

Axel Vollbrecht und Klaus Wemmer

Geologische Exkursion Südost-Schweden

Schonen – Blekinge – Öland – Region Västervik



Universitätsverlag Göttingen

Axel Vollbrecht und Klaus Wemmer
Geologische Exkursion Südost-Schweden

This work is licensed under a Creative Commons
Attribution-ShareAlike 4.0 International License.



erschienen als Band 79 der Reihe „Göttingen Contributions to Geosciences“
im Universitätsverlag Göttingen 2019

Axel Vollbrecht und Klaus Wemmer

Geologische Exkursion Südost-Schweden

Schonen – Blekinge – Öland – Region Västervik

Göttingen Contributions to Geosciences
Volume 79



Universitätsverlag Göttingen
2019

Bibliographische Information der Deutschen Nationalbibliothek

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliographie; detaillierte bibliographische Daten sind im Internet über <http://dnb.dnb.de> abrufbar

Der Druck des vorliegenden Bandes wurde freundlicherweise gefördert durch:

Studienqualitätsmittel der Fakultät für Geowissenschaften und Geographie der Georg-August-Universität Göttingen

Editors

Prof. Dr. Joachim Reitner, Professor Dr. Andreas Pack, Dr. Alexander Gehler
Geowissenschaftliches Zentrum, Georg-August-Universität Göttingen
Goldschmidtstr. 1-5
D-37077 Göttingen

E-Mails: jreitne@gwdg.de, apack@gwdg.de, agehler@gwdg.de

Technical Editor:

Dr. Alexander Gehler

Dieses Buch ist auch als freie Onlineversion über die Homepage des Verlags sowie über den Göttinger Universitätskatalog (GUK) bei der Niedersächsischen Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen (<http://www.sub.uni-goettingen.de>) erreichbar. Es gelten die Lizenzbestimmungen der Onlineversion.

Layout: Axel Vollbrecht und Klaus Wemmer

Cover: Franziska Wilski

Coverabb.: Mathias Hueck & Natalia Maffini

Frontcover: Die geologischen Stockwerke im Exkursionsgebiet:

Grundgebirge – Deckgebirge – Quartär

Backcover: Beispiele für das breite Spektrum der vorgestellten Gesteine

© 2019 Universitätsverlag Göttingen

<http://univerlag.uni-goettingen.de>

ISBN: 978-3-86395-413-0

DOI: <https://doi.org/10.17875/gup2019-1167>

e-ISSN: 2512-6237

Inhaltsverzeichnis

1. Entwicklung von Baltica	1
2. Das Deckgebirge Südschwedens	11
2.1 Verbreitung.....	11
2.2 Stratigraphie und Fazies	13
2.2.1 Paläozoikum	14
2.2.2 Post-Paläozoikum.....	19
3. Schonen (Skåne)	21
3.1 Stationen in Schonen	25
S1. Küstenaufschluss Vik	27
S2. Kivik (Königsgrab)	31
S3. Region östlich Brösarp.....	33
S4. Andrarum	34
S5. Bjärsjölagård.....	36
S6. Eriksdal	39
3.2 Weitere Stationen in Zentral- und SE-Schonen.....	42
4. Blekinge-Zone.....	45
4.1 Stationen in der Blekinge-Zone	47
B1. Steinbrüche SW´ von Vånga.....	48
B2. Raststätte Galtsjön (E22)	49
4.2 Weitere Stationen in der Blekinge-Zone	50
5. Öland	53
5.1 Stationen auf Nord-Öland.....	59
ÖN1. Äleklinta	60
ÖN2. Kristinelund.....	64
ÖN3. Küste NE´ Hornsudde.....	66
ÖN4. Küste bei Byrum.....	69
ÖN5. Küste bei Hälludden	70
5.2 Stationen auf Süd-Öland.....	72
ÖS1. Kulturstopp: Gräberfeld Gettlinge.....	73
ÖS2. Zementwerk Degerhamn	74
ÖS3. Kulturstopp: Eketorp	80
5.3 Weitere Stationen auf Öland	82
6. Västervik-Region	85
6.1 Stationen in der S´ Västervik-Region.....	93
VS1. Steinbruch Edelhammar	94
VS2. Ö Skälö, Hafen Baggeholm.....	95
VS3. Klippen an der Brücke N-Küste Skälö	98
VS4. Äskestock, Klippen am Bootssteg	99
VS5. Skaftet (Badeplatz Toven)	101

VS6. Bäckemåla.....	103
VS7. Gunnebo, Puksätter.....	104
VS8. An der E22, N´ Abzweig Blankaholm	106
VS9. Bullenweide N´ Blanka.....	108
VS10. Blankaholm, Klippen am Badeplatz	109
VS11. Reichsstraße 40, W´ des Långsjön	110
VS12. Reichsstrasse 40, Abzweig Kannsjömåla	112
VS13. E22 N Gunnebo	114
VS14. E22 Verkebäck	116
VS15. Verkebäcksviken (N-Ufer)	118
VS16. Klippen am Hafen von Händelöp	120
VS17. SW-Küste Hornsviken.....	124
VS18. Höhenrücken (Oser) E´ des Hästhagsjöns.....	126
VS19. Västervik Resort (ehem. Lysingsbadet).....	127
VS20. Sandvik, Halbinsel Gränsö.....	131
6.2 Stationen in der N´ Västervik-Region.....	133
VN1. Västervik Industriegebiet (Traktorvägen).....	134
VN2. Almvik, Strassenanschnitt E22.....	135
VN3. Casimirsborg (auch Kasimirsborg)	140
VN4. Campingplätze Strömsholmen	141
VN5. Straßenaufschluss Hallmare	144
VN6. Campingplatz Hallmare	147
VN7. Hellerö, Straßenanschnitt.....	148
VN8. Küste am Fischereihafen Flatvarp	149
6.3 Geologische Wanderung auf der Insel Eknö	152
E1.	153
E2.	154
E3.	154
E4.	155
6.4 Weitere Stationen in der Västervik-Region.....	155
7. Der Götemar-Pluton und sein Rahmen.....	157
7.1 Stationen in der Götemar-Region.....	159
G1. Steinbruch SW´ des Götemar-Sees (Sandvik).....	160
G2. Steinbruch Stenkullen N´ Bussvik	161
G3. Steinbruch N´ Kräkemåla.....	162
G4. Steinbruch SW´ Koviksnäs	163
G5. Hafen von Klintemåla.....	165
8. Tiefenlabor Äspö.....	167
8.1 Das schwedische Konzept für die Endlagerung radioaktiver Abfälle	168
8.2 Geologischer Rahmen	170

8.3 Experimente unter Tage.....	172
Danksagung.....	173
Literatur.....	173
Liste weiterer Exkursionsführer.....	183

Vorwort

Wesentliche Grundlage für den vorliegenden Exkursionsführer sind Beobachtungen und Erfahrungen, die im Laufe der Jahre während einer regelmäßig (seit 2000) stattfindenden Geländeübung gesammelt wurden. TeilnehmerInnen waren i.d.R. Studierende der Geowissenschaften im 4. Semester oder Nebenfach-Studierende in höheren Semestern. Das inhaltliche Angebot und die Anforderungen sind im Wesentlichen auf diese Zielgruppen zugeschnitten. Aber auch für geologisch interessierte Laien sollte dieser Exkursionsführer geeignet sein, da vielfach auch Grundlagen für einen Einstieg in die jeweilige Thematik erläutert werden. Das breite inhaltliche Spektrum (Präkambrisches Grundgebirge, Deckgebirge, Deformationszonen, Quartärgeologie) wäre auch sehr gut für eine allgemeingeologische Einführungsexkursion geeignet, wobei weitere angewandte Aspekte problemlos ergänzt werden könnten.

Das Exkursionsprogramm konzentriert sich auf die drei Regionen Schonen, Öland und die Umgebung von Västervik, ergänzt durch wenige Stationen in der Blekinge-Region.

Als Quelle für die konkrete Auswahl geeigneter Aufschlüsse dienten u.a. Unterlagen von früheren Exkursionen, die unter Beteiligung von Dozentinnen und Dozenten der Geowissenschaften in Göttingen durchgeführt wurden (siehe Liste weiterer Exkursionsführer). Speziell für die Region um Västervik wurden Ergebnisse von Untersuchungen einer Göttinger Arbeitsgruppe „Strukturgeologie/Isotopengeologie“ unter Einbeziehung zahlreicher Examensarbeiten (i. W. Diplomkartierungen) verwendet. Neben den daraus zitierten Daten haben die Studierenden auch durch Diskussionen und Hinweise während gemeinsamer Geländebegehungen wertvolle Beiträge geleistet, wofür an dieser Stelle noch einmal gedankt sei.

Die Erläuterungen zu den Aufschlüssen konzentrieren sich auf Fakten und Vorgänge, die aus dem reinen Geländebefund ableitbar sind. Sofern erforderlich, werden für die Interpretation bestimmter Phänomene ggf. vorhandene Labordaten angeführt (z.B. Mikrogefüge, Geochemie). Dabei wird versucht, die lokalen Beobachtungen in regionalgeologische bzw. tektonische Szenarien einzubinden. Der dafür erforderliche Überblick wird in Form von kurzen Einführungen zur jeweiligen Region bzw. zu speziellen Phänomenen/Prozessen vermittelt. Als Ergänzung hierzu dienen sog. Erläuterungsfelder (EF), in denen einige Grundlagen, Definitionen etc. in einfacher Form abgehandelt werden (z.B. EF „Migmatite“). Dabei orientiert sich die Auswahl der Themen i. W. nach einem wiederholt auf den vorangegangenen Geländeübungen festgestellten Erklärungsbedarf (z.B. Aspekte der Magmen-Rheologie). Des Weiteren werden in den EF einige Grundlagen erläutert, was speziell für die erweiterte Zielgruppe (interessierte Fachfremde) hilfreich sein könnte.

Die verfügbaren stratigraphischen Tabellen für das Phanerozoikum sind für Zielgruppen-gerechte Übersichts-darstellungen oft ungeeignet, u.a. wegen fehlender bzw. unzulänglicher Korrelationen von Gliederungen und Nomenklaturen aus dem skandinavischen und baltischen Raum. Für den Exkursionsführer wurde eine Auswahl einfacher Tabellen vorgenommen, die vor allem lithostratigraphische Gliederungen wiedergeben. Auf ergänzende Literatur zur Bio- oder Chemostratigraphie wird ggf. an entsprechenden Stellen hingewiesen.

In speziellen Kapiteln werden für die verschiedenen Teilregionen weitere Aufschlüsse vorgeschlagen, die nicht im Rahmen der zu Grunde liegenden Geländeübung (s.o.) besucht wurden. In den entsprechenden Auflistungen werden lediglich die Ortsangaben und die thematischen Schwerpunkte genannt. Hinzu kommen grobe Übersichtskarten mit Markierung der Stationen. Für eine Auswahl weiterer Aufschlüsse wird auf eine Liste von Exkursionsführern im Anhang verwiesen.

Für die Illustrationen wurden auch Fotos aus älteren Archiven verwendet, wobei z.T. unvollständige Informationen in Kauf genommen wurden (z.B. fehlende Maßstäbe und Richtungsangaben).

Die Auswahl der zitierten Literatur erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Neben Zitaten zu sehr speziellen Themen wurden bevorzugt neuere Arbeiten ausgewählt, die übersichtliche Zusammenfassungen beinhalten und relativ leicht zugänglich sind (i. W. über Internet-Recherche). Andererseits geht ein Teil der zitierten Literatur über die o.g. einführenden Inhalte hinaus und bietet einen Einstieg in detailliertere fachspezifische Betrachtungen (z.B. zur Biostratigraphie). Internetquellen werden nur im laufenden Text bzw. in den Abbildungstexten angeführt.

Neben den geologischen Ausführungen werden auch einige technisch/logistische Hinweise gegeben. Diese betreffen u.a. saisonbezogene (z.B. Wetter, Unterkünfte, Öffnungszeiten), verkehrstechnische Gegebenheiten

(geeignete Anfahrtswege und Parkplätze) sowie Aspekte der zeitlichen Planung und Adressen von Ansprechpartnern. Für die Gestaltung der Übersichtskarten und Lagepläne sowie die Bestimmung von Koordinaten (RT90) wurden folgende Internetquellen verwendet: <https://kso.lantmateriet.se/?lang=en> und <https://kartor.eniro.se/>. Die Verwendung von Kartenausschnitten für die Veröffentlichung wurde dankenswerter Weise von Lantmateriet genehmigt.

Wir möchten alle Leser/Anwender dieses Exkursionsführers dazu ermuntern, uns kritische Anmerkungen und Ergänzungsvorschläge zuzusenden, die der Verbesserung künftiger Ausgaben (print on demand) dienen könnten. Ihre Beiträge werden ggf. im Text genannt und entsprechend gewürdigt. Uns ist bewusst, dass einige Interpretationsansätze recht spekulativ sind, jedoch als Stimulanz für anregende und lehrreiche Diskussionen im Kreise der Exkursionsteilnehmer geeignet erscheinen.

An vielen Lokalitäten sollte auf eine Probenahme bzw. weitere „Zertrümmerung“ der Aufschlüsse verzichtet werden, damit sie langfristig für eine anschauliche Demonstration interessanter geologischer Phänomene zur Verfügung stehen. In dieser Hinsicht gelten auch in Schweden sehr strenge Vorschriften, und entsprechende Kontrollen wurden in den vergangenen Jahren deutlich verschärft. Dies gilt insbesondere für Fossil-Fundorte. Hierzu folgende Auszüge aus der Broschüre „Kalkstein und Fossilien auf Öland“ (© Projekt Ölandsk Kalksten & Länsstyrelsen Kalmar län):

„Das Klopfen, d.h. das Losschlagen von Fossilien aus Blöcken oder aus dem Urgestein gehört nicht zum „allemansrätten“ (übersetzt: Jedermannsrecht). Es ist nach dem Gesetz verboten (Strafgesetz, Kap. 12) und gilt als Beschädigung oder grobe Zerstörung. Lose Fossilien und Steine...gehören dem Grundbesitzer. Das Sammeln von mehr als vereinzelt Steinen oder Fossilien für Verkaufszwecke ist ohne Zustimmung des Besitzers oder der Bezirksregierung nicht erlaubt. Wenn der Grundbesitzer sein Einverständnis erteilt, kann es erlaubt sein, Steine zu schlagen oder lose Teile zu sammeln. Jedoch nicht, wenn das Sammeln die „Natur wesentlich verändert“. In geschützten Gebieten, wie z.B. Naturreservat und Nationalpark ist es doch immer verboten, Fossilien zu sammeln“.

Unser Vorschlag: Als Alternative schöne Fotosammlungen anlegen oder Betreiber von Steinbrüchen um Erlaubnis bitten, in ihren Abbaubetrieben Fossilien sammeln zu dürfen (für diese Bereiche liegt immer eine entsprechende Genehmigung der Bezirksregierung vor). Und: In den für diesen Exkursionsführer ausgewählten Aufschlüssen können alle wesentlichen Beobachtungen ohne Einsatz von Hämmern oder anderer Abbaugeräte gemacht werden.

Axel Vollbrecht & Klaus Wemmer

1. Entwicklung von Baltica

Die Erforschung der präkambrischen Entwicklung von Baltica (weitere Bezeichnungen: Fennosarmatia, Osteuropäischer Kraton, Ur-Europa) begann in der 2. Hälfte des 19. Jh. wobei zunächst nur geologisch/petrologische Beobachtungen in den Schildregionen zur Verfügung standen (Baltischer Schild, Ukrainische Schildgebiete). Erste geophysikalische Erkundungen (Aeromagnetik) wurden in den 1930er Jahren durchgeführt. Insbesondere in der 2. Hälfte des 20. Jh. wurden in den Tafelregionen zahlreiche Tiefbohrungen durchgeführt, die das präkambrische Grundgebirge unter dem phanerozoischen Deckgebirge (z.T. auch offshore) punktuell erschlossen. In neuerer Zeit haben dann geophysikalische Tiefenerkundungen als wichtige Informationsquelle für die Erstellung umfassender Krustenmodelle zunehmend an Bedeutung gewonnen (z.B. BABEL, DEKORP, Eurobridge).

Gegenwärtig diskutierte geodynamische Modelle beinhalten im Detail z.T. deutlich abweichende Auffassungen und unterschiedliche Eingrenzungen der Altersbeziehungen. Damit verbunden sind wiederholte Modifizierungen bestehender Modelle auf der Grundlage ständig wachsender Datensätze aus unterschiedlichen Geodisziplinen. **Für die nachfolgende Kurzbeschreibung der Entwicklung von Baltica wurde daher versucht, weitgehend akzeptierte Vorstellungen heraus zu filtern, um daraus ein grobes Bild mit den wesentlichen Ereignissen zu entwickeln.** Dies geschieht mit Fokussierung auf den Baltischen Schild als Teil von Fennoscandia und das regionalgeologische Umfeld der Exkursionsgebiete (Abb. 1.1 und 1.2). Ergänzende Details zu den verschiedenen Entwicklungsstadien finden sich u.a. in den Erläuterungen zur Geologie der verschiedenen Teilregionen sowie z.T. auch in den Aufschlussbeschreibungen. Außerdem wird zu verschiedenen Themen an entsprechenden Stellen auf neuere Literatur verwiesen.

Der Kontinent Baltica entstand vor etwa 1800 Ma durch die Kollision der drei Mikrokontinente Fennoscandia, Sarmatia und Vulgo-Uralia (Abb. 1.3),

die jeweils einen eigenen Archaischen Kern besitzen und sich in ihrer paläo-proterozoischen Entwicklung deutlich unterscheiden (z.B. Gorbatshev & Bogdanova 1993, Bogdanova et al. 2005). Nach neueren Daten bildeten Sarmatia und Vulgo-Uralia wahrscheinlich bereits um etwa 2000 Ma eine Einheit (z.B. Bibikova et al. 2009). Während der gesamten folgenden Entwicklung blieb Baltica in den Kernbereichen weitgehend von bedeutenden tektonischen Ereignissen verschont, bzw. wurde nur randlich in orogene Prozesse einbezogen, die z.T. intern zu einer Reaktivierung ehemaliger Suture-/Kollisionszonen führten (s.u.; i. W. Rifting, Aulakogene und damit verbundener Magmatismus).

