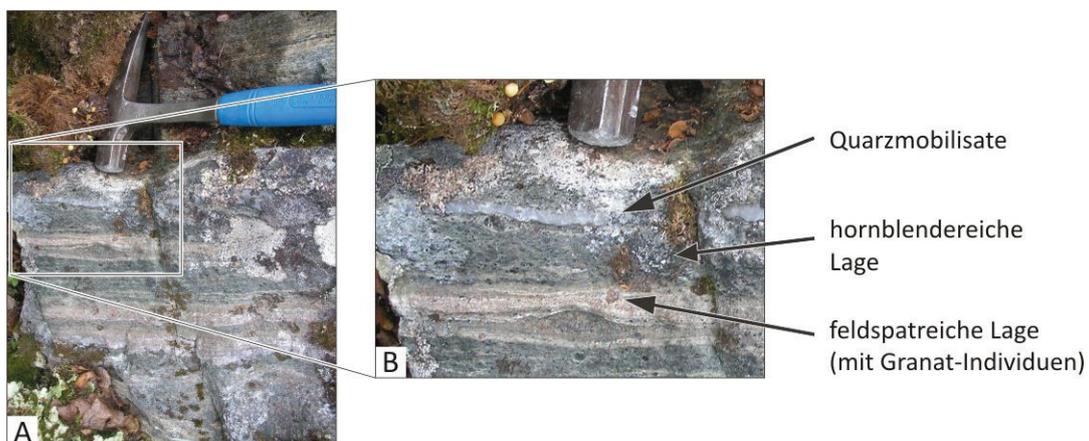


Abb. 10 A Stark überprägter Randbereich der Meta-Grauwacke. Deutlich ist der Wechsel der feldspatreichen mit den dunkelgrünen hornblendereichen Lagen zu erkennen; Lokalität 276 SR (Foto: STEFFEN RÖTTGER). B zeigt einen vergrößerten Teilausschnitt aus A.

Kalzit und in eine opake Phase (Abb. 11). Der Granat reagierte somit völlig anders auf die Deformation als die feinkristalline Matrix, die um die rigid reagierenden Individuen „herumfloss“ (Abb. 11). Andere Granate zeigen oft Risse, die mit neugesprossenen feinen Biotiten verfüllt sind (Abb. 12). Die auf Rissen und am Rand von Granaten neugebildeten Kalzite, sprechen für einen Ca-reichen Granat, für Grossular (Abb. 13). Teilweise sind in den Druckschatten der Granate auch nach Biotit retrograd neugebildete Chlorite zu beobachten (Abb. 14 A).

In einigen Dünnschliffen der Meta-Grauwacke konnten verfilzte Sillimanitkristalle erkannt werden (Abb. 14 B). Des Weiteren waren in manchen Dünnschliffen auch bis zu einem Millimeter große Sillimanitkristalle ausgebildet (Abb. 15). Des Weiteren sind perlchnurartig in der Foliation liegende Epidote zu sehen, die eine Größe von bis zu 0,5 mm erreichen können.

Vereinzelt sind poikilitisch gewachsene Hornblenden zu beobachten, die retrograd aus granulitfazial gewachsenen Pyroxen entstanden sind, wobei sie andere Minerale wie Quarz, Biotit und Feldspat überwachsen konnten. Hierbei ist die poikilitisch ausgebildete Struktur erhalten geblieben (Abb. 16).

4.2.2 Köli-Decke

Der Köli-Deckenkomplex ist bei weitem die mächtigste allochthone Einheit. Neben der weiträumigen Verbreitung weist diese Decke lithologisch die größte Vielfalt im Untersuchungsgebiet auf. Dabei gliedert sich die Einheit in vier unterschiedliche Gesteinskomplexe: Meta-Gabbro (Kap. 4.2.2.1), Quarzphyllit (Kap. 4.2.2.2), Meta-Diorit/Chloritphyllit (Kap. 4.2.2.3) und Serpentin-Konglomerat (Kap. 4.2.2.4).

4.2.2.1 Meta-Gabbro

An der Basis der Köli-Decke besitzt der Meta-Gabbro seine mächtigsten Vorkommen im direkten Kontakt zum Mittleren Allochthon. Dabei befindet sich im Osten ein Nord-Süd-verlaufendes 3,5 km langes Vorkommen. Eine weitere 1 km lange, Ost-West-streichende Linse ist im Zentrum zu finden. Nördlich dieser Linse befinden sich zwei kleinere, vermutlich eingescherte 200 m lange Vorkommen innerhalb der Köli-Decke. Im Kernbereich der antiformen Struktur steht eine weitere 2 km lange Nord-Süd-verlaufende Linse des Meta-Gabbros an. Auf Grund der hohen Verwitterungsbeständigkeit steht das Material

morphologisch hervor und bildet im Gegensatz zu den Phylliten der Köli-Decke klar erkennbare Hügel (Abb. 17).

Makroskopisch ist der Meta-Gabbro im Randbereich engständig foliiert und deutlich mylonitisiert. So konnten bis durchschnittlich 1 cm breite Feldspat-Aggregate, die z.T. endlos gestreckt zu sein scheinen, beobachtet werden. In den Kernbereichen der Vorkommen waren die Feldspäte weniger zerschert und z.T. hypidiomorph ausgebildet (Abb. 18). Die mafischen Lagen zeigen deutlich grüne bis zu 8 mm große Hornblenden und nehmen ungefähr 70 % des Gesteins ein. Das deutlich kristalline, z.T. granoblastische Gefüge sowie der hohe Hornblende-Anteil lässt einen Gabbro als Ausgangsmaterial vermuten.

Dünnschliffe der Proben des Meta-Gabbros: 17, 18, 32, 33, 34, 40, 43, 44, 46, 65, 66, 67, 74, 79, 80, 87, 90, 93, 94, 95, 110, 113

U.d.M. besteht das Material zu 65 % aus Hornblende (Augit), 10 % Orthopyroxen, 10 % Feldspat, 5 % Aktinolith und 5 % Epidot. In deutlich geringeren Mengen tritt weiter etwas Chlorit, Muskovit, Biotit und Quarz auf. Der Meta-Gabbro zeigt durch die bänderartig angeordneten Hornblendelagen im Wechsel mit dünnen Feldspat-, Quarz- und Muskovitlagen ein deutliches Parallelgefüge. Die Hornblende-Individuen sind hypidiomorph bis xenomorph ausgebildet und in die Foliation eingeregelt (Abb. 19). Vereinzelt vorkommende Biotite sind in einem Winkel von 120° durch Rutilnadeln überwachsen (Abb. 20) einem sogenannten „Sagenitgitter“ (YARDLEY et al. 1992), was auf Titan-reiche Biotite schließen lässt. Ebenso konnten bis zu 0,3 mm große, rautenförmige Titanite erkannt werden (Abb. 22). Bis zu 0,2 mm große Plagioklase sind z. T. retrograd saussuritisiert, zeigen unregelmäßige, suturierte Ränder (Abb. 21 A) und sind als „abgehobelte“ Reste in hellen Lagen des Meta-Gabbros erhalten. Reliktisch erhaltene Orthopyroxene (Hypersten) waren selten zu beobachten (Abb. 21 B).

Die Randbereiche des Meta-Gabbros waren u.d.M. stark mylonitisiert und können als Ultramylonit mit Porphyroklasten bezeichnet werden (Kap. 6.1). Die einzelnen Komponenten zeigen dabei eine deutliche Reduktion ihrer Korngrößen (Abb. 22).

4.2.2.2 Quarzphyllit

Der Quarzphyllit bildet den Hauptbestandteil im

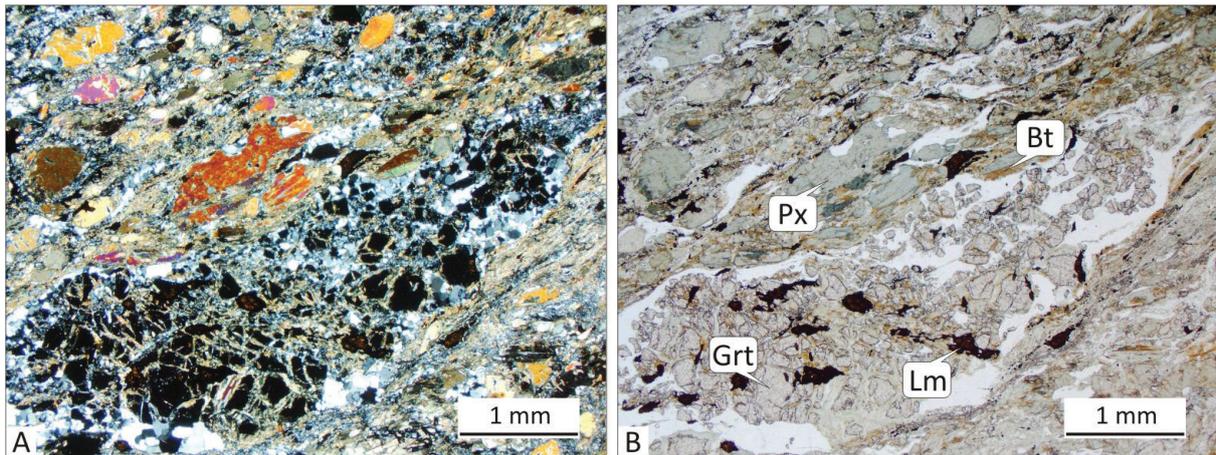


Abb. 11 Intensive Deformationsprozesse rundeten die rigide reagierenden Granate (Abb. 12) oder zerscherten sie in diverse, in der Foliation liegende Bruchstücke. Somit reagiert der Granat (Grt) auf die Deformation spröde und zeigt besonders in A (+Nic.) deutlich ein anders Gefüge als die feinkristalline Matrix, die streng die Vorzugsrichtung der Foliation nachzeichnet. In B (//Nic.) sind weiter die randlich in Biotit (Bt) umgewandelten Pyroxene (Px) sowie eine, im Umwandlungssaum des Granates, freigewordene Erzphase, Limonit (Lm), gut zu erkennen. (Schliff 86)

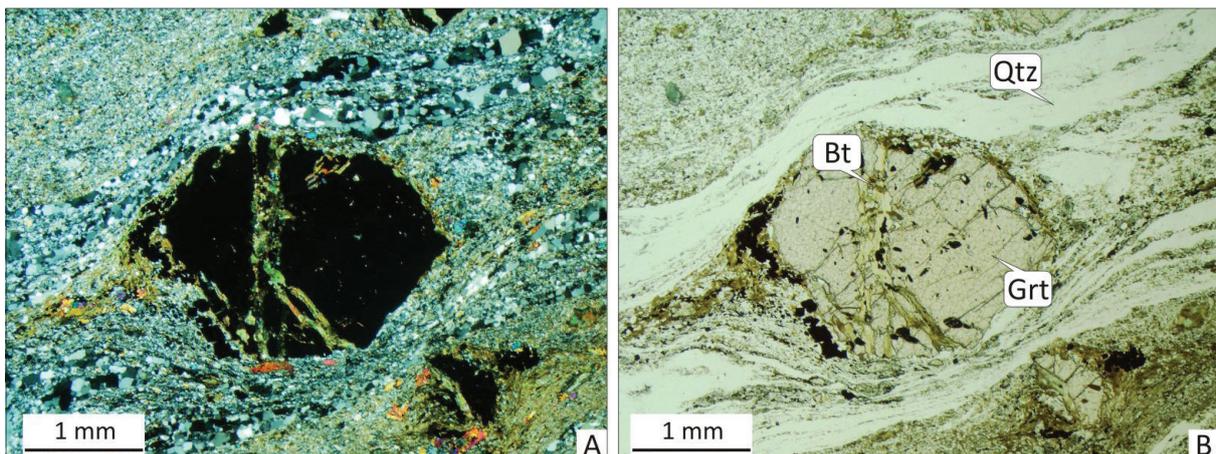


Abb. 12 Durch Scherung leicht gerundete Granate (Grt) zeigen Risse, die mit neugesprossenen feinen Biotiten (Bt) und einer Erzphase verfüllt sind (A +Nic. und B //Nic.). Weiter sind die unter 1 mm rekristallisierten Quarzlagen (Qtz) des Segregationsgefüges deutlich ausgebildet. (Schliff 111)

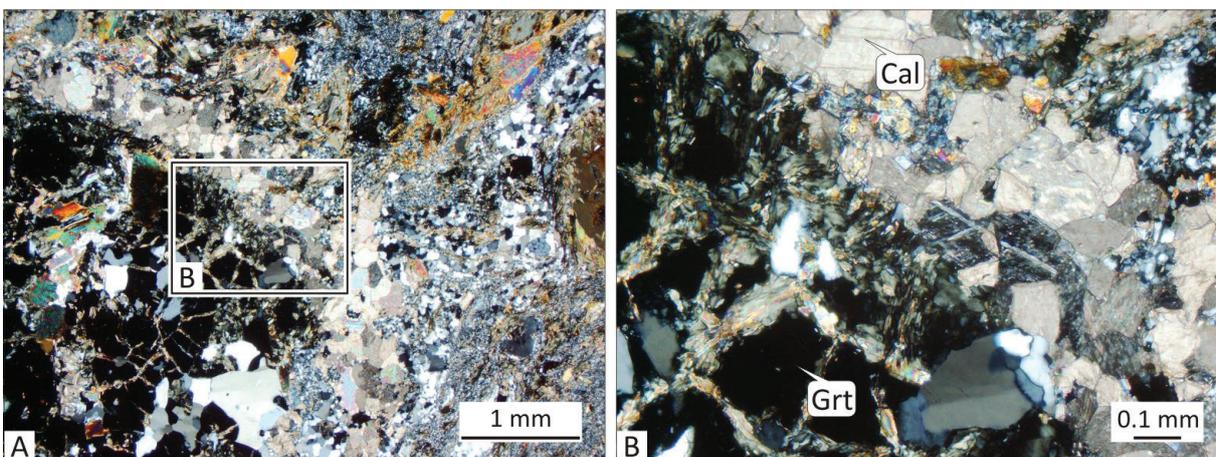


Abb. 13 In A (+Nic.) und B (+Nic.) ist der Rand eines zerbrochenen Granates (Grt) zu sehen, der in Rissen und randlich Neubildungen von Kalzit (Cal) zeigt (vergrößerter Ausschnitt von A). Dies spricht für einen Ca-reichen Granat, für Grossular. (Schliff 85)

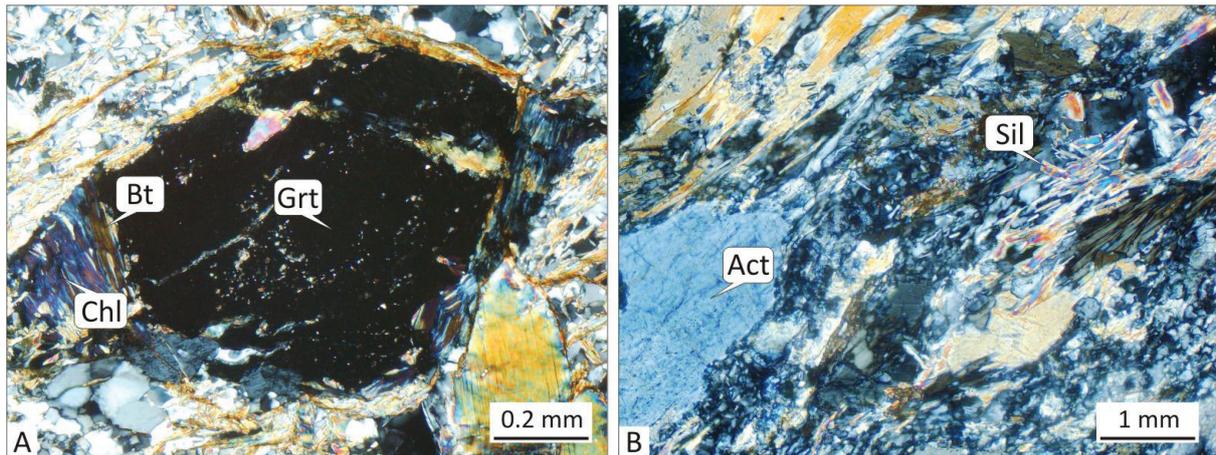


Abb. 14 Der Granat (Grt) in A (+Nic.) zeigt im Randbereich einen retrograden Umwandlungssaum, der sich im Druckschatten gebildet hat und nach Biotit retrograd in Chlorit umgewandelt ist. (Schliff 85) In der rechten Bildhälfte von B (+Nic.) sind verfilzte Sillimanitkristalle zu erkennen, die die aus Quarz und Feldspat bestehende Grundmasse überwachsen. (Schliff 68)

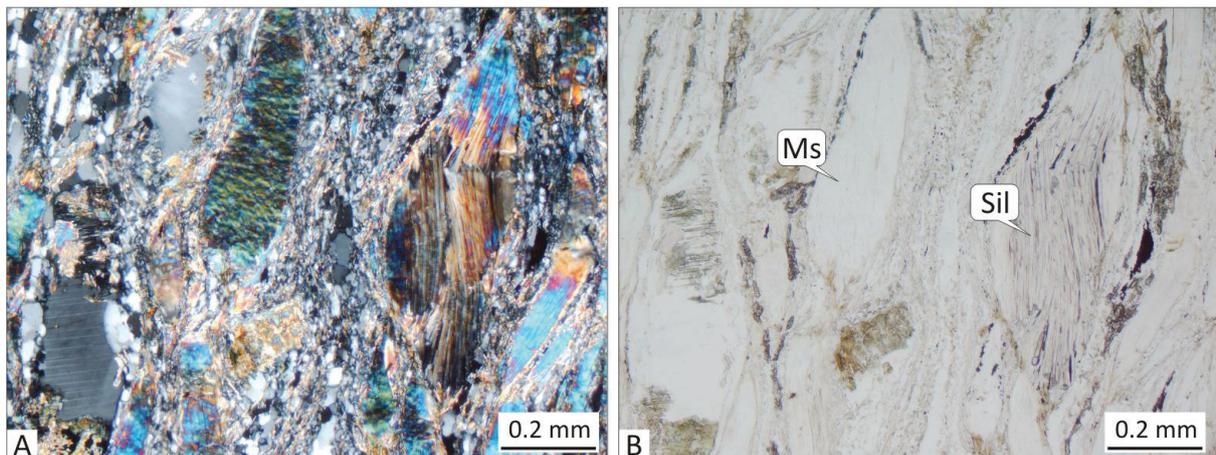


Abb. 15 Im Zentrum ist ein schwach gerundetes Muskovit-Individuum (Ms) zu erkennen. Weiter ist ein leicht geknickter Sillimanit (Sil) abgebildet. (Schliff 70; A (+Nic.), B (//Nic.))

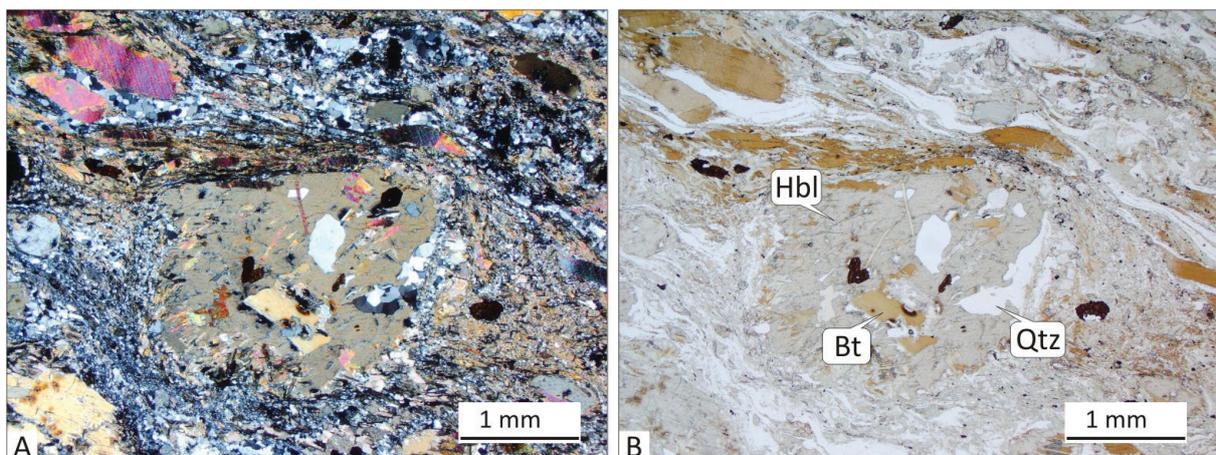


Abb. 16 Im Zentrum ist eine poikilitisch gewachsene Hornblende (Hbl) zu sehen, die als Pyroxen granulitfaziell Minerale wie Quarz (Qtz), Biotit (Bt) und Feldspat überwachsen hat. Diese ist retrograd aus Pyroxen in Hornblende umgewandelt, wobei die poikilitisch ausgebildete Struktur erhalten blieb. Des Weiteren sind in der linken oberen Bildecke detritische Biotite abgebildet. (Schliff 86; A (+Nic.), B (//Nic.))

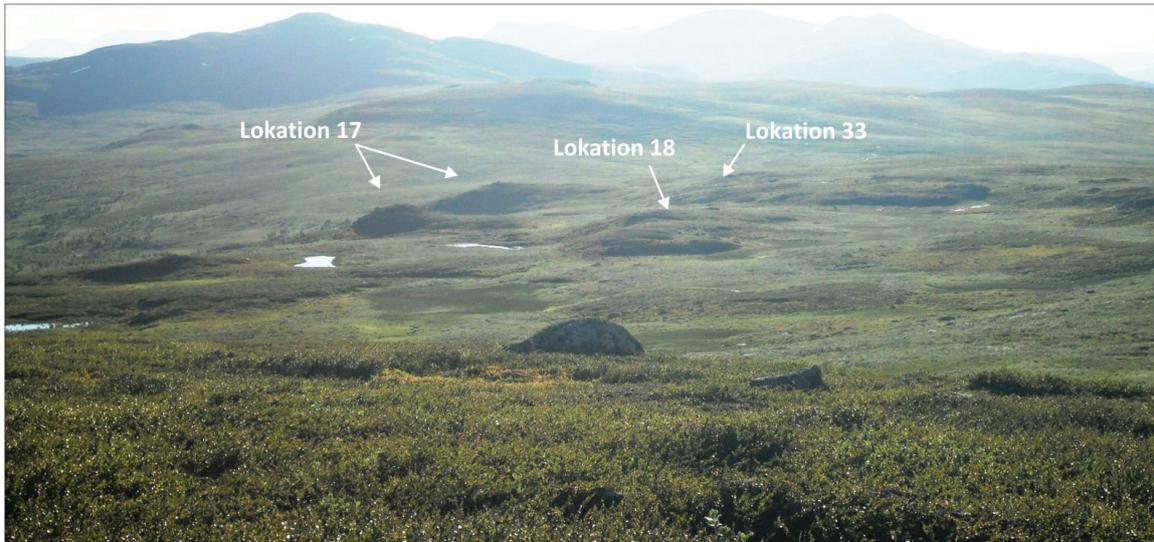


Abb. 17 Blick in Richtung WNW auf die Lokalitäten 17, 18 und 33. Morphologisch sind deutlich die auf Grund ihrer Härte herauspräparierten Ost-West-streichenden Hügel erkennbar.

Arbeitsgebiet, wobei er gegenüber der glazialen Überprägung nicht besonders widerstandsfähig war. Er bildet aber durch seine große Mächtigkeit alle Berge des Untersuchungsgebietes (von Westen: Gåtebåune, Årromtjakke, Årromtjuone, Sarape).

Charakteristisch für das Material ist in allen Bereichen eine im Zentimeter- bis Millimeterbereich engständige Foliation zu beobachten. Diese wird durch parallel eingeregelt Glimmer (seidiger Glanz) und mittelgraue bis weiße quarzreiche Lagen verdeutlicht (Abb. 23 A).

Des Weiteren waren im gesamten Gebiet

langgestreckte, boudinierte und z.T. isoklinal verfaltete Quarzmobilisate von 5 cm bis 0,5 m Ausmaß im Gesteinsverband enthalten (Abb. 23 B). Auf Grund des insgesamt hohen Quarzanteils (ca. 80%) und dem phyllitischen Gefüge kann das Material als Quarzphyllit bezeichnet werden, wobei besonders die phyllosilikatreichen Lagen eine Krenulationsfältelung zeigen (Abb. 23 C) (Kap.6.1).

Innerhalb des Quarzphyllits konnten mehrere zehner Meter mächtige graphitführende sowie karbonatführende Einschaltungen ausgehalten werden, wobei bei höherem Karbonatanteil der phyllitische Charakter zurück ging und bis zu 7



Abb. 18 Der Meta-Gabbro zeigt eine klare Bänderung in hellen Feldspat- und dunkelgrünen Hornblendelagen. Weiterhin ist deutlich ein blasto-mylonitisches Gefüge erkennbar (Kap. 6). (Lokalität 32).

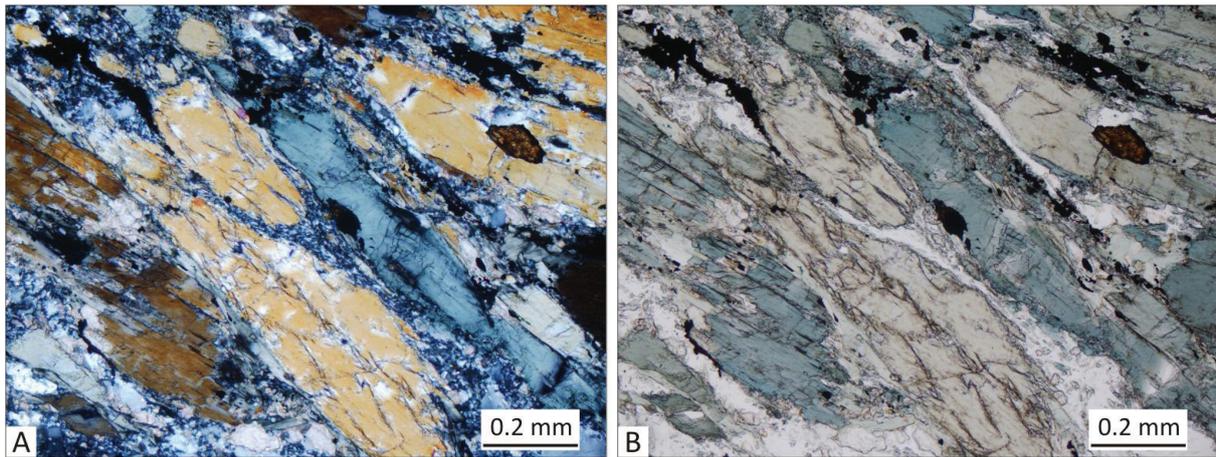


Abb. 19 Deutlich sind in die Foliation eingeregelt Hornblenden zu sehen. Sie sind randlich stark „ausgefrantzt“ und durch die Deformation leicht verbogen. (Schliff 40 (A +Nic.), (B //Nic.))

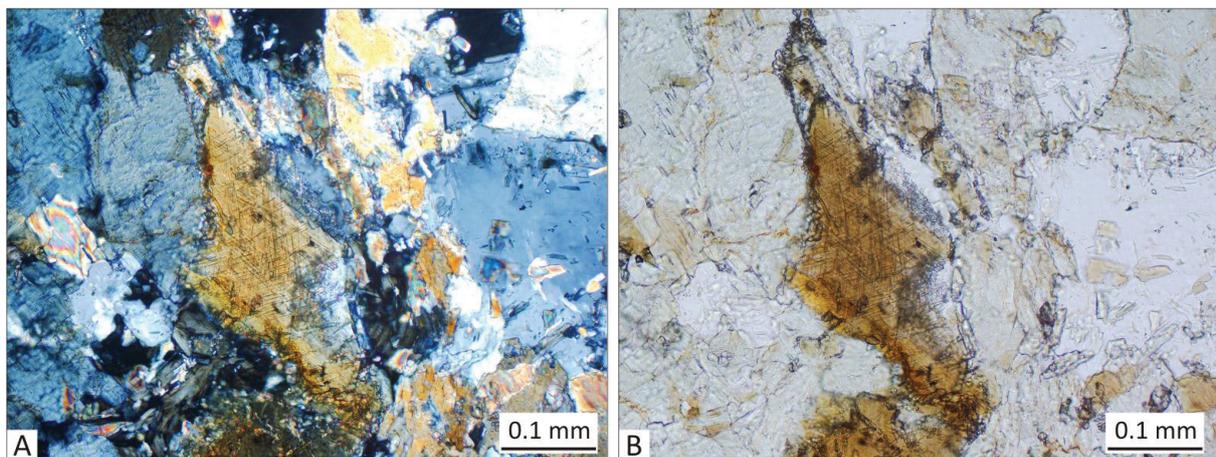


Abb. 20 Im Zentrum ist in beiden Abbildungen (A +Nic., B //Nic.) ein Biotit-Individuum dargestellt, das im Winkel von 120° bei der Entmischung und den daraus entstandenen Rutilnadeln zerlegt wird. Hierbei entsteht ein sogenanntes Sagenitgitter. (Schliff 17)

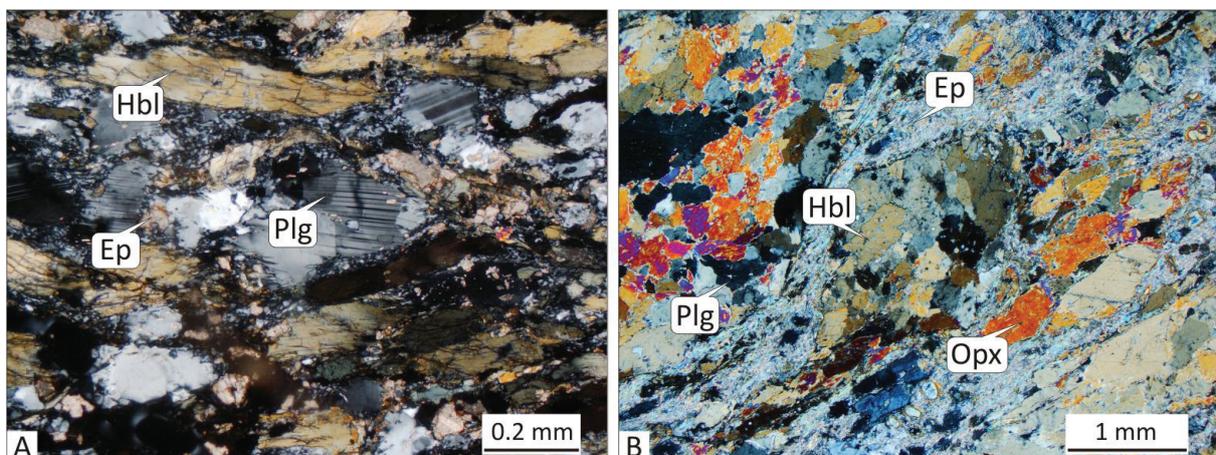


Abb. 21 Bild A (+Nic.) zeigt bis zu 0,2 mm große z.T. zerriebene Plagioklase (Plg) die in einer fein rekristallisierten Grundmasse „schwimmen“. (Schliff 40) In Abbildung B (+Nic.) sind reliktsch erhaltene Orthopyroxene (Opx) mit bunten Interferenzfarben dargestellt. Hornblenden (Hbl), Epidot (Ep) und Plagioklas (Plg) liegen streng foliiert in einem mylonitischen Gefüge. (Schliff 43)

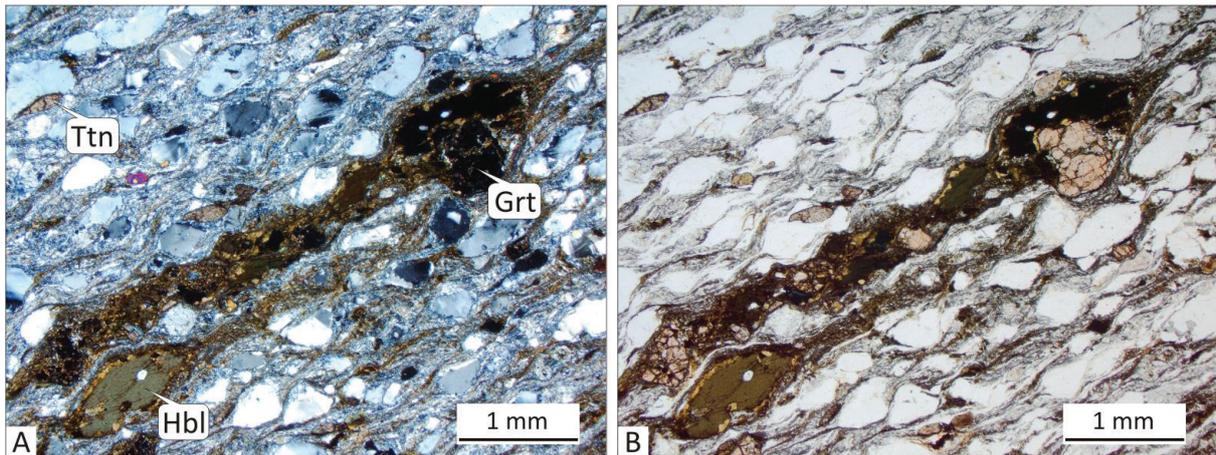


Abb. 22 A Die Abbildung zeigt einen kleineren, völlig zerscherten Granat (Grt), der in einer stark mylonitisierten Foliation liegt. Alle Komponenten „schwimmen“ in einer mylonitischen Matrix und zeigen eine intensive Reduzierung ihrer Größe. (Schliff 67 (A +Nic.), (B //Nic.))

cm dicke massige grobkristalline Marmorlagen beobachtet werden konnten.

Dünnschliffe der Proben des Quarzphyllits: 7, 8, 9, 19, 36, 37, 48, 53, 56, 59, 65, 81, 98, 99, 100, 101, 102, 103, 114, 116

U.d.M. zeigt der Quarzphyllit generell eine einheitliche Zusammensetzung. So besteht er zu

60% aus Quarz, 30% aus Muskovit, untergeordnet aus Biotit, Chlorit, Epidot, Granat, Stilpnomelan und wenig Feldspat. Akzessorisch ist eine opake Phase zu beobachten. Die Quarzminerale zeigen unregelmäßig verzahnte Korngrenzen (Abb. 24), wobei größere Quarz- und Feldspat-Individuen augenförmig in der Foliation liegen (Abb. 25).

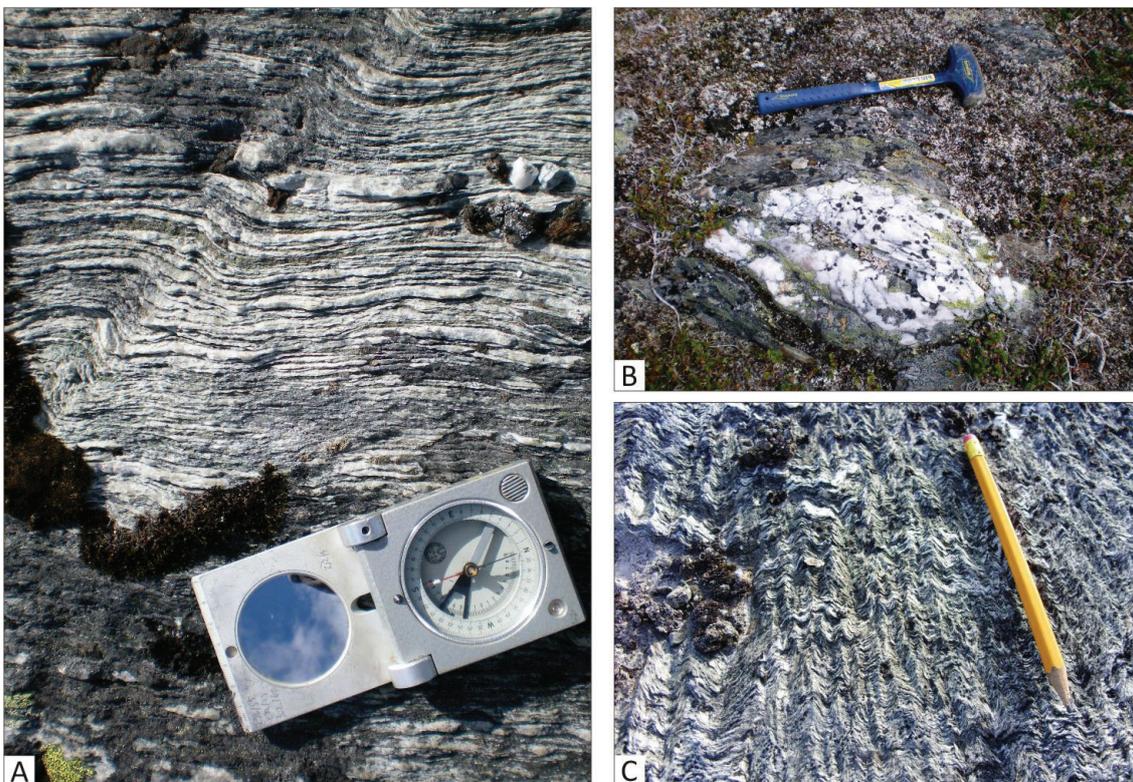


Abb. 23 Geländeaufnahmen des Quarzphyllits. A Der Wechsel von glimmerreichen und quarzreichen Lagen verdeutlicht die engständige Foliation; Lokalität 8. B Ein in Foliationsrichtung liegendes, boudiniertes Quarzmobilisat; Lokalität 57 DB. C Deutlich ausgeprägte Krenulationsfältelung; Lokalität 246 KD (Foto: KATHARINA DITZ-LAURSONN)

Der pflasterartig rekristallisierte Quarz bildet dünne Lagen, die eine penetrative Foliation zeigen. Die Muskovit-Individuen sind z.T. verbogen oder geknickt und verdeutlichen eine engständige Krenulation (Kap. 6). Vereinzelt ist eine ältere Vorzugsrichtung von Mineralen zu sehen, die durch die penetrativ angelegte Foliation weitestgehend ausgelöscht wurde. So können trotzdem zwei Generationen von Muskovit bestätigt werden, wobei die ältere stark streut (Abb. 26). Rigide reagierende Granate konnten ebenfalls vorgefunden werden, die auf kleinen Spaltrissen Chloritminerale enthalten (Abb. 4.26). Des Weiteren konnte eine Vielzahl an neu gesprossenen, richtungslos in der Matrix „schwimmenden“ Chlorit-Individuen erkannt werden (Abb. 27). Granate enthalten auf kleinen Spaltrissen retrograd aus Biotit hervor gegangene Chloritminerale, die wiederum selbst bei einem früheren retrograden Zerfall der Granate entstanden sind. (Abb. 27) (YARDLEY et al. 1992). Epidot-Minerale liegen perlschnurartig in der penetrativen Foliation (Abb. 28). In einigen Schlifften konnte das glimmerähnliche Mineral Stilpnomelan identifiziert werden. Dieses zeigt im Gegensatz zu Biotit eine schlechte Spaltbarkeit und besitzt in der eisenfreien Variante eine deutlich höhere Doppelbrechung (Abb. 28).

Dünnschliffe der graphitführenden Einschaltungen: 15, 20, 21, 25, 50, 64, 76, 97

Die graphitführenden Einschaltungen bestehen zu 80 % aus Quarz, die lagig von Phyllosilikatlagen durchsetzt sind (Abb. 29). Opake Graphitminerale bilden Kerne von Mikrofalten, (Abb. 30) (Kap. 6).

Dünnschliffe der karbonatführenden Einschaltungen: 49, 78, 115

Im karbonatführenden Material des Quarzphyllits waren u.d.M. bis zu 1 mm mächtige in der Foliation liegende karbonatreiche Lagen zu erkennen (Abb. 31 A). Die karbonatreichen Lagen bestehen aus Kalzit und Dolomit, die rekristallisiert sind und keine interne Foliation oder Krenulation zeigen (Abb. 31 B).

4.2.2.3 Meta-Diorit/Chloritphyllit

Im Norden des Arbeitsgebietes ist eine Wechselfolge aus Meta-Dioriten und Chloritphylliten auskartiert. Ferner sind zwei Nord-Süd-verlaufende Vorkommen im Kernbereich vorhanden. In Bereichen, in denen diese Bachläufe längs des Streichens fließen, bildet die Einheit tief eingeschnittene, stark

ausgeräumte Täler (Abb. 32 A). Das Material ist an weniger eingeschnittenen Bäche eher grobkristallin (Abb. 32 B). Tendenziell war der Top dieser Einheit phyllitisch und die Basis grobkristallin ausgebildet.

Das Material besteht aus feinlagigen, hellgrün bis silbrig glänzenden Phyllosilikaten (50 %), aus Feldspäten, Amphibolen und untergeordnet aus Quarz (Mobilisate). Die stark von einer Krenulationsfältelung überprägten Lagen enthielten idiomorph gebildete Pyritkristalle. Wegen der phyllosilikatreichen Lagen handelt es sich um Chloritphyllit (Abb. 33 A).

Die grobkristallinen Vorkommen dieser Einheit zeigen von Glimmern „umrahmt“ Feldspat-Augen und Amphibole. Gelegentlich konnten Stecknadelkopf große, rote Granat-Individuen beobachtet werden. Da der Quarzanteil unter 10 % lag, wurde die Einheit als Meta-Diorit (Abb. 33 B) bezeichnet.

Dünnschliffe der Meta-Diorit Vorkommen: 1, 3, 4, 5, 6, 12, 22, 26, 27, 29, 38, 52, 60, 61, 72

U.d.M. besteht der Meta-Diorit zu über 80 % aus hypidiomorph bis xenomorph ausgebildeten stark saussuritisierten Plagioklasen (Abb. 34 A) und zu knapp 10 % aus fein rekristallisiertem Quarz und kleinen Granaten. Akzessorisch sind Aktinolith (Abb. 34 B), wenig Muskovit, Biotit, Chlorit, Klinozoesit und Epidot sowie ganz untergeordnet eine opake Phase enthalten. Hypidiomorphe, leicht runde Granate zeigen ein Interngefüge (Abb. 35). Andere Granat-Individuen zeigen aus Biotit retrograd entstandene Chloritneubildungen (Abb. 36).

Im Meta-Diorit identifizierte Klinozoesite und Epidote sind meist perlschnurartig angeordnet und umranden Feldspat-Augen und Mineral-Aggregate (Abb. 37).

Dünnschliffe der Proben des Chloritphyllits: 2, 13, 14, 23, 24, 30, 31, 55, 63

Der Chloritphyllit besteht zu über 60 % aus Chlorit, ca. 20 % aus Epidot und 15 % Quarz. Akzessorisch sind vereinzelt 0,5 mm große Amphibole, eine opake Phase und wenig Muskovit enthalten. Häufig sind leicht gerundete Pyrit-Individuen zu sehen, die Einschlüsse aus Quarz enthalten (Abb. 38). Auch hier werden die auf Scherung rigid reagierenden Pyritminerale von dünnen rekristallisierten Quarzlagen, Epidot und vor allem Chloritlagen „umflossen“. Die Chloritminerale verdeutlichen generell die

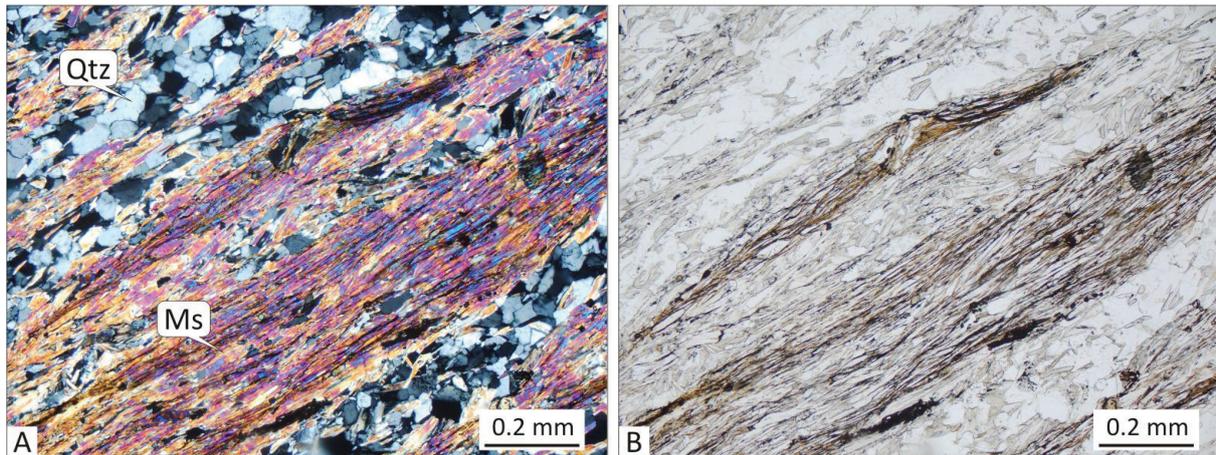


Abb. 24 Abwechselnd sind Muskovitlagen mit rekristallisierten Quarzlagen zu erkennen. (Schliff 36 (A +Nic.), (B //Nic.)).

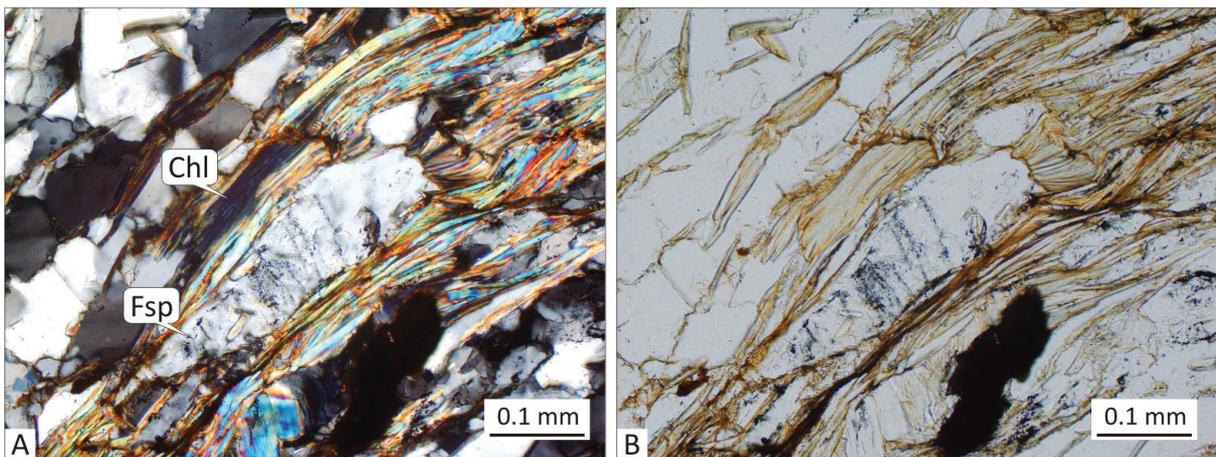


Abb. 25 Der Schliff zeigt einen in Augenform gepressten und zugleich verbogenen Feldspat (Fsp), der in die Foliation eingebettet ist. Die den Feldspat umgebenden Muskovit- und Biotit-Individuen zeigen besonders in Bild A (+Nic.) deutliche Anzeichen einer Chloritisierung (Chl). Im Hellfeld (B //Nic.) kann dies besonders an Hand der fahlen und z.T. grünlichen Interferenzfarben des Biotits beobachtet werden. (Schliff 59)

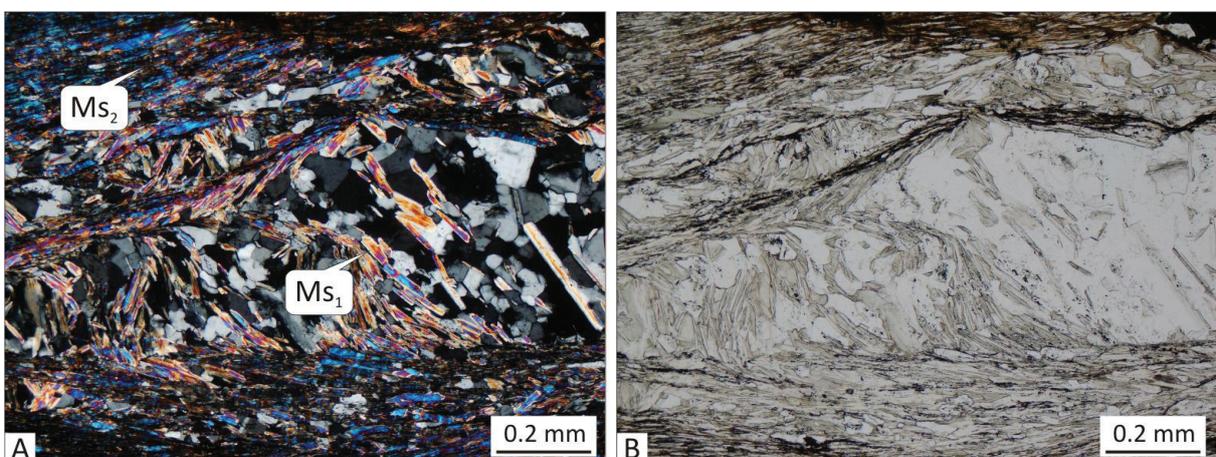


Abb. 26 Deutlich sind zwei Generationen von Muskovit zu erkennen. Die ältere (Ms_1) steht mehr oder weniger senkrecht zur Foliation, ist verbogen und streut unregelmäßig. Die jüngere Generation (Ms_2) liegt streng eingeregelt in der Foliation gewachsen. (Schliff 36, (A +Nic.), (B //Nic.))

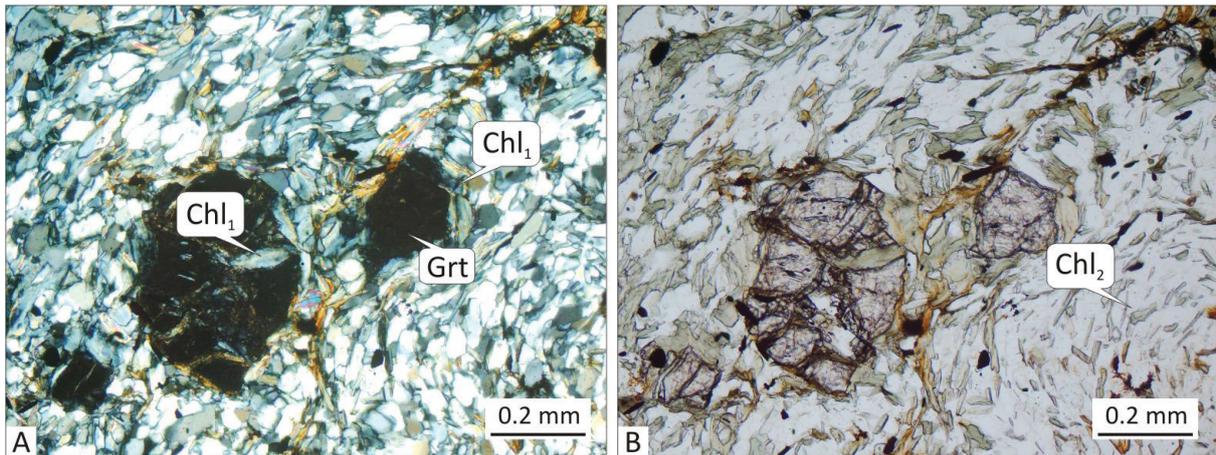


Abb. 27 Die etwa 0,2 mm großen Granate sind leicht zerbrochen. In Bild A (+Nic.) sind deutlich die in den Rissen enthaltenen Chlorite (Chl₁) zu sehen. Weiter zeigen die Granate eine leichte Rotation, wobei sie dabei trotzdem in der Foliation liegend eingeregelt sind. Des Weiteren ist, besonders im Hellfeld (B //Nic.), eine Vielzahl an neu gesprossenen kleinen Chlorit-Individuen (Chl₂) erkennbar. (Schliff 19)

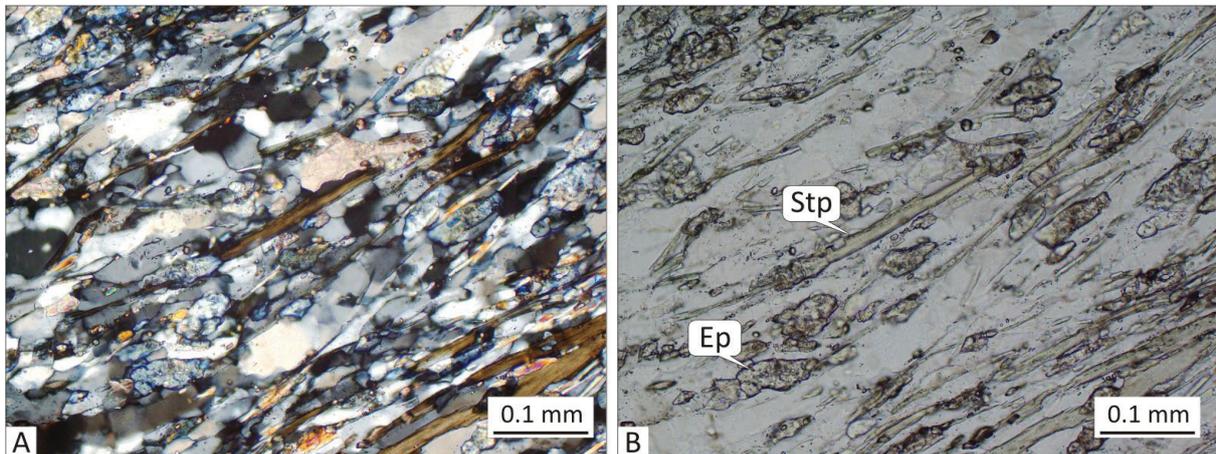


Abb. 28 Die Abbildungen A (+Nic.) und B (//Nic.) zeigen kleine, in der Foliation liegende, bis zu 0,05 mm große Epidote. Des Weiteren konnte, in seiner Ausbildung glimmerähnlich, Stilpnomelan identifiziert werden. Dieser ist durch seine schlecht ausgebildete Spaltbarkeit und einer deutlich höheren Doppelbrechung gut von Biotit zu unterscheiden. (Schliff 56)

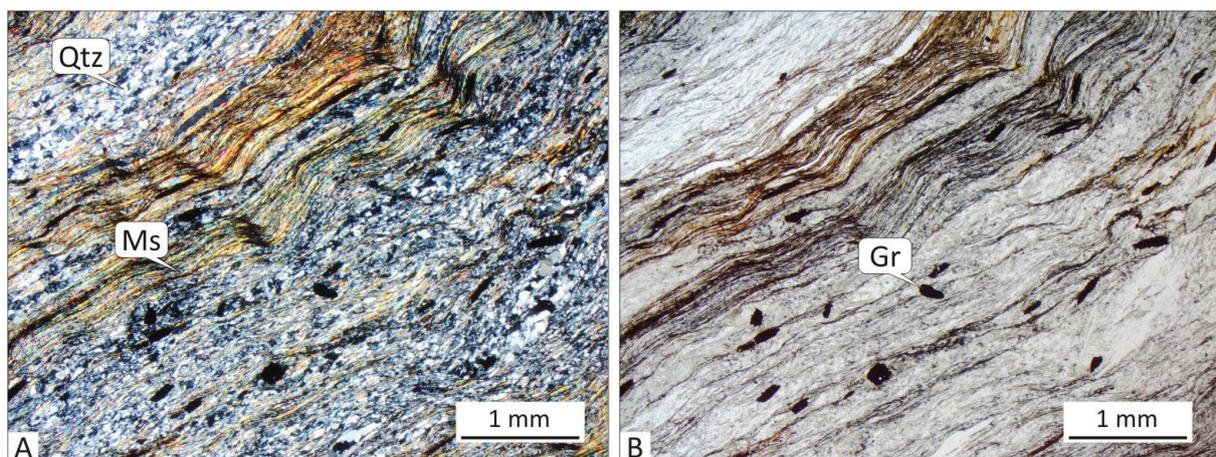


Abb. 29 Eine deutliche Lagigkeit (Foliation) ist erkennbar, die leicht verfaltet (krenuliert) ist. In Bild A (+Nic.) sind der hohe Quarzanteil (Qtz) sowie die Lagen aus feinverteiltem Muskovit gut zu sehen. In B (//Nic.) treten die opaken Graphitminerale (Gr) deutlich hervor und liegen in der Krenulationsfältelung. Zudem sind sie regellos über den Schliff verteilt. (Schliff 25)

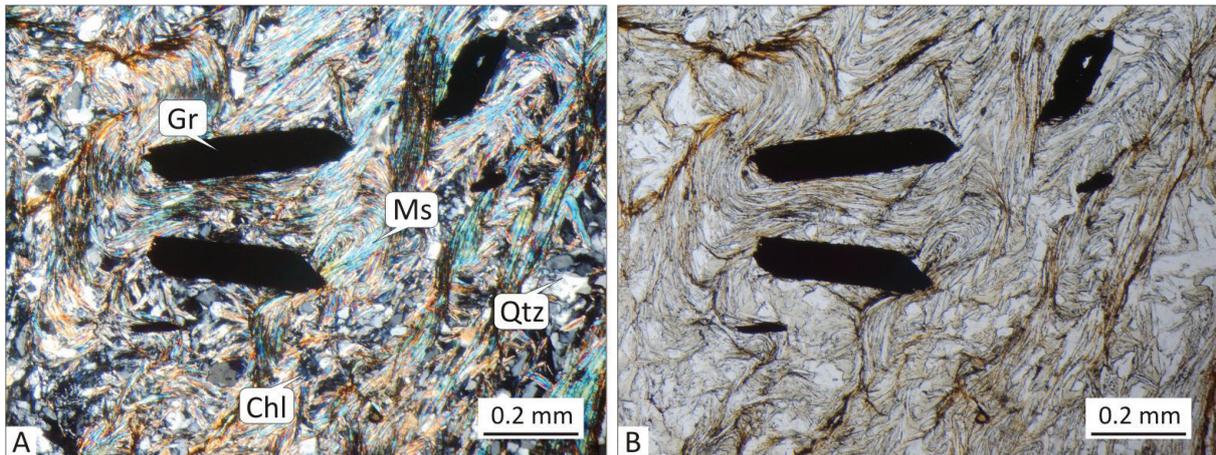


Abb. 30 Die einzelnen Graphitminerale (Gr) „schwimmen“, in Bild A (+Nic.) markiert, in einer feinkristallinen Matrix aus engen Muskovitbändern (Ms), Quarz (Qtz) und Chlorit (Chl). Im Hellfeld (B //Nic.) zeichnen die den Graphit-Individuen eng anschmiegenden Phyllosilikatlagen ein schlaufenförmiges Gefüge nach. (Schliff 76)

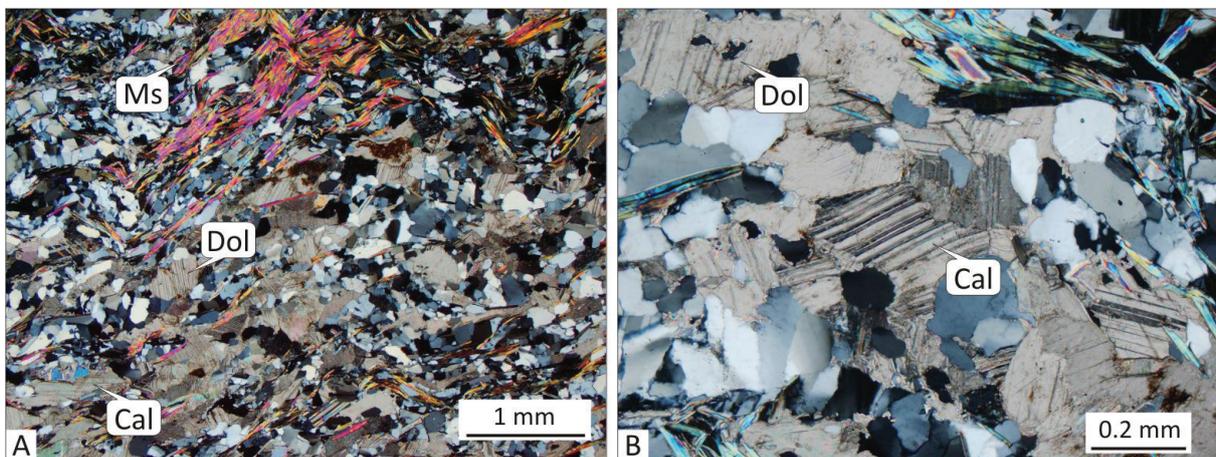


Abb. 31 In A (+Nic.) sind deutlich bis zu 1 mm mächtige karbonatreiche Lagen aus Kalzit (Cal) und Dolomit (Dol) im Quarzphyllit zu erkennen. Die Hellglimmer (Ms) sind lagig angeordnet und als Krenulation im oberen Teil des Bildes intensiv verfaltet. B (+Nic.) zeigt ein Detailausschnitt, wobei die parallel zur Längsachse der hypidiomorphen Rhomboeder angelagerten Zwillingslamellen nur in Kalzitmineralen (Cal) und die senkrecht zur Längsachse gerichteten Lamellen nur in Dolomitmineralen (Dol) vorkommen. Generell werden die polysynthetische Gleitzwillinge in beiden Karbonatmineralen gut sichtbar. (Schliff 49)



Abb. 32 Erosionsformen der Bachläufe in Abhängigkeit vom Material der Einheit. A zeigt einen stark ausgeräumten Abschnitt der phyllitischen (Lokalität 96 DB) und B einen weniger tief eingeschnittenen Bereich der grobkristallinen Variante (Lokalität 284 DB).

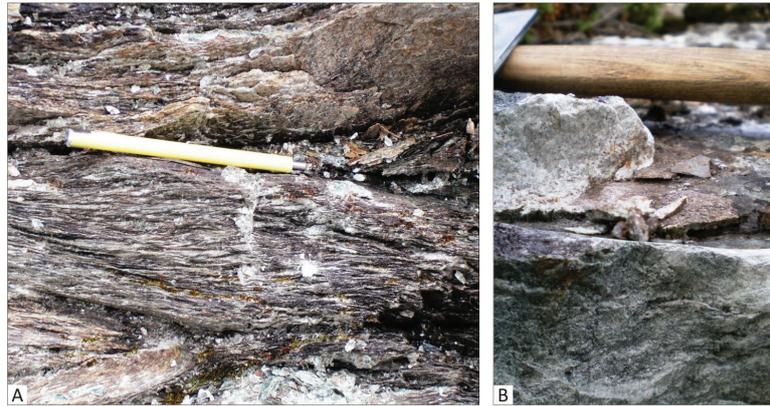


Abb. 33 Aufschlussbilder der jeweiligen Gesteinstypen der Einheit. A zeigt den engständig foliierten Chloritphyllit der Lokalität 94 DB. B zeigt den grobkristallinen Meta-Diorit der Lokalität 22 und 23.

