

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

DANIELA BUDACH<sup>1</sup> & THOMAS J. DEGEN<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Puschkinstr. 11, 06108 Halle (Saale).

<sup>2</sup>Martin-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 km<sup>2</sup> 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 km<sup>2</sup> 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 Sveve-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 km<sup>2</sup> 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 km<sup>2</sup> 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

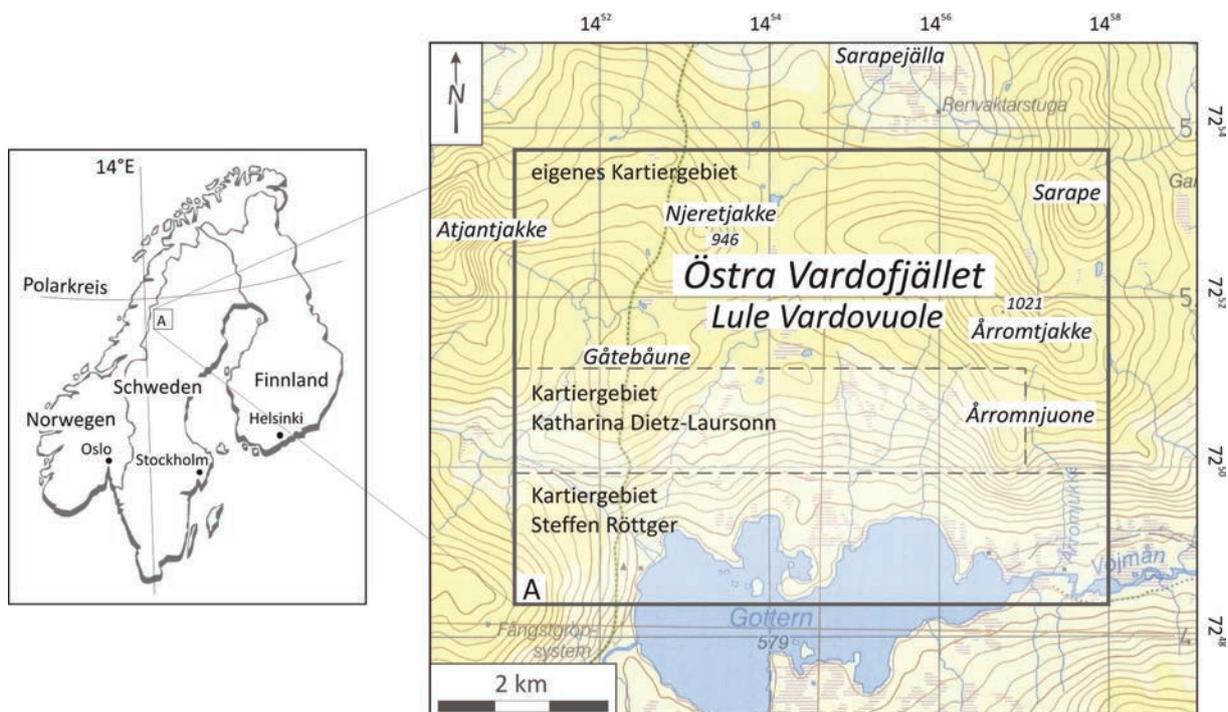


Abb. 1 Lagebeschreibung des Arbeitsgebietes. Der Teilausschnitt A zeigt das ca. 35 km<sup>2</sup> große Arbeitsgebiet. Weiterhin ist die Aufteilung der Kartiergebiete verdeutlicht. Topographische Grundlage: Blå kartan, Maßstab 1:100 000 (Kartenblätter: 23F Fatmomakke, 24F Tärna)

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 (SVENNINGSEN 2001). Aktives kontinentales Rifting und ein fortschreitendes „sea-floor-spreading“ bildeten den bis zu 10.000 km breiten Iapetus-Ozean (SVENNINGSEN 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

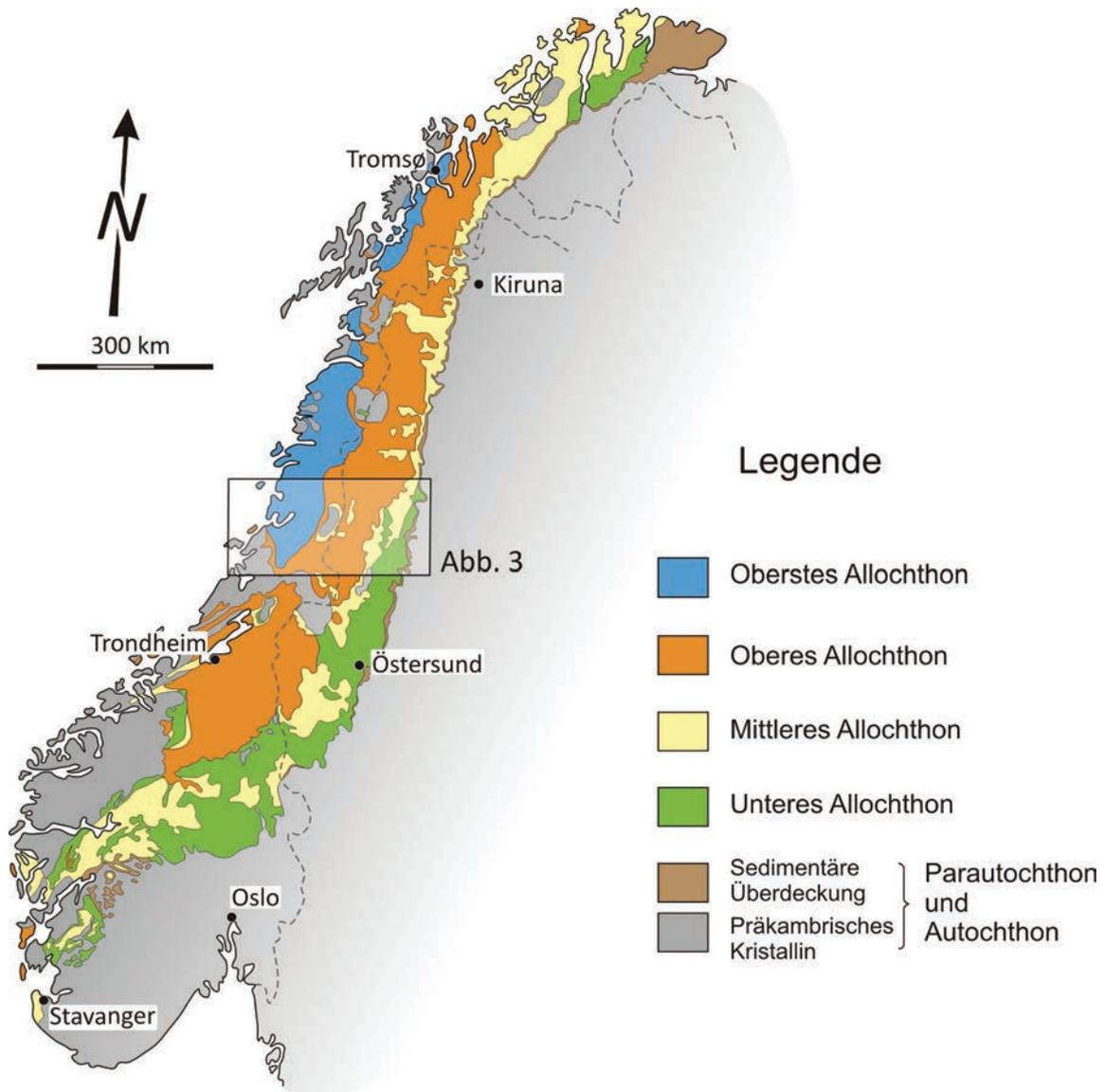


Abb. 2 Vereinfachte tektonostratigraphische Unterteilung der Skandinavischen Kaledoniden. Die vier großtektonischen Einheiten des Orogens sind in den Farben grün, gelb, orange und blau dargestellt. In der Karte ist ein Lageverweis auf Abbildung 3 vermerkt (Karten sind modifiziert nach ROBERTS 2003).

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-

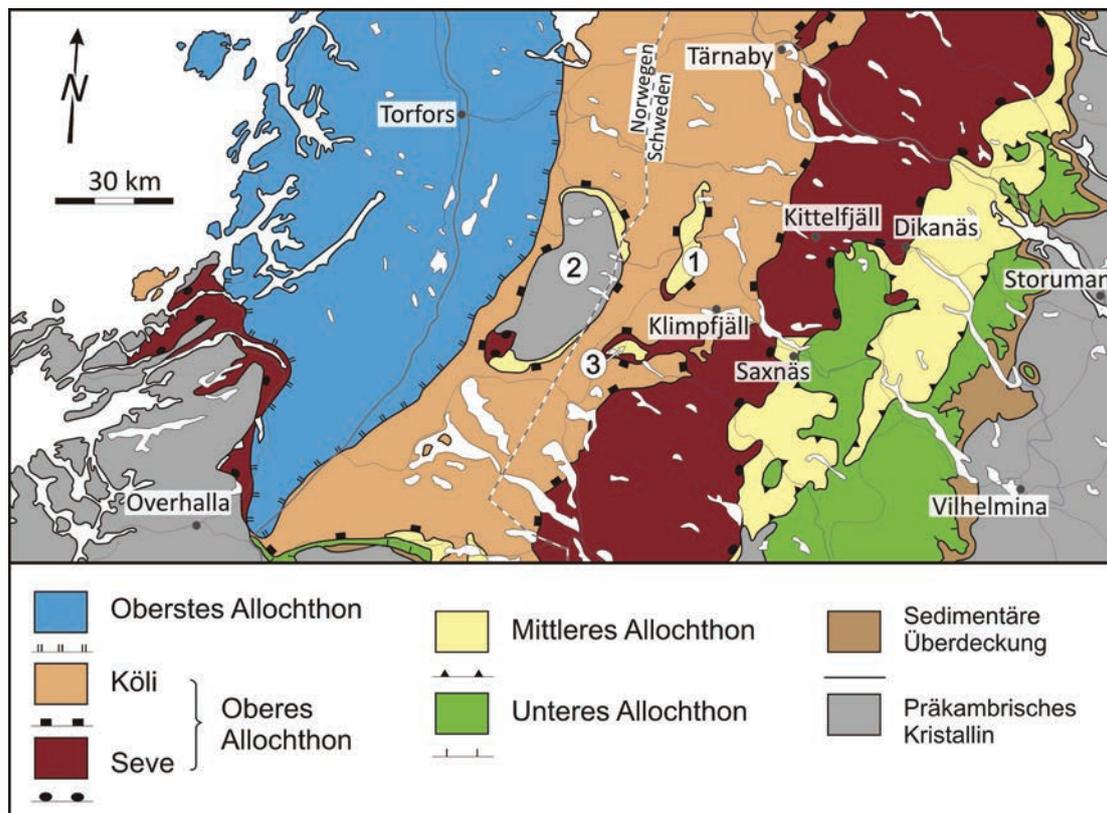


Abb. 3 Kartenausschnitt der zentralen Kaledoniden Skandinaviens (genaue Lage in Abb. 2), mit Blick auf die nähere Umgebung des Arbeitsgebietes. Die einzelnen Deckenkomplexe sind durch Überschiebungsbahnen getrennt, welche durch die Signatur an der Basis der jeweiligen Einheit gekennzeichnet ist. 1 =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

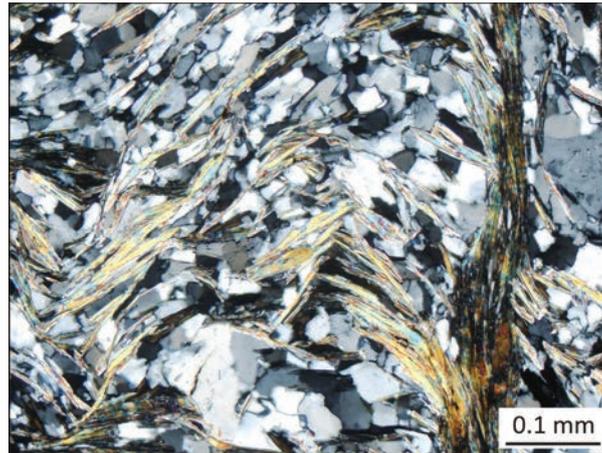


Abb. 5 Deutlich ist die Überfaltung eines älteren Segregationsgefüges (Ost-West) erkennbar. Dies führte zur Ausbildung einer „crenulation cleavage“ und somit zur Anlage einer jüngeren, Nordsüdgerichteten Foliationsrichtung. (Schliff 39, +Nic.)

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

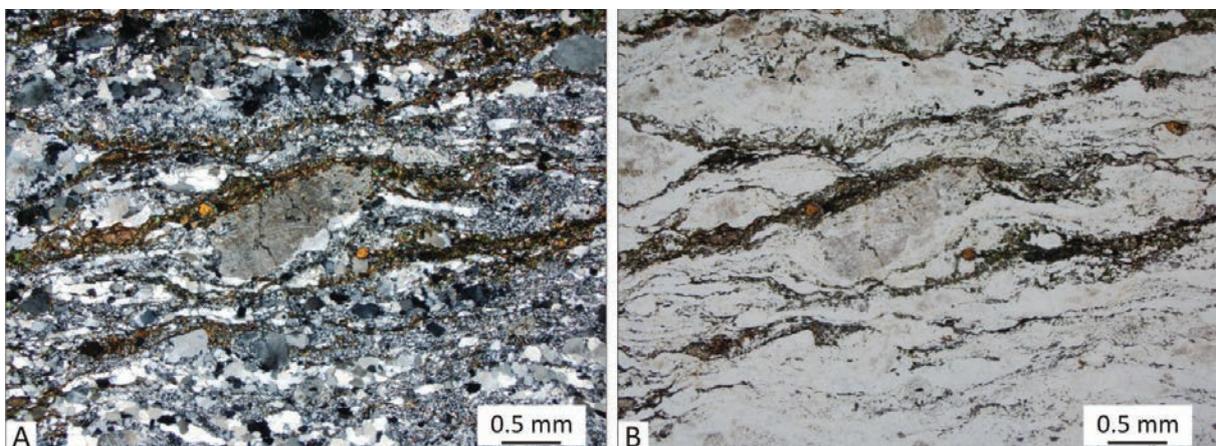


Abb. 6 Das Material zeigt im Kontakt zur überfahrenden Einheit, dem Oberen Allochthon, eine deutliche Mylonitisierung. Eine Reduzierung der einzelnen Körner ist gut sichtbar und das feinklastische Material aus Feldspat, Quarz und Epidot umfließt die Porphyroklasten. (Schliff 45; A (+Nic.), B (//Nic.))

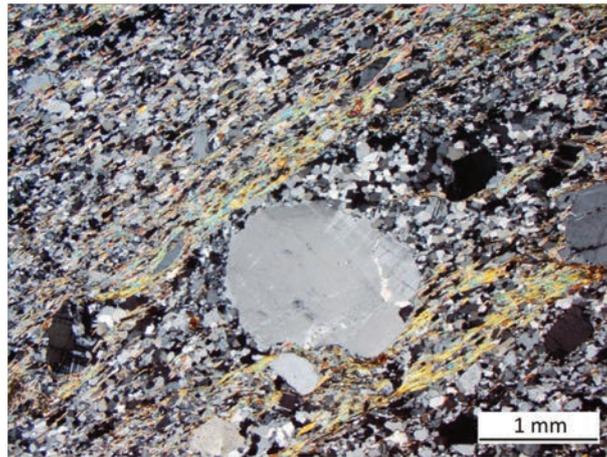


Abb. 7 Feldspat-Individuum, das sich in seiner Größe deutlich von der Matrix abhebt. Des Weiteren ist im Vergleich mit Abb. 5 ein höherer Phyllosilikatanteil zu beobachten. (Schliff 88 +Nic.)

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 ( $\leq 20\%$ ), 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,

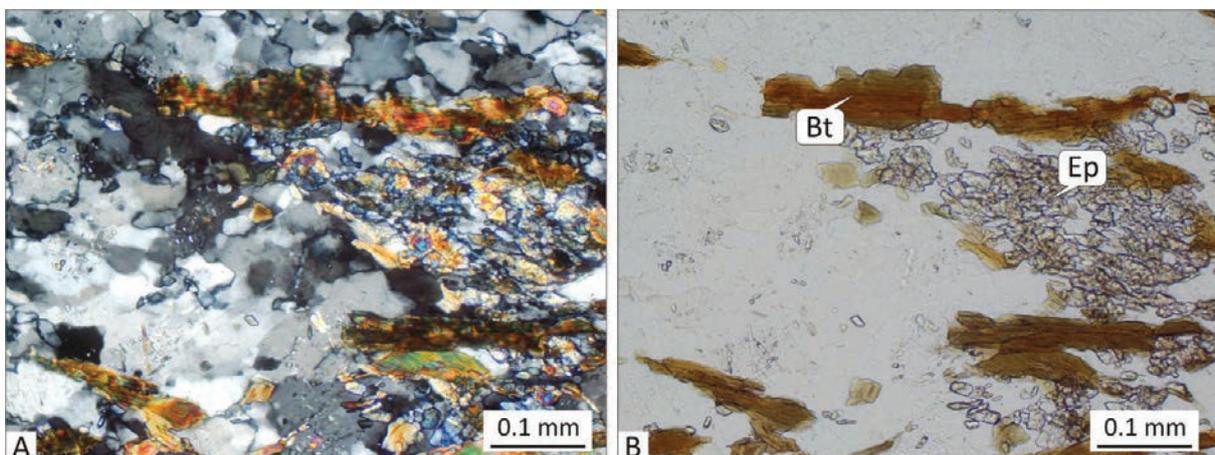


Abb. 8 A (+Nic.) und B (//Nic.) zeigen eine durch Biotit-Schüppchen (Bt) gut sichtbare Foliation. Kleine Nester von 10 bis 20  $\mu\text{m}$  großen feinverteilten Epidoten (Ep) sind ebenfalls vorhanden. (Schliff 73)



Abb. 9 Granatführende Meta-Grauacke; 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-Grauacke: 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

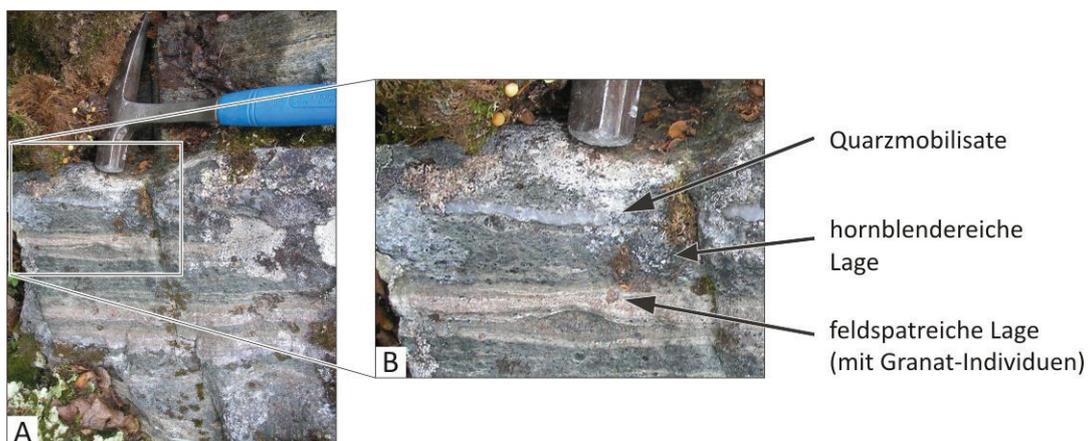


Abb. 10 A Stark überprägter Randbereich der Meta-Grauacke. Deutlich ist der Wechsel der feldspatreichen mit den dunkelgrünen hornblendereichen Lagen zu erkennen; Lokalität 276 SR (Foto: STEFFEN RÖTTGER). B zeigt einen vergrößerten Teilausschnitt aus A.