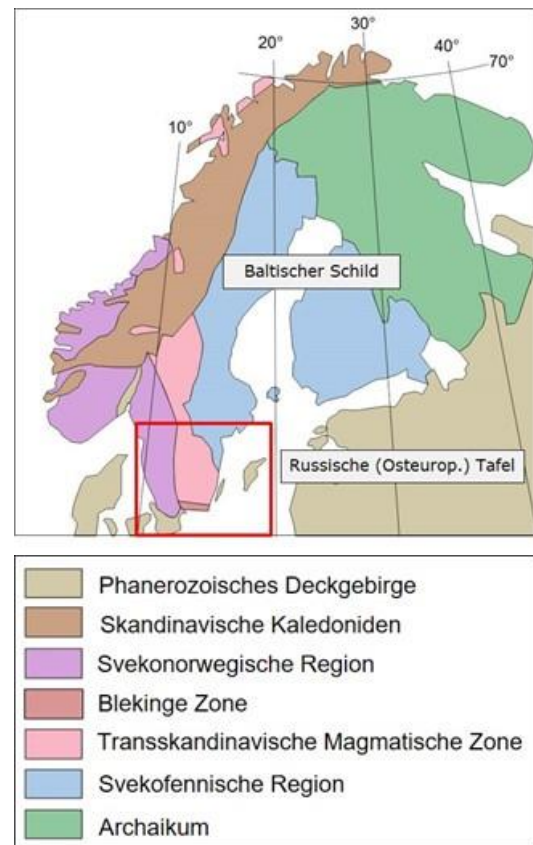


Abb. 1.1: Geologische Übersichtskarte des Baltischen Schildes mit südöstlich angrenzender Tafelregion; Rahmen: Weiteres geologisches Umfeld der Exkursionsgebiete (Abb. 1.2). Details zur internen Strukturierung der Regionen und deren Entwicklungsgeschichte im Text.

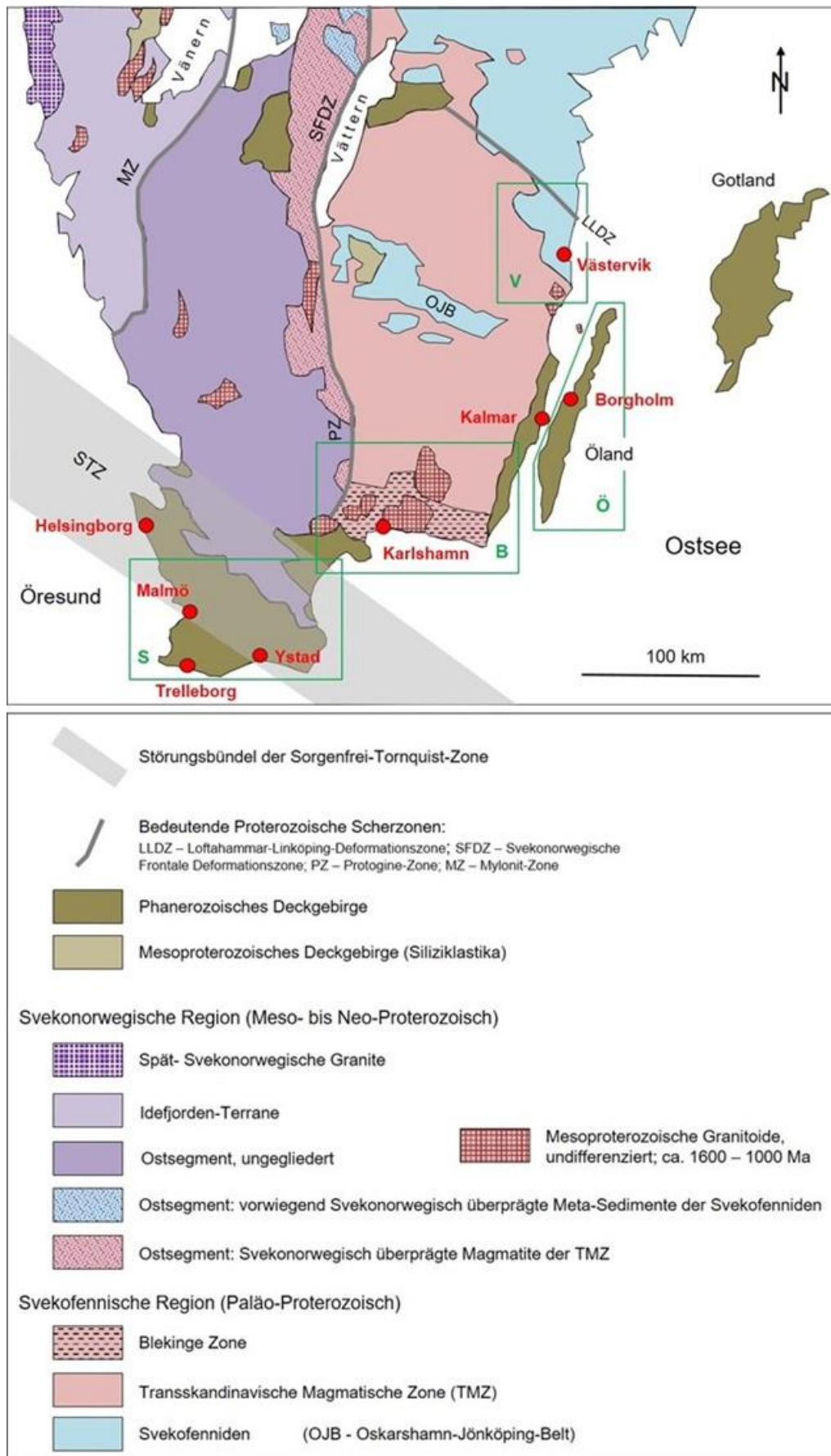


Abb. 1.2: Geologische Übersichtskarte von Südschweden mit Lage der 4 Exkursionsregionen (grüne Rahmen); s. a. Abb. 3.1, 4.1, 5.1 und 6.1); S - Schonen (Skåne), B - Blekinge-Region, Ö - Öland, V - Västervik-Region.

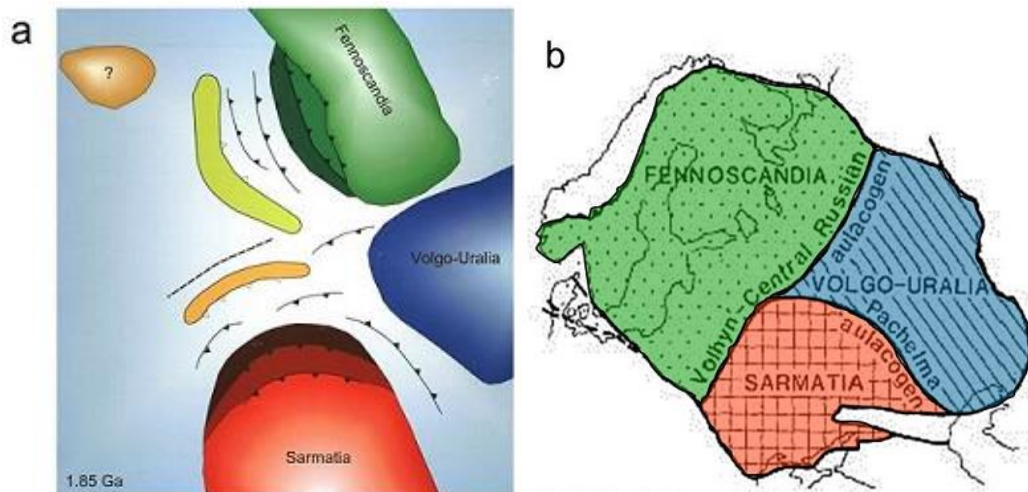


Abb. 1.3: Entstehung von Baltica durch Kollision der Mikrokontinente Fennoscandia, Sarmatia und Volgo-Uralia: **a.** Paläotektonische Situation um ca. 1.85 Ga (vor Kollision); aus Skridlaite et al. (2003; koloriertes Titelblatt), **b.** Heutige Gliederung, aus Gorbatshev & Bogdanova (1993); Farben entsprechend **a** nachgetragen.

Die präkambrische Entwicklung von Fennoscandia lässt sich vereinfacht durch eine sukzessive Akkretion von Lithosphären-Segmenten unterschiedlichster Dimension (Terranes, Mikrokontinente) sowie Bildung juveniler Kruste an aktiven Plattenrändern und Inselbögen beschreiben. Die Abfolge dieser akkretionären Prozesse geht von dem archaischen Kern im NE aus und verjüngt sich zunehmend in Richtung SW (Abb. 1.3a; s.a. Abb. 1.1). Dabei wurden ältere Krustensegmente durch die jeweils jüngeren Ereignisse in unterschiedlichen Intensitäten tektono-thermal bzw. magmatisch überprägt (reworking), teilweise bis zu einer völligen Auslöschung älterer Strukturen (s.u.).

Das Archaikum Fennoscandias ist in fünf Provinzen unterteilt wird (Karelien, Belomorien, Kola, Murmansk, Norrbotten), die jeweils aus mehreren Terranes bestehen, deren maximale Alter bei etwa 3500 Ma liegen. Der weitaus größte Anteil dieser Terranes setzt sich aus neo-archaischen Orthogneisen zusammen, hervorgegangen aus einer Assoziation von ehemaligen Tonaliten, Trondhjemiten und Granodioriten (ITG-Suiten). Untergeordnet kommen Grünsteingürtel, Granulite, Paragneise und Amphibolite hinzu. Das kleinräumiger verbreitete Meso- und Paläo-Archaikum weist eine ähnliche lithologische Assoziation auf (z.B. Hölttä et al. 2008). Im östlichen Teil von Fennoscandia treten im Neo-Archaikum Eklogite und Ophiolite hinzu, die auf Subduktionsprozesse bereits in diesem Zeitraum hinweisen.

Die eigenständige paläo-proterozoische Entwicklung Fennoscandias, d.h. vor dem Zusammenschluss von Baltica, begann zunächst mit von NE nach SW voranschreitenden Rift-Ereignissen zwischen ca. 2500 und 2100 Ma, die auf den Aufstieg

von Mantel-Diapiren zurückgeführt werden. Dadurch wurden Teile des archaischen Kratons segmentiert und unter Neubildung ozeanische Kruste getrennt. Die anschließende weitgehend konvergente Entwicklung führte über Subduktions- und Kollisionsprozesse zu einer Wiederver-schmelzung dieser Fragmente und Mehrfach-Akkretion weiterer Krustensegmente. Dies erfolgte vor allem im Rahmen zweier zeitlich definierter Orogenesen: Der Lappland-Kola-Orogenese um etwa 1950 bis 1850 Ma sowie der etwas später einsetzenden Svekofennischen Orogenese (= svekokarelich) etwa zwischen 1920 und 1800 Ma, welche den größten Beitrag zur Krustenbildung lieferte (z.B. Lahtinen et al. 2008). Ein differenziertes Modell für die Svekofennische Orogenese wurde u.a. von Korja et al. (2006) beschrieben, das fünf orogene Phasen mit komplexen räumlich/zeitlichen Überschneidungen unterschiedlichster plattentektonischer Prozesse sowie einen abschließenden gravitativen Kollaps beinhaltet.

Die resultierenden Svekofenniden (Abb. 1.1) setzen sich aufgrund der genannten Prozesse i. W. aus folgenden litho-tektonischen Segmenten zusammen: archaische und früh-proterozoische Mikrokontinente/Terrane mit weitgehend unbekannter Vorgeschichte sowie Vulkanite mit Altern zwischen 2000 und 1800 Ma. Letztere sind Bestandteil einer traditionellen Dreiteilung der Svekofenniden in einen sog. Nördlichen und Südlichen Vulkanitgürtel (vermutl. ehemalige aktive Kontinentalränder oder magmatische Inselbögen) und ein zwischengelagertes Sedimentbecken, vermutlich mit ehemaligen Akkretionskeilen, zum Ausdruck (z.B. Gaál & Gorbatshev 1987). In die westlichen

Randbereiche dieser Svekofennischen Kruste intrudierten im Zeitraum von ca. 1900 bis 1800 Ma sog. „Andinotype Magmatite“ (Plutonite und assoziierte Vulkanite) mit vorwiegend monzodioritischer bis granitische r Zusammensetzung. Magmatite dieser Generation bilden heute den Großteil der Transskandinavische Magmatische Zone (TMZ; engl. „Transscandinavian Igneous Belt“, TIB), die sich mit einer Länge von etwa 1400 km und einer maximalen Breite von etwa 200 km von Südschweden bis unter die Norwegischen Kaledoniden (s.u.) erstreckt, wo sie in tektonischen Fenstern zu Tage tritt (Abb.1.1). Traditionell wird die TMZ nach lithologischen und tektonischen Gesichtspunkten in vier Einheiten untergliedert, wobei der im Exkursionsgebiet vertretende Teil dem Småland-Värmland-Gürtel zugeordnet wird. Nach Isotopen-Daten ist anzunehmen, dass ein Großteil der beteiligten Magmen durch Aufarbeitung Svekofennischer Kruste generiert wurde (z.B. Högdahl et al. 2004).

Die anschließende Entwicklung Fennoscandias als Teil von Baltica, d.h. nach 1800 Ma, ist durch weitere Akkretionsprozesse an aktiven Kontinentalrändern und intrakontinentale Riftereignisse (Sedimentbecken und assoziierter Magmatismus) gekennzeichnet, für die z.T. ursächliche Zusammenhänge angenommen werden (Back-Arc-Rifting). Im Rahmen von Kollisionsprozessen wurden kleinere Terrane u.U. vollständig subduziert, so dass einige Akkretionsereignisse im heutigen Aufschlussniveau z.T. nur noch durch Magmatismus und Metamorphose mit entsprechenden Alterssignaturen abgebildet werden (z.B. Hallandische Orogenese, s.u.).

In der Frühphase dieser Entwicklung, im Zeitraum zwischen 1650–1470 Ma, kam es vor allem in zentralen Bereichen von Fennoscandia (Zentralschweden, Südfinnland und Baltikum) zur Intrusion von Magmatiten der sog. Rapakiwi-Generation (Abb.1.1). Hierbei handelt es sich vorwiegend um hochkrustale felsische Plutone, die mit mafischen Magmatiten (i. W. Dolerite) vergesellschaftet sind und den o.g. intrakontinentalen Dehnungsregimen zugeordnet werden. Die Genese dieser Magmen bzw. die tektonischen Rahmenbedingungen für die verschiedenen Regionen werden seit langem diskutiert (z.B. Haapala et al. 2004).

Während der etwa gleichzeitig einsetzenden Gothischen Orogenese (1640–1520 Ma) fand eine weitere Krustenakkretion statt, die sich auf den westlichen Randbereich von Fennoscandia beschränkte

und den größten Teil der Krustensegmente westlich der Svekofenniden generierte (Abb. 1.1). Diese Segmente bestehen hauptsächlich aus Sedimenten und Magmatiten, die einem aktiven Kontinentalrand-Regime zugeordnet werden können. Zusätzlich gibt es Hinweise auf eine Beteiligung vulkanischer Inselbögen. Die E-Grenze dieser Region wird durch die sog. „Mylonit-Zone“ markiert wird (Abb. 1.2), die später während der Svekonorwegischen Orogenese (s.u.) eine bedeutende Transpressionszone darstellt.



Abb. 1.4: Vorkommen von Granitoiden der Rapakiwi-Generation (rot) in der Svekofennischen Region; nach Brander & Söderlund 2007; Großgliederung der Region (Abb. 1.1). Der typischste bzw. bekannteste Vertreter dieser Generation ist ein porphyrtiger Granit mit runden Kalifeldspat-Phänokristen, die von Plagioklas umsäumt sind und in einer feinkörnigen Matrix aus Quarz, verschiedenen Feldspäten und mafischen Mineralen eingebettet sind.

Zwischen 1470-1420 Ma erfolgten vorwiegend alkali-granitische Intrusionen, die heute u.a. in Südschweden in Form von isolierten Massiven aufgeschlossen sind (z.B. Götemar-Pluton). Diese wurden früher als anorogene Granite eingestuft (z.B. Åberg 1988, Ahl et al. 1999), heute jedoch als „Fernwirkung“ der sog. Danopolonischen oder Hallandischen Orogenese mit NNE-gerichteter Subduktion interpretiert (Bogdanova 2001). Diese Konvergenz führt schließlich zur Bildung einer WNW-ESE verlaufenden Kollisionszone im südwestlichen Randbereich von Fennoscandia (Abb. 1.5; z.B. Brander 2011, Čečys & Benn 2007). Im westlichen Abschnitt dieser Zone (Halländischer Teil) wurde auch eine amphibolitfazielle Metamorphose mit entsprechenden Altern nachgewiesen (z.B. Brander 2011), die lokal zu einer Migmatisierung führte. In denselben Zeitraum (ca. 1460 Ma) fällt eine Riftphase, die in Zentralschweden zur Bildung von Gräben mit assoziierten Magmatismus führt und ebenfalls als Ferneffekt einer Halländischen Subduktion/Kollision interpretiert wird (z.B. Brander 2011). Dabei wurden vorwiegend

tholeiitische Basalte gefördert, die mit siliziklastischen Sedimenten vergesellschaftet sind (u.a. Jotnischer Sandstein), durch die sie im heutigen Erosionsniveau verdeckt werden. Hinzu kommen mafische Gänge in später svekonorwegisch überprägten Krustensegmenten (Idefjorden Terran) an der heutigen schwedischen Westküste (s.u., Abb. 1.6).

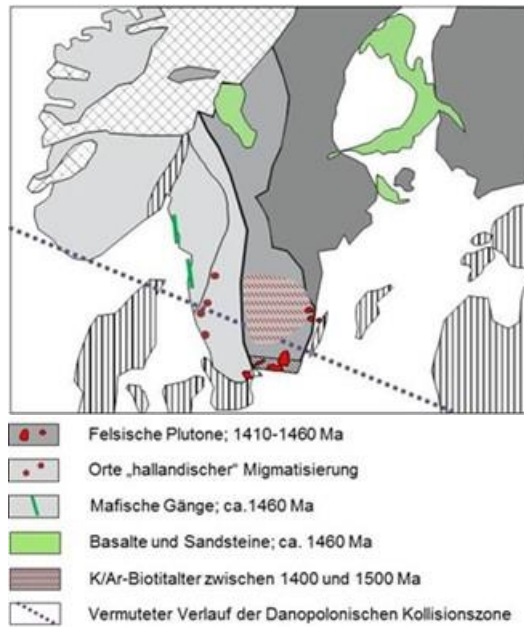


Abb. 1.5: Prägnungen der Danopolonischen (Halländischen) Orogenese; nach Brandtner (2011). Großgliederung der Region s. Abb. 1.1. Plutone dieser Generation, die im Rahmen der Exkursion behandelt werden, sind der Götemar-Granit (s. Kap. 8) und die Blaue Jungfrau (s. Kap. 5.1/ÖN3); weitere Erläuterungen im Text.