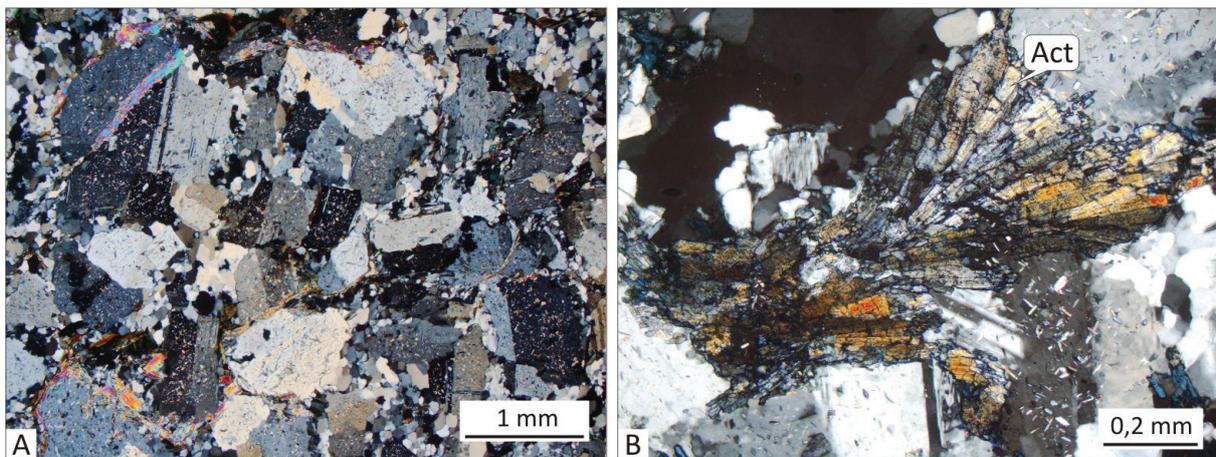


Abb. 34 Der Diorit, abgebildet in A (+Nic.), zeigt in allen Schlifften aus dem Kernbereich der einzelnen Komplexe ein nahezu regelloses Gefüge, wobei Zwischenräume mit feinverteiltem, rekristallisiertem Quarz ausgefüllt sind. Weiterhin zeigt sich eine starke Saussuritisierung der Plagioklase, die daher ein feinkristallines Gemenge aus Zoisit, Epidot und Sericit führen. (Schliff 26) In Abbildung B (+Nic.) ist garbenartig gewachsener Akthinolith zu erkennen. Dieser überwächst die saussuritisierten Plagioklase und die untergeordnet in Pflasterstruktur rekristallisierten Quarze. (Schliff 27)

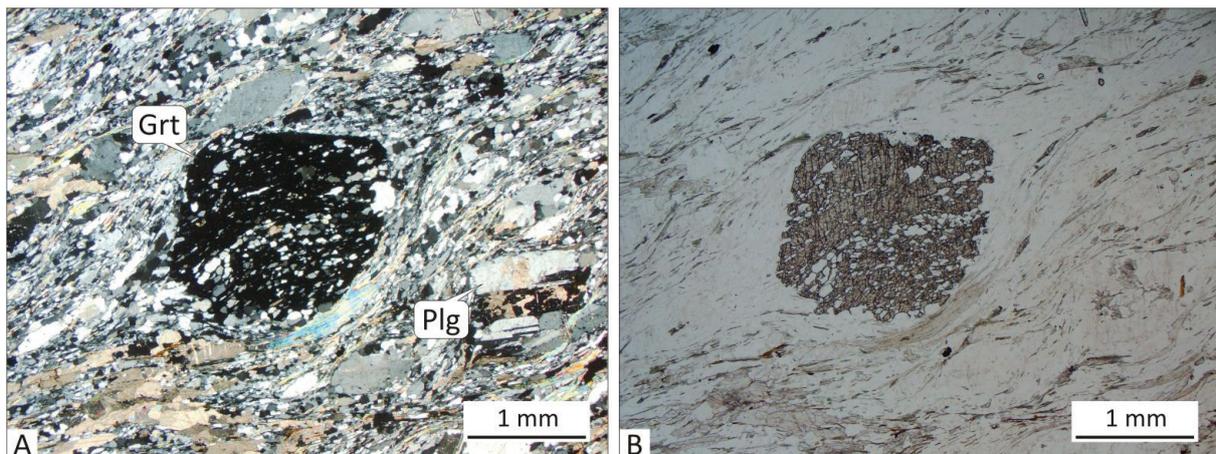


Abb. 35 In A (+Nic.) ist deutlich ein in Augenform liegender Granat (Grt) zu sehen. Dieser zeigt ein leicht welliges Interngefüge, das auf eine Rotation während des Wachstums hindeutet (Kap. 6). Des Weiteren zeigen die Plagioklase (Plg) ebenfalls eine deutliche Augenform. Sowohl um den Granat, als auch um die deutlich eingeregeltten Feldspäte fließen fein zerriebene Quarz- und Phyllosilikatlagen. Besonders im Hellfeld (B //Nic.) wird so ein leichtes mylonitisches Gefüge sichtbar. (Schliff 29)

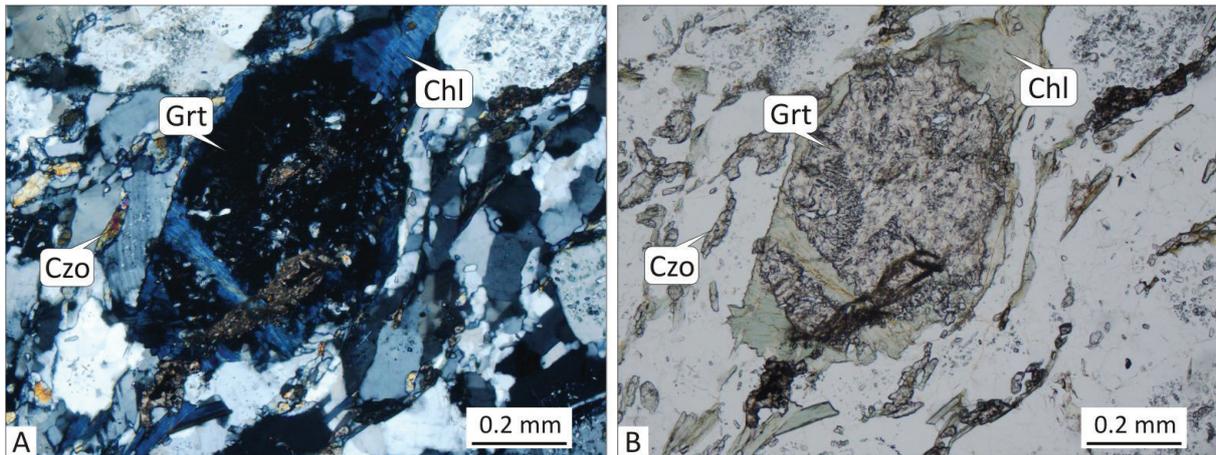


Abb. 36 Ein zerbrochener und retrograd veränderter Granat (Grt) zeigt im Druckschatten und auf Rissen Chloritneubildungen (Chl). Im Hellfeld (B //Nic.) sind z. T. länglich ausgebildete Klinozoesit-Individuen (Czo) vorhanden, die in der Foliation liegen. (Schliff 61, (A +Nic.))

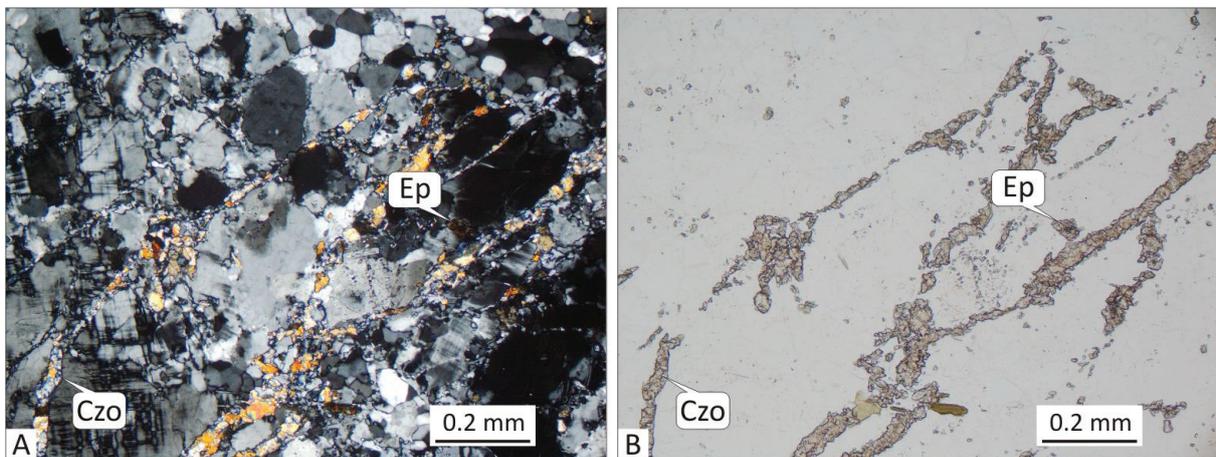


Abb. 37 Im Dunkelfeld (A +Nic.) sind die z.T. leicht saussuritisierten Feldspäte und kleinere rekristallisierte Quarze erkennbar. Im Hellfeld (B //Nic.) sind dagegen die perlschnurartig angeordneter Klinozoesit- (Czo) und Epidotminerale (Ep) deutlich an ihrem hohen Relief erkennbar. Diese „umfließen“ die Mineralansammlungen aus Feldspat und Quarzen und zeichnen so ein augenförmiges Gefüge nach. (Schliff 72)

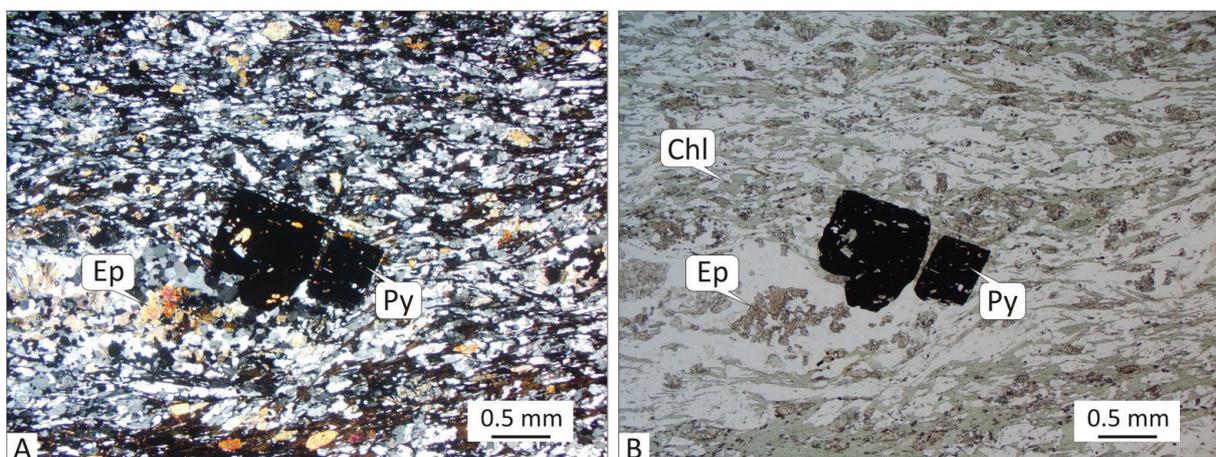


Abb. 38 Leicht deformierte und hypidiomorphe Pyritkristalle (Py) werden von quarz- und chloritreichen (Chl) Lagen „umflossen“. Ebenfalls sind zahlreiche hoch lichtbrechende Epidotnester (Ep) erkennbar. (Schliff 31, (A +Nic.), (B //Nic.))

penetrative Foliation (Abb. 39) und sind z. T. intensiv krenuliert und zeigen die Anlage einer zweiten überprägenden Foliation (Kap. 6).

4.2.2.4 Serpentin-Konglomerat

Diese nordost-südwest-streichende Einheit ist im Nordwesten des Untersuchungsgebietes über 4 km Länge aufgeschlossen. Auf Grund der Härte des Materials tritt diese Einheit morphologisch deutlich in mehreren abgerundeten Härtlingen hervor (Abb. 40 A). Weiterhin konnten sieben kleinere Linsen auskartiert werden. Das Material ist deutlich konglomeratisch ausgebildet (Abb. 40 B). Die einzelnen mehr oder weniger stark gelängten Gerölle wiesen dabei, völlig unsortiert, Größen von wenigen Zentimetern bis zu einem halben Meter auf (Abb. 41 A). Die im Zentrum der Einheit meist unsortierten und undeformierten Gerölle zeichnen in den Randbereichen eine deutliche Vorzugsrichtung nach. Deutlich war das Material von Bändern aus Chrysotilfasern aufgebaut (Abb. 41 B). Des Weiteren war der Komplex von feinen weißen karbonatischen Äderchen durchzogen. Das Material war von schwarzen, idiomorph ausgebildeten Magnetitkristallen durchsetzt. Auf Grund seiner Ausbildung kann das hier beschriebene Gestein als Serpentin-Konglomerat mit mafischer bis ultramafischer Zusammensetzung bezeichnet werden.

Dünnschliffe der Proben des Serpentin-Konglomerats: 10, 11, 35, 54, 57, 58, 62

U.d.M. sind deutlich Relikte von Olivin und Pyroxen zu erkennen, die in einem Netzwerk aus Serpentin eine charakteristische Maschenstruktur zeigen, ein feinkristallines Gemenge aus Serpentin, das typisch für das stark alterierte, ultramafische Material ist (Abb. 42). Das Serpentin-Konglomerat besteht zu 70 % aus Serpentin, ca. 15 % aus Karbonat, zu 10 % aus Olivin und Pyroxenresten und enthält bis zu 5 % Akzessorien wie Aktinolith, Chlorit und eine Erzphase, bestehend aus Magnetit. Der Magnetitanteil im Gestein lässt wiederum auf die Zersetzung eines Eisen-reichen Olivins, dem Forsterit, schließen (Abb. 43 A). U.d.M. konnte weiter eine deutliche Karbonatisierung festgestellt werden (Abb. 43 A), die wahrscheinlich aus Magnesit besteht. Des Weiteren konnte feinverteilt prograd gewachsener Aktinolith beobachtet werden (Abb. 43 B). Der hohe Grad der Serpentinisierung belegt eine Hydratisierung des olivinreichen Gesteins, was eine große Volumenzunahme verdeutlicht (Abb.

42). Weiterhin zeigte die Dünnschliffanalyse ein stark verfilztes Netzwerk aus Serpentin, das Relikte aus Olivin (Forsterit) und Pyroxen enthält (Abb. 44).

5. Ergebnisse und Interpretation der metamorphen Überprägung

Die Deckeneinheiten des nördlichen Fjällfjäll-Fensters wurden grünschiefer- und amphibolitfazielle überprägt (Kap. 3), was zusammen mit den tektonometamorphen Gefügen die Grundlage der rekonstruierten metamorphen Bedingungen waren.

5.1 Mittleres Allochthon

Die Meta-Arkose des Mittleren Allochthons (Kap 4.1.1) ist im Top mylonitisiert (Abb. 6 und 7). Retrograde Bedingungen werden durch saussuritisierte Plagioklase deutlich.

Metamorphosebedingungen des Mittleren Allochthons

Das Fehlen von Biotit-Neubildungen und das noch spröde Deformationsverhalten der Feldspatklasen verdeutlichen im äußeren Bereich des Mittleren Allochthons Temperaturen von ca. 460°C. Für den inneren Bereich gelten durch das Vorhandensein von kleinen Biotit-Schüppchen Bedingungen bis zu 490°C. Beide Vorkommen sind foliiert (S_n) und krenuliert (S_{n+1}) (Abb. 5). Retrograd umgewandelte Chlorite aus Biotit waren nur im Top des äußeren Vorkommens aber generell im inneren Vorkommen zu sehen. Der retrograde Pfad wird durch ein deutliches Chloritwachstum in beiden Vorkommen noch einmal unterbrochen, was das letzte metamorphe Ereignis widerspiegelt.

Zusammenfassend kann der metamorphe Höchststand des äußeren Bereiches bei 460°C und ca. 4,2 kbar (grünschieferfaziell) angesiedelt werden (Abb. 45, Pfad A). Im inneren Vorkommen kann von Bedingungen bei 490°C und ca. 4,4 kbar (oberste Grünschieferfazies zum Übergang zur Amphibolithfazies) ausgegangen werden (Abb. 45, Pfad B).

5.2 Oberes Allochthon

Im Gegensatz zum Mittleren Allochthon zeigt das Obere Allochthon eine höhere tektonometamorphe Überprägung.

Das Obere Allochthon wird in zwei unterschiedlich

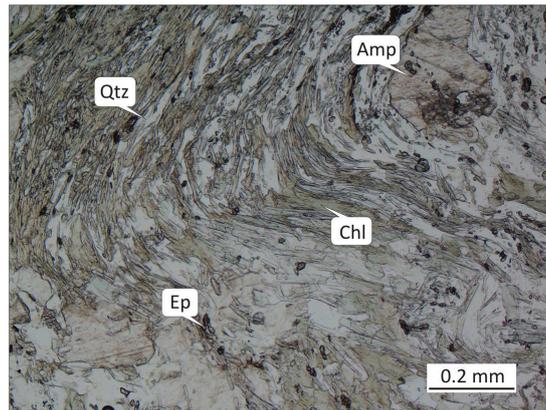


Abb. 39 Deutlich sind abwechselnd Lagen aus Chlorit (Chl) und Quarz (Qtz) und aufgereichte Epidote (Ep) miteinander verfaultet. Durch diesen Wechsel wird so eine im Millimeterbereich liegende Krenulation erkennbar. Im ersten Quadranten ist ebenfalls ein am Rand „zerfressenes“ Amphibol (Amp) zu sehen. (Schliff 14, //Nic.)

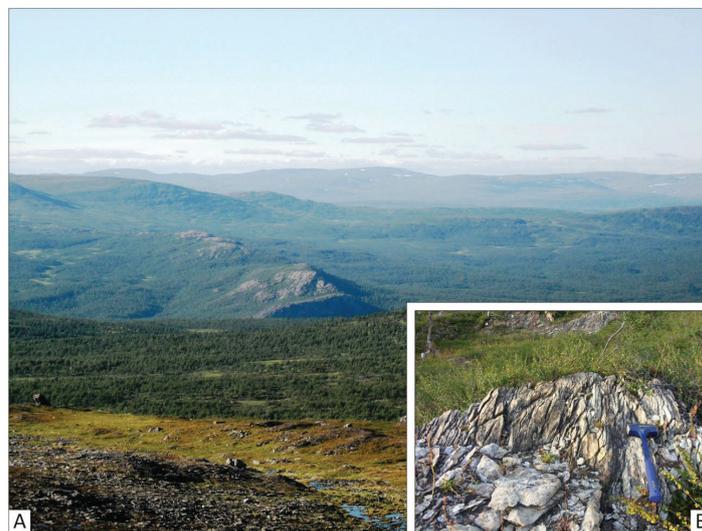


Abb. 40 Morphologie des Serpentinit-Konglomerats. A zeigt mit Blick vom Årromtjake in Richtung Nordnordwest die Fortführung des 4 km Richtung Nordost-ziehenden Ausbiss im Westen des Arbeitsgebietes.

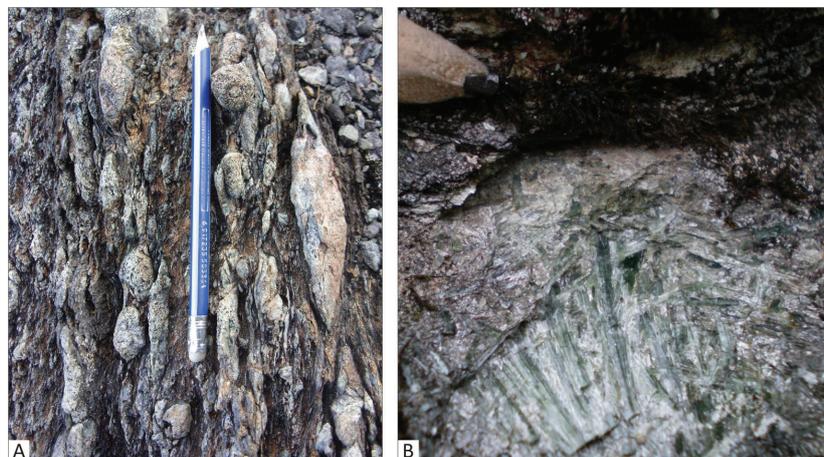


Abb. 41 Geländeaufnahmen vom Serpentinit-Konglomerat. A Die unsortierten Gerölle sind unterschiedlich starker gelängt; Lokalität 54 (Foto: KATHARINA DIETZ-LAURSONN). B Das Material zeigte innerhalb der Matrix sowie der Gerölle z.T. idiomorph ausgebildete Chrysotilfasern; Lokalität 16.

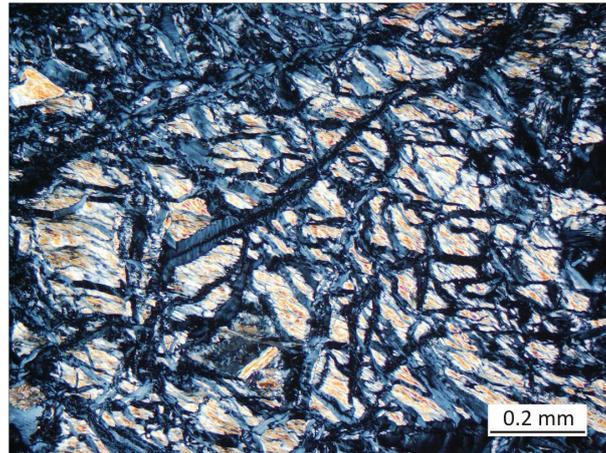


Abb. 42 Feinkristallines Gemenge aus Serpentin gefüllter Äderchen (Crysotil) zerlegen einen nur noch reliktsch erhaltenen Olivin in blockartige Segmente. (Schliff 11, +Nic.)

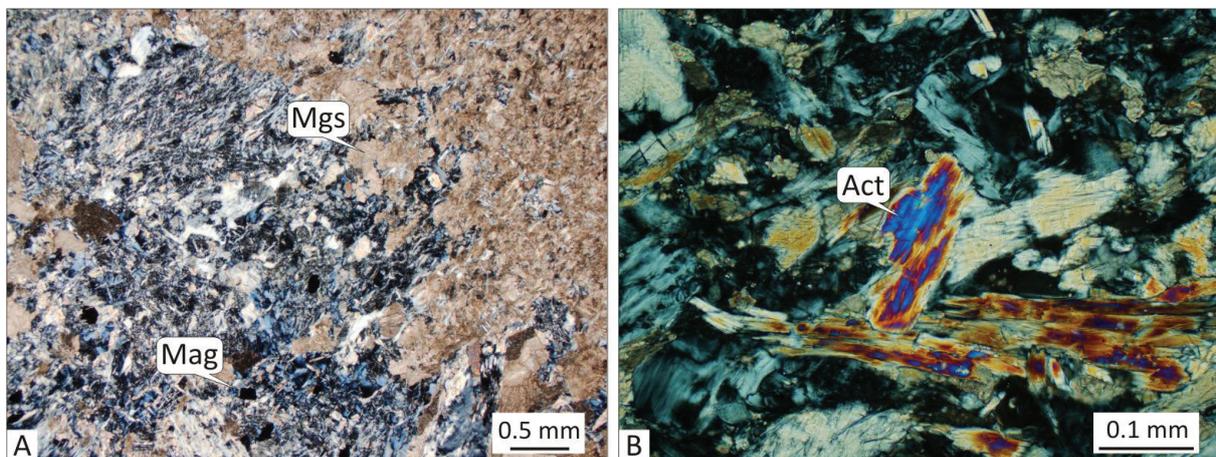


Abb. 43 A(+Nic.) zeigt einige in fein verfilzten Serpentin-Aggregate „schwimmende“ Magnetitkristalle (Mag). Die rechte obere Bildhälfte ist völlig von Magnesit (Mgs) durchsetzt. In der Abbildung B (+Nic.) erkennt man in Zentrum deutlich die durch leuchtend bunte Interferenzfarben charakterisierten Aktinolithe. Die überwiegend grau verfilzten Aggregate zeigen wiederum Serpentin. (Schliff 10)

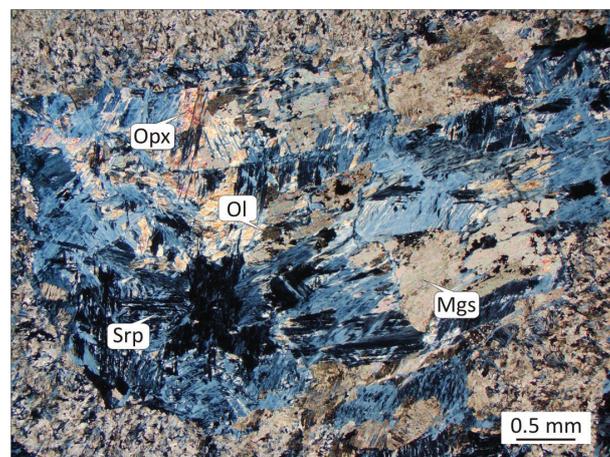


Abb. 44 Die stark korrodierten Relikte von Olivin (Ol) und Pyroxen (Opx) bilden ein Netzwerk aus Serpentin (Chrysotil). Weite Bereiche sind zusätzlich von Magnesit (Mgs) durchsetzt. (Schliff 11, +Nic.)

metamorph überprägte Sub-Decken (Seve/Köli) untergliedert, wobei die Seve-Decke wesentlich höher metamorph ist als die Köli-Decke.

5.2.1 Seve-Decke

Die im Kern des Arbeitsgebietes aufgeschlossene Seve-Decke besteht aus granatführenden Meta-Grauwacken. Auch hier ist das metamorphe Segregationsgefüge, die penetrativ ausgebildete Foliation (S_n) sichtbar (Abb. 12). Beobachtet wurden retrograd überprägte Granate, die im Randbereich einen retrograden Umwandlungssaum aus Biotit, Kalzit und einer opaken Phase besitzen oder teilweise intensiv zerschert wurden (Abb. 11). Einen zweiten prograden Piek belegen Biotite und nur schwach deformierte Granate (Abb. 12). In Druckschatten und Spaltrissen dieser Granate sind retrograd aus Biotit umgewandelte Chlorite zu sehen (Abb. 14 A). Einige Granate zeigen ein deutliches Interngefüge, das Relikte einer älteren Deformation darstellt (Abb. 14). Deutlich sind poikilitisch gewachsene Hornblenden zu erkennen,

die retrograd aus Pyroxen hervorgegangen sind (Abb. 16). Ein weiteres fazieskritisches Mineral sind verfilzte Sillimanitkristalle (Abb. 15). Perlschnurartig in der Foliation liegende Epidote zeichnen das metamorphe Segregationsgefüge nach, wobei neugebildete Muskovit-Schüppchen und Chloritminerale beobachtet werden konnten.

Metamorphosebedingungen der Seve-Decke

Die granatführende Meta-Grauwacke der Seve-Decke weist auf eine mittlere bis hochgradige amphibolitfazielle Überprägung hin, wobei vereinzelt granulitfazielle Relikte erhalten waren mit über 700°C und Drücken mit mehr als 6,5 kbar. Diese Mineralvergesellschaftungen (Granat, Biotit und Sillimanit) verdeutlichen die schon genannte mittlere bis hochgradige Amphibolitfazies (MARKL 2008) mit Bedingungen von bis zu 650°C und Drücken von knapp 6 kbar. Die „ältere“, reliktsch in Granatblasten erhaltene Überprägung kann als S_{n-1} betrachtet werden, die aber sonst wegen der intensiven Überprägung

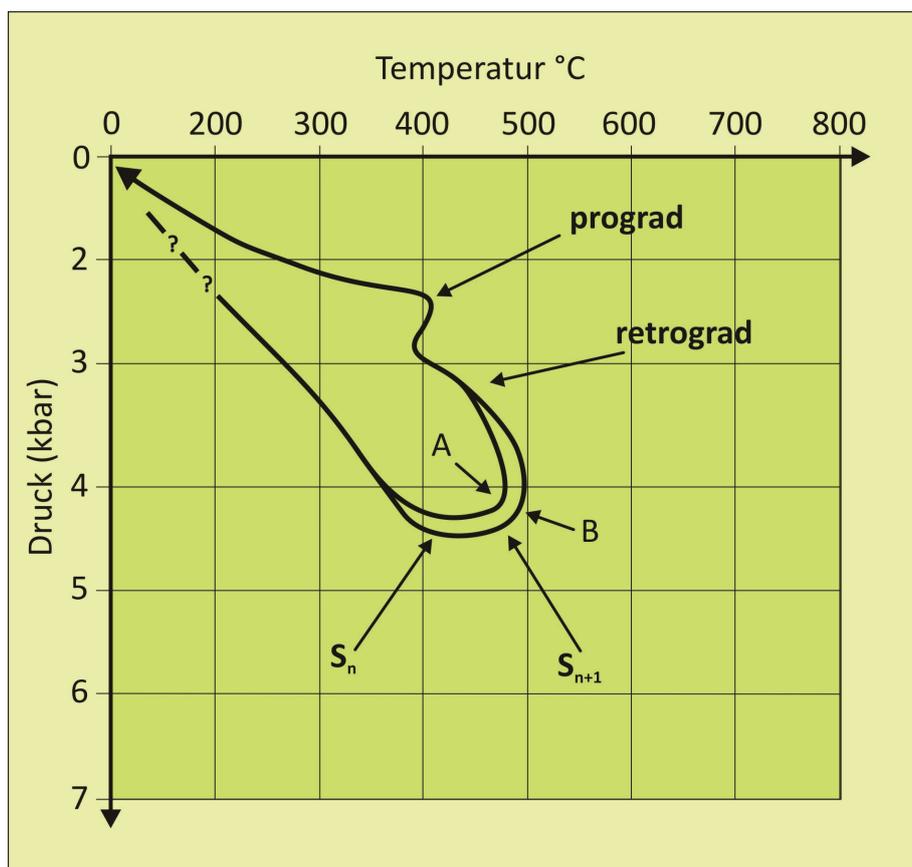


Abb. 45 Schematische Darstellung der Druck- und Temperaturbedingungen im äußeren Vorkommen des Mittleren Allochthons (Pfad A) und des inneren Vorkommens (Pfad B). Die Anlegung der Hauptfoliation S_n und der zweiten, „jüngeren“ Foliation S_{n+1} erfolgte unter den jeweiligen metamorphen Höchstständen. Das letzte metamorphe Ereignis in beiden Vorkommen wird durch das Wachstum neu gesprosser Chlorite (prograden Piek) belegt.

nicht zu sehen war. Ebenso wird postuliert, dass in den geringmächtigen Komplexen der Seve-Decke die Anlegung der S_{n+1} Foliation mit der Hauptfoliation S_n gleichzusetzen ist. Neugesprossene Muskovit-Individuen, Epidote und büschelig ausgebildeter Chlorit belegen das letzte prograde metamorphe Ereignis vergleichbar mit der tektonometamorphen Überprägung des Mittleren Allochthons. Der retrograde Pfad wird durch die Umwandlung von Pyroxen in Hornblende sowie durch Chloritisierung der Biotitgenerationen deutlich.

5.2.2 Köli-Decke

Die Köli-Decke besteht aus Meta-Gabbros, Phylliten, einer Meta-Diorit/Chloritphyllit Wechselfolge und Serpentin-Konglomeraten.

Meta-Gabbro der Köli-Decke

Der leicht foliierte Meta-Gabbro zeigt eine

schwach ausgebildete Foliation (S_n), wobei das Material im Randbereich deutlich mylonitisiert ist. In diesem Bereich sind völlig zerscherte Granate zu beobachten, die in einer rekristallisierten Matrix „schwimmen“ (Abb. 22).

Phyllite der Köli-Decke

Die phyllitischen Einheiten konnten in Quarz-, Graphit- und Karbonatphyllit unterteilt werden, die die tektonometamorph gleich überprägt sind. Muskovitlagen verdeutlichten die Foliation (S_n) (Abb. 24), wobei die „jüngere“, penetrative Foliation deutlich überwiegt. Ebenso wird (S_n) von einer engständigen Krenulationsfältelung (S_{n+1}) überprägt (Kap. 6.1).

Granate enthalten auf kleinen Spaltrissen retrograd aus Biotit hervorgegangene Chloritminerale.

Meta-Diorit der Köli-Decke

Der Meta-Diorit zeigt ein mylonitisches Gefüge,

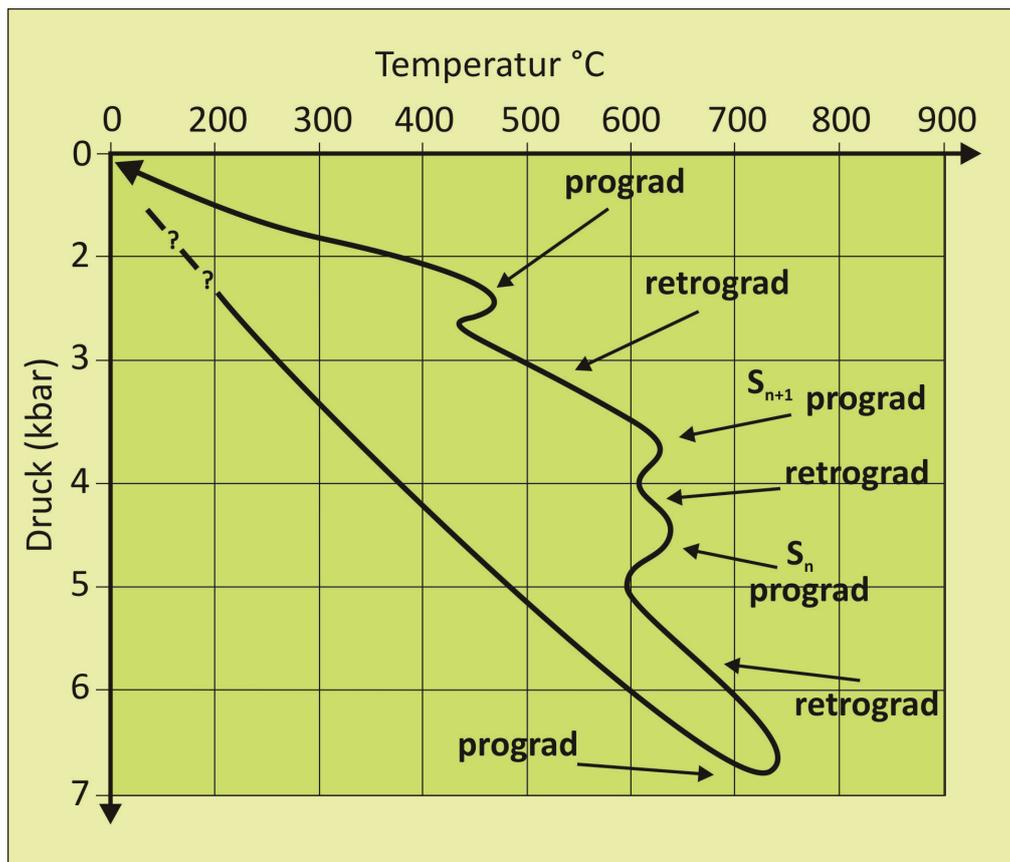


Abb. 46 Schematische Darstellung der Druck- und Temperaturbedingungen in der Seve-Decke des Oberen Allochthons. Die früheren tektonometamorph angelegten Strukturen beim metamorphen Höchststand wurden weitestgehend ausgelöscht. So ist die S_n aus einer frühen amphibolitfaziellen Metamorphose erhalten, wobei S_{n+1} sich später vor dem langen retrograden Pfadverlauf ausbildete. Deutlich wird wie im Mittleren Allochthon der mit einem Chloritwachstum einhergehende kleinere letzte prograde Piek.

das durch augenförmig deformierte Feldspat-Individuen verdeutlicht wird (Abb. 17). Ca-reiche Plagioklase zeigen einen saussuritisierten Kern. Des Weiteren waren zwei Generationen Granat erkennbar.

Chloritphyllit der Köli-Decke

Der Chloritphyllit, der zusammen mit dem Meta-Diorit in der Köli-Decke vorkommt, dürfte auf Grund der Zusammensetzung durch retrograden Bedingungen aus mafischen Vulkaniten, wahrscheinlich Basalten, hervorgegangen sein.

Serpentinit-Konglomerat der Köli-Decke

Das Serpentinit-Konglomerat hat eine ultramafische Zusammensetzung, wobei das Material durch Hydratisierung retrograd serpentiniert ist (Abb. 42). Hierbei wurden bis auf das Wachstum von prograd gebildetem Aktinolith alle älteren Strukturen ausgelöscht.

Metamorphosebedingungen der Köli-Decke

Die Köli-Decke zeigt in allen Einheiten mittlere amphibolitfaziale Bedingungen. Granatblasten besitzen z. T. ein „älteres“ Intergefüge. Ebenfalls deuten Muskovit-Individuen, die nahezu senkrecht zur Hauptfoliation S_n orientiert sind, ein „älteres“ Deformationsereignis an. Die in Augenform deformierten Feldspat-Individuen werden von einer rekristallisierten Matrix mit Muskovitschüppchen umflossen. In einer zweiten leicht niedrigeren metamorphen Phase kam es zur Ausbildung einer Krenulation (S_{n+1}), die im Kernbereich der Aufdomung des Fjällfjäll-Fensters deutlicher ausgebildet war. In einer retrograden Phase kam es zur Chloritisierung der unter S_n gewachsenen Biotite. Eine grünschieferfaziale Überprägung brachte neu gesprossene Chloritmineral. Zusammenfassend wird deutlich, dass die Köli-Decke durch drei tektonometamorphe Phasen überprägt wurde, bei der der metamorphe Höchststand mit Temperaturen von 550°C und Drücken von rund 5 kbar nachgewiesen werden konnte (Abb. 47).

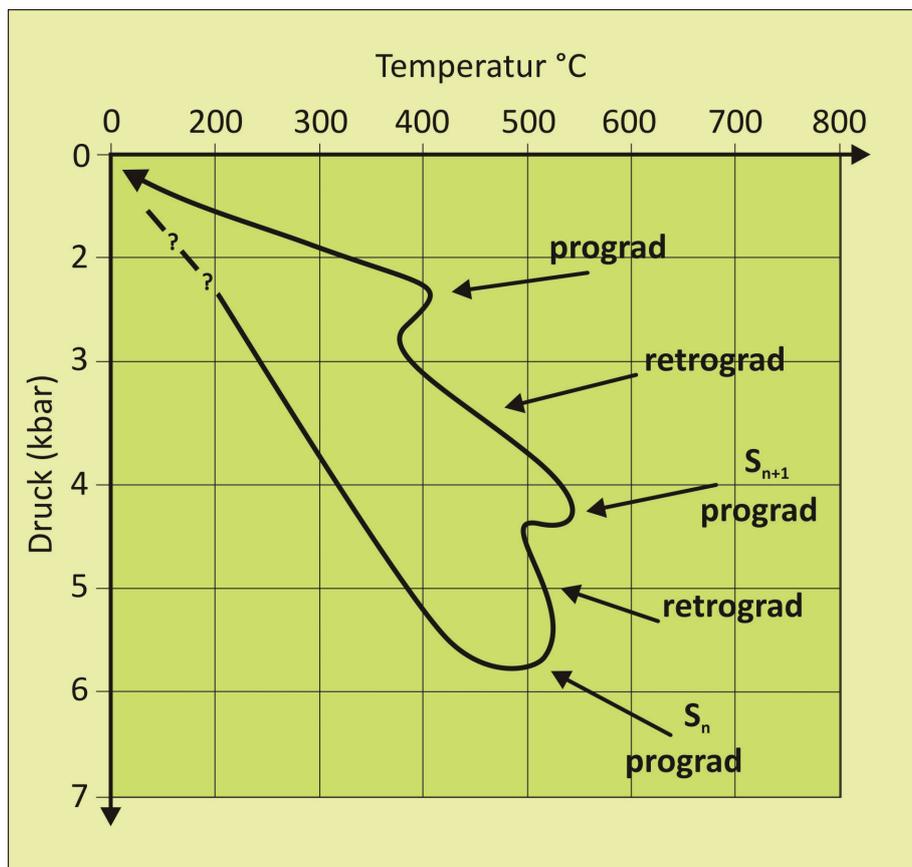


Abb. 47 Schematische Darstellung der Drucktemperatur-Bedingungen in der Köli-Decke des Oberen Allochthons. In den Bereichen der S_n und S_{n+1} Foliation waren die metamorphen Höchststände zu verzeichnen. Ebenfalls wird in dieser Einheit der mit Chloritwachstum einhergehend kleinere prograde Piek deutlich.

6. Strukturelle Auswertung und Interpretation der Gefügedaten

Betrachtet man den Norden des Fjällfjäll-Fensters, so wird ein hufeisenförmiger Ausbiss verschiedener Einheiten sichtbar, der aus tektonostratigraphisch unterschiedlichen Einheiten aufgebaut ist. Es handelt sich um eine durch Decken aufgestapelte Aufdomung.

Um Deformationsabläufe, intensive Scherprozesse sowie die tektonostratigraphische Abfolge beschreiben und interpretieren zu können, wurde das Makro- und das Mikrogefüge herausgearbeitet. So ermöglichen Strukturdaten und metamorphe Mineralparagenesen eine detaillierte Rekonstruktion des Deformationsablaufs.

Es wurde deutlich, dass das gut ausgebildete penetrative Gefüge an den tektonischen Kontakten zu den jeweils benachbarten Einheiten noch stärker ausgeprägt ist. Die Foliation ist im Kontaktbereich engständiger und das Material z.T. mylonitisiert. Typische Strukturen wie Bankung oder Gradierung in Sedimenten oder die regellose Ausbildung in Magmatiten sind überprägt oder bei intensiver Scherbeanspruchung mylonitisiert und so völlig ausgelöscht.

Das mechanische Verhalten der verschiedenen Materialien während der Scherung und des Transports standen dabei im Vordergrund.

6.1 Strukturelle Elemente im Arbeitsgebiet

Bei der tektonometamorphen Entwicklung konnten Prozesse von spröde-duktil bis hin zu hochmetamorph beobachtet werden. Die Deformation ist von metamorphen Bildungen wie Rekristallisation, Umkristallisation oder Mineralneubildung begleitet.

Bei der deutlich ausgebildeten Lagigkeit, der Hauptfoliation (S_n), handelt es sich um eine Segregationsbildung, die eine Trennung von dunklen glimmerreichen Lagen von hellen quarz- und feldspatreichen Lagen bedingt (Abb. 48). Dabei kommt es zur Einregelung oder Rekristallisation anisotroper Mineralkörner, wobei leukokrate, quarz- und feldspatreiche Lagen im Wechsel zu melanokraten im Allgemeinen glimmer- und amphibolreichen Lagen ausgebildet sind und eine penetrative Paralleltexur nachzeichnen (YARDLEY et al. 1992).

Krenulationsfältelung und „arcuate hinge cleavage“

Bei phyllosilikatreichen Lagen kommt es bei einer penetrativen Überprägung zur Bildung einer Krenulation, „crenulation cleavage“ (Abb. 49) und somit zu einer Überfaltung von S_n . Steht die Druckrichtung der zweiten Deformation senkrecht zur ersten Einengungsrichtung, so ist die Krenulation äußerst deutlich zu sehen (S_{n+1}) (PASSCHIER & TROUW 1996). So war im Kernbereich der Aufdomung eine Krenulation äußerst deutlich ausgebildet. Deutlich ist die verfaltete Foliation (S_n) zu sehen, wobei sich parallel der Achsenfläche eine neue Foliation (S_{n+1}) andeutet (Abb. 49B Nachzeichnung). Im Kern der Falte kam es innerhalb einer quarzreichen Lage zur Wanderung von rekristallisierten Quarzindividuen aus den Faltenflanken in den Faltenkern, was zu einer Verdickung im Faltscharnier führte. In Krenulationsfalten kommt es zur Materialwanderung aus den Faltenflanken in die somit verdickten Faltenkerne. So kann sich eine neue Vorzugsrichtung parallel der Achsenflächen ausbilden und es entsteht eine neue, die ursprüngliche Lagigkeit völlig auslöschende penetrative Paralleltexur. Hierbei kann es zur Ausbildung einer „arcuate hinge cleavage“ kommen, die nach EICHENTOPF & GREILING (1987) ein Umbiegen und Neuwachstum von Phyllosilikaten im Scharnierbereich von Kleinfalten zeigt (Abb. 50).

SC-Gefüge

Bei der Mylonitisierung meist granoblastischer Materialien kommt es zur Ausbildung eines SC-Gefüges. Eine bestehende Foliation S („schistosité“) wird durch eine zweite, jüngere Foliation C („cisaillement“) überprägt (MESCHÉDE 1994), wobei ein spitzer Winkel zwischen S und C entsteht (Abb. 51). So sind SC-Gefüge gute Scherindikatoren mit eindeutiger Scherrichtung (MESCHÉDE 1994).

Mylonitisches Gefüge

Bei der Mylonitisierung sind Kristallisations-, Rekristallisationsprozesse und Kornneubildungen wichtig. Mylonite sind somit synkinematisch rekristallisierte unter intensiver Scherung entstandene Gesteine mit einer deutlich ausgebildeten penetrativen Paralleltexur (MOORES & TWISS 1995), wobei eine starke Reduzierung der Korngrößen charakteristisch ist. Bei größeren Materialien entstehen z. T. fragmentierte

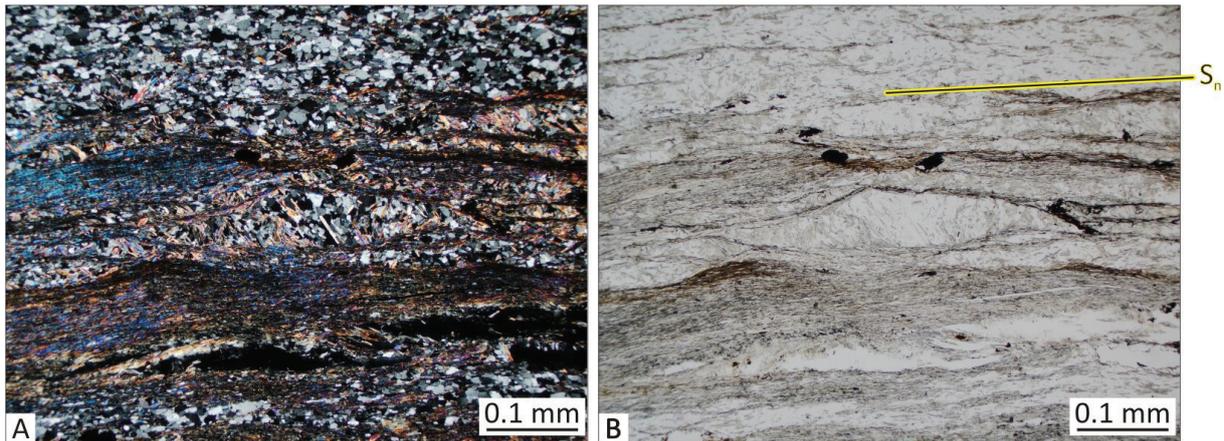


Abb. 48 Durch metamorphe Segregation kommt es zur Einregelung oder Rekristallisation anisotroper Mineralkörner, wobei leucokrate Lagen im Wechsel zu melanokraten Lagen ausgebildet sind. Dieser Wechsel verdeutlicht die in B (//Nic.) eingezeichnete Hauptfoliation (S_n). (Schliff 36, (A + Nic.))

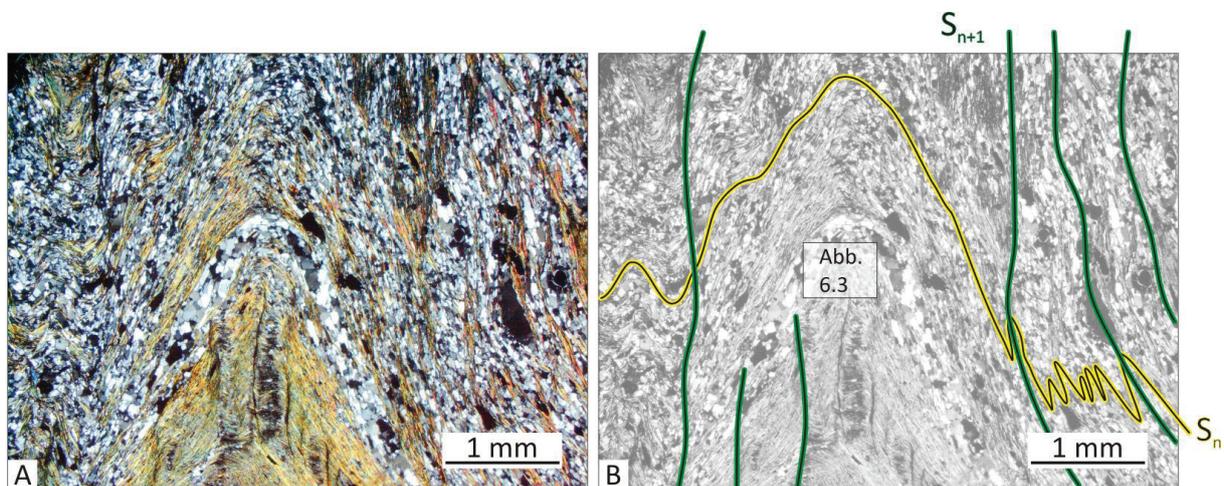


Abb. 49 Deutlich ist die verfaltete Foliation (S_n) zu sehen, wobei sich parallel der Achsenfläche eine neue Foliation (S_{n+1}) andeutet (B Nachzeichnung). Im Kern der Falte kam es innerhalb einer quarzreichen Lage zur Wanderung von rekristallisierten Quarzindividuen aus den Faltenflanken in den Faltenkern, was zu einer Verdickung im Faltencharnier führte (A + Nic.). (Schliff 64)

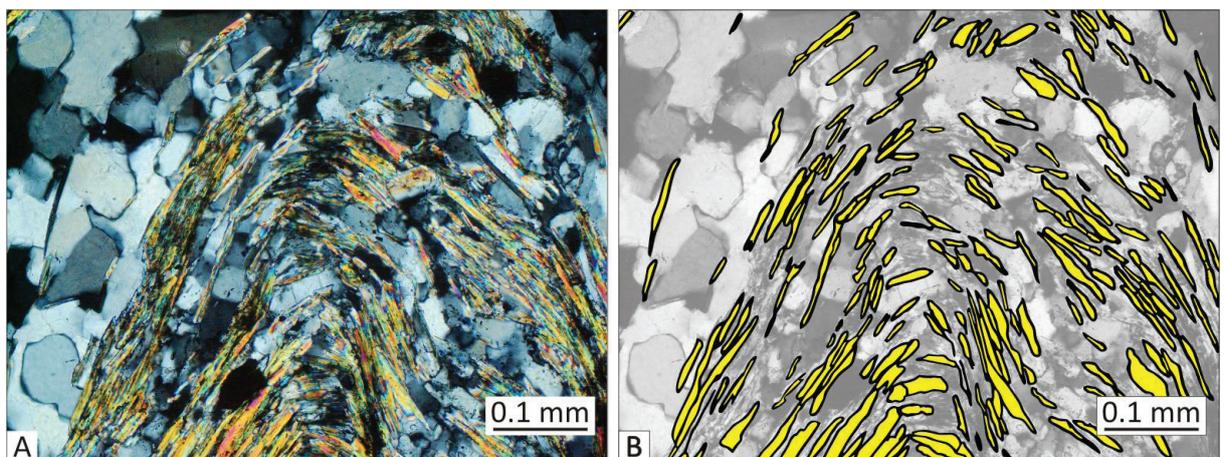


Abb. 50 Im Kern der Krenulationsfalte ist das Umbiegen der Phyllosilikatlagen zu sehen, wobei Muskovitplättchen herausgedreht werden und eine „arcuate hinge cleavage“ im Faltencharnier, parallel der Achsenfläche bilden. (Schliff 64 (A + Nic.), (B Skizze zu A))

Blastomylonite (Abb. 52).

Boudinage

Der Wechsel unterschiedlich kompetenter Lagen führt bei Kompression senkrecht zur Foliation und gleichzeitiger Extension längs der Foliation zur Ausbildung einer Boudinage (POLLARD & FLETCHER 2005). Hierbei werden die kompetent reagierenden gröber rekristallisierten Lagen in ihrem Verlauf periodisch abgequetscht und bei duktiler Verformung in Augenform gebracht. Die Räume zwischen den Augen werden verfüllt. Häufig wachsen in den sich ausbildenden Druckschatten der Augen neue Minerale, die eine relativ grobe Ausbildung zeigen, da dort weit weniger Druck herrscht (Abb. 53).

Scherung

Bei sich überfahrenden Deckensystemen können ausgebildete Scher- und Gleitprozesse deutlich an Hand ausgeprägter Faltsysteme beobachtet werden. Isoklinalfalten, die häufig abgerissen und in sich überschoben waren, stehen dabei nicht für eine hohe Einengungsrate, sondern für längs der Foliation ablaufende intensive Scherprozesse (Abb. 54). Ebenso konnten nach Ost oder Ostsüdost überschobene und vergente Falten beobachtet werden.

6.2 Auswertung der Gefügedaten

Bei der Auswertung der strukturellen Daten zeigt das nördliche Fjällfjäll-Fenster einen heterogenen Aufbau und zugleich eine in sich geschlossene Struktur (Abb. 55). Die Aufdomung ist von Einheiten des Oberen Allochthons, der Köli-Decke (orange) umgeben, wobei nach innen das Mittlere Allochthon (gelb) folgt. Im Kern der Struktur streicht das Mittlere Allochthon ein zweites Mal ringförmig aus und ist sowohl im Hangenden als auch im Liegenden mit dem Oberen Allochthon verschuppt. Eine Stapelung mit der Seve-Decke (rot) wird nur im Westen und Norden des Kernbereiches deutlich. Ausgewertet wurden im Arbeitsgebiet aufgenommene Flächenwerte für die Foliationen (S_n und S_{n+1}), Linearwerte für die Bewegungslineare, Krenulation und b-Achsen. Für eine detaillierte Interpretation erfolgte eine Unterteilung des Arbeitsgebietes in 29 Komplexe, auf die im Anlage III und in den Abbildungen 56 bis 59 Bezug genommen wird.

Ausgewertet wurde mit dem Stereoprogramm „Isolinien-Darstellung“ aus dem Programmpaket zur Darstellung und Analyse tektonischer Daten,

FABRIC 8, von Wallbrecher (WALLBRECHER, last update 21. 02. 2011). Es wurden mit FABRIC 8 fünf Isolinien ausgerechnet und geplottet. So sind die Isolinien zwischen der Besetzungsdichte eins und der maximalen Besetzungsdichte abgestuft. Flächen wurden in Pol-Darstellung und Lineare in Linear-Darstellung wiedergegeben.

S_n -Foliation

Die gemessene penetrative Foliation (S_n) (Kap. 6.1) ist in einer Isolinien-Darstellung in der Anlage III dargestellt. In der Aufdomung des nördlichen Fjällfjäll-Fensters ist ein umbiegenes Einfallen der S_n -Foliation zu beobachten, wobei im Westen und Nordwesten Einfallrichtungen nach West und Nordwest ausgebildet sind (Einfallswerte ca. 50° bis 60°) (Komplexe 1, 2, 3 und 4). Im Norden des zentralen Bereichs fielen die Foliationswerte in Richtung Norden ein (wesentlich flacher ca. 20°) (Komplexe 14 und 15). Im Kern der Struktur fielen die Foliationswerte sehr flach in Richtung Norden bis Nordwesten bis fast sählig ein (Komplexe 18, 23, und 29). Im Nordosten und Osten des Arbeitsgebietes dreht die Einfallrichtung nach Nordost bis Ost (Einfallswerte steiler (Komplex 6) im Osten fast saiger oder überkippt (Komplexe 8, 9 und 10).

Deutlich von dieser umbiegender Struktur abweichende S_n -Daten wurden im Komplex 7 im Nordosten und im Komplex 20 im Zentrum der Aufdomung gemessen. So zeigen beide Komplexe sehr einheitliche Einfallrichtungen in Richtung Nord bis Nordwest. Diese weichen völlig von der übrigen sie umgebenden Struktur ab, was eine Sonderstellung dieser Komplexe hervorhebt (Kap. 6.3).

S_{n+1} -Foliation

Die hier beschriebenen Verteilungsmuster der S_{n+1} -Richtungsdaten sind in der Abbildung 56 als Isolinien-Darstellungen wiedergegeben. Die zweite Foliation, S_{n+1} , die jüngere Foliation (Kap. 6.1), war in phyllitischen Einheiten besser ausgebildet als in den Magmatiten und dem Serpentin-Konglomerat des Oberen Allochthons oder in den Meta-Arkosen des Mittleren Allochthons. Die S_{n+1} -Werte verliefen nahezu einheitlich in der Aufdomung (Abb. 56). Die Werte der S_{n+1} -Foliation fallen einheitlich in Richtung Westnordwest mit 75° bis 80° ein (Bereich A, Komplexe 1 bis 4). Weiter in Richtung Süden im Bereich D (Komplexe 9 und 10) wird das in Richtung West gerichtete

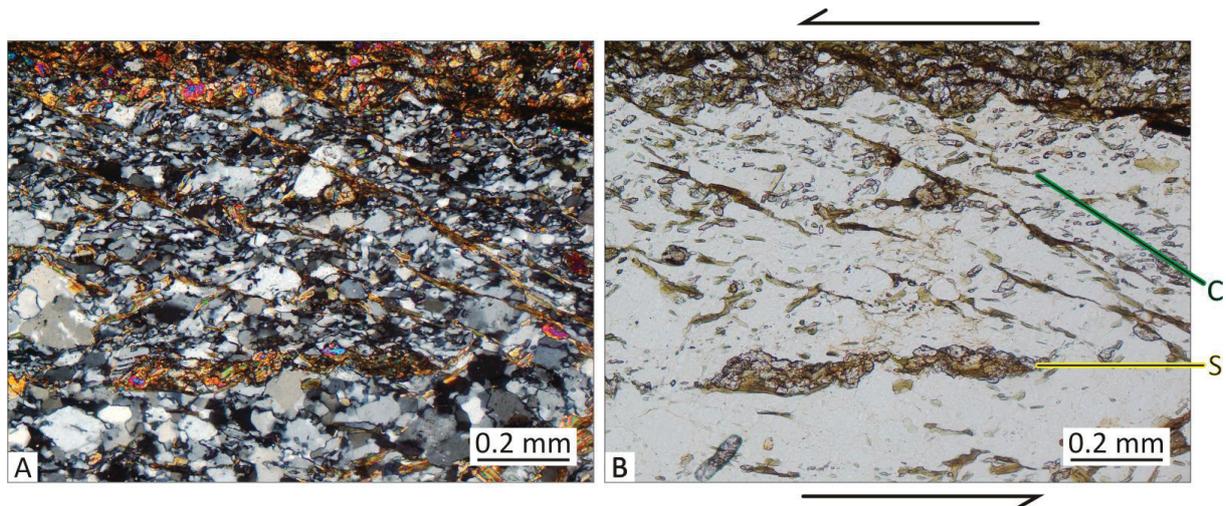


Abb. 51 Das abgebildete SC-Gefüge, in B (//Nic.) deutlich zu sehen, zeigt eine horizontal verlaufende Lagigkeit („schistosité“ S) und geradlinig verlaufende neugesprossene Biotit („cisaillement“ C). Ein sinistraler Schersinn ist zu erkennen. (Schliff 83, (A +Nic.))

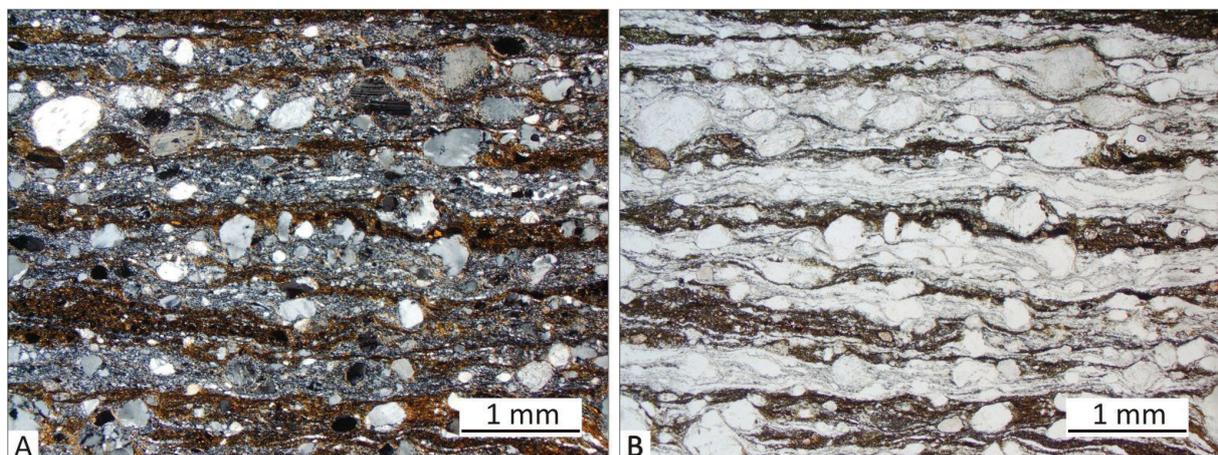


Abb. 52 Deutlich ausgebildetes blastomylonitisches Gefüge. Quarz- und Feldspatindividuen „schwimmen“ in einer penetrativen Paralleltexur. Diverse Quarze erscheinen bei gekreuzten Polarisatoren (A +Nic.) generell dunkel. Sie sind senkrecht der c-Achse geschnitten, wobei sie in der Foliation liegen und senkrecht zur Scherrichtung rekristallisiert sind (DEGEN 1997). (Schliff 32, (B // Nic.))

Einfällen der S_{n+1} deutlicher und die Foliation fällt nur noch mit ca. 45° bis 55° ein. Die hier beschriebene Foliation S_{n+1} , die jünger und somit später angelegt ist, als die erste Foliation S_n , deutet auf eine äußerst einheitliche Ausrichtung von S_{n+1} , die durch die Aufdomung der Duplexstruktur als eine in Richtung Ost-südost-vergente Achsenflächenfoliation angelegt wurde. Das flachere Einfallen der S_{n+1} -Flächen im Osten belegt somit einen weiteren Schub nach der Anlage der S_{n+1} -Foliation, da sie im Top der Aufdomung weiter in Richtung Osten „gedrückt“ wurde und somit eine deutlichere Ostvergenz als der mittlere und westliche Bereich der Struktur aufweist.

Bewegungslineare

Bei duktiler Verformung im oberen Grünschieferbereich und auch amphibolitfazial kam es zur deutlichen Ausbildung von Bewegungs- oder Streckungslinearen. Die hier beschriebenen Verteilungsmuster der Richtungsdaten der Bewegungslineare sind als Isolinien-Darstellungen (linear) in Stereoprojektion wiedergegeben (Abb. 57). Deutlich wird die Transportrichtung der Decken, die aus Richtung Westnordwest überschoben wurden. So fallen die Bewegungslineare im Westen des Arbeitsgebietes in den Bereichen A und E einheitlich mit Kippwinkeln bis zu 40° nach West

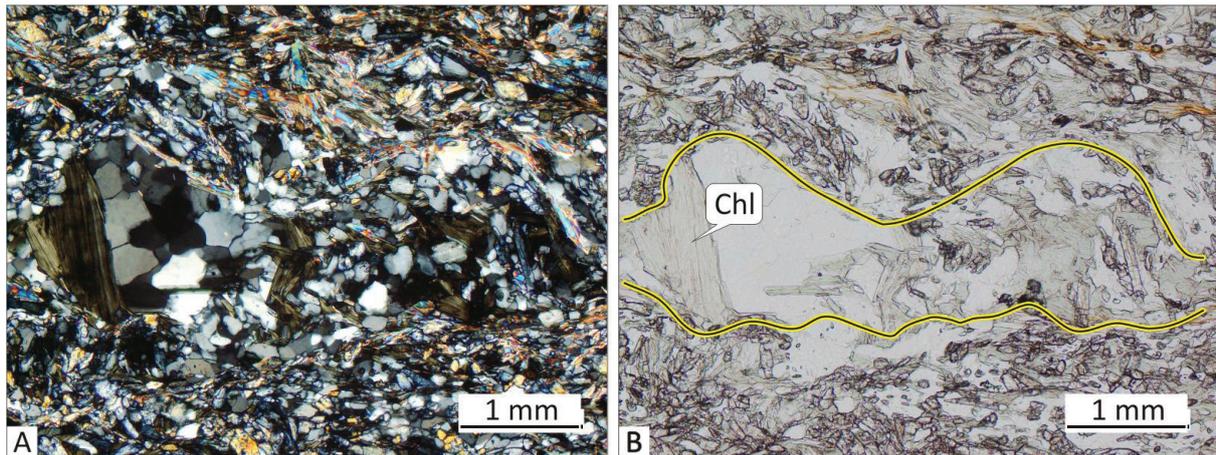


Abb. 53 Die in A (+Nic.) und B (//Nic., gelbe Linie) durch metamorphe Segregation gebildete quarzreiche Lage ist auf Grund ihres Kompetenzunterschiedes zu ihrem Umfeld boudiniert und zeigt im Druckschatten und auf senkrecht zur Foliation ausgebildeten Dehnungsrissen retrograd aus Biotit umgewandelten Chlorit (Chl). (Schliff 98)

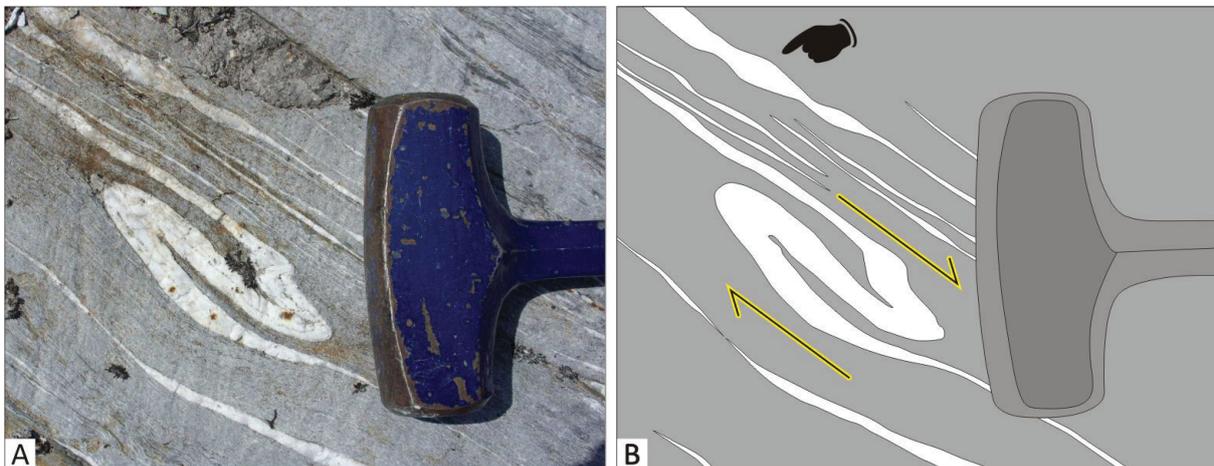


Abb. 54 A zeigt eine Geländeaufnahme des Quarzphyllits der Lokalität 68 KD. In der Skizze B ist eine boudinierte Quarzlage (Hand) gekennzeichnet. Im Zentrum ist ein dextral geschertes und isoklinal verfaltetes Boudin zu sehen. (Foto: SABINE WALTHER)

bis Westnordwest ein. In der Mitte des nördlichen Fjällfjäll-Fensters entlang einer gedachten Nord-Süd-Achse werden die Bewegungslineare flacher und kippen in Richtung Ost bis Ostsüdost um (Bereiche B, D und F). Sie verdeutlichen somit den Transport der Decken aus Richtung West bis Westnordwest und die damit sich entwickelnde Entstehung der Duplexstruktur. Ebenso wird die Weiterbewegung des Deckenstapels während und am Ende des Duplexbaus deutlich, da die Lineare sonst gedreht oder überprägt worden wären. Nur die beiden Bereiche C und G (Abb. 57) zeigen wiederum eine deutliche Abweichung in der Einfallsrichtung der Bewegungslineare jeweils im Vergleich zu ihrem direkten Umfeld, was eine Entstehung der Lineare vor der Entstehung und Entwicklung der Bereiche C und G verdeutlicht.

Somit ist die Entstehung der Komplexe C (7) und G (20) an das Ende der Entwicklung der Duplexstruktur aber vor die Ausbildung der S_{n+1} zu setzen.