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 granulitfaziell 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

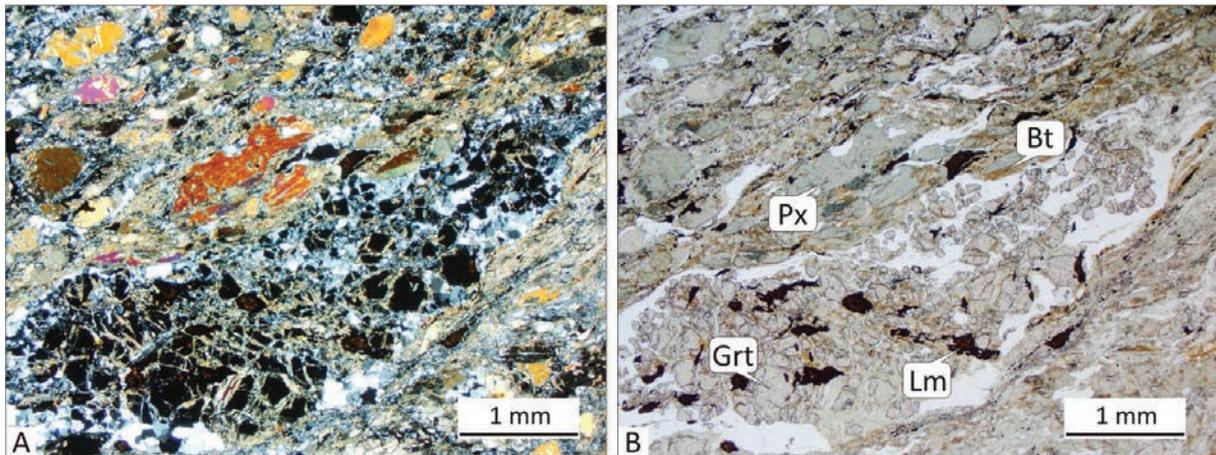


Abb. 11 Intensive Deformationsprozesse rundeten die rigide reagierenden Granate (Abb. 12) oder zerscherten sie in diverse, in der Foliation liegende Bruchstücke. Somit reagiert der Granat (Grt) auf die Deformation spröde und zeigt besonders in A (+Nic.) deutlich ein anders Gefüge als die feinkristalline 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)

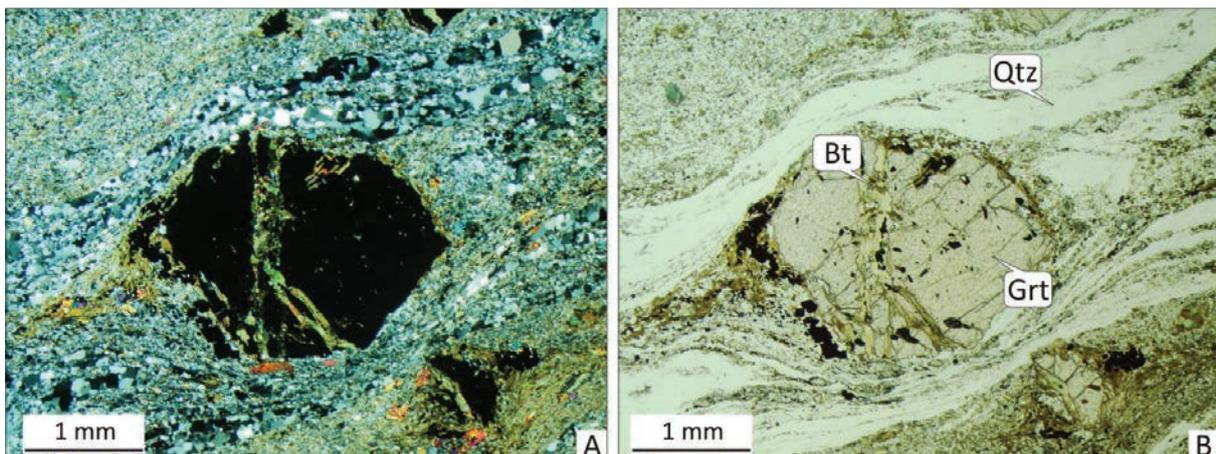


Abb. 12 Durch Scherung leicht gerundete Granate (Grt) zeigen Risse, die mit neugesprossenen feinen Biotiten (Bt) und einer Erzphase verfüllt sind (A +Nic. und B //Nic.). Weiter sind die unter 1 mm rekristallisierten Quarzlagen (Qtz) des Segregationsgefüges deutlich ausgebildet. (Schliff 111)

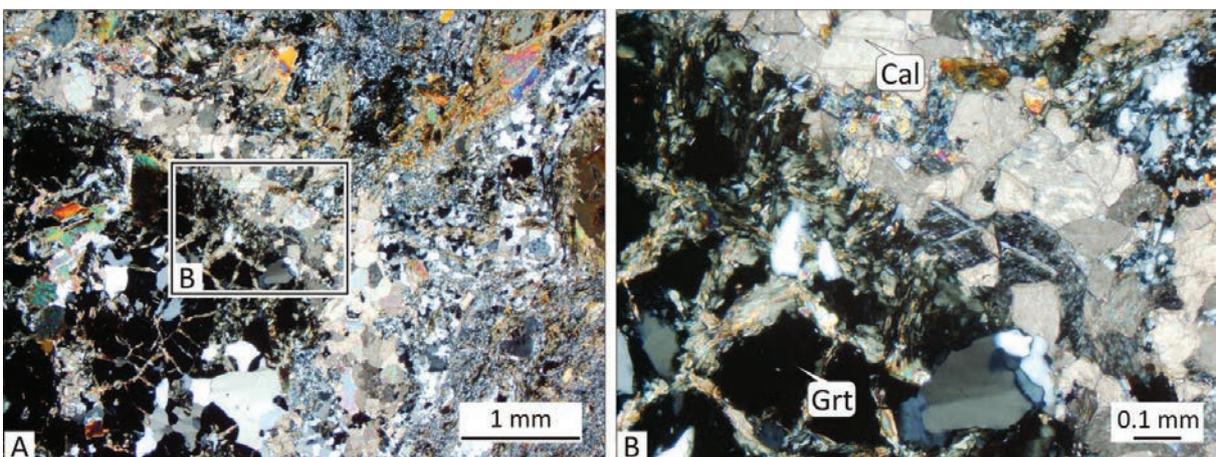


Abb. 13 In A (+Nic.) und B (+Nic.) ist der Rand eines zerbrochenen Granates (Grt) zu sehen, der in Rissen und randlich Neubildungen von Kalzit (Cal) zeigt (vergrößerter Ausschnitt von A). Dies spricht für einen Ca-reichen Granat, für Grossular. (Schliff 85)

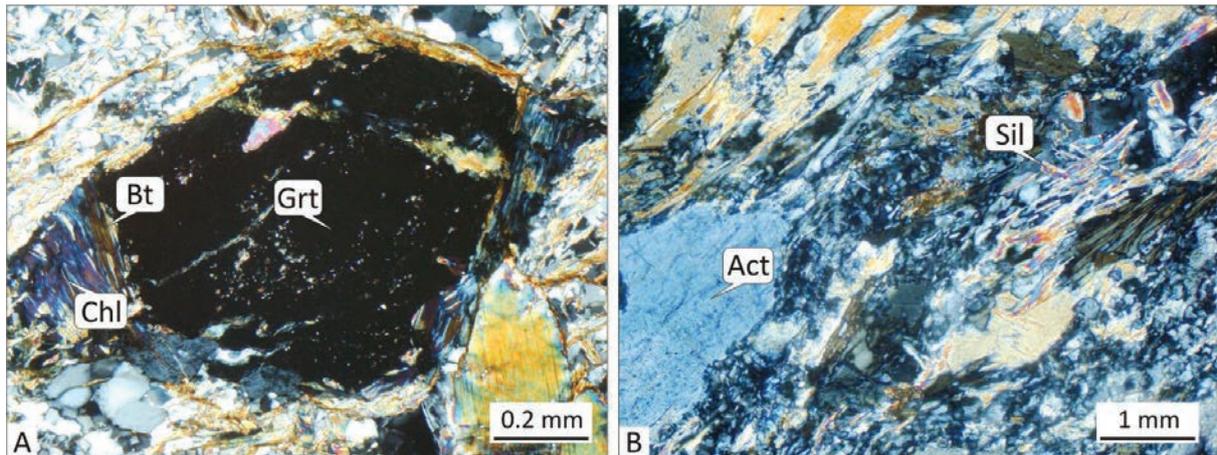


Abb. 14 Der Granat (Grt) in A (+Nic.) zeigt im Randbereich einen retrograden Umwandlungssaum, der sich im Druckschatten gebildet hat und nach Biotit retrograd in Chlorit umgewandelt ist. (Schliff 85) In der rechten Bildhälfte von B (+Nic.) sind verfilzte Sillimanitkristalle zu erkennen, die die aus Quarz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

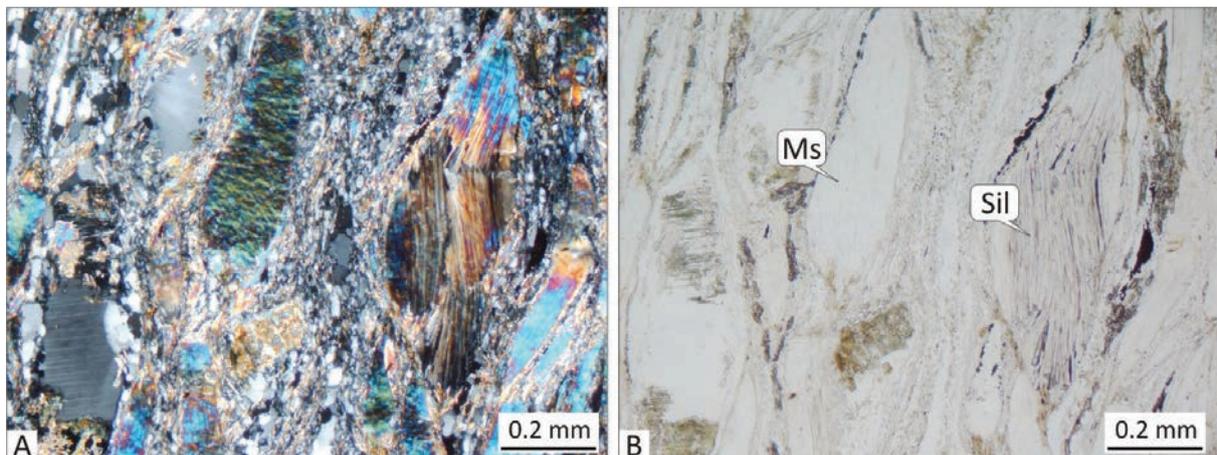


Abb. 15 Im Zentrum ist ein schwach gerundetes Muskovit-Individuum (Ms) zu erkennen. Weiter ist ein leicht geknickter Sillimanit (Sil) abgebildet. (Schliff 70; A (+Nic.), B (//Nic.))

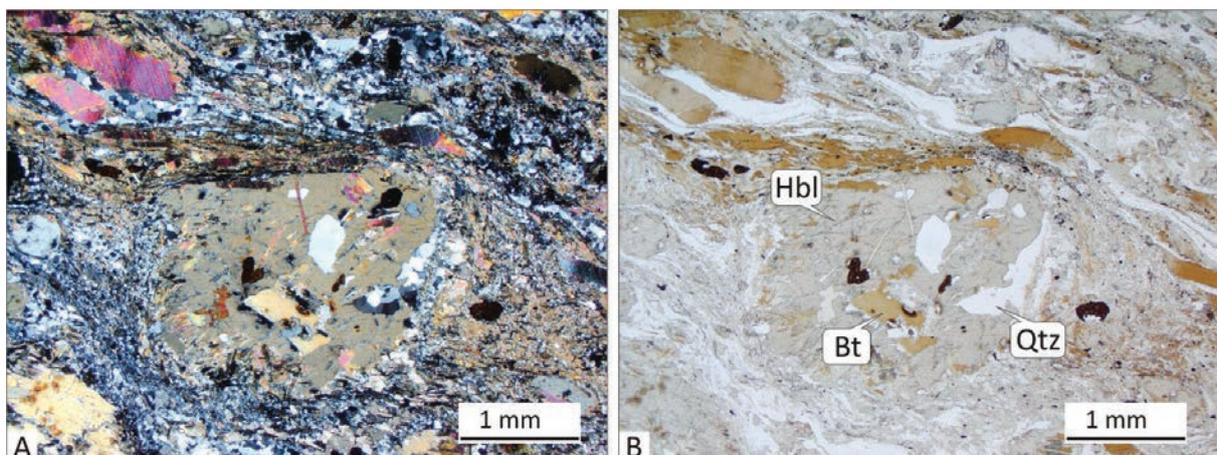


Abb. 16 Im Zentrum ist eine poikilitisch gewachsene Hornblende (Hbl) zu sehen, die als Pyroxen granulitfaziell Minerale wie Quarz (Qtz), Biotit (Bt) und Feldspat überwachsen hat. Diese ist retrograd aus Pyroxen in Hornblende umgewandelt, wobei die poikilitisch ausgebildete Struktur erhalten blieb. Des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

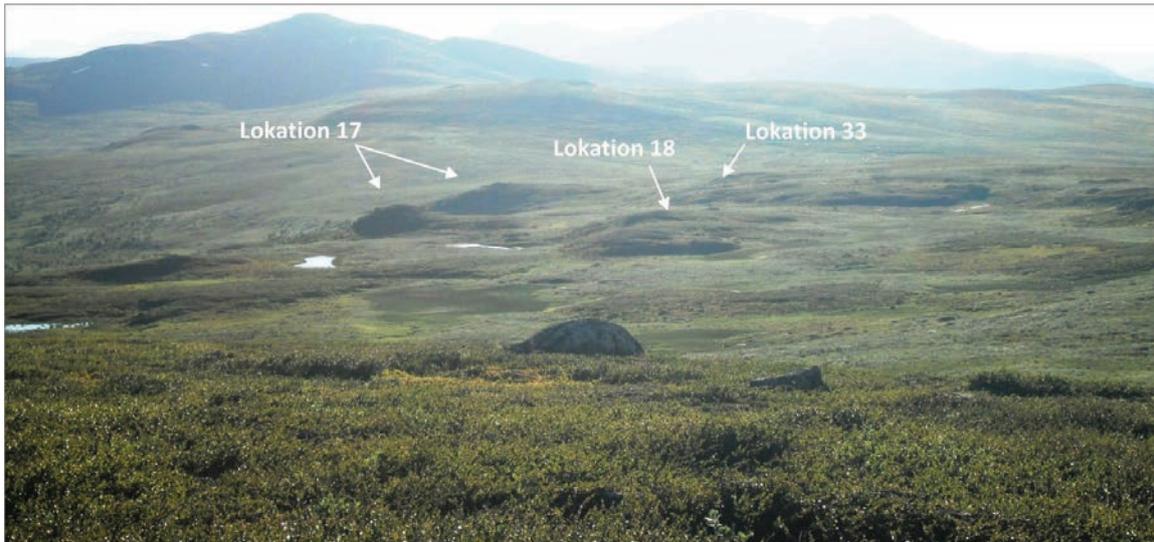


Abb. 17 Blick in Richtung WNW auf die Lokalitäten 17, 18 und 33. Morphologisch sind deutlich die auf Grund ihrer Härte herauspräparierten Ost-West-streichenden Hügel erkennbar.

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).

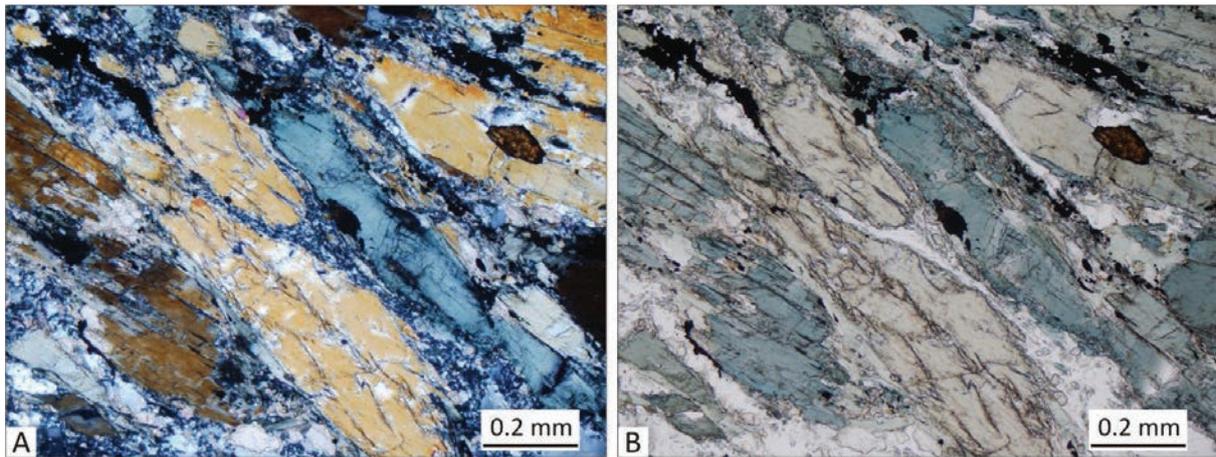


Abb. 19 Deutlich sind in die Foliation eingeregelt Hornblenden zu sehen. Sie sind randlich stark „ausgefrantzt“ und durch die Deformation leicht verbogen. (Schliff 40 (A +Nic.), (B //Nic.))