Ein bedeutenderes Ereignis stellt die Svekonorwegische Orogenese von ca. 1140 bis 900 Ma dar (entspricht Grenville in Nordamerika), in deren späteren Verlauf Baltica durch schiefe Kollision mit Amazonien/Laurentia Teil des Superkontinents Rodinia wurde (Abb. 1.7). Insgesamt betrachtet lag der Gesamtzeitraum dieser Superkontinent-Bildung etwa zwischen 1300 und 900 Ma (z.B. Bogdanova et al. 2009). Am Westrand von Fennoscandia, südlich des heutigen Verlaufs der Kaledonischen Überschiebungsfrent (S-Schweden u. S-Norwegen), wird das Svekonorwegische Orogen in fünf litho-tektonische Einheiten unterteilt, die durch weitgehend N-S streichende Scherzonen mit oft komplexer, mehrphasiger Kinematik begrenzt bzw. intern segmentiert werden (Abb. 1.6). Die mit ihnen verbundene sukzessive Strukturierung des Orogens erfolgte vor allem in vier Phasen erhöhter

tektonischer Aktivität innerhalb des o.g. Gesamtzeitraums (z.B. Bingen et al. 2008). Dabei fallen die maßgeblichen Kollisionereignisse in die sog. „Agder-Phase“ zwischen 1050 und 980 Ma. Des Weiteren wurden im Rahmen der Svekonorwegischen Orogenese intrakontinentale Riftstrukturen unter tensionaler Reaktivierung paläo-proterozoischer Kollisionszonen angelegt (z.B. Pease 2003).

Der südschwedische Teil des Svekonorwegischen Orogens besteht aus den Einheiten „Ostsegment“ und „Idefjorden-Terrane“, welche durch die sog. Mylonit-Zone gegeneinander abgegrenzt werden (Abb. 1.2 und 1.6). Beide Einheiten bestehen aus älteren Krustensegmenten (s.o.), die durch die Svekonorwegische Orogenese eine intensive tektonothermale Überprägung erfahren haben (s.u.). Die Protogine-Zone kann dabei als südliche Fortsetzung der „Svekonorwegischen Frontalen Deformationszone“ betrachtet werden, welche in Südschweden die östliche Begrenzung Svekonorwegisch modifizierter Kruste markiert (Abb. 1.2 und 1.6). Die damit verbundene Metamorphose war weitgehend hochgradig und führte bereichsweise zur Bildung von Migmatiten (z.B. Andersson et al. 2001). Regional betrachtet fanden in zeitlich getrennten Phasen auch granulit/eklogitfazielle Überprägungen unter HP/MP-Bedingungen statt (z.B. Bingen et al. 2008). Hinzu kommen retrograde Prozesse in den späten Entwicklungsphasen, vornehmlich innerhalb der prominenten Scherzonen.

Das Ostsegment zwischen der Mylonit- und Protogine-Zone besteht i. W. aus Granitoiden der svekofennisch gebildeten Transskandinavischen Magmatischen Zone (TMZ; s.o.), die im Rahmen der Svekonorwegischen Orogenese durchgreifend vergneist wurden (z.B. Appelquist 2010), ohne dass diese Einheit einen nennenswerten tektonischen Versatz erfahren hat. Dementsprechend wird das Ostsegment, welches in seinen östlichen Randbereichen die schwächer überprägten Protolithen, d.h. TMZ-Granitoide u. Svekofennische Meta-Sedimente noch erkennen lässt (Abb. 1.2), auch als „parautochthon“ bezeichnet. Dagegen haben insbesondere seine westlichen Abschnitte einen stark poly-metamorphen Charakter, weil dort die svekonorwegische Metamorphose z.T. auch Regionen erfasst, die zuvor schon halländisch/danopolonisch modifiziert wurden (s.o.).

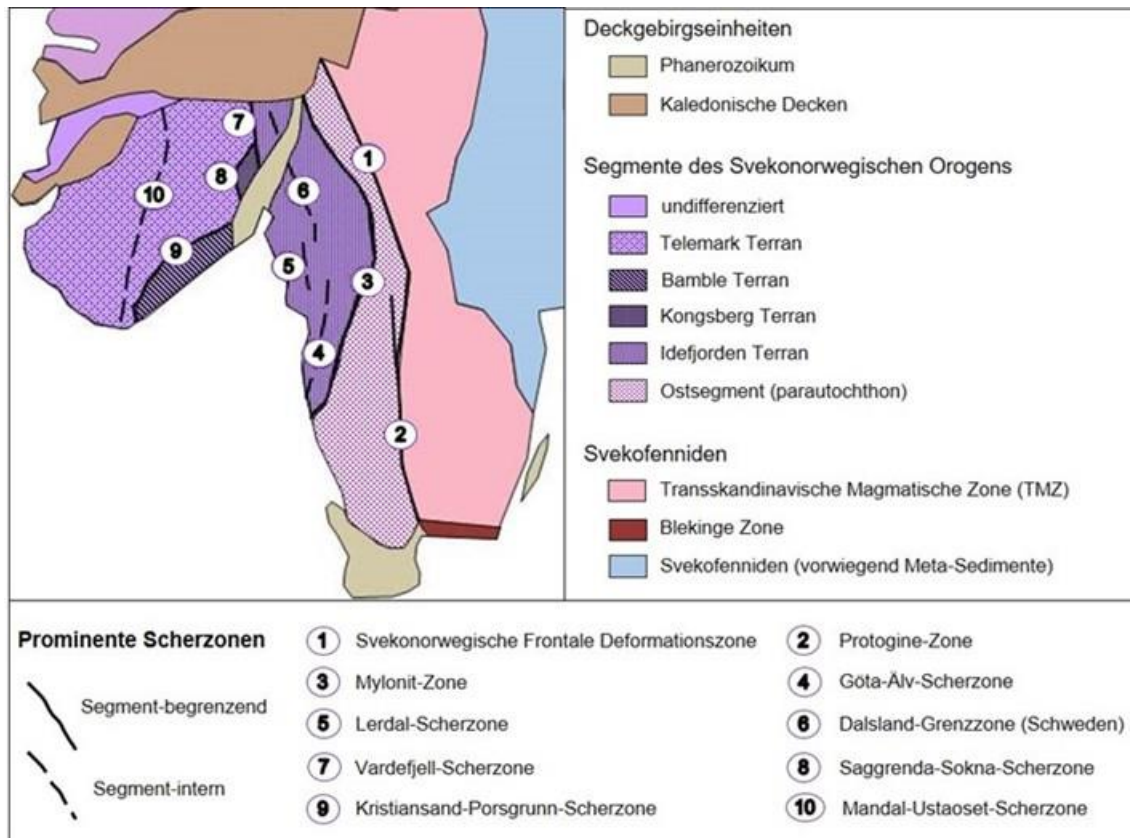


Abb. 1.6: Gliederung des Svekonorwegischen Orogens; nach Bingen et al. (2008); weitere Erläuterungen im Text.

Das Idefjorden-Terrane besteht aus einer Assoziation von Magmatiten und Meta-Sedimenten, die durch Akkretionsprozesse bereits während der Gothischen Orogenese (1660 bis 1520 Ma; s.o.) gebildet und während der o.g. Agder-Phase tektonometamorph überprägt wurden. Die Metamorphosebedingungen streuen über einen weiten Bereich von Grünschiefer- bis HP-Granulitfazies. Intern wird das Idefjorden Terrane durch mehrere N-S bis NW-SE streichende amphibolitfazielle Scherzonen segmentiert (Abb. 1.6), deren finale Aktivität wahrscheinlich als spät-svekonorwegisch einzustufen ist. Dabei wurden entlang der Mylonit-Zone Teile des Idefjorden Terranes nach E bzw. SE auf das östliche Segment überschoben.

Im Rahmen des späteren Zerfalls von Rodinia, der vor etwa ca. 825 Ma einsetzte, erfolgte an seinem Westrand die Abspaltung Balticas (davor auch als „Proto-Baltica“ bezeichnet), die wahrscheinlich vor ca. 610 Ma abgeschlossen war (Abb. 1.7). Es gibt jedoch auch Hinweise darauf, dass Baltica noch bis vor ca. 570 bis 550 Ma mit Laurentia verbunden war (z.B. Cooks & Torsvik 2005). Insgesamt betrachtet belegen neuere Daten zunehmend eine sehr komplexe Entwicklung von Rodinia, sowohl für die Aufbau- als auch für die Zerfallsphasen, und im Detail bestehen noch recht unterschiedliche Vorstellungen (z.B. Bogdanova et al.

2009, Li et al. 2008, Meert & Torsvik 2003). Als Ursache für den Zerfall von Rodinia wird der Aufstieg eines Mantel-Plumes angenommen.

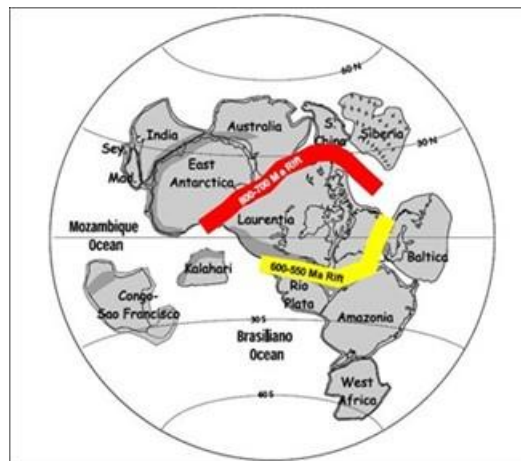


Abb. 1.7: „Traditionelles“ Modell für den Superkontinent Rodinia (aus Meert & Torsvik 2003) mit zwei Riftzonen, an denen zu unterschiedlichen Zeiten der Zerfall einsetzt. Dunkelgrau: Hauptkollisionszonen der Akkretionsphase.

Für die anschließende eigenständige Entwicklung von Baltica und seine relative Position zu anderen Kontinenten existieren ebenfalls recht unterschiedliche paläogeographisch-tektonische Modelle (z.B. Hartz & Torsvik 2002). Modelle für das Altpaläozoikum gehen in weitgehender Übereinstimmung davon aus, dass Baltica nach Abspaltung

von Rodinia zunächst in eine Südpol-nahe Lage gelangte. Ab dem Kambrium wanderte Baltica dann nach Norden und erreichte im Mittleren Silur eine Äquator-nahe Position (s. Abb. 1.8; z.B. Cooks & Torsvik 2005). Die damit verbundene Klimaveränderung war ein entscheidender Faktor für die Entwicklung der Sedimentationsbedingungen.

Während dieser Drift lagerten sich auf diesem stabilen Kraton, der i. W. während des Neo-Proterozoikums angehoben, tiefgreifend erodiert und dabei eingeebnet wurde, weitflächig altpaläozoische Plattform-sedimente ab (s. EF „**Plattform-sedimente**“; Kap. 2.1). Die folgende Darstellung der Beteiligung Balticas an der weiteren tektonischen Entwicklung im Paläozoikum folgt in wesentlichen Punkten zusammenfassenden Abhandlungen von Cooks & Torsvik (2005, 2006).

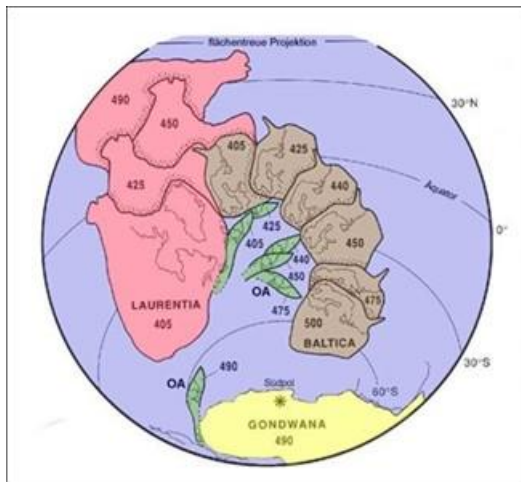


Abb. 1.8: Positionen der Kontinente im Verlauf des Altpaläozoikums; aus Berthelsen (1992), nach Arbeiten von T. Torsvik; kolorierte Fassung aus <http://www.ober-rheingraben.de/Tektonik/Drift.htm>. Baltica (braun) wandert von einer Südpol-nahen Lage im Kambrium in Richtung Äquator, wo es im Oberen Silur mit Laurentia (rot) kollidiert (Kaledonische Orogenese); OA: Ost-Avalonia (grün).

Die Hauptphase der Kaledonischen Orogenese lag im Zeitraum oberes Ordovizium bis oberes Silur (Abb. 1.9). Dabei entstanden zunächst die Norddeutsch-Polnischen Kaledoniden durch Kollision von (Ost-) Avalonia mit Baltica unter Schließung des dazwischenliegenden Thornquist-Meeres, verbunden mit der Anlage der Transeuropäischen Störungszone (s.u.). Danach erfolgte die Schließung des Iapetus Ozeans, die im (heutigen) Norden mit der Kollision von Laurentia mit Baltica begann und später auch Avalonia einbezog (Zusammenschluss zu Laurussia). Im Bereich der Skandinavischen Kaledoniden wurden dabei tektonische Decken, bestehend aus marinen Sedimenten und Vulkaniten

aus dem Bereich des Iapetus-Ozeans sowie tektonischen Spänen des proterozoischen Grundgebirges, um mehrere 100 km vorwiegend nach Osten auf den Baltischen Kraton überschoben. Da die Datenbasis für Teile der Kaledoniden vergleichsweise gering ist, sind die Kollisionsergebnisse in ihren zeitlich-räumlichen Beziehungen im Detail noch recht umstritten (z.B. Dadlez 2000).

Die Kaledonische Orogenese führte zu einer Hebung des westlichen Teils von Baltica, der damit eines der Liefergebiete für terrestrische („Old-Red“) Sedimente wurde.

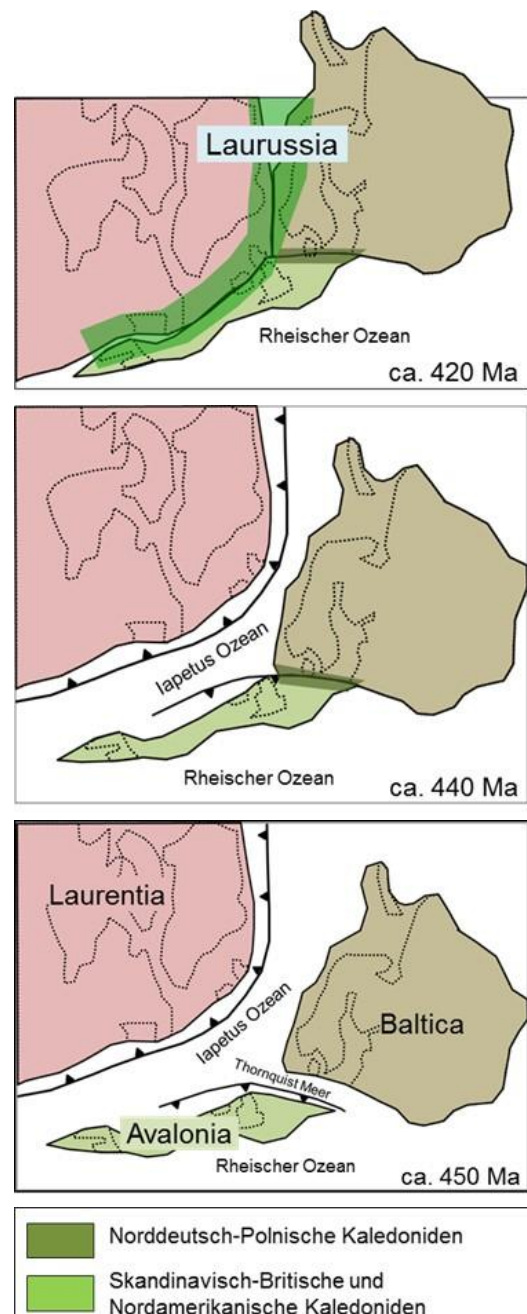


Abb. 1.9: Kollisionsergebnisse der Kaledonischen Orogenese (vergl. Abb. 1.8); umgezeichnet nach paläogeographischen Karten aus: www.Scotese.com/earth.htm.

Diese wurden u.a. auch im Bereich des heutigen Baltischen Schildes in einem Becken vor der Kaledonischen Front weitflächig abgelagert, jedoch später wieder abgetragen. Aufgrund von thermochronologischen Abschätzungen, basierend auf Spaltspur-Analysen, nehmen Cederbohm et al. (2000) maximale Sedimentmächtigkeiten zwischen ca. 1 bis 2,5 km an.

Im Verlauf der Variskischen Orogenese kollidierte Laurussia sukzessive mit mehreren Terranes, die im Silur/Devon vom Südkontinent Gondwana abgetrennt worden waren und schließlich mit Gondwana selbst. Während dieser Kollisionsereignisse und im Verlauf der post-Variskischen Entwicklung wurde die Transeuropäische Störungszone mehrfach reaktiviert und markiert heute die tektonische SW-Grenze von Baltica („Transeuropean Fault Zone“ (TEZ); s.a. Abb. 3.3). Die Sorgenfrei-Tornquist-Zone (STZ) stellt im Bereich von Südschweden ein Teilelement dieses bedeutenden Lineaments dar (s.u.).

In Südschweden (Schonen) wurde die geologische Entwicklung während des Mesozoikums und insbesondere im Jura durch Blocktektonik im Bereich der STZ kontrolliert (siehe Kap.3). Während einer langzeitigen, mehrphasigen Aktivität wurden hier auf engem Raum kleine Sedimentbecken gebildet, die von nahen Hochschollen mit Detritus beliefert wurden. Dies erfolgte bei vorwiegend warm humidem Klima und mit Phasen mariner Ingressionen. Die frühen Entwicklungsphasen der STZ sind, im regionalen Maßstab betrachtet, durch extensionale Kinematik gekennzeichnet. Mit der in der Oberkreide einsetzenden Inversion gewinnen dann kompressive Bewegungen zunehmend an Bedeutung.

Regional betrachtet lassen sich in Südschweden weitere prominente, aber weitflächiger angeordnete Störungssysteme unterscheiden, die das präkambrische Grundgebirge in Domänen mit engmaschigen Blockmustern zerlegen (z.B. Tirén & Beckholmen 1992). Eine zeitlich-räumliche Rekonstruktion dieser Blocktektonik ist problematisch, da das Alter der Anlage bestimmter Scharen z.T. unbekannt ist und Mehrfach-Reaktivierungen mit teilweise wechselnder Kinematik zu berücksichtigen sind.