Krenulation

Bei einer neuangelegten penetrativen Foliation S_{n+1} kam es bei der Überprägung der bereits vorhandenen Foliation S_n besonders in phyllosilikatreichen Lagen zur Ausbildung einer Krenulation, („crenulation cleavage“) (Kap. 6.1).

Da im Arbeitsgebiet die gemessene Hauptfoliation S_n im Westen relativ steil und im Osten saiger bis z. T. überkippt war und S_{n+1} im gesamten Arbeitsgebiet ebenso mehr oder weniger steil nach Westen einfiel, konnte sich in den Bereichen A, B und D der Aufdomung die Krenulation

nur untergeordnet entwickeln, wobei sie im Kernbereich bei flachen S_n -Werten deutlich zu sehen war. Hier hat sich besonders in den phyllitischen Einheiten des Oberen Allochthons eine deutliche Krenulation ausgebildet, die als zwei bis fünf Millimeter breite, lang aushaltende Falten sehr gut eingemessen werden konnte. In Abb. 58 wird deutlich, dass die gemessene Krenulation im gesamten Arbeitsgebiet sehr einheitlich streicht und flach einfällt (15° bis 25°). Die einheitlichen Werte deuten auf eine relativ spät angelegte zweite Foliation S_{n+1} . Da die tektonische Entwicklung der Bereiche C und G (Kap. 6.3) in eine späte Phase der Aufdomung gestellt werden und die entstandene Krenulation S_{n+1} nicht verstellt wurde, muss die Sonderstellung der Komplexe C und G vor der Anlage von S_{n+1} erfolgt sein.

b-Achsen (b)

Bei der Überführung der Deckenkomplexe im nördlichen Fjällfjäll-Fenster kam es zu einem gut ausgebildeten Faltenbau (Kap. 6.1). Ausgewertet wurden abgerissene Isoklinalfalten und nach Ost oder Ostsüdost überschobene und somit vergente

Falten (Abb. 54). In den Bereichen A, B, D, E und F streichen die *b*-Achsen in Richtung Nord bis Nordnordost und Süd bis Südsüdwest und streuen gleichmäßig um einen Kippwinkel von 20° bis 30° . Die relativ starke Streuung der *b*-Achsen deutet auf eine frühe Entstehung der Falten in der Duplexbildung hin.

Wieder, wie schon in der Ausbildung der Bewegungslineare und der Hauptfoliation S_n beschrieben, zeigen die Bereiche C und G von den in umgebenden Einheiten gemessenen Daten abweichende Werte. So zeigen beide Bereiche nur nach Nord bis Nordnordost einfallende *b*-Achsen. Dies belegt wiederum eine Verstellung der Komplexe C und G nach der Ausbildung der *b*-Achsen (Abb. 59). Die *b*-Achsen können nur nach der Ausbildung von S_n und vor der Verstellung der Bereiche C und G angelegt worden sein.

6.3 Großstrukturen

Die Auswertung der Gefügedaten in Kap. 6.2 ergab drei Bereiche, Komplexe 7, 14 und 20 (Anlage III), die sich bei den S_n -Werten und den

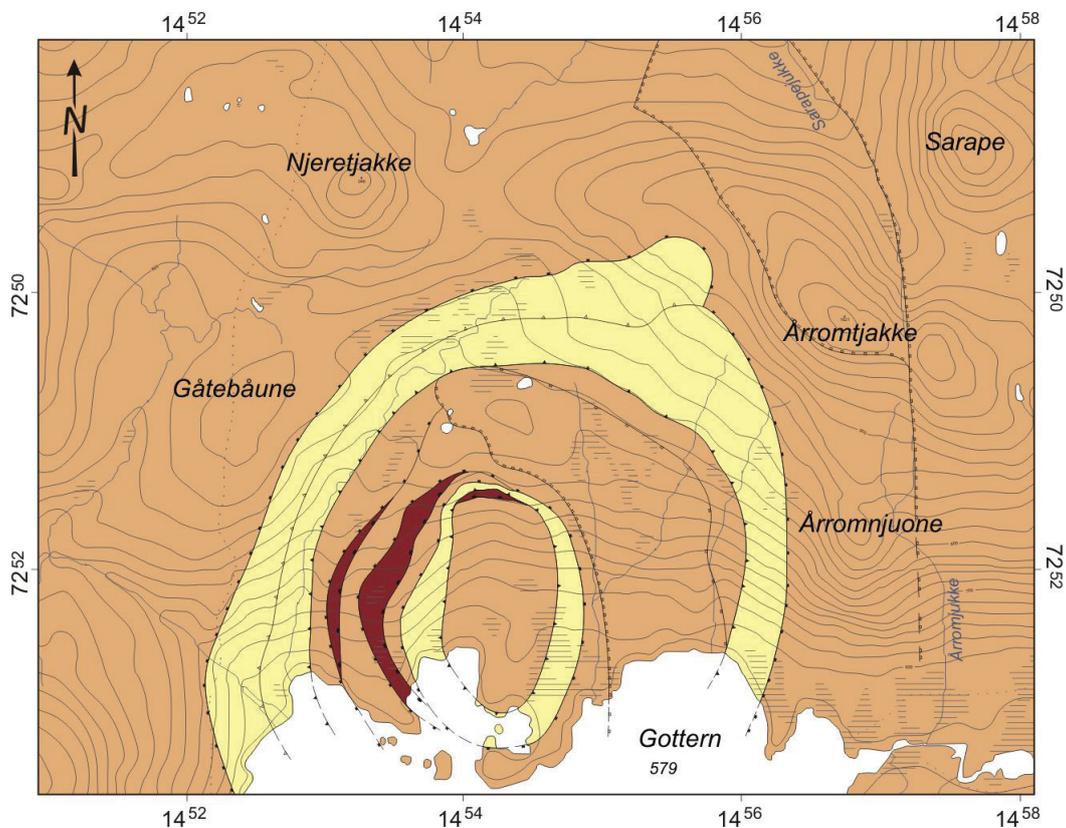


Abb. 55 Karte der Allochthonen Deckeneinheiten. Die Köli-Decke (orange), zusammen mit der Seve-Decke (rot), bilden das Obere Allochthon. Der hufeisenförmige Ausbiss des Mittleren Allochthons (gelb) repräsentiert die Aufdomung des nördlichen Fjällfjäll-Fensters.

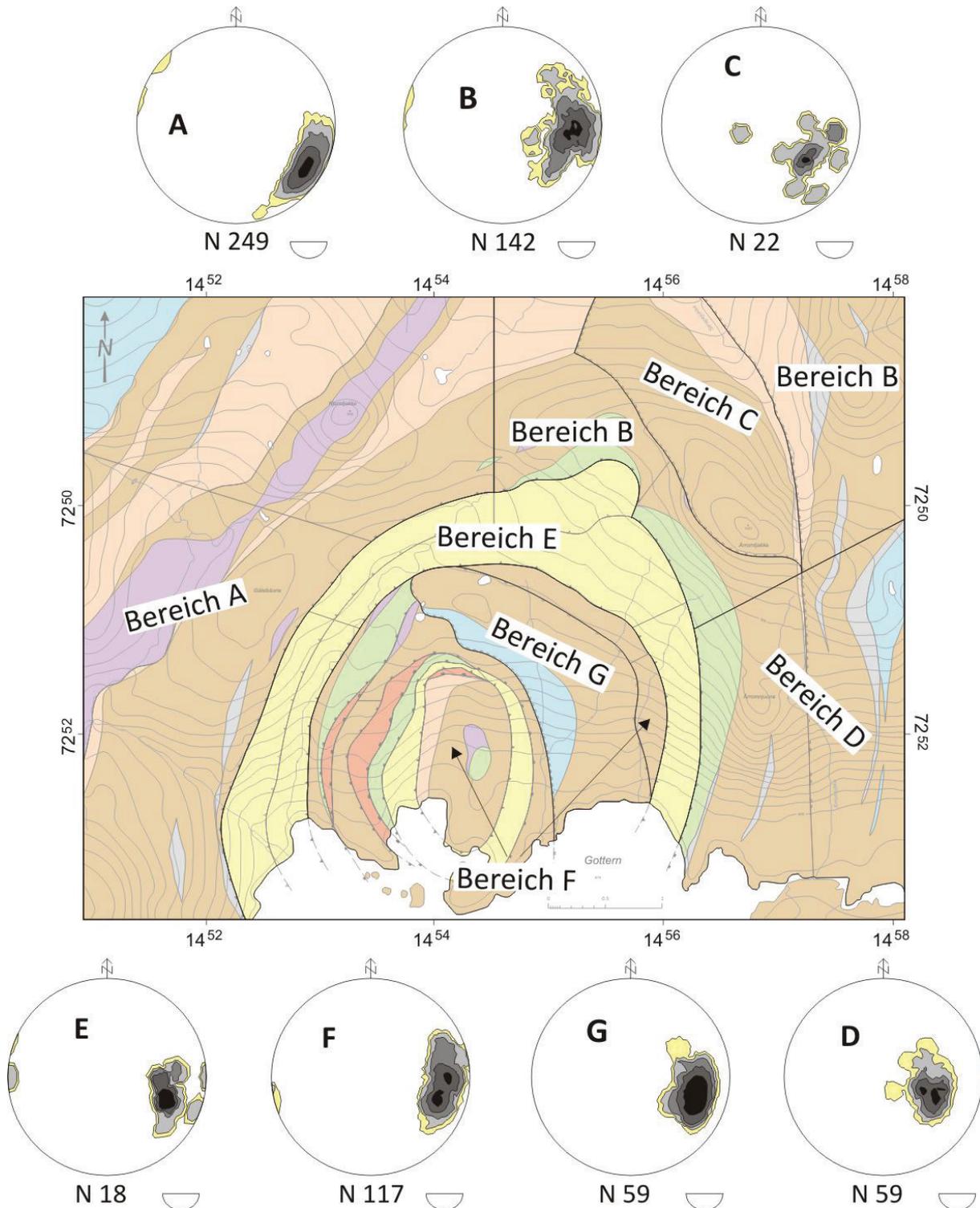


Abb. 56 Die S_{n+1} -Werte zeigen in der Aufdomung nahezu einheitlich Raumdaten. Um dies zu verdeutlichen, wurde das Arbeitsgebiet in die Bereiche A bis G unterteilt, wobei wegen der Übereinstimmung in den Isolinien-Diagrammen in den Komplexen 1 bis 29 diverse Komplexe (Anlage III) zusammengefasst werden konnten.

A (Komplexe 1 bis 4), B (Komplexe 5, 6 und 8), C (Komplex 7), D (Komplexe 9 und 10), E (Komplexe 11 bis 16), F (Komplex 20) und G (Komplexe 17 bis 19 und 21 bis 29).

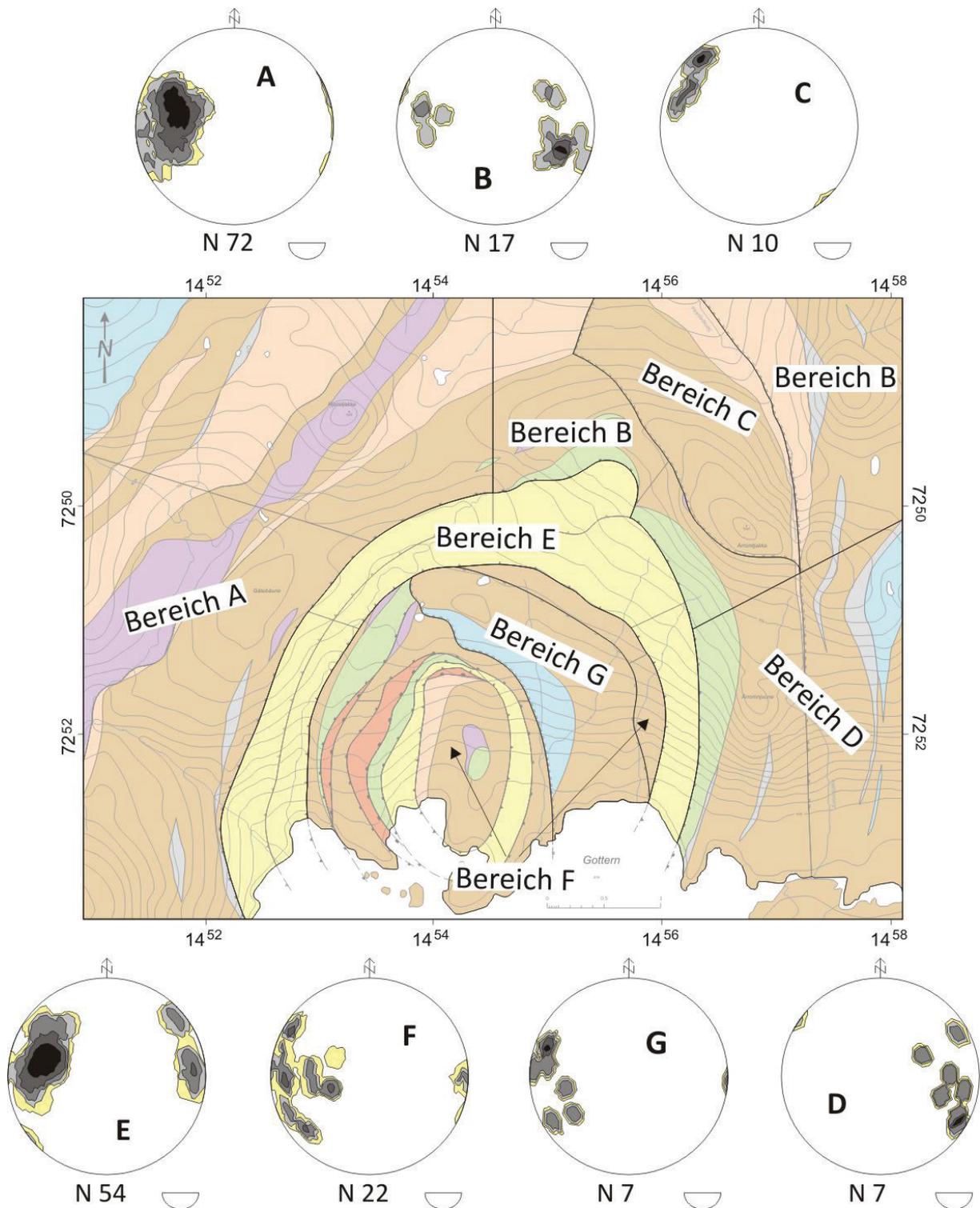


Abb. 57 Isolinien-Darstellungen (Plott in Linear-Darstellung) aller im Arbeitsgebiet gemessenen Bewegungslineare. Deutlich wird die einheitlich ausgebildete Transportrichtung der Decken und der deckeninternen Scherprozesse in den Einheiten des Fjällfäll-Duplexes.

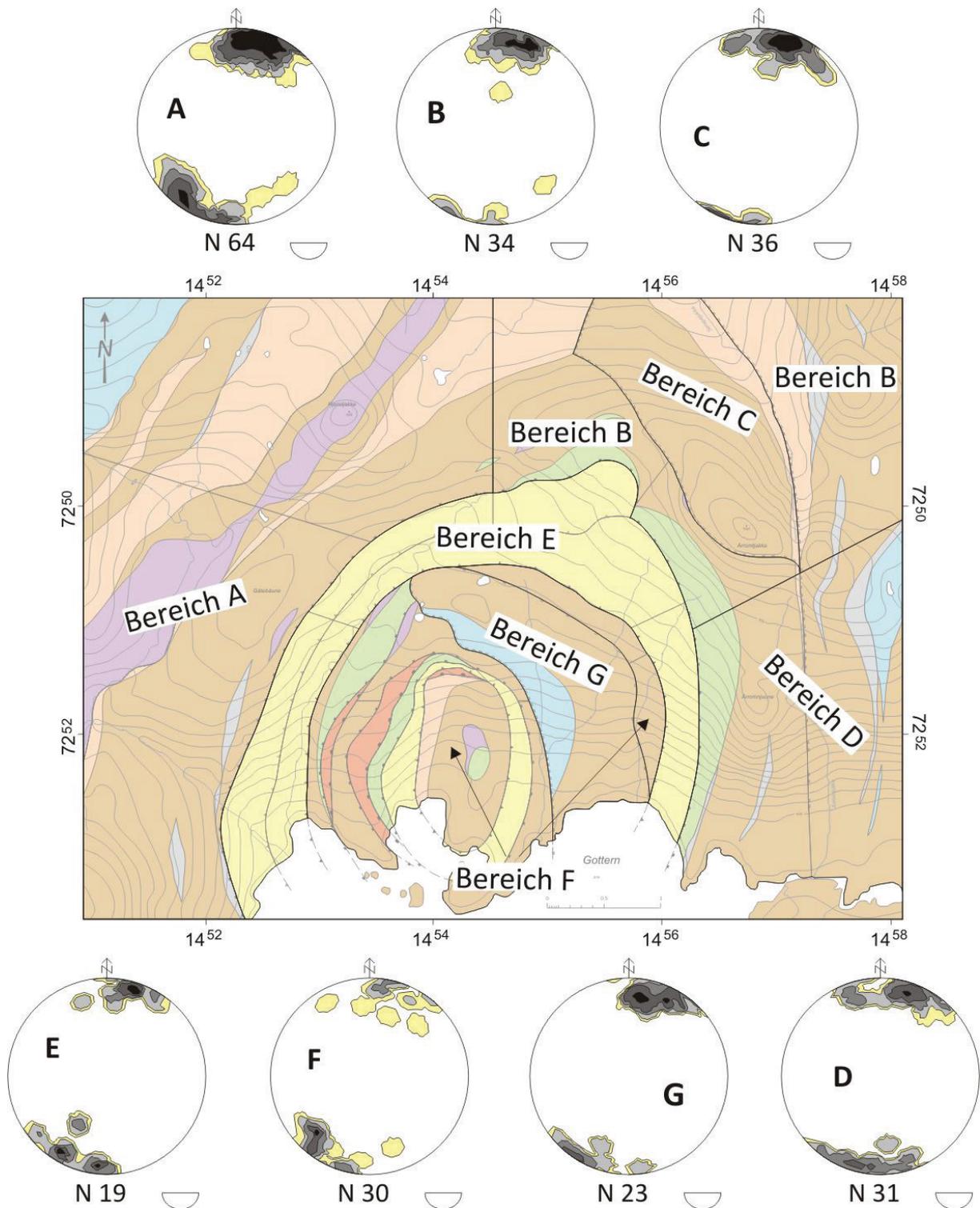


Abb. 58 In den Isolinien-Darstellungen (linear) sind alle im Arbeitsgebiet gemessenen Krenulationsdaten geplottet. Deutlich wird die einheitlich in Richtung Nordnordost-Südsüdwest ausgebildete Streichrichtung der Krenulation über alle Bereich der Karte hinweg. Im Norden zeigen die Lineare steilere ebenso in Richtung Nordnordost gerichtete Einfallswerte

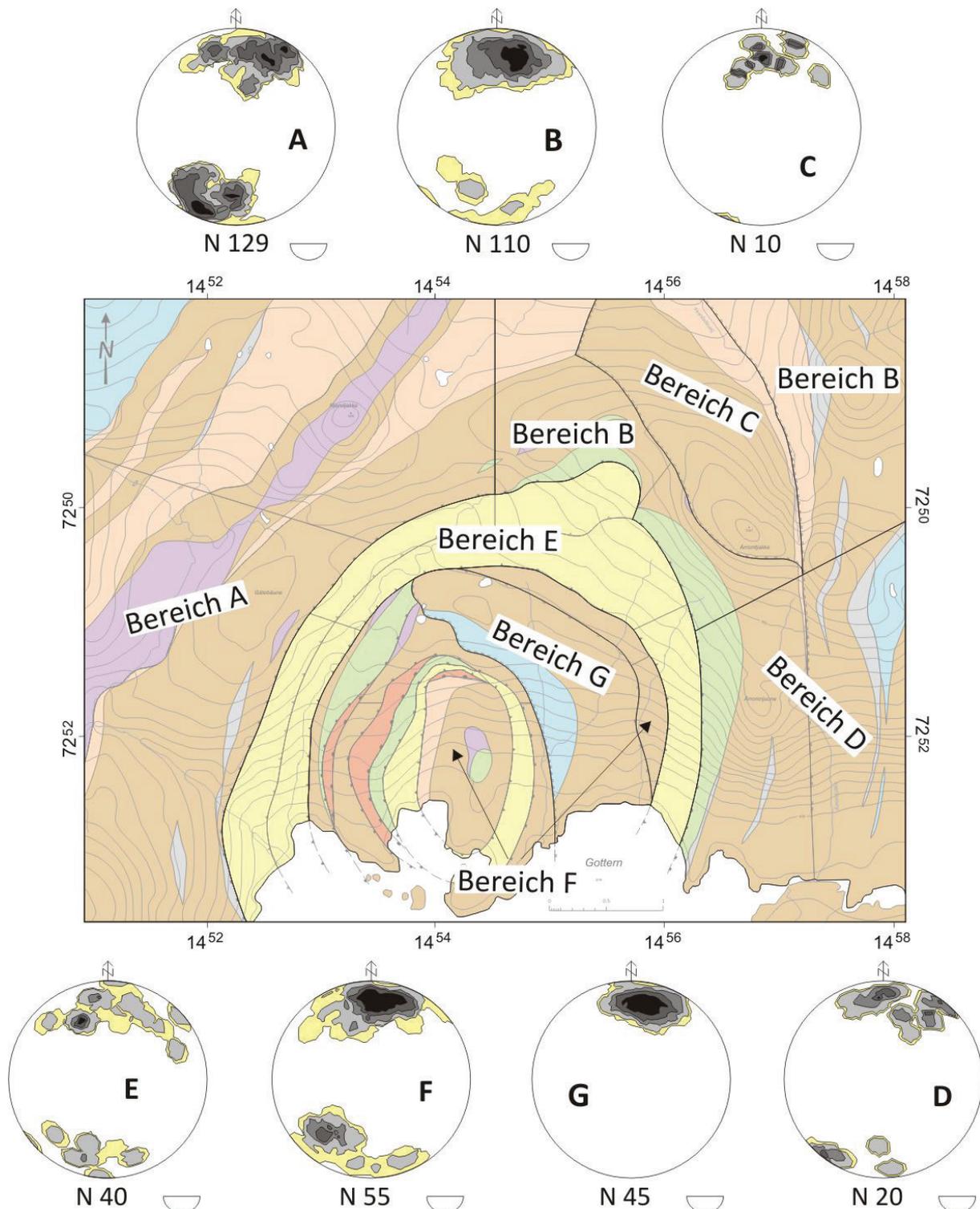


Abb. 59 Die Isolinien-Darstellungen (linear) zeigt die im Arbeitsgebiet gemessenen b-Achsen. Deutlich wird die einheitlich ausgebildete Streichrichtung der b-Achsen über alle Bereiche der Karte hinweg, wobei die Kippwinkel von flach bis ca. 30° sowohl in Richtung Nordnordost als auch in Richtung Südsüdwest pendeln. Nur die Bereich C und G zeigen davon abweichende Isolinien-Projektionen.

b-Achsen (S_n , Anlage III, b-Achsen Abb. 59) deutlich von der Gesamtstruktur des nördlichen Fjällfjäll-Fensters abheben. Im Folgenden soll auf die genannten Komplexe eingegangen werden, wobei auf Komplex 20 ein besonderes Augenmerk gelegt wird (Abb. 60). Für eine detaillierte Strukturbetrachtung wurden jeweils zwei zueinander senkrecht stehende Profilreihen im Abstand von 200 m angefertigt. Es entstand somit ein Raster von 18 bis 27 Profilschnitten, mit deren Hilfe an 240 bis 360 Höhenpunkten die jeweiligen Netzebenen erstellt werden konnten. Diese geben die dreidimensionale Darstellung der jeweiligen Gebiete wieder und repräsentieren in dem Schnitt mit der Morphologie die Scherbahnen und Deckengrenzen auf der Geologischen Karte (Anlage I).

6.3.1 „Pop-up structure“ im zentralen Bereich des Arbeitsgebietes (Komplex 20)

Im Bereich des Komplexes 20 der Aufdomung weichen die S_n -Werte (Anlage III) und die b-Achsen deutlich von den in der hufeisenförmigen Struktur üblichen Richtungen ab (Kap. 6.2) (Abb.

61).

Die Rekonstruktion zeigt, dass der Komplex 20 durch zwei Überschiebungsbahnen abgegrenzt ist, von denen die südwestliche in Richtung Nordost und Ost einfällt und die zweite, die nordöstliche, in Richtung Süden und Westen einfällt. So ergibt sich, dass lediglich in der Mitte des Areal und im Süden diese beiden Scherbahnen getrennt betrachtet werden können (Abb. 61, 63). Im Norden und Westen hingegen bilden beide eine gemeinsame schüssel- oder rinnenförmige Scherfläche aus. Im Westen verschwindet diese Fläche unter dem Mittleren Allochthon. Genau in diesem Bereich zeigen geologische Karten von STEVENS (1981, 2001) unterschiedliche Interpretationsansätze. Hier enden die aus dem Süden austreichenden Nord-Süd-verlaufenden Einheiten stumpf an einer in Ost-West-Richtung laufenden Linie (Abb. 62 A und B). Mit den in Abb. 61 konstruierten Überschiebungsbahnen konnte eindeutig geklärt werden, dass der Ausbiss der Nord-Süd-streichenden Köli-Einheiten im westlichen Teil des inneren Bereiches der Fjällfjäll-Aufdomung südlich der rinnenförmig

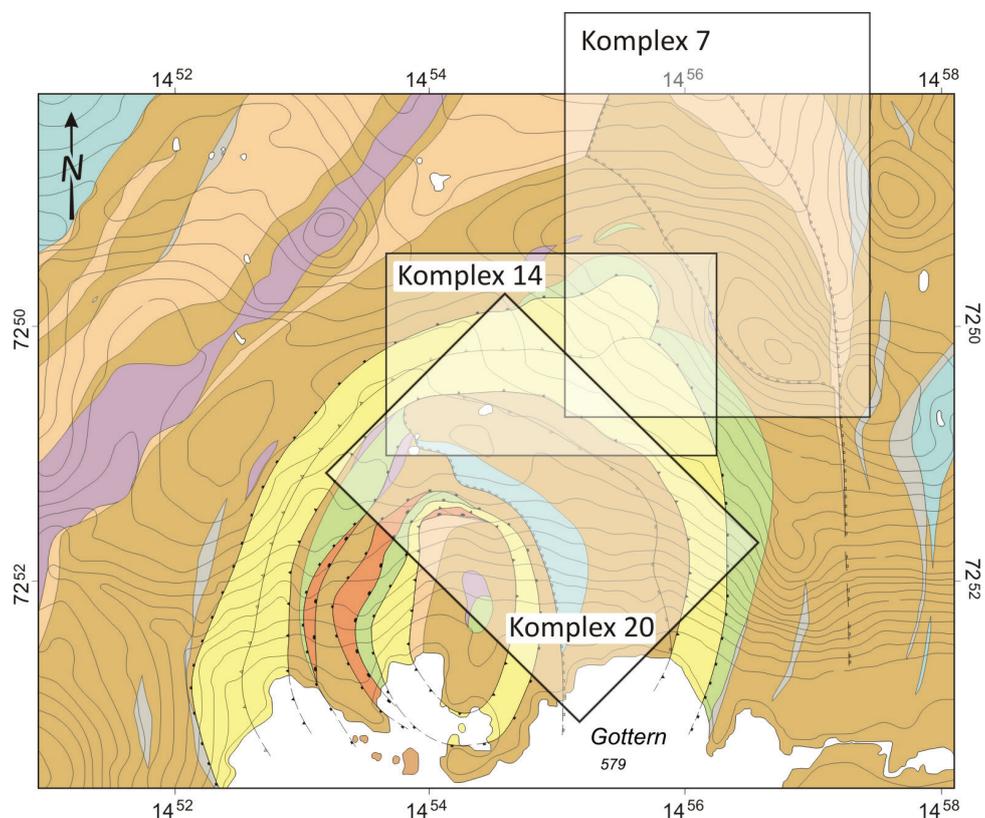


Abb. 60 In der vereinfachten geologischen Karte ist die Lage der drei Komplex 7, 14 und 20 dargestellt. Der hier näher beschriebene Komplex 20 ist hervorgehoben. Die Legende ist der Anlage I Geologische Karte zu entnehmen.

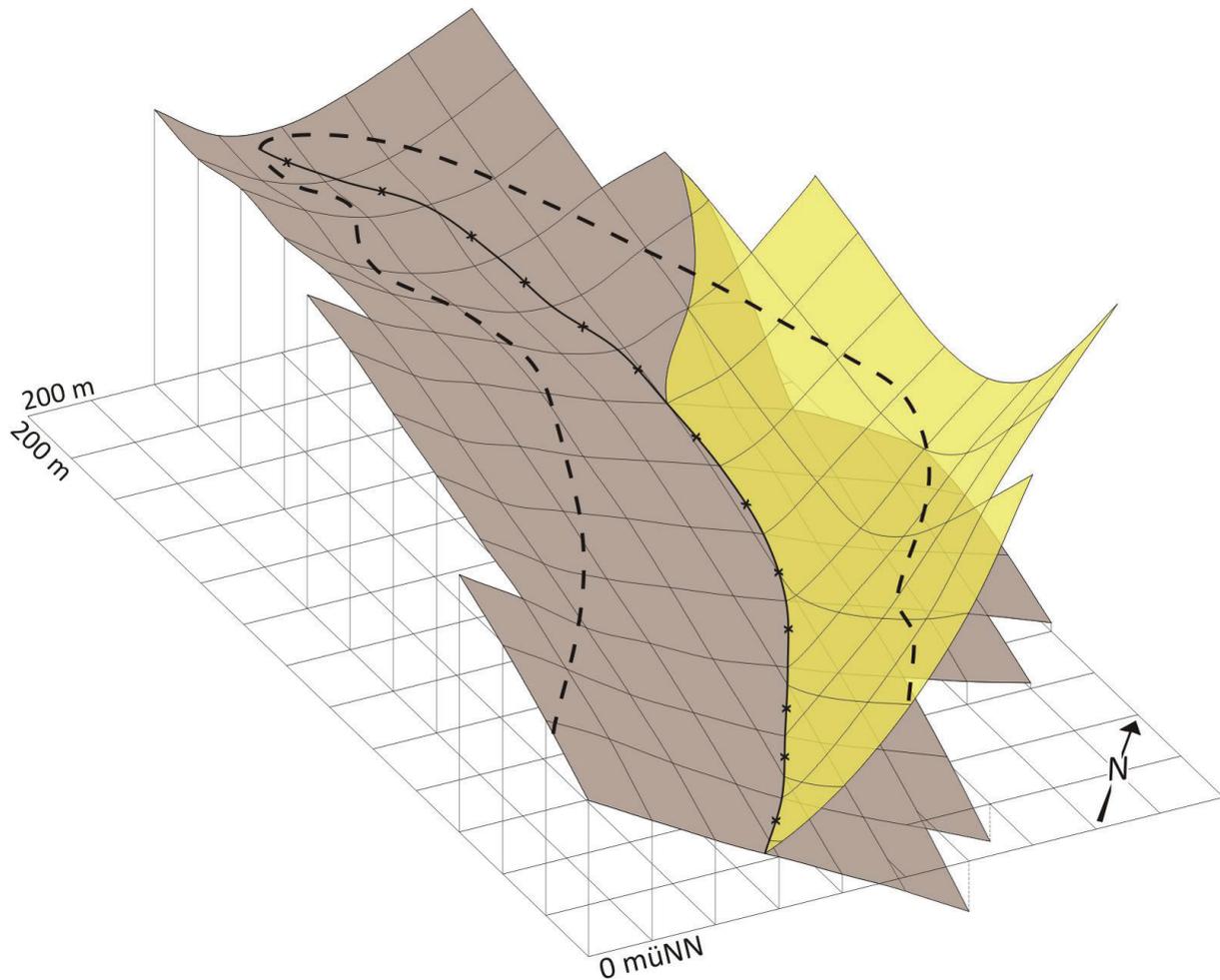


Abb. 61 Das erstellte Profilgitternetz, für das 11 in Nordost-Südwest-Richtung und 14 in Nordwest-Südost-Richtung verlaufende Profile gezeichnet wurden, ermöglichte mit 308 korrelierten Höhenpunkten die Konstruktion zweier Netzebenen. Die so konstruierte Scherfläche wird von zwei Scherbahnen begrenzt, von denen die südwestliche als „out of sequence back thrust“ und die nordöstliche als „out of sequence forland thrust“ interpretiert werden. Lediglich in der Mitte und im Süden des Areals werden diese beiden Scherbahnen getrennt betrachtet. Im Norden und Westen hingegen bilden beide eine gemeinsame schüssel- oder rinnenförmige Struktur aus. Beide zusammen bilden eine „pop-up structure“. Die Lage ist der Abb. 60 zu entnehmen. Die gestrichelte Linie verdeutlicht den Ausbiss der Scherbahnen mit der Morphologie.

angelegten Scherfläche stumpf endet (Abb. 62 C). Dort wird der Komplex 20 von zwei Scherbahnen begrenzt, von denen die in Richtung Südwest überschobene als „out of sequence back thrust“ und die in Richtung Nordost überschobene als „out of sequence foreland thrust“ interpretiert werden. Beide Scherbahnen zusammen bilden eine „pop-up structure“. Das bedeutet, dass der Komplex 20 in Richtung Nordwest aus dem Kern der Aufdomung „herausgedrückt“ und unter das rigide reagierende Mittlere Allochthon geschoben wurde (Abb. 62 C). Des Weiteren soll eine zusammenhängende dreidimensionale Darstellung die Struktur in einem Blockbild

verdeutlichen (Abb. 63).

6.3.2 Deckeninterne Duplexbildung im Mittleren Allochthon (Komplex 14)

Das Mittlere Allochthon ist im Westen und Norden deutlich mächtiger ausgebildet, wobei die S_n -Werte der Foliation im Norden abweichen. Dort wechseln die Einfallrichtungen in einem 500 m breiten Bereich von Nordwest nach Nordost (Anlage III S_n). Im weiteren Verlauf des Mittleren Allochthons wird ein „Zurückspringen“ des Tops der Decke deutlich (Anlage I).

Für die Klärung dieser Fragestellung wurde ein Gitternetz (8 Ost-West-Profile und 10 Nord-

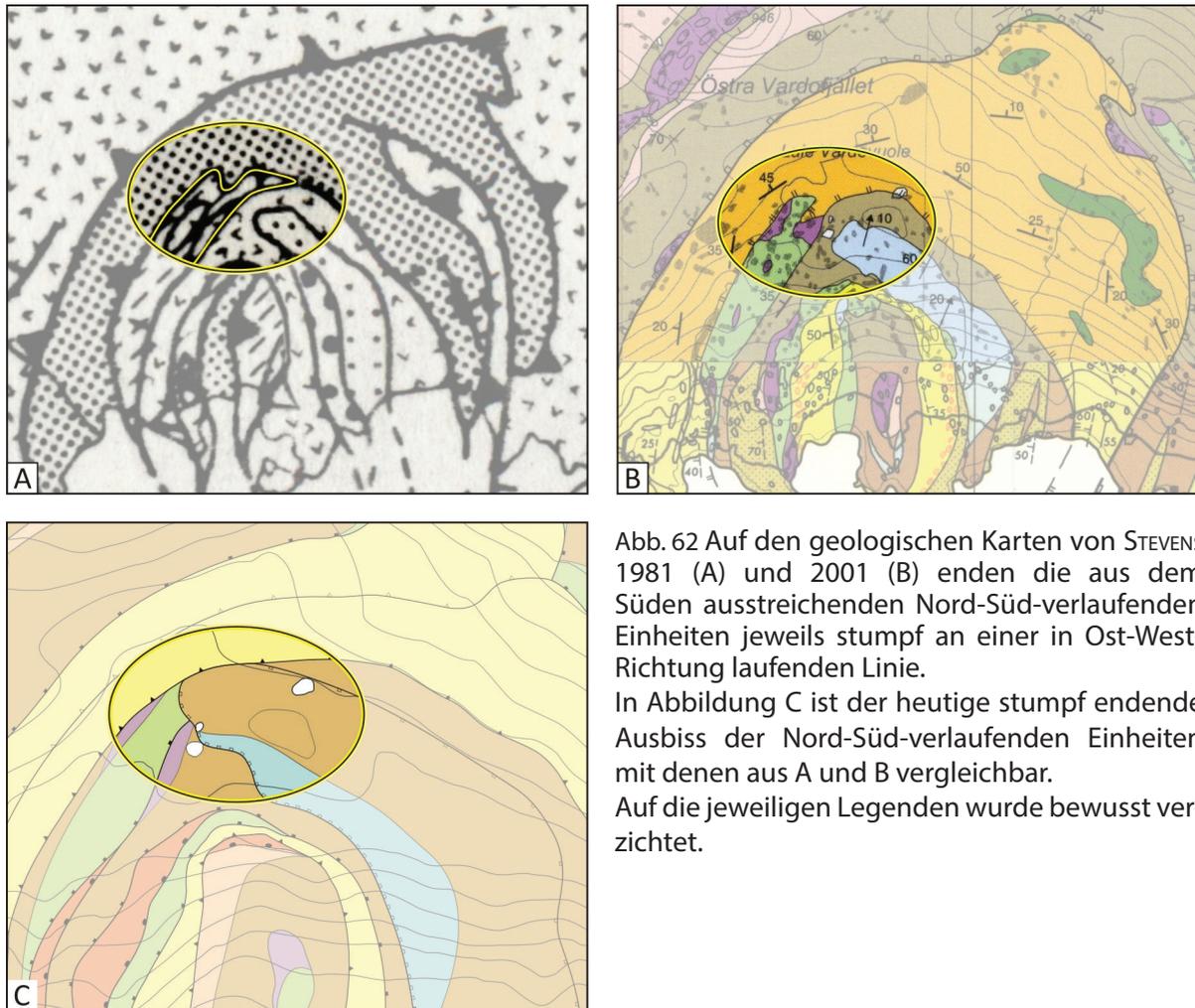


Abb. 62 Auf den geologischen Karten von STEVENS 1981 (A) und 2001 (B) enden die aus dem Süden ausstreichenden Nord-Süd-verlaufenden Einheiten jeweils stumpf an einer in Ost-West-Richtung laufenden Linie.

In Abbildung C ist der heutige stumpf endende Ausbiss der Nord-Süd-verlaufenden Einheiten mit denen aus A und B vergleichbar.

Auf die jeweiligen Legenden wurde bewusst verzichtet.

Süd-Profile) konstruiert. Mit 240 korrelierten Höhenpunkten konnten drei Netzebenen erstellt werden. So konnte die Verdopplung der Schichtmächtigkeit (einfache Mächtigkeit 140 bis 150 m) und das „Zurückspringen“ der Einheit geklärt werden. Ebenso konnte gezeigt werden, dass das Top des Mittleren Allochthons als Gleitbahn („passive roof“) der mächtigen Einheiten des Oberen und Obersten Allochthons fungiert.

6.3.3 „Out of sequence back thrust“ im Nordosten des Arbeitsgebietes (Komplex 7)

In einem Nordwest-Südost streichenden Areal (Komplex 7) weist die Foliation S_n eine vom einheitlichen Umbiegen der hufeisenförmigen Aufdomung abweichende Einfallsrichtung auf (Anlage III). Für die Klärung der abweichenden Daten wurde ein Profiliternetz über Komplex 7 gelegt, (15 Ost-West-Profile und 12 Nord-Süd-Profile). Mit 360 korrelierten Höhenpunkten konnten so zwei Netzebenen konstruiert werden. Beide Netzebenen werden als Scherbahnen als „out

of sequence back thrusts“ (Rücküberschiebungen) interpretiert. Beide Bahnen tauchen, tangential zusammentreffend nach Osten ab. Das zwischen den Scherbahnen liegende Material wurde als keilförmige Scheibe „herausgequetscht“.

7. Schlussbetrachtung zur Entwicklung des Fjällfjäll-Fensters

Um das tektonometamorphe Gefüge des nördlichen Fjällfjäll-Fensters verstehen zu können, werden alle Ergebnisse zusammenfassend interpretiert und in einen zusammenhängenden Kontext gebracht. Neben der Regionalmetamorphose und intensiven Verformungen tritt als weitere Reaktion eine dynamische Metamorphose auf.

Im Mittleren Allochthon konnten Relikte der frühen extensiven Phase des Baltoskandischen Kontinentalrandes nachgewiesen werden. Diese, die bei der Öffnung des Iapetus-Ozeans entlang der ehemaligen Grabenrandstörungen intrudierten und sich auf dem „frisch“ gebildeten Kontinentalrand entwickelten, sind spät-kambrische bis früh-

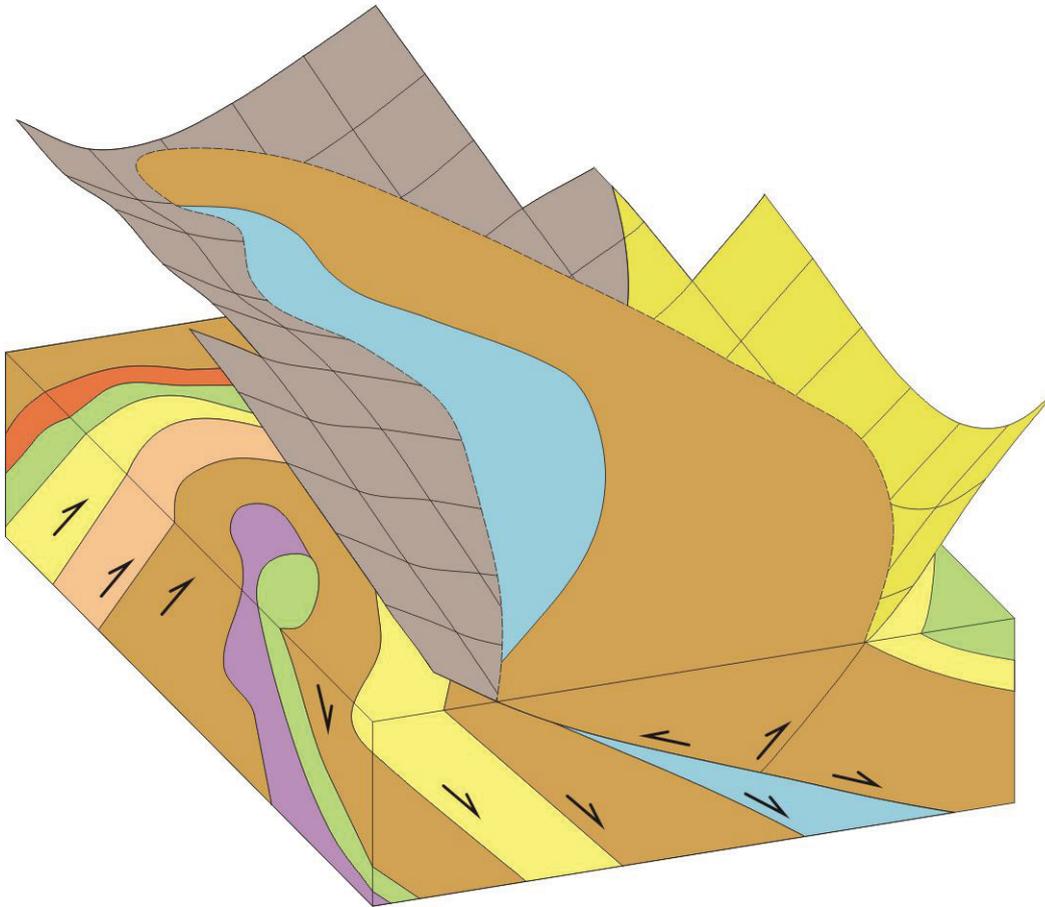


Abb. 63 Auf Grund der Netzebenen-Konstruktion konnte der bisher ungeklärte Ausbiss in einen sinnvollen geologischen Zusammenhang gebracht werden. Im Blockbild soll der Bereich verdeutlicht werden, der innerhalb der schüssel- oder rinnenförmige aufgespannten Scherbahnen in Richtung Nordwest herausgeschoben wurde. Zusammengefasst wird diese Struktur als „pop-up structure“ bezeichnet. Die Farben sind der Legende der Geologischen Karte in der Anlage I zu entnehmen.

ordovizische mafische Intrusiva, sog. „mafic dyke swarms“ (ANDEARSSÉN 1994).

Auch die postulierten kristallinen Scheiben im Untergrund des Fjällfjäll-Fensters, die im Børgesjell-Fenster aufgeschlossen und nachgewiesen sind, stellen postulierte Relikte dieser Phase dar (DEGEN 1997).

Deformationsablauf (Abb. 64)

Eine am Westrand Baltikas abgelagerte turbiditische Abfolge (A), das spätere Mittlere Allochthon, wurde von Tiefseesedimenten, Inselbogenmaterial und anteilig in die Subduktion integrierten Einheiten des Oberen und Obersten Allochthon überfahren (B). Diese Einheiten stehen für einen mächtigen, den Baltischen Schild überfahrenden, orogenen Keil (Kap. 3.1). Hierbei wurden die auf dem Schelf abgelagerten Sedimente als Basis des orogenen Keils aufgenommen und

mittransportiert. Bei der Öffnung des Iapetus-Ozeans „abgerutschte“ und als „Nasen“ aus der Schelffläche herausragende Krustensegmente wurden dabei abgeschert und in die Basis der aufschiebenden Bewegung „aufgenommen“ (C).

Beim Weitertransport wurden diese Krustensegmente bei „Gleitproblemen“ zu Rampen für die immer mächtiger werdenden nach Osten weiterauffahrenden Einheiten des jetzt Mittleren Allochthons (C-D), des Oberen und Obersten Allochthons. Hierbei kam es zur Ausbildung der Aufdomung und zum Überfahren der Einheiten über sich selbst (E). Über der Rampe entstand eine Abfolge, die sich aus Mittlerem, Oberem, wieder Mittlerem und dann wieder Oberem Allochthon aufbaute (F). Bei weiterer Einengung wurde über diesen Stapel erneut Mittleres und Oberes Allochthon geschoben. Es bildete sich ein deckeninterner Duplex im

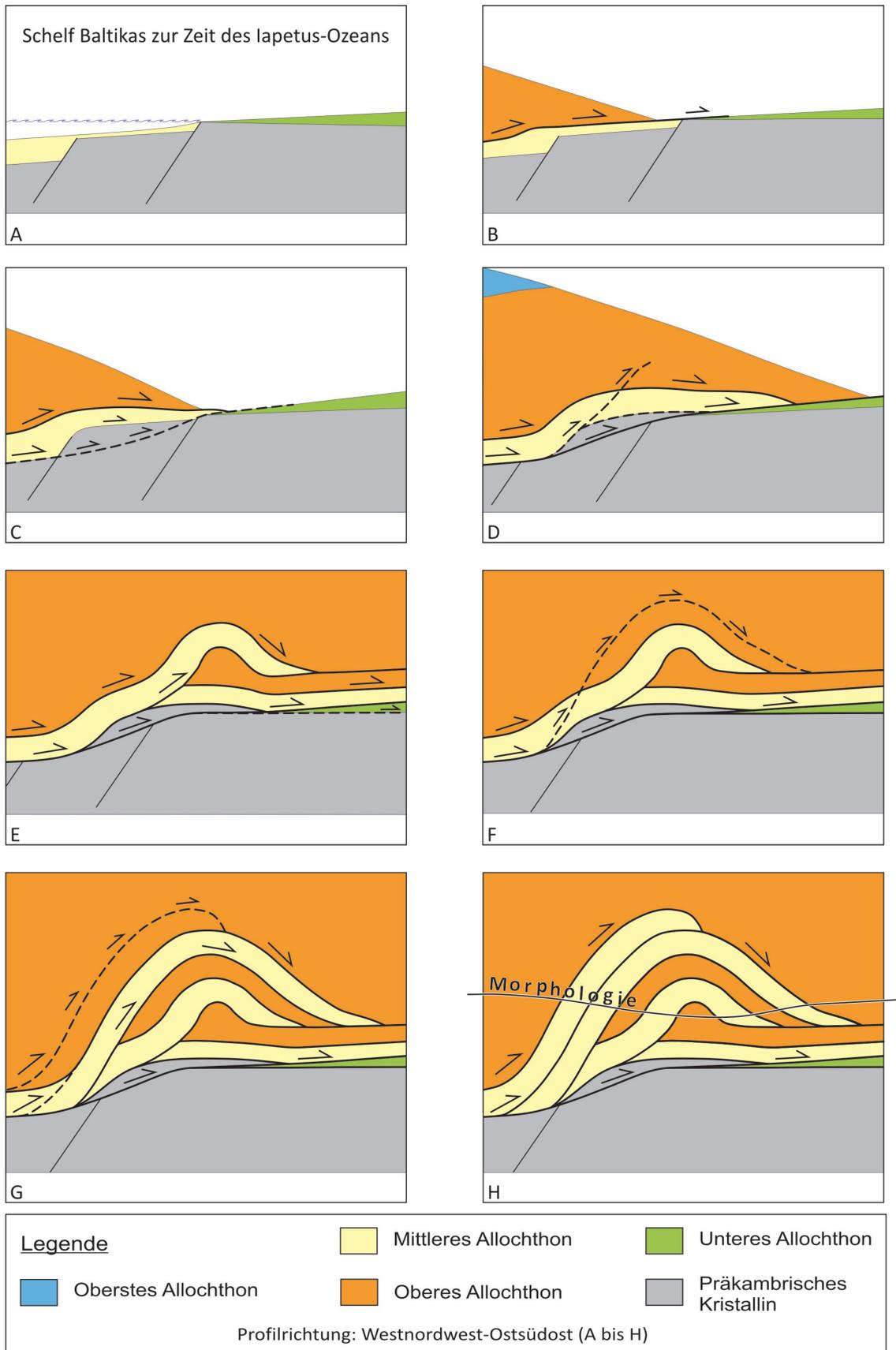


Abb. 64 Schematische Darstellung des im Text beschriebenen komplexen Deformationsablaufs in acht aufeinander aufbauenden Profilen (A bis H). Darin wird die Bildung der Duplexstruktur (Aufdomung), sowie die interne Duplexbildung des Mittleren Allochthons im nördlichen Fjällfjäll-Fenster im Modell erklärt. (oben: Legende der schematischen Darstellung des Deformationsablaufs)

Mittleren Allochthon aus (G-H). Über die jetzt aufgestapelte Aufdomung wurde während des gesamten Stapelprozesses das Obere und Oberste Allochthon kontinuierlich als „passiv roof“ (B-H) weiter transportiert.

Weitere Einengung und der immer noch andauernde Druck der darüber liegenden mächtigen Deckenstapel, des „passive roof“, führten zur Anlage einer „pop-up structure“ (Kap. 6.2.1) im Kern der Aufdomung und zur Ausbildung einer „out of sequence back thrust“ (Kap. 6.2.3) über dem Mittleren Allochthon im Top der Struktur.

8. Literatur

- ANDRÉASSON, P.G. (1994): The Baltoscandian Margin in Neoproterozoic-early Palaeozoic times. Some constraints on terrane derivation and accretion in the Arctic Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics*, 231, 1-32.
- COWARD, M. (1994): Continental Collision. In: HANCOCK, P.L. (ed.): *Continental Deformation*. 264-288, Pergamon Press, New York.
- DEGEN, T.J. (1991): Kaledonische Entwicklung und Deckentransport des Mittleren Allochthons im Hetenjaure-Fenster (N-Schweden, Jämtland/Västerbotten). *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1/1, 31-40.
- DEGEN, T.J. (1997): Deformation und Metamorphose im Gebiet zwischen Borgafjäll und Børgefjell in den nördlichen Kaledoniden Skandinaviens (Jämtland/Västerbotten). *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften B*, Beiheft 2, 100 S.
- EICHENTOPF, H. & GREILING, R.O. (1987): Arcuate hinge cleavage associated with welded contacts: an example. *Journal of Structural Geology*, 9/7, 905-910.
- FOSSEN, H. (2000): Extensional tectonics in the Caledonides: Synorogenic ore postorogenic? *Tectonics*, 19/2, 213-224.
- GAYER, P.A. & GREILING, R.O. (1989): Caledonian nappe geometry in north-central Sweden and basin evolution on the Baltoscandian margin. *Geological Magazine*, 126/5, 499-513.
- GEE, D.G. (1975): A tectonic model for the central part of the Scandinavian Caledonides. *American Journal of Science*, 275/A, 468-515.
- GEE, D.G. (2005): Scandinavian Caledonides (with Greenland). In: SELLEY, R.C., COCKS L.R.M. & PLIMER, I.R. (eds.): *Encyclopedia of Geology*. 64-74, Elsevier, Oxford.
- GEE, D.G., KUMPULAINEN, R. & THELANDER, T. (1978): The Tåsjön Décollement, central Swedish Caledonides. *Sveriges Geologiska Undersökning, C/742*, 35.
- GEE, D.G. & WILSON, M.R. (1974): The Age of orogenic deformation in the Swedish Caledonides. *American Journal of Science*, 274, 1-9.
- GREILING, R.O. (1982): Precambrian basement complexes in the north-central Scandinavian Caledonides and their pre-Caledonian tectonic evolution. *Geol. Rdsch.*, 71/1, 85-93.
- GREILING, R.O. (1974): Das kristalline, präkambrische Grundgebirge im östlichsten Teil des Børgefjell-Fensters (Zentrale Kaledoniden Skandinaviens). *Geologiska Föreningen i Stockholm Förhandlingar*, 96/3, 247-251.
- GREILING, R.O., GAYER, R.A. & STEPHENS, M.B. (1993): A basement culmination in the Scandinavian Caledonides formed by antiformal stacking (Bångonäive, northern Sweden). *Geological Magazine*, 130, 471-482.
- KULLING, O. (1933): Bergbyggnaden inom Björkvattnet - Virisen - området i Västerbottensfjällens centrala del. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 55, 167-422.
- KULLING, O. (1942): Grunddragen av fjällkedjerandens bergbyggnad inom Västerbottens län. *Sveriges Geologiska Undersökning, C/445*, 320.
- KULLING, O. (1964): Översikt över norra Norrbottensfjällens kaledon berggrund. *Sveriges Geologiska Undersökning, Ba/19*, 166.
- MARKL, G. (2008): *Minerale und Gesteine, Mineralogie - Petrologie - Geochemie*. 610 S., Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg.
- MESCHÉDE, M. (1994): *Methoden der Strukturgeologie: Ein Leitfaden zur Aufnahme und Auswertung strukturgeologischer Daten im Gelände und im Labor*. 169 S., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- MOORES, E.M. & TWISS, R.J. (1995): *Tectonics*. W. H. Freeman and Company, New York: 415 p.
- PASSCHIER CW, TROUW RAJ (1996) *Microtectonics*. 289 p., Springer Verlag, Berlin.
- POLLARD, D.D. & FLETCHER, R.C. (2005): *Fundamentals of Structural Geology*. 499 S., Cambridge University Press, New York.
- REHNSTRÖM, E.F., CORFU, F. & TORSVIK, T.H. (2002): Evidence of a Late Precambrian (637

- Ma) Deformational Event in the Caledonides of Northern Sweden. *The Journal of Geology*, 110, 591-601.
- ROBERTS, D. (2003): The Scandinavian Caledonides: event chronology, palaeogeographic settings and likely modern analogues. *Tectonophysics*, 365, 283-299.
- STEPHENS, M.B. (2001): Berggrundskartan 24E Joesjö SO/24F Tärna SV. map in scale: 1 : 50.000, Sveriges Geologiska Undersökning, Ai 161.
- SUPPE, J. (1985): *Principles of Structural Geology*. 560 p., Prentice-Hall.
- SVENNINGSEN, O.M. (2001): Onset of seafloor spreading in the Iapetus Ocean at 608 Ma: precise age of the Sarek Dyke Swarm, northern Swedish Caledonides. *Precambrian Research*, 110, 241-254.
- TÖRNEBOHM, A.E. (1888): Om fjällproblemet. *Geologiska Föreningens i Stockolm Förhandlingar*, 10, 328-336.
- TÖRNEBOHM, A.E. (1896): Grunddragen af det centrala Skandinaviens bergbyggnad. *K. Svenska Vetensk. Akad. Handl.*, 28/5, 212 pp.
- YARDLEY, B.W.D. MACKENZIE W.S. & GUILFORD, C. (1992): *Atlas metamorpher Gesteine und ihrer Gefüge in Dünnschliffen*. 120 S., Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.
- ZACHRISSON, E. (1969): Caledonian geology of northern Jämtland - southern Västerbotten. *Sveriges Geologiska Undersökning*, C/644, 33 pp.
- ZACHRISSON, E. (1973): The westerly extension of Seve rocks within the Seve-Köli Nappe Complex in the Scandinavian Caledonides. *Geologiska Föreningens i Stockolm Förhandlingar*, 95, 243-251.
- ZACHRISSON, E. (1986): Scandinavian Caledonides stratabound sulphide deposits. map in scale: 1 : 1.500.000, Sveriges Geologiska Undersökning, Ba 42.

9. Danksagung

Ganz besonders möchten wir uns für die Unterstützung der Arbeit bei Herrn Prof. Dr. Gregor Borg bedanken. Ein besonders herzlicher Dank gilt PD Dr. Dorothee Mertmann, Dipl. Geol. Sabine Walther und stellvertretend für die freundliche Bevölkerung Linda aus Gränssjö und Danne aus Kittelfjäll.

Planktonforaminiferen aus dem Obereozän und Unteroligozän der Bohrung Loburg 1/90 (Sachsen-Anhalt, Deutschland)

MICHAEL SCHUDACK¹ & KLAUS NUGLISCH²

¹Freie Universität Berlin, Institut für Geologische Wissenschaften, Fachrichtung Paläontologie, Malteserstr. 74 - 100 Haus D, 12249 Berlin, Germany. Email: schudack@zedat.fu-berlin.de

²Uranusstr. 12, 06118 Halle (Saale)

Schlüsselworte: Planktonforaminiferen, Obereozän, Unteroligozän, Bohrung Loburg 1/90, Sachsen-Anhalt

Keywords: Planctonic foraminifera, Upper Eocene, Lower Oligocene, Loburg 1/90 borehole, Sachsen-Anhalt

Zusammenfassung

Aus der Bohrung Loburg 1/90 im nördlichen Sachsen-Anhalt (Deutschland) werden die Planktonforaminiferen des Obereozän bis Unteroligozän beschrieben und ausgewertet. Die Bohrung liegt am SE-Rand des Nordseebeckens, nordöstlich des Wittenberger Abbruchs. An dieser Störung erfolgte im Paläogen eine deutliche (relative) Absenkung, wodurch nordöstlich des Abbruchs größere Mächtigkeiten des Obereozän/Unteroligozän vor der Abtragung während der Erosionsphase im späteren Oligozän erhalten blieben.

Es werden etwa 85 Arten von Planktonforaminiferen bestimmt, eine Anzahl davon in offener Nomenklatur, was auf den z. T. endemischen Charakter der Fauna hinweist. Bemerkenswert ist das relativ häufige Auftreten von *Dipsidripella* in den Oberen Schönwalder Schichten (OS).

Die oberen OS, etwa 24 m mächtig, lassen sich in die Kalknannoplankton-Zonen NP21 und „NP22“ und die Dinoflagellaten-Zone D12nc einstufen (KÖTHE 2009). Nach Planktonforaminiferen gehören die OS unter gewissem Vorbehalt in die Zonen E14-16 und O1 (sensu BERGGREN & PEARSON 2006). Diese Einstufung basiert auf dem vereinzelt Auftreten von entsprechenden Leitformen aus der tropisch-subtropischen Region (*Globigerinatheca semiinvoluta*, *G. index*, „Hantkeninen“). Die Einstufung in die Zone E16 und damit die Grenzziehung Eozän/Oligozän erfolgt nach dem letzten Auftreten von *Turborotalia cerroazulensis* und „Hantkeninen“ allgemein, gestützt durch das erste Auftreten von *Subbotina tapuriensis*, die Einstufung in die Zone O1 (Unteroligozän) nach dem letzten Auftreten von *Pseudohastigerina micra*.

Die Eozän/Oligozän-Grenze fällt somit in Loburg in den höheren Abschnitt der OS und den höheren Abschnitt der NP21. Diese Grenzziehung muss allerdings durch weitere Untersuchungen an anderen Bohrungen im nördlichen Sachsen-Anhalt und südlichen Brandenburg getestet werden.

Die Abfolge der Zonen entspricht der in niederen Breiten, das letzte Auftreten der Leitformen ist jedoch

zeitlich verschoben: *G. semiinvoluta* und *G. index* noch in der Zone NP21, letztes Auftreten von *T. cerroazulensis* und „Hantkeninen“ erst in der höheren NP 21.

Die OS werden im Hangenden nicht durch eine biostratigraphische Grenze, sondern durch eine Erosion begrenzt. Nach sequenzstratigraphischer Analyse (SCHUDACK & NUGLISCH 2006) fehlen zumindest ein Teil der Maximum Flooding Surface und der Highstand System Tract der OS und damit auch der Zonen O1, D12nc und NP22.

Der Rupelbasissand (Rupel 1) gehört nach KÖTHE (2009) im unteren Abschnitt in die Zone D13; Kalknannoplankton und Planktonforaminiferen fehlen.

Der nachfolgende Rupel 2-4 (D14na-b, NP23-24, etwa 260m) lässt sich mit Planktonforaminiferen kaum gliedern und wird insgesamt in die *Turborotalia ampliapertura* Highest-occurrence Zone (O2) eingestuft, wobei der obere Abschnitt schon in die *Globigerina sellii* Partial Range Zone und nach der Reichweite von *Chiloguembelina cubensis* und *Tenuitella gemma* noch bis in die Zone O4 gehört. Lediglich im oberen Rupel tritt vereinzelt *Subbotina brazieri* auf.

Abstract

We describe and analyze the planctonic foraminifera from the Upper Eocene and Lower Oligocene of Loburg 1/90 borehole in the northern part of Sachsen-Anhalt (Germany). This borehole is situated near the SE margin of the North Sea basin, NE of the Wittenberg fault. During the Paleogene, the area NE of this fault has been subject to strong subsidence, therefore relatively thicker Upper Eocene / Lower Oligocene sequences have been preserved here.

Among the 85 species of foraminifera described here, several are left in open nomenclature, which is a hint to the partly endemic character of this fauna. The relatively frequent occurrence of *Dipsidripella* in the Upper Schönwalde Formation (OS) is most notable.

The OS, providing an overall thickness of 24 meters,

have been correlated to the calcareous nannoplankton zones NP21 and “NP22” and to the dinoflagellate zone D12nc by KÖTHE (2009). Planctonic foraminifera (with minor reservations) allow a correlation of the OS to the E14-E16 and O1 (sensu BERGGREN & PEARSON 2006) zones, based upon the occurrence of guide species from the tropic-subtropic region (*Globigerinatheca semiinvoluta*, *G. index*, “hantkenines”). Correlation into E16 zone and thus of the Eocene/Oligocene boundary is based upon the last occurrence of *Turborotalia cerroazulensis* and “hantkenines” in general, supported by the first occurrence of *Subbotina tapuriensis*, correlation into O1 zone (Lower Oligocene) upon the last occurrence of *Pseudohastigerina micra*.

In consequence, the Eocene/Oligocene boundary is situated within the higher part of the OS and also of the NP21 in the Loburg area, a fact which has to be tested by further investigations of other cores from the northern part of Sachsen-Anhalt and southern Brandenburg.

The succession of biozones is similar to the one from lower latitudes, but the last occurrence of the important guide species is shifted in time: *G. semiinvoluta* and *G. index* still in NP21 zone, last occurrence of *T. cer-*

roazulensis und „hantkenines“ not earlier than in the upper NP 21 zone.

The top of the OS is not a biostratigraphical boundary, but rather an erosional surface in Loburg 1/90 borehole. According to our own sequence stratigraphic analyses (SCHUDACK & NUGLISCH 2006), at least part of the maximum flooding surface and of the highstand system tract of the OS und therefore also of O1, D12nc and NP22 zones is missing.

The lower part of the basal sands of the Rupel Formation (Rupel 1) belong to the D13 dinoflagellate zone (according to KÖTHE 2009), calcareous nannoplankton and planctonic foraminifera are missing here.

The subsequent Rupel 2 to 4 (D14na-b or NP23-24 zones, about 260m in thickness) can only partially be subdivided and correlated by planctonic foraminifera, but this sequence as a whole must be classified into the *Turborotalia ampliapertura* highest occurrence Zone (O2). Its upper part belongs to the *Globigerina sellii* partial range zone and – according to the stratigraphical range of *Chiloguembelina cubensis* and *Tenuitella gemma* – reaches up into the O4 zone. *Subbotina brazieri* only rarely occurs in the upper part of the Rupel Formation.

1. Einleitung

In einer Reihe vorangegangener Arbeiten wurden Kalknannoplankton, Dinoflagellatenzysten (KÖTHE 2009), Benthosforaminiferen, Isotope, Mineralogie, Geochemie und Sequenzstratigraphie (SCHUDACK & NUGLISCH 2000, 2004, 2005, 2006, 2007) der Bohrung Loburg 1/90 bearbeitet. In der vorliegenden Veröffentlichung werden die Planktonforaminiferen untersucht und die sich daraus ergebenden Schlußfolgerungen diskutiert.

Die Bohrung Loburg 1/90 liegt in Mitteldeutschland wenige Kilometer östlich der sächsisch-anhaltinischen Landeshauptstadt Magdeburg an der mittleren Elbe, unmittelbar nordöstlich des Wittenberger Abbruchs, der das Paläozoikum der Flechtingen-Roßlauer Scholle gegenüber der relativ abgesenkten Norddeutschen Senke begrenzt (Abb. 1).