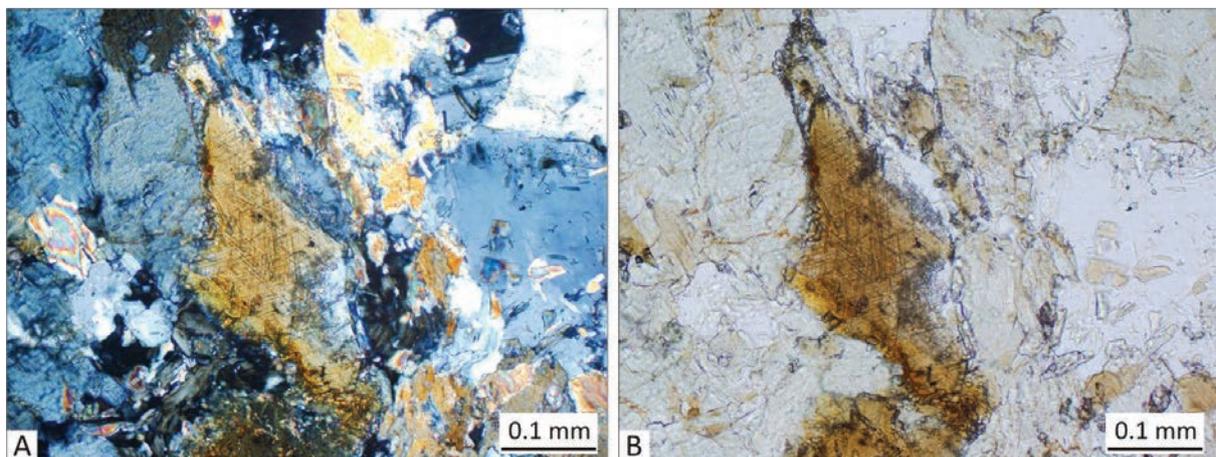


Abb. 20 Im Zentrum ist in beiden Abbildungen (A +Nic., B //Nic.) ein Biotit-Individuum dargestellt, das im Winkel von  $120^\circ$  bei der Entmischung und den daraus entstandenen Rutilnadeln zerlegt wird. Hierbei entsteht ein sogenanntes Sagenitgitter. (Schliff 17)

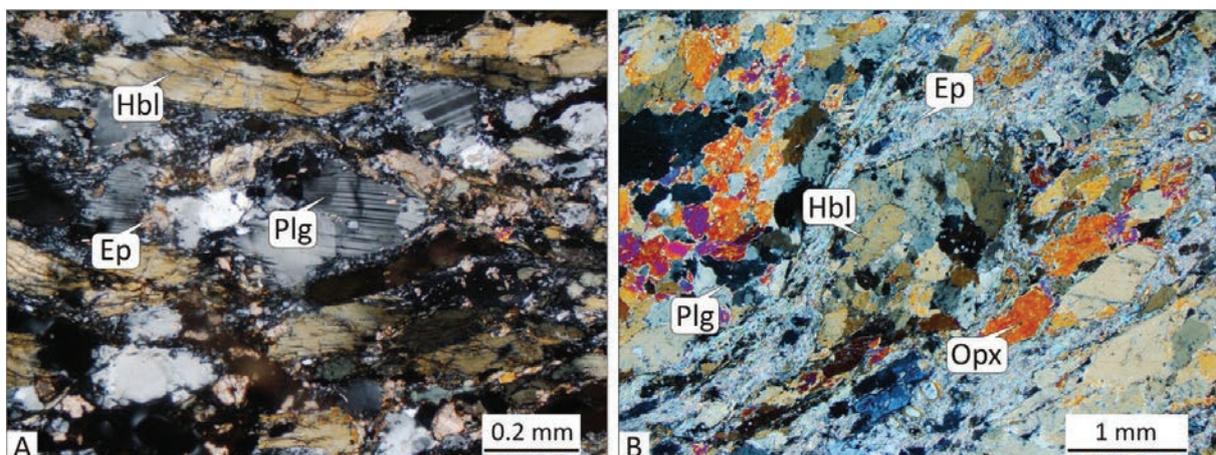


Abb. 21 Bild A (+Nic.) zeigt bis zu 0,2 mm große z.T. zerriebene Plagioklase (Plg) die in einer fein rekristallisierten Grundmasse „schwimmen“. (Schliff 40) In Abbildung B (+Nic.) sind reliktsch erhaltene Orthopyroxene (Opx) mit bunten Interferenzfarben dargestellt. Hornblenden (Hbl), Epidot (Ep) und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

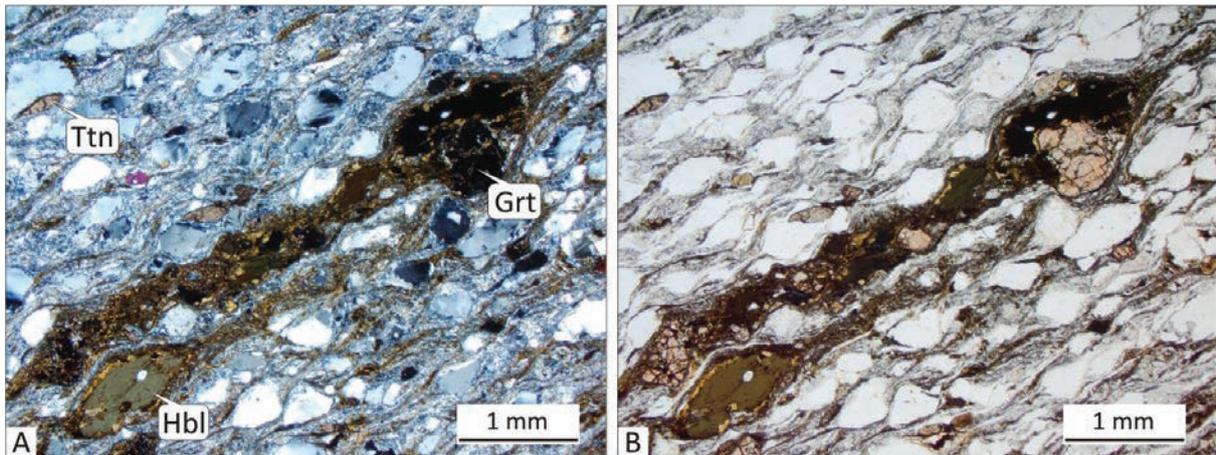


Abb. 22 A Die Abbildung zeigt einen kleineren, völlig zerscherten Granat (Grt), der in einer stark mylonitisierten Foliation liegt. Alle Komponenten „schwimmen“ in einer mylonitischen Matrix und zeigen eine intensive Reduzierung ihrer Größe. (Schliff 67 (A +Nic.), (B //Nic.))

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).

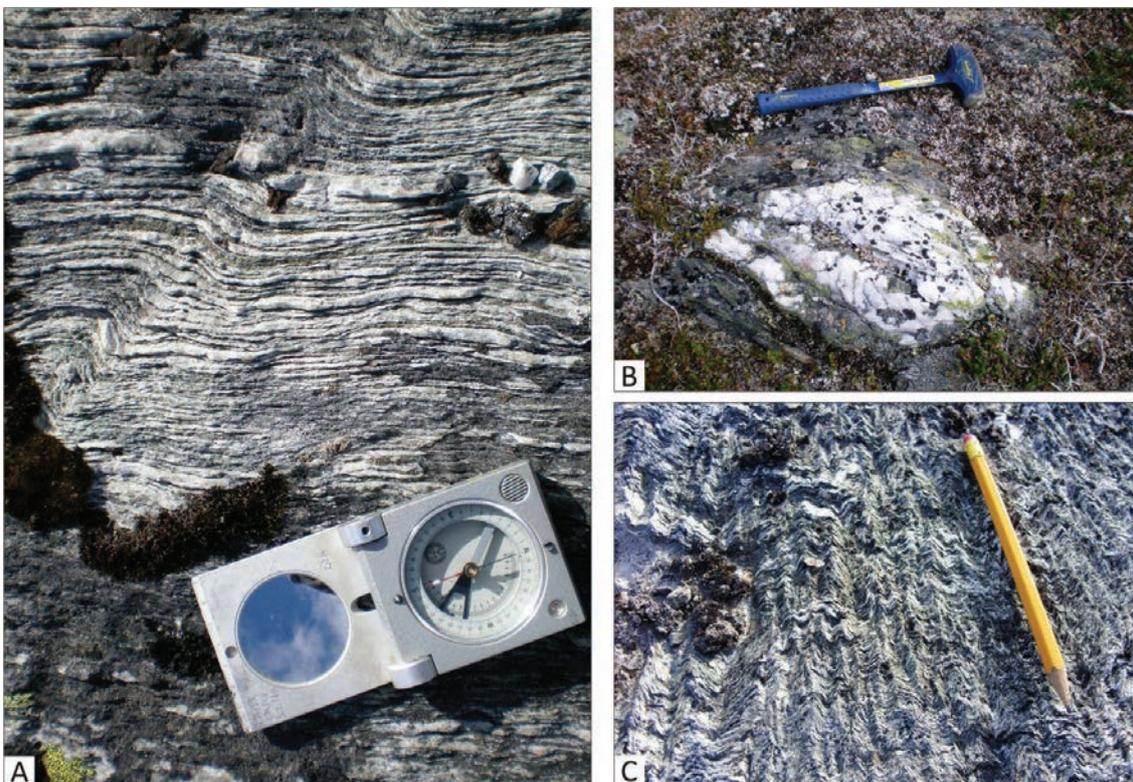


Abb. 23 Geländeaufnahmen des Quarzphyllits. A Der Wechsel von glimmerreichen und quarzreichen Lagen verdeutlicht die engständige Foliation; Lokalität 8. B Ein in Foliationsrichtung liegendes, boudiniertes Quarzmobilisat; Lokalität 57 DB. C Deutlich ausgeprägte Krenulationsfältelung; Lokalität 246 KD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

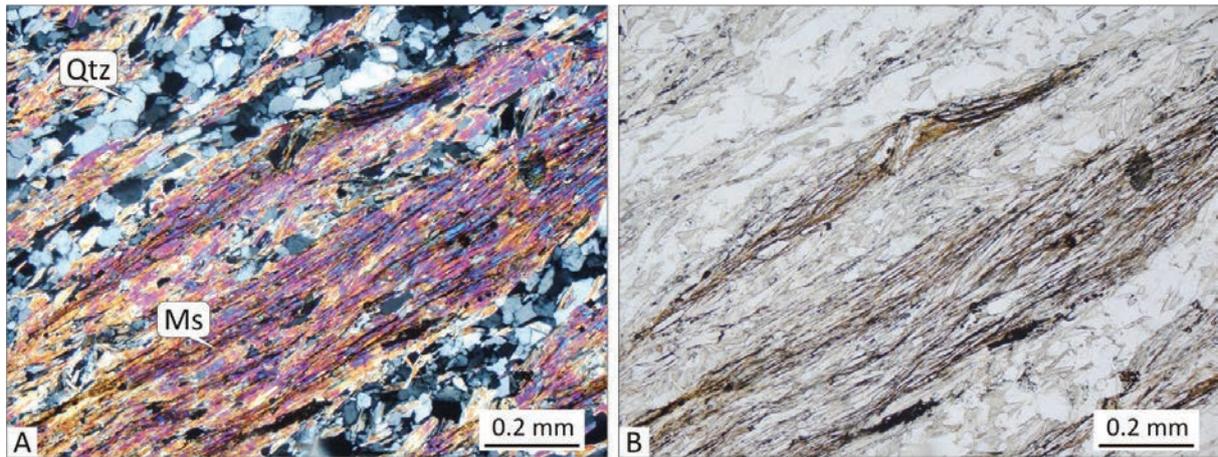


Abb. 24 Abwechselnd sind Muskovitlagen mit rekristallisierten Quarzlagen zu erkennen. (Schliff 36 (A +Nic.), (B //Nic.)).

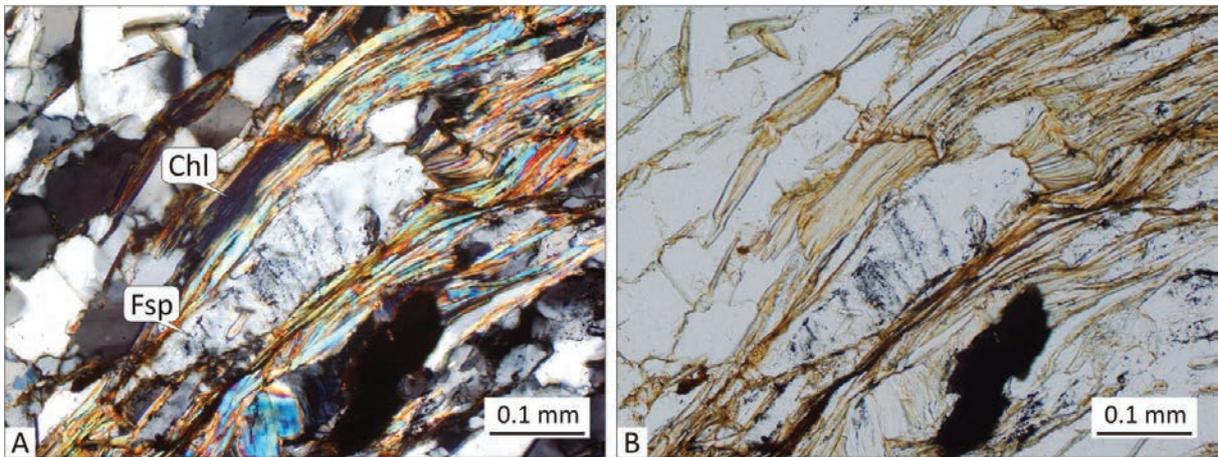


Abb. 25 Der Schliff zeigt einen in Augenform gepressten und zugleich verbogenen Feldspat (Fsp), der in die Foliation eingebettet ist. Die den Feldspat umgebenden Muskovit- und Biotit-Individuen zeigen besonders in Bild A (+Nic.) deutliche Anzeichen einer Chloritisierung (Chl). Im Hellfeld (B //Nic.)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

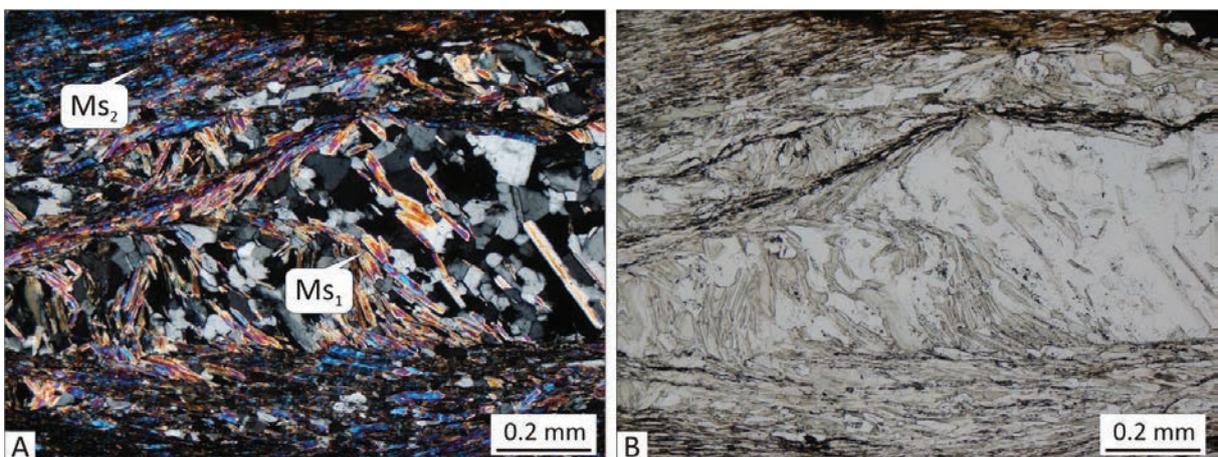


Abb. 26 Deutlich sind zwei Generationen von Muskovit zu erkennen. Die ältere ( $Ms_1$ ) steht mehr oder weniger senkrecht zur Foliation, ist verbogen und streut unregelmäßig. Die jüngere Generation ( $Ms_2$ ) liegt streng eingeregelt in der Foliation gewachsen. (Schliff 36, (A +Nic.), (B //Nic.))