Eine verstärkte Abtragung der Deckgebirgsschichten seit dem Mesozoikum (bis zu 400-600 m) und zuletzt durch die glaziale Erosion im Quartär (einige 10er m in Südschweden) führten dazu, dass in weiten Teilen von Baltica das proterozoische Grundgebirge wieder freigelegt wurde (heutiger

Baltischer Schild). Eine frühe Hebungs- und Abtragungsgeschichte setzte bereits im Proterozoikum ein (mehrere km; s.o.), wobei Phasen mit regional unterschiedlich starker Abtragung mit Zeitabschnitten wechselten, in denen das Grundgebirge durch Deckschichten vor Erosion geschützt war (detailliertere Angaben u.a. in Lidmar-Bergström 1997).

Die junge geologische Entwicklungsgeschichte und die damit verbundene (sub-) rezente Krustendynamik sind weitgehend durch glaziale bis postglaziale Prozesse gesteuert. So sind vor allem Erosionsformen und Ablagerungen der letzten Eiszeit (Weichsel, Beginn vor ca. 115.000 Jahren) in weiten Bereichen landschaftsprägend. Die Anordnung und Ausrichtung entsprechender Formen wurde dabei stark von den regionalen Eisstransportrichtungen bzw. der damit verbundenen Ausrichtung der Gletscherfronten diktiert (Abb. 1.10).

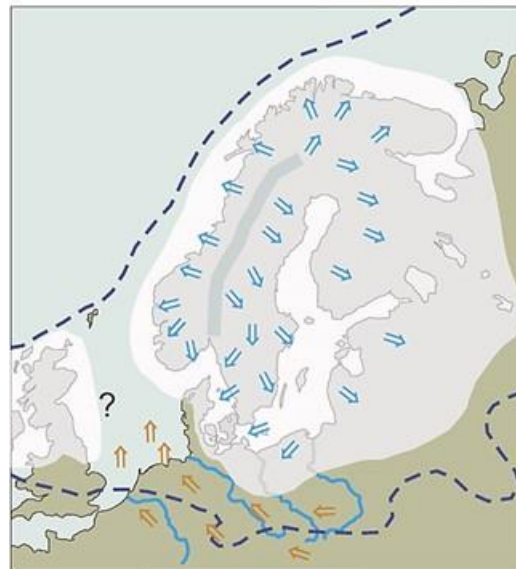


Abb. 1.10: Transportrichtungen während der Weichselzeit (aus Pässe 2004); blaue Pfeile: glazialer Transport; braune Pfeile: fluvialer Transport.

Mit dem vor ca. 13000 Jahren beginnenden „Eisrückzug“ setzt auch die mehrphasige Entwicklung der Ostsee ein (z.B. Meyer 1991), bei der zwei konkurrierende Prozesse bestimmend sind: a) eustatischer Meeresspiegelanstieg (Transgression) durch Abschmelzung der Eiskappen und b) isostatische Hebung der Lithosphäre infolge verringerter Auflast und eine daraus resultierende Regression der Küstenlinien. Entsprechende Wechselwirkungen führten dazu, dass bei verstärkter isostatischer Hebung der Ostseeraum phasenweise von der Nordsee abgetrennt war und dann einen Binnensee bildete, der direkt von Schmelzwässern gespeist wurde. Als Barrieren waren neben Landrücken

(u.a. Endmoränen) auch ausgedehnte Gletscherzungen von Bedeutung. Dominierte dagegen ein eustatischer Meeresspiegelanstieg konnten sich durch die Verbindung mit der Nordsee marine Bedingungen einstellen. Die Gesamtentwicklung ist in vier Hauptstadien unterteilt, wobei die Stadien 2, 3, und 4 nach typischen Besiedlern (Mollusken) benannt wurden. Die Abb. 1.11 stellt eine entsprechende Kurzcharakterisierung ohne Berücksichtigung von z.T. noch umstrittenen Übergangsstadien dar, die durch Brackwasserphasen gekennzeichnet sind. Aufgrund unterschiedlicher Eingrenzungskriterien weichen die publizierten Altersangaben z.T. erheblich von den unten genannten ab. Detaillierte Ausführungen zur Entwicklung der Ostsee finden sich u.a. in Björk (1995) und Andrén et al. (2011). Die heutige Ostsee stellt ein humides Nebenmeer dar, in dem die Salinitäten mit der Entfernung zur Nordsee deutlich abnehmen (z.B. oberflächennah bis ca. 3,5 ‰ im Bottnischen Meerbusen).

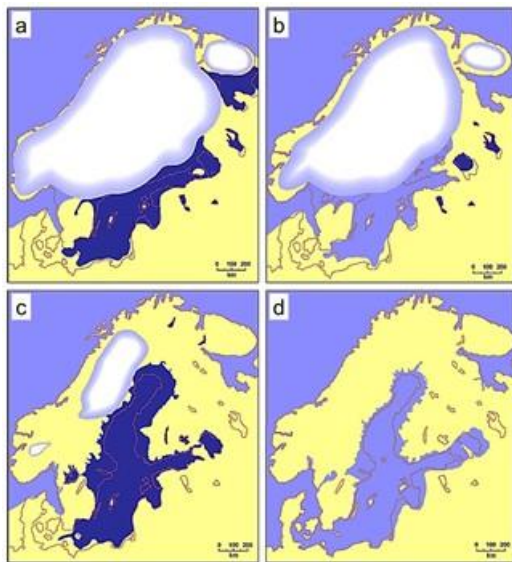


Abb. 1.11: Entwicklungsstadien der Ostsee; aus Broszinki (2002); dunkelblau: Süßwasser, hellblau: Salzwasser, rote Linien: heutiger Küstenverlauf: **a.** Baltischer Eisstausee (vor ca. 12600 bis 10300 Jahren); kaum Lebewelt, **b.** Yoldia-Meer (vor ca. 10300 bis 9500 Jahren; Salzwassermuschel *Yoldia arctica*), **c.** Ancylus-See (vor ca. 9500 bis 8000 Jahren; Süßwasserschnecke *Ancylus fluviatilis*), **d.** Littorina-Meer (vor 7000 bis 4000 Jahren; Brackwasserschnecke *Littorina littorea*).

Die Post-Littorina-Entwicklung mit dem heutigen Mya-Stadium begann vor ca. 400 Jahren (Brackwasser; Sandklaffmuschel *Mya arenaria*).

Die heutigen Hebungsdaten (Abb. 1.12) können in ihrer regionalen Verteilung weitgehend durch isostatische Ausgleichbewegungen als Spätwirkung der Entlastung durch Abschmelzen der Eiskappen

erklärt werden, wobei differentielle Block-Hebungen mit der Reaktivierung von bestimmten Scharen innerhalb größerer Störungssysteme verbunden sind (z. B. Mörner 2004).

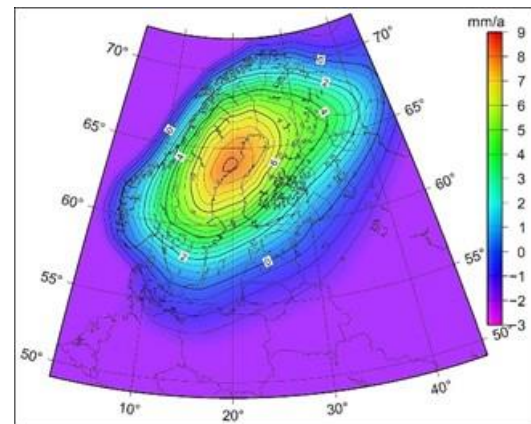


Abb. 1.12: Rezente Hebungsdaten im skandinavisch-baltischen Raum, basierend auf geophysikalischen und mathematischen Modellierungen; aus Ågren & Svensson (2007).

Neotektonische Überlagerungen sind nach Modellierungen von Fjeldskaar et al. (2000) für jene Zonen anzunehmen, deren Hebungsdaten sowohl positiv als auch negativ vom theoretischen Isostasiebezogenen Wert abweichen und die eine rezente signifikante Seismizität aufweisen. Andererseits lassen sich einige seismische Zonen direkt mit isostatischen Bewegungen korrelieren. Ein bedeutendes paläo-seismisches Ereignis, das durch „glazio-isostatische Entlastung“ an einer Hauptstörung des Vätternsee-Grabens im Holozän ausgelöst wurde, haben Jakobsson et al. (2004) aufgrund von geophysikalischen und strukturellen Daten postuliert. Aktuell registrierte seismische Ereignisse konzentrieren sich auf eine Zone entlang der nördlichen schwedischen Ostseeküste (z.B. Böldvarsson 2008). Anhand von Langzeitmessungen über vernetzte GPS-Stationen konnten im Baltischen Schild neben den aktuellen Hebungsdaten auch Horizontalbewegungen nachgewiesen werden, die maximal im Bereich von einigen mm/a liegen (Milne et al. 2001; Abb.1.13). Für die Ostsee-Region zeichnen sich danach radiale, vom Hebungszentrum weg gerichtete Bewegungen ab (s.a. Scherneck et al. 2001).

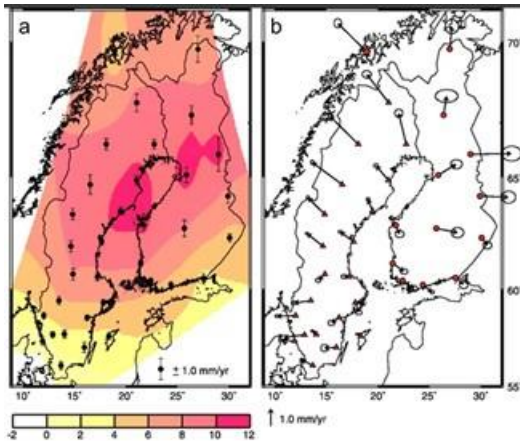


Abb. 1.13: GPS-Daten zur rezenten Krustendynamik im skandinavisch-baltischem Raum; aus Milne et al. (2001): **a.** Hebungsbeiträge in mm/a, mit Fehlerbalken (in Karte); **b.** Horizontalbewegungen; vergleiche mit Vektorlänge (Pfeil) für 1mm/a.

Entsprechende Grabensysteme werden als rezente Senkungsgebiete für den heutigen Bereich der Ostsee angenommen (Ludwig 2001; „Eastern Baltic Systems of Graben“).

Die anhand von geologischen und historischen Befunden rekonstruierten Gesamtbeträge der postglazialen Hebung von bis zu 900 m (Abb. 1.14) korrelieren sehr gut mit dem Verteilungsmuster der aktuellen Hebungsdaten (vergl. Abb. 1.12). Für die Region in Nordschweden mit den höchsten Werten werden auch die maximalen Eis-Überlagerungsmächtigkeiten von bis zu ca. 3000 m angenommen.

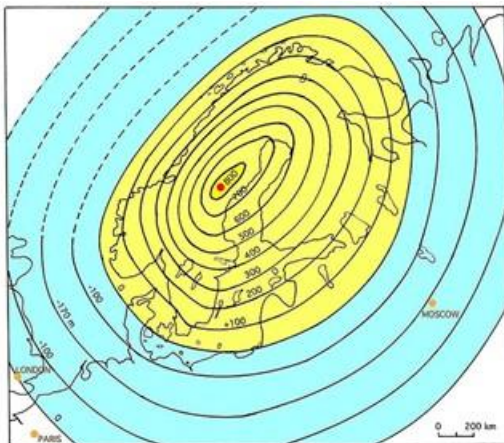


Abb. 1.14: Gesamtbeträge der postglazialen Hebung (gelb) bzw. Senkung (blau) in [m]; roter Punkt: maximale Hebung; aus Möerner (2008).

Alte kontinentale Kruste besitzt ein hohes Überlieferungspotential für einen langen Zeitraum möglicher Impakt-Ereignisse, insbesondere auf den Schildgebieten, wo entsprechende Strukturen nicht durch jüngere Sedimente verdeckt sind. Dies gilt auch für den Baltischen Schild (Abb. 1.15), auf dem eine große Anzahl sicherer und vermuteter Impakt-Strukturen lokalisiert wurden (z.B. Dypvik et al. 2008, Henkel & Pesonen 1992). Deren Alter, die sich jedoch oft nur recht unscharf eingrenzen lassen, reichen von ca. 1200 Ma bis in die jüngere Erdgeschichte (? Quartär). Die markanteste und am intensivsten untersuchte Struktur ist der ca. 360 Ma alte Siljan-Impakt in Mittelschweden (z.B. Juhlin 2004).

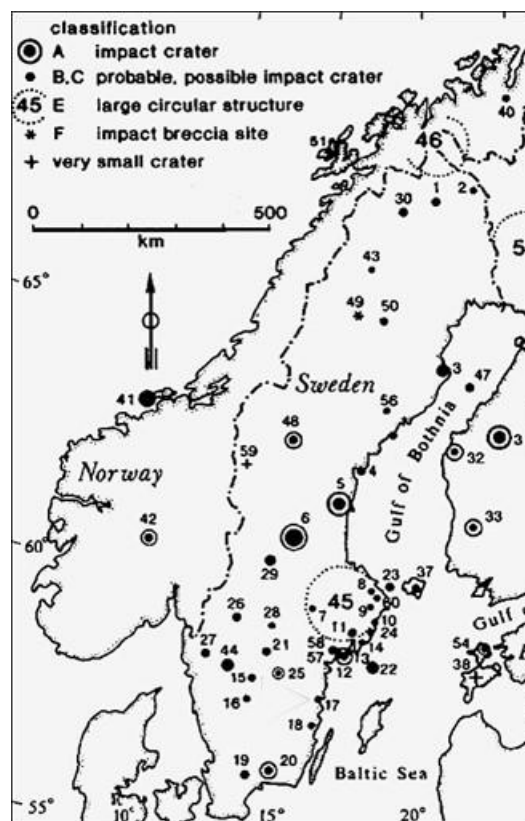


Abb. 1.15: Impakt-Strukturen in Skandinavien; aus Henkel Pesonen (1992); Nummerierung bezieht sich auf eine Auflistung mit Ortsnamen und Klassifizierungen (z.B. Alter, Nachweiskriterien); Nr. 6: Siljan-Impakt.

2. Das Deckgebirge Südschwedens

2.1 Verbreitung

Präkambrium

Als älteste Einheiten des Deckgebirges treten bevorzugt in tektonischen Gräben und Trögen, sowohl in den Schildregionen als auch unter den Phanerozoischen Plattformsedimenten der Osteuropäischen Tafel, Relikte von präkambrischen Schichtenfolgen auf (z.B. Nagornyj & Nikolaev 2005). Hierbei handelt es sich vorwiegend um terrestrische Siliziklastika, deren Ablagerung bereits in den frühen Phasen der „Kratonisierung“ einsetzte, verstärkt aber ab ca. 1750 Ma bis in das jüngste Proterozoikum (Vendian) stattfand. Teilweise sind

diese Sedimente mit Vulkaniten der jeweiligen „Kratonisierungs-Phase“ vergesellschaftet. In Südschweden stellt die neo-proterozoische Vingsjö-Formation mit mindestens 1000 m Mächtigkeit ein entsprechendes Vorkommen dar, welches in einer Grabenstruktur im Bereich des Vättern-Sees erhalten geblieben ist. Diese Formation besteht vorwiegend aus unterschiedlichsten Siliziklastika einer flachmarinen Fazies sowie Stromatolith-Horizonten in den höchsten (erhaltenen) Abschnitten.

Phanerozoikum

Das phanerozoische Deckgebirge wird heute vor allem durch altpaläozoische Plattformsedimente vertreten, die reliktsch in unterschiedlichen Positionen im Bereich des Baltischen Schildes auftreten (Abb. 2.1.1; s.u. EF „**Plattformsedimente**“) Die in der eigentlichen Schildregion aufgeschlossenen Deckschichten sind entweder an komplexe Grabensysteme gebunden (hier: Sorgenfrei-Tornquist-Zone; STZ) oder treten in Form von Zeugenbergen auf (z.B. Västergötland, Kinnekulle).

und der Osteuropäischen Tafel. Zu dieser zählen, geologisch betrachtet, auch die Vorkommen auf den Inseln Öland (Kambrium, Ordovizium) und Gotland (Silur), mit generellem Einfallen der Schichten nach ESE und entsprechender Verjüngung der Stratigraphie in gleicher Richtung. (Abb. 2.1.2). Im Bereich der südlichen Ostsee setzt sich östlich von Gotland die Schichtenfolge vom Silur bis in das Paläogen fort und erscheint in der polnisch-baltischen Küstenregion wieder an der Oberfläche (Abb. 2.1.3).

Die entlang der Schwedischen Ostseeküste erhaltenen Deckschichten markieren den Übergang bzw. die Grenze zwischen dem Baltischen Schild

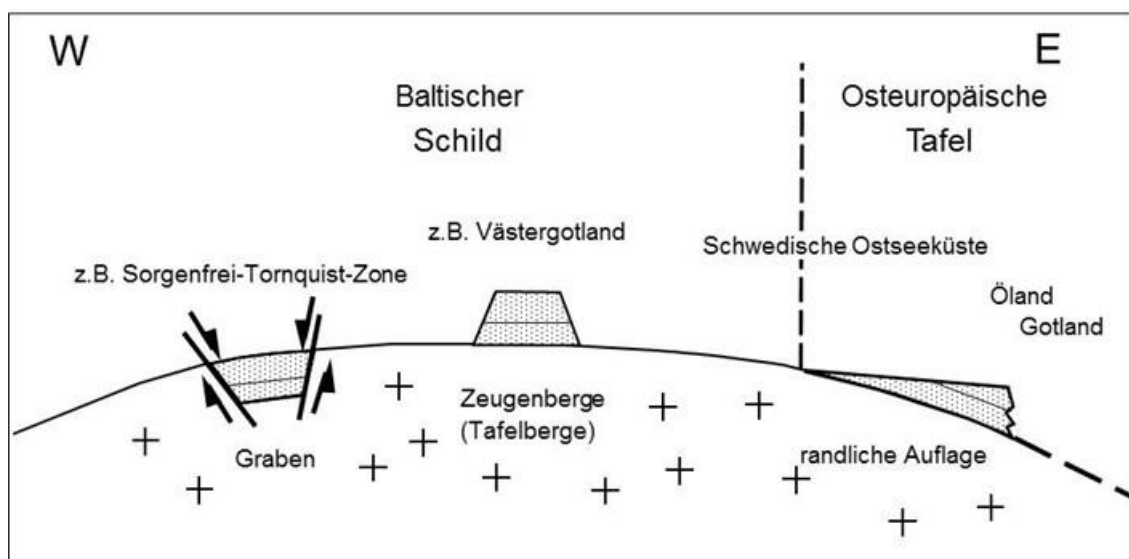


Abb. 2.1.1: Strukturelle Positionen von phanerozoischen Deckgebirgsvorkommen (Punktraster) auf dem südlichen Baltischen Schild.