Im Gegensatz zu den Benthosforaminiferen (HAUSMANN 1964/65, KIESEL 1970, Arbeiten von SCHUDACK & NUGLISCH s. o.) wurde die eingehendere Untersuchung der Planktonforaminiferen wenig vorangetrieben. Dies liegt wohl vor allem an Schwierigkeiten der Materie, die selbst nach Vorlage des „Atlas“ (PEARSON, OLSSON, HUBER, HEMLEBEN & BERGGREN 2006) noch keineswegs überwunden sind. Zudem sind im Falle der Bohrung Loburg die Planktonforaminiferen vor allem

im Rupel in Abschnitten sehr kleinwüchsig und z. T. durch Lösungsprozesse in Mitleidenschaft gezogen.

2. Bisherige Arbeiten

Aus dem näheren Umkreis der Bohrung Loburg wurden in der Vergangenheit nur gelegentlich Planktonforaminiferen des Zeitraums Obereozän/Unteroligozän veröffentlicht. KIESEL (1962) erwähnt aus dem Rupel von Dobbertin (Mecklenburg) zwei Planktonarten, HAUSMANN (1964) beschreibt ebenfalls aus dem Rupel der Bohrungen Prödel und Zerbst (Abb. 1) *Guembelina globulosa* (EHRENBERG), *Globigerina parva* BOLLI, *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY, *Globigerina globularis* ROEMER, *Globigerina* sp. und *Globigerinella voluta* (WHITE). Aus den Oberen Schönewalder bzw. Latdorf Schichten nennt KIESEL (1970) sechs Arten (*Pseudohastigerina micra* (COLE), *Globigerina bulloides* (D'ORB.), *Gl. compacta* (SUBB.), *Gl. danvillensis* HOWE & WALLACE, *Gl. yeguaensis* WEINZIERL & APPLIN und *Chiloguembelina* cf. *gracillima* (ANDR.). Aus dem gleichen Niveau (Silberberg Formation) von Helmstedt (Niedersachsen) beschreiben MARKS & VESSEM (1971) *Globigerina officinalis* SUBB., *Gl. ouachitaensis* HOWE & WALL., *Gl. leroyi* BANN. & BLOW, *Gl. occlusa*

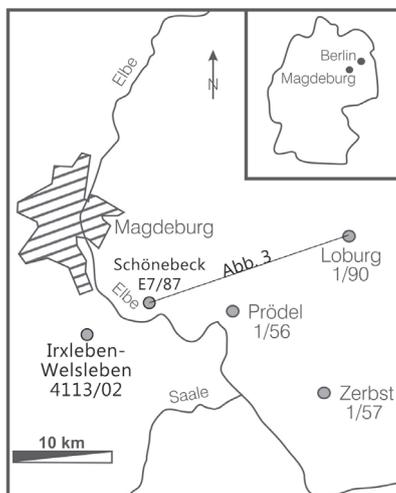


Abb. 1 Lage der Bohrungen Loburg 1/90, Prödel 1/56, Zerbst 1/57, Schönebeck E7/87 und Irxleben/Welsleben 4113/02.

BANN. & BLOW und *Gl. cf. danvillensis* HOWE & WALL. Einige Arten aus der Typuslokalität Latdorf beschrieben NUGLISCH & SPIEGLER (1991: *Chiloguembelina cubensis* (PALMER), *Globigerina* sp., *Truncorotalites danvillensis* (HOWE & WALL.), *Tenuitella minutissima* (BOLLI), *Berggrenia nagewichiensis* (MJATL.), *Globoturborotalita howei* (BLOW & BANNER), *Globigerina praebulloides* BLOW, *Globigerinella obesa* (BOLLI)). Eingehender bearbeitet wurden Planktonforaminiferen aus dem Oligozän/Miozän Nordostdeutschlands von KIESEL u. a. (1969, Rupel: *Globigerina ouachitaensis* HOWE & WALL., *Gl. ciproensis* BOLLI, *Gl. gnaucki* BANNER & BLOW, *Gl. praebulloides* BLOW, *Gl. cf. dissimilis* CUSHM. & BERMUD., *Gl. danvillensis* HOWE & WALL., *Gl. aff. yeguaensis* WEINZ. & APPL. Ebenfalls aus dem Oligozän Nordostdeutschlands, darunter aus der Bohrung Zerbst unweit Loburg, nennt BERGGREN (1969) *Gl. ampliapertura* BOLLI, *Gl. officinalis* SUBB., *Gl. ouachitaensis* HOWE & WALL., *Gl. aff. ciproensis* BOLLI, *Gl. senilis* BANDY, *Globigerinina martini scandretti* BLOW & BANNER, *Globigerina praebulloides* BLOW, *Gl. gortanii* BORSETTI, *Gl. labiacrassata* JENKINS und *Globorotalia munda* JENKINS.

Die letzte umfassende Bearbeitung planktonischer Foraminiferen unter Berücksichtigung ihrer Oberflächenstrukturen aus dem Tertiär Nordwestdeutschlands führte D. SPIEGLER durch, die zugleich erstmals eine Gliederung nach Planktonforaminiferen aufstellte. In ihrer Arbeit 1986 werden folgende Zonen im Mittel- bzw. Obereozän und Unter- bzw. Mitteloligozän unterschieden:

Oligozän	untere und obere <i>angiporoides</i> -Zone
	<i>clemenciae</i> -Zone
	<i>obesa</i> -Zone
Obereozän	<i>cerroazulensis</i> -Zone
Mittelleozän	<i>kerisensis</i> -Zone

in abgeänderter Form 1988 (SPIEGLER et al. 1988, SPIEGLER 1989):

Oberoligozän	<i>obesa</i> -Zone (interval Zone, NPF 10)
Mitteloligozän	<i>clemenciae</i> -Zone (partial range Zone, NPF 9)
Unter- bis Mitteloligozän	<i>angiporoides</i> -Zone (total range Zone, NPF 8)
Obereozän	<i>cerroazulensis</i> -Zone (total range Zone, NPF 7)
Mittelleozän	<i>kerisensis</i> -Zone

Damit wurde erstmals eine brauchbare Gliederung des norddeutschen Obereozäns/Unteroligozäns nach Planktonforaminiferen erstellt und zugleich eine Korrelation mit der globalen Gliederung ermöglicht. Aus dem Bohrkern der Bohrung Loburg 1/90 wurden in Abständen von etwa 0,5 bis 1,0 m Proben entnommen, 250 g wurden mit Wasser aufbereitet und über einem 0,1 mm Sieb abgesiebt. Der Schlämmerückstand wurde mehrfach ausgelesen. Die elektronenmikroskopischen Aufnahmen wurden mit einem Gerät JEOL JSM 6300 (Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg) bzw. einem Gerät Zeiss Supra 40VP (FU Berlin) durchgeführt. Das Probenmaterial befindet sich im Landesamt für Geologie und Bergwesen Halle/S.

3. Bemerkungen zu den Arten

Nachstehend werden folgende Abkürzungen verwendet: OS = Obere Schönewalder Schichten, RU = Rupel, LAD = Letztes Auftreten, FAD = erstes Auftreten, E/O = Eozän/Oligozän-Grenze. „Vorkommen“ bezieht sich auf das Vorkommen in der Bohrung Loburg 1/90. Für Abbildungen wurden mitunter Exemplare aus benachbarten Bohrungen Irxleben-Welsleben 4113/02 (= I.W.) (STOTTMEISTER 1996) und Schönebeck E7/87 (= S7) (BURCHARD et al. 1993) genutzt. In beiden Bohrungen wurden die OS in die Zone NP 21 eingestuft (Bestimmungen E. MARTINI, Frankfurt a. M. und A. KÖTHE, BGR Hannover).

Bei Arten, für die die Beschreibung im “Atlas” (PEARSON, OLSSON, HUBER, HEMLEBEN & BERGGREN 2006) zutrifft, wird auf diesen „Atlas“ verwiesen. Die stratigraphische Verbreitung einer Reihe wichtiger Arten ist aus Abb. 2 ersichtlich.

Globigerinatheka index (FINLAY, 1939) Taf. I, 1-2

Atlas S. 183-185, Taf. 7.5, 120

Vorkommen: sehr selten, unterster Abschnitt der OS.

Nach PEARSON u. a. (1993, 2001) ist *Globigerinatheka* in den Tropen ein Bewohner des Oberflächenwassers.

G. index ist Leitform der *Globigerinatheka index* Zone (partial range Zone nach SPIEGLER et al. 1988), die in das späte Mitteleozän datiert wird. Bei KING (1989) charakterisiert die Art die NSP8c-Subzone (Obereozän) des Nordseebeckens, bei SAMUEL & SALAJ (1968) die *Globigerapsis index* Zone der Karpathen (Obereozän). *G. index* begrenzt die *Globigerinatheka index* Highest-occurrence Zone (E15) des mittleren Obereozän (BERGGREN & PEARSON 2005) nach oben unmittelbar vor dem Einsetzen der Zone NP 21. In Loburg reicht die Art noch etwa 6 m in die NP 21 hinein.

Globigerinatheka semiinvoluta (KEIJZER, 1945) Taf. I, 3

Atlas S. 197-201, Taf. 7.9, 1-15

Vorkommen: sehr selten, unterster Abschnitt der OS

Die Art ist nach BERGGREN & PEARSON (2005) namensgebend für die *Globigerinatheka semiinvoluta* Highest occurrence Zone der Tropen und Subtropen. In Europa nennen HANZLÍKOVÁ (1983) die Art aus der gleichnamigen Zone des Karpatenflysch, SAMUEL & SALAJ (1968) und SALAJ & SAMUEL (1984) aus dem Obereozän des Karpathenpaleogen. Von SPIEGLER (1986) wird die Art nicht genannt. In Loburg kommen die beiden Arten *G. index* und *G. semiinvoluta* in den untersten OS etwa gemeinsam, aber sehr selten, vor. Diese Art gilt als Bewohner des Oberflächenwassers (MOLINA et al. 2006).

SPEZZAFERRI et al. (2002) zählen das häufigere Auftreten von *Globigerinatheka* im Profil von Massignano als Hinweis auf wärmeres Wasser. Das könnte auch für die OS in Loburg zutreffen, in dem die Gattung im Flachwasser des wärmeren unteren Abschnitts des Profils auftritt; allerdings sind Vertreter der Gattung zu selten für eine definitive Aussage hinsichtlich der Wassertemperatur.

?*Globigerinatheka* sp. Taf. I, 4

?*Globigerinatheka* sp. – PREMOLI SILVA, I., WADE, B. S. & PEARSON, P. N., 2006, Taf. 7.1, Fig. 14-16

Vorkommen: untere OS, 1 Exemplar.

Gehäuse kuglig, trochospiral, 4 Kammern im letzten Umgang, kleine Anfangsspirale, Nähte schwach eingetieft, Mündung umbilikal, flach gebogen, Wandung cancellat, spinos.

PREMOLI SILVA et al. (2006) stellen die Art mit Fragezeichen zur Gattung *Globigerinatheka* BRÖNNIMANN, 1952, wofür die kugelige Form spricht; es fehlen aber Supplementäraperturen.

Hantkenina cf. dumblei WEINZIERL & APPLIN, 1929 Taf. I, 5-8

Atlas: S. 236-238, Taf. 8.7

Vorkommen: unterer und mittlerer Abschnitt der OS, selten.

Die Beschreibung entspricht im Wesentlichen der von COXALL & PEARSON (2006), bis auf die Tubulospinae. Diese sind schon nach den genannten Autoren zumindest unterentwickelt, so auch beim Lectotyp (BOLLI 1957a, pl. 2, 6). VAŠÍČEK (1951: *H. liebusi*, CRESPIN 1958, TOUMARKINE & BOLLI 1975, TOUMARKINE & LUTERBACHER 1985, POORE & BRABB 1977, BABIĆ et al. 2007) bilden die Art ohne oder mit stark reduzierten Tubulospinae ab. Dies entspricht den Exemplaren aus Loburg.

Hantkenina dumblei ist auf das Mitteleozän beschränkt (TOUMARKINE & LUTERBACHER 1985, COXALL & PEARSON 2006). COCCIONI (1988) erwähnt eine etwas abweichende Form als *H. cf. dumblei* aus dem Obereozän (NP 19-21) des Profils von Massignano. Die Art lebte im sauerstoffgesättigten Oberflächenwasser (COXALL et al. 2000).

„*Hantkenina*“ sp. Taf. I, 9, 10 (Schönebeck 7E/87)

Vorkommen: Bohrung S7, 1 Exemplar, OS.

Die schlecht erhaltenen Exemplare sind etwa oval bis nahezu kreisrund bzw. gelängt, stark komprimiert mit undeutlichen Ansätzen von Tubulospinae. Im letzten Umgang liegen 6-10 Kammern. Die Wandung ist mehr oder minder stark perforiert. Die Mündungen sind nicht eindeutig zu erkennen. Die Formen werden unter Vorbehalt zur Gattung *Hantkenina* gestellt; sie treten in der NP 21 auf.

„*Turborotalia*“ *ampliapertura* (BOLLI, 1957) Taf. I, 11-13

Atlas: S. 441-442, Taf. 15.2

pars *Globigerina ampliapertura* BOLLI, new species.- BOLLI, H. M. (1957b), S. 108, Taf. 22, 6 (non 4, 5, 7).

Vorkommen: OS, unteres und oberes Rupel, nicht selten.

Die Verbreitung in Loburg entspricht den Angaben bei SPIEGLER (1986). Das letzte Auftreten der Art begrenzt die Zone O2 (*T. ampliapertura* HOZ) in den Tropen/Subtropen zum Hangenden (BERGGREN & PEARSON 2005). *Turborotalia* besitzt nach PEARSON et al. (2006b) eine glatte und pustulose, mitunter schwach cancellate Wandung. Die Loburger Exemplare zeigen eine meist kräftig cancellate Wandung mit Löchern von ausgefallenen Spinae. SPEZZAFERRI & PREMOLI SILVA (1991) lassen die Frage nach der Gattungszugehörigkeit offen, erwähnen jedoch die cancellate Oberfläche. Auch RÖGL (1998) läßt die Frage nach der Zuordnung zu einer Gattung offen. Mitunter wird die Art auch anderen Gattungen zugeordnet (*Globoturborotalita*, SPIEGLER 1986; *Zeaglobigerina*, SPEZZAFERRI 2002, jeweils cancellat, spinos).

T. ampliapertura gilt zumindest in niederen Breiten als Bewohner des Oberflächenwassers (KELLER et al. 1992, LEAR et al. 2008, SPEZZAFERRI et al. 2002). Sie ist vor allem in mittleren und niederen Breiten angesiedelt und gilt als Anzeiger für niedrige und temperierte Temperaturen, ihre Häufigkeit nimmt zur E/O-Grenze hin zu (PREMOLI SILVA & BOERSMA 1988, SPEZZAFERRI et al. 2002).

Turborotalia cerroazulensis (COLE, 1928) Taf. I, 14-17

Atlas: S. 442-445, Taf. 15, 3, 1-20

Vorkommen: unterer und mittlerer Abschnitt der OS, selten, I.W.

Im Nordseebecken und Nordwestdeutschland ist die Art offenbar sehr selten. SPIEGLER et al. (1988) halten in Nordwestdeutschland als letzte Zone des Eozäns eine *cerroazulensis*-Zone (total range zone) aus; eine entsprechende Assoziation wurde allerdings definitiv nur in der Gehlberg-Formation Niedersachsens angetroffen. Taf. 5, Fig. 14 bei SPIEGLER (1986) entspricht eher *T. cocoaensis* (CUSHMAN). GRADSTEIN & BÄCKSTRÖM (1996) erwähnen aus wenigen Bohrungen der südlichen Nordsee eine Assoziation mit *T. cerroazulensis*, *pomeroli* und *Subbotina linaperta* und stufen diese ins Priabon ein.

T. cerroazulensis endet kurz vor der E/O-Grenze nach BERGGREN & PEARSON (2005), im Profil von Massignano etwa 65000 Jahre vor dieser Grenze (NOCCHI et al. 1986, siehe auch HOUBEN et al. 2011). Vor Tanzania und in Alabama fällt das LAD bzw. eine starke Reduktion der Art der *cerroazulensis*-Linie mit einer positiven $\delta^{18}\text{O}$ -Verschiebung zusammen (MILLER et al. 2008, 2009, WADE & PEARSON 2008, PEARSON et al. 2008). Dies ist allerdings in Loburg nicht der Fall. In Loburg endet die Art nahezu gleichzeitig mit dem LAD von *Hantkenina*, etwa 1m davor; das genaue gegenseitige Verhältnis hinsichtlich des LAD der beiden Arten ist aber wegen ihrer Seltenheit nicht näher zu bestimmen.

T. cerroazulensis ist wohl eher im Oberflächenwasser angesiedelt (PEARSON et al. 2006b); PREMOLI SILVA & BOERSMA (1988) ordnen die Art den mittleren Breiten zu.

Die Formen aus Loburg unterscheiden sich in zwei Punkten von denen der niederen Breiten: die geringere Porendichte und die geringeren Abmessungen (Dm. max. Holotyp: 0,35 mm, Loburg: 0,18 mm). Beides läßt sich wohl mit der nördlichen Lage von Loburg in Bezug auf das Hauptverbreitungsgebiet der Art erklären. Allgemein nimmt die Größe der Planktonforaminiferen von den Polen zu den Tropen zu (SCHMIDT 2002, SCHMIDT

et al. 2004). PEARSON et al. (2008) geben für *T. ampliapertura* im Obereozän Tanzanias $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von $-2,5\%$ an. Ähnliche Werte zeigen Planktonforaminiferen (*S. praebulloides*) in Loburg. Bezogen allein auf die Temperatur lassen die Isotopenwerte keine wesentlichen Temperaturunterschiede zwischen Loburg und den Tropen erkennen. Der Größenunterschied bei *T. cerroazulensis* zwischen beiden Lokalitäten ist aber deutlich (WADE & PEARSON 2008, Fig. 2). Eine Erklärung für die geringen Abmessungen von *T. cerroazulensis* in Loburg könnte ein „pre-extinction dwarfing“ sein (WADE & OLSSON 2009).

Turbototalia cunialensis (TOUMARKINE & BOLLI, 1970) Taf. I, 18, 19 (I.W.)

Atlas: S. 450, Taf. 15.4, 13 17

Vorkommen: mittlere OS, S7(NP 21), I.W., sehr selten.

Die Art ist auf das Eozän beschränkt. Sie ist typisch für die niederen Breiten (PREMOLI SILVA & BOERSMA 1988). Die Exemplare aus den Bohrungen Loburg, Irxleben-Welsleben und Schönebeck sind mit etwa 0,2 mm deutlich kleiner als die aus den niederen Breiten (Holotyp 0,45mm). Vor Tanzania endet *cunialensis* mit der *cerroazulensis*-Gruppe vor der E/O-Grenze, etwa gleichzeitig mit der erwähnten Sauerstoffisotopenverschiebung (Step 1 bei PEARSON et al. 2008).

Turbototalia frontosa (SUBBOTINA, 1953) Taf. I, 20, II, 21

Atlas: S. 452-453, Taf. 15.5

Vorkommen: untere und mittlere OS.

Die Art ist im unteren und mittleren Eozän vertreten. Einzelne Exemplare gehören in Loburg noch in das Obereozän (NP 21). *T. frontosa* gilt als Bewohner der Thermokline.

Turbototalia increbescens (BANDY, 1949)

Taf. II, 22-23

Atlas: S. 453-454, Taf. 15.6

Vorkommen: untere und mittlere OS, selten, einmal unteres Rupel.

Die Reichweite der Art wird von PEARSON et al. (2006) mit Mitteleozän bis Unteroligozän

angegeben. Allerdings wird die Art mitunter weit gefasst; Abbildungen z. B. bei JENKINS (1971, Taf. 11, 276-281), STAINFORTH et al. (1975, Fig. 123, 1-4, 6), SNYDER & WATERS (1985, Taf. 2, 12-14) und LECKIE et al. (1993, Taf. 4, 1-2) weichen vom Holotyp ab und entsprechen z. T. eher *T. ampliapertura*.

Turbototalia cf. cocoaensis (CUSHMAN, 1928) Taf. II, 24-25

Atlas: S. 446-450, Taf. 15.4, 1 12

Vorkommen: mittlere OS, sehr selten.

Die beiden angetroffenen Exemplare zeigen wie der Holotyp (CUSHMAN 1928, PEARSON et al. 2006b) eine schwach gewölbte Spiral- und stärker gewölbte Umbilikalseite, unterscheiden sich jedoch durch die stärker gerundete Peripherie.

Die Art endet nach allgemeiner Auffassung an der E/O-Grenze (TOUMARKINE & BOLLI 1975, KELLER 1985, SNYDER & WATERS 1985). Nach WADE & PEARSON (2008) und PEARSON et al. (2006b) setzt die Art vor Tanzania bereits vor der E/O-Grenze aus bzw. wird in den letzten Metern vor dieser Grenze sehr selten, zeitgleich mit der $\delta^{18}\text{O}$ -Verschiebung (s. o. unter *cerroazulensis*).

Acarinina medizzai (TOUMARKINE & BOLLI, 1975) Taf. II, 28-31

Atlas: S. 292-296, Taf. 9.14

Vorkommen: gesamte OS.

Die stratigraphische Reichweite wird von BERGGREN et al. (2006) mit Mittel- bis Obereozän (E10 bis E14) angegeben, entsprechend etwa TOUMARKINE & BOLLI (1975), SPEZZAFERRI (1998) und WADE (2004). SPIEGLER (1986) wies die Art im Mitteleozän Nordwestdeutschlands nach. In Loburg reicht die Art über das LAD der allerdings sehr seltenen *Glth. semiinvoluta* (E14) hinaus bis an den Top der OS, nach dem LAD von *Hantkenina* und *T. cerroazulensis* (Tab. 1). Die Art gilt als Bewohner des mixed layer bzw. des Oberflächenwassers (SEXTON et al. 2006, ALEGRET et al. (2008).

Acarinina cf. pseudotopilensis SUBBOTINA, 1953 Taf. II, 26-27

Atlas: S. 305-308, Taf. 9.18

Vorkommen: mittlere OS, sehr selten.

Die Art ist kennzeichnend für das mittlere Eozän; in Loburg tritt sie vereinzelt auch im Obereozän auf. Vom Holotyp (*Subbotina*, 1953, Taf. XXI, 8) unterscheiden sich die Loburger Exemplare durch die stärkere Komprimierung und die kantige Ausbildung der letzten Kammer.

Acarinina rotundimarginata SUBBOTINA.

1953 Taf. II, 32-36

Acarinina rotundimarginata SUBBOTINA sp.

n. – SUBBOTINA, N. N., 1953, S. 234-235, Taf. XXV, 1a-3w

Vorkommen: gesamte OS.

BERGGREN et al. (2006) betrachten *A. rotundimarginata* als Synonym zu *A. collactea* (FINLAY, 1939).

Von dieser unterscheidet sich die vorliegende Art durch den keilförmigen Querschnitt mit anfangs häufig kantiger Peripherie und die meist stark zur Nabelseite herübergezogene, von der Nabelseite her gesehen dreieckige letzte Kammer. Die Oberfläche ähnelt der von *Dipsidripella brotea* mit kräftigen hispiden Pusteln. Im Gegensatz zu BERGGREN et al. (2006) betrachten russische, armenische und ungarische Autoren *A. rotundimarginata* als selbständige Art und namengebend für die *A. rotundimarginata*-Zone (Mitteleozän, ZAKREVSAYA et al. 2009, 2011, AIRAPETJAN 2009).

Nach SUBBOTINA (1953) ist die Art besonders häufig im unteren Teil des Obereozän des Südens der ehemaligen UdSSR. *A. collactea* reicht nach BERGGREN et al. (2006) bis etwa in die Zone E15, *A. rotundimarginata* in Loburg bis Zone E16, wobei ihre Reichweite nach oben durch eine Erosionsdiskordanz begrenzt wird. PREMOLI SILVA & BOERSMA (1988) stellen die Art zur Gruppe der kleinen Acarininen des Mitteleozän im NW-Atlantik.

Dipsidripella danvillensis (HOWE & WALLACE, 1932) Taf. II, 37-39

Atlas: S. 496-501, Taf. 16.8

Vorkommen: OS

Nach HUBER et al. (2006) ist die Art mikro-

bis feinperforiert; die Abbildungen lassen aber auch normale Perforation erkennen. Die Loburger Exemplare sind vorwiegend normal perforiert (bis 3 µm).

Bei dem von HOWE & WALLACE (1932) abgebildeten Holotyp handelt es sich nach GODFREY & V. DEN BOLD (1986) um ein juveniles, schlecht erhaltenes Exemplar mit etwa 4 Kammern. Die Loburger Individuen haben in der Regel 4½ bis 5 Kammern.

MARKS & V. VESSEM (1971) geben *Gl. cf. danvillensis* aus den Silberbergschichten bei Helmstedt (Niedersachsen) an; nach SPIEGLER (1986) ist die Art in Nordwestdeutschland auf das Latdorf (Obereozän/Unteroligozän) beschränkt. HUBER et al. (2006) geben die Art aus dem höheren Mittel- und unteren Obereozän (E10-14) an. Die Loburger Exemplare sind somit jünger (E16-O1). Die vorliegenden Daten weisen auf eine vorwiegend benthonische Lebensweise bzw. einen Aufenthalt im tieferen Wasser hin (HUBER et al. 2006).

Dipsidripella liqianyui HUBER & PEARSON, 2006 Taf. II,40, III, 41-42

Atlas S. 501-502, Taf. 16.9

Vorkommen: OS, gesamter Rupel

Die Gehäuse zeigen in der Regel 6, selten 7 oder 5½ Kammern im letzten Umgang. Die Aufrollung ist nahezu planispiral bis deutlich trochospiral, die Wandung mehr oder weniger dicht mit Pusteln bedeckt, zwischen denen die Poren (mikro- bis normal perforat) liegen. Die Mündung liegt äquatorial bis extraumbilikal-äquatorial. Der maximale Durchmesser liegt zwischen 0,1 und 0,2 mm, selten darüber.

Die Art wurde erst 2006 aufgestellt. Entsprechende Formen wurden aber bereits vorher unter unterschiedlichen Namen beschrieben, darunter auch als *Tenuitella liverovskae* oder *T. gemma* (POORE & BRABB 1977, HOOYBERGHS 1983, SNYDER & WATERS 1985, STOTT & KENNEDY 1990, RÖGL 1990, NUGLISCH & SPIEGLER 1991 u. a.).

HUBER & PEARSON (2006) geben die Art nur aus dem südlichen indischen Ozean an, offensichtlich ist sie aber auch auf der nördlichen

Hemisphäre verbreitet.

“*Dipsidripella liverovskae*” (BYKOVA, 1960)
Taf. III, 43-45

Vorkommen: OS, gesamter Rupel.

BYKOVA (1960) bestimmte keinen Holotyp; erst SAMUEL & SALAJ (1968) legten einen Lektotyp fest. Es bleiben aber nach wie vor etliche Fragen der taxonomischen Bestimmung offen; so äußern sich SAMUEL & SALAJ nicht zur Wandstruktur. Die Art soll einen Übergang von *Globigerinella* zu *Globigerina* repräsentieren. Nach BYKOVA wurde die Art von SUBBOTTINA (1953) als *Globigerina postcretacea* MJATLJUK beschrieben. Danach handelt es sich um eine trochospirale Form mit in der Regel 5, selten 6 Kammern im letzten Umgang. Die trochospirale Aufrollung ist jedoch mitunter wenig deutlich. Die kleine halbmondförmige Mündung befindet sich auf der Nabelseite an der Basis der letzten Kammer. Die Wandung ist dick und mit kaum erkennbaren Pusteln bedeckt. Der Durchmesser überschreitet selbst bei großen Formen 0,2 mm nicht. Die Loburger Formen entsprechen i. W. dieser Beschreibung. Die Kammern, 5 bis 6 im letzten Umgang, nehmen relativ rasch an Größe zu, die vorletzte ist etwa so groß wie die letzte, kann aber auch deutlich kleiner sein. Die Aufrollung ist mitunter etwa planispiral, bei anderen Exemplaren jedoch deutlich trochospiral. Die Mündung ist dementsprechend äquatorial bzw. extraumbilikal-äquatorial, die Wandung perforat mit schwankender Porengröße und spitzen, meist jedoch abgerundeten Pusteln bedeckt. Mitunter stoßen die Poren durch die Pusteln hindurch. In manchen Fällen sind die Pusteln zu einem Netz verschmolzen, das nur die Poren frei läßt. Der maximale Durchmesser schwankt zwischen 0,10 und 0,19 mm. Das entspricht den Angaben bei SUBBOTTINA (1953) und SAMUEL & SALAJ (1968).

Die Art wurde wiederholt diskutiert (LI QIANYU 1987, RÖGL 1998). Sie ist weit verbreitet in der zentralen Paratethys und dort lokal namengebend für die *Tenuitella liverovskae*-Zone (OLSZEWSKA 1997). Ihre stratigraphische Reichweite wird mit Obereozän bis

Unteroligozän (Kiscellian bis Unteregerian) angegeben (RÖGL 1998, БАК 2005). Es muß dabei allerdings berücksichtigt werden, dass es sich bei „*Tenuitella liverovskae*“ mitunter wahrscheinlich um *Dipsidripella liqianyui* HUBER & PEARSON, 2006 handelt. HOOYBERGHS (1983) bildet eine entsprechende Form als *Pseudohastigerina barbadoensis* BLOW aus dem Rupel Belgiens ab (HOOYBERGHS 1983, Taf. 1, Fig. 9-12).

Dipsidripella neoclemenciae (LI QIANYU, 1987) Taf. III, 46

Vorkommen: oberer Rupel, 1 Exemplar.

Tenuitella neoclemenciae, n. sp. – LI QIANYU, 1987, S. 310, Taf. 2, Fig. 1-4

Gehäuse flach-trochospiral, Spiralseite flach-konvex, kleiner Nabel, Kammern gewölbt, Kammernähte etwa radial, eingetieft, Apertur schlitzförmig, umbilikal-extraumbilikal, mit Lippe, Wandung glatt bis pustulös, anfangs mikro-, später normal-perforat.

LI QIANYU (1987) beschreibt die Art als mikroperforat; das vorliegende Exemplar ist aber im Spätstadium normal-perforat, weshalb es der Gattung *Dipsidripella* zugeordnet wird.

LI QIANYU (1987) gibt die stratigraphische Reichweite mit Oligozän an.

Dipsidripella sp. 1 Taf. III, 47-48

Vorkommen: OS

Flach trochospiral, Kammern schnell an Größe zunehmend, meist 5 in der letzten Windung, Aufrollung locker, Mündung extraumbilikal bis äquatorial, Septalnähte radial, deutlich eingetieft, Wandung mit kräftigen gerundeten, seltener hispiden Pusteln, Poren bis 4 µm.

Dipsidripella sp. 2 Taf. III, 49-50

Vorkommen: OS bis auf die oberen 6 Meter.

Flach trochospiral, Kammern schnell an Größe zunehmend, etwa 4 in der letzten Windung, letzte Kammer radial gelängt, Mündung extraumbilikal bis zum Gehäuserand reichend, Septalnähte radial, deutlich eingetieft, Wandung mit kräftigen gerundeten, seltener hispiden Pusteln, Poren bis 4 µm.

Dipsidripella sp. 3 Taf. III, 51-52

Vorkommen: OS

Flach trochospiral, Kammern allmählich bis schnell an Größe zunehmend, 3½ bis 4 in der letzten Windung, kugelig, Mündung umbilikal bis extraumbilikal, Septalnähte auf der Umbilikalseite radial, auf der Spiralseite radial bis leicht gebogen, eingetieft, Wandung mit kräftigen gerundeten bis hispiden Pusteln, Poren bis 2 µm.

Dipsidripella sp. 4 Taf. III, 53

Vorkommen: OS, oberer Rupel, selten.

Gehäuse trochospiral, 4½ bis 5 Kammern in der letzten Windung, kugelig bis radial gelängt, Nähte radial, stark eingetieft, Nabel offen, Mündung hoch gewölbt, mitunter mit Mündungslippe, Wandung perforat bis makroperforat, in der letzten Kammer auch mikroperforat, unterschiedlich dicht mit Pusteln bedeckt.

Kennzeichnend ist die hoch gezogene schlingenförmige Mündung, die ähnlich wie bei *Protentella* LIPPS 1964 ausgebildet ist. Von *Protentella* unterscheiden sich die vorliegenden Exemplare aber durch die durchgehend trochospirale Aufrollung und vor allem die Wandstruktur, die bei *Protentella* besonders dicht-perforat und glatt ist (SRINIVASAN & KENNETT, 1975). MILLER et al. (2008) bilden eine ähnliche, allerdings 4-kammrige Form aus dem Obereozän von Alabama ab, die wohl in den Kreis der vorliegenden *Dipsidripella* und nicht zu *Protentella* gehört.

Die Art ist nicht nur ausgesprochen selten, sondern tritt auch nur in großen Abständen auf. Dabei zeigen die Exemplare aus dem oberen Rupel eine deutlich feinere Perforierung und tendieren zu *Tenuitella*.

Dipsidripella sp. cf. *Tenuitellinata angustiumbilocata* (BOLLI, 1957c) Taf. III, 54

Vorkommen: obere OS, selten.

cf. *Globigerina ciperiensis angustiumbilocata* BOLLI – BOLLI, 1957c, S. 164, Taf. 36, Fig. 6a-b (non BOLLI, 1957b, S. 109, Taf. 22, Fig. 12a-13c)

Tenuitellinata angustiumbilocata (BOLLI,

1957b) ist nach LI QUIANYU (1987) eine Art vorwiegend des höheren Oligozän. Die vorliegende Form unterscheidet sich von *T. angustiumbilocata* (BOLLI, 1957b) zunächst durch die geringere Zunahme der Kammergröße im letzten Umgang und entspricht darin mehr dem Hypotyp aus dem Obereozän (BOLLI, 1957c, Taf. 36, Fig. 6a-b), dessen Wandbeschaffenheit allerdings nicht beschrieben wird. Diese entspricht jedoch bei der vorliegenden Form der von *Dipsidripella* mit weiter auseinander liegenden und im Verlauf der Ontogenese abnehmender Zahl und Größe der Pusteln (s.u.).

Subbotina angiporoides (HORNIBROOK, 1965) Taf. III, 55-57

Atlas: S. 126-129, Taf. 6.6, 1-13

Vorkommen: OS bis oberer Rupel.

Die Art wird u. a. durch die gedrungene, fast kugelige Form und die gebogene enge Mündung charakterisiert. Typische Exemplare finden sich, abgesehen von HORNIBROOK (1965), bei KANEPS (1975), POORE & BRABB (1977), HUBER (1991) aus den südlichen Breiten, aber auch aus dem Golf von Mexiko (SPEZZAFERRI & PREMOLI SILVA, 1991). Dagegen weichen die von HOOYBERGHS (1983) und SPIEGLER (1986) abgebildeten Formen vom Holotyp ab. SPIEGLER gibt die Reichweite mit Latdorf bis mittlerer Rupel Nordwestdeutschlands an (untere und obere *angiporoides*-Zone). In Loburg reicht die Art bis in den oberen Rupel (*clemenciae*-Zone nach SPIEGLER).

Nach KELLER et al. (1992) gehört die Art im Obereozän-Oligozän zu den Arten des intermediären Wassers und ist Vertreter einer Assoziation des kälteren Wassers im Obereozän (s. auch SEXTON et al. 2006). Die Art ist offenbar global auf einen bestimmten Zeitraum des Obereozän bis Unteroligozän beschränkt. In der zentralen Paratethys reicht sie vom Obereozän bis zum unteren Kiscellian (RÖGL 1998); in Neuseeland ist sie nach Jenkins (1971) namengebend für die *angiporoides*-Zone des mittleren Oligozän, beginnt jedoch bereits im Obereozän.

Subbotina angiporoides sensu SPIEGLER (1986) Taf. III, 58-60

SPIEGLER 1986, S. 261, Taf. 8, Fig. 11-12

Vorkommen: OS (seltener, unterer und oberer Rupel).

Kennzeichnend ist die schräg über dem Umbilikus liegende, häufig etwas kleinere letzte Kammer (weitere Beschreibung s. SPIEGLER 1986).

Subbotina cf. angulisuturalis (BOLLI, 1957b) Taf. IV, 61-62

Globigerina ciperoensis angulisuturalis

BOLLI, new subspecies – BOLLI, H., 1957b, S.109, Taf. 22, 11a-c

Globigerina angulisuturalis BOLLI, 1957 – RÖGL, Fr., 1994, S. 136, Taf. 1, Fig. 5-6

Vorkommen: mittlerer oberer Rupel.

Die Art ist in Loburg selten und unterscheidet sich durch nur etwa 4 Kammern im letzten Umgang vom Holotyp. Ihre stratigraphisch relativ kurze Reichweite wird mit „mittlerem“ Oligozän (NP23-24, RÖGL, 1994) bzw. NP24 (BERGGREN & PEARSON, 2005) angegeben. Auch nach SPEZZAFERRI & PREMOLI SILVA (1991) beginnt die Art bereits in der NP23, was dem Auftreten in Loburg entspricht.

Subbotina brazieri (JENKINS, 1966) Taf. IV, 63

Globigerina brazieri JENKINS n. sp – JENKINS, D. G., 1966, S.1098-1100, Fig.6, 43-51

Vorkommen: oberer Rupel, selten.

Die Art wurde erstmals aus dem Miozän Neuseelands beschrieben. Die Loburger Formen zeigen bis auf die Windungsrichtung vollständige Übereinstimmung mit dem Holotyp, weshalb sie trotz ihres höheren Alters zu der neuseeländischen Art gestellt werden. SPEZZAFERRI (1998) erwähnt die Art aus dem Miozän vor SE-Grönland.

Subbotina corpulenta (SUBBOTINA, 1953) Taf. IV, 64-65

Atlas: S.129-133, Taf. 6.7

Vorkommen: OS bis oberer Rupel.

Diese Art zählt in der einschlägigen Literatur zu den weniger bekannten. Eine Ursache dafür dürfte in den Schwierigkeiten bei

der Abgrenzung liegen; SUBBOTINA (1953) bildet mehrere Exemplare ab, die z. T. wenig Übereinstimmung mit dem Holotyp zeigen.

OLSSON et al. (2006b) geben die Reichweite mit E8 bis O1 an.

Subbotina eocena (GUEMBEL, 1868) Taf. IV, 66-68

Globigerina (Subbotina) eocaena GÜMBEL – HAGN, H. & H. G. LINDENBERG, 1969, S. 236-239, Taf. I, 1a-c

Vorkommen: OS, unterer bis oberer Rupel.

Die Art ist mäßig hoch trochospiral mit etwa 4 langsam an Größe zunehmenden kugelförmigen Kammern im letzten Umgang, Mündung relativ klein, umbilikal-extraumbilikal, mit Lippe, Wandung perforat, spinos, mehr oder minder cancellat.

S. eocaena ist in Loburg relativ häufig. Sie unterscheidet sich von den bei OLSSON et al. (2006b) abgebildeten Formen vor allem durch die allmählichere Zunahme der Kammergröße und die kleinere umbilikal-extraumbilikale Mündung.

Subbotina euapertura (JENKINS, 1960) Taf. IV, 69-71

Globigerina euapertura JENKINS, new species – JENKINS, D. G., 1960, S. 351, Taf. 1, 8a-c

Globigerina (Globigerina) euapertura JENKINS – JENKINS, D. G., 1971, S.147, Taf.15, 457-461, Taf.16, 462

Vorkommen: OS, unterer bis oberer Rupel.

Die Variabilität der Art zeigen die Abbildungen bei JENKINS (1971) und CHAPRONIERE (1981, Topotypen). Die stratigraphische Reichweite wird von JENKINS (1971) mit Unteroligozän bis Untermiozän angegeben, etwa ebenso von HUBER & QUILLÉVÉRÉ (2005, AO1 bis AO4), bei denen das LAD der Art die obere Grenze ihrer *Globigerina euapertura* Highest-occurrence Zone markiert. Nach BOLLI & SAUNDERS (1985), STOTT & KENNET (1990) und LECKIE et al. (1993) beginnt die Art bereits im Obereozän. Nach SPIEGLER (1986) ist die Art in NW-Deutschland auf das Chatt beschränkt, jedoch weicht das abgebildete Exemplar deutlich vom Holotyp ab.

WADE et al. (2007) stellen „*Globoquadrina*

euapertura“ zu den “mixed layer dwellers“.

Subbotina gortanii (BORSETTI, 1959) Taf. IV, 72-74

Atlas: S.138-142, Taf. 6.10

Vorkommen: OS, unterer und oberer Rupel.

Die Angaben über die stratigraphische Reichweite schwanken (LECKIE et al. 1993). Nach STAINFORTH et al. (1975) ist die Art auf das Oligozän beschränkt, mit Ausnahme der Unterart *praeturritilina* BLOW & BANNER (1962), die aber von OLSSON et al. (2006b) zu *gortanii* gestellt wird. Nach OLSZEWSKA (1997) ist die Art in den äußeren polnischen Karpathen auf das untere Rupelian beschränkt. MOLINA (1986) und RAJU (1971) grenzen eine selbständige *gortanii*-Zone im Unteroligozän ab. Die Art ist im Obereozän Vertreter der mittleren Breiten (PREMOLI SILVA & BOERSMA 1988).

Subbotina rubra (BOLLI, 1957b, non D'ORBIGNY) Taf. IV, 75-76 pars *Globigerinoides rubra* (D'ORBIGNY) – BOLLI, H. M., 1957b, S. 113-114, Taf. 25, Fig. 12a-c (non Fig. 13a-b), Text-Fig. 21,6

Vorkommen: unterer Rupel, 1 Exemplar.

Hoch-trochospiral, Kammern stark gebläht, Nähte radial, kräftig eingetieft, 4 Kammern in der letzten Windung, Wandung cancellat, spinos, Mündung umbilikal, von einer stark gewölbten Bulla verdeckt, Bulla mit zwei nebeneinander liegenden Aperturen, die die Kammernähte der letzten Windung überbrücken und deutlich ausgeprägte Lippen aufweisen.

BOLLI (1957b) bildet eine entsprechende Art aus dem Miozän der Ciperio-Formation ab, jedoch ohne weitere Beschreibung; die Reichweite wird mit Oligozän bis Miozän angegeben.

Subbotina hagni (GOHRBANDT, 1967) Taf. IV, 77-78

Atlas: S.142-145, Taf. 6.11

Vorkommen: OS, unterer Rupel.

Die Art tritt in den OS von Loburg kontinuierlich, wenn auch nicht häufig auf. Ihre Reichweite wird allgemein mit Mittel- bis Obereozän (E8 bis E15) angegeben (TOU-

MARKINE & LUTERBACHER 1985, OLSSON et al. 2006b). KELLER (1985) allerdings gibt die Art im Unteroligozän Alabamas an.

Subbotina jacksonensis (BANDY, 1949) Taf. IV, 79-80

Atlas: S. 146-149, Taf. 6.13

Vorkommen: OS, einmal unterer Rupel.

OLSSON et al. (2006b) geben die Reichweite der Art mit E9 bis E16 an; sie endet somit an der E/O-Grenze. In der Literatur wird die Art seltener genannt, weshalb weitere Angaben zur stratigraphischen und paläogeographischen Reichweite fehlen.

Subbotina jenkinsi (QUILTY, 1969) Taf. V, 81
Globigerina jenkinsi QUILTY, 1969 – QUILTY, P. G., 1969, S. 53, Taf. 6, Fig. 21, 22 (nach SAITO et al. 1976)

Vorkommen: OS, selten, vereinzelt unterer und oberer Rupel.

Kennzeichnend sind u. a. drei Kammern im letzten Umgang, eine gedrückte letzte Kammer und eine relativ kleine flachbogige Mündung. Die Art wurde erstmals aus dem Obereozän Westaustraliens beschrieben; sie ist offenbar insgesamt sehr selten. Eine gewisse Ähnlichkeit besteht zu *Subbotina roesnaesensis* OLSSON & BERGGREN, 2006 (Taf. 6.16, 12) aus dem Unter- bis Miozän; der Holotyp dieser Art unterscheidet sich allerdings deutlich von *S. jenkinsi*.

Subbotina labiacrassata (JENKINS, 1966) Taf. V, 82-84

Globigerina labiacrassata JENKINS n.sp. – JENKINS, D. G., 1966, S.1102-1106, Fig. 64-71 Vorkommen: sehr selten OS, unterer bis oberer Rupel.

Die morphologische Variabilität der Art wurde bereits vom Autor beschrieben. Kennzeichnend sind der bogenförmig gewölbte obere Rand der großen Mündung und die kräftige Mündungslippe. Die Loburger Formen tendieren zu einer etwas schmaleren Mündung, wobei die Mündungslippen der vorangehenden Kammern deutlicher hervortreten und der Umbilikus ein keilförmiges Aussehen erhält.

POORE (1976) bildet eine entsprechende Form aus dem Untermiozän des Nordost-Atlantik ab (*Globigerina woodi* JENKINS (variant)). BERGGREN (1969) erwähnt die Art einmal aus dem Rupel von Dobbartin (NE Deutschland); nach RÖGL (1998) ist sie im oberen Kiscellian und unteren Egerian der zentralen Paratethys vertreten. In den höheren Breiten der Südhemisphäre ist die Art offenbar weit häufiger; hier reicht sie vom höheren Unter- bis zum unteren Oberoligozän und ist namengebend für die *Globigerina labiacrassata* Intervall – Zone (AP14) nach STOTT & KENNETT (1990) und HUBER (1991) bzw. *Globigerina labiacrassata* Highest occurrence-Zone nach HUBER & QUILLÉVÉRE (2005).

Subbotina linaperta (FINLAY, 1939) Taf. V, 85 Atlas: S. 149-154, Taf. 6.14

Vorkommen: OS, nicht selten.

Die Art ist namengebend für die *Globigerina* (*S.*) *linaperta*-Zone Neuseelands (JENKINS 1971, Obereozän). Bei STOTT & KENNETT (1990) markiert das LAD der Art die Grenze zwischen Mittel- und Obereozän im antarktischen Gebiet. HUBER & QUILLÉVÉRE (2005) haben wegen Schwierigkeiten bei der Abgrenzung von *S. linaperta* gegenüber der jüngeren *S. utilisindex* von der Verwendung des LAD von *linaperta* zur biostratigraphischen Grenzziehung abgesehen; die Grenze Mittel-/Obereozän fällt bei ihnen in die Zone AE8 (*Subbotina eoacaena* (*linaperta*) Partial-range Zone). RÖGL (1998) erwähnt *S. linaperta* aus dem Obereozän bis unteren Kiscellian der zentralen Paratethys, jedoch tendieren die von ihm abgebildeten Exemplare eher zu *S. utilisindex*. SPIEGLER (1986) erwähnt die Art aus Nordwestdeutschland nicht. KING (1989) grenzt im Untereozän der Nordsee eine *Subbotina* gr. *linaperta*-Zone ab; oberhalb der Subzone NSP5a nimmt *S. linaperta* stark ab. Bei den von HOOBERGHS (1983, Taf. 13, 5-10) aus dem Boom Clay abgebildeten Formen handelt es sich wohl nicht um *linaperta*. Die Art wird weiterhin erwähnt von SPEZZAFERRI (1998) aus dem Mitteleozän vor SE Grönland. Nach KELLER et al. (1992) lebt die Art im Obereozän im intermediären Wasser, nach

SEXTON et al. (2006) im NW Atlantik und in der Adria im mixed layer und in der Thermokline. Der Holotyp hat einen Durchmesser von 0,38mm (FINLAY 1939); MACLEOD et al. (1990) geben für Vertreter aus dem Mitteleozän des Westatlantik (Site 612) einen Durchmesser von im Mittel 0,33mm an. Die Loburger Exemplare sind im Mittel etwa 0,23mm. Für das Obereozän geben MACLEOD et al. (1990) im Mittel 0,18mm an und schließen in Verbindung mit Isotopendaten, dass die kleineren obereozänen Vertreter während der Gametogenese näher an der Wasseroberfläche gelebt haben als ihre mitteleozänen Vorgänger. Die Loburger Formen könnten in die gleiche Richtung weisen.

Subbotina loburgense n. sp. Taf. V, 86-87, 88 (Holotyp), 89-90 (Paratypen)

Vorkommen: unterer und oberer Rupel, in Abschnitten häufig.

Flach trochospiral, 4 Kammern in der letzten Windung, mitunter letzte Kammer der vorletzten Windung von der Umbilikalseite her z.T. sichtbar, Kammern gewölbt, Nähte radial, deutlich eingetieft, Nabel weit offen, Mündung umbilikal-extraumbilikal, mit schwacher bis deutlicher Mündungslippe, Mündung mit Mündungslippe der vorletzten Kammer im Umbilikus sichtbar, oberer Mündungsrand häufig stark bogenförmig gewölbt, distales Ende der Mündung setzt im typischen Fall auf der letzten Kammer der vorletzten Windung auf, Wandung normal perforiert, kräftig cancellat, spinos. Dm. des Holotyp 0,34 mm.

Die Art unterscheidet sich vom Holotyp der Art *Turborotalia ampliapertura* durch die größere und stärkere gebogene Mündung, das Aufsetzen des vorderen Mündungsrandes auf der letzten Kammer der vorletzten Windung und die spinose Wandung. Von *Subbotina praebulloides* unterscheidet sich die vorliegende Art durch die stärker gebogene Mündung und das Aufsetzen des vorderen Mündungsrandes.

Subbotina occlusa (BLOW & BANNER, 1962)
Taf. V, 91-92

Globigerina praebulloides occlusa BLOW & BANNER subsp. nov. – BLOW, W. H. & F. T. BANNER, 1962, S. 93 – 94, Taf. IX, u- w, Fig. 14(I-II)

Vorkommen: OS, unterer und oberer Rupel. Im Gegensatz zu den Angaben bei BLOW & BANNER haben die Loburger Exemplare meist eine deutlich ausgebildete Lippe, ansonsten besteht aber völlige Übereinstimmung.

SPIEGLER (1986) beschreibt eine *Neogloboquadrina cartieri* (CHAPRONIERE) aus dem unteren Rupel NW-Deutschlands, die weitgehende Übereinstimmung mit vorliegenden Art zeigt; nach SPIEGLER handelt es sich allerdings um eine nichtspinose Art.

Nach BLOW & BANNER reicht die Art vom Mitteleozän bis ins Aquitan.

Subbotina praebulloides (BLOW, 1959) Taf. V, 93-94 (nach SAITO et al. 1976)

Globigerina praebulloides praebulloides BLOW – BLOW, W. H. & F. T. BANNER, 1962, S. 92-93, Taf. IX, o-q

Vorkommen: OS bis oberer Rupel.

SPIEGLER (1986) gibt die stratigraphische Reichweite für NW-Deutschland mit Oligozän bis Miozän an, BLOW & BANNER (1962) mit Obereozän bis Helvet, etwa ebenso BOLLI & SAUNDERS (1985). Die Art ist im Untermiozän relativ häufig in subtropischen Breiten, wo sie in bestimmten Gebieten auch noch im Mittelmiozän auftritt (WILSON 2005). Die Art wird häufig unter den Kaltwasser-Anzeigern aufgeführt (SPEZZAFERRI 1995, BICCHI et al. 2003, RÖGL & SPEZZAFERRI 2003).

Nach KELLER et al. (1992) ist *S. praebulloides* im Oligozän in intermediären Wassertiefen angesiedelt.

Subbotina prasaepis (BLOW, 1969) Taf. V, 95-98

Vorkommen: OS, Rupel.

Globigerina prasaepis, n.sp. – BLOW, W.H., 1969, S. 382-383. Taf. 10, Fig. 13; Taf. 18, Fig 3-4, ?5-6, 7

S. prasaepis wird häufig als Synonym zu *S. euapertura* (JENKINS) angesehen

(u. a. CHAPRONIERE 1981); zwischen den Abbildungen der Holotypen beider Arten ist auch kein Unterschied zu erkennen. Nach BLOW unterscheidet sich *S. euapertura* aber von *S. prasaepis* durch die engere Apertur und eine gut ausgebildete Mündungslippe, wie sie die Abbildung bei JENKINS (1971, Taf. 15, Fig. 457) zeigt. Im Material von Loburg lassen sich eine Form wie bei JENKINS abgebildet (*euapertura*) sowie eine Form dem Holotyp von *prasaepis* entsprechend mit Tendenz zu breiterer Mündung und einer schmalen durchgehenden Mündungslippe unterscheiden. Gegenüber den Paratypen von BLOW (1969) bestehen allerdings deutliche Unterschiede. Im übrigen besitzen die Loburger Exemplare eine cancellate spinose Wandung und werden deshalb *Subbotina* zugeordnet.

Die stratigraphische Reichweite wird mit oberstem Eozän bis Oberoligozän angegeben (BLOW 1969, SPEZZAFERRI & PREMOLI SILVA 1991)

Subbotina tapuriensis (BLOW & BANNER, 1962) Taf. V, 99-100, VI, 101

Globigerina tripartita tapuriensis BLOW & BANNER subsp. nov. – BLOW, W. H. & F. T. BANNER, 1962, S. 97-98, Taf. X, h-k

Vorkommen: oberer Abschnitt der OS, unterer und oberer Rupel, selten.

Die Loburger Gehäuse entsprechen weitgehend der Beschreibung bei BLOW & BANNER (1962); die Wandung ist allerdings nicht besonders dick und eine Mündungslippe nur schwach, mitunter überhaupt nicht ausgebildet.

Die Art ist namengebend für die *Globigerina tapuriensis*-Biozone in Spanien und Norditalien (Massignano) nach GONZALVO & MOLINA (1992), die mit dem Einsetzen der Art beginnt und in das Unteroligozän gestellt wird (MOLINA et al. 1993). SAMUEL (1975) nennt aff. *tapuriensis* aus dem Obereozän der Karpathen, BERGGREN (1969) aus dem Søvind-Mergel Dänemarks. Auch LECKIE et al. (1993) geben die Art bereits aus dem Obereozän des Atlantik und Pazifik an, ebenso POORE & BRABB (1977, *Gl. ouachitaensis*). Der

Schwerpunkt der Art liegt aber offensichtlich im Unteroligozän (s. u.).

Subbotina cf. tapuriensis (BLOW & BANNER, 1962) Taf. VI, 102-104.

Vorkommen: obere OS, sehr selten.

Gehäuse trochospiral, kompakt, 3 Kammern in der letzten Windung, letzte Kammer radial komprimiert, Umbilikus offen, Mündung umbilikal mit nahezu geradem oberem Mündungsrand und mehr oder weniger deutlicher Mündungslippe, Wandung normal perforat, cancellat, spinos.

RÖGL (1998) bildet eine entsprechende Form als *S. tapuriensis* (BLOW & BANNER) aus der zentralen Paratethys ab und gibt ihre Reichweite mit O-Eozän bis unteres Kiscellian an. Vom Holotyp *S. tapuriensis* bei BLOW & BANNER (1962) unterscheidet sich die vorliegende Form durch den geraden oberen Mündungsrand und die gedrückte letzte Kammer.

Subbotina utilisindex (JENKINS & ORR, 1973) Taf. VI, 105-107

Atlas: S.161-162, Taf. 16.6, 14-20

Vorkommen: OS bis oberer Rupel.

Die Zuordnung zur Gattung *Subbotina* folgt hier OLSSON et al. (2006b), obgleich eher eine Zuordnung zu *Parasubbotina* möglich wäre. Die Unterschiede gegenüber *S. linaperta* sind mehr gradueller Natur; hier erfolgt die Trennung der beiden Arten vor allem nach der Höhe der letzten Kammer, die bei *utilisindex* deutlich höher ist.

Die stratigraphische Reichweite wird mit Obereozän bis Unteroligozän angegeben (OLSSON et al. 2006b). Der Schwerpunkt der Verbreitung von *S. utilisindex* liegt im Unteroligozän in den hohen südlichen Breiten. Nach KELLER et al. (1992) lebte die Art im Oligozän im intermediären Wasser.

Subbotina yeguaensis (WEINZIERL & APPLIN, 1929) Taf. VI, 108-109

Atlas: S. 162-163, Taf. 6.18

Vorkommen: untere bis mittlere OS, vor allem untere.

Hier werden nur Gehäuse mit mehr oder weniger ausgeprägter, in den Nabel

hineinreichender Mündungslippe und rasch zunehmender Kammergröße in der letzten Windung zu dieser Art gestellt.

Nach OLSSON et al. (2006b) reicht die Art vom höheren Unter- bis zum Ende des Obereozän (E/O-Grenze), im Gegensatz zu BOLLI & SAUNDERS (1985). BERGGREN & KURTÉN (1961) untersuchten *Gl. yeguaensis* aus dem Untereozän Dänemarks und NW-Deutschlands, jedoch weichen die von BERGGREN (1960) aus diesem Bereich abgebildeten Formen sowohl vom Holotyp als auch von den Loburger Exemplaren ab. Dies trifft auch für die von KIESEL et al. (1969) aus den Schönwalder bzw. Latdorfsschichten abgebildete Form zu (aff. *yeguaensis*), so dass der Nachweis der Art in Norddeutschland bisher unsicher ist. Die Art ist namengebend für die *Subbotina yeguaensis* Interval Zone (E14-E16) in der Karibik (RINCÓN et al. 2007). Nach SEXTON et al. (2006) lebte die Art in der Thermokline.

Subbotina sp. 1 Taf. VI, 110-112

pars *Globigerina senilis* BANDY – KRASHENINNIKOV, V. A. & BASOV, I. A., 1983, S. 839, Taf. 5, 10, non 8, 9, 11, Unteroligozän, S-Atlantik.

Vorkommen: unterer Rupel, ausnahmsweise oberer Rupel.

Gehäuse kompakt, nahezu rhombisch in der Ventralansicht, mäßig trochospiral, 4 Kammern in der letzten Windung, langsam an Größe zunehmend, dickwandig, makroperforat, spinos, cancellat. Mündung schlitzförmig, relativ schmal, mit schwach ausgebildeter Mündungslippe.

Subbotina sp. 2 Taf. VI, 113

pars *Globigerina officinalis* SUBBOTINA sp. n. – SUBBOTINA, N. N., 1953, S. 78-79, Taf. XI, 3 (non 1-2, 4-7)

Vorkommen: unterer Rupel, selten oberer Rupel.

Gehäuse trochospiral, 4 Kammern in der letzten Windung, erste Kammer dieser Windung nur zum Teil sichtbar. Kammern kugelig, Umbilikus offen, Mündung umbilikal, mit nahezu geradem oberem

Mündungsrand, mit Lippe. Wandung normal perforat, cancellat, spinos. Bereits BLOW & BANNER (1962) hatten die Abbildung Taf. XI, 3 bei SUBBOTINA (1953) als nicht zu *G. officinalis* gehörend ausgewiesen. Typisch ist die weit über den Umbilikus gezogene obere Mündungslippe mit nahezu geradem Mündungsrand der letzten Kammer im Gegensatz zu dem halbkreisförmigen oberen Mündungsrand bei *G. officinalis* (SUBBOTINA 1953, S.78).

Subbotina sp. 3 Taf. VI, 114

Vorkommen: oberer Abschnitt des oberen Rupel, selten, ?unterer Rupel.

Gehäuse flach bis mäßig trochospiral, 41/2 Kammern in der letzten Windung, gewölbt, Septalnähte radial, mehr oder minder deutlich eingetieft, Mündung als flacher Bogen, etwa umbilikal, mit deutlicher Randlippe, Wandung perforat, cancellat, spinos.

Subbotina sp. 4 Taf. VI, 115-116

Globigerina praebulloides BLOW – PIRKENS-EER, C., SPEZZAFERRI, S. & BERGER, J.-P., 2010, Taf. 16, 3a-b

Vorkommen: unterer Rupel, selten.

Gehäuse flach trochospiral, etwa 3 Kammern im letzten Umgang, kugelig, Septalnähte radial, stark eingetieft, Mündung bogenförmig, umbilikal, gegenüber der letzten Kammer eine weitere kleinere Kammer, die mitunter ebenfalls eine Mündung aufweist, Wandung perforat, spinos, die älteren Kammern cancellat, die letzte mit Knoten bedeckt.

Parasubbotina ciperoensis (BOLLI, 1954)

Taf. VI, 117-119

Globigerina cf. *concinna* REUSS – CUSHMAN, J.A. & R. M. STAINFORTH, 1945, S. 67, Taf. 13, 1a-b

Globigerina ciperoensis BOLLI nov. sp. –

BOLLI, H., 1954, S. 1-3, Textfig. 3,3a, 4,4a-b

Globigerina ciperoensis BOLLI, 1954 – RÖGL, F., 1994, S. 135-136, Taf. 1,1-3, 4,1

Vorkommen: unterer und oberer Rupel, relativ selten.

BERGGREN (1969) gibt „*Globigerina ouachitensis-ciperoensis* transition“ aus dem Rupel

Norddeutschlands an, SPIEGLER (1986) *Globoturborotalita ciperoensis* (BOLLI) aus dem Untermiozän NW-Deutschlands. Die Art ist namengebend für die *G. ciperoensis* Partial Range Zone (Chatt) (BERGGREN & PEARSON 2005). SPEZZAFERRI & PREMOLI SILVA (1991) geben die Reichweite mit P18 bzw. O1 bis mindestens Chatt, RÖGL (1994) mit Rupelium bis Aquitan an.

Parasubbotina compacta (SUBBOTINA, 1953)

Taf. VI,120, VII,121-123

Globigerina bulloides ORBIGNY var. *compacta* SUBBOTINA var. n. – SUBBOTINA, N. N., 1953, S. 76, Taf. IX, 4a-w

Vorkommen: OS, unterer bis oberer Rupel, nicht selten.

Beschreibung nach SUBBOTINA (1953): „Gehäuse gebläht, besteht aus 21/2 - 3 Spiralwindungen. Im letzten Umgang vier kugelige Kammern, sehr eng aneinander gelagert, weshalb der periphere Rand oft nur schwach gewellt ist und nicht stark gelappt wie bei *Globigerina bulloides* var. *bulloides*. Nabel relativ klein. Mündung mit Lippe. Oft ist die Mündung vom Nabel bis zum peripheren Rand des Gehäuses angelegt, sich entlang der Randnaht erstreckend. Wandung grobzigelig, grobporig“. OLSSON et al. (2006b) betrachten *Gl. bulloides compacta* SUBBOTINA als jüngeres Synonym zu *Subbotina eocaena* (GUEMBEL, 1868), jedoch unterscheidet sich die vorliegende Art durch die schnellere Zunahme der Kammergröße und die deutlich umbilikal-extraumbilikale breite Mündung vom Neotyp *Globigerina eocaena* bei HAGN & LINDENBERG (1969).

Die Loburger Exemplare zeigen eine gewisse Variabilität; so treten gelegentlich Formen mit 41/2 Kammern auf; die Mündung reicht häufig nicht bis zum Gehäuserand; gelegentlich ist die Mündungslippe stark reduziert.

Parasubbotina droogeri (MJATLJUK, 1970)

Taf. VII, 124-125

Subbotina droogeri sp. n. – MJATLJUK, J. V., 1970, S.196, Taf. LII, Fig. 3-4

Globigerina droogeri MJATLJUK, 1970 – OL-SZEWSKA, B., 1985, S. 232, Taf. V, Fig. 7a, b

Vorkommen: oberer OS, unterer Rupel, oberer Rupel, selten.

Die Art wurde erstmals aus dem Unteroligozän der östlichen Karpaten beschrieben. Typisch sind das kompakte Gehäuse mit $3\frac{1}{2}$ Kammern in der letzten Windung, die kleine umbilikal-extraumbilikal, deutlich bogenförmige Mündung mit schwacher Lippe und die cancellate spinose Wandung.

Parasubbotina inaequispira (SUBBOTINA, 1953) Taf. VII, 126-128

Atlas: S. 101-103, Taf. 5.11, 1-5, ?6-15

Vorkommen: OS

Die Abbildungen bei SUBBOTINA (1953, Taf. VI, 1-4) zeigen eine deutliche Variabilität; charakteristisch sind auf der Spiralseite der kleine, oft kaum wahrnehmbare erste Umgang sowie die lockere Anordnung der Kammern des letzten Umganges. Dies ist allerdings beim Holotyp weniger deutlich. Die Loburger Exemplare entsprechend weitestgehend dem Holotyp, so auch hinsichtlich des bogenförmigen umbilikalen Mündungsrandes der letzten Kammer.

Die Art ist im höheren Unter- und unteren Mitteleozän verbreitet (TOUMARKINE & LUTERBACHER 1985, *Subbotina inaequispira* Partial Range Zone bei BERGGREN & MILLER 1988 entsprechend E7 bei BERGGREN & PEARSON 2005).

Nach PREMOLI SILVA & BOERSMA (1988) handelt es sich bei dieser Art im Mitteleozän um einen Vertreter der mittleren Breiten des Nordatlantik.

Parasubbotina irregularis (SUBBOTINA, 1953) Taf. VII, 129-130

Globigerina eocaenica TEQUEM var. *irregularis* SUBBOTINA var. n. – SUBBOTINA, N. N., 1953, S. 81, Taf. XI, Fig. 12a -14w

Vorkommen: OS, unterer Rupel, selten oberer Rupel.

Das Gehäuse zeigt im letzten Umgang $3\frac{1}{2}$ (nach SUBBOTINA $3\frac{1}{2}$ bis 4) Kammern, der Nabel ist eng, die Mündung umbilikal-extraumbilikal mit schmaler bis breiter Lippe, die Wandung cancellat, spinos.

OLSSON et al. (2006b) stellen die Art zu

Subbotina eocaena (GUEMBEL, 1868); *P. irregularis* unterscheidet sich jedoch vom Neotyp *Globigerina (Subbotina) eocaena* GUEMBEL bei HAGN & LINDENBERG (1969) durch die deutlich schnellere Zunahme der Kammergröße und die breitere, nahezu bis zur Peripherie reichende Mündung.