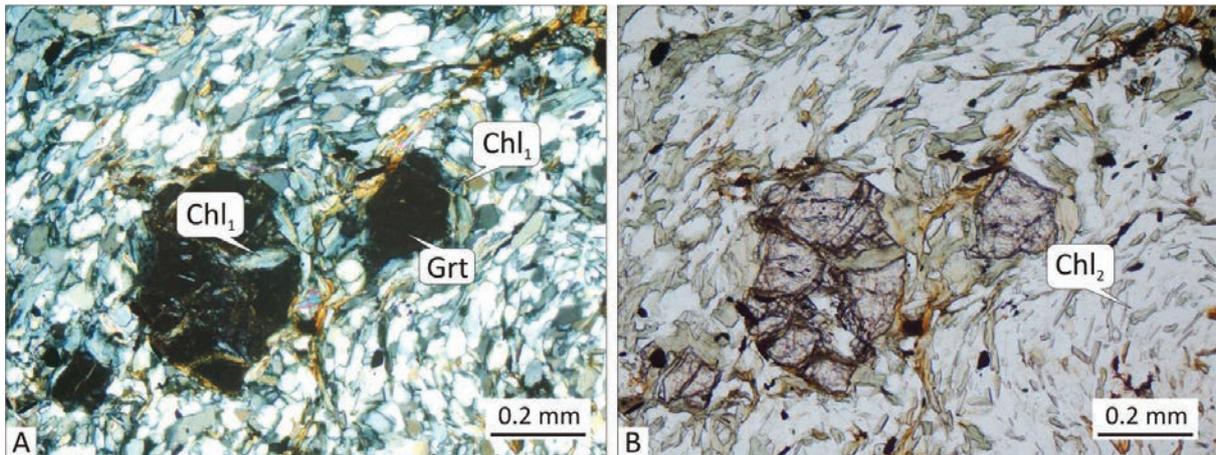


Abb. 27 Die etwa 0,2 mm großen Granate sind leicht zerbrochen. In Bild A (+Nic.) sind deutlich die in den Rissen enthaltenen Chlorite (Chl<sub>1</sub>) zu sehen. Weiter zeigen die Granate eine leichte Rotation, wobei sie dabei trotzdem in der Foliation liegend eingeregelt sind. Des Weiteren ist, besonders im Hellfeld (B //Nic.), eine Vielzahl an neu gesprossenen kleinen Chlorit-Individuen (Chl<sub>2</sub>) erkennbar. (Schliff 19)

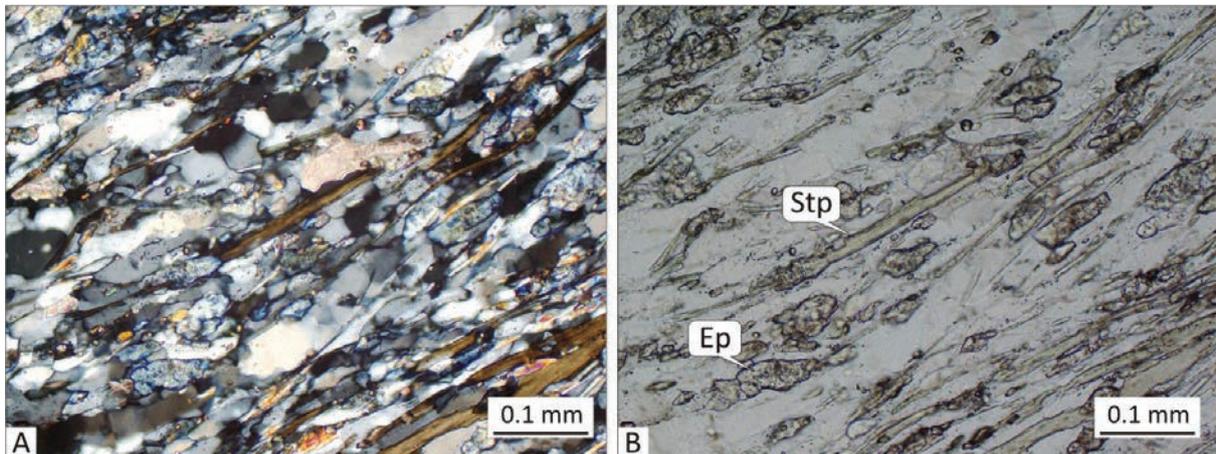


Abb. 28 Die Abbildungen A (+Nic.) und B (//Nic.) zeigen kleine, in der Foliation liegende, bis zu 0,05 mm große Epidote. Des Weiteren konnte, in seiner Ausbildung glimmerähnlich, Stilpnomelan identifiziert werden. Dieser ist durch seine schlecht ausgebildete Spaltbarkeit und einer deutlich höheren Doppelbrechung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

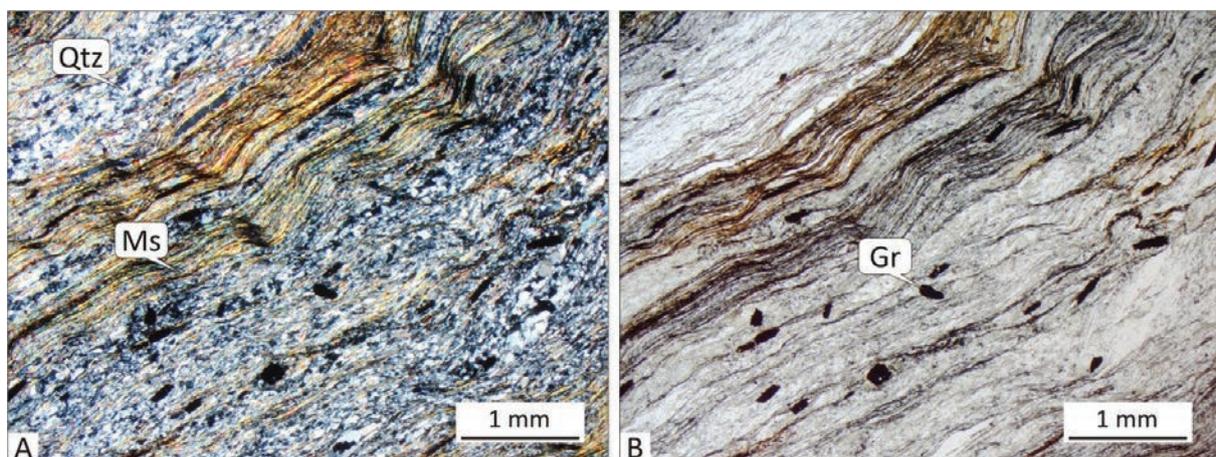


Abb. 29 Eine deutliche Lagigkeit (Foliation) ist erkennbar, die leicht verfaltet (krenuliert) ist. In Bild A (+Nic.) sind der hohe Quarzanteil (Qtz) sowie die Lagen aus feinverteiltem Muskovit gut zu sehen. In B (//Nic.) treten die opaken Graphitminerale (Gr) deutlich hervor und liegen in der Krenulationsfältelung.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

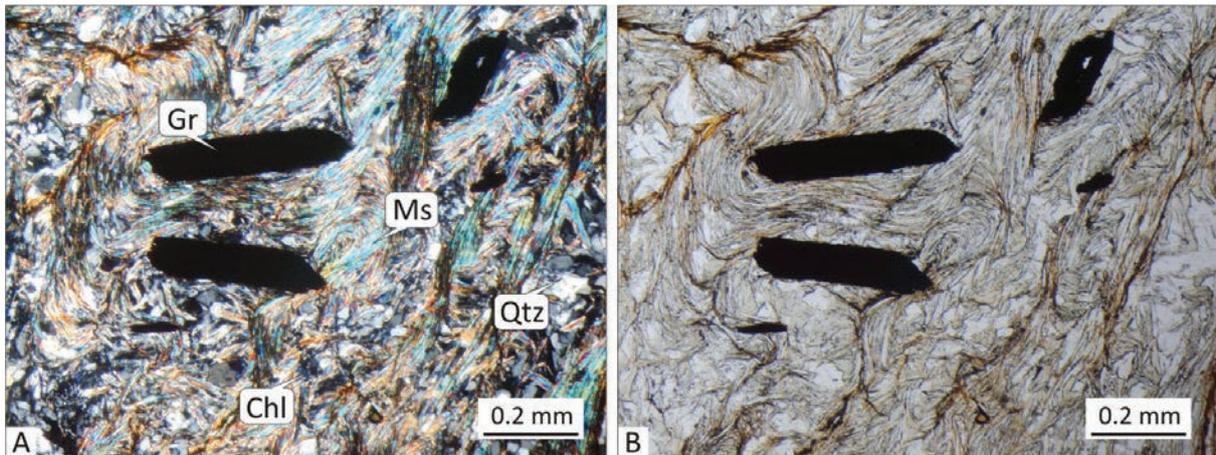


Abb. 30 Die einzelnen Graphitminerale (Gr) „schwimmen“, in Bild A (+Nic.) markiert, in einer feinkristallinen Matrix aus engen Muskovitbändern (Ms), Quarz (Qtz) und Chlorit (Chl). Im Hellfeld (B //Nic.) zeichnen die den Graphit-Individuen eng anschmiegenden Phyllosilikatlagen ein schlaufenförmiges Gefüge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

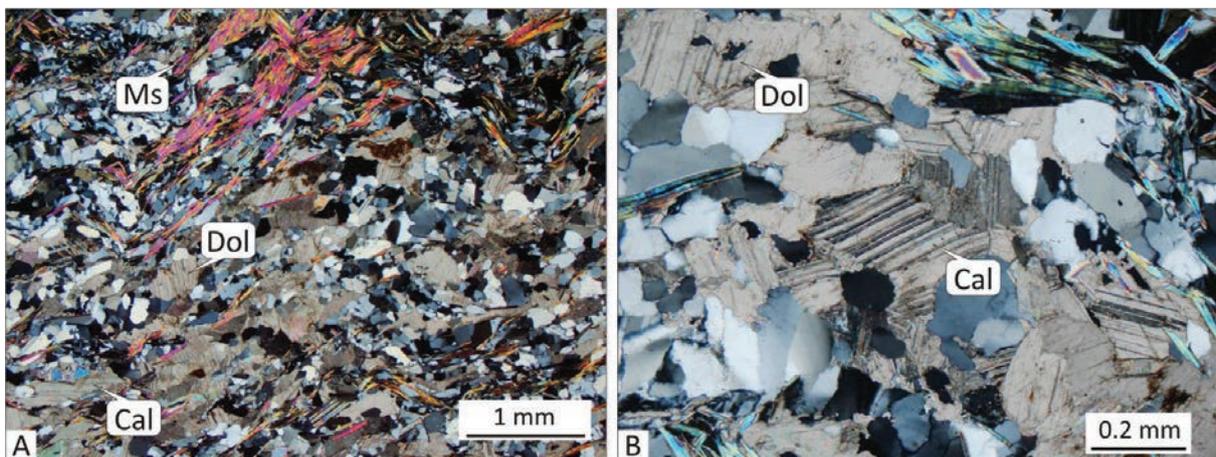


Abb. 31 In A (+Nic.) sind deutlich bis zu 1 mm mächtige karbonatreiche Lagen aus Kalzit (Cal) und Dolomit (Dol) im Quarzphyllit zu erkennen. Die Hellglimmer (Ms) sind lagig angeordnet und als Krenulation im oberen Teil des Bildes intensiv verfaltet. B (+Nic.) zeigt ein Detailausschnitt, wobei die parallel 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).

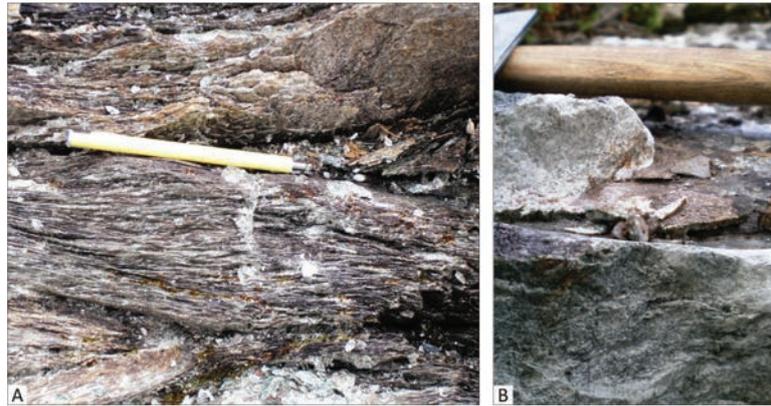


Abb. 33 Aufschlussbilder der jeweiligen Gesteinstypen der Einheit. A zeigt den engständig foliierten Chloritphyllit der Lokalität 94 DB. B zeigt den grobkristallinen Meta-Diorit der Lokalität 22 und 23.

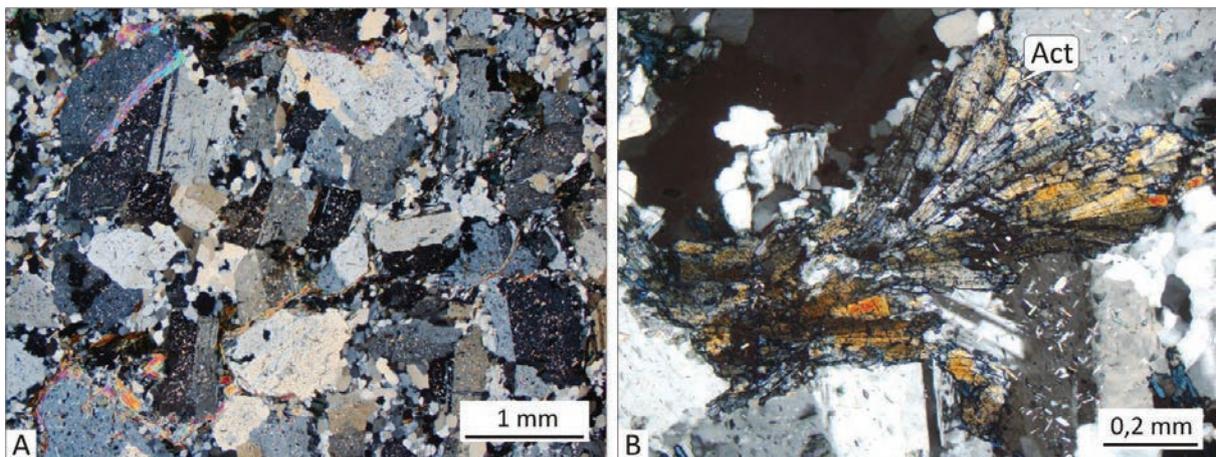


Abb. 34 Der Diorit, abgebildet in A (+Nic.), zeigt in allen Schliffen aus dem Kernbereich der einzelnen Komplexe ein nahezu regelloses Gefüge, wobei Zwischenräume mit feinverteiltem, rekristallisiertem Quarz ausgefüllt sind. Weiterhin zeigt sich eine starke Saussuritisierung der Plagioklase, die daher 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)

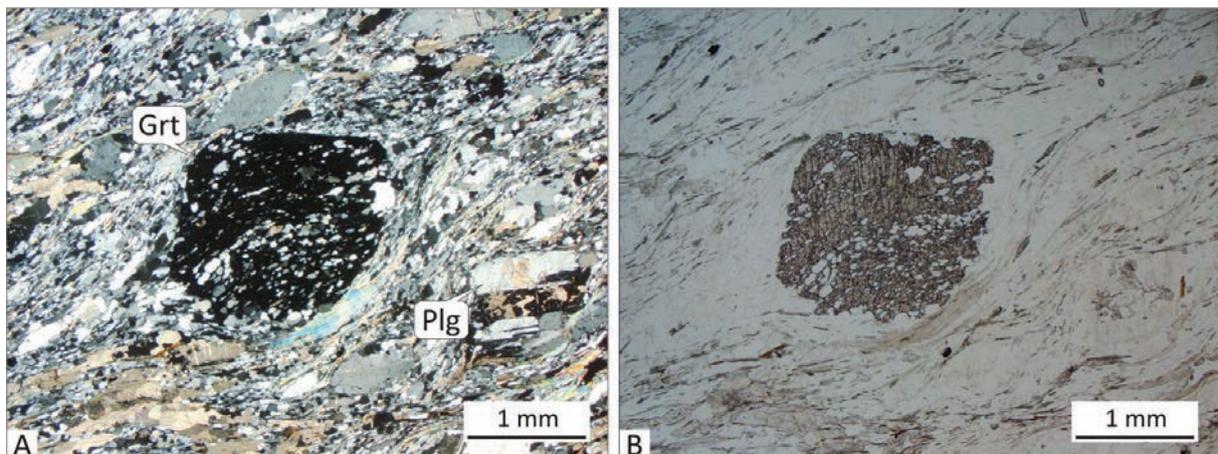


Abb. 35 In A (+Nic.) ist deutlich ein in Augenform liegender Granat (Grt) zu sehen. Dieser zeigt ein leicht welliges Interngefüge, das auf eine Rotation während des Wachstums hindeutet (Kap. 6). Des Weiteren zeigen die Plagioklase (Plg) ebenfalls eine deutliche Augenform. Sowohl um den Granat, als auch 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)

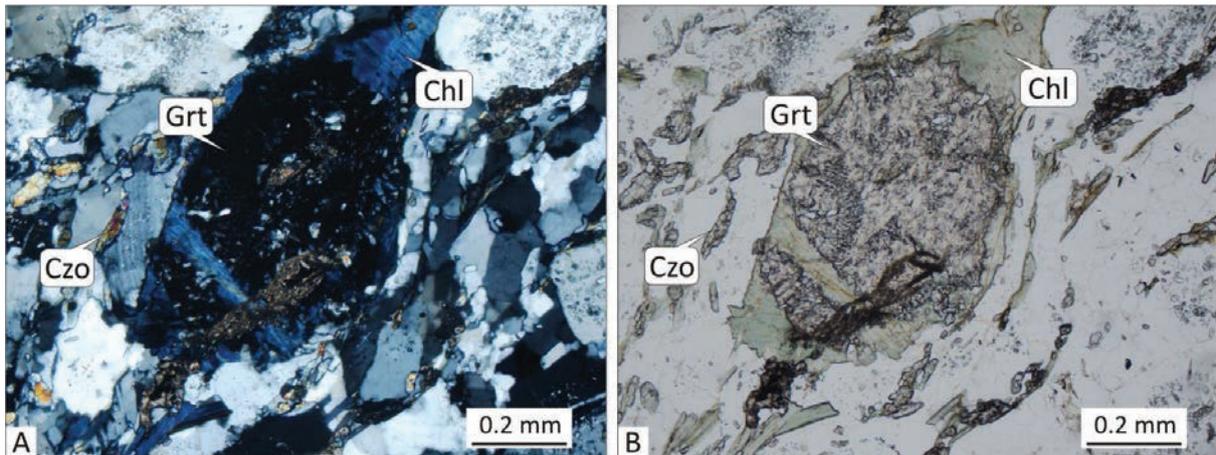


Abb. 36 Ein zerbrochener und retrograd veränderter Granat (Grt) zeigt im Druckschatten und auf Rissen Chloritneubildungen (Chl). Im Hellfeld (B //Nic.) sind z. T. länglich ausgebildete Klinzoisit-Individuen (Czo) vorhanden, die in der Foliation liegen. (Schliff 61, (A +Nic.))