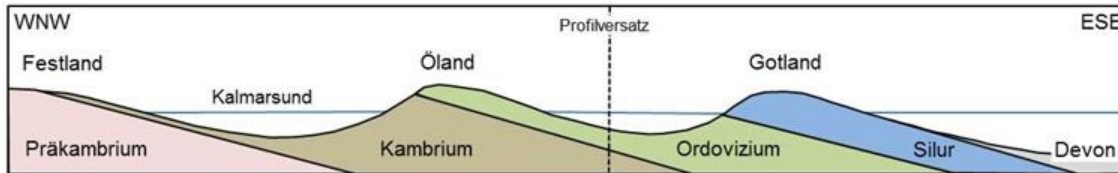


Abb. 2.1.2: Schematisches geologisches Querprofil von der südschwedischen Ostseeküste zur Insel Gotland.

Die entlang der Schwedischen Ostseeküste erhaltenen Deckschichten markieren den Übergang bzw. die Grenze zwischen dem Baltischen Schild und der Osteuropäischen Tafel. Zu dieser zählen, geologisch betrachtet, auch die Vorkommen auf den Inseln Öland (Kambrium, Ordovizium) und Gotland (Silur), mit generellem Einfallen der Schichten nach ESE und entsprechender Verjüngung der Stratigraphie in gleicher Richtung. (Abb. 2.1.2). Im Bereich der südlichen Ostsee setzt sich östlich von Gotland die Schichtenfolge vom Silur bis in das Paläogen fort und erscheint in der polnisch-baltischen Küstenregion wieder an der Oberfläche (Abb. 2.1.3).

Über die ehemaligen (maximalen) Gesamtmächtigkeiten des phanerozoischen Deckgebirges auf dem südkandinavischen Teil des Baltischen Schildes bestehen sehr unterschiedliche Vorstellungen. Für das in reliktschen Vorkommen erhaltene Altpaläozoikum werden primäre Mächtigkeiten von gemittelt ca. 500 m angenommen. Für jungpaläozoische Schichtglieder, die bislang in wenigen Bohrungen nachgewiesen wurden (z.B. Devon; Mehlqvist et al. 2014) sind die Informationen für solide Aussagen über regionale Verbreitungen zu spärlich. Nach Zeck et al. (1988) können jedoch aufgrund von Spaltspur-Analysen für das gesamte Paläozoikum primäre Mächtigkeiten von 3 bis 4 km angenommen werden. Die Abtragung dieser Sedimente setzte vermutlich verstärkt mit einer Hebungsphase im Mesozoikum ein. Nach thermochronologischen Modellierungen (z.B. Ceder-

bom et al. 2000) sind insbesondere für Teilregionen Südschwedens große Überlagerungsmächtigkeiten nicht nur für das Devon (Abtragungsprodukte der Kaledoniden) sondern auch für mesozoische Schichtfolgen anzunehmen, die erst im Tertiär wieder erodiert wurden.

Plattformsedimente

Plattformsedimente werden über lange Zeiträume in tektonisch stabilen Regionen abgelagert (z.B. auf alten Schilden; hier Deckgebirge auf dem Baltischen Schild, s. Abb. 1.1). Dabei sind in den oft küsternen Regionen Siliziklastika von geringerer Bedeutung, während flachmarine Plattformkalksteine die größte Verbreitung besitzen. Charakteristisch sind vor allem:

- Gleichförmige Fazies über weite Regionen,
- Geringe Sedimentationsraten (wenige mm bis cm/1000 a),
- Sedimentationsunterbrechungen; Trockenfallen und Bildung von Hartgründen,
- Frühdiagenetische Zementation,
- Aufarbeitung (Erosion und Resedimentation) von Schichten durch Sturmereignisse,
- Geringe terrigene (festländische) Einträge..

Wegen der tektonischen Stabilität des Sedimentationsraums sind Plattformsedimente weitgehend undeformiert, abgesehen von diagenetischen Prägnungen wie z.B. Drucklösung oder konkretionären (mechanischen) Verdrängungen. Daneben ist eine flache Lagerung dieser ungestörten Schichtfolgen typisch.

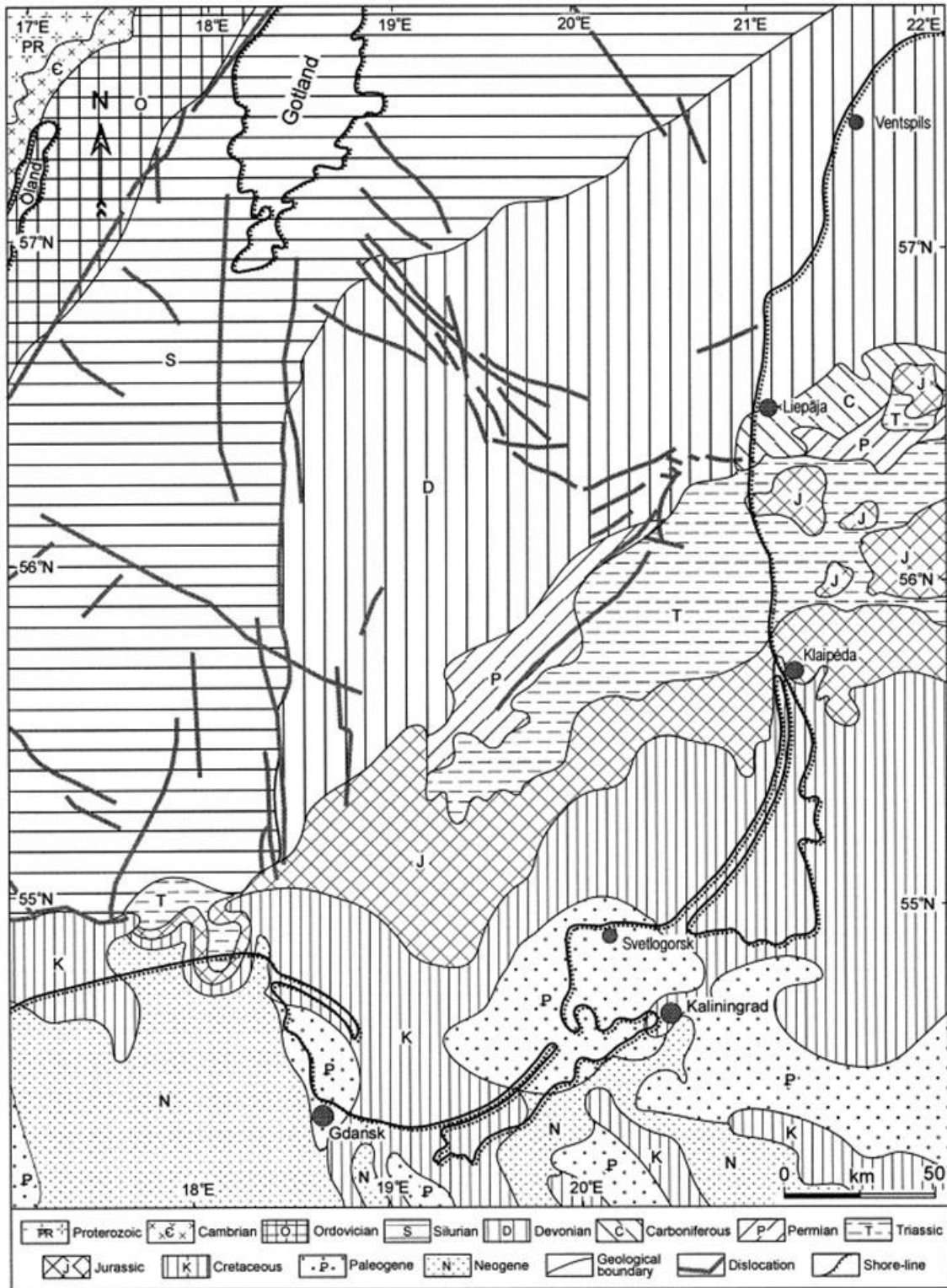


Abb. 2.1.3: Geologische Karte des Grundes der südlichen Ostsee und der angrenzenden Landflächen, aus Usaityte (2000)

2.2 Stratigraphie und Fazies

Der folgende kurze Überblick zur Stratigraphie und Fazies des phanerozoischen Deckgebirges fokussiert auf jene Schichtglieder und Regionen, die im Rahmen der Exkursion betrachtet werden. Dies sind das Altpaläozoikum von Schonen und Öland sowie Mesozoische Schichtglieder im Bereich der

STZ (Jura). Ergänzende Angaben zu Mächtigkeiten, Petrographie, Biofazies, Stratigraphie etc. sind z.T. in den Erläuterungen zu den entsprechenden Aufschlüssen zu finden. Die in Südschonen ebenfalls weitflächig auftretenden Sedimente der Kreide und des Tertiärs (Abb. 3.1) sind nicht Teil des Ex-

kursionsprogramms und werden deshalb weitgehend ausgeklammert (hierzu jedoch Aufschluss-Hinweise in Kap. 3.5).

2.2.1 Paläozoikum

Die folgenden kurzen Erläuterungen zur Paläogeographie und Sedimentation im Kambrium basieren i. W. auf einer umfassenden Kompilation von Nielsen & Schovsbo (2011). Das Kambrium Südkandinaviens zeigt zu Beginn der Sedimentation kleinräumige Fazieswechsel, was in erster Linie durch ein noch stark differenziertes Relief des Proterozoischen Sockels bedingt ist. So setzt die Ablagerung unterkambrischer Siliziklastika in Südschweden regional zu verschiedenen Zeiten ein und resultiert u.a. in deutlich unterschiedlichen Mächtigkeiten einzelner Schichtglieder (z.B. Nielsen & Schovsbo 2007, 2011). Während dieser Zeit existierte ein Liefergebiet, das sich von Zentral-Schweden bis nach Süd-Norwegen erstreckte. Dies ist u.a. ein Beleg dafür, dass gebietsweise die Ein-ebnung des proterozoischen Sockels noch bis zum Ende des Kambriums andauerte. Während der weiteren Entwicklung entstanden großräumige Faziesgürtel mit spezifischen Sedimentationsräumen und Faunengemeinschaften (Confacies Belts;

Abb. 2.2.1.1). Davon werden im Verlauf der Exkursion Teilgebiete von zwei dieser Faziesgürtel erfasst; der „Scanian Confacies Belt“ (Schonen; Skania) sowie der „Central Baltoscandian Confacies Belt“ (Öland). Der Begriff „Confacies Belt“ definiert eine Zone, in der Lithofazies und Biofazies tendenziell über einen längeren Zeitraum dieselben Charakteristika aufweisen.

Dem entsprechend dokumentieren die in Abb. 2.2.1.1 dargestellten lithostratigraphischen Profile für das Unter- und Mittelkambrium noch eine kleinräumige Differenzierung der Sedimentationsräume für die südschwedische Region, die sich im Verlauf des Oberkambriums (Furongian) und unteren Ordoviziums abschwächt (Abb. 2.2.1.1). Diese Tendenz wird auch bei einem Vergleich der beiden Exkursionsgebiete Südost-Schonen (SE Scania) und Öland deutlich.

In Südost-Schonen setzt demnach die Sedimentation sehr viel früher ein. Dabei dominieren zunächst Sandsteine mit eingeschalteten Konglomeraten (Hardeberga-Formation). In den höheren Abschnitten folgen Siltsteine und zunehmend Ton- und Kalksteine (Læså- und Gislöv-Formation). Die Gesamtmächtigkeit dieser vorwiegend flachmarinen Sedimente liegt zwischen ca. 120

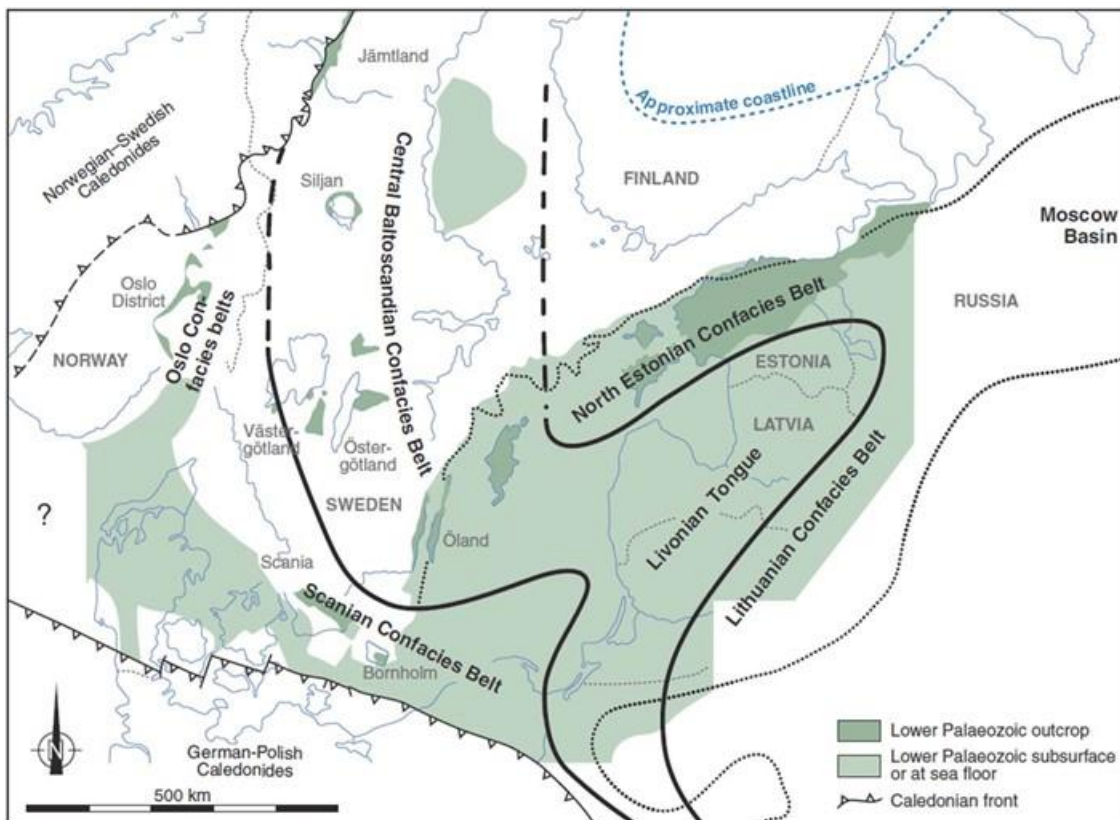


Abb. 2.2.1.1: Baltoskandische Faziesgürtel (Confacies) im Altpaläozoikum; aus Calner et al. (2013); nach Nielsen (2004) und Stouge (2004).

und 200 m (z.B. Nielsen & Shovsbo 2011). Danach folgt in Südschweden (mit Ausnahme von Gotland) eine bedeutende Schichtlücke zwischen dem Unter- und Mittelkambrium, die dem sog. „Hawke Bay Event“ zugeschrieben wird (z.B. Bergström & Ahlberg 1981). Während dieser Regressionsphase verlagerte sich die Küstenlinie nach Süden bis in den Raum Süd-Dänemark/Mecklenburg-Vorpommern. Oberhalb der „Hawke Bay-Schichtlücke“

folgt in Schonen eine durchgehende mittel-/oberkambrische Schichtenfolge, die kontinuierlich bis in das untere Ordovizium übergeht. Sie besteht aus Schwarzschiefern, z.T. mit frühdiagenetischen Kalkkonkretionen (Stinkkalke/Orsten) und wenigen Einschaltungen von primären bituminösen Kalksteinlagen. Als Sedimentationsraum wird ein schlecht durchlüftetes Becken am (heutigen) Südwestrand von Baltica angenommen.

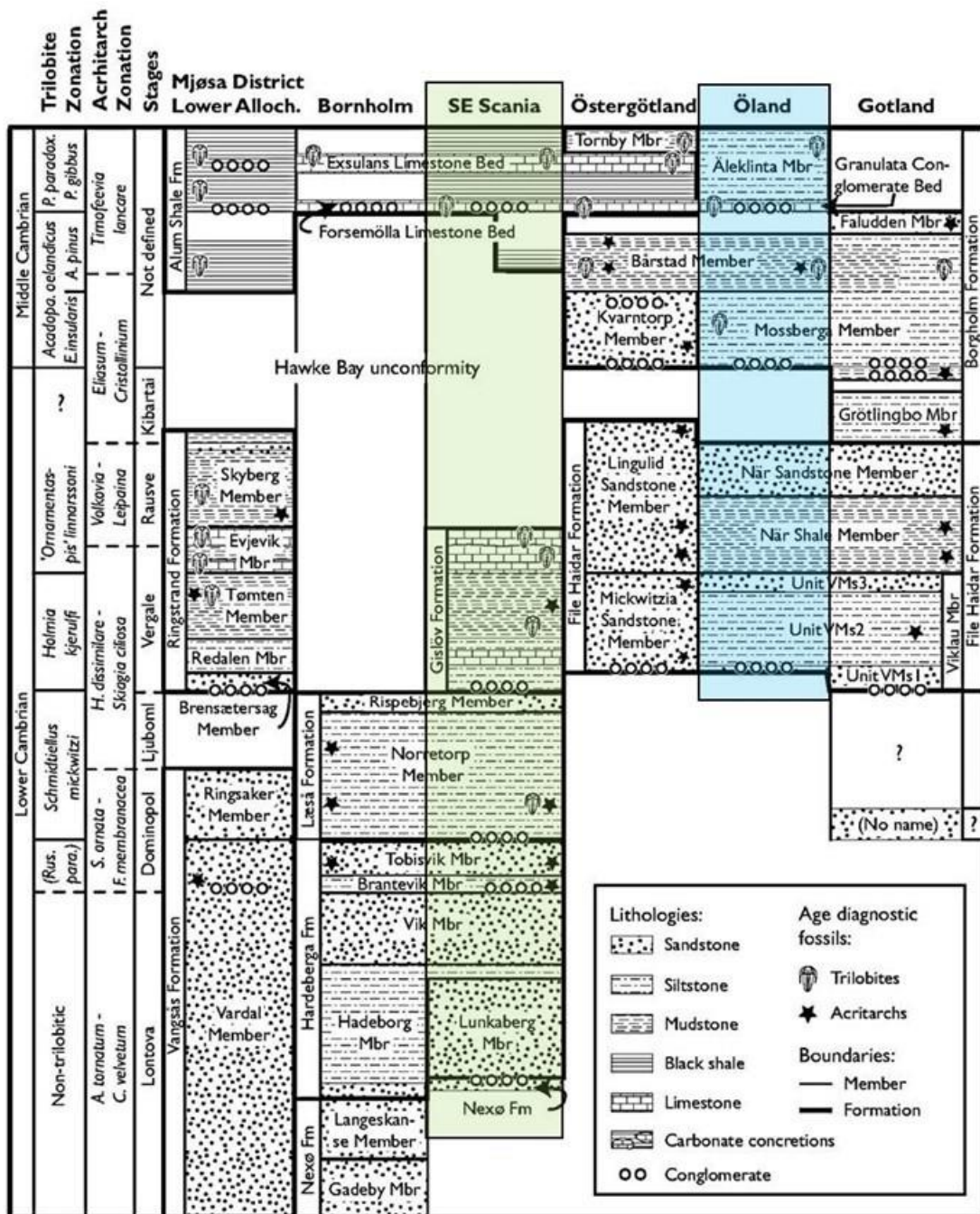


Abb. 2.2.1.2: Lithostratigraphische Gliederung für das Unter- und Mittelkambrium Südkandinaviens; aus Nielsen & Shovsbo (2007); dort weitere Quellenangaben; Exkursionsregionen farbig unterlegt.