Parasubbotina obesa (BOLLI, 1957b) Taf. VII, 131-133

Globorotalia obesa BOLLI, new species - BOLLI, H. M., 1957b, S. 119, Taf. 29, Fig. 2a-3

Vorkommen: vereinzelt OS, unterer und oberer Rupel.

Gehäuse flach trochospiral, 4 schnell an Größe zunehmende Kammern in der letzten Windung, Nähte radial, deutlich eingetieft, Mündung umbilikal-extraumbilikal bis auf die Peripherie übergreifend, mitunter Andeutung einer Mündungslippe, Wandung perforat, mit Pusteln, die zu cancellater Struktur zusammen wachsen können, spinos.

Die Art wurde erstmals aus dem Miozän von Trinidad beschrieben. Die Angaben zur stratigraphischen Reichweite differieren, allgemein wird Oberoligozän bis Miozän angegeben (BOLLI & SAUNDERS 1985, SNYDER & WATERS 1985, LECKIE et al. 1993, PEARSON & CHAISSON 1997, IŞIK & HAKYEMEZ 2011). SPEZZAFERRI & PREMOLI SILVA (1991) und NISHI (1992) geben die Art bereits aus dem Unteroligozän, SPIEGLER (1986) vereinzelt aus dem Latdorf (Unteroligozän) an. Die Art wird als „Thermocline-dweller“ eingeordnet (CHAISSON & RAVELO 1997).

Parasubbotina trilobata (SUBBOTINA, 1953) Taf. VII, 134-135

Globigerina pseudoeocaena SUBBOTINA var. *trilobata* SUBBOTINA sp. et var. n. - SUBBOTINA, N. N., 1953, S. 68 – 69, Taf. V, Fig. 5a-w

Vorkommen: OS

Gehäuse flach trochospiral, Mündung schlitzförmig umbilikal-extraumbilikal, bis nahezu zur Peripherie reichend, Wandung cancellat, spinos.

OLSSON et al. (2006b) stellen die Art zu *Subbotina eocaena* (GUEMBEL 1868); sie un-

terscheidet sich jedoch vom Neotyp von *Globigerina(Subbotina) eoacaena* bei HAGN & LINDENBERG (1969) durch die 31/2 schnell an Größe zunehmenden Kammern in der letzten Windung und die breitere Mündung. SUBBOTINA (1953) gibt die Reichweite mit Mittel- bis Obereozän an.

Paragloborotalia nana (BOLLI, 1957b) Taf. VII, 136-138

Atlas: S. 95 -- 96, Taf. 5.8, 1-12

Vorkommen: OS (selten), unterer und oberer Rupel

4, selten 3½ bis 4½ Kammern im letzten Umgang, typische Exemplare mit einer breiten, am unteren Rand in eine Spitze ausgezogener Mündungslippe. Die Wandung wird als cancellat (OLSSON et al. 2006b, „finely pitted“ bei BOLLI 1957b) beschrieben. Die Loburger Formen haben jedoch eine mit Knoten besetzte Oberfläche, die nur stellenweise in eine cancellate Struktur übergeht.

Globorotalia nana wurde zunächst als Subspecies von *G. opima* beschrieben (BOLLI 1957b); sie unterscheidet sich nach dem Autor von der Stammform durch die geringeren Abmessungen (s. a. WADE et al. 2007); SPEZZAFERRI (1994) führt weitere Unterschiede an. Der Holotyp von *P. nana* hat einen größten Durchmesser von etwa 0,3mm (*opima*: 0.55 mm). Der Durchmesser der Loburger Exemplare schwankt zwischen 0,11 und 0,25 mm, liegt also selbst bei den größten Formen noch unter dem des Holotyp, deutlich unter dem von *opima*.

BERGGREN (1969) gibt Übergangsformen *opima-nana* aus dem Chatt des nördlichen Mitteleuropa an, HOOYBERGHS (1983) *Globorotalia opima nana* aus dem Boom Clay bis Miozän Belgiens. Nach SCHIÖLER et al. (2007) endet die Art im Nordseebecken etwa an der Grenze Oligo-/Miozän. SPIEGLER (1988) nennt die Art noch nicht aus dem Oligozän, vielmehr erst aus dem Hemmoor NW-Deutschlands. Allgemein wird die Reichweite mit Mittel-/Obereozän bis Untermiozän angegeben (BLOW & BANNER 1962, KELLER 1985, NISHI 1992, LECKIE et al. 1993), bis auf Angaben aus der

Antarktis (BERGGREN 1992, HUBER 1991: nur Obereozän). Die Art gilt als im intermediären bis tiefen Wasser lebend (SEXTON et al. 2006, ALEGRET et al. 2008, KELLER et al. 1992), zudem als kalt-temperierte Art der mittleren bis höheren Breiten (SPEZZAFERRI 1995).

Paragloborotalia opima (BOLLI, 1957b) Taf. VII, 139-140

Globorotalia opima opima BOLLI, new species, new subspecies – BOLLI, H. M., 1957b, S. 117 – 118, Taf. 28, Fig. 1a-2

Vorkommen: unterer Rupel, selten.

Die Art wird generell zur Gattung *Paragloborotalia* CIFELLI 1982 mit *P. opima opima* als Typusart gestellt, obgleich BOLLI die Spinae nicht erwähnt und die von CIFELLI (1982) abgebildeten *Globorotalia opima* nach der Größe eher zu *Paragloborotalia nana* zu stellen sind.

Die in Loburg äußerst seltenen Exemplare sind mit etwa 0,2 mm deutlich kleiner als der Holotyp (0,55mm), wie die Loburger Planktonforaminiferen sich insgesamt durch die geringen Abmessungen abheben. Die Zuordnung zu *P. opima* erfolgt entsprechend dem Holotyp nach den etwa 5 Kammern im letzten Umgang und der deutlich in den Umbilikus hineingezogenen letzten Kammer.

BERGGREN (1969) erwähnt die Art aus dem Chatt des nördlichen Mitteleuropa; SPEZZAFERRI (1998) nennt *P. opima* im Oberoligozän (P21) vor SE Grönland. SPEZZAFERRI & PREMOLI SILVA (1991) geben die Reichweite der Art im Golf von Mexiko mit Unter- bis unteres Oberoligozän an, etwa ebenso RINCÓN et al. (2007) in der südwestlichen Karibik. Nach LECKIE et al. (1993) tritt die Art im subtropischen Nordatlantik im Unter- bis Oberoligozän auf, wobei die Angabe aus der Zone P22 fraglich erscheint. SNYDER & WATERS (1985) geben *P. opima* aus dem oberen Unter- bis unteren Oberoligozän (P20-21) des nordwestlichen Atlantik an, PEARSON & CHAISSON (1997) aus dem höheren Unteroligozän des westlichen Atlantik. Die Angaben von TOUMARKINE (1978) aus dem Südatlantik und JENKINS (1971, Neuseeland) scheinen nicht ganz gesichert.

MANCIN et al. (2003) datieren das erste Auftreten von *P. opima opima* in Norditalien in die Zone P20, das letzte an das Ende der Zone P21, d. h. das letzte Auftreten markiert die Grenze zwischen P21 und P22 bzw. O5 und O6 (BERGGREN & PEARSON 2005: *P. opima* HOZ) bei 27,1, BERGGREN et al. 1995) bzw. 27,456Ma (WADE et al. 2007). Insgesamt handelt es sich um eine Art des höheren Unter- und unteren Oberoligozän. *P. opima* ist häufig in äquatorialen Auftriebsgebieten des Atlantik und Indischen Ozeans (SPEZZAFERRI 1995).

Globigerina officinalis SUBBOTINA, 1953
VIII, 141-144

Atlas: S. 114-115, Taf. 6.1

Vorkommen: OS, gesamter Rupel.

Globigerina officinalis SUBBOTINA sp. n. – SUBBOTINA, N. N., 1953, S. 78-79, Taf. XI, Fig. 1a-2w, 5a-6w (non 3a-4w, 7a-w)

Bei Fig. 4 von SUBBOTINA (1953) handelt es sich nach BLOW & BANNER (1962) um die neue Subspezies der Autoren *Globigerina praebuloides leroyi*; die Fig. 7 bei SUBBOTINA dürfte wohl eine *Subbotina eocaena* sein.

Die stratigraphische Reichweite erstreckt sich nach OLSSON et al. (2006b) von der Zone E10 (nach BERGGREN & PEARSON 2005) bis ins Oligozän. Auch andere Autoren geben Reichweiten vom höheren Eozän bis zum tieferen Oligozän an (SAMUEL 1975, NISHI 1992).

Im Obereozän ist die Art im Oberflächenwasser angesiedelt (KELLER et al. 1992, ALEGRET et al. 2008). Nach COCCIONI et al. (2009) ist die Art ein Anzeiger für kaltes Wasser, beheimatet in niederen und mittleren Breiten im mixed layer.

“*Globigerinoides*“ cf. *primordius* BLOW & BANNER, 1962 Taf. VIII, 145

Globigerinoides quadrilobatus primordius BLOW & BANNER subsp. nov. – BLOW, W. H. & F. T. BANNER, 1962, S. 115, Taf. IX, Dd-Ff, Fig. 14 (III-VIII).

Vorkommen: unterer Rupel, sehr selten.

Es liegt nur ein beschädigtes Exemplar vor. Das Gehäuse ist trochospiral, wobei sich die Windungsachse im Verlauf der Ontogenese

verlagert, 3 Kammern in der letzten Windung, Kammern gebläht, Nähte stark eingetieft, Mündung umbilikal (soweit erkennbar), Wandung normal perforat, cancellate, spinos. *Globigerinoides primordius* beginnt im Oberoligozän (P22) und reicht bis ins Untermiozän (*primordius*-Zone, BARBIERI 1992, LECKIE et al. 1993, BERGGREN et al. 1995, MANCIN et al. 2003), ist also deutlich jünger als das Loburger Vorkommen. Vom Holotyp *primordius* unterscheidet sich dieses vor allem durch die Verlagerung der Windungsachse.

Jenkinsina samwelli (JENKINS, 1978b) Taf. VIII, 146

Guembelitria aff. *stavensis* BANDY – JENKINS, D. G., 1977, S. 687-693, Taf. 1, 1-13

Guembelitria samwelli JENKINS n. sp. – JENKINS, D. G., 1978, S. 132 -- 137, Pl. 1, Fig. 1-9

Jenkinsina samwelli (JENKINS, 1978b) – JENKINS et al. 1998, S. 67-69, Pl. 3, Fig. 6-8

Vorkommen: oberer Abschnitt des oberen Rupel, 1 Exemplar.

Nach dem Fehlen von „pore mounds“ wird die Art zu *Jenkinsina* HAYNES 1981 gestellt (HUBER et al. 2006).

Die Loburger Form zeigt völlige Übereinstimmung mit der antarktischen, einschließlich der supplementären Aperturen. Nach JENKINS (1978) hat die Art außerhalb des Golfes zwischen Australien und der Antarktis nur eine kurze stratigraphische Reichweite (untere *euapertura*-Zone); so auch im südöstlichen Atlantik. Dies entspricht etwa dem zeitlichen Auftreten der Art in Loburg. Eine kurze Reichweite geben auch NOCCHI et al. (1991) für „*Guembelitria stavensis*“ aus dem subantarktischen Atlantik an (P21a).

Spezzaferri (1994) beschreibt eine *Gallitellia* (= *Neogallitellia* nom. nov. ÖZDIKMEN 2009) ?sp.1 aus dem Untermiozän des westlichen äquatorialen Atlantik, die der Loburger Art entspricht.

Praetenuitella praegemma LI QIANYU, 1987
Taf. VIII, 147-148

Atlas: S. 491, 493, Taf. 16, 6 (*Tenuitella*

praegemma)

Vorkommen: OS, nicht selten.

Die Loburger Exemplare zeigen weitestgehende Übereinstimmung mit dem Holotyp mit 5 Kammern im letzten Umgang und der charakteristischen Verkleinerung der Poren von makro- zu mikroperforat im Verlauf der Ontogenese. Nach der Ausbildung der Pusteln und der Perforation zu urteilen wäre die Art eher zu *Dipsidripella* zu stellen.

LI QIANYU (1987) gibt die stratigraphische Reichweite mit Obereozän (P16-17) an, HUBER et al. (2006) mit E15 bis O1, was den Verhältnissen in Loburg entspricht. Die Art findet sich nach LI QIANYU et al. (1995) vor allem in eutrophen Verhältnissen, nach HUBER et al. (2006) an den Rändern des Nordatlantik.

In der Beschreibung differieren die Angaben bei LI QIANYU (1987) und HUBER et al. (2006): LI QIANYU beschreibt die Perforation als anfangs fein-makroperforat, später mikroperforat, und erwähnt keine supplementären Aperturen, nach HUBER et al. ist die Wandung durchgehend mikroperforat, wobei am Übergang von der Umbilikalseite zur Spiralseite an der Peripherie eine supplementäre Apertur vorhanden sein kann. Wahrscheinlich spielen bei der Ausbildung der Perforation ökologische Faktoren eine Rolle.

Tenuitella gemma (JENKINS, 1966) Taf. VIII, 149-151

Atlas: S. 488-489, Taf. 16,7, 15-20

Vorkommen: unterer und oberer Rupel bis zur Probe R18.

Die Loburger Formen zeigen 41/2 bis 51/2 Kammern im letzten Umgang, die Mündung mit Lippe reicht vom Nabel bis zur Peripherie oder kurz davor, die Pusteln sind meist abgerundet, seltener spitz auslaufend. Die Mündung setzt direkt im Umbilikus oder etwas darüber an, so dass die Mündung der letzten Kammer noch z. T. sichtbar ist. Die Art bzw. die Gattung insgesamt gilt als in mittleren und höheren Breiten angesiedelt und als Indikator für kälteres Wasser (PREMOLI SILVA & BOERSMA 1988, SPEZZAFERRI & PREMOLI SILVA 1991).

SPIEGLER (1986) gibt die stratigraphische

Reichweite der Art für Nordwestdeutschland mit oberes Priabon bis Latdorf („Unteroligozän“) an, jedoch handelt es sich nach den Abbildungen bei der Spiegler’schen Art offensichtlich um *Dipsidripella liqianyui* HUBER & PEARSON. Dies trifft auch für *Tenuitella gemma* (JENKINS) bei PIRKENSEER et al. (2010) zu, deren Reihweite mit Bartonian bis Miozän angegeben wird.

SPEZZAFERRI & PREMOLI SILVA (1991) geben die Reichweite im Golf von Mexiko mit P19 bis P22 (und darüber hinaus) an; die abgebildete Art dürfte aber wohl ebenfalls eher *D. liqianyui* entsprechen. *T. gemma* gilt als Anzeiger für unteres Oligozän; die unteroligozäne *T. gemma*-Zone der hohen südlichen Breiten reicht vom Einsetzen der Art im untersten Oligozän bis zum LAD von *Chiloguembelina cubensis* (s. u., RADFORD & LI QIANYU 1992). Im subantarktischen Südatlantik beginnt die Art allerdings bereits bei 34,3Ma, was Angaben auch aus anderen Regionen entspricht (CHANNELL et al. 2003, HUBER et al. 2006). Das Ende von *T. gemma* wird mit dem Top der Zone P21 (LI QIANYU 1987) bzw. P21a (LI QIANYU et al. 2005), etwa mit dem höchsten häufigeren Auftreten von *Chiloguembelina cubensis*, angegeben. Auch in Loburg reicht die Art bis in die untere NP24 (KÖTHE 2009), entsprechend etwa P21a (=O4 nach BERGGREN & PEARSON 2005). Das „common occurrence“ von *Chiloguembelina cubensis* endet in Loburg jedoch deutlich früher und ist offenbar ökologisch bedingt. Vereinzelt reicht die Art aber bis etwa an den Top des Rupel.

Auf das weiträumige Auftreten der Art in fast allen Breiten wiesen Li Qianyu & Radford (1991) hin, selbst wenn Tenuitelliden allgemein als Anzeiger für kühleres Wasser gelten. Nach ALEGRET et al. (2008) weisen die vorliegenden Daten *Tenuitella* als Bewohner des Oberflächenwassers aus.

Tenuitella munda (JENKINS, 1966) Taf. VIII, 152-156

Globorotalia munda JENKINS n. sp. – JENKINS, D. G., 1966, S. 1121-1122, Fig. 14, Nos. 126-133 Fig. 15, Nos. 152-166

Tenuitella munda (JENKINS) – LI QIANYU,

1987, S. 310, Taf. 2, Fig. 13

Vorkommen: unterer Rupel, vereinzelt mittlerer Rupel, höherer oberer Rupel, *T. munda* wird von SPIEGLER (1986) als Synonym von *T. clemenciae* (BERMUDEZ, 1961) angesehen, nach anderen Autoren dagegen handelt es sich um zwei eigenständige Arten, wobei *T. munda* sich durch die stärker geblähten Kammern von *T. clemenciae* unterscheidet (LI QIANYU 1987, SPEZZAFERRI 1994). Die Loburger Formen stimmen weitestgehend mit dem Holotyp von *T. munda* überein; mitunter ist die letzte Kammer stärker radial gelängt.

SPIEGLER (1986) gibt die stratigraphische Reichweite mit unterer und oberer Rupel (Rupel 2 und 4) an, was der Reichweite in Loburg entspricht. Der obere Rupel wird von der Autorin als *clemenciae* (= *munda*)-Zone ausgehalten.

Nach BERGGREN (1992) reicht *T. munda* auf dem Kerguelen Plateau vom unteren Oligozän bis ins Untermiozän; die *Tenuitella munda*-Zone im Sinne von RADFORD & LI QIANYU (1992) reicht vom LAD von *Chiloguembelina* bis zum Auftreten von *Tenuitellinata uvula* („mittleres“ Oligozän).

T. munda ist nach LI QIANYU & RADFORD (1991) vor allem in den mittleren und höheren Breiten angesiedelt und gilt Anzeiger für kaltes Wasser.

„*Tenuitella*“ *nkbrowni* (BRÖNNIMANN & RESIG, 1971) Taf. VIII, 157

Globorotalia (*Turborotalia*) *nkbrowni* BRÖNNIMANN & RESIG, 1971 – BRÖNNIMANN, P. & J. RESIG, 1971, S. 1279-1280. Taf. 40, Fig. 1-8
Vorkommen: unterer und oberer Rupel, selten.

Die Art wird durch im typischen Fall 6 Kammern im letzten Umgang, im Gegensatz zu *T. gemma* eine höher gebogene primäre Apertur und vor allem eine supplementäre Apertur auf der Spiralseite gekennzeichnet, was die Zuordnung der Art zur Gattung *Tenuitella* fraglich erscheinen läßt. Das vorliegende Exemplar hat 5 Kammern im letzten Umgang und entspricht darin eher dem Paratyp bei BRÖNN-

NIMANN & RESIG 1971, Fig. 8. Besonders weitgehende Übereinstimmung besteht in der geschwungenen Gestaltung der Primärapertur. Die Art wurde nach LI QIANYU (1987) nur aus dem Oberoligozän (P22) genannt; die Loburger Exemplare sind somit deutlich älter.

Tenuitellinata angustiumbilocata (BOLLI, 1957b) Taf. VIII, 158

Globigerina ciperiensis angustiumbilocata, new subspecies – BOLLI, H. M., 1957b, S. 109, Taf. 22, Fig. 12a-13c

Tenuitellinata angustiumbilocata (BOLLI) – LI QIANYU, 1987, S. 311, Taf. 2, Fig. 15, 17-19
Vorkommen: unterer Rupel, oberer Abschnitt des oberen Rupel, sehr selten.

Die Art wird durch 5 Kammern im letzten Umgang, die relativ große letzte Kammer (das von LI QIANYU auf Taf. 2, Fig. 15, 17-18 abgebildete Exemplar weicht hierin, wie von LI QIANYU selbst erwähnt, vom Holotyp ab) sowie die enge kurze Mündung mit Lippe gekennzeichnet.

RÖGL (1994) gibt die stratigraphische Reichweite für die zentrale Paratethys mit Kiscelian bis Badenian an. Der Schwerpunkt der Verbreitung liegt in den niederen und mittleren Breiten (SPEZZAFERRI 1995, MOLINA et al. 2006, ALEGRET et al. 2008); die Art gilt somit als Anzeiger für warmes bis temperiertes Wasser (BICCI U.A. 2003). Nach KELLER et al. (1992) lebte sie im Oberflächenwasser.

Tenuitella brevispira (SUBBOTINA, 1960) Taf. VIII, 159-160

pars *Globigerina brevispira* SUBBOTINA sp. n. – SUBBOTINA, N. N., in: SUBBOTINA, N. N., PIŠVANOVÁ, L. S., IVANOVA, L. V., 1960, S. 56, Taf. XI, Fig. 4a,b,w (Holotyp, non Fig. 5 a,b,w, 6 a,b,w)

Vorkommen: unterer und oberer Rupel, selten.

SUBBOTINA (1960) beschreibt die Art als klein, im Umriß oval, mit 4 schnell an Größe zunehmenden Kammern, mit eingetieften Nähten, die auf der Nabelseite die charakteristische Figur eines Kreuzes zeigen. Die Mündung ist ein kleiner Spalt entlang der Randnaht, mit kleiner Lippe,“ ohne Einschnitt

in die Wandung der letzten Kammer“ (?). Die Wandung der Loburger Exemplare ist feinporig.

Die Abbildungen Taf. XI, Fig. 5-6 bei SUBBOTINA (1960) zeigen jedoch 5 Kammern im letzten Umgang; die Oberflächenbeschaffenheit wird nicht beschrieben. Bei den Loburger Exemplaren schwankt die Größenzunahme der Kammern im letzten Umgang; mitunter ist die letzte Kammer sogar etwas kleiner.

LI QIANYU (1987) stellt die Art zur Gattung *Tenuitella*, wohl aufgrund der Beschreibung durch SUBBOTINA. Die vorliegenden Exemplare gehören aber nach der intraumbilikal Apertur zu *Tenuitellinata* LI QIANYU. Ferner betrachtet LI QIANYU *Globigerina brevispira* SUBBOTINA als synonym zu *Globorotalia minutissima* BOLLI, 1957(b). Der Holotyp von *Globigerina brevispira* unterscheidet sich jedoch durch 4 Kammern im letzten Umgang, die Kreuzform der Nähte auf der Umbilikalseite mit dem engen Umbilikus und die nach der Beschreibung kürzere Mündung vom Holotyp *Globorotalia minutissima*. Beim Paratyp von *brevispira* (SUBBOTINA 1960, Taf. XI, Fig. 5) dürfte es sich jedoch um eine *Tenuitella minutissima* handeln (s. auch RÖGL 1998 zum Verhältnis des Holotyps zu den Paratypen von *T. brevispira*).

Nach SUBBOTINA (1960) tritt *T. brevispira* häufig im Eggenburgian der Vorkarpathen auf; die Loburger Exemplare sind somit älter. RÖGL (1998) gibt die Reichweite von *Tenuitella? brevispira* mit unteres Kiscellian bis Eggenburgian an; die abgebildeten Formen unterscheiden sich jedoch von den Loburgern.

Tenuitellinata juvenilis (BOLLI, 1957) Taf. IX, 161, 32T88

Globigerina juvenilis Bolli, new species – BOLLI, H. M., 1957b, S. 110, Taf. 24, Fig. 5a-6

Tenuitellinata juvenilis (BOLLI) – LI QIANYU, 1987, S. 311.

Tenuitellinata juvenilis (BOLLI) – LI QIANYU et al. 1992, S. 579, Taf. 2, Fig. 3-6

Vorkommen: unterer Rupel, 1 Exemplar.

Tenuitellinata juvenilis beginnt im höheren Unteroligozän (P21) und reicht nach LI

QIANYU (1987) mindestens bis ins Pleistozän, nach SPEZZAFERRI (1994) bis in die Gegenwart. Das Loburger Exemplar ist somit älter. Nach LI QIANYU & RADFORD (1991) handelt es sich um einen Kaltwasseranzeiger.

Tenuitellinata cf. *laevisuturalis* (SIEGLER, 1986) Taf. IX, 162-165

Globigerina laevisuturalis n. sp. – SIEGLER, D., 1986, S. 235, Taf. 1, Fig. 2-5

Tenuitellinata angustiumbilicata (BOLLI, 1957) – SPEZZAFERRI, S. & PREMOLI SILVA, I., 1991, S. 257, Taf. XVIII, 2a-c, 5a-c

Vorkommen: selten, unterer und oberer Rupel.

SIEGLER (1986) beschreibt die Art als spinos, deutlich perforat, noncancellat. Wie die rasterelektronenmikroskopische Aufnahme jedoch zeigt (SIEGLER & BIJVANK 1986), entspricht die Wandstruktur von „*Globigerina laevisuturalis*“ eher der von *Tenuitellinata*, was die hier vorgenommene Gattungszuordnung begründet. Kennzeichnend sind neben der Wandstruktur die 5 Kammern in der letzten Windung und die deutlich bogenförmige umbilikal-extraumbilikale Mündung, die vom Umbilikus bis etwa zur Hälfte der Strecke Umbilikus-Peripherie reicht und mit einer Mündungslippe versehen ist. Bei den Loburger Exemplaren sind allerdings keine breiten glatten Nähte zu erkennen.

LI QIANYU (1987) beschreibt eine entsprechende Art als *Tenuitellinata* cf. *T. pseudoedita* (SUBBOTINA), die neben der generellen Morphologie auch in der Ausbildung der Nähte Übereinstimmung mit *T. laevisuturalis* zeigt. Nach SUBBOTINA et al. (1960) hat die Art 5 bis 6, häufig aber auch 4 Kammern im letzten Umgang. Die aus den Abbildungen nicht deutlich erkennbare Mündung wird als „entlang der Randnaht angelegt“ beschrieben, die Wandung als sehr feinporig.

Nach SIEGLER (1986) tritt *T. laevisuturalis* in NW-Deutschland selten im Untermiozän auf. LI QIANYU (1987) gibt für *T. cf. T. pseudoedita* eine Reichweite von Oberoligozän bis mindestens Mittelmiozän an. Nach SUBBOTINA ist „*Globigerina pseudoedita*“ in großer

Zahl in der oberen Poljanitsker und unteren Vorotyschtschensker Folge des Vorkarpaten-Beckens vertreten (BOBRINSKAJA et al. 1998).

Globigerinita uvula (EHRENBERG, 1861) Taf. IX, 166, 178

Polydextia uvula – EHRENBERG, 1861, S. 308

Tenuitellinata uvula (EHRENBERG) – LI

QIANYU et al. 1992, S. 579, Taf. 3, 10-11

Vorkommen: unterer Rupel, 1 Exemplar.

LI QIANYU et al. (1992) stellten die Art zunächst zur Gattung *Tenuitellinata* LI QIANYU 1987, später jedoch zu *Globigerinita* BRÖNNIMANN 1951 (LI QIANYU et al. 2005).

Das Gehäuse ist hoch-trochospiral mit 4 Kammern in der letzten Windung, umbilikaler Mündung mit Mündungslippe und mikroperforater, mit zum Teil spitz auslaufenden Pusteln bedeckter Wandung.

Das vorliegende Exemplar unterscheidet sich durch die stärkere distale Verbreiterung vom Holotyp (RÖGL 1985, Fig. 25-26), fällt aber in die von den verschiedenen Autoren angegebene Variationsbreite (CHAISSON & LECKIE 1993).

Die stratigraphische Reichweite wird von den einzelnen Autoren etwas unterschiedlich angegeben: nach LI QIANYU et al. (1992) beginnt die Art im Oberoligozän (P22), v. EIJDEN & SMIT (1991) geben sie im östlichen indischen Ozean als selten im Oberoligozän an, CHAISSON & LECKIE (1993) als häufiger im Untermiozän auf dem Ontong Java Plateau. Nach RÖGL (1998) reicht die Art in der zentralen Paratethys vom Karpatian bis zum Badenian bzw. Sarmatian (FILIPESCU & SILYE 2008). Nach weiteren Angaben reicht die Art zumindest bis ins Pleistozän (BRÖNNIMANN & RESIG 1971). Das Loburger Exemplar ist somit älter.

Globoturborotalita anguliofficialis (BLOW, 1969) Taf. IX, 167-168

Globigerina anguliofficialis, n.sp. – BLOW, W. H., 1969, S. 379, Taf. 11, Fig. 1-5

Globigerina anguliofficialis BLOW, 1969 –

RÖGL, Fr., 1994, S. 137, Taf. 1, Fig. 7-10

pars *Globoturborotalita anguliofficialis*

(BLOW, 1969) – OLSSON, R. K. et al. 2006b,

S. 116, Taf. 6, 2, Fig. 3, 5 (non 1-2, 4, ?6, 7)
Vorkommen: ?OS, unterer und oberer Rupel, vereinzelt

Die Zuordnung zur Gattung *Globoturborotalita* HOFKER 1976 erfolgt im Anschluß an OLSSON et al. (2006b), obgleich die Apertur nicht streng umbilikal, sondern umbilikal-extraumbilikal liegt. Die Gehäuse sind trochospiral mit 4½ Kammern im letzten Umgang. Die letzte Kammer ist etwas in den Umbilikus hineingezogen. Der Nabel ist offen, aber enger als bei *Gl. ciperoensis*. Die Mündung ist schwach gebogen bis etwa horizontal, die Wandung spinos und cancellat.

Der Übergang zu *Gl. ciperoensis* ist fließend; in der vertikalen Verbreitung beider seltener Formen in Loburg besteht kein Unterschied.

Entsprechende Formen beschreiben HOYBERGHS (1983, Taf. 10, Fig. 2) aus dem belgischen Boom clay und SPIEGLER (1986) aus dem Oligozän, häufiger aus dem Untermiozän und selten aus dem Reinbekium Nordwestdeutschlands.

Die stratigraphische Reichweite in der zentralen Paratethys gibt RÖGL (1994, 1998) mit Oligozän (unteres Kiscellian) bis Unteres Miozän (Eggenburgian) an (vergl. BAK, 2005). Nach KRASHENINNIKOV & PFLAUMANN (1978) ist die Art im Oligozän des östlichen äquatorialen Atlantik allgemein verbreitet.

Globoturborotalita cf. trilocularis

(D'ORBIGNY) (BOLLI, 1957b) Taf. IX, 169

pars *Globigerina cf. trilocularis* D'ORBIGNY

– BOLLI, H. M., 1957b, S. 110, Taf. 22, Fig.

8a-c (non 9a-c).

Vorkommen: oberer Rupel, selten.

Die Art ist deutlich trochospiral mit 4 gewölbten Kammern im letzten Umgang, deutlich eingetieften radialen Kammernähten und einem weiten offenen, etwa quadratischen Nabel. Die Wandung ist spinos, cancellat. Die Art zeigt weitgehende Übereinstimmung mit *Globigerina baconica* SAMUEL 1972 aus dem Obereozän Ungarns und Frankreichs (SAMUEL 1972, SZTRÁKOS 2000). Zwischen der vorliegenden Art und *Gl. baconica* besteht aber eine erhebliche zeitliche Lücke. BOLLI (1957b) gibt die stratigraphische Reichweite

in Trinidad mit Oligozän bis Untermiozän an.

Globoturborotalita gnaucki (BLOW & BANNER, 1962) Taf. IX, 170

Atlas: S. 118,121, Taf. 6,4

Vorkommen: OS, unterer und oberer Rupel, vereinzelt.

BLOW & BANNER (1962) geben die stratigraphische Reichweite in Tanzania mit Obereozän bis Unteroligozän an, Olsson u.a. (2006b) in den mittleren bis niederen Breiten mehr oder minder mit E15 bis O2.

Globoturborotalita ouachitaensis (HOWE & WALLACE, 1932) Taf. IX, 171-174

Globigerina ouachitaensis n. sp. – HOWE, H. V., W. E. WALLACE, 1932, S. 74, Taf. X, Fig. 7a-b

Vorkommen: OS, gesamter Rupel mit Ausnahme des Rupel 1 und Abschnitten des mittleren Rupel.

Die Zuordnung zur Gattung *Globoturborotalita* HOFKER, 1976 erfolgt im Anschluss an OLSSON et al. (2006b), obgleich gewisse Differenzen zwischen den Loburger Exemplaren und den Abbildungen bei OLSSON et al. (2006b, Taf. 6.5) bestehen. Die Artbestimmung folgt deshalb hier nach BLOW & BANNER (1962, S. 90, Taf. IX, D, H-K, Fig. 9(VI)), denen von HOWE bestimmtes Topotypenmaterial zur Verfügung stand. Charakteristisch sind demnach u. a. die geringe Zunahme der Kammergröße im letzten Umgang sowie der quadratische Umbilikus, in dem die Aperturlippe zumindest der vorletzten Kammer sichtbar ist.

Die stratigraphische Reichweite geben OLSSON et al. (2006b) mit E10 bis O6 an, BLOW & BANNER (1962) mit Obereozän bis Aquitan.

Nach KELLER et al. (1992) ist die Art im Obereozän und Oligozän ein Bewohner des Oberflächenwassers, ebenso nach MOLINA et al. (2006). Isotopendaten bei SEXTON et al. (2006) weisen auf unterschiedliche Wassertiefen in Abhängigkeit von der Jahreszeit zwischen mixed layer und subthermocline hin.

Globorotaloides quadrocameratus OLSSON, PEARSON & HUBER, 2006(a) Taf. IX, 175-177 Atlas: S. 83-84, Taf. 5.5

Vorkommen: OS, nahezu durchgehend.

Die Zuordnung zur Gattung *Globorotaloides* BOLLI, 1957 folgt OLSSON et al. (2006a), obgleich das Charakteristikum dieser Gattung, die drei ontogenetischen Stadien (*Globorotalia* – *Globigerina* – *Catapsydrax*) nicht beobachtet wurden.

Kennzeichnend für diese Art sind u. a. die flach-trochospirale Form mit im Querschnitt flacher Spiralseite und zum Umbilikus hin geneigter letzter Kammer, die schnelle Zunahme der Kammergröße in der letzten Windung sowie auf der Nabelseite der zum Umbilikus hin bogige Mündungsrand der letzten Kammer mit mehr oder minder ausgeprägter Lippe.

OLSSON et al. (2006a) geben die stratigraphische Reichweite mit E2 bis E16 an. In Loburg kann die Art zur Abgrenzung OS/Rupel verwendet werden; sie reicht aber über das LAD der Hantkeninen und *T. cerroazulensis* hinaus und endet an der Erosionsgrenze OS/Rupel.

Chiloguembelina cubensis (PALMER, 1934) Taf. IX, 179-180

Atlas: S. 473-474, Taf. 16, 3, Fig. 23-24

Vorkommen: OS, gesamter Rupel.

HORNIBROOK (1990) betrachtet *Chiloguembelina cubensis* und *C. ototara* (FINLAY) als zwei selbständige Arten: *Chiloguembelina cubensis*: *costate* bzw. *semicostate*, *Chiloguembelina ototara*: Beide Arten haben darüberhinaus unterschiedliche stratigraphische Reichweiten. Im Gegensatz zu HORNIBROOK fassen LI QIANYU & RADFORD (1991) pustulose und striate Formen in ihrer *Chiloguembelina* subgroup D zusammen, ohne allerdings *Ch. ototara* besonders zu erwähnen. Im Anschluß an HUBER et al. (2006) werden hier beide Formen als selbständige Arten behandelt.

Die stratigraphische Reichweite von *Ch. cubensis* wird allgemein mit Mitteleozän bis Unteroligozän angegeben (E10 - O6). BERGGREN et al. (1995) zogen das LAD der Art zur Abgrenzung der Zonen P21a und b heran,

später stattdessen deren allgemeines letztes Auftreten (LCO = Last common occurrence) (BERGGREN & PEARSON 2005, ebenso HUBER et al. 2005). Das LAD der Art verläuft nach VAN SIMAEYS et al. (2007) diachron. Nach HORNIBROOK (1990) reicht die Art in Neuseeland und der Catham-Insel bis ins Chatt, nach SPIEGLER (1986) in NW-Deutschland bis in den oberen Rupel, was den Verhältnissen in Loburg entspricht, in der die Art, wenn auch selten, bis an den Top des Rupel reicht, zumindest bis in den oberen Rupel. MANCIN et al. (2003) betrachten das LAD von *Ch. cubensis* ebenfalls als wenig zuverlässiges Bioevent. Dagegen ist nach WADE et al. (2007) das LAD von *Ch. cubensis* ein robustes Bioevent zur Abgrenzung von O4/O5 (P21a/b).

Ch. cubensis gilt als Bewohner des Oberflächenwassers bzw. intermediären Wassers (ALEGRET et al. 2008, MOLINA et al. 2006, KELLY et al. 2003). WADE et al. (2007) führen die Art unter den „Thermocline dwellers“ auf.

Biseriale Heteroheliceiden deuten nach PREMOLI SILVA & BOERSMA (1988) auf eine Oxygen-Minimum-Zone hin.

Bemerkenswert ist die Verteilung der Art im Rupelprofil von Loburg: die größten Häufigkeiten treten abschnittsweise unterhalb und in einem größeren zusammenhängenden Abschnitt einige Meter oberhalb der maximum flooding surface des mittleren Rupel (SCHUDAK & NUGLISCH 2006) auf. Dabei rechnen Chiloguembelinen zu den „generalist/opportunist eutrophic-index species“ (LUCIANI et al. 2010).

Chiloguembelina ototara (FINLAY, 1940)

Taf. X, 181

Atlas: S. 474-475, Taf. 16.3, Fig. 9, 10, 13 – 22

Vorkommen: OS, vereinzelt oberer Rupel
Insgesamt ist die Art deutlich seltener als *Ch. cubensis*, ohne besondere Konzentrationen im Profil. Die Verfolgung der Art anhand der einschlägigen Literatur ist schwierig, da sie häufig mit *Ch. cubensis* zusammengefasst wird. Im Anschluß an HORNIBROOK (1990) und HUBER et al. (2006) werden hier beide

Arten getrennt.

HUBER u. a. (2006) geben die Reichweite der Art mit E9 bis O1 an; das entspricht etwa der Angabe bei HORNIBROOK (1990). MALUMIÁN et al. (2009) fanden die Art häufig im Obereozän Südamerikas (Tierra del Fuego); auch nach SCARPA & MALUMIÁN (2008) findet sich die Art vor allem im Obereozän Argentiniens. RESIG (1993) gibt die Art aus einem relativ kurzen Abschnitt des Unteroligozän (P18) auf dem Ontong Java Plateau an.

Nach Feststellung von MCGOWRAN (2009) ist die Verteilung von *Ch. ototara* abhängig von Veränderungen der trophischen Ressourcen.

Catapsydrax africanus (BLOW & BANNER, 1962) Taf. X, 182

Atlas: S. 70, Taf. 5.1, 1-14

Vorkommen: oberer Rupel, 1 Exemplar.

Kennzeichnend sind die lobate Peripherie mit mäßig an Größe zunehmenden 4 Kammern (bei vorliegendem Exemplar) im letzten Umgang und die etwa dreieckige Bulla mit 3(?) sekundären Aperturen mit Lippen.

Nach BLOW & BANNER (1962) reicht die Art vom Mittel- bis Obereozän, nach OLSSON et al. (2006a) von der mittleren E13 bis zur E15. Das Loburger Exemplar ist somit erheblich jünger. Da aber gute Übereinstimmung mit dem Holotyp besteht, wird die Loburger Form trotz der zeitlichen Differenz zu *C. africanus* gestellt.

Catapsydrax cryptomphalus (GLAESSNER, 1937) Taf. X, 183-184

Globigerina bulloides D'ORBIGNY var. *cryptomphala* GLAESSNER, 1937

(nach SAITO, T. et al. 1976)

Vorkommen: OS, unterer und oberer Rupel, selten.

Kennzeichnend sind die quer über der Primärapertur liegende schlauchförmige Bulla, die gewölbten deutlich voneinander abgesetzten und durch radiale Nähte getrennten Kammern, die umbilikale Primärapertur sowie die auf den älteren Kammern cancellate Struktur mit Spinae.

C. cryptomphala wird als selbständige Art (TOUMARKINE & BOLLI 1975, TOUMARKINE

& LUTERBACHER 1985) oder häufiger als Synonym zu *Subbotina corpulenta* (SUBBOTINA) aufgefasst (OLSSON et al. 2006b). SUBBOTINA bildet als *S. corpulenta* eine Form ab (SUBBOTINA, 1953, Taf. X, Fig. 3a-w), die mit der Abbildung des Holotyps von *C. cryptomphala* (SAITO et al. 1976) übereinstimmt, ohne dass SUBBOTINA die Arbeit von GLAESSNER erwähnt. OLSSON et al. (2006b) zufolge ist das Material von GLAESSNER verschollen, so dass ein Vergleich mit Typenmaterial nicht mehr möglich ist. HOOYBERGHS et al. (1992) beschreiben *Globigerina cryptomphala* GLAESSNER aus dem Boom Clay N-Belgiens.

Catapsydrax dissimilis (CUSHMAN & BERMUDEZ, 1937) Taf. X, 185

Atlas: S. 71, Taf. 5.3, 18-20

Vorkommen: unterer Rupel, oberer Rupel, selten.

OLSSON et al. (2006a) geben die stratigraphische Reichweite der Art mit Obereozän bis Oligozän (Miozän) an.

WADE et al. (2007) zählen *C. dissimilis* zu den „Sub-thermocline dwellers“.

Catapsydrax howei (BLOW & BANNER, 1962) Taf. X, 186

Atlas: S. 72, Taf. 5.2, 9-12 (?13-16)

Vorkommen: untere OS, 1 Exemplar.

Die Bulla bedeckt nahezu den gesamten Umbilikus. Die infralaminale Aperturen sind bei vorliegendem Exemplar bis auf eine nur undeutlich zu erkennen. OLSSON et al. (2006a) geben generell 3 Kammern im letzten Umgang an, BLOW & BANNER (1962) 4, was dem Loburger Exemplar entspricht.

BLOW & BANNER (1962) und OLSSON et al. (2006a) geben die Reichweite mit Mittel- bis Obereozän (E9 bis E16) an.

Catapsydrax unicavus (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN, 1957) Taf. X, 187-188

Atlas: S. 75-77, 79, Taf. 5.3, 1-17

Vorkommen: OS, gesamter Rupel.

Nach BOLLI et al. (1957a) unterscheidet sich die Art u. a. durch die weniger eingetieften Kammernähte von *C. dissimilis*, jedoch

sind die Übergänge fließend. Wesentliches Unterscheidungsmerkmal ist die Anzahl der infralaminale Aperturen, die sich bei *C. unicavus* auf eine beschränkt. *C. unicavus* ist in Loburg häufiger und weiter verbreitet. Die stratigraphische Reichweite wird von OLSSON et al. (2006a) mit E2 bis N6 angegeben, die geographische Verbreitung als global.

Nach PREMOLI SILVA & BOERSMA (1988) sind *C. dissimilis* und *C. unicavus* im Obereozän in den hohen Breiten angesiedelt. SPEZZAFERRI & PREMOLI SILVA (1991) geben als Verbreitungsgebiet von *Catapsydrax* im Oligozän die mittleren und hohen Breiten an. Dementsprechend gilt die Gattung als Anzeiger kälteren Wassers. Dem entspricht auch der bevorzugte Aufenthalt im tieferen Wasser (tiefere Thermokline bis Sub-Thermokline (PEARSON & PALMER 1999, SEXTON et al. 2006, WADE et al. 2007, ALEGRET et al. 2008). Weiterhin gibt die Gattung einen Hinweis auf zunehmend eutrophe Verhältnisse (LUCIANI et al. 2010).

„*Catapsydrax*“ sp. 1 Taf. X, 189-190

Vorkommen: unterer Rupel, selten.

Gehäuse trochospiral, 4 mäßig an Größe zunehmende Kammern in der letzten Windung, Umbilikus durch relativ große Bulla bedeckt, die zwei infralaminale Aperturen mit mehr oder minder deutlichen Lippen aufweist, infralaminale Aperturen öffnen sich gegenüber den Nähten zwischen den Kammern der letzten Windung, Wandung cancellat, spinos.

HOOYBERGHS (1983, Taf. 22, Fig. 3-4) beschreibt ähnliche Formen als *C. dissimilis* aus der Berchem-Formation Belgiens.

Die Art hat gewisse Ähnlichkeit mit *C. howei*, unterscheidet sich jedoch vom Holotyp dieser Art durch die kleinere Bulla und die unmittelbar nebeneinander liegenden infralaminale Aperturen.

„*Catapsydrax*“ sp. 2 Taf. X, 191-192

Vorkommen: obere OS, unterer Rupel.

Gehäuse trochospiral, 4 deutlich gewölbte Kammern in der letzten Windung, Kammernähte radial, deutlich eingetieft, Wandung cancellat, spinos, Umbilikus von einer Bulla

mit einer Apertur mit etwa geradem Mündungsrand und Lippe nahezu vollständig bedeckt.

Pseudohastigerina micra (COLE, 1927) Taf. X, 193-194

Atlas: S. 422-424, Taf. 14, 3, Fig. 11-24

Vorkommen: OS, selten.

Die vorliegenden Exemplare haben meist feine Pusteln in der Nabelregion; die Wandung ist dicht und fein perforiert.

Nach OLSSON & HEMLEBEN (2006) ist die Art global in niederen und hohen Breiten verbreitet. Stratigraphisch reicht sie von der Zone E7 bis zur unteren Zone O1, wobei das höchste Vorkommen der Art noch nicht eindeutig bestimmt wurde.

4. Verteilung der Planktonforaminiferen (Abb. 2)

Obere Schönewalder Schichten (OS)

Die Planktonforaminiferen sind in den OS insgesamt häufiger, artenreicher (etwa 55 Arten) und großwüchsiger (mittlerer größter Durchmesser 0,2mm) als zumindest in bestimmten Abschnitten des Rupel. Andererseits sind die Loburger Exemplare mitunter deutlich kleiner als im „Atlas“ für niedere Breiten angegeben:

	Loburg 1/90	„Atlas“
<i>corpulenta</i>	0,34	0,57
<i>hagni</i>	0,28	0,58
<i>jacksonensis</i>	0,28	0,39
<i>yeguaensis</i>	0,33	0,52
<i>inaequispira</i>	0,20	0,42
<i>irregularis</i>	0,17	0,35

(Angaben in mm, SUBBOTINA 1953)

Dies ist vor allem für die Beurteilung der stratigraphischen Brauchbarkeit von Leitformen wie *Turborotalia cerroazulensis* u. a. von Bedeutung.

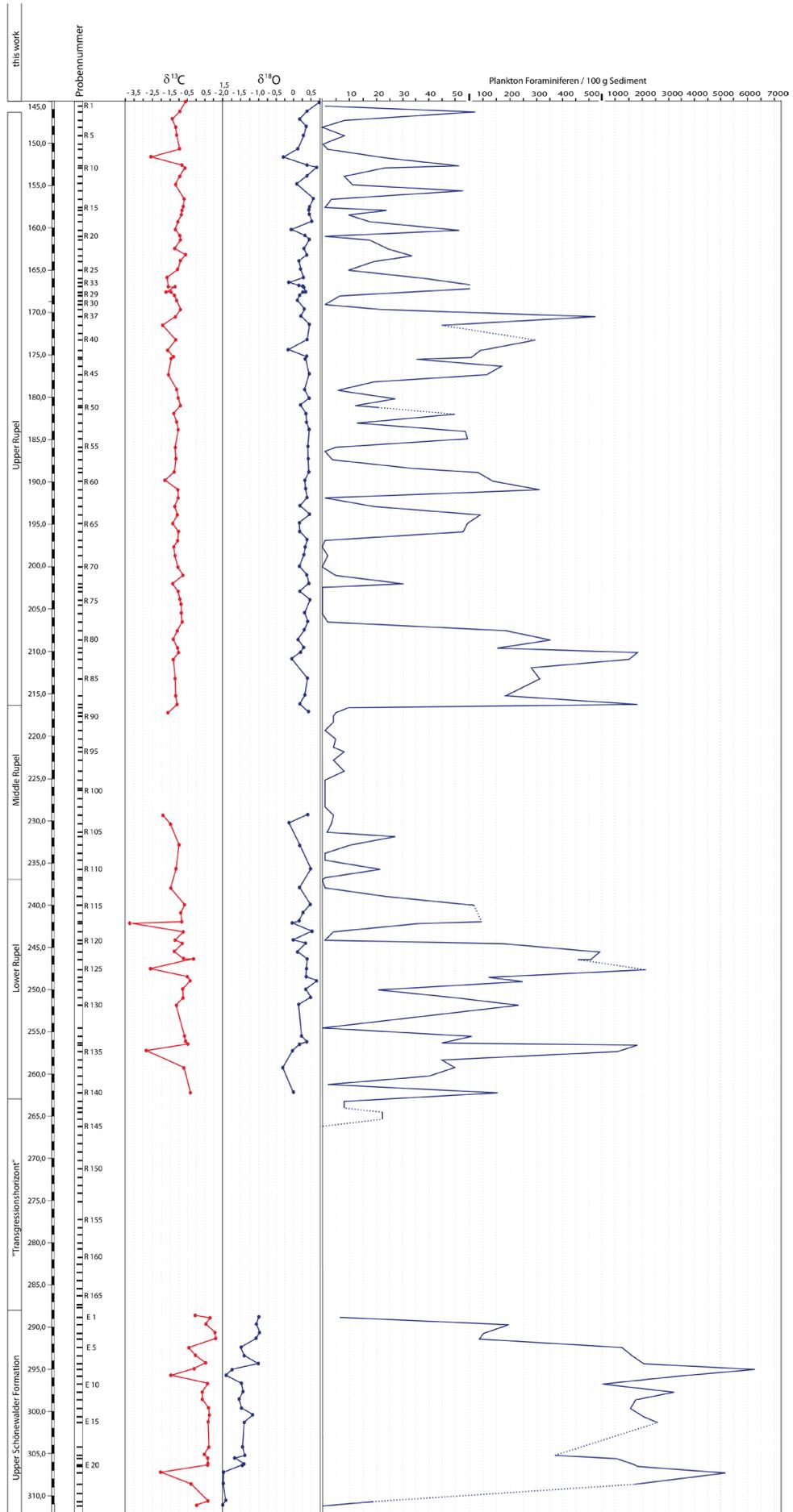
Die Planktonforaminiferenfauna der OS enthält neben einer Gruppe von langlebigen Arten, die auch im Rupel weiter existieren, eine Reihe von Arten, die typisch für mittlere und

besonders niedere Breiten sind. Ausgehend von den Angaben im „Atlas“ gehören hierzu *Globigerinatahca semiinvoluta*, *Subbotina corpulenta*, *Subbotina gortanii*, *Subbotina hagni*, *Subbotina jacksonensis*, *Subbotina yeguaensis*, „Hantkenina“ spsp., *Pseudohastigerina micra* (s. o.) sowie die *Turborotalia cerroazulensis* – Linie. Sie unterstreichen die bereits durch die Benthosforaminiferen angezeigten Beziehungen der OS zur Tethys und lassen die in dieser Zeit noch offene Meeresverbindung zwischen dieser und dem südlichen Nordseebecken erkennen (KIESEL & LOTSCH 1963, SCHUDACK & NUGLISCH 2006, LUKASHINA 2010).

Daneben fand sich in den OS eine kleine Gruppe von Arten, für die in der einschlägigen Literatur nicht mit Sicherheit Entsprechungen nachgewiesen werden konnten. Hierzu gehören einige nicht seltene Dipsidripellen, die aber im Gegensatz zu den Angaben bei HUBER et al. (2006) deutlich größere Poren aufweisen.

Im Gegensatz zu den Verhältnissen in der Bohrung Schönebeck 7/87 (BURCHARDT et al. 1993), in der die OS zum Hangenden hin eine Zunahme der Planktonforaminiferen erkennen lassen, wie sie bei zunehmender Wassertiefe zu erwarten ist (VAN DER ZWAAN et al. 1996), zeigen die Planktonforaminiferen in den OS in Loburg eine Verteilung mit zwei Maxima in den Proben E8 und E21, die bezeichnenderweise etwa mit zwei Minima in den Isotopenwerten zusammenfallen ($\delta^{18}\text{O}$ und $\delta^{13}\text{C}$). Dies ließe sich eventuell mit einem verstärkten Eintrag von Nahrung mit einer deutlichen terrestrischen Komponente erklären (SCHUDACK & NUGLISCH 2006, XIAO et al. 2011).

Bemerkenswert ist der Abfall der Planktonforaminiferenzahl am Top der OS. Nach dem häufigen Auftreten von angelösten Benthosforaminiferen in diesem Bereich zu urteilen spielt hier offensichtlich Kalklösung eine wesentliche Rolle. Diese könnte in Zusammenhang mit dem Erreichen einer maximum



flooding surface mit intensivierter Sauerstoffversorgung des Bodenwassers ähnlich wie im mittleren Rupel stehen oder aber eher mit dem Sedimentationshiatus zwischen den OS und dem Rupelbasissand, der den High-stand system tract der OS umfaßt (Abb. 5) (SCHUDACK & NUGLISCH 2006).

Unterer Rupel/mittlerer Rupel

Die Artenzahl geht geringfügig zurück auf etwa 50, verursacht vor allem durch das Ausbleiben von *Globigerinataeca*, *Turborotalia* und *Dipsidripella*, was aber z. T. durch das Erscheinen von Tenuitellen kompensiert wird. Auch die durchschnittliche Gehäusegröße geht etwas zurück (<0,2 mm), ebenfalls bedingt durch die kleinen Tenuitellen. Allerdings erreicht in den sideritreichen Proben R125 und 135 vor allem *Subbotina loburgensis* Größen bis >0,3 mm.

Allein für den unteren Rupel typische Arten konnten nicht festgestellt werden. Einige Arten, die bisher nur im unteren Rupel angetroffen wurden wie *Paragloborotalia opima*, „*Globigerinoides*“ cf. *primordius*, *Tenuitellinata juvenilis*, *Globigerinita uvula*, „*Catapsydrax*“ sp. 1 und *Subbotina rubra*, sind zu selten um als charakteristisch für den unteren Rupel zu gelten.

Die Häufigkeit der Planktonforaminiferen unterliegt im unteren Rupel stärkeren Schwankungen als in den OS. Allerdings werden nur Maxima von etwa 1000 bzw. 2000 Exemplaren/100g Sediment erreicht und dies wiederum in den sideritreichen Proben R125 und 134-135. Auch hier fallen diese Maxima mit besonders leichten $\delta^{13}\text{C}$ -Werten bei den Benthosforaminiferen zusammen (SCHUDACK & NUGLISCH 2006).

Insgesamt sind Planktonforaminiferen im unteren Abschnitt des unteren Rupel häufiger (ab Probe 115) als im oberen (Abb. 3). Es handelt sich dabei um den vorwiegend pyritreichen Abschnitt. Bei der Bestimmung des Sedimentationsmilieus mit Hilfe des

Corg/Sulfid-S-Verhältnisses nach BERNER & RAISWELL (1984) traten Schwierigkeiten bei der Deutung des überschüssigen Schwefels auf (SCHUDACK & NUGLISCH 2006), da nur Angaben zum Gesamtschwefel zur Verfügung standen. Bei Betrachtung der inzwischen verfügbaren Angaben zum Sulfidschwefel ergeben sich für den unteren Rupel Werte zwischen 1,9 und 11, im Mittel 3,5, in der Regel zwischen 2 und 3,4, somit im normalmarinen Bereich, wobei der erhöhte Wert (11) in der Probe 125 (für die analoge Probe 135 liegt keine Sulfidbestimmung vor) durch ein Überangebot an Corg bedingt wird.

Im unteren Teil des unteren Rupel tritt in Abschnitten *Chiloguembelina* (zumindest vorwiegend *Ch. cubensis*) häufig auf. Die Gattung gilt als Thermocline-dweller und Anzeiger für O_2 -Minimum (PREMOLI SILVA & BOERSMA 1988, hier unter den biserialen Heteroheliciden aufgeführt, COCCIONI et al. 2009). Dies korrespondiert mit dem hohen Pyritanteil in diesem Abschnitt des unteren Rupel. Zum Hangenden hin geht die Zahl der Planktonforaminiferen im unteren Rupel schrittweise zurück, um schließlich im nahezu planktonfreien mittleren Rupel zu enden. Der Rückgang läßt sich unter Berücksichtigung des mittleren Rupel mit einer verstärkten Kalklösung erklären. Dieser mittlere Rupel enthält nur geringe Anteile an Planktonforaminiferen.

Oberer Rupel

Die Zahl der Arten entspricht etwa der des unteren Rupel (50), da auch keine für den oberen Rupel typischen Arten in größerer Anzahl angetroffen wurden. Selten und nur im oberen Rupel treten auf *Dipsidripella neoclemenciae* und *Subbotina brazieri*.

Der obere Rupel zeigt insgesamt eine sehr schwankende Häufigkeit der Planktonforaminiferen. Zunächst setzen Planktonforaminiferen in einem unteren Abschnitt zwischen 217 und 207m Teufe

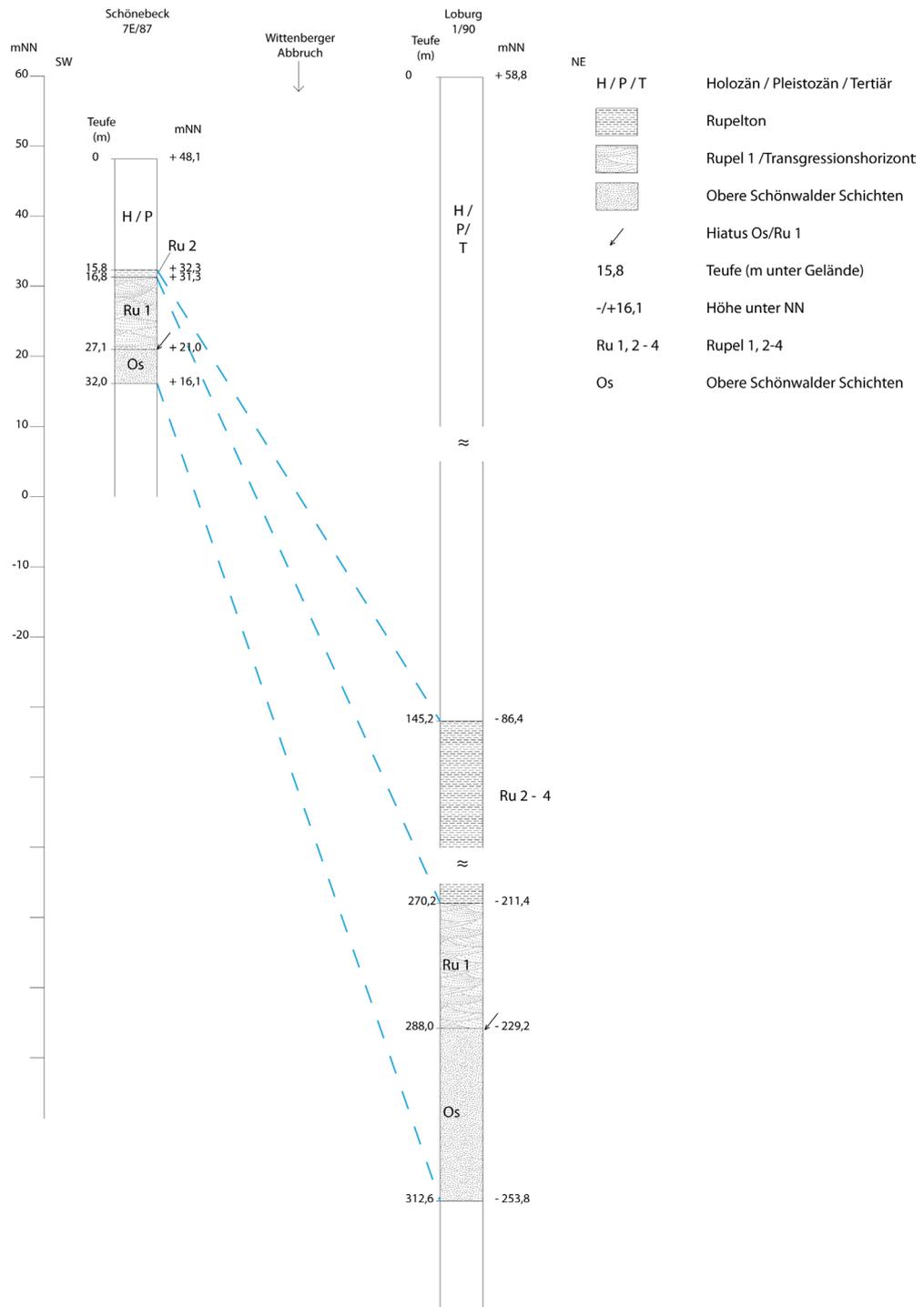


Abb. 3 Obereozän/Unteroligozän in den Bohrungen Schönebeck E7/87 und Loburg 1/90. Mächtigkeiten und Teufen (schematisch) (vgl. auch Abb. 1.).

relativ unvermittelt mit Häufigkeiten bis über 1000 Ex/100g Sed. über dem mittleren Rupel ein. Dieser Abschnitt ist pyritreich (SCHUDACK & NUGLISCH 2006) und weist C/S-Werte zwischen 2 und 3, d. h. des normal marinen Bereiches auf. Offenbar wird hier die stärkere

Strömung verbunden mit einer verstärkten Durchlüftung des mittleren Rupel gestoppt und von einer sauerstoffarmen Fazies mit reduzierter Strömung abgelöst. Hier beginnt der Highstand system tract des oberen Rupel. Im höheren, pyritärmeren Abschnitt des

oberen Rupel werden nur noch vereinzelt Werte über 100 Ex/100 g Sed. erreicht, was wohl auf stärkere Lösung zurückzuführen ist.

Die maximalen Gehäusedurchmesser entsprechen etwa denen des unteren Rupel, allerdings sinken die Werte häufiger auf < 0,15mm ab (*Subbotina eocaena*, *Parasubbotina droogeri*, *Subbotina euapertura*). Größere Durchmesser bis 0,2 mm weisen dagegen Arten wie *Subbotina loburgense*, *Globoturborotalita ouachitaensis* und *Subbotina praebulloides* auf. Insgesamt sind die Planktonforaminiferen auch des oberen Rupel kleiner als die der OS, was unter Berücksichtigung der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (SCHUDACK & NUGLISCH 2006) vor allem auf niedrigere Temperaturen im Rupel gegenüber den OS zurück zu führen sein dürfte (SCHMIDT et al. 2004).

5. Biostratigraphie

Zur Information über die allgemeinen marinen Verhältnisse des Obereozän/Unteroligozän im Mitteldeutschen Ästuar wird auf die Darstellungen u. a. von LOTSCH (1969), KRUTZSCH (2011) und MÜLLER (2008) hingewiesen.

5.1 Kalknannoplankton und Dinoflagellatenzysten mit organischer Wandung (KÖTHE 2009)

Die unteren etwa 17m der OS gehören der Kalknannoplanktonzone NP21 an. Diese Einstufung der OS und gleichaltriger Sedimentfolgen in die NP21 entspricht den auch sonst angetroffenen Verhältnissen (KÖTHE 2005). Die Einstufung des oberen Abschnittes der OS bzw. der Dinozystenzone D12nc in die NP 22 widerspricht jedoch nach KÖTHE (2009) allen bisherigen Erfahrungen. KÖTHE erklärt das ungewöhnlich frühe Einsetzen der NP22 in Loburg mit Veränderungen in der Salinität, wobei *Homotryblum plectilum* als Anzeiger für Hypersalinität gilt (KÖTHE 1990). Allerdings gibt es auch Hinweise auf das Auftreten von *Homotryblum* im Milieu mit niedriger Salinität (SLUIJS et al. 2005).

Eine Dinoflagellatenzysten-Assoziation mit dominierenden *Homotryblum* im offshore-

Bereich beobachtete auch GEDL (2004) im Paläogen der Zentralkarpaten und deutete sie als umgelagert. Die übrigen Daten der oberen OS lassen aber keinerlei Hinweis auf Hypersalinität erkennen; vielmehr sprechen diese für eine fortschreitende Transgression (SCHUDACK & NUGLISCH 2006). Insofern bliebe also die Möglichkeit, dass das letzte Auftreten von *Coccolithus formosus* in Loburg korrekt den Beginn der NP22-Zone markiert. Allerdings ergeben sich in diesem Falle gewisse Schwierigkeiten hinsichtlich der Korrelation mit den Planktonforaminiferen (s.u.), ferner wiesen WEI & WISE (1990) darauf hin, daß *Coccolithus formosus* eine Warmwasser-Art ist, die zu den höheren Breiten hin früher aussetzt.

Einen Hinweis auf das Vorhandensein der Zone NP22 in der weiteren Umgebung von Magdeburg geben aber auch Daten aus der Typuslokalität Latdorf. So gibt KÖTHE (1986) hier die Zonen NP21-22 an, ebenso KÖTHE et al. (2002, wobei allerdings das „Latdorfium“ zeitlich mit den OS und nicht dem Rupelbassand gleichgesetzt wird). Spätere Untersuchungen von MARTINI (1990, freundliche Mitteilung von S. RITZKOWSKI, Göttingen) ergaben ebenfalls die Zone NP22 in Latdorf. Dies läßt annehmen, das der „warme“ Sedimentkomplex der OS/Latdorf-Schichten vor der Isotopenverschiebung (SCHUDACK & NUGLISCH 2006) noch bis in die Zone NP22 reicht, so wie auch in Loburg.