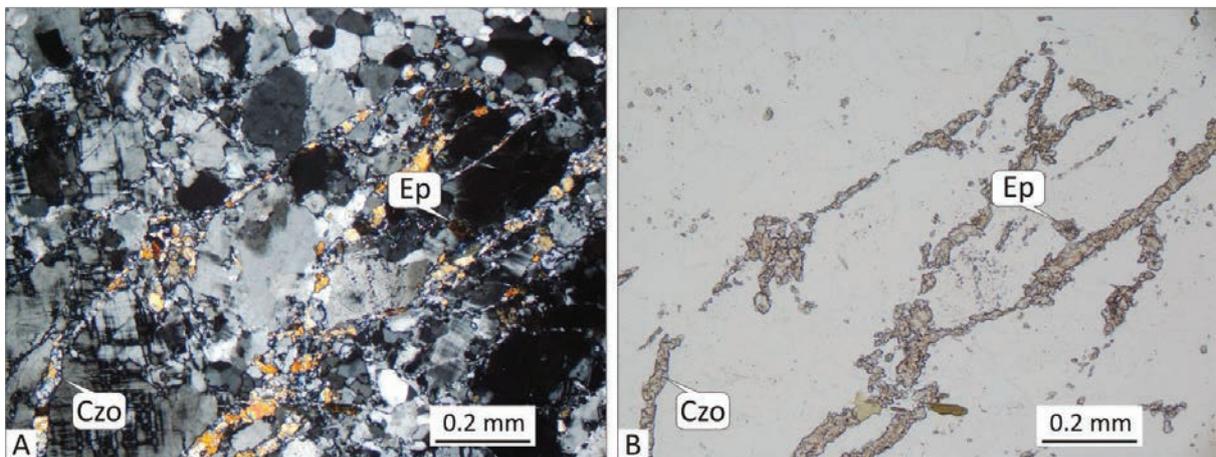


Abb. 37 Im Dunkelfeld (A +Nic.) sind die z.T. leicht saussuritisierten Feldspäte und kleinere rekristallisierte Quarze erkennbar. Im Hellfeld (B //Nic.) sind dagegen die perlschnurartig angeordneter Klinzooesit- (Czo) und Epidotminerale (Ep) deutlich an ihrem hohen Relief erkennbar. Diese „umfließen“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

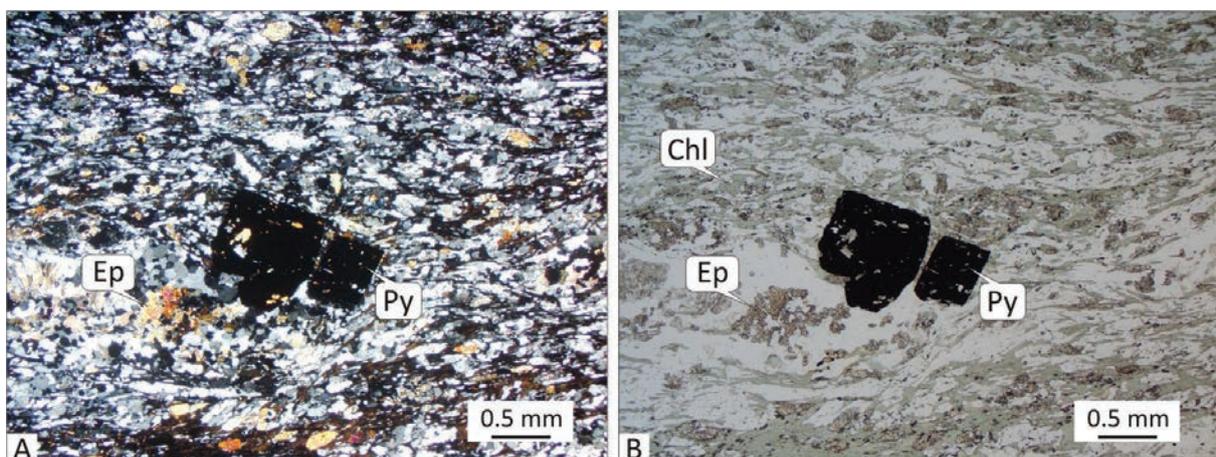


Abb. 38 Leicht deformierte und hypidiomorphe Pyritkristalle (Py) werden von quarz- und chloritreichen (Chl) Lagen „umflossen“. Ebenfalls sind zahlreiche hoch lichtbrechende Epidotnester (Ep) erkennbar. (Schliff 31, (A +Nic.), (B //Nic.))

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 Feldspatklasten 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

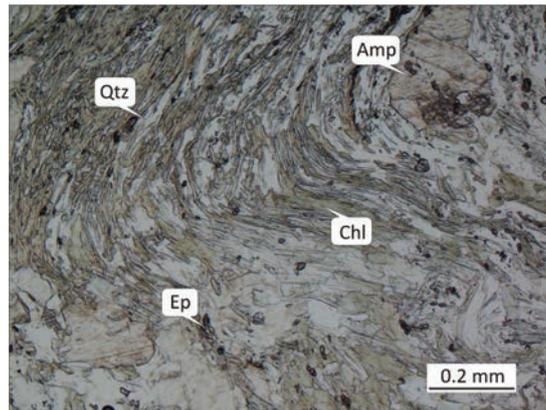


Abb. 39 Deutlich sind abwechselnd Lagen aus Chlorit (Chl) und Quarz (Qtz) und aufgereichte Epidote (Ep) miteinander verfault. Durch diesen Wechsel wird so eine im Millimeterbereich liegende Krenulation erkennbar. Im ersten Quadranten ist ebenfalls ein am Rand „zerfressenes“ Amphibol (Amp) zu sehen. (Schliff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

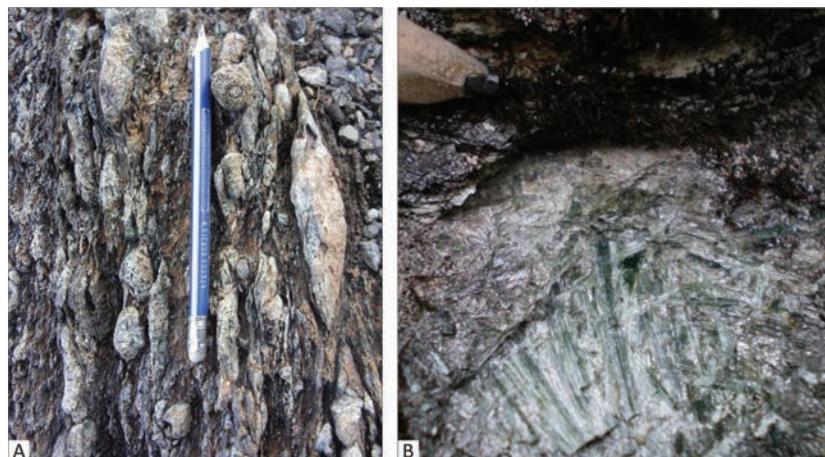


Abb. 41 Geländeaufnahmen vom Serpentinit-Konglomerat. A Die unsortierten Gerölle sind unterschiedlich starker gelängt; Lokalität 54 (Foto: KATHARINA DIETZ-LAURSONN). B Das Material zeigte innerhalb der Matrix sowie der Gerölle z.T. idiomorph ausgebildete Chrysotilfasern; Lokalität 16.

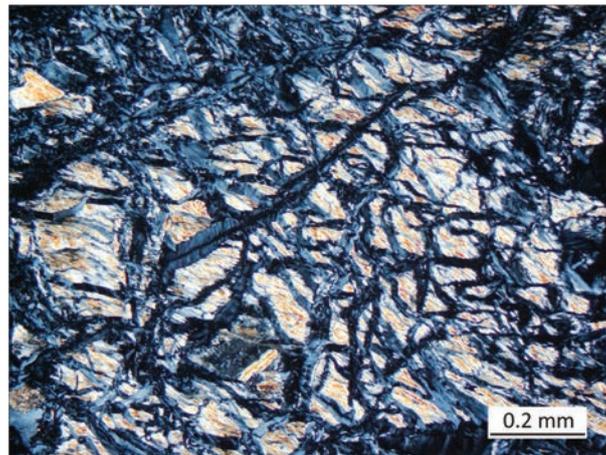


Abb. 42 Feinkristallines Gemenge aus Serpentin gefüllter Äderchen (Crysotil) zerlegen einen nur noch reliktsch erhaltenen Olivin in blockartige Segmente. (Schliff 11, +Nic.)

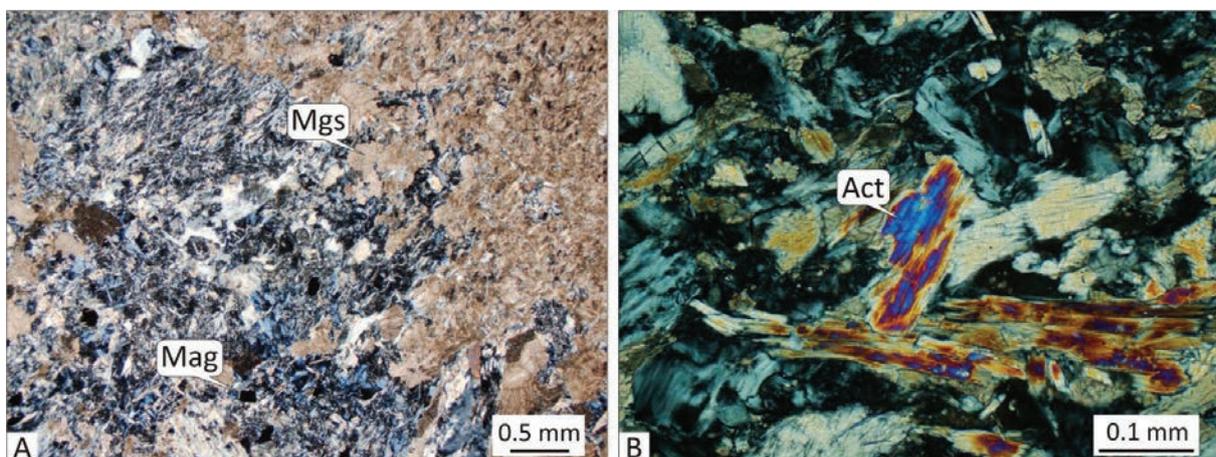


Abb. 43 A(+Nic.) zeigt einige in fein verfilzten Serpentin-Aggregate „schwimmende“ Magnetitkristalle (Mag). Die rechte obere Bildhälfte ist völlig von Magnesit (Mgs) durchsetzt. In der Abbildung B (+Nic.) erkennt man in Zentrum deutlich die durch leuchtend bunte Interferenzfarben charakterisierten Aktinolithe.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

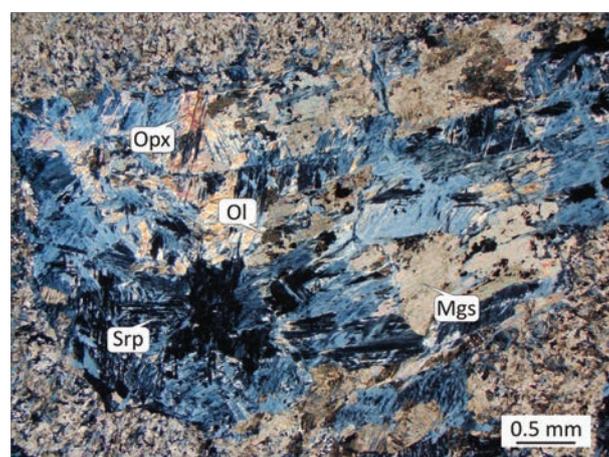


Abb. 44 Die stark korrodierten Relikte von Olivin (Ol) und Pyroxen (Opx) bilden ein Netzwerk aus Serpentin (Chrysotil). Weite Bereiche sind zusätzlich von Magnesit (Mgs) durchsetzt. (Schliff 11, +Nic.)

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

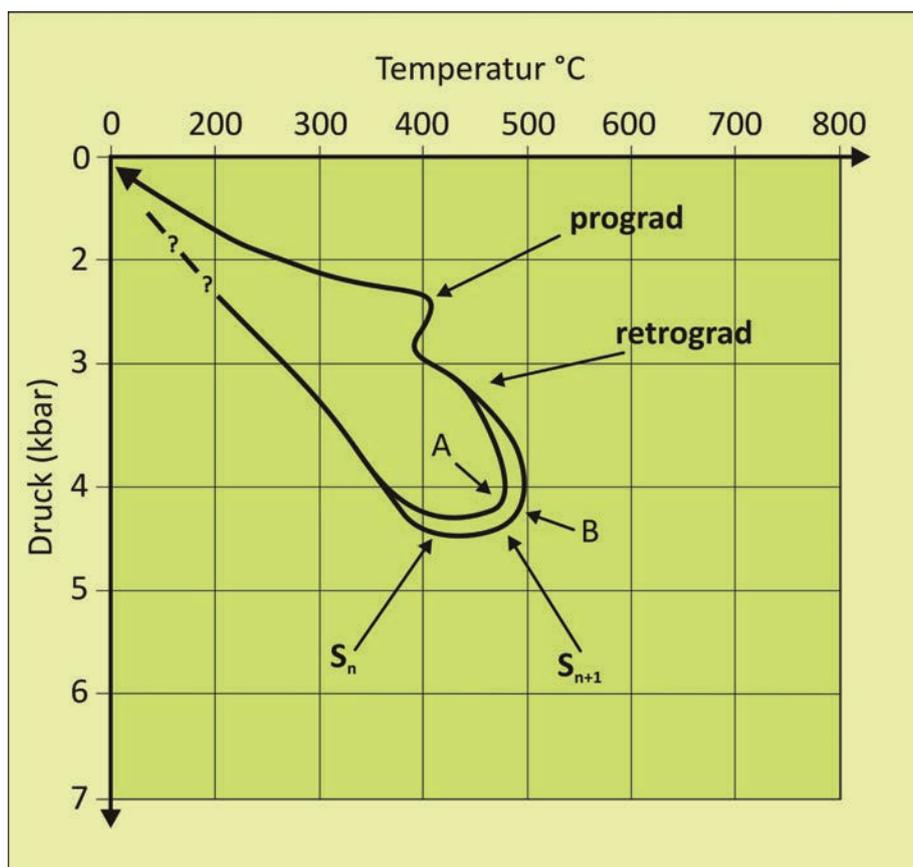


Abb. 45 Schematische Darstellung der Druck- und Temperaturbedingungen im äußeren Vorkommen des Mittleren Allochthons (Pfad A) und des inneren Vorkommens (Pfad B). Die Anlegung der Hauptfoliation  $S_n$  und der zweiten, „jüngeren“ Foliation  $S_{n+1}$  erfolgte unter den jeweiligen metamorphen Höchstständen. 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,

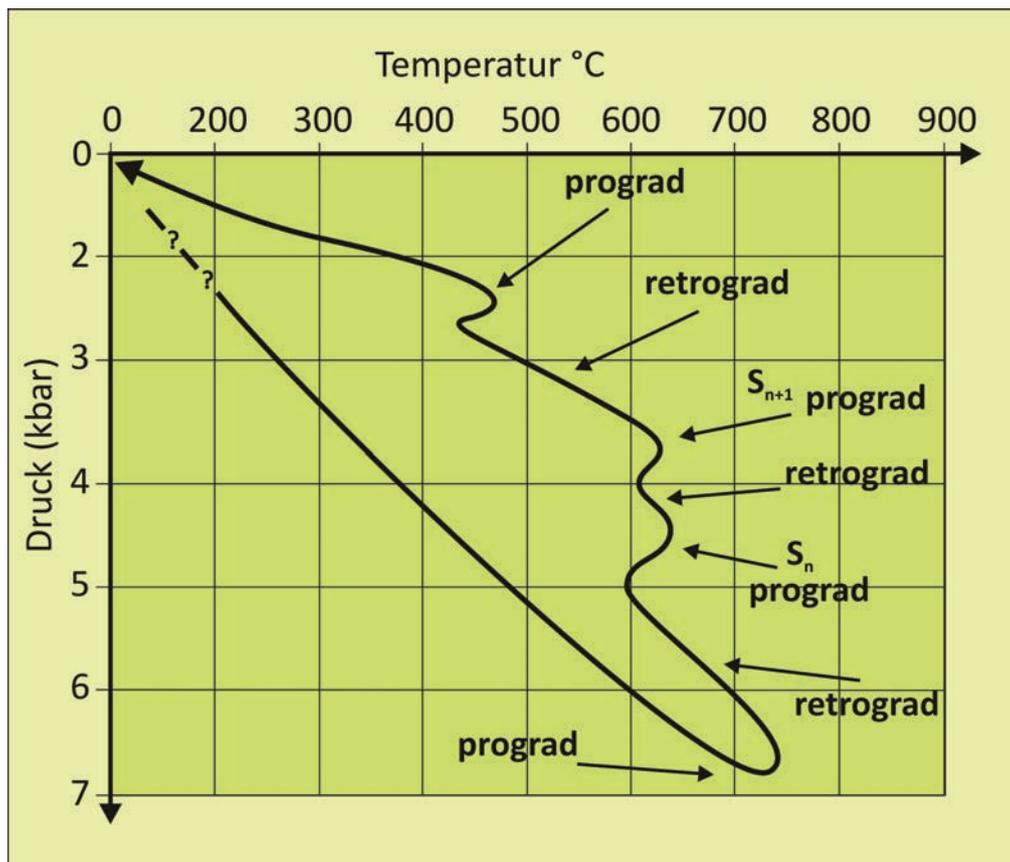


Abb. 46 Schematische Darstellung der Druck- und Temperaturbedingungen in der Seve-Decke des Oberen Allochthons. Die früheren tektonometamorph angelegten Strukturen beim metamorphem Höchststand wurden weitestgehend ausgelöscht. So ist die  $S_n$  aus einer frühen amphibolitfaziellen Metamorphose erhalten, 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“ Interngefüge. 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  $550^\circ\text{C}$  und Drücken von rund 5 kbar nachgewiesen werden konnte (Abb. 47).