Im Gebiet von Öland setzt die Sedimentation erst in oberen Teil des Unterkambriums mit der File Haidar-Formation ein (Abb. 2.2.1.2), die sich aus sandig bis tonigen Einheiten zusammensetzt. Die „Hawke Bay-Schichtlücke“ umfasst hier einen deutlich kürzeren Zeitraum, indem sie später als in Schonen einsetzt und bereits mit Beginn des Mittelkambriums endet. Darüber folgen, als Teile der Borgholm-Formation („Äleklinta-Member“), siltige bis tonige Ablagerungen einer gut durchlüfteten flachmarinen Fazies (epikontinental), im deutlichen Kontrast zu den sauerstoffarmen Bedingungen in SE-Schonen und anderen Regionen

Südkandinaviens. Eine entsprechende Sedimentation von Schwarzschiefern und bituminösen Kalken setzt in der Region Öland erst mit dem Oberkambrium ein (in Abb. 2.2.1.2 durch das „Furongian“ definiert), wobei die Abfolge mehrere Schichtlücken enthält und in Richtung Nordöland auskeilt (s.a. Abb. 5.1).

Im Ordovizium werden die faziellen Unterschiede zwischen Schonen und Öland wieder sehr deutlich (Abb. 2.2.1.4) und entsprechen damit der Zuordnung in die o.g. für das Altpaläozoikum definierten Confazies-Gürtel (Abb. 2.2.1.1).

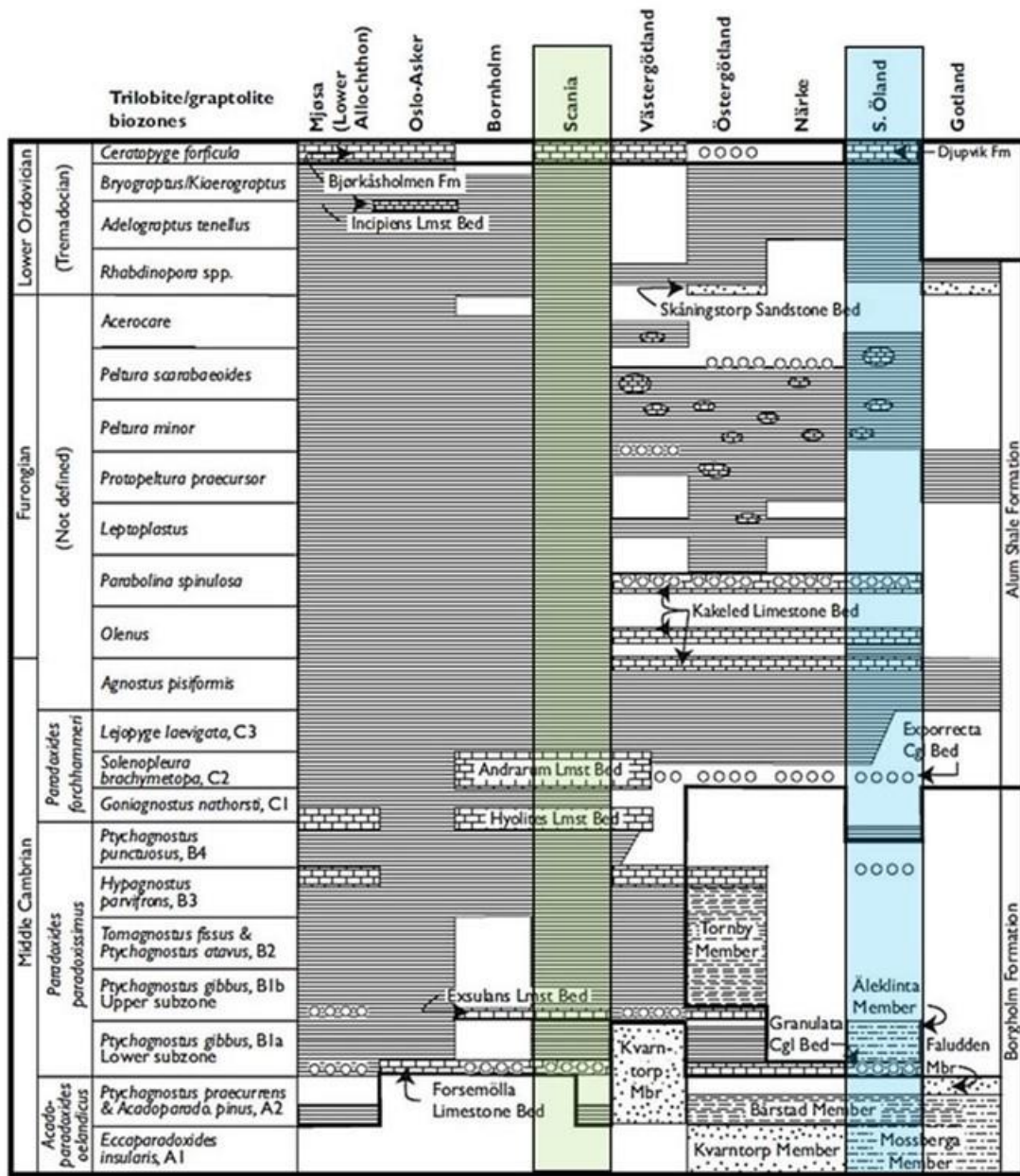


Abb. 2.2.1.3: Lithostratigraphische Gliederung für das Mittelkambrium bis unterstes Unterordovizium; aus Nielsen & Schovsbo (2007); dort weitere Quellenangaben; Legende s. Abb. 2.2.1.2; Exkursionsregionen farbig unterlegt.

In Schonen wird die Lithostratigraphie des Ordoviziums mit einer Gesamtmächtigkeit von ca. 150 bis 200 m vorwiegend durch tonige Sedimente mit Einschaltungen von Schwarzschiefern repräsentiert (z.B. Bergström et al. 2002), d.h. die bereits im Oberkambrium bestehende Beckenfazies am Südwestrand von Baltica bleibt weitgehend erhalten (Abb. 2.2.1.4). Regional betrachtet besitzen die kambro-ordovischen Alaunschiefer in Schonen mit ca. 100 m ihre größte Mächtigkeit (z.B. Ahlberg et al. 2009). Dabei wird eine Sedimentationsrate zwischen 1 bis 10 mm/1000 a angenommen.

Die kambro-ordovischen Alaunschiefer Südkanindiens besitzen ein erhebliches Lagerstätten-Potential bezogen auf Kohlenwasserstoffe sowie verschiedene Metalle (z.B. Uran, Nickel, Molybdän, Vanadium), und in den letzten Jahren fand eine umfassende Reaktivierung früherer Gas-Explorationsprojekte insbesondere im Norwegisch-Dänischem Becken statt (z.B. Godin et al. 2007; Schovsbo et al. 2014).

Auf Öland setzt sich die Schwarzschiefer-Fazies nur im Südteil noch bis in die basalen Abschnitte des Tremadoc fort, im Nordteil der Insel ist sie

nicht mehr vertreten. Die im Hangenden folgenden unter- bis mittelordovizischen Kalksteine sind dagegen auf dem Baltischen Kraton in einer epikontinentalen Flachmeer-Fazies abgelagert worden. In diesen auf Öland bis zu ca. 50 m mächtigen Kalksteinen zeugen zahlreiche Hartgründe für häufige eustatische Meeresspiegelschwankungen mit Sedimentationsunterbrechungen und Trockenfallen. Im Bereich dieser „Diskontinuitätsflächen“ treten häufig mikrobiell beeinflusste Phosphat-Mineralisationen auf. Während Wasserstands-Phasen wurden zudem durch Wellenbewegungen Sedimente des Meeresbodens aufgearbeitet (Erosion/Resedimentation), insbesondere bei Sturmereignissen.

Eine Änderung der Sedimentationsbedingungen im Silur wird zum einen maßgeblich durch eine Klimaverschiebung beeinflusst, die sich durch die Verlagerung von Baltica aus Südpol-nahen Regionen (Kambrium) in äquatoriale Breiten mit tropischem Klima ergibt (Abb. 1.8). Zum anderen führen tektonische Prozesse im Rahmen der Kaledonischen Orogenese (s. Kap. 1; Abb. 1.9) u.a. zu

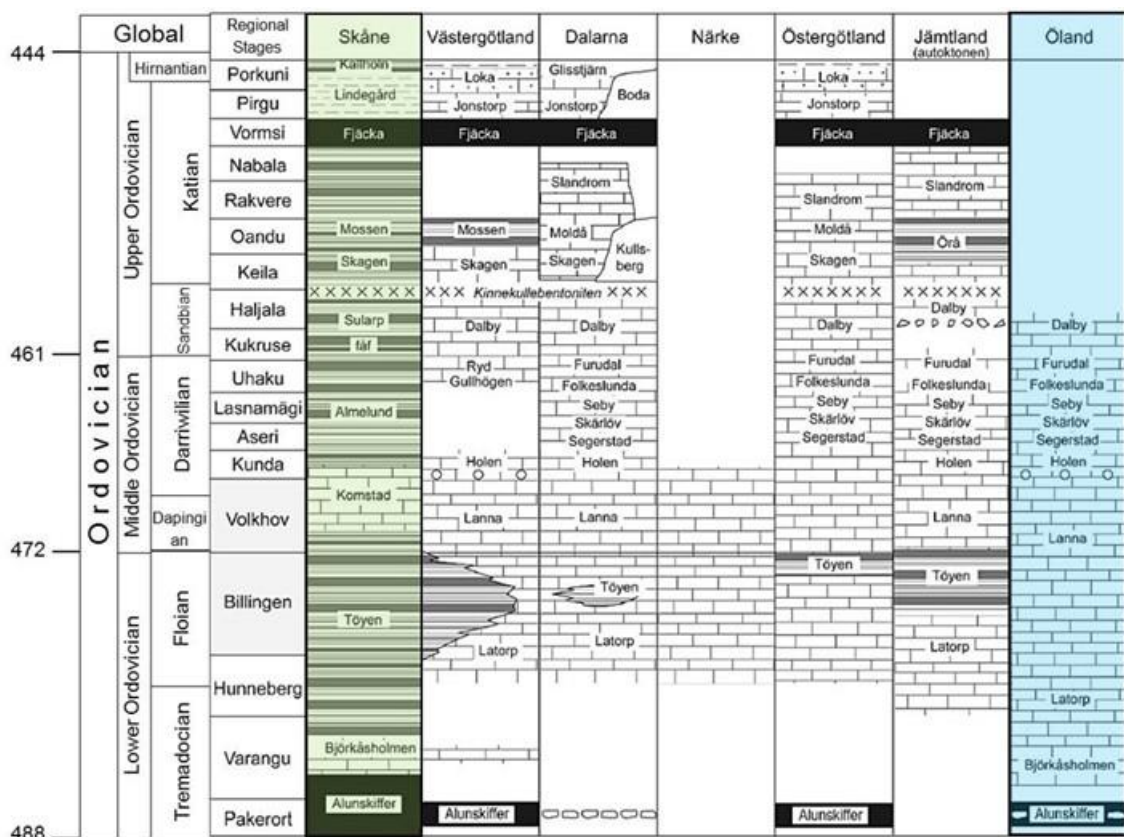


Abb. 2.2.1.4: Stratigraphische Gliederung des Ordoviziums von Schweden; leicht verändert nach Eriksson (2010); dort zitiert „nach Lindström et al. (in prep.)“; Exkursionsregionen farbig unterlegt; in früheren Gliederungen (vgl. Abb. 5.2) werden Volkhov- und Kunda-Stufe noch dem unteren Ordovizium zugeordnet.

differentiellen Krustenanhörungen mit Bildung neuer Liefergebiete bzw. Sedimentationsbecken.

Im Bereich der Exkursionsgebiete tritt Silur nur in Schonen zu Tage. Insgesamt betrachtet zeigt die Schichtenfolge dort eine graduelle Entwicklung von einer Tiefwasserfazies im unteren- bis mittleren Silur (Graptolithen-Schiefer) hin zu flachmarinen Bedingungen im oberen Silur mit Ablagerung von Kalksteinen, gefolgt von Sandsteinen, die bereits der Old Red-Fazies zugeordnet werden können (Öved-Ramsåsa-Gruppe, oberes Ludlow bis Pridolium; z.B. Jeppsson, & Laufeld 1986). Als Gesamtmächtigkeit für das Silur werden ca. 1000 bis 1400 m angenommen.

Für das in Old-Red-Fazies vertretene Devon (Abtragungsprodukte aus den Kaledoniden), können keine detaillierten Angaben gemacht werden. Diese Schichten sind weitgehend wieder erodiert worden oder liegen unter jüngerer Bedeckung.

Als jüngste paläozoische Gesteine treten in Schonen permo-karbone Doleritgänge auf (Abb. 2.2.1.5). Die meistens Quarz-führenden Dolerite (z.B. Obst et al. 2004) bilden steile, bevorzugt WNW-ESE bis NW-SE, wenige auch E-W streichende Gangscharen, die vom Basement bis in das altpaläozoische Deckgebirge reichen. Aufgrund unterschiedlicher Spurenelement-Verteilungen unterscheiden Obst et al. (2004) zwei Ganggenerationen, von denen die eine direkt von einer Granat-führenden Mantelquelle abgeleitet wird, während die andere eine Mischung aus asthenosphärischem Magmen und in der Lithosphäre gebildeten Schmelzen darstellt. Die Mächtigkeit der meisten Gänge liegt zwischen wenigen m bis zu ca. 50 m, in Ausnahmefällen bis zu 100 m. Die mit ihrer Platznahme verbundene NE-SW gerichtete Krustendehnung ist im Gebiet von Schonen beträchtlich.

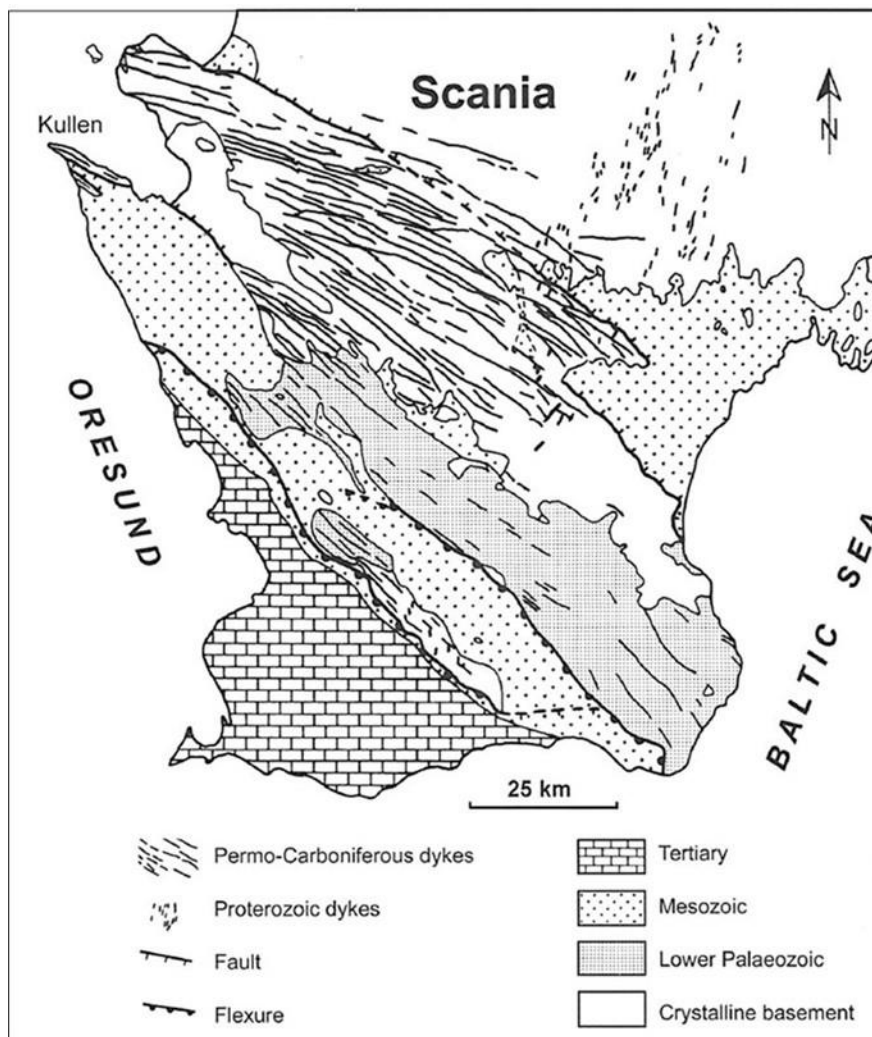


Abb. 2.2.1.5: Vereinfachte geologische Karte von Schonen mit Verbreitung der permo-karbenen Doleritgänge; aus Obst et al. (2004).

2.2.2 Post-Paläozoikum

Mesozoisches Deckgebirge wird nur im Exkursionsgebiet Schonen angetroffen. Die folgenden Kurzbeschreibungen hierzu basieren weitgehend auf Angaben aus einem Exkursionsführer von Bergström et al. (1982), ergänzt durch Daten von Norling & Erlström (1987) sowie Norling et al. (1993). Generell wurde die Sedimentation in Schonen von einer Blocktektonik im Bereich der Sorgenfrei-Tornquist-Zone (STZ) begleitet, deren Kinematik komplex war und im Detail noch nicht gänzlich geklärt ist.