STEUERBAUT (1992) gibt aus dem oberen Wintham Silt Member, der mit scharfer Grenze unter dem Ruisbroek Sand (Rupel 1) liegt, ebenfalls noch die Zone NP22 an. Insgesamt gibt es also durchaus Hinweise auf das Vorhandensein der Zone NP22 unterhalb des Rupel 1. Es bleiben aber offene Fragen wie hinsichtlich der Korrelation Oi1-event - Hiatus Wintham Silt/Ruisbroek Sand - Hiatus Kysing Marl/Viborg Formation- Hiatus OS/Ru (DE MAN et al. 2004, HEILMANN-CLAUSEN, VAN SIMAYES 2005). Zu berücksichtigen ist ferner auch die Feststellung eines diachronen letzten Auftretens von *C. formosus* (warm, oligotroph), das ein früheres Ende der Art in

Tab. 1 Schichtmächtigkeiten der Formation und biostratigraphische Einstufung nach verschiedenen Autoren.

Bohrung/Aufschluss	Formation	Mächtigkeit (m)	NP-/DN-Zone	Autor
Schönebeck 7/87	OS	4,9	21	BURCHARDT et al. 1993
Irxleben-Welsleben	OS/Latdorf	<10	21	STOTTMEISTER 1966
Nachterstedt	Latdorf äquivalent	etwa 8,5	21/DN12c	BALASKE 1996
Helmstedt	Silberberg	18	21/DN12c	KÖTHER 1994
Lehrte	(Silberberg)	etwa 10	21/DN12c	KÖTHER 1990
Gartow	Silberberg	etwa 11	21/DN12c	KÖTHER 1990
GoHy 994	Latdorf	etwa 15	21/DN12c	KÖTHER 2007
Loburg 1/90	OS	24	21-22/DN12c	KÖTHER 2009

Loburg erklären könnte (Villa et al. 2008).

Von Interesse ist in vorliegendem Zusammenhang eine Betrachtung der Mächtigkeitsverhältnisse im Vergleich mit den NP-Zonen (Tab. 1).

Die Zone NP22 tritt demnach erst in Bohrungen auf, in denen eine höhere Mächtigkeit (>20m) der OS vor der Rupeltransgression erhalten geblieben ist. Die Bohrung Loburg 1/90 liegt nordöstlich des Haldensleben-Wittenberger Abbruchs (SCHUDACK & NUGLISCH 2006: Abb. 2), nordöstlich dessen die OS abgesenkt und somit nicht so tief von der Erosion erfaßt wurden wie z. B. in der Bohrung Schönebeck 7/87 südwestlich des Abbruchs (Abb. 3). Die Oberkante der OS der Bohrung Loburg 1/90 liegt immerhin 250m unter der in der Bohrung Schönebeck 7E/87.

Am Top werden die OS und damit auch die Zone „NP 22“ in Loburg durch eine Erosionsfläche begrenzt, nicht durch eine biostratigraphische Grenze (Abb. 4). Darüber folgt der Rupel 1 als lowstand wedge (POSAMENTIER 1991, Dinozystenzone D13), der wie sein Äquivalent der Ruisbroek Sand bereits in die kalte Phase nach den OS gehört (VAN SIMAYES et al. 2007, SCHUDACK & NUGLISCH 2006) (Abb. 4).

Aus den Tabellen 1 und 2 bei KÖTHER (2009) ist zu ersehen, dass die Diversität des Kalknan-

noplankton im Rupel gegenüber dem in den OS erheblich zurückgeht: etwa 23 gegenüber etwa 63 Arten, eine Erscheinung, die auch andernorts im Bereich der Eozän/Oligozän-Grenze beobachtet wurde (JONES et al. 2008). Die OS führen *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra umbilica*, *R. hillae* und *Isthmolithus recurvus*, die nach PERESICO & VILLA (2004) als Anzeiger für temperiertes Wasser gelten, auf.

Nach Dinoflagellatenzysten gehören die OS insgesamt in die Zone D12nc, die in Loburg gleichzeitig mit der Zone NP 21 an der Basis der OS einsetzt. Die OS enden am Top an der genannten Erosionsfläche. Hier endet auch *Areosphaeridium diktyoplokum*, der sonst die D12nc-Zone zum Hangenden hin begrenzt, Das LAD von *A. diktyoplokum*, nach STOVER & WILLIAMS (1995) die Grenze Eozän/Oligozän, fällt nach neueren Angaben aber bereits in das Unteroligozän (KÖTHER 2009, VAN MOURIK & BRINKHUIS 2005, ELDRITT et al. 2004), und somit auch das Ende der Zone D12nc.

Der überhaupt kalkfreie Rupel 1 enthält kein Kalknannoplankton, jedoch Dinoflagellatenzysten der Zone D13-14a (KÖTHER 2009). Bei Annahme der Zone NP22 unter dem Rupel 1 im oberen Abschnitt der OS entspricht der höhere Teil der NP22 dem Hiatus zwischen

OS und Rupel 1 und wohl auch dem Rupel 1, d. h. dem erodierten Highstand system tract der OS und dem Lowstand wedge des Rupel 1. Nach VANDENBERGHE et al. (2003) gehört auch der Ruisbroek-Sand in die Zone NP22. Der Rupel 2 setzt dann erst mit der Zone NP23 ein. Der Rupel 1 bzw. sein Äquivalent, der Ruisbroek-Sand Belgiens, gehören bereits in eine kalte Phase (VAN SIMAEYS et al. 2007).

KÖTHE (2009) gibt für das untere Oligozän (Rupel 1) küstennahe Verhältnisse bzw. eine reduzierte Salinität an.

Im oberen Abschnitt des Rupel 1, in dem die Gamma-Ray-Kurve bereits leicht ansteigt (SCHUDACK & NUGLISCH 2006), tritt *Chiropteridium* spsp. auf, während *Membranophoridium aspinatum* zurückgeht. Dies entspricht den Verhältnissen in der Bohrung DOEL-2b in Belgien. VANDENBERGHE et al. 2003) deuten dies als den Eintritt offen-mariner Verhältnisse, was wohl auch für die Bohrung Loburg 1/90 zutrifft.

In diesem Zusammenhang eine kurze Anmerkung zum „Magdeburger Sand“. Dieser Begriff wurde 1848 von BEYRICH eingeführt ausgehend von einem Aufschluß bei Biere, ebenfalls in der Umgebung von Magdeburg. Hier beschrieb BEYRICH zwischen Braunkohle im Liegenden und Rupelton im Hangenden (vom Hangenden zum Liegenden):

- grauer Thon mit grobkörnigem Sand
- feiner grauer thoniger Sand
- grobkörniger Kies
- bräunlich grauer sandiger Thon mit vielen Muschelresten (etwa 7m)

Die sandigen Zwischenlagen zwischen der Braunkohle und dem Septarienthon (Rupel), „welche von jetzt ab mögen „Magdeburger Sand“ genannt werden“, umfassen offensichtlich die OS und den Rupel 1; der Begriff „Magdeburger Sand“ ist somit zweideutig und sollte, wie bereits LOTSCH (1969) ausführte, vermieden werden.

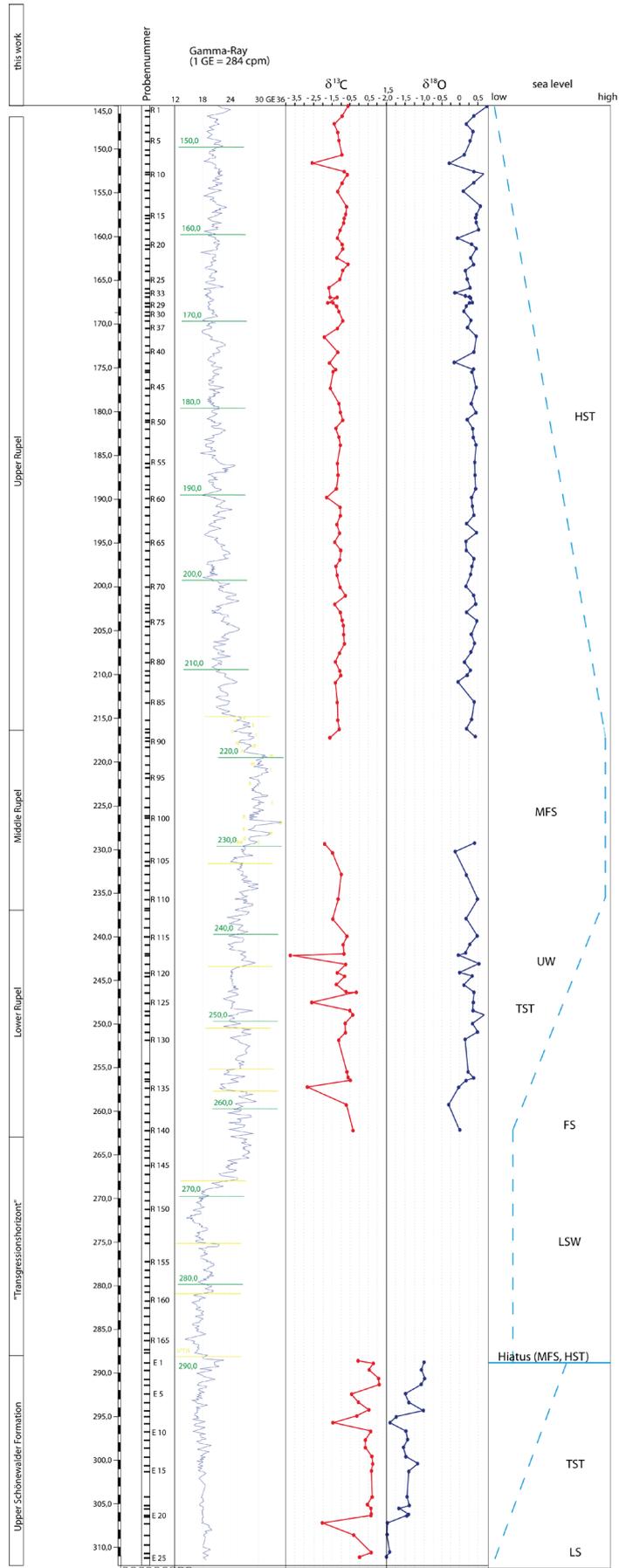
Der untere Rupel (2) beginnt, wie erwähnt, bereits mit der Zone NP23 bzw. der Zone D14na und schließt mit der Zone D14nb? bzw. in den etwa 20 oberen Metern mit

der Zone NP24 ab. Die wenn auch weit schwankenden C/S-Werte deuten auf normal-marine Verhältnisse hin.

Mit Kalknannoplankton lassen sich unterer, mittlerer und oberer Rupel nicht unterscheiden; die Grenze NP23/24 fällt in den oberen Rupel, ohne dass hier weitere Veränderungen im Profil zu erkennen wären. Auch eine Korrespondenz mit der Gliederung nach Benthosforaminiferen (SCHUDACK & NUGLISCH 2006) fehlt. Der obere Rupel enthält erhöhte Anteile an aus der Kreide umgelagertem Kalknannoplankton (KÖTHE 2009), was dem Auftreten von Kreideforaminiferen (*Neoflabellina*) in diesem Abschnitt entspricht. Unterer und mittlerer Rupel lassen sich auch mit Dinoflagellatenzysten kaum trennen (KÖTHE 2009), jedoch setzen etwa am Top des mittleren Rupel der *Enneadocysta arcuata* „Komplex“ und *E. pectiniformis* aus, was den Feststellungen in Belgien entspricht (VAN SIMAEYS et al. 2004).

Ein Sonderfall ist der Abschnitt der Proben R120 bis R118 im unteren Rupel. Hier tritt verstärkt *Braarudosphaera bigelowii* auf, nach KÖTHE (2009) ein Hinweis auf niedrigere als normal-marine Salinität. Das entspricht dem niedrigem $\delta^{18}\text{O}$ in der Probe R118. Das gehäufte Auftreten von Bolivinen und der niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Wert ließen sich durch vertikalen Auftrieb von nährstoffreichem kaltem Tiefenwasser erklären, jedoch lässt sich dies schwer mit dem niedrigem $\delta^{18}\text{O}$ -Wert in Einklang bringen. SPERO et al. (1997) wiesen jedoch nach, daß Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope mit steigendem $[\text{CO}_3^{2-}]$ -Gehalt des Meerwassers sinken. Unter der Voraussetzung, dass erhöhte Karbonationenkonzentration das Mg/Ca-Verhältnis positiv beeinflusst (ELDERFIELD et al. 2006), finden die niedrigen Isotopenwerte der Probe R118 in dem erhöhten Mg/Ca-Wert (4,812 mmol/mol, freundliche Mitteilung von Prof. Dr. NÜRNBERG, GEOMAR Kiel) eine Stütze.

Im höheren Abschnitt des mittleren Rupel (Probe R103) tritt vorübergehend



HST	Highstand system tract	FS	Flooding surface
MFS	Maximum flooding surface	LSW	Lowstand wedge
UW	Upwelling	LS	Lowstand
TST	Transgressive system tract		

Thalassiphora pelagica häufiger auf, nach KÖTHE (2009) ein Hinweis auf euxinische bzw. sauerstoffarme Verhältnisse. Hier werden zugleich relativ hohe Werte für Corg. und C/N erreicht, ebenso ein relativ niedriger Wert für $\delta^{13}\text{C}$ (SCHUDACK & NUGLISCH 2006). Dies ließe sich durch einen vorübergehenden terrestrischen Einfluß erklären.

5.2 Planktonforaminiferen (Abb. 5)

Die biostratigraphische Einstufung des Loburger Profils nach Planktonforaminiferen erfolgt hier in Anlehnung an die Gliederung von BERGGREN & PEARSON (2005), die sich allerdings auf Tropen und Subtropen bezieht. Wenn trotzdem diese Gliederung für Loburg herangezogen wird, so deshalb, weil zumindest die OS noch deutliche Beziehungen zur Tethys erkennen lassen. Jedoch muss bemerkt werden, dass Leitformen aus den Tropen bzw. Subtropen in Loburg nur sehr selten und dann auch noch in abgewandelter Form (Größe, Perforation) auftreten und ihre stratigraphische Reichweite von der in den Tropen und Subtropen abweicht oder zumindest abweichen kann. Ferner muss besonders darauf hingewiesen werden, dass die richtige Einordnung der hier vorgenommenen Zonierung wesentlich von der Beurteilung der Isotopenverschiebung zwischen OS und Ru (Oi1?) abhängt.

5.2.1 Zone E14, *Globigerinatheca semiinvoluta* Highest-occurrence Zone (oberer Abschnitt).

Der Top der Zone wird durch das LAD der Nominatart bestimmt. In Loburg tritt die Art äußerst selten in den Proben E21 und 22 (Teufe 307 bis 309 m), selten auch in Größen wie in der Karibik (BOLLI 1972, 0,35 mm) auf und endet in einem Profilabschnitt mit besonders reicher Planktonforaminiferenfauna. Das Aussetzen der Art ist demnach offensichtlich nicht durch ungünstige Umstände für Planktonforaminiferen bestimmt.

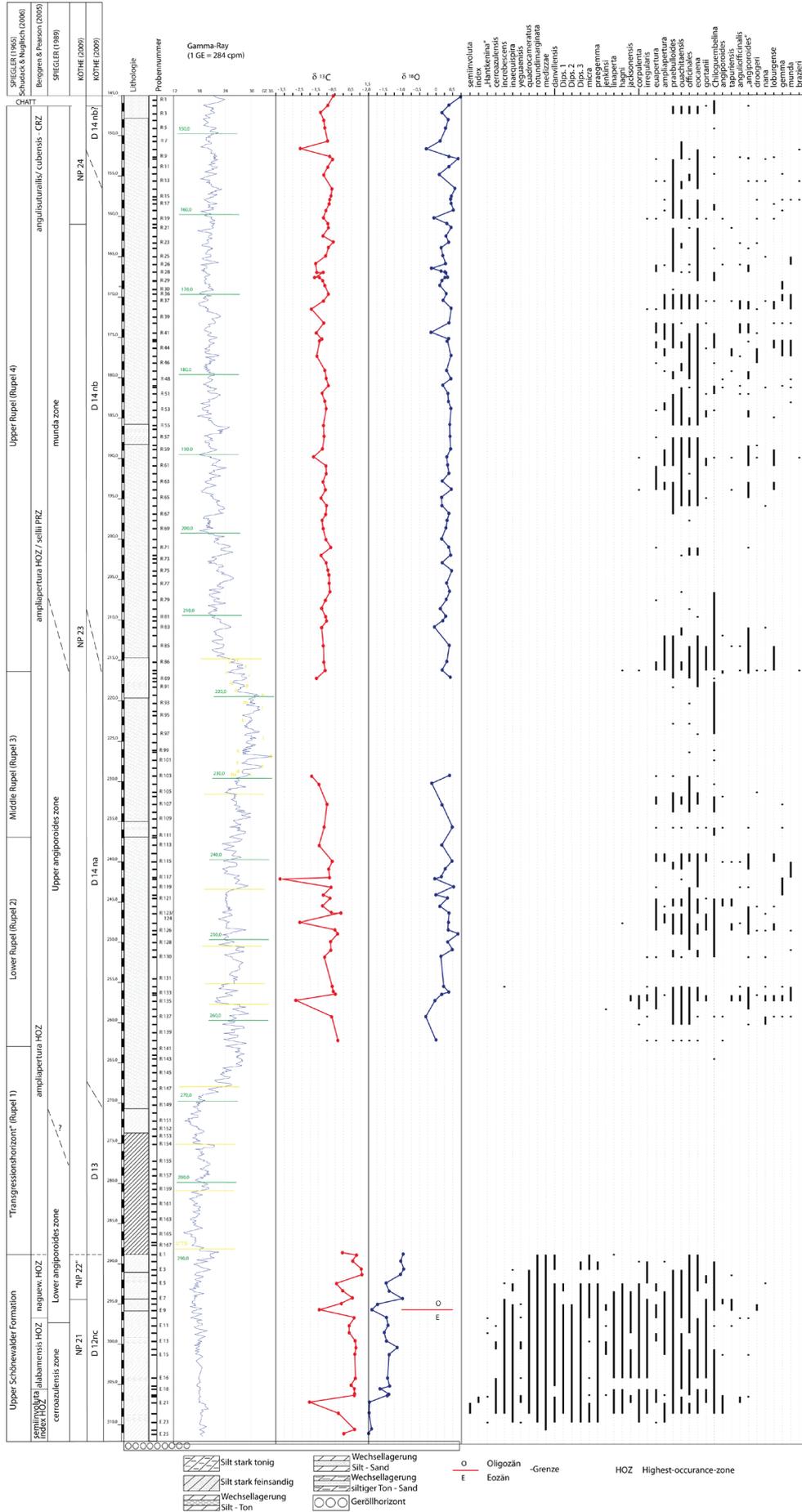
MANCIN et al. (2003) bezeichnen das LAD der Art als „primary event“ („reliable and used

to define zonal and subzonal boundaries“). Verschiedene Autoren (COCCIONI et al. 1988, BERGGREN & PEARSON 2005, SOTÁK 2010) setzen das LAD von *G. semiinvoluta* mit der Basis bzw. dem untersten Abschnitt der Zone NP19/20 an, somit früher als in Loburg beobachtet (NP 21). Die Loburger Exemplare lassen keinen Hinweis auf Umlagerung erkennen. Auch Kalknannoplankton und Dinoflagellatenzysten enthalten kaum umgelagerte Exemplare. So bliebe nur die Deutung, dass es sich in Loburg bei *G. semiinvoluta* um vereinzelte Nachläufer einer an sich älteren Art handeln könnte.

5.2.2 Zone E15, *Globigerinatheca index* Highest-occurrence Zone.

Auch diese Leitform ist in Loburg äußerst selten.

Die Zone umfaßt den Zeitabschnitt zwischen dem LAD von *G. semiinvoluta* und dem LAD von *G. index* (WADE et al. 2010), in Loburg etwa den Teufenbereich 306,5 bis 308m. Die Art endet ebenfalls in einem Profilabschnitt mit häufigen Planktonforaminiferen, weshalb ungünstige Umweltverhältnisse auch hier kaum für das LAD der Art infrage kommen. Nach SPIEGLER (1986) endet die nicht häufige Art in NW-Deutschland bereits im Mitteleozän, in Loburg also erst im Obereozän. KING (1989) gibt für die Art eine relativ kurze Reichweite (NSP8c) in der Zone NP19/20 an. Auch nach BERGGREN & PEARSON (2006) und SOTÁK (2010) endet die Art bereits in der oberen NP19/20. Somit handelt es sich auch in diesem Fall um eine Art, die in Loburg höher in das Profil reicht als allgemein beobachtet. Das schränkt die Feststellung von BERGGREN & PEARSON (2006) und HUBER & QUILLÉVÉRE (2005), *G. index* sei „one of the few taxa whose LAD can be shown to be isochronous between low (sub)tropical and high austral latitudes and provinces“, zumindest im Hinblick auf das nördliche Mitteleuropa, etwas ein. BERGGREN (1969) allerdings erwähnt die Art



aus dem Søvind Marl Dänemarks und stuft sie als „latest Eocene“ ein (BOLLI 1972). Da aber zu diesem Auftreten von *G. index* keine parallele Kalknannoplanktonbestimmung vorliegt, kann diese Altersbestimmung von *G. index* nicht näher präzisiert werden. In Loburg beträgt der Abstand zwischen dem LAD von *G. semiinvoluta* und dem LAD von *G. index* weniger als 1 m, nach BERGGREN & PEARSON (2005) zeitlich 1,5 Ma. Nach Angabe verschiedener Autoren (COCCIONI et al. 1988, MOLINA et al. 2006, SOTÁK 2010) ist der Abstand zwischen den beiden Zeitpunkten jedenfalls um etliches größer als in Loburg. Auch unter Berücksichtigung unterschiedlicher Sedimentationsraten muss davon ausgegangen werden, dass nicht nur das LAD der beiden Arten, sondern auch deren gegenseitiger Abstand in Loburg gegenüber anderweitigen Beobachtungen abweichen.

5.2.3 Zone E16, *Hantkenina alabamensis* Highest-occurrence Zone.

BERGGREN & PEARSON (2005) haben die ursprünglich getrennten *Turborotalia cerroazulensis* Interval-Zone und die *T. cunialensis*/*Cribohantkenina inflata* Concurrent-range Zone (oberer Teil) zur *Hantkenina alabamensis* Highest-occurrence Zone zusammengefasst. Die LAD von *Hantkenina* spsp. und *T. cerroazulensis* liegen im Profil von Massignano nur etwa 65 k.y. auseinander. Auch in Loburg ist der entsprechende Abstand relativ kurz. Die E/O-Grenze wird deshalb in Loburg mit dem LAD von „*Hantkenina*“/*T. cerroazulensis* gezogen. Sie liegt somit im oberen Abschnitt der Zone D12nc sowie im oberen Abschnitt der Zone NP21. Die erstgenannte Einstufung entspricht der allgemeinen Kenntnis (KÖTHE 2005). Nach der Kalknannoplanktonstratigraphie liegt die E/O-Grenze dagegen allgemein eher im unteren Abschnitt der Zone NP21 (PARISI et al. 1988, BERGGREN & PEARSON 2005). Eine schlüssige Erklärung hierfür kann z.

Z. nicht erbracht werden. Die Ergebnisse der Planktonforaminiferen-Untersuchungen weisen jedenfalls darauf hin, dass die E/O-Grenze nach dieser Fossilgruppe tiefer liegt als von KRUTZSCH (2008) beschrieben, allerdings höher als von VANDENBERGHE et al. (2003) in Belgien angegeben. Das LAD von *Cordosphaeridium funiculatum*, bei VANDENBERGHE et al. (2003) maßgeblich für die E/O-Grenzziehung, reicht nach KÖTHE (2009) in Loburg noch bis an den Top der Zone D12nc (OS) und kann somit für die E/O-Grenzziehung nicht verwendet werden. Im Teufenbereich um 297 m der Bohrung Loburg geht die Zahl der Planktonforaminiferen vorübergehend zurück (Abb. 2), steigt aber unmittelbar darüber wieder deutlich an. Das Aussetzen der seltenen „*Hantkenina*“ und *T. cerroazulensis* im Profil von Loburg kann also kaum durch ungünstige Lebensbedingungen erklärt werden.

5.2.4 Zone O1, *Pseudohastigerina naguewichiensis* Highest-occurrence Zone.

P. naguewichiensis konnte in Loburg nicht festgestellt werden. Berggren u.a. (1995) definierten die Obergrenze der Zone mit dem Aussetzen von *Pseudohastigerina* spsp. Nach dem Auftreten von *Ps. micra* über dem LAD von „*Hantkenina*“/*T. cerroazulensis* bis zum Top der OS wird der oberste Abschnitt der OS in die Zone O1 gestellt. Nach OLSSON & HEMLEBEN (2006) ist allerdings das LAD von *Ps. micra* noch nicht genauer bestimmt. KELLER (1985) grenzt im unteren Oligozän im Anschluss an STAINFORTH et al. (1975) eine *Cassigerinella chipolensis*-*Pseudohastigerina micra*-Zone ab, wobei das LAD von *Ps. micra* mit Ausnahmen mit dem LAD von *Pseudohastigerina* insgesamt zusammenfällt. Der Top der OS und damit auch das LAD von *Ps. micra* wird in Loburg, wie erwähnt, nicht durch eine biostratigraphische Grenze sondern durch eine Erosionsgrenze unter einem Hiatus markiert,

Abb. 5 Verbreitung der planktonischen Foraminiferen und stratigraphische Einordnung in der Bohrung Loburg 1/90.

fällt also nicht unbedingt mit dem Top einer *Pseudohastigerina*-Zone zusammen. An dieser Erosionsgrenze enden alle für die OS typischen Arten wie, neben *Ps. micra*, auch *A. medizae*, *A. rotundimarginata*, *D. danvillensis*, *S. linaperta* und etwas früher bereits *S. inaequispira*, *S. yeguaensis*, *S. quadrocameratus*, *Dipsidripella* 1-3, *P. praegemma*, *S. jenkinsi* (? 1x im Rupel 1), *P. inaequispira*, *Turborotalia frontosa*, *T. cerroazulensis* u. a. (zum Auftreten von *S. tapuriensis* s. u.).

5.2.5 Zone O2, *Turborotalia ampliapertura* Highest-occurrence Zone

Der Rupel 1 sowie der eigentliche Rupelton fallen in die Zeit nach der $\delta^{18}\text{O}$ -Verschiebung und somit nach der Unterbrechung der Verbindung zwischen Nordseebecken und Tethys, weshalb die Übertragung einer Biostratigraphie nach Planktonforaminiferen aus den Tropen bzw. Subtropen auf das Nordseebecken im Rupel (Rupelbasisand, untere bis oberer Rupel) mit Vorsicht vorgenommen werden muss. Im unteren Oligozän Spaniens (Torre Cardela) und Norditaliens (Massignano) weisen GONZALVO & MOLINA (1992) und MOLINA et al. (1993) eine *increbescens*- und darüber eine *tapuriensis*-Zone aus. Die erstgenannte Zone umfasst den Zeitraum zwischen dem LAD von *Cribohantkenina lazzarii* und dem FAD von *Paragloborotalia tapuriensis* (SUBBOTINA). Die erstgenannte Art fehlt in Loburg, die letztgenannte beginnt in Loburg etwa in den höheren OS und endet im Rupel 2. Eine *increbescens*-Zone im Sinne von GONZALVO & MOLINA lässt sich in Loburg nicht aushalten, ebensowenig eine *tapuriensis*-Zone, die nach den Autoren mit dem Einsetzen von *Globigerina sellii* endet, einer Art, die ebenfalls in Loburg fehlt. Immerhin beginnt *S. tapuriensis* in Loburg bereits vereinzelt über dem LAD von *Hantkenina* und *T. cerroazulensis* noch in den oberen OS und noch in den Zonen D12nc und NP21, deutlich vor der Grenze OS/Rupel. Das entspricht der Feststellung in anderen Profilen (PARISI et al. 1988). Gelegentlich wird *S. tapuriensis* auch

anderweitig bereits im Obereozän angegeben (P17, LECKIE et al. 1993), so auch von WADE & PEARSON (2008) vor Tanzania, allerdings tritt die Art hier erst im Unteroligon häufiger auf. Bei der von RINCÓN et al. (2007) aufgeführten *S. tapuriensis* handelt es sich wohl nicht um *Globigerina tapuriensis* BLOW & BANNER 1962. Auch im Zentral-Karpaten Becken beginnt *Dentoglobigerina tapuriensis* mit der Untergrenze des Oligozän, unmittelbar nach dem LAD von *Turborotalia cunialensis*, die nach PEARSON et al. (2006) allgemein zusammen mit *T. cerroazulensis* und *T. cocoaensis* endet. Allerdings liegt das LAD von *T. cerroazulensis* hier bereits an der Basis der NP21-Zone (SOTÁK 2010). Das Oligozän vor Westafrika beginnt nach KRASHENINNIKOV & PFLAUMAN (1978) mit der *Globigerina tapuriensis*/*Globigerina sellii*-Zone. *Globoquadrina tapuriensis* tritt in der unteroligozänen *Tenuitella liverovskae*-Zone der polnischen äußeren Karpaten auf, bezeichnenderweise zusammen mit *Alabama wolterstorffi* (FRANKE), einer typischen Art der OS (SCHUDACK & NUGLISCH 2005, OLSZEWSKA 1997). Schließlich gehört nach KRASHENINNIKOV et al. (1986) die *Gl. tapuriensis*-Zone Armeniens in das Unteroligozän. Das FAD von *S. tapuriensis* in den OS von Loburg kann die Einordnung des oberen Teils der OS über dem LAD von „*Hantkenina*“ und *T. cerroazulensis* in das Unteroligozän stützen. SPIEGLER (1986) stellte eine *angiporoides*-Zone auf, deren unterer Abschnitt dem Latdorf und dessen oberer Abschnitt dem Rupel 1-3 entsprechen. Die Grenze zwischen beiden entspricht der E/O-Grenze und wird durch das LAD von „*Truncatulinoidea danvillensis* und *Tenuitella gemma*“ markiert. Die von SPIEGLER abgebildeten Formen von „*Neogloboquadrina angiporoides*“ und *Tenuitella gemma* weichen aber von den entsprechenden Holotypen ab, weshalb die Übertragung der genannten Zonen auf die Bohrung Loburg problematisch ist. Bei Anwendung der Gliederung von BERGGREN & PEARSON (2005) unter Vorbehalt auf Loburg wären der Rupel 1 sowie ein Teil des

foraminiferenführenden Rupel 2-4 in die Zonen O2 (*Turborotalia ampliapertura* Highest-occurrence-Zone) und O3 (*Globigerina sellii* Partial-range Zone) einzuordnen. *Globigerina sellii* fehlt, wie erwähnt, in Loburg, *Subbotina angulisuturalis* ist zu selten und untypisch. *Turborotalia ampliapertura* kommt im oberen Abschnitt des oberen Rupel nur sporadisch vor; die Art ist darüberhinaus morphologisch recht variabel und Abweichungen in der Bestimmung bei verschiedenen Autoren sind nicht auszuschließen. In Loburg liegt das LAD in 155,6m Teufe (Probe R13) im oberen Abschnitt des oberen Rupel, jedoch bereits oberhalb der Grenze NP23/24 und damit später als bei BERGGREN & PEARSON (2005) angegeben. Eine gelegentlich auftretende, auf den oberen Rupel beschränkte Art ist *Subbotina brazieri* (Abb. 2). Ihr Auftreten korrespondiert allerdings weder mit den Kalknannoplankton- noch mit den Dinoflagellatenzysten-Zonen.

5.2.6 Zonen O3-4, *Globigerina sellii* Partial-range Zone/*Globigerina angulisuturalis*/*Chiloguembelina cubensis* Concurrent-range Zone.

KÖTHE (2009) stuft den obersten Abschnitt des oberen Rupel in die Zone NP24 ein. Der untere Abschnitt dieser Zone entspricht etwa den Zonen O3 (z.T.) und O4 nach BERGGREN & PEARSON (2005) bzw. P20-21a. Für den Zeitraum P18-21a haben LI QIANYU et al. (1992) und RADFORD & LI QIANYU (1992) eine *Tenuitella gemma* Partial range-Zone zwischen dem LAD von *Praetenuitella insolita* und dem LAD von *Chiloguembelina cubensis* aufgestellt. Die Zone O4 wird am Top durch das höchste „common occurrence“ von *Ch. cubensis* begrenzt. In Loburg reicht *Ch. cubensis*, wie erwähnt, bis an den Top des Rupel, *Tenuitella gemma* bis etwa 9 m unterhalb dieser Grenze. Jedenfalls reichen beide Arten noch weit in den oberen Rupel hinein, weshalb der entsprechende Profilabschnitt in die Zone O4 bzw. P21a (LI QIANYU et al. 2005) eingeordnet wird.

6. Literatur

AIRAPETJAN, F. A. (2009): Zonalnoje delenie

eozenovych otlošeniye po melkim Foraminiferam po materialam iz skvašiny „Landšar-2“.- Učenyje zapiski Jerewansk. Gosudarstwjen. Universiteta, geologija i geografija, 2, 28-36.

ALEGRET, L., CRUZ, L. E., FENERO, R., MOLINA, E., ORTIZ, S., THOMAS, E. (2008): Effects of the Oligocene climatic events on the foraminiferal record from the Fuente Caldera section (Spain, western Tethys). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 269, 94-102.

BAK, Kr. (2005): Foraminiferal biostratigraphy of the Egerian flysch sediments in the Silesian nappe, outer Carpathians, Polish part of the Bieszczady mountains. *Ann. Soc. Geolog. Polon.*, 75, 71-93.

BALASKE, P. (1996): Das Latdorfäquivalent im Restloch Nachterstedt in der östlichen Subherzynen Senke. *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt*, 2, 71-86.

BARBIERI, R. (1992): Oligocene through Palaeogene/Neogene boundary foraminifera of the northern Mesohellenic Basin (Macedonia, Greece): biostratigraphy and palaeoecologic implications. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 99 193-211.

BERGGREN, W.A. (1969): Paleogene Biostratigraphy and Planktonic Foraminifera of Northern Europe. *Proc. 1. Int. Conf. Plankton. Microfoss.*, Geneve 1969, 121-160.

BERGGREN, W.A. (1992): Paleogene planktonic foraminifer magnetobiostratigraphy of the Southern Kerguelen Plateau (Sites 747-749). In: WISE, S.W., SCHLICH, R. et al.: *Proceed. Ocean Drilling Program, Scient. Res.*, vol. 120, 551-568.

BERGGREN, W. A. & KURTÉN, B. (1961): Notes on the biometry of *Globigerina yeguaensis*. *Stockholm. Univers., Contrib. Geology*, 8, 1-16.

BERGGREN, W.A. & MILLER, K.G. (1988): Paleogene tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnetobiochronology. *Micropaleontology*, 34, 362-380.

BERGGREN, W.A., KENT, D. V., SWISHER, III, C.C. & AUBRY, M.-P. (1995): A revised Cenozoic Geochronology and Chronostratigraphy. In: *Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*, SEPM Spec. Publ. 54, 129-212.

BERGGREN, W.A. & PEARSON, P.N. (2005): A revised tropical to subtropical Paleogene planktonic foraminiferal zonation. *Journ. Foram.*

- Res., 35, 279-298.
- BERGGREN, W.A., PEARSON, P.N., HUBER, B. T. & WADE, B. S. (2006): Taxonomy, Biostratigraphy and Phylogeny of Eocene Acarinina. In: PEARSON, P.N., OLSSON, R. K., HUBER, B. T., HEMLEBEN, C. & BERGGREN, W. A.: Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera. *Cushman Found. Forum. Res., Spec. Publ.*, 41, 257-326.
- BERNER, R. A., RAISWELL, R. (1984): C/S method for distinguishing freshwater from marine sedimentary rocks. *Geology*, 12, 365-368.
- BEYRICH, E. (1848): Zur Kenntniss des tertiären Bodens der Mark Brandenburg. *Archiv f. Mineral., Geognosie, Bergbau und Hüttenkunde*, 22, 1-102.
- BICCHI, E., FERRERO, E. & GONERA, M. (2003): Palaeoclimatic interpretation based on Middle Miocene planktonic Foraminifera: the Silesia Basin (Paratethys) and Monferrato (Tethys) records. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 196, 265-303.
- BLOW, W. H. (1969): Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy.- In: Proc. 1. Int. Conf. Plankton. Microfoss., Geneve 1969, 199-422.
- BLOW, W. H. & BANNER, F. T. (1962): The Mid-Tertiary (Upper Eocene to Aquitanian) Globigerinaceae. In: EAMES, F. E., BANNER, F. T., BLOW, W. H.: *Fundamentals of Mid-Tertiary stratigraphical correlation*: 61-151.
- BOBRINSKAJA, O. G., GRUZMAN, A. G., KRASHENINNIKOV, V. A., SEROVA, M. Y. & VENGLINSKI, I. V. (1998): Stratigraphy of the Oligocene and Miocene deposits of the Western Ukraine and Moldavia. In: CICHÁ, I., RÖGL, F., RUPP, C. & ČTYRKA, J.: *Oligocene – Miocene foraminifera of the Central Paratethys*. *Abh. Senckenb. Naturf. Ges.*, 549, 34-43.
- BOLLI, H. (1954): Note on *Globigerina concinna* REUSS 1850. *Contr. Cushman Found. Forum. Res.*, V, 1-3.
- BOLLI, H. M., LOEBLICH JR., A. R. & TAPPAN, H. (1957a): Planktonic Foraminiferal Families Hantkeninidae, Orbulinidae, Globorotaliidae and Globotruncanidae. In: LOEBLICH, A. R. et al.: *Studies in Foraminifera*. U.S. Nat. Mus. Bull., 215, 3-50.
- BOLLI, H. M. (1957b): Planktonic Foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua Formation of Trinidad, B.W.I. In: LOEBLICH, A. R. et al.: *Studies in Foraminifera*. U.S. Nat. Mus. Bull., 215, 97-123.
- BOLLI, H. M. (1957c): Planktonic Foraminifera from the Eocene Navet and San Fernando Formations of Trinidad, B.W.I. In: LOEBLICH, A. R., et al.: *Studies in Foraminifera*. U.S. Nat. Mus. Bull., 215, 155-172.
- BOLLI, H. M. (1972): The genus *Globigerinatheka* Brönnimann. *Journ. Forum. Res.*, 2, 109-136.
- BOLLI, H. M. & SAUNDERS, J. B. (1985): Oligocene to Holocene low latitude planktonic foraminifera, In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. AND PERCH-NIELSEN, K. (eds.): *Plankton Stratigraphy*, 155-262.
- BRÖNNIMANN, P. & RESIG, J. (1971): A Neogene Globigerinacean Biochronologic Time-Scale of the Sothwestern Pacific. In: WINTERER, E. L. et al.: *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project VII*, 1235-1469.
- BURCHARDT, I., BLUMENSTENGEL, H. UND NUGLISCH, K. (1993): Zur Entwicklung der känozoischen Schichtenfolge in der Elbe-Niederung bei Schönebeck (Sachen-Anhalt). *Abhandl. Ber. Naturkunde Magdeburg*, 16, 13-30.
- BYKOVA, N. K. (1960): K voprosu o ziklinosti filogenetičeskogo razvitija u foraminifer. *Trudy VNIGRI*, 163, *Geolog. Sbornik*, 5, 309-327.
- CHAISSON, W.P. & LECKIE, R. M. (1993): High-resolution Neogene Planktonic foraminifera biostratigraphy of Site 806, Ontong Java Plateau (Western Equatorial Pacific). In: BERGER, W. H., KROENKE, L. W. et al.: *Proceed. Ocean Drilling Program, Scient. Res.*, vol. 130, 137-178.
- CHAISSON, W.P. & RAVELO, A.C. (1997): Changes in upper water column structure at Site 925, Late Miocene-Pleistocene: Planktonic Foraminifer assemblage and isotopic evidence. In: SHAKLETON, N. J., CURRY, W. B. et al.: *Proceed. Ocean Drilling Program, Scient. Res.*, vol. 154, 255-268.
- CHANNELL, J. E. T., GALEOTTI, S., MARTIN, E. E., BILLUPS, K., SCHER, H. D. & STONER, J. S. (2003): Eocene to Miocene magnetostratigraphy, biostratigraphy, and chemostratigraphy at ODP Site 1090 (sub-Antarctic South Atlantic). *Geolog. Soc. Amer., Bull.* 115, 607-623.
- CHAPRONIERE, G. C. H. (1981): Late Oligocene to Early Miocene planktonic Foraminiferida from Ashmore Reef No.1 Well, northwest Austratlia. *Alcheringa*, 5, 103-131.
- CIFELLI, R. (1982): Early occurrences and some

- phylogenetic implications of spiny, honeycomb textured planktonic foraminifera. *Journ. Foram. Res.*, 12, 105-115.
- COCCIONI, R. (1988): The genera *Hantkenina* and *Cribrohantkenina* (Foraminifera) in the Massignano section (Ancona, Italy). In: COCCIONI, R. et al.: *Int. Subcomm. Paleog. Strat., E/O Meeting, Ancona, Oct. 1987, Spec. Publ., II*, 2, 81-96.
- COCCIONI, R., MONACO, P., MONECHI, S., NOCCHI, M. & PARISI, G. (1988): Biostratigraphy of the Eocene-Oligocene boundary at Massignano (Ancona, Italy). In: COCCIONI, R. et al.: *Int. Subcomm. Paleog. Strat. E/O Meeting, Ancona, Oct. 1987, Spec. Publ. II, 1*, 59-80.
- COCCIONI, R., FRONTALINI, F. & SPEZZAFERRI, S. (2009): Late Eocene impact-induced climate and hydrological changes: Evidence from the Massignano global stratotype section and point (central Italy). *Geological Society of America, Spec. Paper*, 452, 97-118.
- COXALL, H. K., PEARSON, P. N. SHACKLETON, N. J. & HALL, A. M. (2000): Hantkeninid depth adaption: An evolving life strategy in a changing ocean. *Geology*, 28, 87-90.
- COXALL, H. K. & PEARSON, P. N. (2006): Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of the Hantkeninidae (*Clavigerinella*, *Hantkenina*, and *Cribrohantkenina*). In: PEARSON, P. N., OLSSON, R. K., HUBER, B. T., HEMLEBEN, C. & BERGGREN, W. A.: *Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera*. *Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ.*, 41, 213-256.
- CRESPIN, I. (1958): The occurrence of *Hantkenina* in Western Australia.- *Micropaleontology*, 4, 317-319.
- CUSHMAN, J. A. & STAINFORTH, R. M. (1945): The Foraminifera of the Cipero Marl Formation of Trinidad, British West Indies. *Cushman Lab. Foram. Res., Spec. Publ.*, 14.
- DE MAN, E., IVANY, L. & VANDENBERGHE, N. (2004): Stable oxygen isotope record of the Eocene-Oligocene transition in the southern North Sea Basin: positioning the Oi-1 event. *Netherlands J. Geosc.*, 83, 193-197.
- EHRENBERG, ? (1862): *Las über die Tiefgrund-Verhältnisse des Oceans am Eingang der Davisstrasse und bei Island*. *Montasberichte der Königl. Preuss. Akad. d. Wiss. Berlin aus dem Jahre 1861, Berlin 1862*, 275-315.
- VAN EIJDEN, A. J. M. & SMIT, J. (1991): Eastern Indian Ocean Cretaceous and Paleogene quantitative Biostratigraphy. In: Weissel, J., Peirce, J. et al.: *Proceed. Ocean Drilling Program, Scient. Res.*, 121, 77-123.
- ELDRETT, J. S., HARDING, I. C., FIRTH, J. V. & ROBERTS, A. P. (2004): Magnetostratigraphic calibration of Eocene-Oligocene dinoflagellate cyst biostratigraphy from the Norwegian-Greenland Sea, *Marine Geology*, 204, 91-127.
- FILIPESCU, S. AND SILYE, L. (2008): New Paratethyan biozones of planktonic foraminifera described from the Middle Miocene of the Transylvanian Basin (Romania). *Geologica Carpathica*, 59, 537-544.
- FINLAY, H. J. (1939): New Zealand Foraminifera: Key Species in Stratigraphy. No. 2. *Transact. Proceed. Royal. Soc. New Zealand*, 69, 89-128.
- GEDL, P. (2004): Dinoflagellate cysts from the Šambron beds (Central Carpathian Paleogene) Slovak Orava. *Studia Geologica Polonica*, 123, 223-243.
- GODFREY, W. M. & VAN DEN BOLD, W. A. (1986): *Truncorotaloides danvillensis* (HOWE & WALLACE), new generic assignement for a late Eocene planktonic species of Foraminiferida. *Journ. of Paleont.*, 60, 539-541.
- GONZALVO, C. & MOLINA, E. (1992): Biostratigrafía y chronoestratigrafía del tránsito eoceno-oligoceno en Torre Cardella (España) y Massignano (Italia). *Revista Españ. de Paleontología*, 7, 109-126.
- GRADSTEIN, F. & BÄCKSTRÖM, S. (1996): Cainozoic biostratigraphy and palaeobathymetry, northern North Sea and Haltenbanken. *Norsk Geolog. Tidskrift*, 76, 3-32.
- HAGN, H., LINDENBERG, H. G. (1969): Revision der von C. W. GÜMBEL 1868 aus dem Eozän des Bayrischen Alpenvorlandes beschriebenen planktonischen Foraminiferen. *Proc. 1. Int. Conf. Plankton. Microfoss.*, Geneve 1969, 229-249.
- HANZLÍKOVÁ, E. (1983): Paleogene stratigraphy and foraminifera of the outer Flysch belt. *Knihov. Zemního plynu a nafty (Nr.4)*, 43-70.
- HAUSMANN, H. (1964/65): Foraminiferenfauna und Feinstratigraphie des mitteloligozänen Septarientons im Raum zwischen Magdeburg und Dessau. Teil I: Die Foraminiferenfauna. *Hercynia*, NF. 1, 314-419; Teil II:

- Feinstratigraphie und Ökologie. *Hercynia NF.* 2, 267-290.
- HEILMANN-CLAUSEN, C. & VAN SIMAEYS, ST. (2005): Dinoflagellate cysts from the middle Eocene to ?lowermost Oligocene succession in the Kysing Research borehole, central Danish basin.- *Palynology*, 29, 143-204.
- HOUBYBERGHS, H.J.F. (1983): Contribution to the study of planktonic foraminifera in the Belgian Tertiary. *Aarkundige Mededelingen* 2.
- HOUBYBERGHS, H., VERCAUTEREN, T., DE MEUTER, F. & SYMONS, F. (1992): Foraminiferal studies in the Boom Formation.- *Belgische Geologische Dienst, Prof. Paper 1992/8, No 258.*
- HORNIBROOK, N. DE B. (1990): *Chiloguembelina cubensis* (PALMER) and *C. ototara* (FINLAY) in New Zealand. *Journ. Foram. Res.*, 20, 368-371.
- HOUBEN, A.J.P., VAN MOURIK, C. A., MONTANARI, A., COCCIONI, R. & BRINKHUIS, H. (2011): The Eocene-Oligocene transition: Changes in sea level, temperature or both. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, doi:10.1016/j.palaeo2011.04.008.
- HOWE, H. V. & WALLACE, W. E. (1932): Foraminifera of the Jackson Eocene at Danville Landing on the Ouachita Catahoula Parish, Louisiana. *Geologica Bulletin (Louisiana)*, 2, 7-118.
- HUBER, B. T. (1991): Paleogene and early Neogene Planktonic Foraminifer Biostratigraphy of Sites 738 and 744, Kerguelen Plateau (Southern Indian Ocean). In: BARRON, J., LARSEN, B. et al.: *Proceed. Ocean Drilling. Program, Scient. Res.*, 119, 427-449.
- HUBER, B. T. & QUILLÉVÉRÉ, F. (2005): Revised Paleogene Planktonic Foraminiferal biozonation for the Austral Realm. *Journ. Foram. Res.*, 35, 299-314.
- HUBER, B. T., OLSSON, R. K. & PEARSON, P. N. (2006): Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Eocene microperforate planktonic foraminifera (*Jenkinsina*, *Cassigerinelloita*, *Chiloguembelina*, *Streptochilus*, *Zeauvigerina*, *Tenuitella*, and *Cassigerinella*) and *Problematica (Dipsidripella)*. In: PEARSON, P. N., OLSSON, R. K., HUBER, B. T., HEMLEBEN, C. & BERGGREN, W. A.: *Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera. Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ.*, 41, 461-507
- İŞİK, U. & HAKYEMEZ, A. (2011): Integradet Oligocene-Lower Miocene Larger and Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Kahramanmaraş Basin (Southern Anatolia, Turkey). *Turkish Journ. Earth Scienc.*, 20, 185-212.
- JENKINS, D. Gr. (1960): Planktonic foraminifera from the Lakes Entrance oil shaft, Victoria, Australia. *Micropaleontology*, 6, 345-371.
- JENKINS, D. Gr. (1966): Planktonic Foraminiferal zones and new taxa from the Danian to lower Miocene of New Zealand. *N.Z.J. Geol. Geophys.*, 8, 1088-1126.
- JENKINS, D. Gr. (1971): New Zealand Cenozoic Planktonic Foraminifera. *New Zealand Geol. Survey, Paleontologic. Bull.*, 21.
- JENKINS, D. Gr. (1977): *Guembelitra aff. stavenensis* BANDY, a paleoceanographic marker of the Initiation of the circum-Antarctic current and the opening of the Drake Passage. In: KENNETT, J. P.: *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project*, 29, 687-693.
- JENKINS, D. Gr. (1978): *Guembelitra samwelli* JENKINS, a new species from the Oligocene of the Southern Hemisphere. *Journ. Foram. Res.*, 8, 132-137.
- JENKINS, D. GR., WHITTAKER, J. E. & CURRY, D. (1998): Palaeogene triserial planktonic foraminifera. *Journ. Micropal.*, 17, 61-70.
- JONES, T. D., BOWN, P. R., PEARSON, N. P., WADE, B. S., COXALL, H. K. & LEAR, C. H. (2008): Major shifts in calcareous phytoplankton assemblages through the Eocene-Oligocene transition of Tanzania and their implications for low-latitude primary production. *Paleoceanography*, 23: doi:10.1029/2008PA001640.
- KANEPS, A. G. (1975): Cenozoic planktonic foraminifera from Antarctic Deep-Sea sediments, Leg 28, DSDP. In: *Init. Rep. Deep Sea Drill. Project*, 28, 573-583.
- KELLER, G. (1985): Eocene and Oligocene stratigraphy and erosional unconformities in the Gulf of Mexico and Gulf coast. *Journ. of Paleontology*, 59, 882-903.
- KELLER, G., MACLEOD, N. & BARRERA, E. (1992): Eocene-Oligocene faunal turnover in planktic foraminifera, and Antarctic glaciation. In: PROTHERO, D. R. & BERGGREN, W. (eds.): *Eocene-Oligocene climatic and biotic evolution. New Jersey*, 218-244.
- KELLY, D. C., NORRIS, R. D. & ZACHOS, J. C. (2003): Deciphering the paleoceanographic significance of Early Oligocene Braarudosphaera chalks in the South Atlantic. *Marine*

- Micropal., 49, 49-63.
- KIESEL, Y. (1962): Die oligozänen Foraminiferen der Tiefbohrung Dobbertin (Mecklenburg) (Ein Beitrag zur Feinstratigraphie des mitteleuropäischen Rupels). Freiburger Forschungsheft, C 122.
- KIESEL, Y. (1970): Die Foraminiferenfauna der paläozänen und eozänen Schichtenfolge der Deutschen Demokratischen Republik. Paläontologische Abhandl. (Berlin), Abt. A IV, 2, 165-394.
- KIESEL, Y. & LOTSCH, D. (1963): Zur Mikrofauna des südbrandenburgischen Obereozän. Beiheft zur Zeitschr. Geologie, 38.
- KIESEL, Y., LOTSCH, D. & TRÜMPER, E. (1969): Planktonic foraminifera from the Oligo/Miocene of the German Democratic Republic (GDR).- Proc. 1. Int. Conf. Plankton. Microfoss., Genève 1969, 439-443.
- KING, C. (1989): Cenozoic of the North Sea. In: JENKINS, D. G. & MURRAY, J. W. (eds.): Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera, 418-489.
- KÖTHE, A. (1986): Kalkiges Nannoplankton aus dem Paläogen Nordwestdeutschlands. Geol. Jb. (Hannover), A89, 3-114.
- KÖTHE, A. (1990): Palaeogene Dinoflagellates from Northwest Germany – Biostratigraphy and Palaeoenvironment. Geol. Jb. (Hannover), A118, 1-111.
- KÖTHE, A. (1994): Kalk-Nannoplankton- und Dinozysten-Untersuchungen an eozänen und oligozänen Kernproben der Bohrungen BKB 283 und BKB 284 bei Emmerstedt, ca. 4 km NW von Helmstedt. Bundesanst. Geowiss. und Rohstoffe Hannover. Archiv-Nummer: 11 23 05.
- KÖTHE, A. (2005): Korrelation der Dinozysten-Zonen mit anderen biostratigraphisch wichtigen Zonierungen im Tertiär Nordeutschlands. Revue Paléobiol., Genève, 24, 697-718.
- KÖTHE, A. (2009): Calcareous Nannoplankton and Dinoflagellate Cysts Paleogene biostratigraphy of the Loburg I/90 cored borehole (Saxony-Anhalt, central Germany). Z. geol. Wiss., Berlin, 37, 381-425.
- KÖTHE, A., WEISS, W. & ZWIRNER, R. (2002): Die oligozäne und miozäne Schichtenfolge im mittleren Teil der Salzstruktur Gorleben-Rambow.- Brandenburgische Geowiss. Beitr., 9, 17-31.
- KÖTHE, A., HOFFMANN, N. KRULL, P., ZIRNGAST, M. & ZWIRNER, R. (2007): Geology of the overburden and adjoining rock of the Gorleben salt dome. Description of the Gorleben site. Part 2. Bundesanst. Geowiss. und Rohstoffe Hannover.
- KRASHENINNIKOV, V. A. & PFLAUMANN, U. (1978): Zonal stratigraphy and planktonic foraminifers of Paleogene deposits of the Atlantic Ocean to the West of Africa (Deep Sea Drilling Project, Leg 41). In: LANCELOT, Y., SEIBOLD et al.: Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, XLI, 581-612.
- KRASHENINNIKOV, V.A. & BASOV, I. A. (1983): Cenozoic planktonic foraminifers of the Falkland Plateau and Argentine Basin, Deep Sea Drilling Project Leg 71. In: LUDWIG, W. J., KRASHENINNIKOV, V.A. et al.: Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, 71, 821-858.
- KRASHENINNIKOV, V. A., GRIGORIAN, S. M., MARTIROSIAN, JU. A., PTUCHIAN, A. E., ZAPORDSHETS, N.I. (1986): Section Landzhar (USSR, South Armenia). In: POMEROL, C. & PREMOLI SILVA, I.: Terminal Eocene events. Developm. in Palaeont. and Stratigr., 9, 133-136.
- KRUTZSCH, W. (2008): Die Bedeutung der fossilen Pollengattung *Mediocolpopollis* KRUTZSCH 1959 (fam. Santalaceae) für die Gliederung des Obereozän im mitteleuropäischen Ästuar. Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Beiheft 25.
- KRUTZSCH, W. (2011): Stratigraphie und Klima des Paläogens im Mitteldeutschen Ästuar im Vergleich zur marinen nördlichen Umrahmung. Z. dt. Ges. Geowiss., 162/1, 19-46.
- LEAR, C. H., BAILEY, T. R. PEARSON, P. N., COXALL, H. K. & ROSENTHAL, Y. (2008): Cooling and ice growth across the Eocene-Oligocene transition. Geology, 36, 251-254.
- LECKIE, R. M., FARNHAM, C., & SCHMIDT, M. G. (1993): Oligocene planktonic foraminifer biostratigraphy of Hole 803D (Ontong Java Plateau) and Hole 628A (Little Bahama Bank), and comparison with the southern high latitudes. In: BERGER, W. H. & Kroenke, L. W. et al.: Proceed. Ocean Drilling Program, Scient. Results, 130, 113-136.
- LI QIANYU (1987): Origin, phylogenetic development and systematic taxonomy of the *Tenuitella plexus* (Globigerinitidae, Globigerinina). Journ. Foram. Res., 17, 298-320.

- LI QIANYU & RADFORD, S. S. (1991): Evolution and biogeography of Paleogene microperforate planktonic foraminifera. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 83, 87-115.
- LI QIANYU, RADFORD, S. S. & F. T. BANNER (1992): Distribution of microperforate tenuitellinid planktonic foraminifera in Holes 747A and 749B, Kerguelen Plateau. In: WISE, S. W. JR., SCHLICH, R. et al.: *Proceed. Ocean Drilling Program, Scient. Results*, 120, 569-594.
- LI QIANYU, MCGOWRAN, B. & BOERSMA, A. (1995): Early Palaeocene *Parvularugoglobigerina* and late Eocene *Praetenuitella*: does evolutionary convergence imply similar habitat? *Journ. Micropal.*, 14, 119-134.
- LI QIANYU, ZHIMIN JIAN & XIN SU (2005): Late Oligocene rapid transformations in the South China Sea. *Marine Micropal.*, 54, 5-25.
- LOTSCH, D., unter Mitarbeit von KRUTZSCH, W., MAI, D., KIESEL, Y. & LAZAR, E. (1969): Stratigraphisches Korrelationsschema für das Tertiär der Deutschen Demokratischen Republik. *Abhandl. Zentral. Geolog. Institut*, 12, Berlin.
- LUCIANI, V., GIUSBERTI, L., AGNINI, C., FORNACIARI, E. RIO, D., SPOFFORTH, D. J. A., & PÄLIKE, H. (2010): Ecological and evolutionary response of Tethyan planktonic foraminifera to the Middle Eocene climatic optimum (MECO) from the Alano section (NE Italy). *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, doi:10.1016/j.palaeo.201003.029.
- LUKASHINA, N. P. (2010): The Southern Baltic Seas in the Paleogene according to the Study of the Foraminifera. *Oceanology*, 50, 386-396.
- MACLEOD, N. (1990): Effects of late Eocene impacts on planktic foraminifera. In: SHARPTON, V. L. & WARD, P. D. (eds.): *Global catastrophes in Earth history; An interdisciplinary conference on impacts, volcanism, and mass mortality*. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 247, 595-606.
- MACLEOD, N., KELLER, G. & KITCHELL, A. (1990): Progenesis in Late Eocene populations of *Subbotina linaperta* (Foraminifera) from the western Atlantic. *Marine Micropal.*, 16, 219-240.
- MALUMIÁN, N., JANNOU, G. & NÁÑEZ, C. (2009): Serial planktonic foraminifera from the Paleogene of the Tierra del Fuego Island, South America. *Journ. Forum. Res.*, 39, 316-321.
- MANCIN, N., PIRINI, C., BICCHI, E., FERRERO, E. & VALLERI, G. (2003): Middle Eocene to Middle Miocene planktonic foraminiferal biostratigraphy for internal basins (Monferrato and northern Appennines, Italy). *Micropaleontology*, 49: 341-358.
- MARKS, P. & VAN VESSEM, E. J. (1971): Foraminifera from the Silberberg Formation ("Lower Oligocene") at Silberberg, near Helmstedt (Germany). *Paläont. Z.*, 45, 53-68.
- MCGOWRAN, B. (2009): The Australo-Antarctic Gulf and the Auversian facies shift. In: KOEBERL, C. & MONTANARI, A. (eds.): *The Late Eocene Earth-Hothouse, Icehouse, and Impacts*. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 452, 215-240.
- MILLER, K. G., BROWNING, J. V., AUBRY, M.-P., KATZ, M. E., KULPECZ, A. A., WRIGHT, J. D. (2008): Eocene-Oligocene global climate and sea-level changes: St. Stephans Quarry, Alabama. *Geol. Soc. America Bull.*, 120, 34-53.
- MILLER, K. G., WRIGHT, J. D., KATZ, M., WADE, B., BROWNING, J. V., CRAMER, B. S. & ROSENTHAL, Y. (2009): Climate threshold at the Eocene-Oligocene transition: Antarctic ice sheet influence on ocean circulation. In: KOEBEL, C. & MONTANARI, A. (eds.): *The Late Eocene Earth-Hothouse, Icehouse, and Impacts*. *Geol. Soc. Amer., Spec. Paper*, 452, 169-178.
- MJATLJUK, Je. V. (1970): Foraminifery flišových otlošenii vostočnych karpát. *Trudy VNIGRI*, vyp. 282. Leningrad.
- MOLINA, E. (1986): Description and biostratigraphy of the main reference section of the Eocene/Oligocene boundary in Spain: Fuente Caldera section. In: POMEROL, C. & PREMOLI SILVA, I. (eds.): *Terminal Eocene events. Development in Palaeontology and Stratigr.*, 9, 53-63.
- MOLINA, E., GONZALVO, C. & KELLER, G. (1993): The Eocene-Oligocene planktic foraminiferal transition: extinctions, impacts and hiatuses. *Geol. Mag.*, 130, 483-499.
- MOLINA, E., GONZALVO, C., ORTIZ, S., CRUZ, L. E. (2006): Foraminiferal turnover across the Eocene-Oligocene transition at Fuente Caldera, southern Spain: No cause-effect relationship between meteorite impacts and extinctions. *Marine Micropal.*, 58, 270-286.
- VAN MOURIK, C. A.: *The greenhouse-Icehouse transition: a dinoflagellate perspective*. *Diss. Univ. Stockholm*, 2006.
- VAN MOURIK, C. A. & BRINKHUIS, H. (2005): The Massignano Eocene-Oligocene golden Spike section revisited. *Stratigraphy*, 2, 13-23.