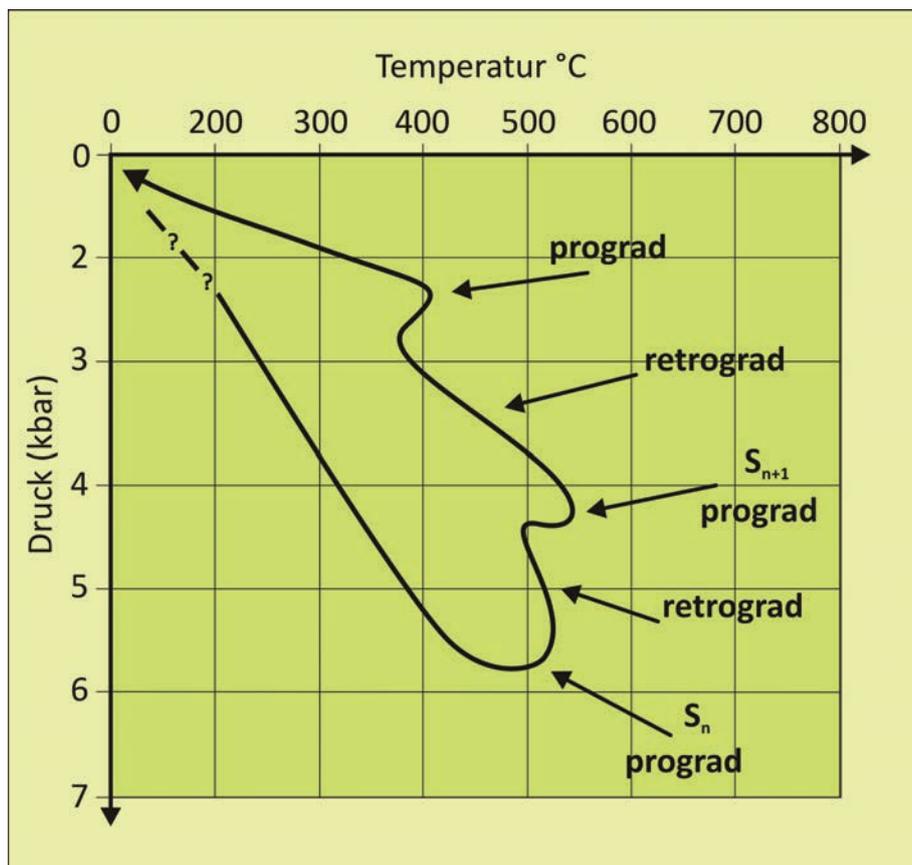


Abb. 47 Schematische Darstellung der Drucktemperatur-Bedingungen in der Köli-Decke des Oberen Allochthons. In den Bereichen der  $S_n$  und  $S_{n+1}$  Foliation waren die metamorphen Höchststände zu verzeichnen. Ebenfalls wird in dieser Einheit der mit Chloritwachstum einhergehend kleinere prograde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

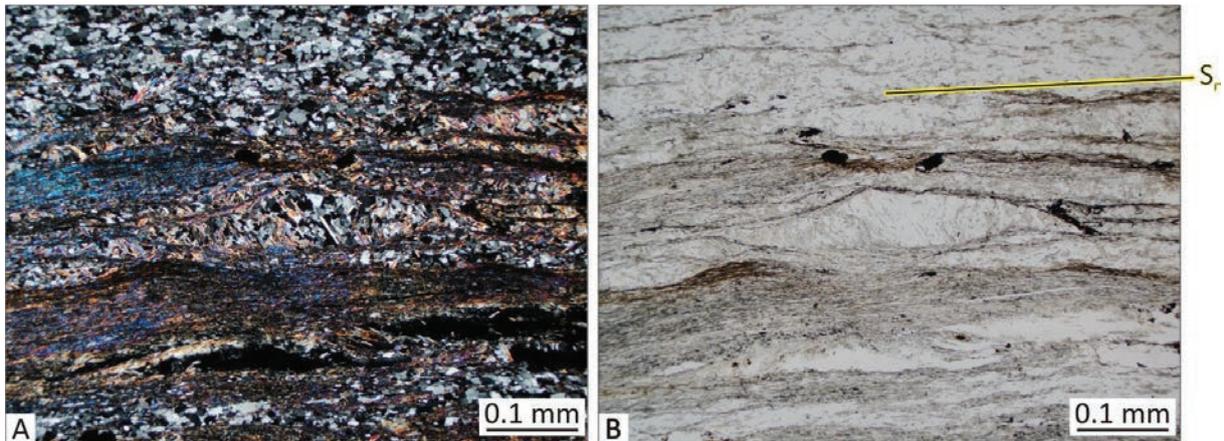


Abb. 48 Durch metamorphe Segregation kommt es zur Einregelung oder Rekristallisation anisotroper Mineralkörner, wobei leukokrate Lagen im Wechsel zu melanokraten Lagen ausgebildet sind. Dieser Wechsel verdeutlicht die in B (//Nic.) eingezeichnete Hauptfoliation ( $S_n$ ). (Schliff 36, (A + Nic.))

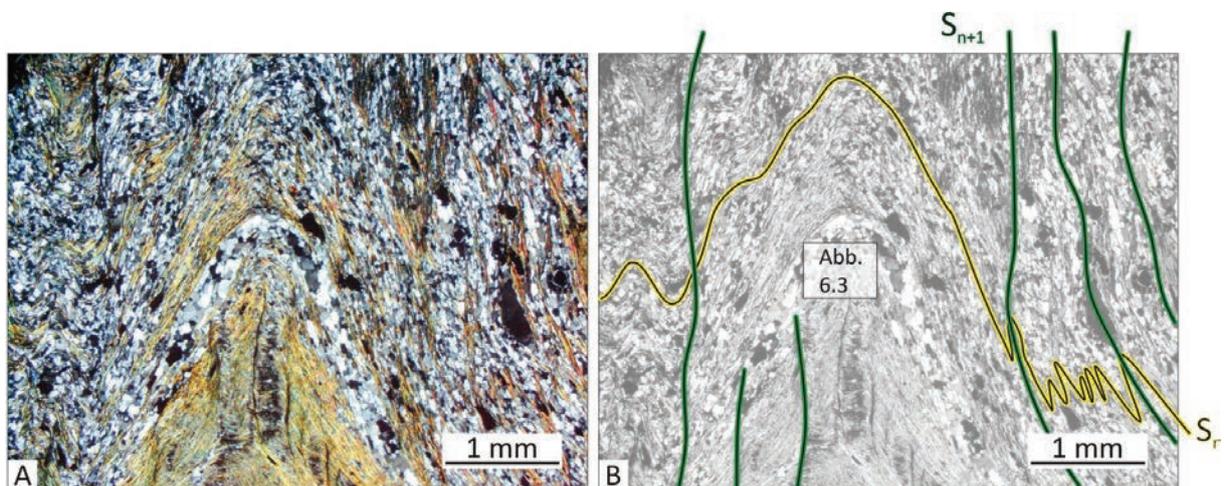


Abb. 49 Deutlich ist die verfaltete Foliation ( $S_n$ ) zu sehen, wobei sich parallel der Achsenfläche eine neue Foliation ( $S_{n+1}$ ) andeutet (B Nachzeichnung). Im Kern der Falte kam es innerhalb einer quarzreichen Lage zur Wanderung von rekristallisierten Quarzindividuen aus den Faltenflanken in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

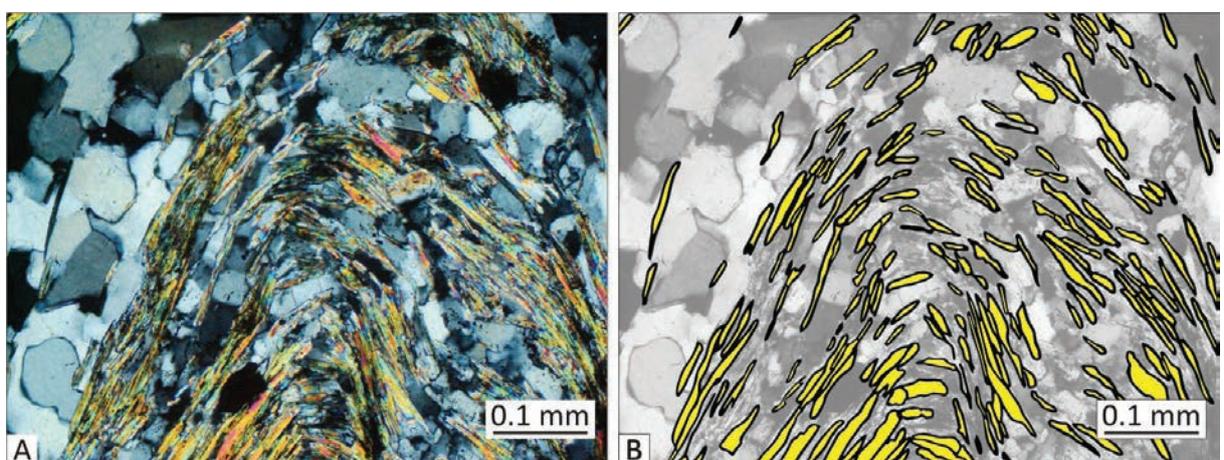


Abb. 50 Im Kern der Krenulationsfalte ist das Umbiegen der Phyllosilikatlagen zu sehen, wobei Muskovitplättchen herausgedreht werden und eine „arcuate hinge cleavage“ im Faltscharnier, parallel der Achsenfläche bilden. (Schliff 64 (A + Nic.), (B Skizze zu A))

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.  $50^\circ$  bis  $60^\circ$ ) (Komplexe 1, 2, 3 und 4). Im Norden des zentralen Bereichs fielen die Foliationswerte in Richtung Norden ein (wesentlich flacher ca.  $20^\circ$ ) (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  $75^\circ$  bis  $80^\circ$  ein (Bereich A, Komplexe 1 bis 4). Weiter in Richtung Süden im Bereich D (Komplexe 9 und 10) wird das in Richtung West gerichtete

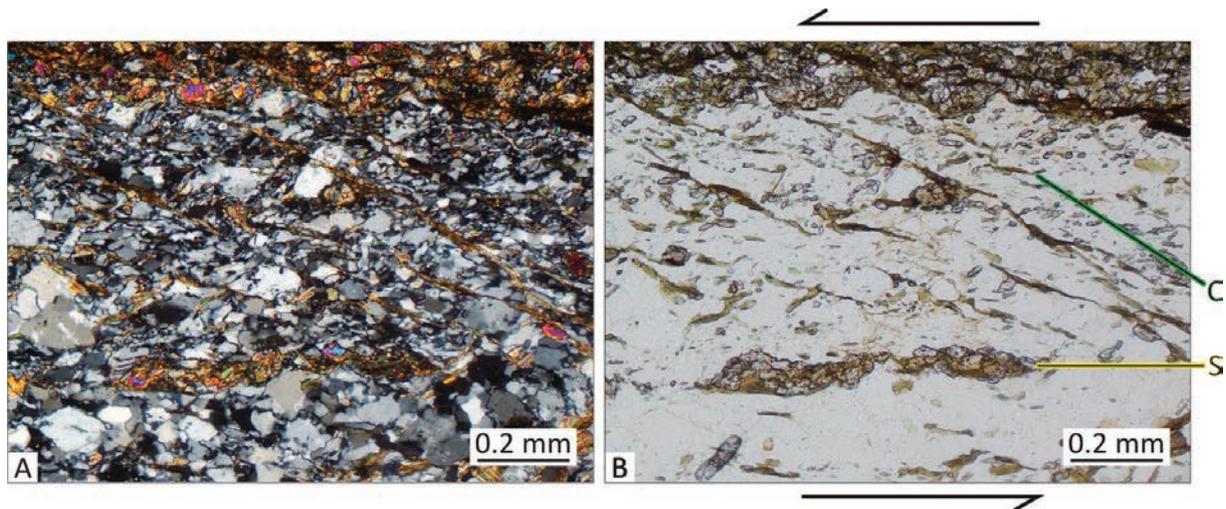


Abb. 51 Das abgebildete SC-Gefüge, in B (//Nic.) deutlich zu sehen, zeigt eine horizontal verlaufende Lagigkeit („schistosité“ S) und geradlinig verlaufende neugesprossene Biotit („cisaillement“ C). Ein sinistraler Schersinn ist zu erkennen. (Schliff 83, (A +Nic.))

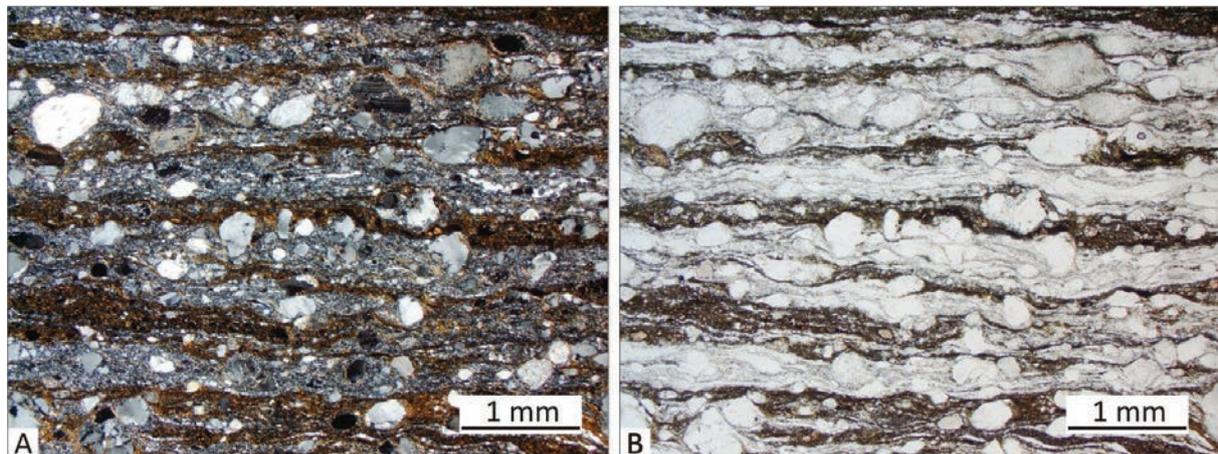


Abb. 52 Deutlich ausgebildetes blastomylonitisches Gefüge. Quarz- und Feldspatindividuen „schwimmen“ in einer penetrativen Paralleltexur. Diverse Quarze erscheinen bei gekreuzten Polarisatoren (A +Nic.) generell dunkel. Sie sind senkrecht der c-Achse geschnitten, wobei sie in der Foliation liegen und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

Einfallen der  $S_{n+1}$  deutlicher und die Foliation fällt nur noch mit ca.  $45^\circ$  bis  $55^\circ$  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  $40^\circ$  nach West

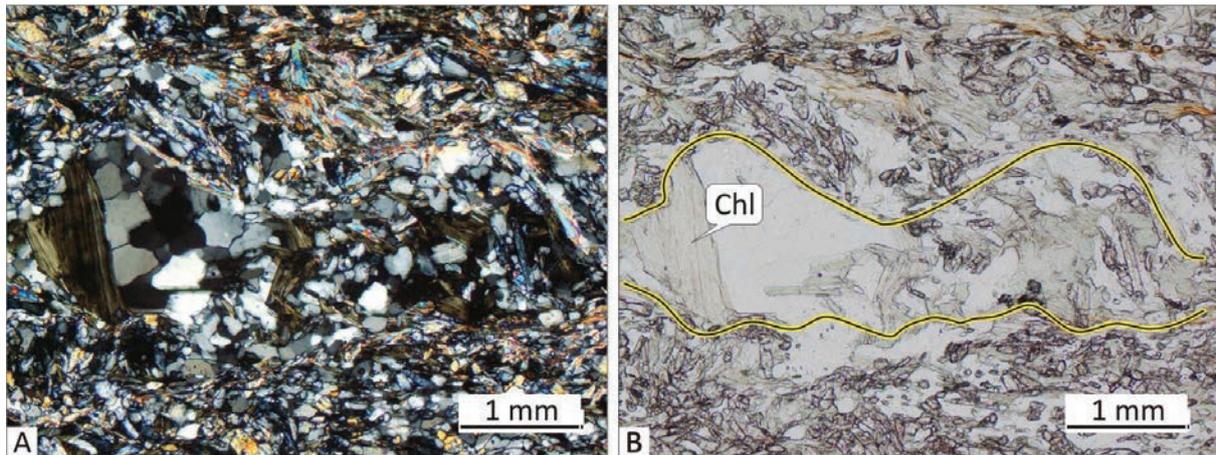


Abb. 53 Die in A (+Nic.) und B (//Nic., gelbe Linie) durch metamorphe Segregation gebildete quarzreiche Lage ist auf Grund ihres Kompetenzunterschiedes zu ihrem Umfeld boudiniert und zeigt im Druckschatten und auf senkrecht zur Foliation ausgebildeten Dehnungsrissen retrograd aus Biotit umgewandelten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

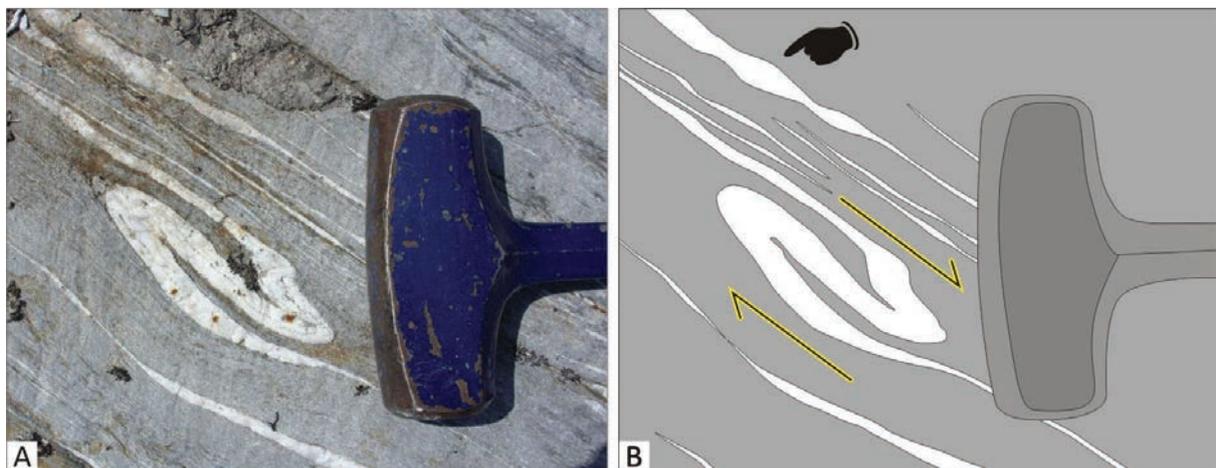


Abb. 54 A zeigt eine Geländeaufnahme des Quarzphyllits der Lokalität 68 KD. In der Skizze B ist eine boudinierte Quarzlage (Hand) gekennzeichnet. Im Zentrum ist ein dextral geschertes und isoklinal verfaltetes Boudin zu sehen. (Foto: SABINE WALTHER)

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 ( $15^\circ$  bis  $25^\circ$ ). 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  $20^\circ$  bis  $30^\circ$ . 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

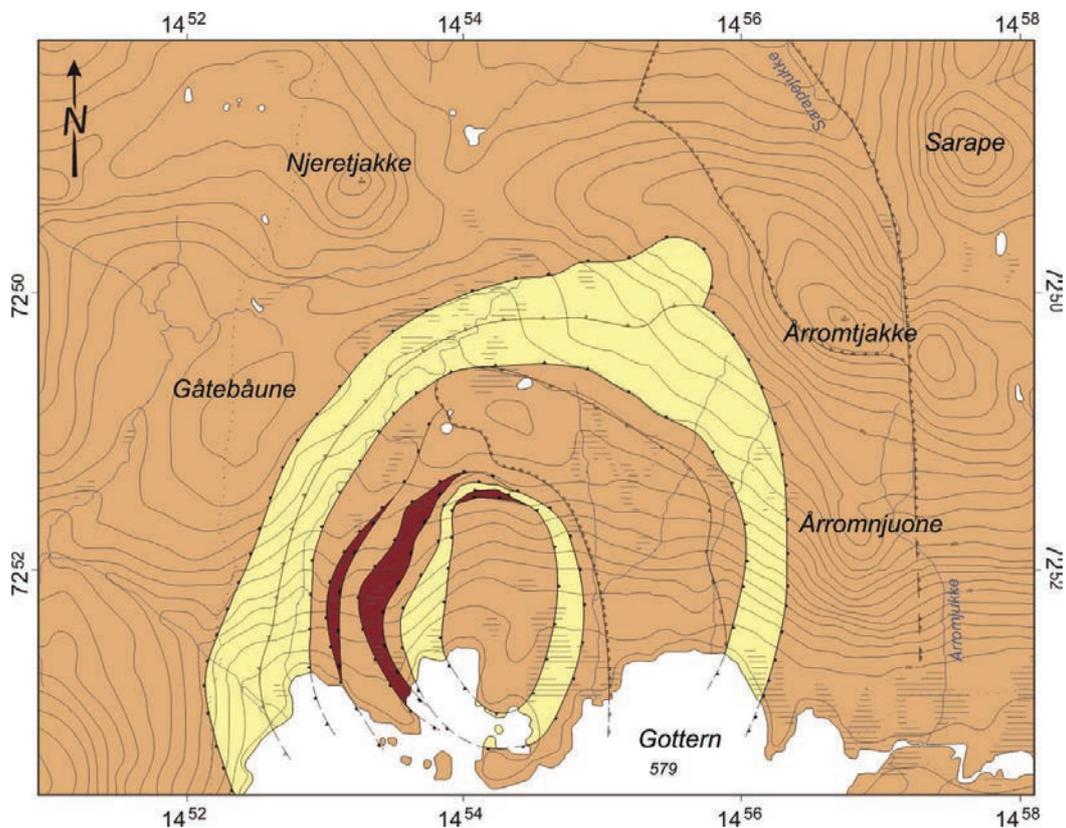


Abb. 55 Karte der Allochthonen Deckeneinheiten. Die Köli-Decke (orange), zusammen mit der Seve-Decke (rot), bilden das Obere Allochthon. Der hufeisenförmige Ausbiss des Mittleren Allochthons (gelb) repräsentiert die Aufdomung des nördlichen Fjällfjäll-Fensters.