Die Sedimente der unteren und mittleren Trias sowie die unteren Abschnitte der oberen Trias wurden direkt auf Altpaläozoikum oder präkambrischem Grundgebirge abgelagert. Ihre Hauptverbreitung ist weitgehend auf Südwest-Schonen beschränkt. Nur die obersten Abschnitte der Trias (Nor, Rät) besitzen eine ausgedehntere Verbreitung mit einer Mächtigkeit von ca. 300 m (Norling et al. 1993). In einer Tiefbohrung in Südwest-Schonen wurde punktuell eine Trias-Gesamtmächtigkeit von etwa 700 m festgestellt. Im westlich angrenzenden Dänischen Becken, wo Trias konkordant auf Zechstein-Evaporiten liegt, treten dagegen Mächtigkeiten von bis zu mehreren 1000 m auf.

Die in der unteren Trias abgelagerten roten/grünen Ton- und Sandsteine werden einer kontinentalen Fazies zugeordnet. Eine Transgression in der mittleren Trias führte dann zu marinen Bedingungen, lithologisch dokumentiert durch helle Sandsteine sowie Tone und Mergel. In der obersten Trias (Keuper) kommt es dann wieder zur Ablagerung von sandigen bis konglomeratischen Siliziklastika einer kontinentalen Fazies.

Auch im Jura wurde die Sedimentation und z.T. auch eine vulkanische Aktivität durch die Blocktektonik im Bereich STZ; (s. Kap. 3) gesteuert. Dadurch treten innerhalb der Schichtenfolge zahlreiche Schichtlücken und Diskordanzen auf (z.B. Ahlberg et al. 2003; Abb. 2.2.2.1). Daneben gibt es Hinweise auf Regressionen und Transgressionen mit entsprechenden Fazieswechsellern, die zusätzlich durch eustatische Meeresspiegel-Schwankungen beeinflusst wurden. Insgesamt resultierte daraus eine Sedimentation in vorwiegend brackischem Delta- bis flachmarinem Bereich (z.B. Ahlberg et al. 2003). Dabei war das Klima im Jura durchgehend warm-humid. Typische Sedimentfolgen sind Sand- und Tonsteine mit Einschaltungen von Kohleflözen. In Südschweden ist Jura (neben

		Ängelholm Trough (Ä)	Helsingborg area (H)	Landskrona (L) – Kävlinge (K) SW Skåne (S)	Central Skåne (C)	Vomb Trough & Fyledalen Fault Zone (V & F)	
Cret.	Berriasian		Annero Fm	Annero Fm	pyroclastic sediments	Annero Fm	
	Late	Tithonian					
Kimmeridgian							
Oxfordian							
Jurassic	Middle	Callovian	Vilhelmsfält Fm	Mariedal fm	?	Mariedal fm	
		Bathonian					
		Bajocian					
	Early	Aalenian	Rya Fm		pyroclastic sediments	?	Rödänge fm
		Toarcian					
		Pliensbachian					
	Sinemurian	Höganäs Fm		Höör Sandstone	?	?	
	Hettangian						
Triassic	Rhaetian		Kågeröd Fm		Höör Sandstone	?	
	Norian						

Abb. 2.2.2.1: Stratigraphische Gliederung des Juras in Schonen; aus Ahlberg et al. (2003); graue Felder: größere Schichtlücken (z.T. fraglich).

Offshore-Vorkommen) ausschließlich in tektonischen Grabenpositionen innerhalb der STZ erhalten geblieben.

An der Grenze Unter-/Oberkreide und innerhalb der Oberkreide fanden nach Christensen (1984) mehrere Transgressionsschübe statt, die eustatisch gesteuert wurden. Die Unterkreide besteht in Schonen vorwiegend aus Sand- und Tonsteinen mit einer maximalen Mächtigkeit von ca. 200 m, die weitflächig über Jura abgelagert wurden. Die Oberkreide ist durch Phasen einer verstärkten, differentiellen Absenkung einzelner Tröge gekennzeichnet. Dies resultiert in sehr variablen Schichtfolgen (vorwiegend Karbonate) mit starken Mächtigkeits-Schwankungen, wobei in den tektonischen Senkungsgebieten Maximalwerte von mehreren 100 m erreicht werden (Extremwerte in Verbindung mit verkippten Randschollen am Südrand der STZ von 1700 bis 1800 m). Ab der höheren Oberkreide wird in Schonen die Sedimentation bereits durch die einsetzende transpressionale Inversionstektonik beeinflusst (s. Kap. 3).

Zusätzlich wurde das Mesozoikum durch magmatische Ereignisse geprägt. So treten im zentralen, nördlichen Teil von Schonen zahlreiche isolierte Basaltvorkommen auf, die nach $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Datierungen zwei Förderphasen zuzuordnen sind (z.B. Bergelin 2009). Die erste und gleichzeitige Hauptphase lag im unteren Jura zwischen etwa 191 und 178 Ma (spätes Sinemur bis Toarc), die zweite in

der späten Unterkreide um 110 Ma (Alb). Wegen ihrer stofflichen Ähnlichkeit wird eine Mobilisierung aus dem lithosphärischen Mantel durch tektonisch induzierte Dekompressionsphasen angenommen, die globale Entsprechungen finden und mit dem Zerfall von Pangea in Verbindung stehen. Nach Augustsson (2001) handelt es sich in Zentral-Schonen vorwiegend um basaltische Lapilli-Tuffe, die auf dem Land abgelagert wurden. Viele der Vorkommen liegen unter quartärer Bedeckung. Durch die o.g. transpressionale Inversionstektonik kommt es innerhalb der STZ zur Heraushebung größerer NW-SE streichender Horststrukturen mit gleichzeitiger Bildung randlicher Becken, die in das Dänisch-Polnische Becken übergehen (Abb. 3.2). Das in diesen Bereichen abgelagerte Tertiär (vorwiegend Dan) besteht überwiegend aus fossilreichen Kalksteinen (u.a. Coccolithen- Bryozoen- und Korallenkalksteine).

Das Quartär ist im Gebiet von Schonen und der südwestlichen Ostsee vor allem durch weichseleiszeitliche Ablagerungen vertreten. Die glaziale Entwicklung in dieser Zeit war komplex und von mehreren Eisvorstoß- und rückzugsphasen geprägt, was u.a. durch mehrere Generationen von Grundmoränen zum Ausdruck kommt. Details zur Quartärgeologie (Ablagerungen u. Erosionsformen) werden im Zusammenhang mit den Aufschlussbeschreibungen erläutert.

3. Schonen (Skåne)

Wie bereits in Kap. 2 erläutert, wurde die Geologie von Schonen (Skåne) in weiten Teilen durch eine langzeitige, intensive Blocktektonik innerhalb der Sorgenfrei-Tornquist-Zone (STZ; s.u.) geprägt. In der geologischen Karte kommt dies durch eine enge strukturelle Vergesellschaftung von Gesteinen zum Ausdruck, deren Alter vom Proterozoikum bis in das Tertiär reichen (Abb. 3.1). Im Rahmen dieser Blocktektonik wurden auch die Faziesräume und Mächtigkeiten insbesondere der Mesozoischen Schichtenfolge stark durch eine syn-sedimentäre Segmentierung in lokale Horst- und Grabenstrukturen kontrolliert (s.u.). Die für das Exkursionsgebiet Schonen ausgewählten Stationen (Kap. 3.1) liegen alle im Bereich der STZ (vergl. Abb. 3.1 und 3.2).

Die STZ ist ein Teilelement der Transeuropäischen Störungs- bzw. Suturzone (TEF; Abb. 3.3), welche den Südwestteil von Baltica gegen die jüngeren Krustensegmente Zentraleuropas (Kaledoniden,

Varisziden, Alpiden) abgegrenzt. Die TEF setzt sich aus mehreren Segmenten zusammen, die über lange Zeiträume mit wechselnder Kinematik aktiv waren (z.B. Pharaoh 1999).

Die Anlage der TEF erfolgte im Rahmen der Kaledonischen Orogenese durch die Kollision von Baltica mit Avalonia im Unteren Silur (z.B. Vecoli & Samuelsson 2001; s.a. Abb. 1.9). Trotz umfangreicher geophysikalischer Erkundungen bestehen noch viele offene Fragen, was ihren genauen Verlauf (insbesondere tiefkrustal) und mögliche strukturelle Vernetzungen sowie ihre Aktivität während verschiedener tektonischer Phasen betrifft. Innerhalb der TEF stellt die STZ das nordöstlichste Teilsegment dar, welches in südöstlicher Verlängerung (verbunden über den N-S streichenden Rönne-Graben) in die Teisseyre-Tornquist Zone (TTZ) übergeht (Abb. 3.3). Im Bereich von Südschweden/Dänemark zweigt eine WNW streichende Störungszone von der TTZ ab,

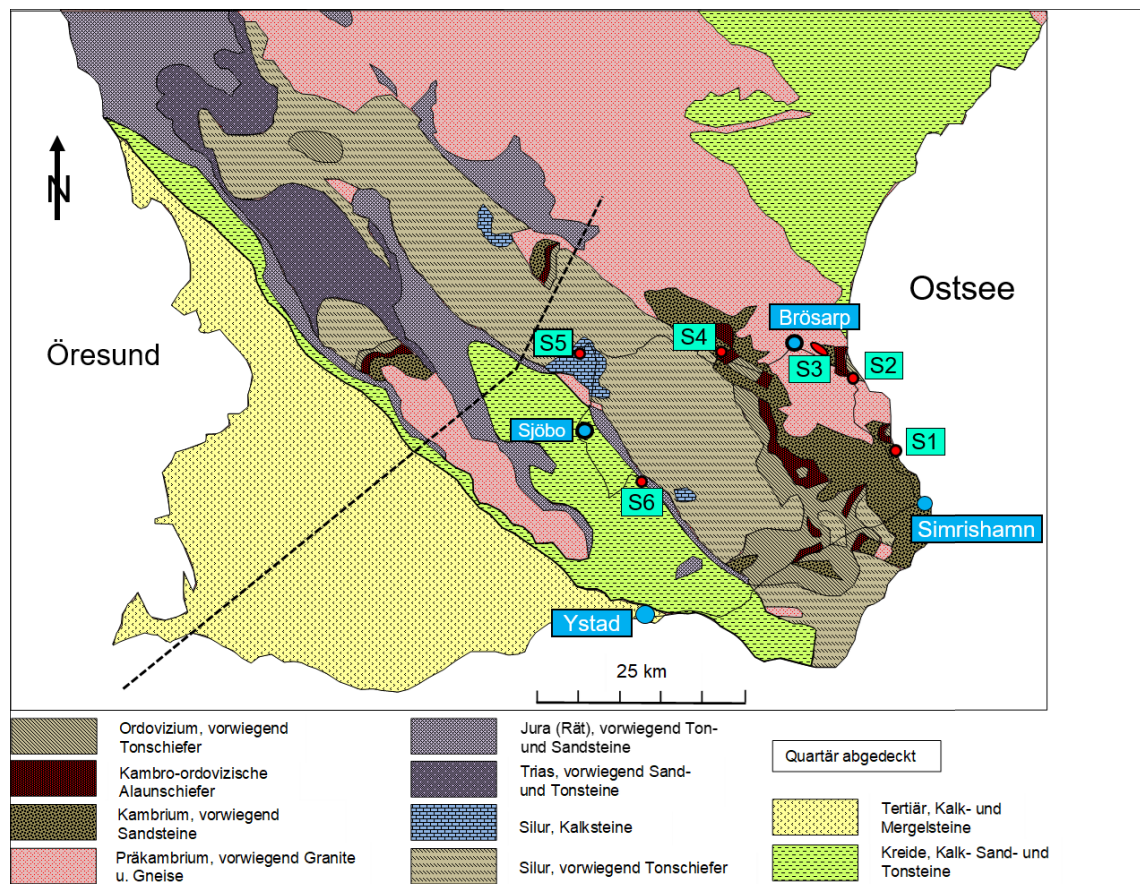


Abb. 3.1: Geologische Kartenskizze von Schonen; nach Bergström et al. (1988) mit Fahrtroute und Stationen S1 bis S6; entsprechende tektonische Karte siehe Abb. 3.2; gestrichelte Linie: ungefährender Verlauf der Querprofile zur strukturellen Entwicklung in Abb. 3.4.

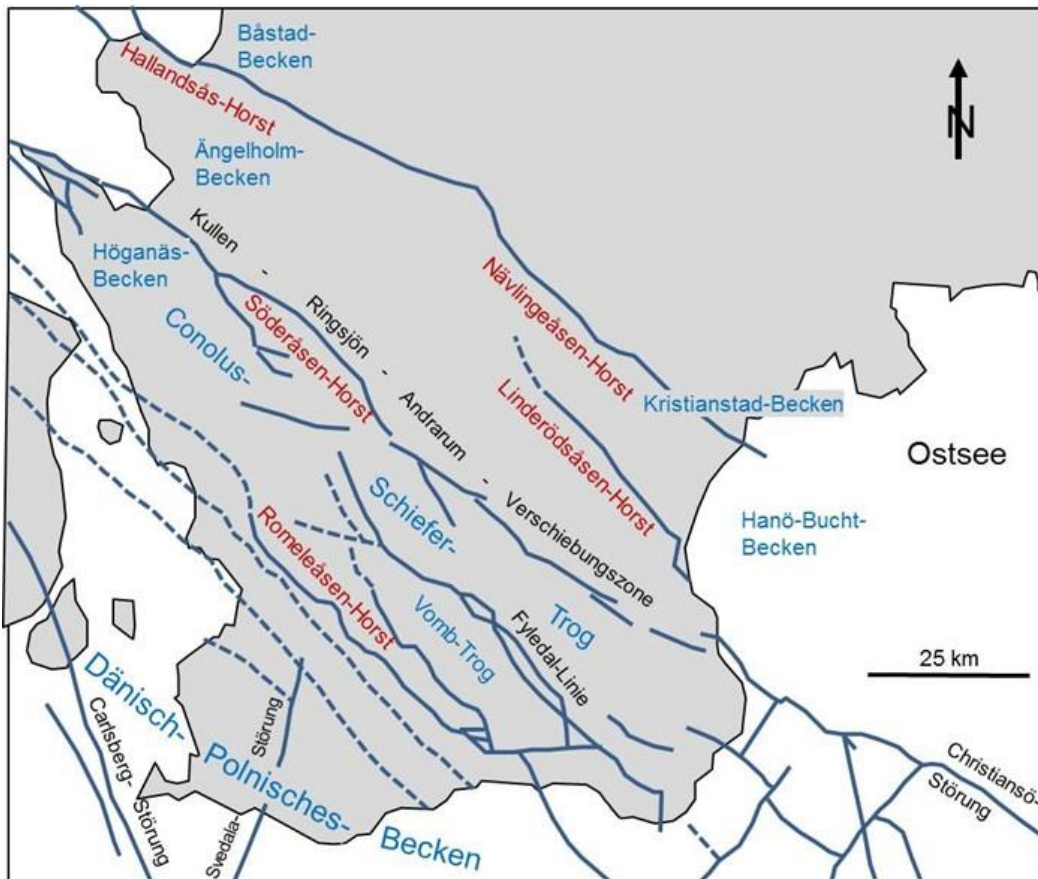


Abb. 3.2: Strukturelle Gliederung der STZ im Bereich von Schonen; nach Norling & Bergström (1987) sowie Norling et al. (1993).

wodurch sich der sog. Tornquist-Fächer ergibt (z.B. Thybo 2000). Es sollte an dieser Stelle erwähnt werden, dass in der Literatur unterschiedliche Bezeichnungen für die verschiedenen Segmente der TEF verwendet werden, und deren genauer Verlauf bzw. Beziehungen zu anderen Lineamenten z.T. umstritten sind. Für die langzeitige Entwicklung der STZ werden unterschiedliche kinematische Modelle diskutiert (s. Beispiel in Abb. 3.4). Insgesamt betrachtet kann jedoch festgestellt werden, dass dextrale Seitenverschiebungen durchgehend beteiligt waren, wobei der laterale Versatzbetrag seit dem Paläozoikum insgesamt bei etwa 15 bis 20 km liegt (Mogensen 1994). Fraglich ist dagegen, inwieweit transtensionale bzw. transpressionale Verformungen auf regionale Regime oder auf lokal variierende Situationen im Verlauf gekrümmter Seitenverschiebungen zu beziehen sind (s.u., EF „Pull down-“ und Push up-Strukturen“ und „Flower-Strukturen“; z.B. Mogensen 1994). In jedem Fall stellen Pull-apart-Becken verbunden mit zwischengelagerten Hochgebieten ein wesentliches Strukturmuster innerhalb der STZ dar (z.B. Erlström et al. 1997). Daraus resultieren die bereits

erwähnten kleinräumigen Wechsel von lokalen Sedimentationströgen und Horst-Schollen als potentielle Liefergebiete (Abb. 3.2 und 3.4). Diese synbis post-sedimentäre Tektonik führte u.a. auch dazu, dass phasenweise einzelne Schollen rotiert bzw. angehoben und dadurch exponierte Teile der verstellten Schichtfolgen erodiert wurden. Dieser Effekt wird u.a. durch lokale Diskordanzen und Schichtlücken innerhalb der Stratigraphie dokumentiert (z.B. Norling & Bergström 1987, Fig. 4).

Während der langen Aktivität der STZ gab es im Zeitraum obere Oberkreide/frühes Paläogen einen Wechsel von Extensions- zu Kompressionstektonik. Diese sog. Inversion ist von regionaler Bedeutung und wird in den meisten tektonischen Modellen mit der Alpenen Kollisionsphase in Beziehung gebracht. Davon abweichende Vorstellungen vertritt u.a. Gravesen (2014), der eine engere ursächliche Verknüpfung mit der kinematischen Entwicklung des Nordsee-Beckens annimmt.

Die STZ ist auch rezent aktiv. Dabei belegen GPS-Messungen z.B. für den Zeitraum 1989 und 1996 eine sinistrale Bewegung mit Beträgen von ca. 4 bis 5 mm/a (Pan et al. 1999).