- MÜLLER, A. (2008): Obereozäne bis oligozäne marine Faunen Mitteldeutschlands - eine Übersicht. Mit einer lithostratigrafischen Neugliederung des Unteroligozäns im Südraum Leipzig. Z.d.t. Ges. Geowiss., 159/1, 23-79.
- NISHI, H. (1992): Planktonic foraminiferal biostratigraphy of middle Eocene to early Oligocene rocks in Southern Kyushu, Japan. In: Ishizaki, K. and Saito, T. (eds.): Centenary of Japanese Micropaleontology, 143-174.
- NOCCHI, M., PARISI, G., MONACO, P., MONECHI, S., MADILE, M., NAPOLEONE, G., RIPEPE, M., ORLANDO, M., PREMOLI SILVA, I., BICE, D. M. (1986): The Eocene-Oligocene boundary in the Umbrian pelagic sequences, Italy. In: POMEROL, C. & PREMOLI SILVA, I. (eds.): Terminal Eocene events. Developm. in Palaeont. and Stratigr., 9, 25-40.
- NOCCHI, M., AMICI, E. & PREMOLI SILVA, I. (1991): Planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoenvironmental interpretation of Paleogene faunas from the Subantarctic transect, Leg 114. In: CIESIELSKI, P. E., KRISTOFFERSEN, Y. et al.: Proceed. Ocean. Drilling Program., Scient. Res., 114, 233-279.
- NUGLISCH, K. & SPIEGLER, D. (1991): Die Foraminiferen der Typ-Lokalität Latdorf (Nord-Deutschland, Unter-Oligozän). Geol. Jb. (Hannover), A128, 179-229.
- OLSSON, R. K., PEARSON, P. N. & HUBER, B. T. (2006a): Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Eocene *Catpsydrax*, *Globorotaloides*, *Guembeltrioides*, *Paragloborotalia*, *Parasubbotina*, and *Pseudoglobigerinella* n. gen. In: PEARSON, P. N., OLSSON, R. K., HUBER, B. T., HEMLEBEN, C. & BERGGREN, W. A.: Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera. Cushman Found. Foraminifera. Spec. Publ., 41, 67-110.
- OLSSON, R. K., HEMLEBEN, C., HUBER, B. T. & BERGGREN, W. A. (2006b): Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Eocene *Globigerina*, *Globoturborotalita*, *Subbotina*, and *Turborotalita*. In: PEARSON, P. N., OLSSON, R. K., HUBER, B. T., HEMLEBEN, C. & BERGGREN, W. A.: Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera. Cushman Found. Foraminifera. Spec. Publ., 41, 111-168.
- OLSSON, R. K. & HEMLEBEN, CHR. (2006c): Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Eocene *Globanomalina*, *Planoglobanomalina* n. gen. and *Pseudohastigerina*. In: PEARSON, P. N., OLSSON, R. K., HUBER, B. T., HEMLEBEN, C. & BERGGREN, W. A.: Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera. Cushman Found. Foraminifera. Spec. Publ., 41, 413-432.
- OLSZEWSKA, B. (1983): Przyczynek do znajomości otwornic planktonicznych z podmenilitowych margli globigerinowych polskich Karpat zewnętrznych. Kwart. Geologiczny, 27, 547-570.
- OLSZEWSKA, B. (1985): Otwornice warstw menilitowych polskich karpatach zewnętrznych. Ann. Soc. Geolog. Polon., 55, 201-250.
- OLSZEWSKA, B. (1997): Foraminiferal biostratigraphy of the Polish outer Carpathians: A record of Basin Geohistory. Ann. Soc. Geolog. Polon., 67, 325-337.
- OLSZEWSKA, B. (1998): The Oligocene of the Polish Carpathians. In: CÍCHA, I., RÖGL, F., RUPP, C. & CTYROKA, J.: Oligocene-Miocene foraminifera of the Central Paratethys. Abh. Senckenb. Naturforsch. Ges., 549, 23-28.
- ÖZDIKMEN, H. (2009): Substitute names for some unicellular animal taxa (Protozoa). Mun. Ent. Zool., 4, 233-256.
- PARISI, G., GUERRERA, F., MADILE, M., MAGNONI, G., MONACO, S. & NOCCHI, M. (1988): Middle Eocene to early Oligocene calcareous nannofossil and foraminiferal biostratigraphy in the Monte Cagnero Section, Piobiccio (Italy). In: PARISI, G. et al.: Int. Subcomm. Paleog. Strat. E/O Meeting, Ancona, Oct. 1987, Spec. Publ., II, 5, 119-135.
- PEARSON, P. N., SHACKLETON, N. J. & HALL, M. A. (1993): Stable isotope paleoecology of middle Eocene planktonic foraminifera and multi-species isotope stratigraphy, DSDP Site 523, South Atlantic. Journ. Foraminif. Res., 23, 123-140.
- PEARSON, P. N. & CHAISSON, W. P. (1997): Late Paleocene to middle Miocene planktonic Foraminifer biostratigraphy of the Ceara Rise. In: SHACKLETON, N. J., CURRY, W. B. et al. (eds.): Proceed. Ocean Drilling Program, Scient. Res., 154, 33-68.
- PEARSON, P. N. & PALMER, M. R. (1999): Middle Eocene Seawater pH and Atmospheric Carbon Dioxide Concentration. Science, 284, 1824-1826.
- PEARSON, P. N., DITCHFIELD, P. W., SINGANO, J., HARCOURT-BROWN, K. G., NICHOLAS, C. J., OLSSON, R. K., SHACKLETON, N. J. & HALL, M. A. (2001): Warm tropical sea surface temperatures

- in the Late Cretaceous and Eocene Epochs. *Nature*, 413, 481-487.
- PEARSON, P. N., OLSSON, R. K., HUBER, B. T., HEMLEBEN, C. & BERGGREN, W. A. (2006a): Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera. *Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ.*, 41.
- PEARSON, P. N., PREMEC-FUCEK, V. AND PREMOLI SILVA, I. (2006b): Taxonomy, Biostratigraphy, and Phylogeny of Eocene Turborotalia. In: PEARSON, P. N., OLSSON, R. K., HUBER, B. T., HEMLEBEN, C. & BERGGREN, W. A.: Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera. *Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ.*, 41, 433-460.
- PEARSON, P. N., McMILLAN, I. K., WADE, B., JONES, T. D., COXALL, H. K., BOWN, P. R. & LEAR, C. H. (2008): Extinction and environmental changes across the Eocene-Oligocene boundary in Tanzania. *Geology*, 36, 179-182.
- PERSICO, D. & VILLA, G. (2004): Eocene-Oligocene calcareous nannofossils from Maud Rise and Kerguelen Plateau (Antarctica): paleoecological and paleoceanographic implications. *Marine Micropal.*, 52, 153-179.
- PIRKENSEER, C., SPEZZAFERRI, S. & BERGER, J.-P. (2010): Palaeoecology and biostratigraphy of the Paleogene Foraminifera from the southern Upper Rhine Graben and the influence of reworked planktonic Foraminifera. *Palaeontographica, Abt. A*, vol. 293, 1-93.
- POORE, R. Z. (1976): Oligocene through quaternary plankton foraminiferal biostratigraphy of the North Atlantic: DSDP Leg 49. In: LUYENDYK, B. P., CANN, J. R., et al. (eds.): *Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, XLIX*, 447-517.
- POORE, R. Z. & BRABB, E. E. (1977): Eocene and Oligocene planktonic foraminifera from the upper Butano Sandstone and Type San Lorenzo Formation, Santa Cruz Mountains, California. *Journ. Foram. Res.*, 7, 249-272.
- POSAMENTIER, H. W., ERSKINE, R. D. & MITCHUM, R. M., jr. (1991): Models for submarine-Fan Deposition within a Sequence-Stratigraphic Framework. In: WEIMER, P. & LINK, M. H. (eds.): *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*, 127-136.
- PREMOLI SILVA, I. & BOERSMA, A. (1988): Atlantic Eocene Planktonic Foraminiferal historical biogeography and paleohydrographic indices. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 67, 315-356.
- PREMOLI SILVA, I., WADE, B. & PEARSON, P. N. (2006): Taxonomy, biostratigraphy, and phylogeny of Globigerinatheka and Orbulinoides. In: PEARSON, P. N., OLSSON, R. K., HUBER, B. T., HEMLEBEN, C. & BERGGREN, W. A.: Atlas of Eocene Planktonic Foraminifera. *Cushman Found. Foram. Res., Spec. Publ.*, 41, 169-212.
- RADFORD, S. S. & LI QIANYU (1992): Eocene-Miocene high latitude biostratigraphy. In: HAILWOOD, E. A. & KIDD, R. B. (eds.): *High Resolution Stratigraphy*. *Geolog. Soc. (London), Spec. Publ.*, 70, 131-136.
- RAJU, D. S. N. (1971): Upper Eocene to Early Miocene Planktonic Foraminifera from the Subsurface Sediments in Cauvery Basin, South India. *Jahrbuch Geol. BA (Wien), Sdb.* 17, 7-68.
- RESIG, J. M. (1993): Cenozoic stratigraphy and paleoceanography of biserial Planktonic Foraminifers, Ontong Plateau. In: Berger, W. H., Kroenke, L. W. et al. (eds.): *Proceed. Ocean Drilling Program, Scient. Res.*, 130, 231-244.
- RINCÓN, D. A., ARENAS, J. E., CUARTAS, C. H., CÁRDENAS, A. L., MOLINARES, C. E., CAICEDO, C. & JARAMILLO, C. (2007): Eocene-Pliocene planktonic foraminifera biostratigraphy from the continental margin of the southwest Caribbean. *Stratigraphy*, 4, 261-311.
- RÖGL, F. (1994): *Globigerina ciperoensis* (Foraminiferida) in the Oligocene and Miocene of the Central Paratethys. *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 96A, 133-159.
- RÖGL, F. (1998): Oligocene-Miocene foraminifera of the Central Paratethys. Systematics and Taxonomy. *Taxonomical Index*. In: CÍCHA, I., RÖGL, F., RUPP, C. & CTYROKA, J.: *Oligocene-Miocene foraminifera of the Central Paratethys*. In: *Abh. Senckenberg. Naturf. Ges.*, 549, 78-311.
- RÖGL, F. & SPEZZAFERRI, S. (2003): Foraminiferal paleoecology and biostratigraphy of the Mühlbach section (Gaindorf Formation, Lower Badenian), Lower Austria. *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 104 A, 23-75.
- SAITO, Ts., HILLMAN, N. S. & JANAL, M. J. (eds.) (1976/1979): *Catalogue of planktonic Foraminifera. Paleogene*. *Amer. Mus. Nat. Hist., Spec. Publ.*
- SALAJ, J. & SAMUEL, O. (1984): Microbiostratigraphical division of West-Carpathian Mesozoic and Paleogene. *Západné Karpaty, ser. paleont.*, 9, 11-71.
- SAMUEL, O. (1972): Planktonic Foraminifera from

- the Eocene in the Bakony mountains (Hungary). Zborn. geolog. vied., Západné karpáty, rad ZK, 17, 165-215.
- SAMUEL, O. (1975): Foraminifera of Upper Priabonian from Lúbietová (Slovakia). Západné Karpáty, sér. paleont. 1, 111-176.
- SAMUEL, O. (1990): Foraminifers and microbiostratigraphy of Central-Carpathian Paleogene of Bánovská kotlina depression. Západné Karpáty, sér. paleont., 14, 11-20.
- SAMUEL, O. & SALAJ, J. (1968): Microbiostratigraphy and Foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. Bratislava.
- SCARPA, R. & MALUMIÁN, N. (2008): Foraminíferos del Oligoceno inferior de los Andes Fueguinos, Argentina: su significado tectónico-ambiental. *Ameghiniana*, 45, 361-376.
- SCHJØLER, P., ANDSBJERG, J., CLAUSEN, O. R., DAM, G., DYBKJÆR, K. et al. (2007): Lithostratigraphy of the Palaeogene – lower Neogene succession of the Danish North Sea. *Geolog. Surv. Denm. and Greenland* 12, 5-77.
- SCHMIDT, D. (2002): Size variability in planktic foraminifers. - Diss. ETH Zürich, 2002.
- SCHMIDT, D., THIERSTEIN, H. R. & BOLLMANN, J. (2004): The evolutionary history of size variation of planktonic foraminiferal assemblages in the Cenozoic. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 212, 159-180.
- SCHUDACK, M. & NUGLISCH, K. (2000): Unilokulare Lageniden aus dem Oligozän Sachsen-Anhalts (Mitteldeutschland). *Hallesches Jahrb. Geowiss., B* 22, 105-139.
- SCHUDACK, M. & NUGLISCH, K. (2004): Agglutinierende Foraminiferen aus dem Unter-Oligozän Sachsen-Anhalts (Mitteldeutschland). *Hallesches Jahrb. Geowiss., B* 26, 63-103.
- SCHUDACK, M. & NUGLISCH, K. (2005): Benthosforaminiferen aus dem Unteroligozän der Bohrung Loburg 1/90 (Sachsen-Anhalt, Mitteldeutschland). *Hallesches Jahrb. Geowiss., B* 27, 53-117.
- SCHUDACK, M. & NUGLISCH, K. (2006): Istopenuntersuchungen an Foraminiferen aus dem Unteroligozän der Bohrung Loburg 1/90 (Mitteldeutschland, Sachsen-Anhalt). *Hallesches Jahrb. Geowiss., B* 28, 93-156.
- SCHUDACK, M. & NUGLISCH, K. (2007): Milioliden, Polymorphiniden, Bolivinen und Uvigerinen aus dem Unteroligozän der Bohrung Loburg 1/90 (Sachsen-Anhalt, Mitteldeutschland). *Hallesches Jahrb. Geowiss., B* 29, 11-77.
- SEXTON, PH. F., WILSON, P. A. & PEARSON, P. N. (2006): Palaeoecology of late middle Eocene planktic foraminifera and evolutionary implications. *Marine Micropal.*, 60, 1-16.
- VAN SIMAEYS, ST., DE MAN, E., VANDENBERGHE, N., BRINKHUIS, H., STEURBAU, E. (2004): Stratigraphic and palaeoenvironmental analysis of the Rupelian-Chattian transition in the type region: evidence from dinoflagellate cysts, foraminifera and calcareous nannofossils. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 208, 31-58.
- VAN SIMAEYS, ST., DE MAN, E. & VANDENBERGHE, N. (2007): Re-assessment of the new geological map of Belgium: Earliest Oligocene Dinoflagellate cyst-based ages in the Leuven Area (Sheet 24 Aarschot). *Geologica Belgica*, 10/1, 39-46.
- SLUIJS, A., PROSS, J. & BRINKHUIS, H. (2005): From greenhouse to icehouse; organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene. *Earth-Science Rev.*, 68, 281-315.
- SNYDER, S. W. & WATERS, V. J. (1985): Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Goban Spur region, Deep Sea Drilling Project Leg 80. In: GRACIANSKY, P. C. DE, POAG, C, W. et al.: *Init. Rep. Deep Sea Drill. Project*, 80, 439-472.
- SOTÁK, J. (2010): Paleoenvironmental changes across the Eocene-Oligocene boundary: insights from the Central-Carpathian Paleogene Basin. *Geolog. Carpathica*, 61, 393-418.
- SPERO, H. J., BIJMA, J., LEA, D. W. & BEMIS, BR. E. (1997): Effect of seawater carbonate concentration on foraminiferal carbon and oxygen isotopes. *Nature* 390, 497-500.
- SPEZZAFERRI, S. (1994): Planktonic foraminiferal biostratigraphy and taxonomy of the Oligocene and lower Miocene in the oceanic record. - *Palaeontographica Italica*, 81, 1-187.
- SPEZZAFERRI, S. (1995): Planktonic foraminiferal paleoclimatic implications across the Oligocene-Miocene transition in the oceanic record (Atlantic, Indian and South Pacific). *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 114, 43-74.
- SPEZZAFERRI, S. (1998): Planktonic foraminifer biostratigraphy and paleoenvironmental implications of Leg 152 Sites (East Greenland

- margin). In: Saunders, A. D., Larsen, H. C. & Wise, S. W. jr. (eds): Proceed. Ocean Drilling Program, Scient. Res., 152, 161-189.
- SPEZZAFERRI, S. & PREMOLI SILVA, I. (1991): Oligocene planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoclimatic interpretation from Hole 538A, DSDP Leg 77, Gulf of Mexico. *Palaeogeogr., Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 83: 217-263.
- SPEZZAFERRI, S., BASSO, D. & COCCIONI, R. (2002): Late Eocene planktonic foraminiferal response to an extraterrestrial impact at Massignano GSSP (Northeastern Appennines, Italy). *Journ. Foramin. Res.*, 32, 188-199.
- SPIEGLER, D. (1986): Gliederung des nordwestdeutschen Tertiärs (Paläogen und Neogen) aufgrund von planktonischen Foraminiferen. In: TOBIEN, H. (Coord.): Nordwestdeutschland im Tertiär. Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde, 18, 213-299.
- SPIEGLER, D. (1989): Foraminiferen-Plankton des Tertiär aus der Forschungsbohrung Wursterheide. *Geolog. Jb. (Hannover)*, A 111, 321-351.
- SPIEGLER, D. & BIJVANK, G. (1986): Oberflächen-Texturen planktonischer Foraminiferen im Tertiär (Paläogen/Neogen) Nordwestdeutschlands. In: TOBIEN, H. (Coord.): Nordwestdeutschland im Tertiär. Beiträge zur Regionalen Geologie der Erde, 18, 300-309.
- SPIEGLER, D., GRAMANN, F. & VAN DANIELS, C. H. (1988): Planktonic foraminifera: the description of the interregional zonation (NPF zones). *Geolog. Jb. (Hannover)*, A 100, 152-160.
- SRINIVASAN, M. S. & KENNETT, J. P. (1975): The status of *Bolliella*, *Beella*, *Protentella* and related planktonic foraminifera based on surface ultrastructure. *Journ. Foramin. Res.*, 5, 155-165.
- STAINFORTH, R. M., LAMB, J. L., LUTERBACHER, H., BEARD, J. H. & JEEFORDS, R. M. (1975): Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of the index forms. The University of Kansas, Paleont. Contrib., Art. 62.
- STEURBAUT, E. (1992): Integradet stratigraphic analysis of lower Rupelian deposits (Oligocene) in the Belgian Basin. *Ann. Société Géologique Belgique*, 115, 287-306.
- STOTT, L. D. & KENNETT, J. P. (1990): Antarctic paleogene planktonic foraminifer biostratigraphy: ODP Leg 113; Sites 689 and 690.- In: Barker, P. F., Kennett, J. P. et al.: Proceed. Ocean Drilling Program., Scient. Res., 113, 549-569.
- STOTTMEISTER, L. (1996): Der geologische Untergrund im Raum westlich Magdeburg zwischen Irxleben und Welsleben. *Mit. Geol. Sachsen-Anhalt*, 2, 45-70.
- STOVER, L.E. & WILLIAMS, G. L. (1995): A revision of the Paleogene dinoflagellate genera *Areosphaeridium* Eaton 1971 and *Eatonicysta* Stover and Evitt 1978. *Micropaleontology*, 41, 97-141.
- SUBBOTINA, N. N. (1953): Globigerinidy, Chantkeninidy i Globorotaliidae. *Iz kopajemyje foraminifery SSSR. Trudy VNIGRI NS*, vyp. 76, Leningrad, Moskau, 1953.
- SUBBOTINA, N. N., PIŠVANOVA, L. S. & IVANOVA, L. V. (1960): Stratigrafija oligozenovych i miozenovych otlošeni Predkarpatja po foraminiferam. *Trudy VNIGRI*, vyp. 153. Mikrofauna SSSR, Sbornik XI, 5-156.
- SZTRÁKOS, K. (2000): Les foraminifères de l'éocène du Bassin de l'Adour (Aquitaine, France): Biostratigraphie et taxonomie. *Revue de Micropal.*, 43, 71-172.
- TOUMARKINA, M. (1975): Middle and Late Eocene Planktonic foraminifera from the Northwestern Pacific, Leg. 32 of the Deep Sea Drilling Project. In: Larsen, R. L., Moberly, R. et al.: Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, 32, 735-751.
- TOUMARKINE, M. (1978): Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Paleogene of Sites 360 to 364 and the Neogene of Sites 362A, 363, and 364 Leg 40. In: BOLLI, H., M., RYAN, W. B. F. et al.: Initial. Rep. Deep Sea Drilling Project, 40, 679-721.
- TOUMARKINE, M. & BOLLI, H. M. (1970): Évolution de *Globorotalia cerroazulensis* (Cole) dans l'éocène moyen et supérieur de Possagno (Italie). *Revue de Micropal.*, 13, 131-145.
- TOUMARKINE, M. ET BOLLI, H. M. (1975): Foraminifères Planktoniques de l'Eocène Moyen et Supérieur de la Coupe de Possagno. *Schweiz. Paläontol. Abhandl.*, 79, 69-185.
- TOUMARKINA, M & LUTERBACHER, H. (1985): Paleocene and Eocene planktic foraminifera. In: BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K. (eds.): *Plankton Stratigraphy*, 87-154.
- VANDENBERGHE, N., BRINKHUIS, H. & STEURBAUT, E. (2003): The Eocene/Oligocene boundary in the North Sea Area: A Sequence Stratigraphic Approach. In: PROTHERO, D., R., IVANY, L. & NESBITT, E.(eds.): *From greenhouse to icehouse: The marine Eocene-Oligocene Transition*, 419-437.

- VASÍČEK, M. (1951): Representatives of the Genus *Hantkenina* in the Paleogene of Moravia. *Sborník Geolog. Survey of Czechoslovakia*, XVIII, 101-128.
- VILLA, G., FIORONI, C., PEA, L., BOHATY, S. & PER-SICO, D. (2008): Middle Eocene – late Oligocene climate variability: calcareous nannofossil response at Kerguelen Plateau, Site 748. *Marine Micropal.*, 69, 173-192.
- WADE, B. S. (2004): Planktonic foraminiferal biostratigraphy and mechanisms in the extinction of *Morozovella* in the late middle Eocene. *Marine Micropal.*, 51, 23-38.
- WADE, B. S. & PÄLIKE, H. (2004): Oligocene climate dynamics. *Paleoceanography*, 19, doi.10.1029/2004PA001042.
- WADE, B. S., BERGGREN, W. A., OLSSON, R. K. (2007): The biostratigraphy and paleobiology of Oligocene planktonic foraminifera from the equatorial Pacific Ocean (ODP Site 1218). *Marine Micropal.*, 62, 167-179.
- WADE, B. S., PEARSON, P. N. (2008): Planktonic foraminiferal turnover, diversity fluctuations and geochemical signals across the Eocene/Oligocene boundary in Tanzania. *Marine Micropal.*, 68, 244-255.
- WADE, B. S. & OLSSON, R. K. (2009): Investigation of pre-extinction dwarfing in Cenozoic planktonic foraminifera. *Palaeogeogr., Palaeoclim. Palaeoec.*, 284, 39-46.
- WADE, B. S., PERSON, P. N., BERGGREN, W. A. & PÄLIKE, H. (2010): Review and revision of Cenozoic tropical planktonic foraminiferal biostratigraphy and calibration to the Geomagnetic Polarity and Astronomical Time scale. *Earth Science Review*, 104, 111-142.
- WEI, W. & WISE, S. W. (1990): Middle Eocene to Pleistocene calcareous nannofossils recovered by Ocean Drilling Program Leg 113 in the Weddell Sea. In: BARKER, P. F., KENNETT, J. P. et al. (eds.): *Proc. Ocean Drilling. Program, Scient. Res.*, 113, 639-660.
- WILSON, B. (2005): Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy and Paleo-Ecology of the Brasso Formation (Middle Miocene) at St. Fabian Quarry, Trinidad, West Indies. *Caribbean Journ. Science*, 41, 797-803.
- XIAO, W., WANG, R. & CHENG, X. (2011): Stable oxygen and carbon isotopes from the planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* in the Western Arctic surface sediments: Implications for water mass distribution. *Advances in Polar Science*, 22, 205-214.
- ZAKREVSKEYA, E., STUPIN, S. & BUGROVA, E. (2009): Biostratigraphy of larger foraminifera in the Eocene (upper Ypresian-lower Bartonian) sequences of the Southern Slope of the Western Caucasus (Russia, NE Black Sea). Correlation with regional and standard planktonic foraminiferal zones. *Geologica Acta*, 7, 259-279.
- ZAKREVSKEYA, E., BENIAMOVSKY, V., LESS, G. & BÁLDI-BEKE, M. (2011): Integrated Biostratigraphy of Eocene Deposits in the Gubs Section (Northern Caucasus) with special attention to the Ypresian/Lutetian Boundary and to the Peritethyan-Tethyan Correlation. *Turkish Journ. Earth. Scienc.*, 20, 753-792.
- VAN DER ZWAAN, G. J., JORISSEN, F. J. & DE STIGTER, H. C. (1996): The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios. Constraints and applications. In: *Recent and fossil benthic foraminifera in the Adriatic Sea: distribution patterns in relation to organic carbon flux and oxygen concentration at the sea bed. Geologica ultraiectina*, 144, 15-37.

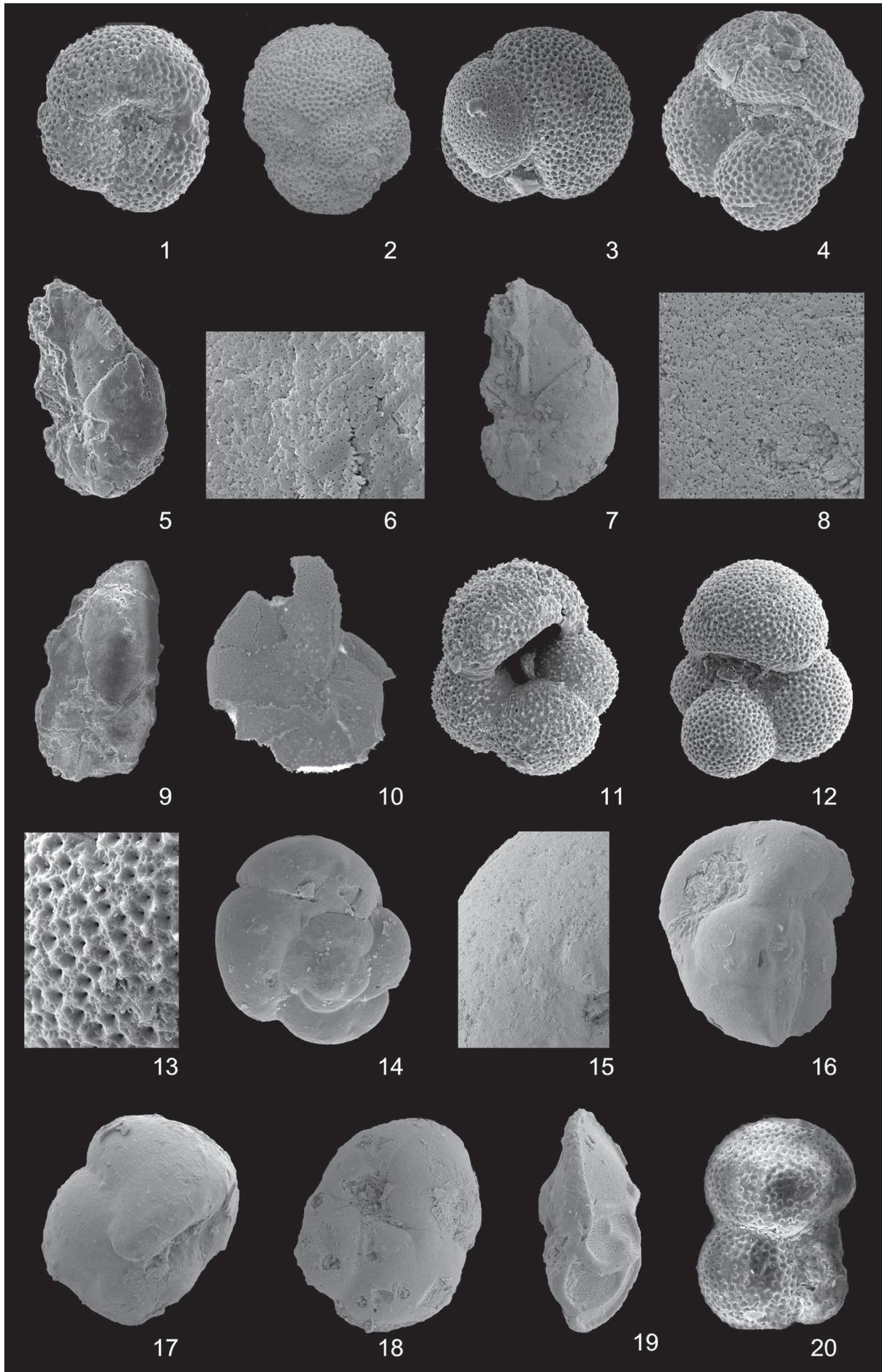
7. Dank

Für die Überlassung des Materials, die Einleitung der Untersuchungen und anregende Diskussionen danken die Autoren herzlich dem Bearbeiter der Bohrung Loburg 1/90 Herrn Dipl. Geol. Dr. I BURCHARDT (†). Die umfangreichen Aufbereitungs- und Auslesearbeiten führte dankenswerterweise Frau PLÖTZ (ehemals Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Halle/S.) aus. Für die zahlreichen REM-Aufnahmen sei Frau Dipl. Geol. S. WALTHER und Herrn Dr. T. J. DEGEN, beide Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, ganz herzlich gedankt. Ohne ihre bereitwillige Unterstützung wäre die Fertigstellung der Arbeit nicht möglich gewesen. Gedankt sei auch den Herren J. JEVERS und J. KOSCH, Freie Universität Berlin, für die Anfertigung weiterer REM-Aufnahmen sowie die Erstellung der Diagramme. Schließlich danken die Autoren dem Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt Halle für die Überlassung des Materials sowie der Deutschen Forschungsgemeinschaft für finanzielle Unterstützung.

Tafel I

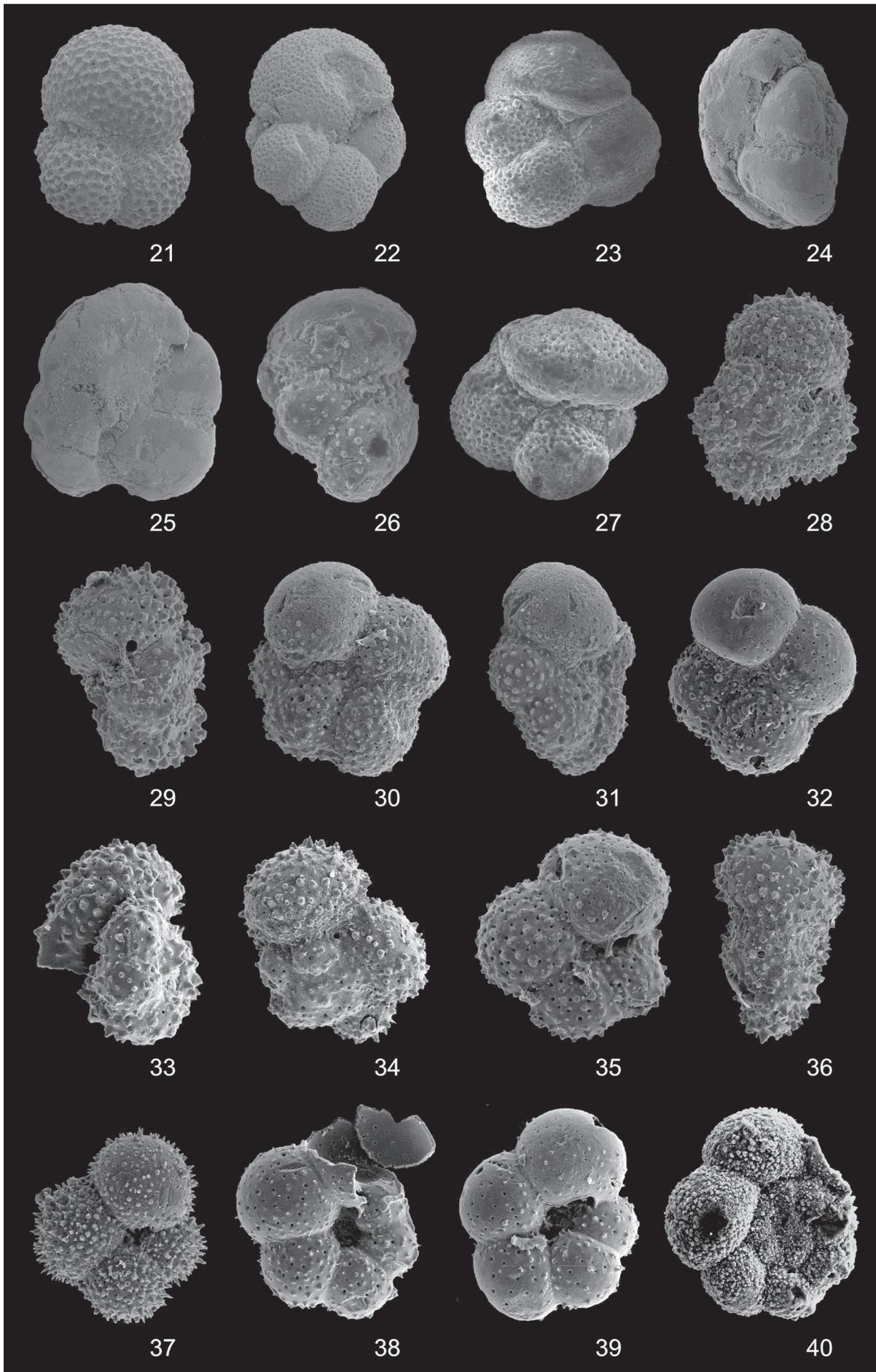
D: größter Durchmesser, L: Länge, B: Bildbreite, alle Angaben in μm

- 1: *Globigerinatheka index* (FINLAY, 1939) D 267
- 2: *Globigerinatheka index* (FINLAY, 1939) D 400
- 3: *Globigerinatheka semiinvoluta* (KEIJZER, 1945) D 350
- 4: *Globigerinatheka* sp. D 220
- 5: *Hantkenina* cf. *dumblei* WEINZIERL & APPLIN, 1929 L 422
- 6: *Hantkenina* cf. *dumblei* WEINZIERL & APPLIN, 1929 B 22
- 7: *Hantkenina* cf. *dumblei* WEINZIERL & APPLIN, 1929 L 443
- 8: *Hantkenina* cf. *dumblei* WEINZIERL & APPLIN, 1929 B 35
- 9-10: „*Hantkenina*“ spsp. L 378 D319
- 11: *Turborotalia ampliapertura* (BOLLI, 1957) D 266
- 12: *Turborotalia ampliapertura* (BOLLI, 1957) D 272
- 13: *Turborotalia ampliapertura* (BOLLI, 1957) B 41
- 14: *Turborotalia cerroazulensis* (COLE, 1928) D 113
- 15: *Turborotalia cerroazulensis* (COLE, 1928) B 90
- 16: *Turborotalia cerroazulensis* (COLE, 1928) D 200
- 17: *Turborotalia cerroazulensis* (COLE, 1928) D 170
- 18: *Turborotalia cunialensis* (TOUMARKINE & BOLLI, 1970) D 220
- 19: *Turborotalia cunialensis* (TOUMARKINE & BOLLI, 1970) D 207
- 20: *Turborotalia frontosa* (SUBBOTINA, 1953) D 207



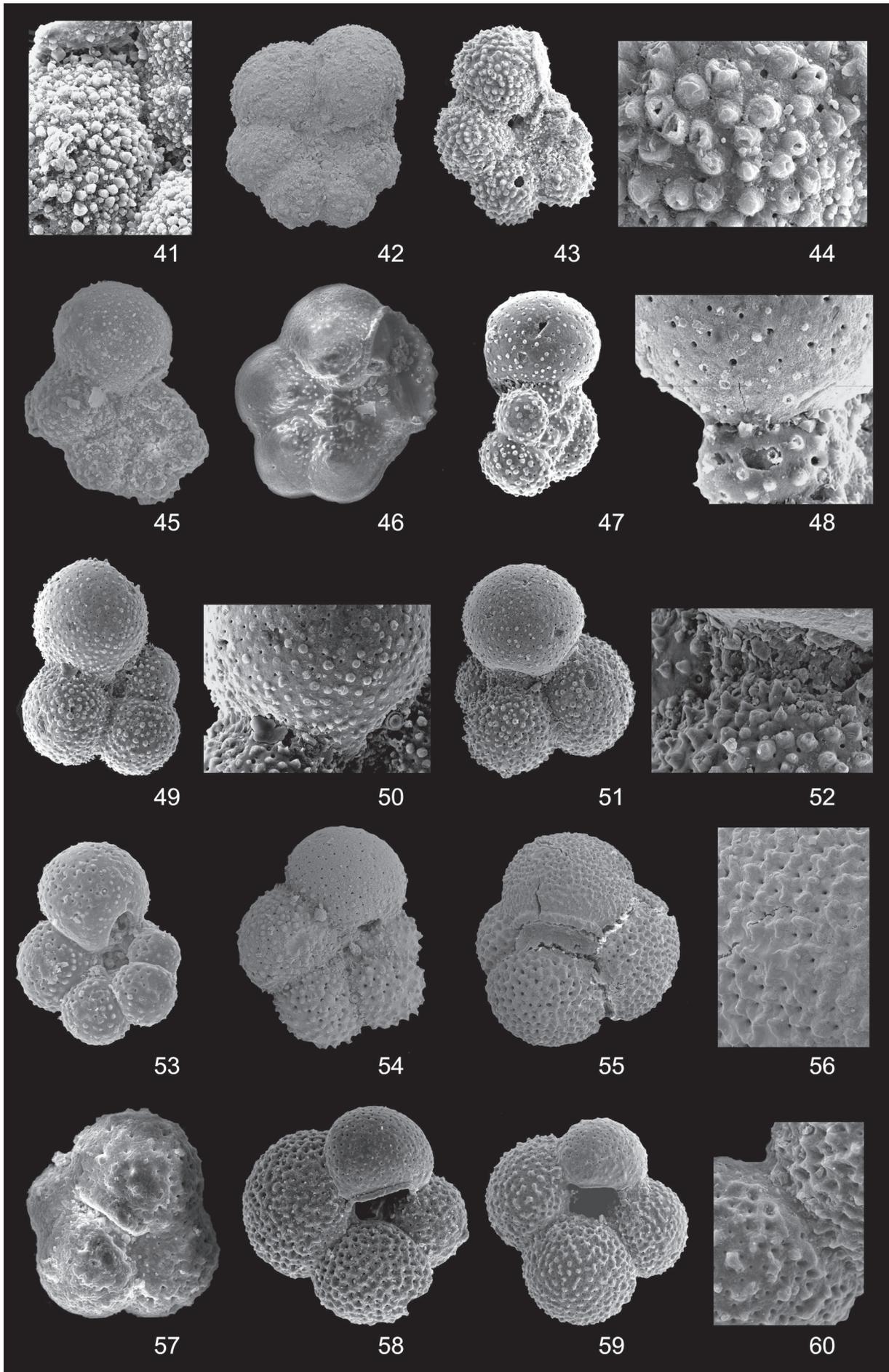
Tafel II

- 21: *Turborotalia frontosa* (SUBBOTINA, 1953) D 215
- 22: *Turborotalia increbescens* (BANDY, 1949) D 266
- 23: *Turborotalia increbescens* (BANDY, 1949) D 186
- 24: *Turborotalia* cf. *cocoaensis* (CUSHMAN, 1928) D 329
- 25: *Turborotalia* cf. *cocoaensis* (CUSHMAN, 1928) D 327
- 26: *Acarinina* cf. *pseudotopilensis* (SUBBOTINA, 1953) D 175
- 27: *Acarinina* cf. *pseudotopilensis* (SUBBOTINA, 1953) D 175
- 28: *Acarinina medizae* (TOUMARKINE & BOLLI, 1975) D 208
- 29: *Acarinina medizae* (TOUMARKINE & BOLLI, 1975) D 155
- 30: *Acarinina medizae* (TOUMARKINE & BOLLI, 1975) D 175
- 31: *Acarinina medizae* (TOUMARKINE & BOLLI, 1975) D 175
- 32: *Acarinina rotundimarginata* (SUBBOTINA, 1953) D 180
- 33: *Acarinina rotundimarginata* (SUBBOTINA, 1953) D 140
- 34: *Acarinina rotundimarginata* (SUBBOTINA, 1953) D 160
- 35: *Acarinina rotundimarginata* (SUBBOTINA, 1953) D 145
- 36: *Acarinina rotundimarginata* (SUBBOTINA, 1953) D 188
- 37: *Dipsidripella danvillensis* (HOWE & WALLACE, 1932) D 207
- 38: *Dipsidripella danvillensis* (HOWE & WALLACE, 1932) D 143
- 39: *Dipsidripella danvillensis* (HOWE & WALLACE, 1932) D 161
- 40: *Dipsidripella liqianyui* HUBER & PEARSON, 2006 D 167



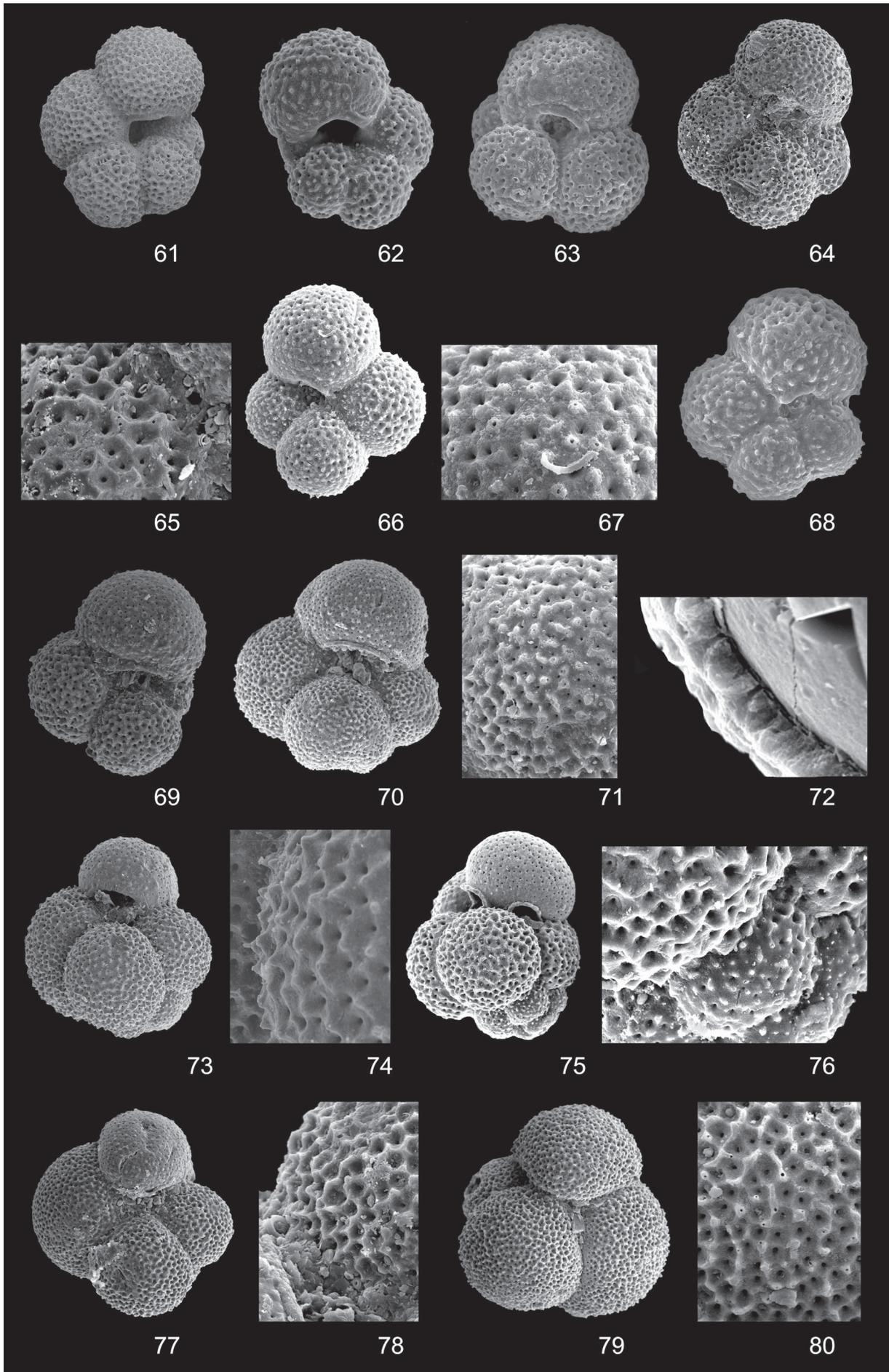
Tafel III

- 41: *Dipsidripella liqianyui* (HUBER AND PEARSON, 2006) B 61
42: *Dipsidripella liqianyui* (HUBER AND PEARSON, 2006) D 169
43: *Dipsidripella liverovskae* (BYKOVA, 1960) D 180
44: *Dipsidripella liverovskae* (BYKOVA, 1960) B 48
45: *Dipsidripella liverovskae* (BYKOVA, 1960) D 167
46: *Dipsidripella neoclemenciae* (LI QIANYU, 1987) D 173
47: *Dipsidripella* sp. 1 D 223
48: *Dipsidripella* sp. 1 B 81
49: *Dipsidripella* sp. 2 D 273
50: *Dipsidripella* sp. 2 B 125
51: *Dipsidripella* sp. 3 D 265
52: *Dipsidripella* sp. 3 B 83
53: *Dipsidripella* sp. 4 D 164
54: *Dipsidripella* cf. *angustiumbilitata* (BOLLI, 1957) D 181
55: *Subbotina angiporoides* (HORNIBROOK, 1965) D 296
56: *Subbotina angiporoides* (HORNIBROOK, 1965) B 125
57: *Subbotina angiporoides* (HORNIBROOK, 1965) D 195
58: *Subbotina angiporoides* sensu SPIEGLER, 1986 D196
59: *Subbotina angiporoides* sensu SPIEGLER, 1986 D 207
60: *Subbotina angiporoides* sensu SPIEGLER, 1986 B 83



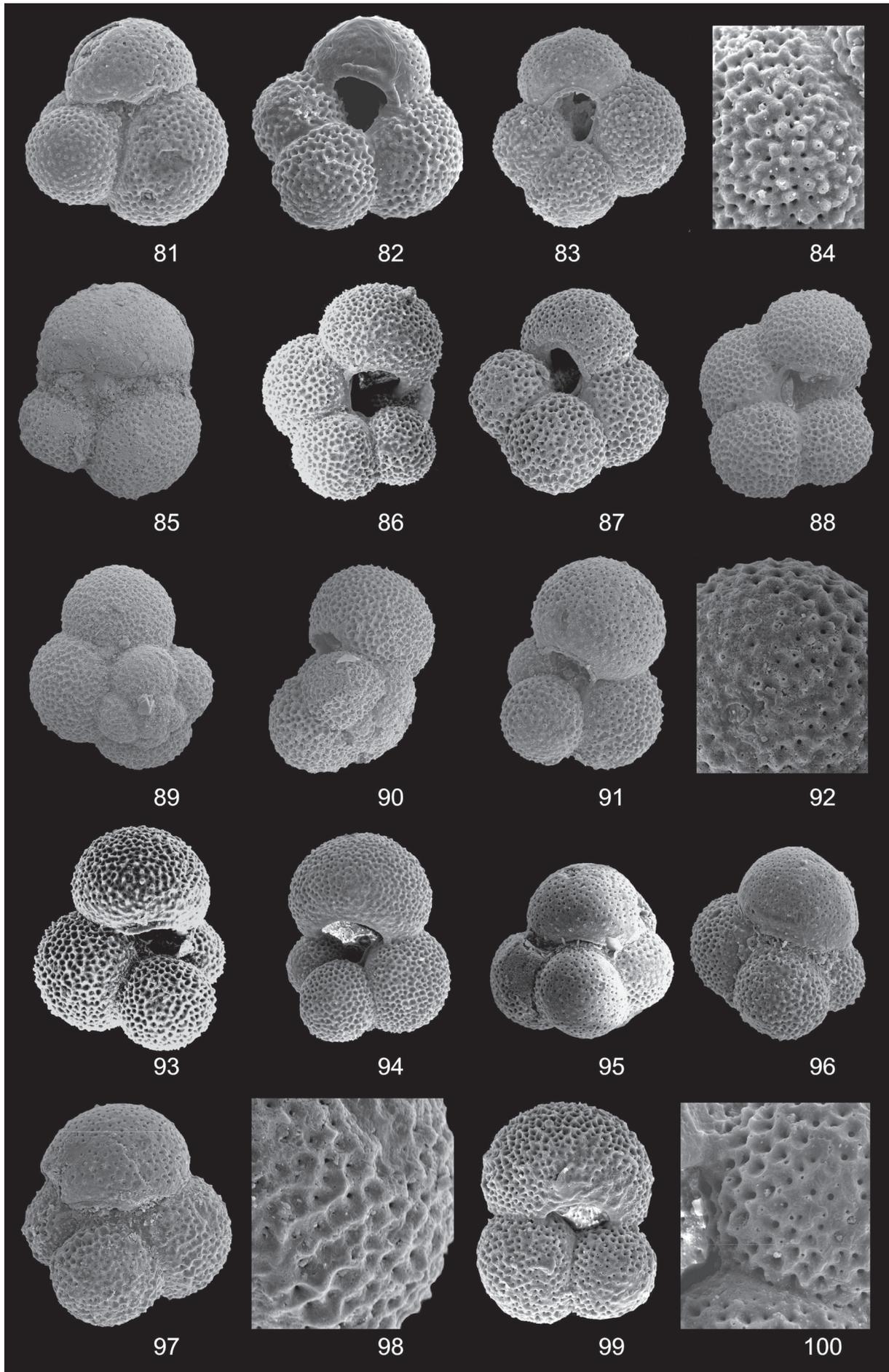
Tafel IV

- 61: *Subbotina* cf. *angulisuturalis* (BOLLI, 1957) D 228
62: *Subbotina* cf. *angulisuturalis* (BOLLI, 1957) D 288
63: *Subbotina brazieri* (JENKINS, 1966) D 147
64: *Subbotina corpulenta* (SUBBOTINA, 1953) D 240
65: *Subbotina corpulenta* (SUBBOTINA, 1953) B 63
66: *Subbotina eocaena* (GÜMBEL, 1868) D 160
67: *Subbotina eocaena* (GÜMBEL, 1868) B 48
68: *Subbotina eocaena* (GÜMBEL, 1868) D 116
69: *Subbotina euapertura* (JENKINS, 1960) D 238
70: *Subbotina euapertura* (JENKINS, 1960) D 236
71: *Subbotina euapertura* (JENKINS, 1960) B 83
72: *Subbotina gortanii* (BORSETTI, 1959) B 25
73: *Subbotina gortanii* (BORSETTI, 1959) D 225
74: *Subbotina gortanii* (BORSETTI, 1959) B 30
75: *Subbotina rubra* (BOLLI, 1957) L 226
76: *Subbotina rubra* (BOLLI, 1957) B 83
77: *Subbotina hagni* (GOHRBANDT, 1967) D 277
78: *Subbotina hagni* (GOHRBANDT, 1967) B 58
79: *Subbotina jacksonensis* (BANDY, 1949) D 296
80: *Subbotina jacksonensis* (BANDY, 1949) B 58



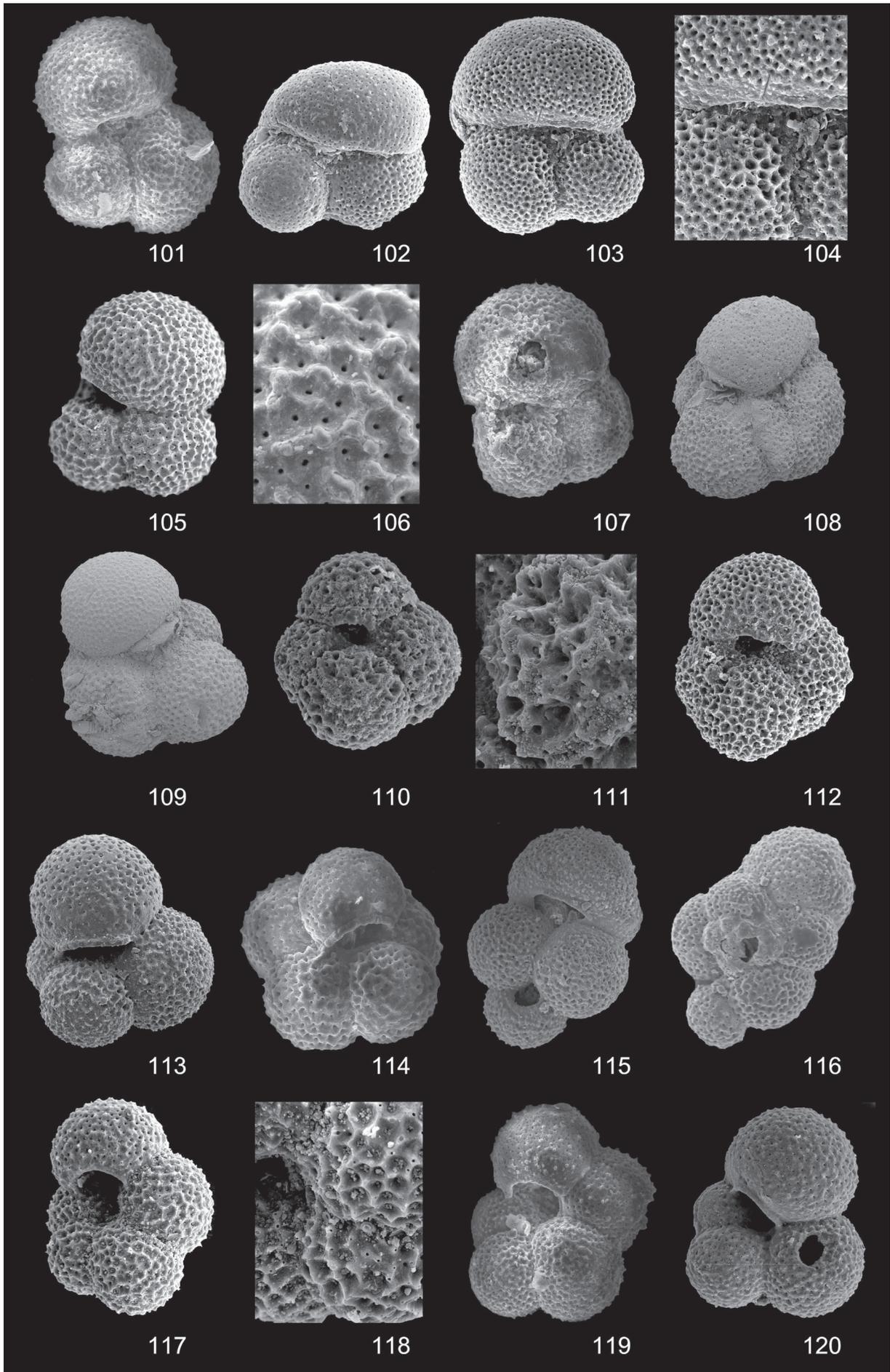
Tafel V

- 81: *Subbotina jenkinsi* (QUILTY, 1969) D 197
82: *Subbotina labiacrassata* (JENKINS, 1966) D 170
83: *Subbotina labiacrassata* (JENKINS, 1966) 197
84: *Subbotina labiacrassata* (JENKINS, 1966) B 58
85: *Subbotina linaperta* (FINLAY, 1939) D 267
86: *Subbotina loburgense* n. sp. D 253
87: *Subbotina loburgense* n. sp. D 250
88: *Subbotina loburgense* n. sp. (Holotyp) D 329
89: *Subbotina loburgense* n. sp. (Paratyp) D 320
90: *Subbotina loburgense* n. sp. (Paratyp) D 310
91: *Subbotina occlusa* (BLOW & BANNER, 1962) D 182
92: *Subbotina occlusa* (BLOW & BANNER, 1962) B 43
93: *Subbotina praebulloides* (BLOW, 1959) D 210
94: *Subbotina praebulloides* (BLOW, 1959) D 200
95: *Subbotina prasaepis* (BLOW, 1969) D 205
96: *Subbotina prasaepis* (Blow, 1969) D 200
97: *Subbotina prasaepis* (Blow, 1969) D 200
98: *Subbotina prasaepis* (BLOW, 1969) B 60
99: *Subbotina tapuriensis* (BLOW & BANNER, 1962) D 178
100: *Subbotina tapuriensis* (BLOW & BANNER, 1962) B 50



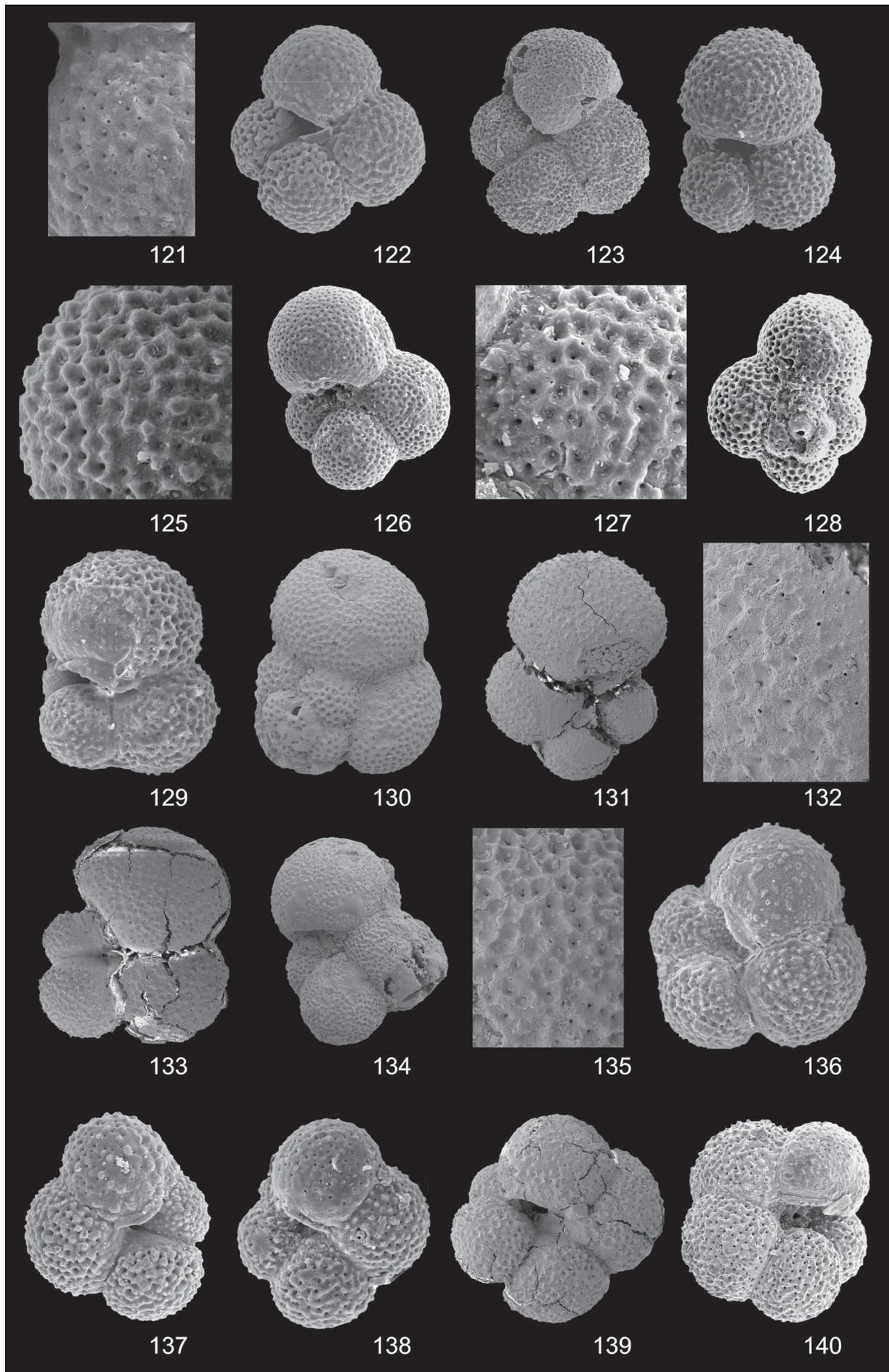
Tafel VI

- 101: *Subbotina tapuriensis* (BLOW & BANNER, 1962) D 196
102: *Subbotina* cf. *tapuriensis* (BLOW & BANNER, 1962) D 243
103: *Subbotina* cf. *tapuriensis* (BLOW & BANNER, 1962) D 214
104: *Subbotina* cf. *tapuriensis* (BLOW & BANNER, 1962) B 87
105: *Subbotina utilisindex* (JENKINS & ORR, 1973) D 240
106: *Subbotina utilisindex* (JENKINS & ORR, 1973) B 44
107: *Subbotina utilisindex* (JENKINS & ORR, 1973) D 191
108: *Subbotina yeguaensis* (WEINZIERL & APPLIN, 1929) D 260
109: *Subbotina yeguansis* (WEINZIERL & APPLIN, 1929) D 223
110: *Subbotina* sp. 1 D 132
111: *Subbotina* sp. 1 B 40
112: *Subbotina* sp. 1 D 260
113: *Subbotina* sp. 2 D 172
114: *Subbotina* sp. 3 D 147
115: *Subbotina* sp. 4 L 256
116: *Subbotina* sp. 4 L 282
117: *Parasubbotina ciperoensis* (BOLLI, 1954) D 201
118: *Parasubbotina ciperoensis* (BOLLI, 1954) B 58
119: *Parasubbotina ciperoensis* (BOLLI, 1954) D 231
120: *Parasubbotina compacta* (SUBBOTINA, 1953) D 205



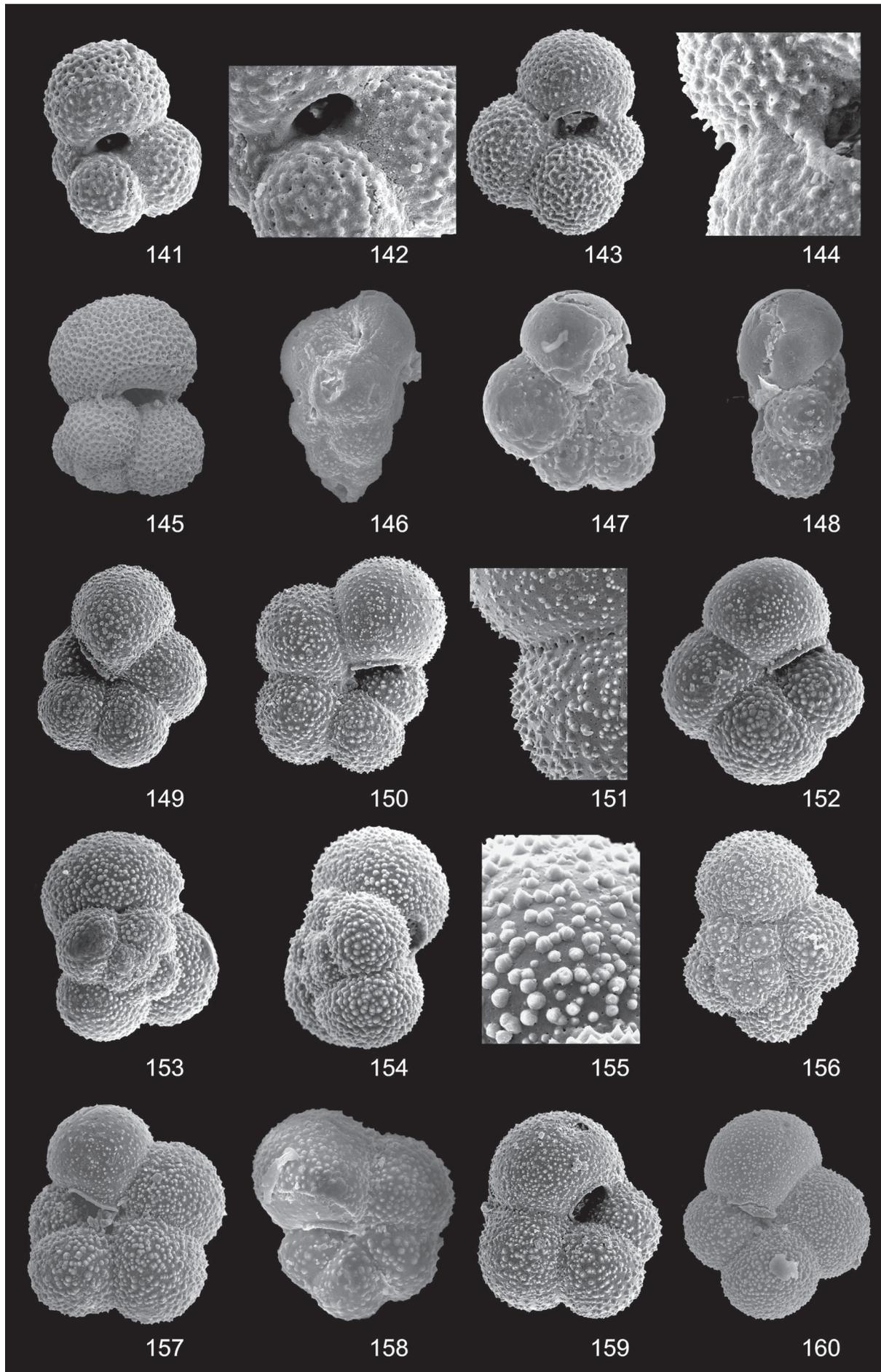
Tafel VII

- 121: *Parasubbotina compacta* (SUBBOTINA, 1953) B 44
122: *Parasubbotina compacta* (SUBBOTINA, 1953) D 175
123: *Parasubbotina compacta* (SUBBOTINA, 1953) D 308
124: *Parasubbotina droogeri* (MJATLJUK, 1970) D 180
125: *Parasubbotina droogeri* (MJATLJUK, 1970) B 75
126: *Parasubbotina inaequispira* (SUBBOTINA, 1953) D 233
127: *Parasubbotina inaequispira* (SUBBOTINA, 1953) B 58
128: *Parasubbotina inaequispira* (SUBBOTINA, 1953) 203
129: *Parasubbotina irregularis* (SUBBOTINA, 1953) D 178
130: *Parasubbotina irregularis* (SUBBOTINA, 1953) D 320
131: *Parasubbotina obesa* (BOLLI, 1957) D 182
132: *Parasubbotina obesa* (BOLLI, 1957) D 193
133: *Parasubbotina obesa* (BOLLI, 1957) B 20
134: *Parasubbotina trilobata* (SUBBOTINA, 1953) D 307
135: *Parasubbotina trilobata* (SUBBOTINA, 1953) B 52
136: *Paragloborotalia nana* (BOLLI, 1957) D 185
137: *Paragloborotalia nana* (BOLLI, 1957) D 144
138: *Paragloborotalia nana* (BOLLI, 1957) D 159
139: *Paragloborotalia opima* (BOLLI, 1957) D 161
140: *Paragloborotalia opima* (BOLLI, 1957) D 207



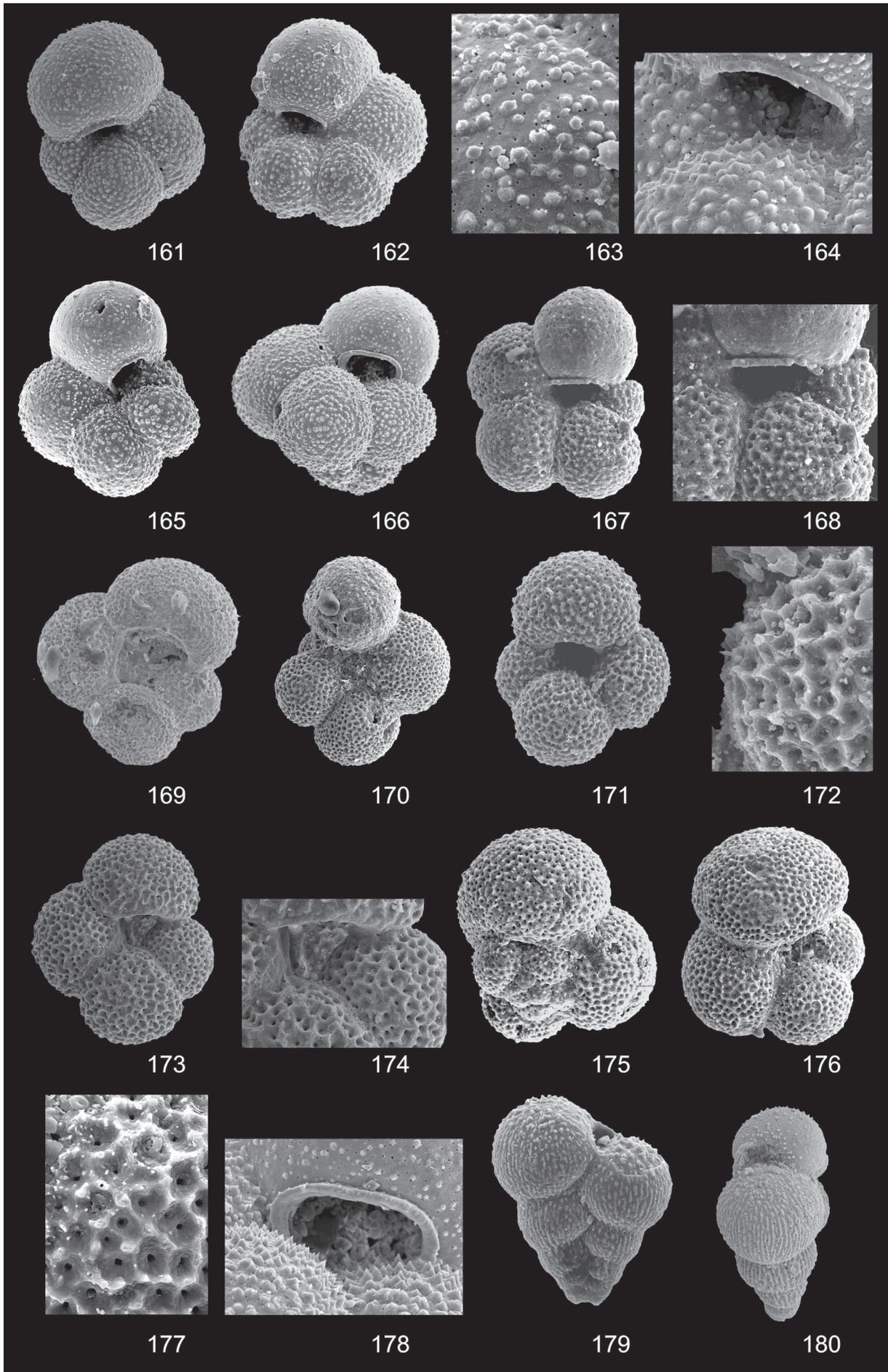
Tafel VIII

- 141: *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, 1953 D 140
142: *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, 1953 B 83
143: *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, 1953 D 200
144: *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, 1953 B 59
145: “*Globigerinoides*” *primordius* (BLOW & BANNER, 1962) D 240
146: *Jenkinsina samwelli* (JENKINS, 1978) L 127
147: *Praetenuitella praegemma* LI QIANYU, 1987 D 186
148: *Praetenuitella praegemma* LI QIANYU, 1987 D 189
149: *Tenuitella gemma* (JENKINS, 1966), D 150
150: *Tenuitella gemma* (JENKINS, 1966), D 195
151: *Tenuitella gemma* (JENKINS, 1966), B 58
152: *Tenuitella munda* (JENKINS, 1966), D 180
153: *Tenuitella munda* (JENKINS, 1966), D 180
154: *Tenuitella munda* (JENKINS, 1966), D 159
155: *Tenuitella munda* (JENKINS, 1966), B 35
156: *Tenuitella munda* (JENKINS, 1966), D 165
157: „*Tenuitella*“ ?*nkbrowni* (BRÖNNIMANN & RESIG), 188
158: *Tenuitellinata angustiumbilitata* (BOLLI, 1957), D 121
159: *Tenuitellinata brevispira* (SUBBOTINA, 1960), D 165
160: *Tenuitellinata brevispira* (SUBBOTINA, 1960), D 248



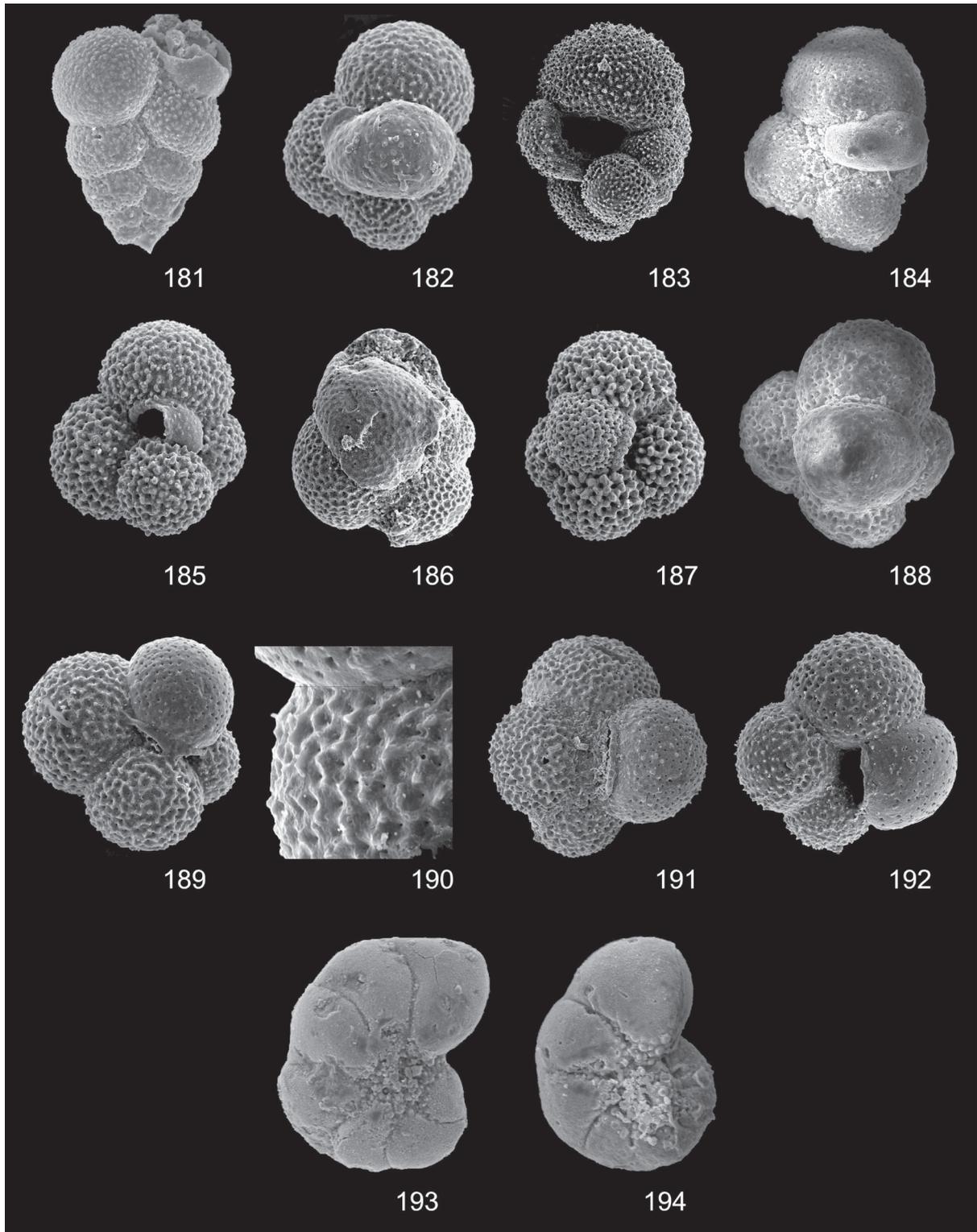
Tafel IX

- 161: *Tenuitellinata juvenilis* (BOLLI, 1957) D 193
162: *Tenuitellinata* cf. *laevisuturalis* (SPIEGLER, 1986) D 173
163: *Tenuitellinata* cf. *laevisuturalis* (SPIEGLER, 1986) B 29
164: *Tenuitellinata* cf. *laevisuturalis* (SPIEGLER, 1986) B 46
165: *Tenuitellinata* cf. *laevisuturalis* (SPIEGLER, 1986) D 198
166: *Globigerinita uvula* (EHRENBERG, 1861) D 198
167: *Globoturborotalita anguliofficialis* (BLOW, 1969) D 175
168: *Globoturborotalita anguliofficialis* (BLOW, 1969) B 78
169: *Globoturborotalita* cf. *trilocularis* (D'ORBIGNY) (BOLLI, 1957) D 293
170: *Globoturborotalita gnaucki* (BLOW & BANNER, 1962) D 304
171: *Globoturborotalita ouachitaensis* (HOWE & WALLACE, 1932) D 214
172: *Globoturborotalita ouachitaensis* (HOWE & WALLACE, 1932) B 42
173: *Globoturborotalita ouachitaensis* (HOWE & WALLACE, 1932) D 243
174: *Globoturborotalita ouachitaensis* (HOWE & WALLACE, 1932) B 88
175: *Globorotaloides quadrocameratus* OLSSON, PEARSON & HUBER, 2006 D 230
176: *Globorotaloides quadrocameratus* OLSSON, PEARSON & HUBER, 2006 D 230
177: *Globorotaloides quadrocameratus* OLSSON, PEARSON & HUBER, 2006 B35
178: *Globigerinita uvula* (EHRENBERG, 1861) B 83
179: *Chiloguembelina cubensis* (PALMER, 1934) L 136
180: *Chiloguembelina cubensis* (PALMER, 1934) L 210



Tafel X

- 181: *Chiloguembelina ototara* (FINLAY, 1940) L 164
182: *Catapsydrax africanus* (BLOW & BANNER, 1962) D 187
183: *Catapsydrax cryptomphalus* (GLAESSNER, 1937) D 250
184: *Catapsydrax cryptomphalus* (GLAESSNER, 1937) D 235
185: *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ, 1937)
186: *Catapsydrax howei* (BLOW & BANNER, 1962) D 364
187: *Catapsydrax unicavus* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN, 1957) D 233
188: *Catapsydrax unicavus* (BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN, 1957) D 197
189: “*Catapsydrax*” sp. 1 D 188
190: “*Catapsydrax*” sp. 1 B 58
191: “*Catapsydrax*” sp. 2 D 198
192: “*Catapsydrax*” sp. 2 D 153
193: *Pseudohastigerina micra* (COLE, 1927) D 298
194: *Pseudohastigerina micra* (COLE, 1927) D 197



Die virtuelle Exkursion als Lehr- und Lernumgebung in Schule und Hochschule

DANIELA SCHMIDT, ANNE-KATHRIN LINDAU & ALEXANDER FINGER

Institut für Geowissenschaften und Geographie, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Von-Seckendorff-Platz 4, 06120 Halle.