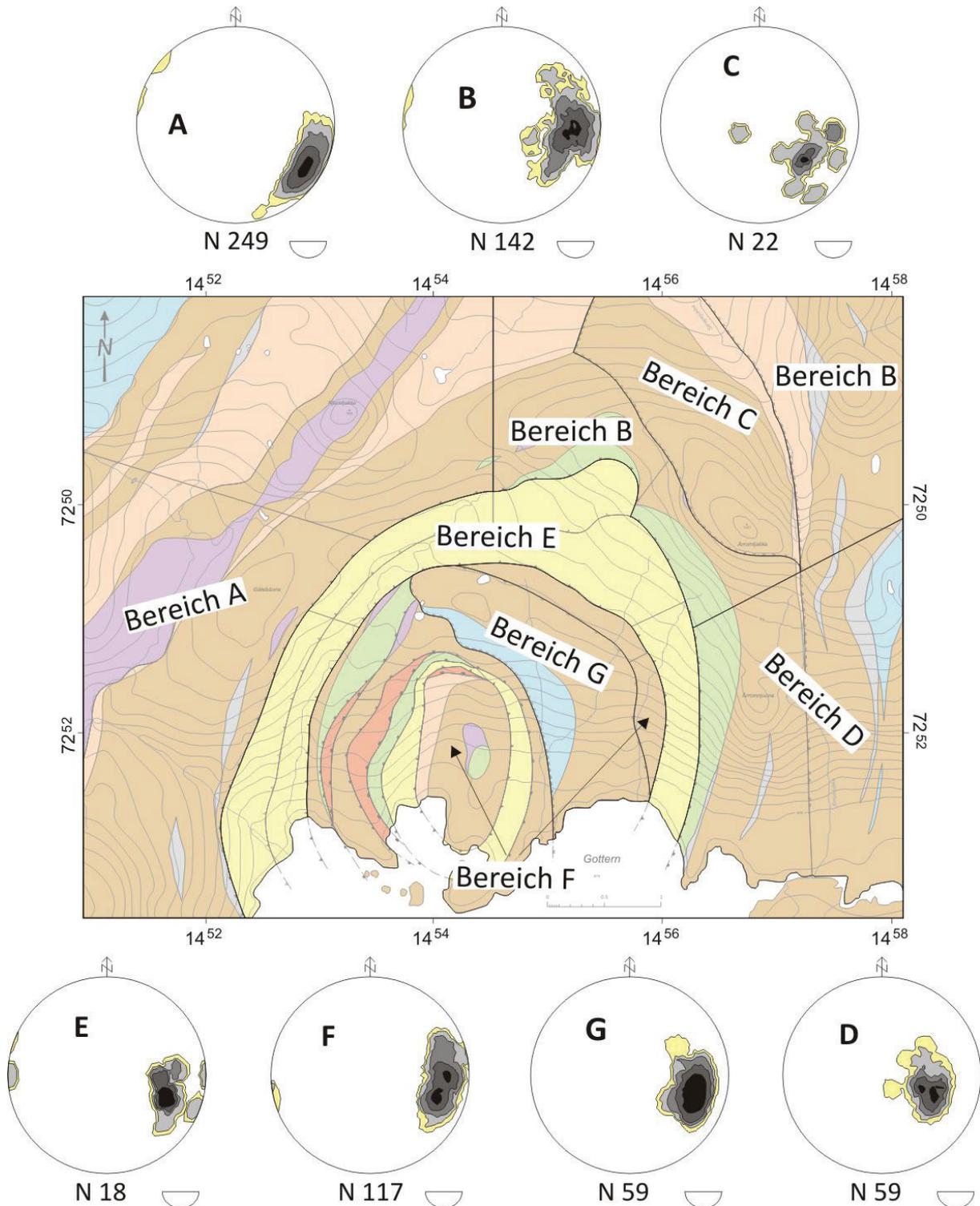


Abb. 56 Die  $S_{n+1}$ -Werte zeigen in der Aufdomung nahezu einheitlich Raumdaten. Um dies zu verdeutlichen, wurde das Arbeitsgebiet in die Bereiche A bis G unterteilt, wobei wegen der Übereinstimmung in den Isolinien-Diagrammen in den Komplexen 1 bis 29 diverse Komplexe (Anlage III) zusammengefasst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

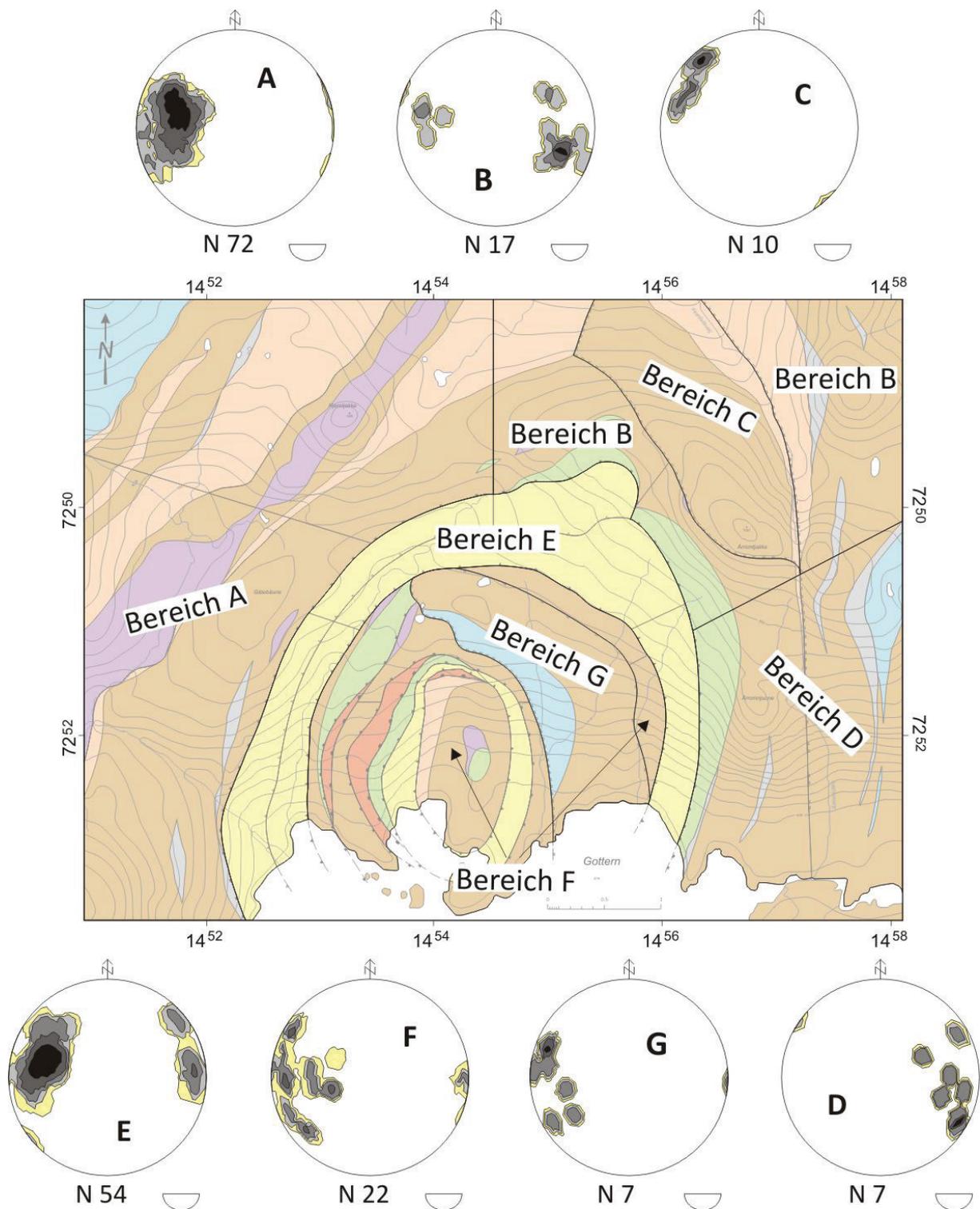


Abb. 57 Isolinien-Darstellungen (Plott in Linear-Darstellung) aller im Arbeitsgebiet gemessenen Bewegungslineare. Deutlich wird die einheitlich ausgebildete Transportrichtung der Decken und der deckeninternen Scherprozesse in den Einheiten des Fjällfäll-Duplexes.

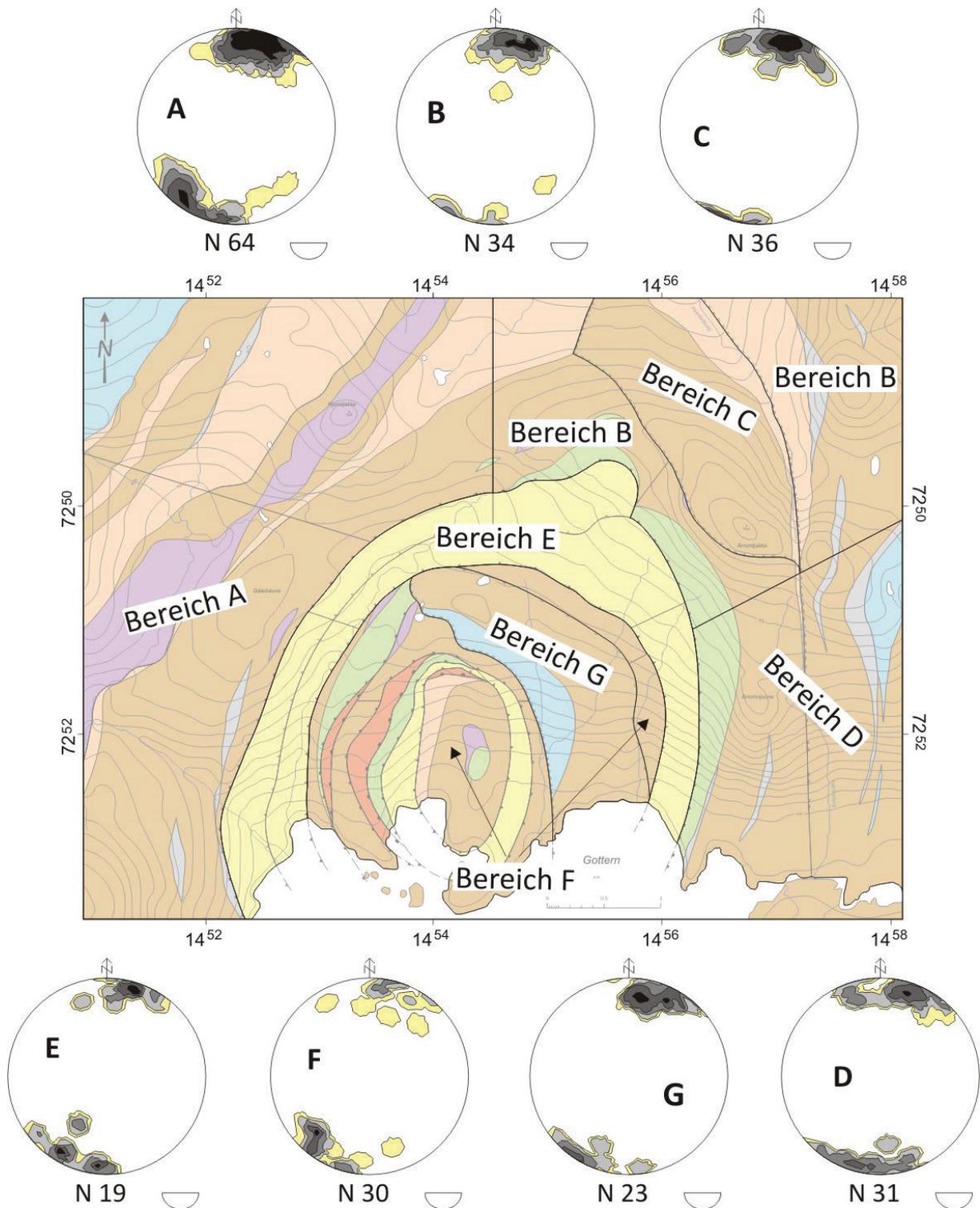


Abb. 58 In den Isolinien-Darstellungen (linear) sind alle im Arbeitsgebiet gemessenen Krenulationsdaten geplottet. Deutlich wird die einheitlich in Richtung Nordnordost-Südsüdwest ausgebildete Streichrichtung der Krenulation über alle Bereich der Karte hinweg. Im Norden zeigen die Lineare steilere ebenso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

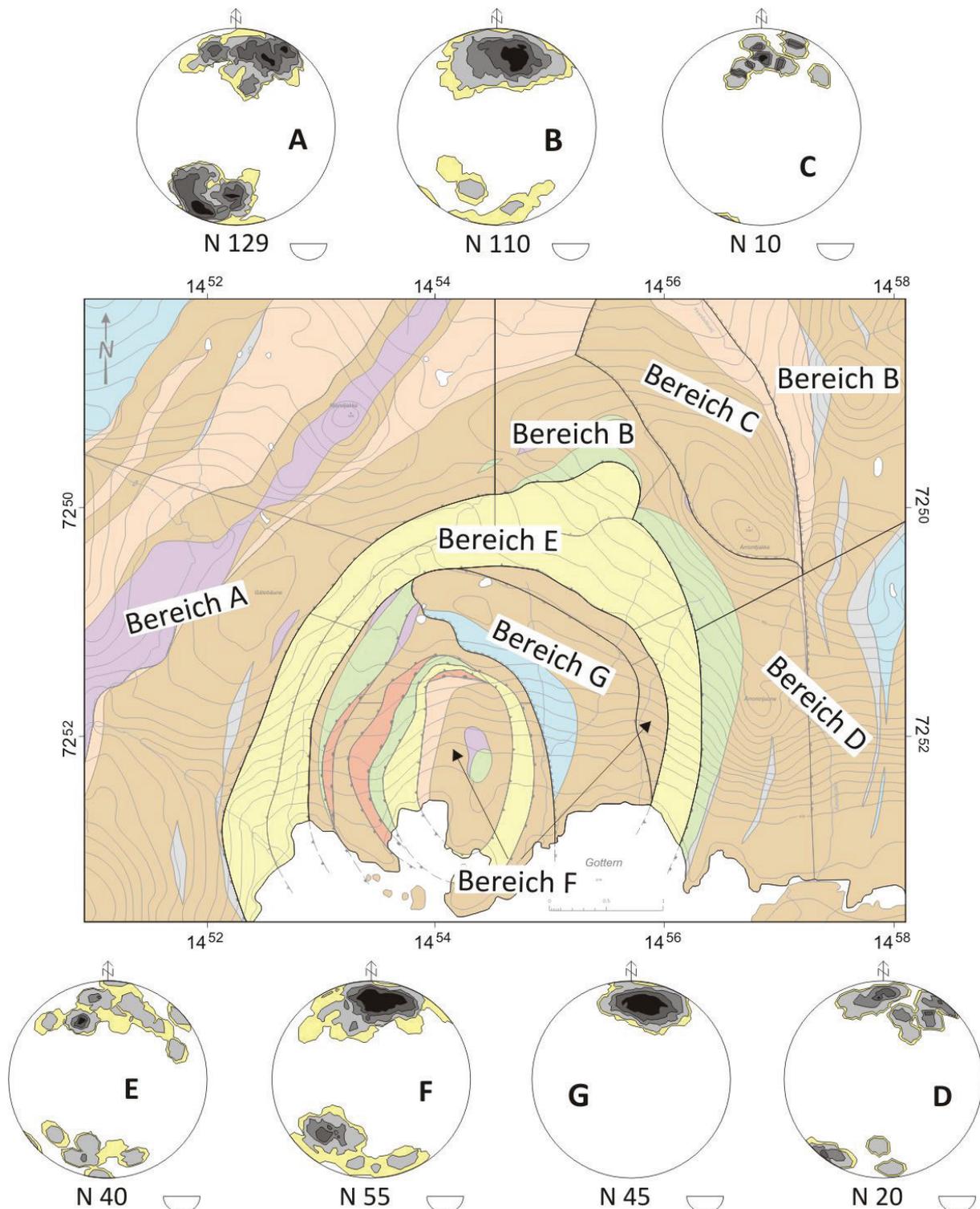


Abb. 59 Die Isolinien-Darstellungen (linear) zeigt die im Arbeitsgebiet gemessenen b-Achsen. Deutlich wird die einheitlich ausgebildete Streichrichtung der b-Achsen über alle Bereiche der Karte hinweg, wobei die Kippwinkel von flach bis ca. 30° sowohl in Richtung Nordnordost als auch in Richtung Südsüdwest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

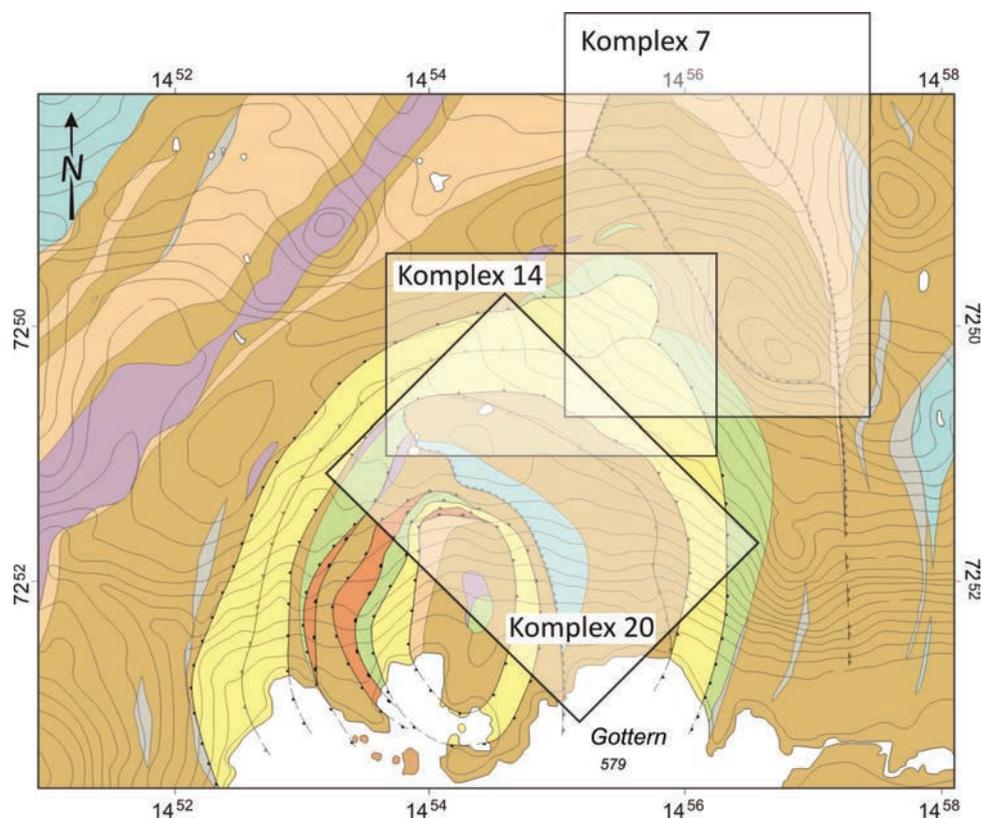


Abb. 60 In der vereinfachten geologischen Karte ist die Lage der drei Komplex 7, 14 und 20 dargestellt. Der hier näher beschriebene Komplex 20 ist hervorgehoben. Die Legende ist der Anlage I Geologische Karte zu entnehmen.