Schlüsselworte: Virtuelle Exkursion, Didaktik, Geographie, Raumanalyse, digitale Medien

Keywords: Virtual field trip, didactic, Geography, spacial analysis, digital media

Zusammenfassung

Die Deutsche Gesellschaft für Geographie (DGfG) bezeichnet die Geographie als Wissenschaft vom Raum, in deren Mittelpunkt die Erde als System mit ihren Teilräumen unterschiedlicher Abgrenzung und unterschiedlichen Maßstäben steht. Das Schulfach Geographie beschäftigt sich ebenfalls mit Raumkategorien, wobei der Beitrag des Faches in der Auseinandersetzung mit Wechselbeziehungen zwischen Natur und Gesellschaft in Räumen unterschiedlicher Art und Größe zu sehen ist (DGfG 2012). Die entsprechende Methode wird als Raumanalyse bezeichnet und setzt sich aus mehreren Teilmethoden zusammen (Kultusministerium Sachsen-Anhalt 2009).

Ein Raum kann sowohl mithilfe von Methoden der realen Begegnung, z. B. in Form einer Exkursion, als auch mit Methoden der medialen Anschauung (z. B. durch Bilder und Filme) analysiert werden. Die virtuelle Exkursion als multimediale Lehr- und Lernumgebung bietet eine neue Möglichkeit, geographische Räume virtuell, multimedial sowie interaktiv zu erkunden.

Im vorliegenden Beitrag werden der Begriff der virtuellen Exkursion und deren Merkmale an dem konkreten Beispiel des Elbeinzugsgebietes erläutert sowie deren Einsatzmöglichkeiten in Schule und Hochschule diskutiert. Abschließend wird ein Vorschlag für die Bewertung von virtuellen Exkursionen im Rahmen von Prüfungsleistungen vorgestellt.

Abstract

A major concept of Geography is the understanding of the earth as a system and its subspaces in different scales (DGfG 2012). This can be achieved by the method of spatial analysis. Potential instruments for this are excursions, which could be realised via field trips or through analogue or digital media. This paper focuses on virtual field trips as a multimedia learning environment for spatial analysis. Furthermore it includes a discussion on the application of virtual field trips in school and university. Finally an opportunity for the use of virtual field trips for grading the students is provided.

1. Die virtuelle Exkursion – eine Begriffs- und Merkmalsbestimmung

1.1 Begriffsbestimmung

Der Begriff der virtuellen Exkursion wird in der Literatur sehr vielfältig verwendet und hat sich im Laufe der Zeit, bedingt durch den technologischen Fortschritt, stark gewandelt. So wurde die virtuelle Exkursion von SOUTHWORTH & KLEMM (1985) als computergestütztes Kommunikationsmittel bezeichnet, um räumliche Distanzen zu überbrücken. Heute wird die virtuelle Exkursion von HARRINGTON (2009) als eine virtuelle Nachbildung räumlicher Umgebungen beschrieben.

Auch aus didaktischer Perspektive gibt es keine eindeutige Begriffsdefinition. SCHLEICHER (2004) beschreibt eine virtuelle Exkursion als simulierte Konstruktion des realen Raumes, die online und offline angeboten wird. Dabei stellt die virtuelle Exkursion ein didaktisch strukturiertes und aufbereitetes Angebot dar, welches „in Form einer multimedialen Lehr- und Lernumgebung eine Möglichkeit [bietet], geographische Räume zu erkunden. Als Lehr- und Lernumgebung wird die Summe aller das Lernen beeinflussenden Faktoren bezeichnet, wobei die geplanten, entwickelten und zur Verfügung stehenden Elemente, die (virtuellen) räumlichen und personalen Rahmenbedingungen, gemeint sind“ (LINDAU 2011, S. 36).

International betrachtet wird eine virtuelle Exkursion in England (STAINFIELD et al. 2000, SPICER & STRATFORD 2001) und Amerika (TUTHILL & KLEMM 2002; HARRINGTON 2009) als „virtual field trip“ bezeichnet. Hier wird die virtuelle Exkursion als Möglichkeit verstanden, Eindrücke und Prozesse aus fernen aber auch nahen Räumen über ein multimediales Medium (z. B. Computer) im Klassenraum zu präsentieren (TUTHILL & KLEMM 2002). „Virtuell“ meint dabei eine digitale Alternative zur Repräsentation der Realität (STAINFIELD et al. 2000).

In den folgenden Ausführungen wird der Begriff der virtuellen Exkursion als

Möglichkeit verstanden, einen nachgebildeten, inszenierten Raum bzw. ein Raummodell auf unterschiedlichen Maßstabsebenen und nach unterschiedlicher Abgrenzung virtuell zu erkunden bzw. zu analysieren. Die virtuelle Exkursion stellt dabei ein interaktives multimediales Lernmodul zur Analyse von Räumen dar, worin unterschiedliche Medien (wie z. B. Karten, Videos, Bilder) in einem Verbundmedium integriert und miteinander kombiniert werden, mit dem Ziel sich gegenseitig zu ergänzen.

1.2 Merkmalsbestimmung

Im folgenden Abschnitt werden anhand eines Beispiels die Merkmale einer virtuellen Exkursion erläutert. Die vorgestellte virtuelle Exkursion „Eine Entdeckungsreise durch das Elbegebiet“ wurde im Rahmen der Ersten Staatsprüfung von RAACK (2011) entwickelt und ist unter folgendem Link abrufbar: <http://www.fgg-elbe.de/machmit.html> (Abb. 1).

Problemorientierte Fragestellung (Leitfrage)

Ein wesentliches Merkmal der virtuellen Exkursion ist eine geographische, problemorientierte Fragestellung (Leitfrage), die am Ende der Erkundungstour durch Bearbeitung der verschiedenen Stationen beantwortet werden kann. Die Leitfrage „Wie können wir unsere Gewässer schützen?“ stellt den thematischen Rahmen im vorgestellten Beispiel dar. Ziel der virtuellen Exkursion ist die Umsetzung der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie im Einzugsgebiet der Elbe. Trotz der komplexen Problematik wurde die virtuelle Exkursion für Schüler/-innen der Sekundarstufe I (Klassenstufe 6) konzipiert, da der Themenbezug zum Lehrplan im Fach Geographie gegeben ist (Kultusministerium Sachsen-Anhalt 2009).

Kompetenzorientierung

Neben der inhaltlichen Ausrichtung spielt die Kompetenzorientierung innerhalb einer virtuellen Exkursion eine wesentliche Rolle. Dabei werden durch die selbstständige Raumanalyse Fähigkeiten entwickelt, deren fachliche Inhalte didaktisch aufbereitet sind. Die Basis für die zu entwickelnden



Abb. 1 Screenshot der Startseite der virtuellen Exkursion „Eine Entdeckungsreise durch das Elbegebiet“ (RAACK 2011)

Kompetenzen wird in den Bildungsstandards für den Mittleren Schulabschluss im Fach Geographie deutschlandweit gelegt (DGfG 2012), welche die Grundlage für die bundeslandspezifischen Lehrpläne bilden. Für die virtuelle Exkursion zum Thema Elbe sind die sechs in den Bildungsstandards beschriebenen Kompetenzbereiche Fachwissen, Räumliche Orientierung, Erkenntnisgewinnung durch Methoden, Kommunikation, Bewerten/Beurteilen und Handlung essentiell. Tab. 1 zeigt einen Auszug aus der Zuordnung von fachlichen Inhalten und zu entwickelnden Kompetenzen.

Einbindung geographiedidaktischer Grundsätze

Ein weiteres Merkmal virtueller Exkursionen ist die Verknüpfung von regional- und allgemeingeographischen sowie natur- und anthropogeographischen Aspekten (Abb. 2). In der hier vorgestellten virtuellen Exkursion

wird die Umsetzung der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie thematisiert. Das Erreichen der allgemeingültigen Wasserstandards innerhalb der EU (allgemeingeographisch) wird anhand des Elbeeinzugsgebietes (regionalgeographisch) beschrieben. Damit steht das Elbegebiet stellvertretend für andere Flussgebiete, welche in die Realisierung der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie eingebunden sind. Die naturräumliche Ausstattung des Elbeeinzugsgebietes sowie die anthropogene Nutzung, wie z. B. durch Landwirtschaft, Bergbau, Industrie, Siedlungen, Tourismus und Schutzmaßnahmen, veranschaulichen typische Raumstrukturen innerhalb eines europäischen Flusseinzugsgebietes.

Räumliche Orientierung

Um den regionalgeographischen Bezug herzustellen, wird bei der virtuellen Exkursion eine Stationsroute in Anlehnung an eine

Tabelle 1. Auszug aus der Konzeption der virtuellen Exkursion „Eine Entdeckungsreise durch das Elbegebiet“ (RAACK 2011).

Standort/Thematik der virtuellen Exkursion	Allgemeingeographische Schwerpunkte	Kompetenzen (Ziele und Qualifikationen) Die Lernenden...	Didaktisch aufbereitete Lerninhalte
Die Wasserrahmenrichtlinie	Wasserrahmenrichtlinie: Grundsätze, Ziele, Instrumente und Zeitplan	<p>... sind sich der Bedeutsamkeit der Wasserrahmenrichtlinie bewusst.</p> <p>... können die Ziele und Instrumente der Wasserrahmenrichtlinie nennen.</p>	<p>Die Wasserrahmenrichtlinie ist eine Richtlinie zum Schutz der Gewässer. Hierbei sollen bis zum Jahr 2015 alle Gewässer in einem guten Zustand sein. Bei der Umsetzung der Richtlinie müssen alle Länder zusammenarbeiten.</p> <p>Die Instrumente der Richtlinie sind die Bestandsaufnahme, die Überwachung der Gewässer und der Bewirtschaftungsplan.</p>
Das Einzugsgebiet der Elbe	Das Einzugsgebiet der Elbe als Beispiel für die Umsetzung der Wasserrahmenrichtlinie	<p>... können die räumliche Lage des Einzugsgebietes der Elbe beschreiben.</p> <p>... können fünf Flüsse, vier Städte und zehn Bundesländer in die Karte einzeichnen, eine Legende anlegen sowie eine geeignete Überschrift wählen (Kartenkompetenz).</p>	<p>Die Elbe entspringt in Tschechien im Riesengebirge und mündet bei Cuxhaven in die Nordsee. Zum Einzugsgebiet gehört die Elbe selbst mit all ihren Nebenflüssen, wobei 10 von 16 Bundesländern Deutschlands in diesem Gebiet liegen (Niedersachsen, Thüringen, Sachsen-Anhalt, Sachsen, Brandenburg, Berlin, Mecklenburg-Vorpommern, Schleswig-Holstein, Bayern, Hamburg).</p>
Bewirtschaftung und Nutzung	Wirtschaftliche Nutzung des Einzugsgebiets der Elbe, Auswirkungen der Bewirtschaftung und Nutzung auf den Zustand der Gewässer sowie Maßnahmen zur Verbesserung des Gewässerzustands	<p>... können die wirtschaftliche Nutzung und deren Auswirkungen im Einzugsgebiet der Elbe erläutern.</p> <p>... können Maßnahmen zur Verbesserung des Zustands der Gewässer entwickeln.</p>	<p>Das Einzugsgebiet der Elbe unterliegt den Nutzungsansprüchen der Menschen. Diese Nutzung hat jedoch Auswirkungen auf den Zustand der Gewässer. Mit Hilfe der EU-Wasserrahmenrichtlinie werden Maßnahmen realisiert, die den Zustand der Gewässer verbessern.</p>



Abb. 2 Menüseite der virtuellen Exkursion „Eine Entdeckungsreise durch das Elbegebiet“ (RAACK 2011)

reale Exkursion integriert. Die einzelnen Standorte können durch die Nutzer/-innen in einer festgelegten oder freien Reihenfolge virtuell erkundet werden. In der vorliegenden virtuellen Exkursion zum Elbeeinzugsgebiet erfolgt die räumliche Orientierung ausgehend von einer Europakarte. Durch die Lokalisierung Deutschlands und des Elbeeinzugsgebiets mithilfe unterschiedlicher Kartenausschnitte wird die Kartenkompetenz durch das Prinzip des Maßstabswechsels geschult. Die interaktive Kartenbedienung führt zu einem bewussten topographischen Lokalisieren der Elbereion.

Exkursionsstationen

Nach der räumlichen Einordnung der Region werden die Exkursionspunkte themenorientiert als multimediale Lernprogramme angeboten. In der Regel umfassen die Stationen eine Einführung mit Problem- und Zielstellung, ein Informationsangebot sowie eine

Ergebnissicherung. Dadurch wird eine fachliche Basis geschaffen, auf deren Grundlage sich die Nutzer/-innen mithilfe von methoden- und aufgabenorientierten Benutzeroberflächen aktiv mit der Problematik auseinandersetzen können.

Die im Artikel vorgestellte virtuelle Exkursion bietet nach einer Einführung drei Themenschwerpunkte an:

1. Die Wasserrahmenrichtlinie,
2. Das Elbeeinzugsgebiet,
3. Bewirtschaftung und Nutzung

(RAACK 2011).

Dabei werden in den Stationen die Kompetenzbereiche Fachwissen, Erkenntnisgewinnung durch Methoden, Kommunikation, Bewerten und Beurteilen angesprochen. Diese beinhalten die Informationsbeschaffung über den Umsetzungsprozess der EU-Wasserrahmenrichtlinie im Elbeeinzugsgebiet

sowie die Erkenntnisgewinnung zu dieser Problematik mithilfe von Arbeitstechniken, wie z. B. die Arbeit mit Karten, Sachtexten, Animationen und Bildern. Am Ende jeder Station erfolgen eine Zusammenfassung sowie eine Ergebnissicherung. Diese kann in Form eines interaktiven Tests stattfinden, indem Fragen zu den behandelten Exkursionsstationen meist im Multiple-Choice-Prinzip oder Lückentexte im Drag-and-Drop-Verfahren angeboten werden.

Die virtuelle Exkursion endet mit einer Zusammenfassung der Stationen sowie einem Rückbezug zur Zielstellung, die zu Beginn formuliert wurde. Eine abschließende Handlungsaufforderung regt zu einem konkreten Beitrag zum Gewässerschutz im Nahraum an.

Die Abb. 3 zeigt als Zusammenfassung der bisherigen Ausführungen den Pfadbaum der virtuellen Exkursion „Eine Entdeckungsreise durch das Elbegebiet“ in wesentlichen Zügen.

Multimedialität und Interaktivität

Die multimediale und interaktive Gestaltung stellt neben Kompetenzorientierung, inhaltlicher und didaktischer Strukturiertheit ein weiteres wesentliches Merkmal einer virtuellen Exkursion dar.

Die Multimedialität setzt sich dabei aus der Integration von unterschiedlichen Einzelmedien zusammen. In der beispielhaft vorgestellten virtuellen Exkursion zur Elbe lassen sich Texte, Bilder, Animationen, Grafiken sowie eine Leitfigur finden, die sich gegenseitig ergänzen. Zusätzlich werden Arbeitsblätter und externe Links mit weiteren Materialien zur Verfügung gestellt.

Als interaktiv werden Lehr- und Lernumgebungen bezeichnet, die den Nutzer/-innen verschiedene Eingriffs- und Steuerungsmöglichkeiten erlauben (SCHAUMBURG et al. 2004). Dabei bietet zum Beispiel die Integration interaktiver Simulationen den Vorteil, räumliche und zeitliche Prozesse auf verschiedenen Maßstabsebenen darstellen zu können. Sie helfen den Lernenden durch modellhafte

Nachbildungen eines Systems, Entscheidungsprozesse, Systemkomplexität und -dynamik selbst nachzuvollziehen (SCHLEICHER 2006). Dabei können komplexe Prozesse, die mit bloßem Auge im Realraum nicht zu beobachten sind, in einzelne Elemente und Phasen räumlicher und zeitlicher Dimensionen aufgelöst werden.

Die Interaktivität in der hier vorgestellten virtuellen Exkursion wird in erster Linie durch Tests realisiert, die der Selbstkontrolle des Lernerfolgs dienen. Durch die Sperrung einzelner Elemente der Benutzeroberfläche können nur noch bestimmte Buttons, Pfeile oder Symbole angeklickt werden. Diese Vorgehensweise vermeidet ein unkontrolliertes „Durchklicken“ der virtuellen Exkursion. Durch eine konkrete Handlungsanweisung sowie eine aktive Einbindung der Nutzer/-innen kann die zielgerichtete Vorgehensweise und damit der Lernerfolg erhöht werden.

2. Einsatzmöglichkeiten der virtuellen Exkursion

Eine Studie zur Interessensforschung von HEMMER & HEMMER (2010) weist ein außerordentlich hohes Interesse von Lernenden an Exkursionen sowie an digitalen Medien im Geographieunterricht nach.

Hinsichtlich des privaten Nutzungsverhaltens von digitalen Medien zeigt die aktuelle JIM-Studie (Jugend, Information und (Multi)Media) des Medienpädagogischen Forschungsverbunds Südwest (2012), dass in Deutschland 100 % der befragten Jugendlichen Zugang zu einem Computer und 98 % Zugang zum Internet besitzen. Es nutzen 68 % der Befragten täglich das Internet, somit kann digitalen Medien im Alltag der Jugendlichen eine wesentliche Bedeutung zugesprochen werden (Medienpädagogischer Forschungsverbund Südwest 2012).

Die dargelegten Studien lassen unter dem Aspekt des hohen Interesses an Exkursionen sowie der Bedeutsamkeit von digitalen Medien im Alltag der Lernenden vermuten, dass der Einsatz virtueller Exkursionen in Schule und

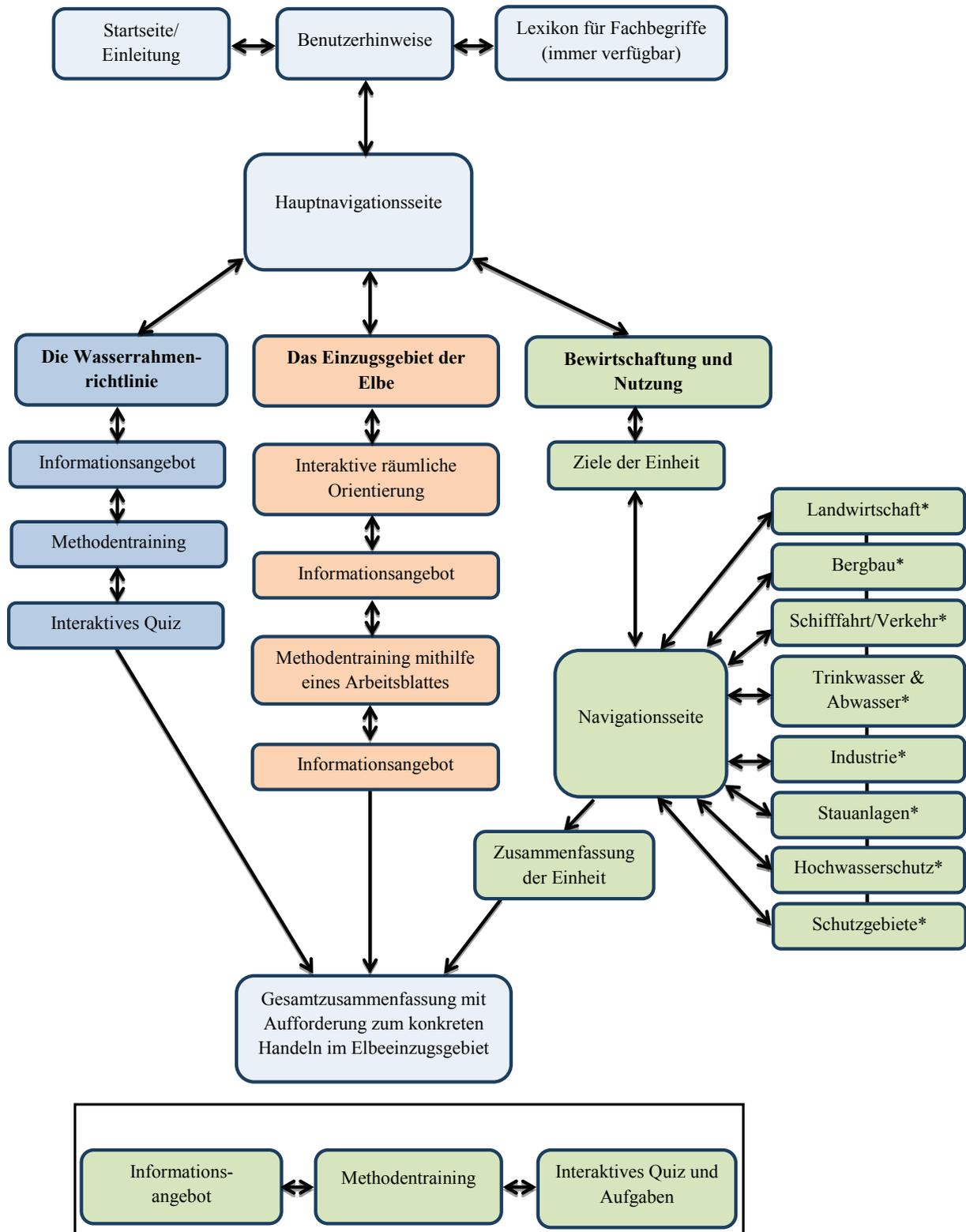


Abb. 3 Pfadbau zur virtuellen Exkursion „Eine Entdeckungsreise durch das Elbegebiet“

Hochschule positive Effekte hinsichtlich Interesse und Lernerfolg generieren kann.

In Schule und Hochschule wird die virtuelle Exkursion meist in Kombination mit dem Blended Learning bzw. hybriden Lernen (gemischtes Lernen) eingesetzt (QUADT et al. 2004). Das bedeutet, dass ein phasenorientiertes Lernen stattfinden kann, indem sich präsenz- und selbstorganisierte E-Learning-Phasen am Computer abwechseln (RÖLL 2003; HAUBRICH 2006).

Grundsätzlich können drei Einsatzmöglichkeiten unterschieden werden:

I. *Virtuelle Exkursion als eigenständiges Lehr- und Lernmedium*

Die virtuelle Exkursion wird als eigenständige Lehr- und Lernumgebung für die Raumanalyse in den Lehr- und Lernprozess eingebunden. Diese Form bietet sich besonders bei der Thematisierung von nicht zugänglichen (z. B. Bergbauschacht) oder weit entfernten Räumen (z. B. Thailand) an. Weiterhin ist dieser virtuelle Ansatz geeignet, Modelle mit Raumbezug darzustellen (z. B. Ökosystem des tropischen Regenwaldes in Brasilien).

II. *Kombination von virtueller und realer Exkursion*

Die virtuelle Exkursion wird in Kombination mit einer Realexkursion genutzt, indem sie

- a) als Vorbereitung für eine Realexkursion,
- b) während einer Realexkursion oder
- c) als Nachbereitung einer Realexkursion eingesetzt wird (LINDAU 2011).

Der Einsatz der virtuellen Exkursion in der Einstiegsphase einer Lehr- und Lerneinheit kann erfolgen, um die Nutzer/-innen thematisch und methodisch auf eine Realexkursion vorzubereiten (a). Daneben kann sie zur Festigung, Wiederholung und Systematisierung einer Realexkursion genutzt werden (c) (HARRINGTON 2009; SPICER & STRATFORD 2001). Zusätzlich zur eigenen Beobachtung können hierbei die Strukturen, Funktionen und Prozesse des zuvor erkundeten Raumes, z. B. mithilfe von Animationen und Simulationen, veranschaulicht werden.

Eine weitere Möglichkeit zur Raumanalyse bietet der Einsatz einer virtuellen Exkursion während einer Realexkursion (b). Hierbei können sich beide Exkursionsformen unter Beachtung gewisser Kriterien gegenseitig ergänzen. Aus Sicht der Realexkursion ermöglicht das Erkunden vor Ort durch die originäre Raumbeggnung ein eigenständiges Erleben geographischer Strukturen und Prozesse in der Realität. Um den Raum jedoch gleichzeitig als komplexes System zu analysieren und nicht direkt beobachtbare Phänomene zu visualisieren, ist der Einsatz der virtuellen Exkursion während der Geländeerkundung eine sinnvolle Ergänzung.

Zur Kombination von virtueller und realer Exkursion wurde 2011 eine Untersuchung mit zehn Lehramtsstudierenden sowie 67 Gymnasialschüler/-innen einer neunten und elften Klasse im Fach Geographie durchgeführt (SCHMIDT 2011). Die Ergebnisse zeigen, dass die Mehrheit der Studierenden die Exkursionskombination als sinnvoll bewertet hat. Ein Großteil der Schüler/-innen stimmte dieser Aussage ebenfalls zu; sie sehen aber den persönlichen Kontakt zum/-r Exkursionsleiter/-in während der Exkursion und der Nutzung der virtuellen Exkursion als wichtigen Faktor an. Gleichzeitig zeigt sich, dass heutige Softwarenutzer/-innen bezüglich Multimedialität und Interaktivität hohe Ansprüche haben. Insgesamt vertreten 70% der Schüler/-innen den Standpunkt, dass eine Realexkursion nicht durch eine virtuelle Exkursion ersetzt werden kann. Dieses Ergebnis deckt sich auch mit dem bisherigen Forschungsstand (BUDKE & KANWISCHER 2006, HARRINGTON 2009 sowie CHAN & DICKMANN 2010).

III. *Entwicklung einer virtuellen Exkursion*

Die höchste Form der Kompetenzentwicklung stellt die selbständige Entwicklung einer virtuellen Exkursion dar, beispielsweise als mögliche Ergebnisform einer Realexkursion. Durch die Visualisierung der subjektiven Raumwahrnehmung können die Lernenden dazu angeregt werden, über die virtuelle Inszenierung eines Raumes zu reflektieren. Die

Tabelle 2. Kriterien für die Bewertung von virtuellen Exkursionen

	trifft voll- kommen zu	trifft eher zu	teils/ teils	trifft eher nicht zu	trifft gar nicht zu
Formalien					
Titel, Verfasser sind klar ersichtlich.	0	0	0	0	0
Die Zielgruppe wird benannt.	0	0	0	0	0
Es existiert eine Einleitung, in der Ziele und Qualifikationen klar festgelegt sind.	0	0	0	0	0
Die Einordnung in die Bildungsstandards bzw. Lehrplan ist erfolgt.	0	0	0	0	0
Ein Literatur- und Abbildungsverzeichnis sind vorhanden.	0	0	0	0	0
Es sind Bedienungshilfen (Glossar, Helferlein etc.) für den Nutzer vorhanden.	0	0	0	0	0
Die virtuelle Exkursion ist sprachlich korrekt umgesetzt.	0	0	0	0	0
Inhaltliche Aspekte					
Die Inhalte sind logisch strukturiert (roter Faden).	0	0	0	0	0
Es werden unterschiedliche Kompetenzbereiche angesprochen.	0	0	0	0	0
Die Methode der Raumanalyse wird umgesetzt (Leitfrage, Lage, Natur- und Humanfaktoren, Ursache-Wirkungsbeziehungen).	0	0	0	0	0
Regional- und allgemeingeographische Aspekte sind im ausgewogenen Verhältnis umgesetzt (Exemplarität).	0	0	0	0	0
Die Inhalte sind wissenschaftlich korrekt dargestellt.	0	0	0	0	0
Die Inhalte sind aktuell sowie gegenwarts- und zukunftsbedeutsam.	0	0	0	0	0
Gestalterische Aspekte					
Der Gesamteindruck (Farbe, Textlastigkeit etc.) ist ansprechend, die Inhalte sind übersichtlich und zielgruppengerecht gestaltet.	0	0	0	0	0
Die virtuelle Exkursion enthält eine Hauptseite zur Verschaffung eines inhaltlichen Überblicks.	0	0	0	0	0
Die uneingeschränkte Lesbarkeit durch Farbwahl und Schriftgröße etc. ist gegeben.	0	0	0	0	0
Die Navigation ist einfach zu bedienen, es sind individuelle Lernwege möglich.	0	0	0	0	0
Die Bildschärfe und Bildqualität sind angemessen.	0	0	0	0	0
Didaktische Aspekte					
Der Umfang der ausgewählten Inhalte ist angemessen (didaktische Reduktion – quantitativ/qualitativ).	0	0	0	0	0
Die Inhalte sind zielgruppengerecht aufbereitet.	0	0	0	0	0
Die fachdidaktischen Prinzipien (u. a. Maßstabswechsel, Einheit von natur- und anthropogeographischer Betrachtungsweise, Einheit von Struktur und Prozess) sind erkennbar.	0	0	0	0	0
Die didaktischen Prinzipien (Schüler-, Handlungs- und Problemorientierung, Selbstorganisiertes Lernen) sind umgesetzt.	0	0	0	0	0
Ein Erwartungshorizont zur Messung des Kompetenzerwerbs liegt vor.	0	0	0	0	0
Interaktivität					
Interaktive Übungsmöglichkeiten (Test) für den Nutzer sind vorhanden.	0	0	0	0	0
Die Zielgruppe wird interaktiv motiviert.	0	0	0	0	0
Die interaktiven Bereiche sind abwechslungsreich gestaltet.	0	0	0	0	0

Anforderungen sind hoch, da die Lernenden eine inhaltliche Informationsauswahl und -strukturierung vornehmen sowie diese in einem ansprechenden Mediendesign zielgruppenspezifisch visualisieren müssen.

3. Virtuelle Exkursionen als Prüfungsform

In der Schule und Hochschule werden geographische Exkursionen häufig mit einem Bericht abgeschlossen, der die Bewertungsgrundlage für eine Benotung bildet. Eine Alternative stellt die Entwicklung einer virtuellen Exkursion dar, da hierdurch die Inhalte der Realexkursion in eine andere Präsentationsform überführt werden. Dabei werden unter Berücksichtigung der Zielgruppe Anforderungen der Bildungsstandards für Geographie in allen Kompetenzbereichen wie das Formulieren von klaren Fragestellungen, das Auswählen und Strukturieren von fachlichen Inhalten sowie das Wählen der methodischen Vorgehensweise geschult (DGfG 2012).

Durch die eigene Erstellung einer virtuellen Exkursion wird innerhalb der Medienkompetenz die Dimension der Mediengestaltung angesprochen. Für die Bewertung von virtuellen Exkursionen als Prüfungsform können Kriterien unterschiedlicher Aspekte herangezogen werden. Die folgende Auflistung zeigt Bewertungskriterien, die Lehramtsstudierende in einem Seminar im Rahmen des Moduls „Regionale Geographie (Fachwissenschaft/ Fachdidaktik)“ im Jahr 2010 an der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg selbstständig entwickelt haben (Tab. 2).

Die Bewertung von virtuellen Exkursionen an der Hochschule kann auf drei Ebenen erfolgen. Zum einen beurteilen die Studierenden auf der Grundlage der Bewertungskriterien (Tab. 2) ihre eigens erstellten virtuellen Exkursionen, wodurch die Selbstreflexion geschult wird. Zum anderen nutzen die Prüfer/-innen die Bewertungskriterien für die Beurteilung der Modulprüfung. Dabei können die einzelnen Kriterien mit unterschiedlicher

Gewichtung in die Gesamtnote eingebunden werden. Erfahrungsgemäß zeigen sich kaum Abweichungen zwischen den Bewertungen der Studierenden und den Prüfern/-innen. Die Beurteilung der Studierenden untereinander ermöglicht eine weitere Variante der Einschätzung von virtuellen Exkursionen als Prüfungsform. Die Kriterien können ebenso auf den schulischen Kontext angepasst und gemeinsam mit Schüler/-innen entwickelt werden.

4. Abschlussbemerkungen

Der Artikel zeigt, dass der Einsatz virtueller Exkursionen in Schule und Hochschule vielfältige Möglichkeiten zur Kompetenzentwicklung aufweist. Virtuelle Exkursionen können zur Analyse von Räumen genutzt werden und beinhalten interaktive Simulationen räumlicher Gegebenheiten, Strukturen und Prozesse, welche so realitätsnah wie möglich dargestellt und zielgruppenspezifisch gestaltet werden. Die virtuelle Exkursion als eigenständige Lehr- und Lernumgebung zeichnet sich dabei durch eine hohe Multimedialität und Interaktivität aus. Literaturrecherchen und Untersuchungen zu virtuellen Exkursionen haben gezeigt, dass diese die realen Exkursionen nicht ersetzen, jedoch eine sinnvolle Ergänzung zur Geländeerkundung darstellen können.

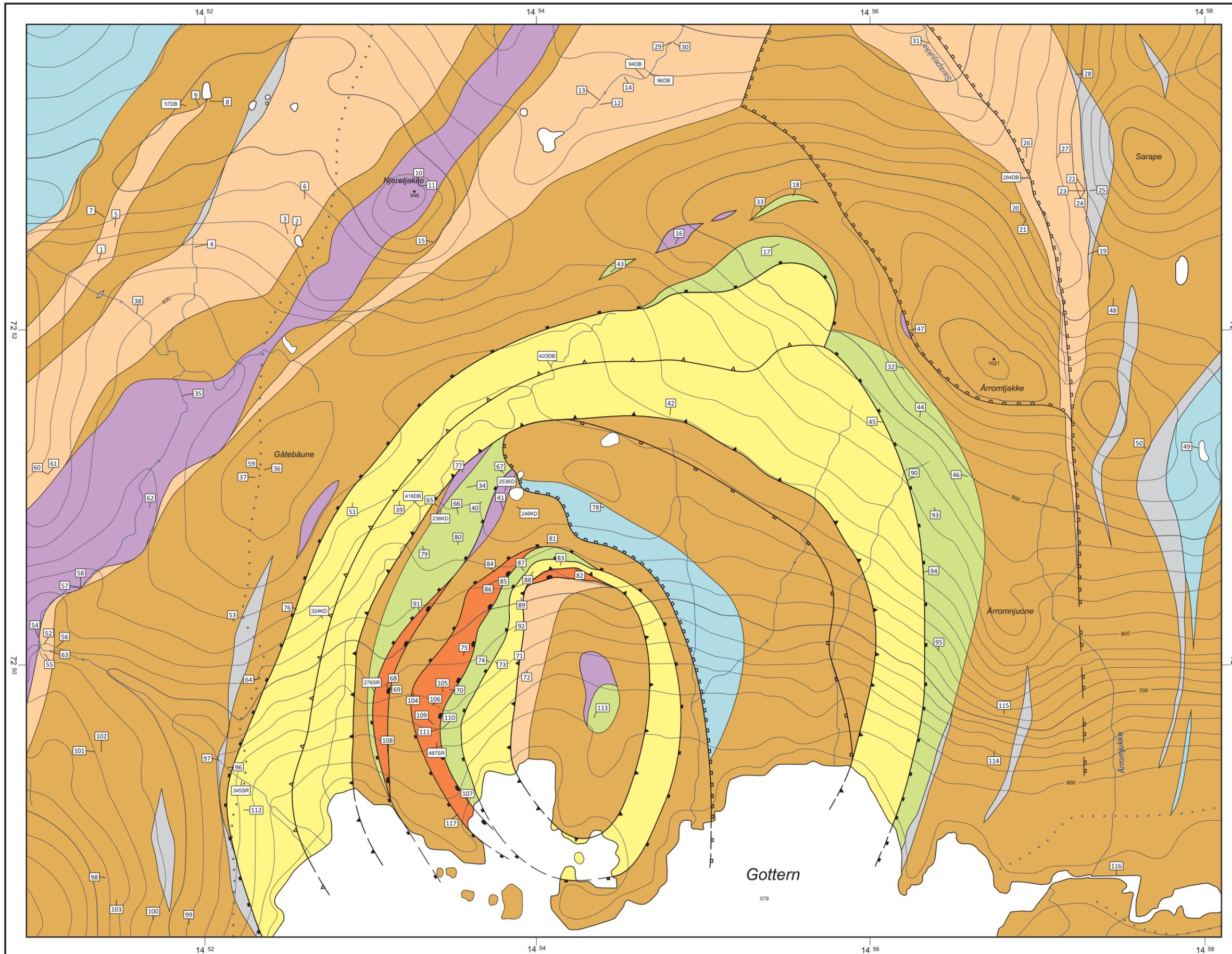
5. Literatur

- BUDKE, A. & KANWISCHER, D. (2006): „Des Geographen Anfang und Ende ist und bleibt das Gelände“ – Virtuelle Exkursionen contra reale Begegnungen. In: HENNINGS, W., KANWISCHER, D. & RHODE-JÜCHTERN, T. [Hrsg.]: Exkursionsdidaktik – innovativ? Erweiterte Dokumentation zum HGD-Symposium 2005 in Bielefeld. Weingarten. S. 128–142.
- CHAN, M. & DICKMANN, F. (2010): „Virtuelle Exkursionen“ im Internet. Materialien zur Raumordnung 73, Bochum.
- Deutsche Gesellschaft für Geographie [Hrsg.] (2012): Bildungsstandards im

- Fach Geographie für den Mittleren Schulabschluss. Bonn.
- HARRINGTON, M. C. R. (2009): An Ethnographic Comparison of Real and Virtual Reality Field Trips to Trillium Trail: The Salamander Find as a Salient Event. *Children, Youth and Environments* 19 (1), p. 1-28. Online: <http://www.colorado.edu/journals/cye> [Abrufdatum: 12.12.2012].
- HAUBRICH, H. [Hrsg.] (2006): *Geographie unterrichten lernen. Die neue Didaktik der Geographie konkret*. München, Düsseldorf, Stuttgart.
- HEMMER, I. & HEMMER, M. [Hrsg.] (2010): *Schülerinteresse an Themen, Regionen und Arbeitsweisen des Geographieunterrichts. Ergebnisse der empirischen Forschung und deren Konsequenzen für die Unterrichtspraxis*. Weingarten (= *Geographiedidaktische Forschungen Band 46*).
- Kultusministerium Sachsen-Anhalt [Hrsg.] (2009): *Lehrplan Sekundarschule, Geographie*. Sachsen-Anhalt.
- LINDAU, A.-K. (2011): PRONAS im Unterricht – die Methode der realen und virtuellen Exkursion. In: ULBRICH, K., LINDAU, A.-K., HÖRNING, C. & SETTELE, J. [Hrsg.] (2009): *Lebensräume von Tieren und Pflanzen simulieren – Zukunftsszenarien zum Einfluss des Klimawandels. Handreichungen zur Lernsoftware PRONAS für Schule und Umweltbildung*. Sophia.
- Medienpädagogischer Forschungsverbund Südwest (2012): *JIM 2011*. Online: <http://www.mpfs.de/index.php?id=244> [Abrufdatum: 01.03.2013].
- QUADT, U., PLÜMER, L., KOLBE, T. H. & STEINRÜCKEN, J. (2004): *E-Learning und Blended Learning*. In: SCHIEWE, J. [Hrsg.]: *E-Learning in Geoinformatik und Fernerkundung*. Heidelberg.
- RAACK, J. (2011): *Eine Entdeckungsreise durch das Elbegebiet*. Online: <http://www.fgg-elbe.de/machmit.html> [Abrufdatum: 01.03.2013]
- RÖLL, F. J. (2003): *Pädagogik der Navigation. Selbstgesteuertes Lernen durch Neue Medien*. Bobingen.
- SCHAUMBURG, H. & ISSING, L. J. (2004): *Interaktives Lernen mit Multimedia*. In: MANGOLD, R. & VORDERER, P. [Hrsg.]: *Lehrbuch der Medienpsychologie*, Göttingen.
- SCHLEICHER, Y. [Hrsg.] (2004): *Computer, Internet & Co. im Erdkundeunterricht*. Berlin.
- SCHLEICHER, Y. (2006): *Digitale Medien und E-Learning motivierend einsetzen*. In: Haubrich, H. [Hrsg.]: *Geographie unterrichten lernen. Die neue Didaktik der Geographie konkret*. München, Düsseldorf, Stuttgart.
- SCHMIDT, D. (2011): *Die Evaluierung einer virtuellen Exkursion in Kombination mit einer Realexkursion im Nationalpark Harz. Wissenschaftliche Hausarbeit zur ersten Staatsprüfung für das Lehramt an Sekundarschulen*. Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg [unveröffentlicht].
- SOUTHWORTH, J. H. & KLEMM, E. B. (1985): *Increasing global understanding through telecommunications*, *NASSP Bulletin*, Vol. 69 (480). S. 39-44.
- SPICER, J. I. & STRATFORD, J. (2001): *Student perceptions of a virtual field trip to replace a real field trip*. In *Journal of Computer Assisted Learning*, H. 17, S. 345-354.
- STAINFIELD, J., FISCHER, P., FORD, B. & SOLEM, M. (2000): *International Virtual Field Trips: a new direction?* *Journal of Geography in Higher Education*, Vol. 24 (2), S. 255-262.
- TUTHILL, G. & KLEMM, E. B. (2002): *Virtual field trips: Alternatives to actual field trips*. *International Journal of Instructional Media*. Vol. 29 (4), S. 453-468.



Lokations- und Probenkarte



ZEICHENERKLÄRUNG

-  Höhenlinien, 20 m Intervall
-  Kennzeichnung der Berghöhen (Beispiel: Arromtjikke)
-  Seen
-  Bachläufe mit Fließrichtung
-  Wanderweg

**OBERES ALLOCHTHON
(Köli-Deckenkomplex)**

-  Serpentin-Konglomerat
-  Meta-Diorit/Chloritphyllit
-  Quarzphyllit
-  graphitführend
-  karbonatführend
-  Meta-Gabbro

**OBERES ALLOCHTHON
(Seve-Deckenkomplex)**

-  Meta-Grauwacke

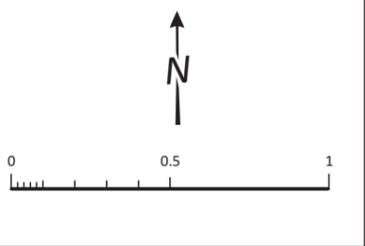
MITTLERES ALLOCHTHON

-  Meta-Arkose

lithologische Grenzen, Scherkontakte und Deckengrenzen sind der Geologischen Karte zu entnehmen (s. Anlage I)

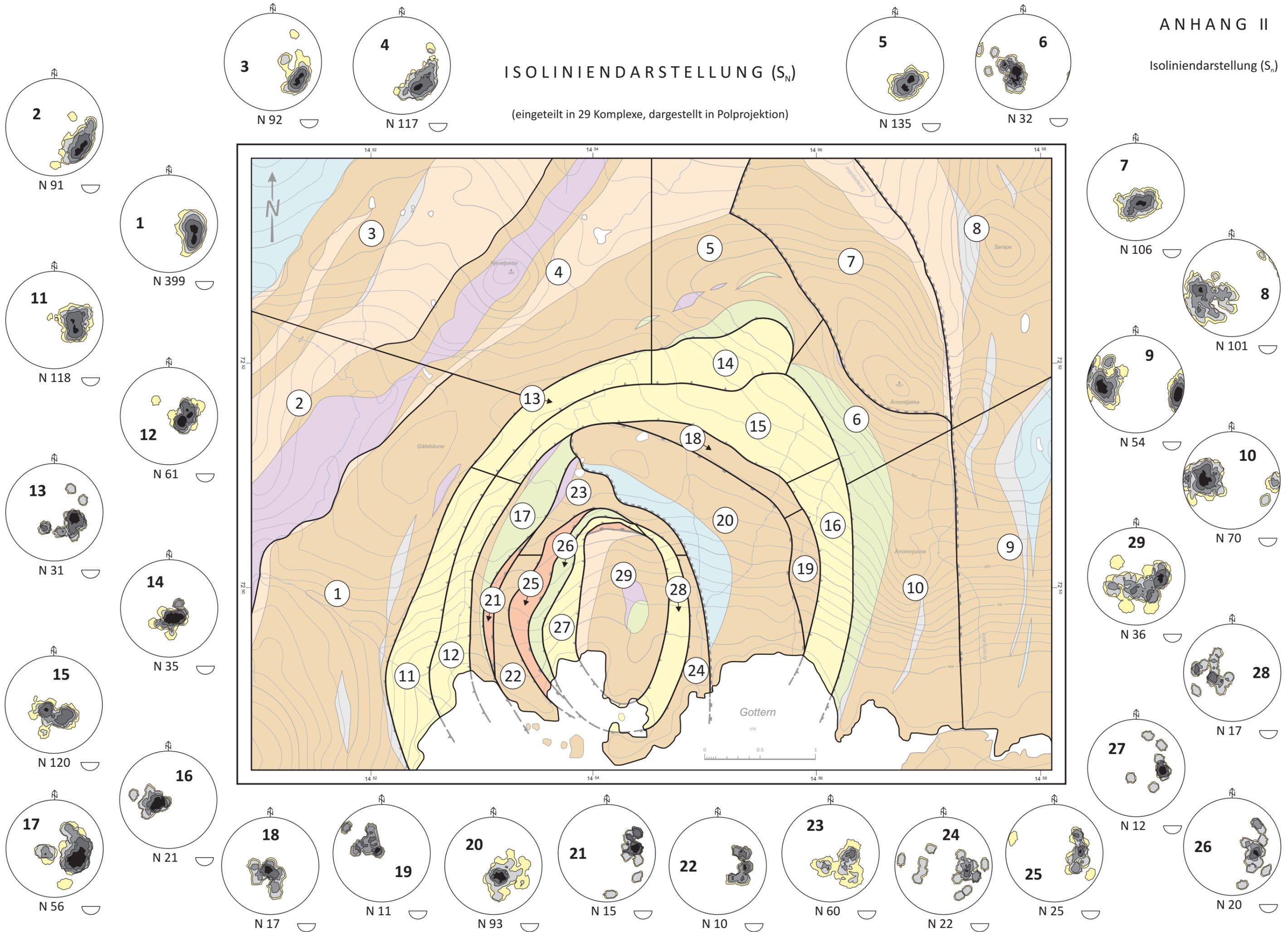
Kennzeichnung der Proben:

-  Lokation ohne Probe (DB, KD, SR = Namenskürzel der Bearbeiter)
-  Lokation mit Probe (siehe dazu auch Proben-tabelle im Anhang 2)



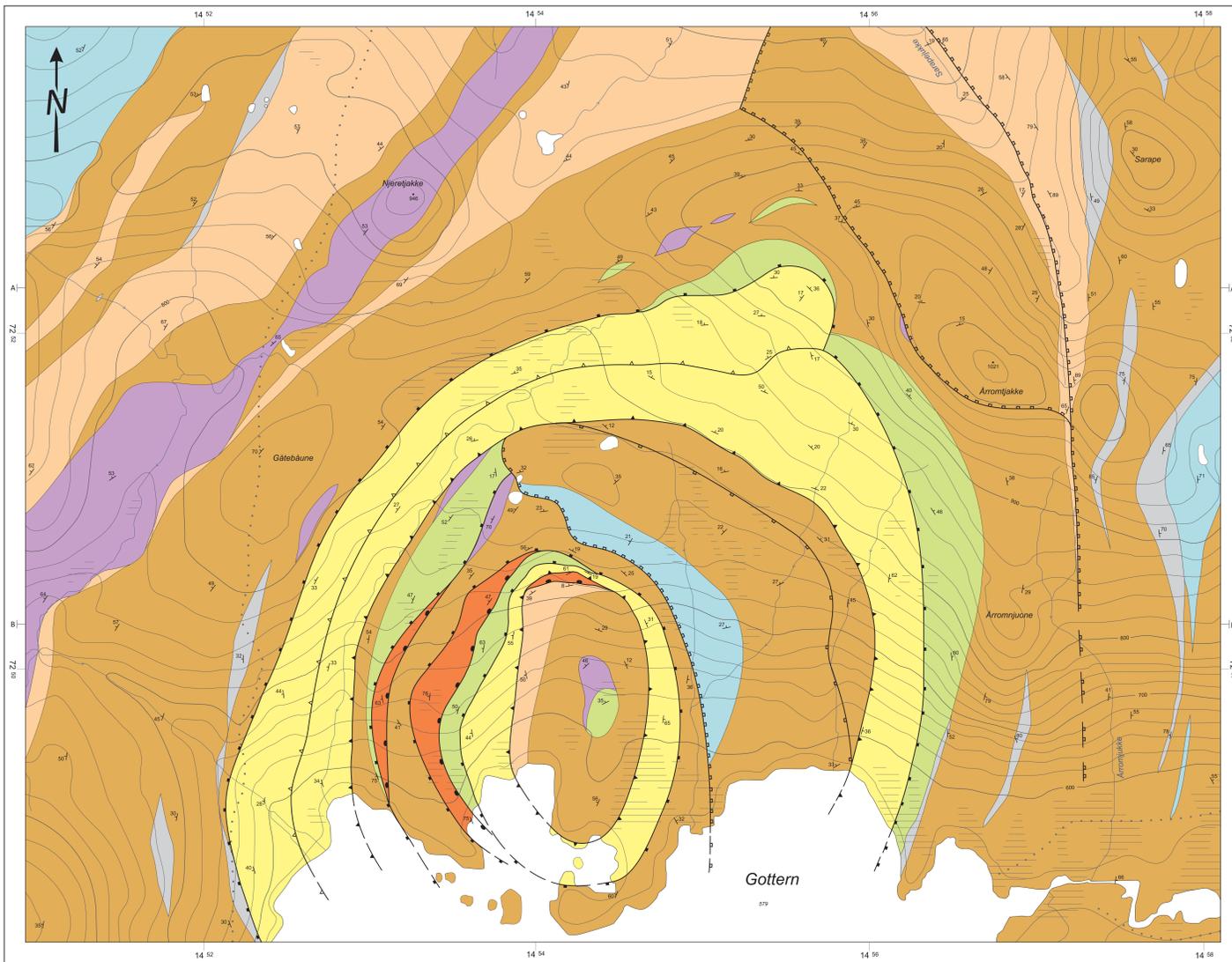
ISOLINIENDARSTELLUNG (S_N)

(eingeteilt in 29 Komplexe, dargestellt in Polprojektion)



GEOLOGISCHE KARTE

Im Norden des Fjällfjäll-Fensters in den Skandinavischen Kaledoniden (Västerbotten, Schweden)



Anlage 1

GEOLOGISCHE KARTE

Im Norden des Fjällfjäll-Fensters in den Skandinavischen Kaledoniden (Västerbotten, Schweden)

Maßstab 1 : 10 000

Bearbeiterin: Daniela Budach

Fachgebiet: Petrologie und Lagerstättenforschung

2011

ZEICHENERKLÄRUNG

- Höhenlinien, 20 m Intervall
- Wanderweg
- Bachläufe mit Fließrichtung
- Kennzeichnung der Berghöhen (Beispiel: Arronjokka)
- Seen
- Moore & Nassflächen

OBERE ALLOCHTHON / Käll-Deckenkomplex

- Serpentinil-Konglomerat (mit Bestandteilen mafischer bis ultramafischer Zusammensetzung)
- Meta-Diorit/Chloritphyllit (L.T. in Wechselwirkung ausgeht, Quarzphyllite enthalten vereinzelt Pyrit, vereinzelt besteht die Basis aus Metakong. das Top aus Chloritphyllit)
- Quarzphyllit (Semi-Pelite, mit Quarzgehalten von bis zu 60 %, enthält graphit- und karbonat-führende Einschlüßungen (siehe Zeichenerklärung))
- graphitführende Einschlüßungen (Semi-pelitis bis pelitis, mit ca. 5 % Graphit)
- Karbonatführende Einschlüßungen (albitische, untergeordnet dolomitische Zusammensetzung)
- Meta-Gabbro (proteristisches Meta-Intrusivgestein, Scherkerktalsteil stark mylonitisch)
- basale Überschiebung der Käll-Decke

OBERE ALLOCHTHON / Sveve-Deckenkomplex

- Meta-Granitwacke (granulitförmiger Psammit, enthält durchschnittlich 0,5 mm große Glimmerfächer)
- basale Überschiebung der Sveve-Decke

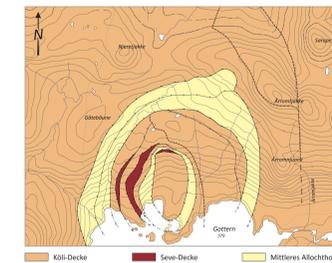
MITTLERE ALLOCHTHON

- Meta-Arktose (quarz-feldspatförmiger Psammit)
- basale Überschiebung des Mittleren Allochthons
- lithologische Grenzen und Scherkontakte
- deckeninterne Überschiebung im Mittleren Allochthon

von der „in sequence“ abweichende Überschiebungsbahnen:

- „out of sequence foreland thrust“
- „out of sequence back thrust“
- S₁ (Kupplatorien)
- Transpressrichtung
- Profilanschnitt
- Nordwest-westschiebend

ALLOCHTHONE-DECKENKARTE



ZUSAMMENFASSUNG

Die Entstehung der Skandinavischen Kaledoniden resultiert aus der Kollision Baltica mit Laurentia. Hierbei kam es zur Ausbildung eines Orogenen Keils, der auf den Baltischen Schild aufgeschoben wurde. Dieser Keil entstand durch die Stapelung verschiedener lithologischer Decken, dem Unteren, Mittleren, Oberen und Obersten Allochthon. Das Mittlere Allochthon dient dabei als Basis und Überschiebungsbahn der mächtigen Deckenkomplexe des Oberen und Obersten Allochthons.

In den zentralen Kaledoniden in Västerbotten sind tafelförmige allochthone Einheiten in tektonischen Fenstern aufgeschlossen. Das Arbeitsgebiet befindet sich innerhalb einer solchen Struktur, dem nördlichen Fjällfjäll-Fenster. Hier sind die Decken des Mittleren und des Oberen Allochthons in einer anfallen Struktur, einem Duplex, aufgeschlossen. Das Obere Allochthon kann in zwei Sub-Decken, der Sveve- und Käll-Decke, unterteilt werden, wobei der Kern des Duplexes durch eine Stapelung aller drei Einheiten (Mittleres Allochthon, Sveve- und Käll-Decke) aufgebaut ist. Die Umrandung des Fensters besteht ausschließlich aus Gesteinen der Käll-Decke.

Alle Einheiten sind regionalmetamorph übersteigt. Lithologisch besteht das Mittlere Allochthon hauptsächlich aus Meta-Klassen, die im Kontaktbereich zum Oberen Allochthon stark mylonitisiert sind. Die Mineralparagenesen dieser Einheiten zeigen grünlich-feldspatische Druck- und Temperaturbedingungen von 400°C und 4,2 kbar. Eine jüngere, niedriggradige grünlich-feldspatische Übergangszone konnte ebenfalls beobachtet werden.

Die Sveve-Decke des Oberen Allochthons besteht aus granulitförmigen Meta-Granitwacken. Die Mineralparagenesen deuten auf eine mittlere bis hochgradige amphibolitische Übergangszone hin. Die metamorphen Bedingungen werden mit 600°C und 6 kbar angenommen. Vereinzelt zeigen Dünnsschliffe aus der Sveve-Decke granulitförmige Reaktive, welche auf deutlich höhere metamorphe Bedingungen von über 700°C und 8 kbar schließen lassen.

Die Käll-Decke ist hauptsächlich aus unterschiedlichen Phylliten aufgebaut. Hier konnten Druck- und Temperaturbedingungen einer oberen Grünchiefer- bis unteren Amphibolitfazies von 550°C und 5 kbar nachgewiesen werden. Beide, die Sveve- und Käll-Decke, zeigen ebenso wie das Mittlere Allochthon eine westliche grünlich-feldspatische Übergangszone.

Die unterschiedlichen metamorphen Bedingungen erlauben so eine genaue Abgrenzung der Deckenkomplexe und zeigen den Stapelbau der allochthonen Einheiten im Fjällfjäll-Fenster. Während der Aufstellung der unterschiedlichen Decken bildete sich ein in Richtung Hinterland einfallendes Duplex aus, wobei das Mittlere Allochthon mit den Einheiten der Sveve- und Käll-Decke intensiv verschuppt wurden. Dabei wurde die überführende Decke, das Obere Allochthon, über die gesamte Aufhebung geschoben (passive roof folding). Während der Anlage der anfallen Struktur kam es zu duplexartigen Energiegestaltungen. So konnte im Zentrum des Arbeitsgebietes eine Pop-up structure konserviert werden. Da diese unterhalb des Mittleren Allochthons angelegt ist, wird postuliert, dass die im Westen des Arbeitsgebietes auskristallisierte Decke des Mittleren Allochthons sich erst nach der Pop-up structure ausbildete. Des Weiteren wurde im nördlichen Teil des Fjällfjäll-Fensters eine Rücküberschiebung (out of sequence back thrust) nachgewiesen, die als westliche deckenbergende Einengung interpretiert wird.

Zusammenfassend zeigte sich im Gelände durch eine deutliche Verschupfung der oben genannten Decken der tektonische Stapelbau, der den dem nördlichen Fjällfjäll-Duplex markiert. Weiterhin konnte eine intensive Abtragung niedriggradig metamorpher Einheiten an der Basis zu höhergradig metamorpher Folgen im Top des gesamten Komplexes nachgewiesen werden, was die Entwicklung des paläozoischen Orogenen Keils verdeutlicht.