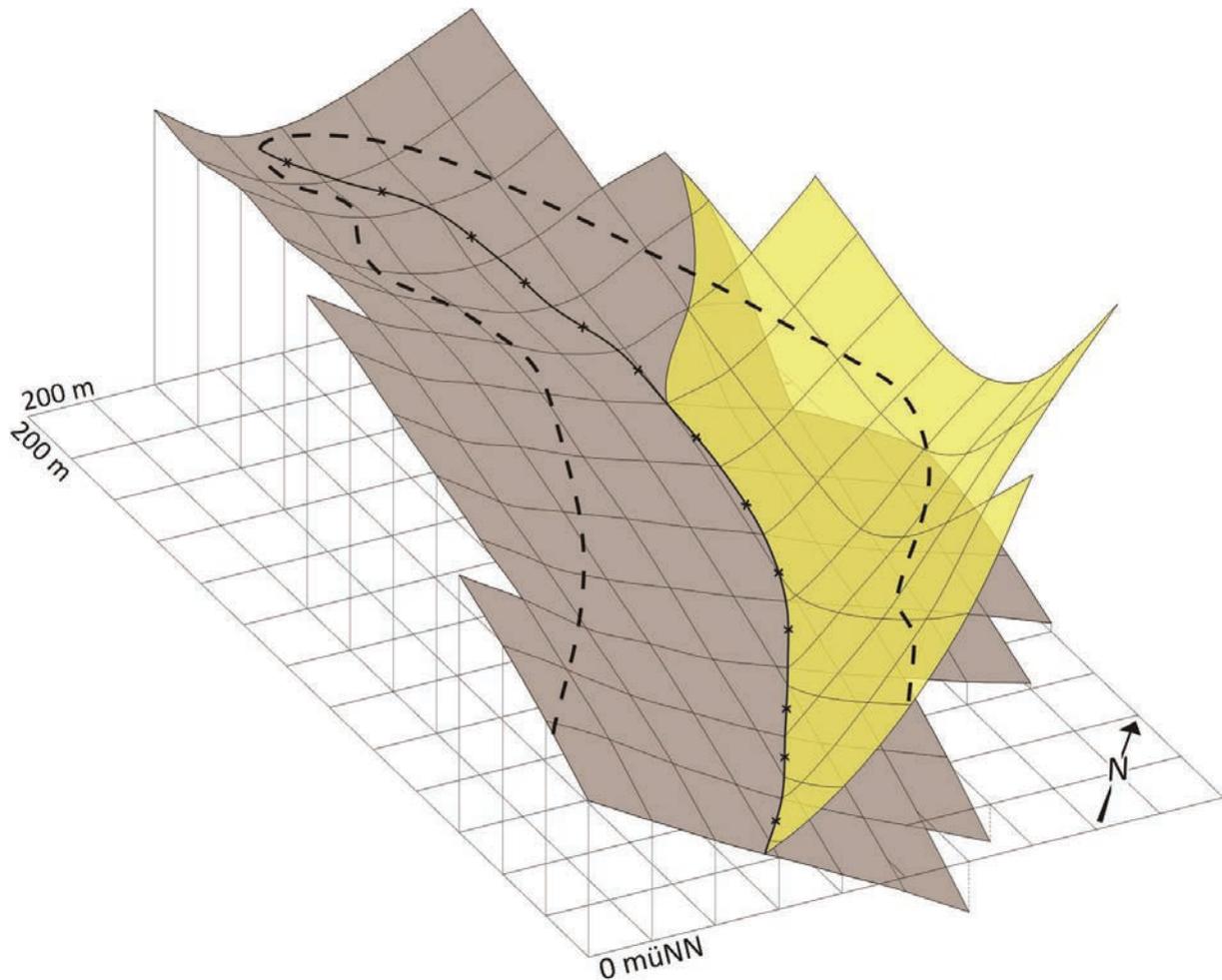


Abb. 61 Das erstellte Profilgitternetz, für das 11 in Nordost-Südwest-Richtung und 14 in Nordwest-Südost-Richtung verlaufende Profile gezeichnet wurden, ermöglichte mit 308 korrelierten Höhenpunkten die Konstruktion zweier Netzebenen. Die so konstruierte Scherfläche wird von zwei Scherbahnen begrenzt, 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-

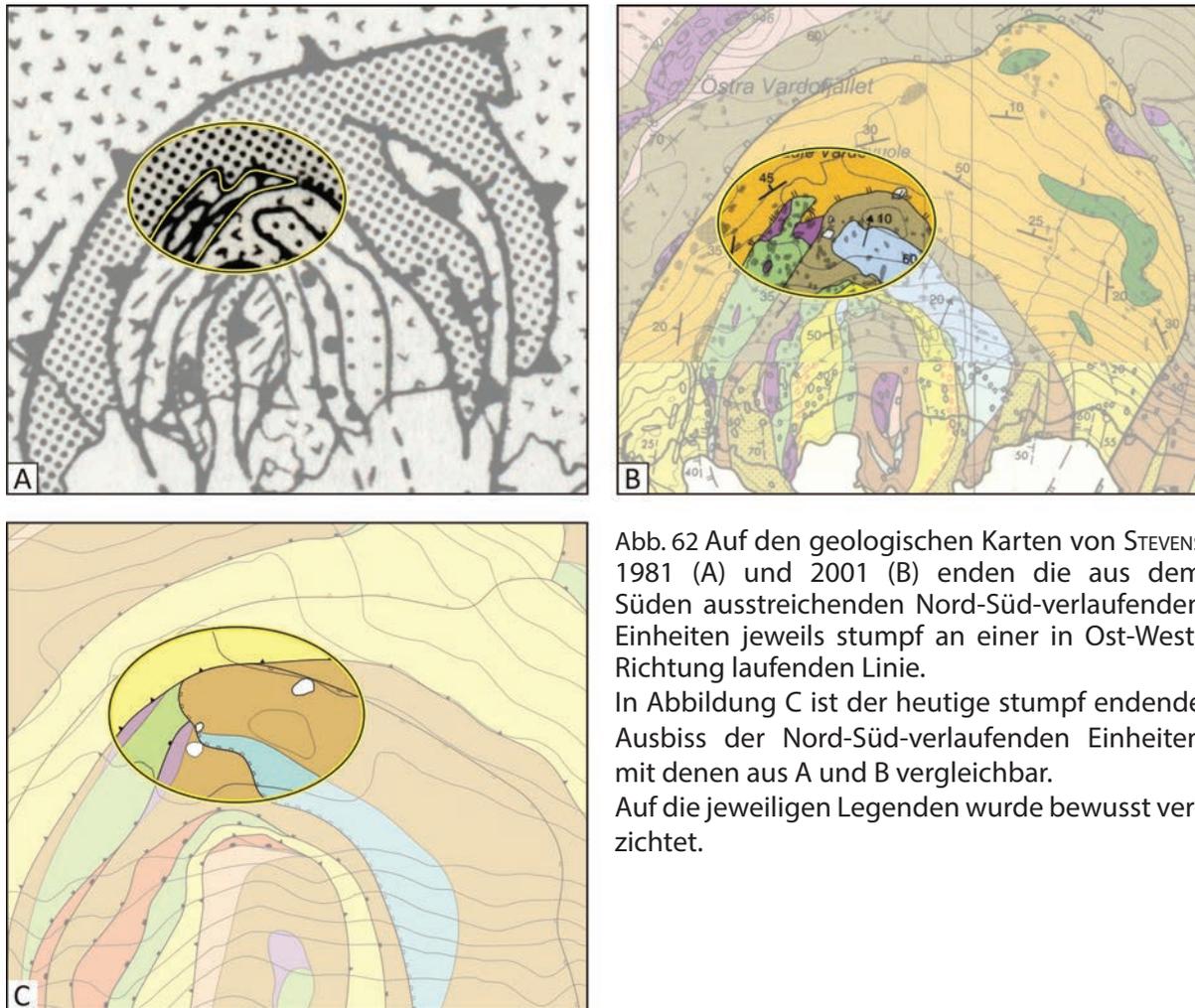


Abb. 62 Auf den geologischen Karten von STEVENS 1981 (A) und 2001 (B) enden die aus dem Süden austreichenden Nord-Süd-verlaufenden Einheiten jeweils stumpf an einer in Ost-West-Richtung laufenden Linie.

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 Einfallrichtung auf (Anlage III). Für die Klärung der abweichenden Daten wurde ein Profilgitternetz 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-

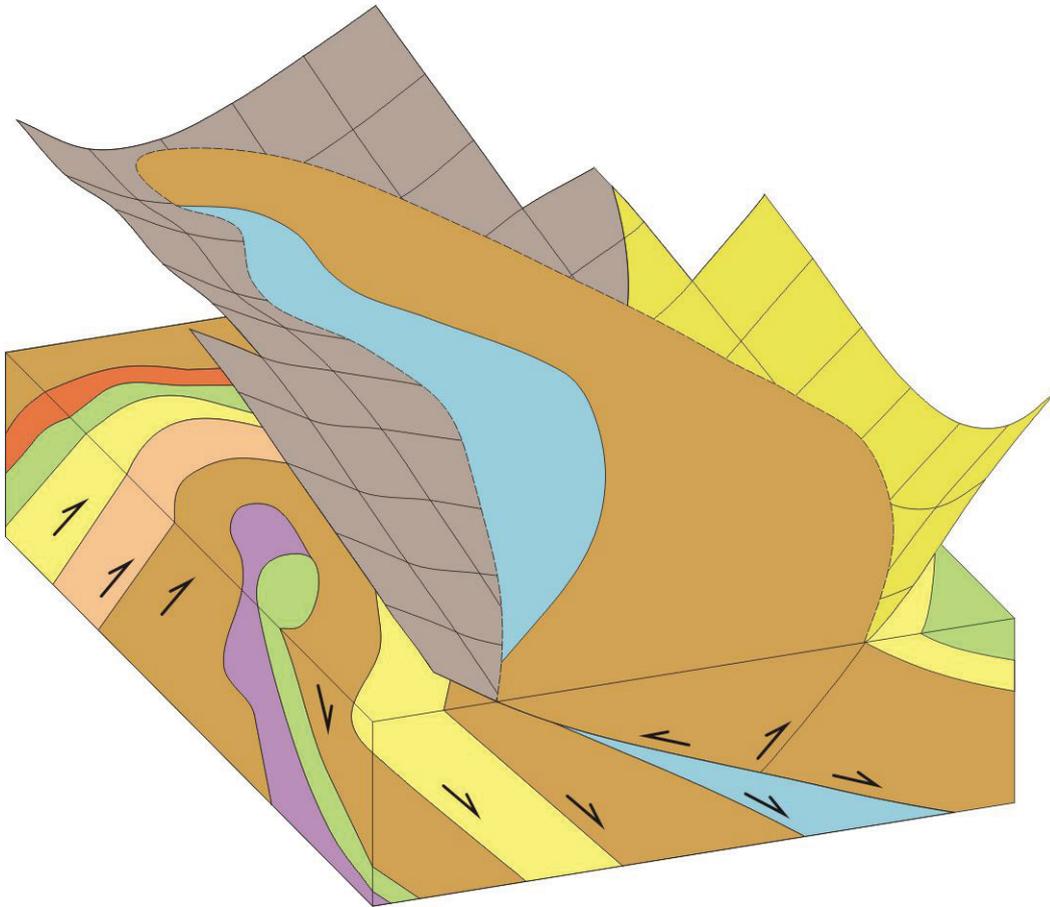


Abb. 63 Auf Grund der Netzebenen-Konstruktion konnte der bisher ungeklärte Ausbiss in einen sinnvollen geologischen Zusammenhang gebracht werden. Im Blockbild soll der Bereich verdeutlicht werden, der innerhalb der schüssel- oder rinnenförmige aufgespannten Scherbahnen in Richtung Nordwest herausgeschoben 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

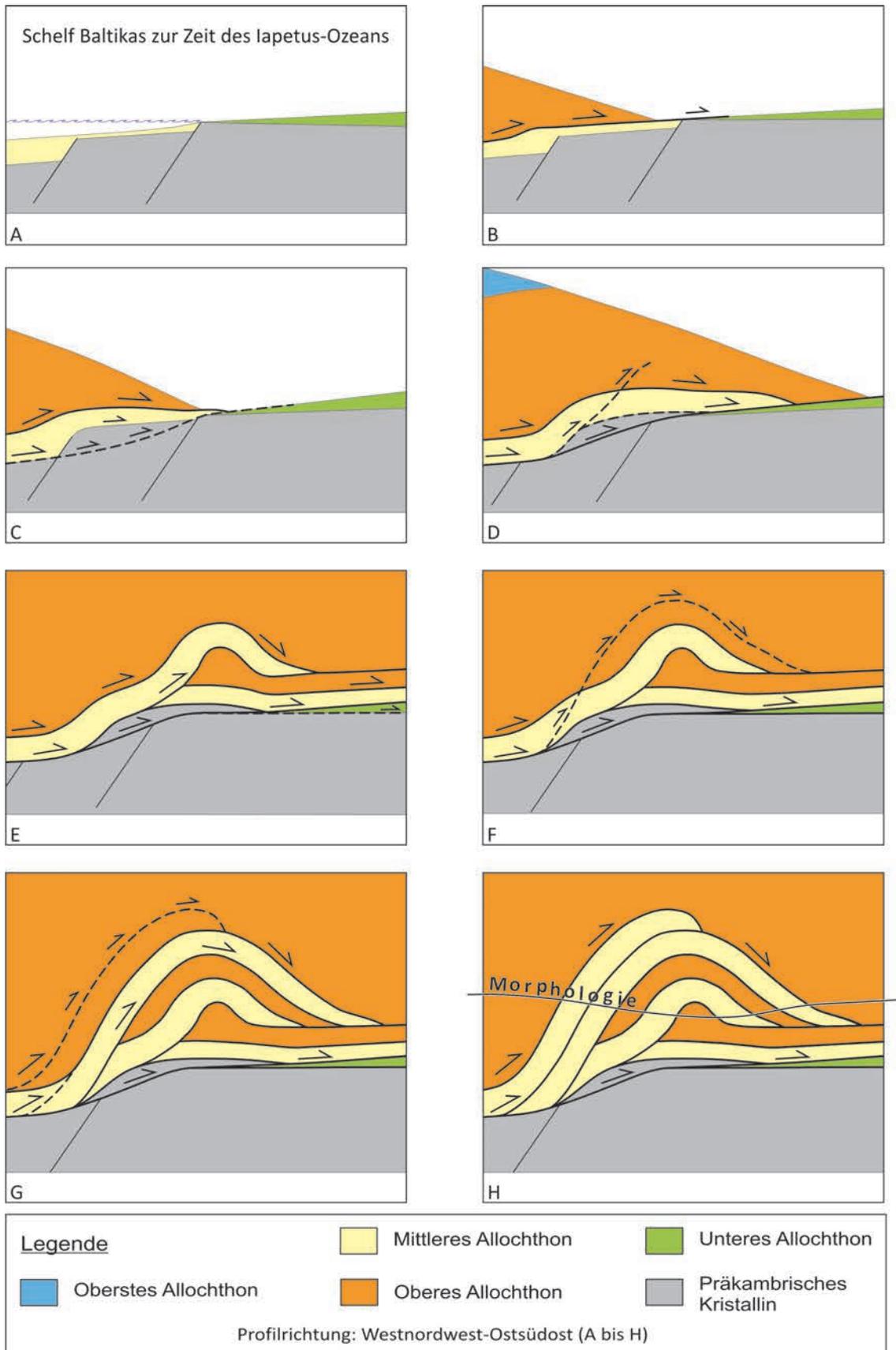


Abb. 64 Schematische Darstellung des im Text beschriebenen komplexen Deformationsablaufs in acht aufeinander aufbauenden Profilen (A bis H). Darin wird die Bildung der Duplexstruktur (Aufdomung), sowie die interne Duplexbildung des Mittleren Allochthons im nördlichen Fjällfjäll-Fenster im Modell erklärt.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