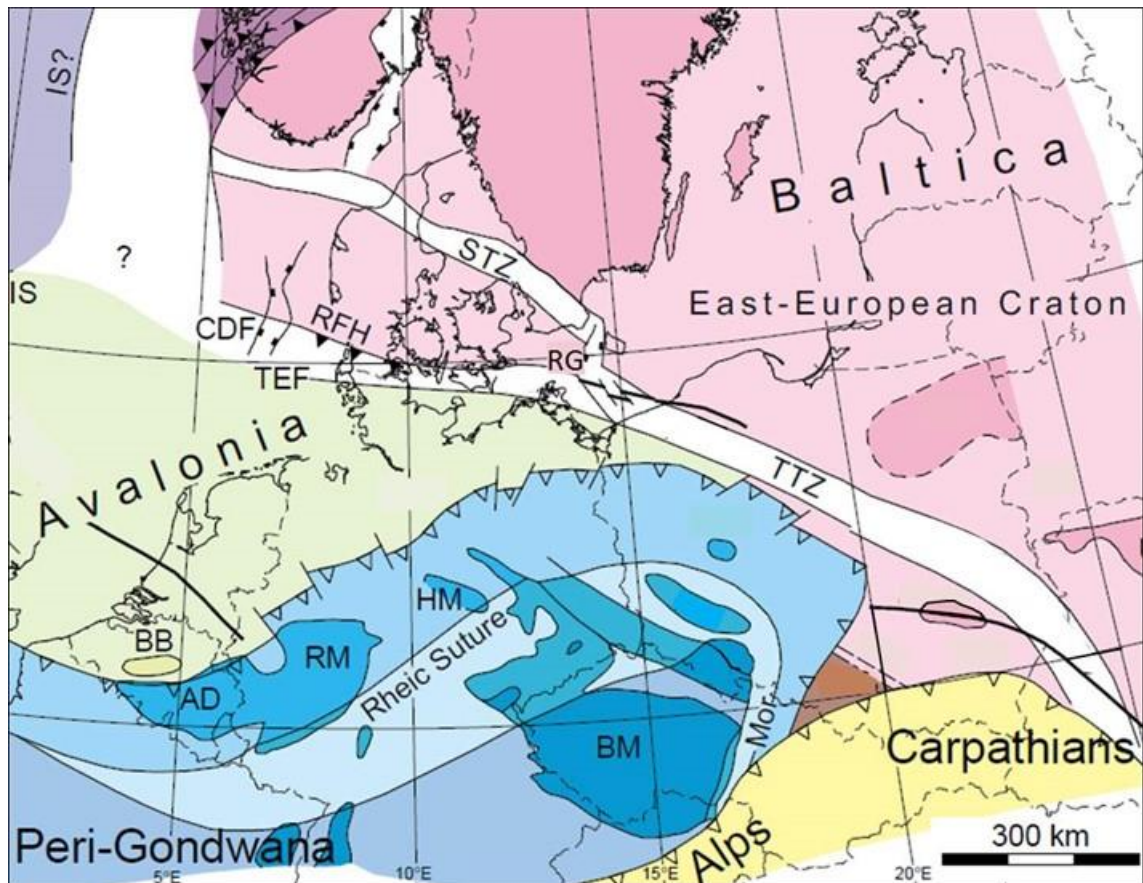


Abb. 3.3: Tektonische Kartenskizze mit der Transeuropäischen Störungszone (Transeuropean Fault Zone; TEF) als trennendes Lineament zwischen dem Osteuropäischen Kraton (Baltica) und den jüngeren Krustensegmenten; Teil einer vereinfachten Abbildung aus Pharaoh (1999); modifiziert nach Berthelsen (1992); s.a. Shomali et al. (2006); größere Grundgebirgsmassive jeweils in dunklen Farben. Weitere Abkürzungen: AD-Ardennen; BB-Brabanter Massiv; BM-Böhmische Masse; CDF-Kaledonische Deformationsfront; HM-Harz; HM; IS-Iapetus Suture (Avalonia-Laurentia); IS? -fragliche Position der Laurentia-Baltica Suture; Mor-Moravien; RFH-Ringkøbing Fynen Hoch; RG-Rønne-Graben; RM-Rheinisches Massiv; STZ-Sorgenfrei-Tornquist Zone; TTZ-Teisseyre-Tornquist Zone.

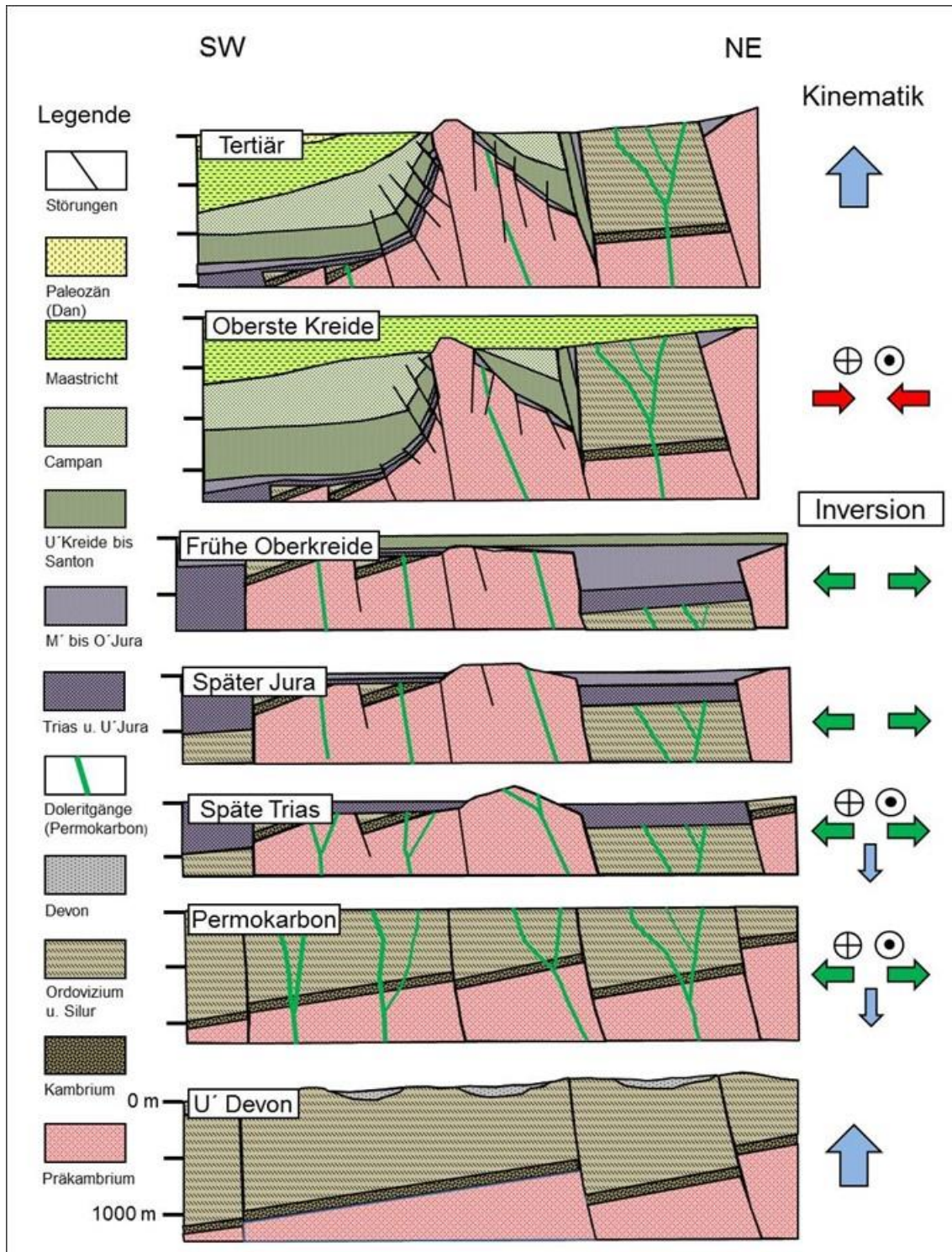
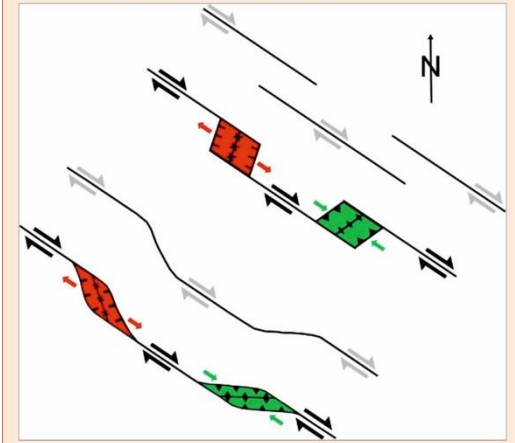


Abb. 3.4: Tektonische Entwicklung der STZ und die damit verbundene Segmentierung in Abtragungsgebiete (Horste) und Sedimentationströge (Gräben), dargestellt in SW-NE streichenden Querprofilen; nach Erlström et al. (1997); Verlauf der Profilinie s. Abb. 3.1.

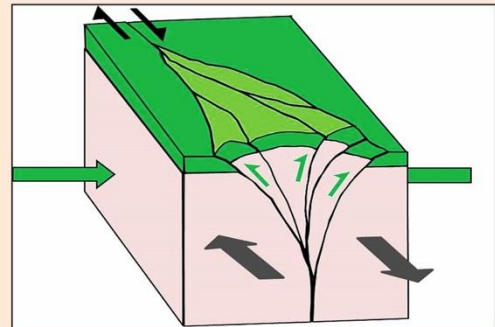
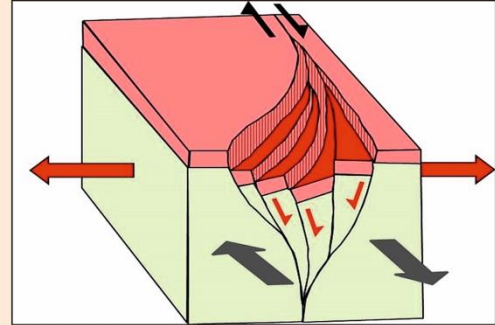
Pull down- und Push up-Strukturen

An gekrümmten oder staffelförmig angeordneten Seitenverschiebungen treten lokal Zonen auf, in denen die angrenzenden Schollen entweder auseinander gezogen (pull down; rot) oder gegeneinander gepresst werden (push against; grün). Diese Zonen lassen sich auch als transtensional (Seitenverschiebung + Dehnung) bzw. transpressional (Seitenverschiebung + Einengung) beschreiben. Typische Störungsformen sind Schrägabschiebungen (transtensional) bzw. Schrägaufschiebungen (transpressional). Die Skizze stellt entsprechende Zonen für rechtssinnige (dextrale) Seitenverschiebungen sowie die zugehörigen Signaturen dar.



Flower-Strukturen

Flower-Strukturen sind Störungssysteme, die in transtensionalen bzw. transpressionalen Verformungszonen entstehen (s.o. EF **“Pull up- und Push down-Strukturen“**). Bei Transtension ergibt aus der Vergesellschaftung von Abschiebungen eine Senkungsstruktur (negative Flower-Struktur; oben), entsprechend bei Transpression eine Hebungsstruktur (positive Flower-Struktur; unten) durch Aufschiebungen (nach Ramsey und Huber 1987).



3.1 Stationen in Schonen

Die Lage der Stationen in Schonen wird in zwei Übersichtskarten dargestellt. Die Abbildung 3.1.1 zeigt den Ostteil (Stationen S1 bis S4), Abbildung 3.1.2 den Westteil (Stationen S5 und S6); weitere Stationen s. Kap. 3.2.

Die Reihenfolge der Stationen entspricht einer stratigraphischen Abfolge von Alt nach Jung (S1-Unterkambrium; S4-Oberkambrium; S5-Silur; S6-Jura). Die Stationen S2 und S3 beinhalten auch quartärgeologische Phänomene, z.T. in Verbindung mit kulturhistorischen Aspekten (S2).



Abb. 3.1.1: Übersichtskarte mit Lage der Stationen im Ostteil des Exkursionsgebietes Schonen (S1 bis S4); Rahmen entsprechen den Kartenskizzen zu den jeweiligen Aufschlüssen.

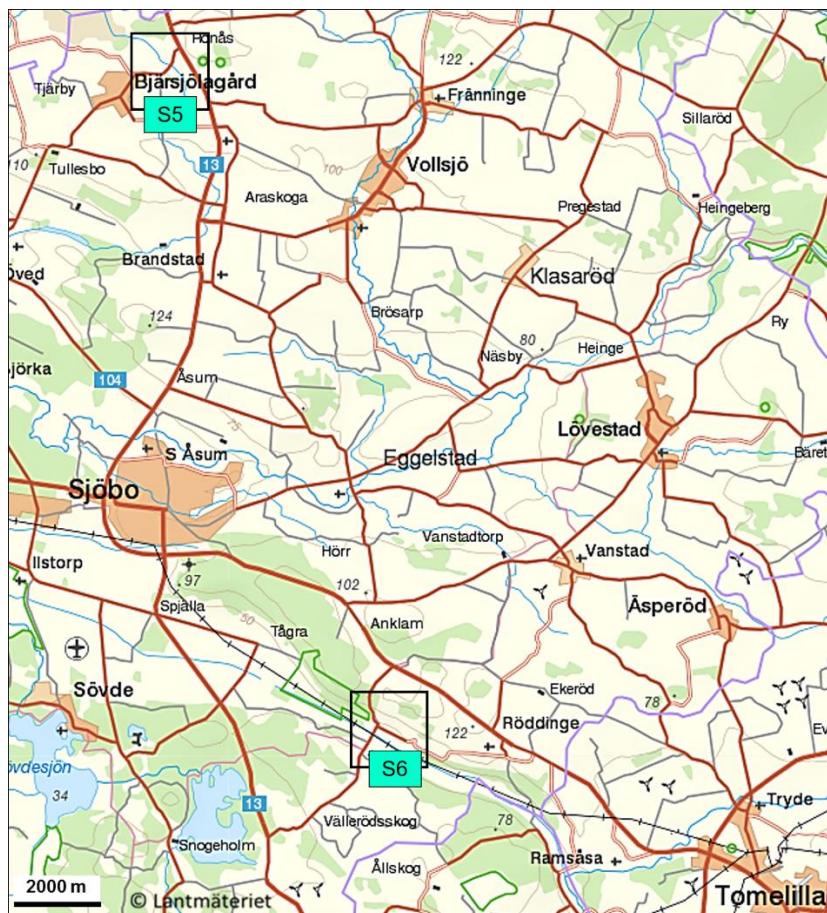


Abb. 3.1.2: Übersichtskarte mit Lage der Stationen im Westteil des Exkursionsgebietes Schonen (S5 und S6); Rahmen entsprechen den Kartenskizzen zu den jeweiligen Aufschlüssen.

S1. Küstenaufschluss Vik

H 6165920, R 1404940

Auf der Landstraße von Süden kommend, erste Abfahrt nach Vik und dann den Schildern „Prästens Bådkar“ folgen. Der Weg endet an einem kleinen Park-/Wendeplatz, von dem aus man über einen kurzen Pfad die Küste erreicht. Die beschriebenen Teilaufschlüsse liegen größtenteils südlich von diesem Zugang.



In einem längeren Küstenaufschluss stehen unterkambrische quarzitisches Sandsteine an, die als sog. Plattformsedimente auf dem tief erodierten Fennoscandischen Grundgebirge (i. W. Gneise, Granite) abgelagert wurden (Abb. S1.1). Diese Sandsteine beinhalten somit stark aufgearbeitete Verwitterungsprodukte proterozoischer Magmatite und Metamorphite. Dabei führte ein anfänglich noch deutlich ausgeprägtes Oberflächenrelief zu einer differenzierteren Sedimentation der basalen Einheiten, was u.a. durch Mächtigkeitsschwankungen/Schichtlücken und regionale Fazieswechsel zum Ausdruck kommt. So sind z.B. die tiefsten Schichtglieder in Schonen deutlich geringmächtiger als auf Bornholm (z.B. Nielsen & Schovsbo 2007, Abb. 5.2). Wegen der Nähe zum Südpol herrschte zu dieser Zeit auf Baltica ein Kaltklima, und der vorliegende Sedimentationsraum (bzw. der heutige SW-Rand von Baltica) stellte den Südpolabgewandten Nordrand des Kontinents dar (z.B. Cocks & Torsvik 2005).

Die in Tab. S1.1 angegebene Stratigraphie des Unterkambriums in Schonen wurde nach Lindström & Staudé (1971) sowie Bergström & Ahlberg (1981) zusammengestellt. In anderen Gliederungen werden z.T. die untersten Einheiten (Lunkaberg- bis Hardeberga-Sdst.) als „Hardeberga-Sandstein“ zusammengefasst.

Die hier anstehenden quarzitisches Vik-Sandsteine sind vorwiegend dickbankig, wobei Horizonte mit gut erhaltener Schrägschichtung wechsellagern mit Horizonten, in denen die primären Gefüge durch penetrative Bioturbation weitgehend ausgelöscht wurden (Abb. S1.2). Bei den Spurenfossilien handelt es sich vorwiegend um Diplocraterion (Abb. S1.3 und S1.4). Untergeordnet tritt auch Skolithos auf.



Abb. S1.1: Küstenaufschluss Vik; unterkambrische dickbankige bis massige quarzitisches Sandsteine mit einem deutlich ausgeprägten orthogonalen Kluftsystem; Kuppe im Hintergrund wird von einem Horst mit proterozoischen Gneisen gebildet.

Tab. S1.1: Stratigraphie des Unterkambriums in Schonen, nach Lindström & Staude (1971).

Mittleres Kambrium: vorwiegend Schwarzschiefer		
Gislöv-Formation	ca. 3m	Mergelsteine mit vielen Fossilfragmenten, Kalksandsteine, Phosphorit
Rispebjerg-Sandstein	ca. 1m	Grob- bis mittelkörniger Sandstein, Calcit-Zement, Phosphorit
Norretorp-Sandstein	ca. 4m	breites Spektrum: u.a. Konglomerate, z.T. mit resedimentierten Glaukonit-Geröllen, Phosphorit-Fragmente
Hardeberga-Sandstein	ca. 25m	quarzitischer Sandstein mit wenigen Lebensspuren, große Rippelmarken
Brantevik-Sandstein	ca. 3m	glaukonitischer Sandstein mit basalem Konglomerat
Vik-Sandstein	ca. 25m	Quarzsandstein, stark bioturbat, Schrägschichtung, Rippelmarken
Lunkaberg-Sandstein	ca. 60m	Oben: Sandig-tonige Wechselfolge Mitte: vorwiegend quarzitisches Sandsteine mit wenigen Lebensspuren Unten: Arkose
Präkambrisches Grundgebirge: vorwiegend Gneise und Granite		

Diese Wechsellagerungen sind vermutlich jahreszeitlich bedingt, d.h. längere Phasen ruhigerer Sedimentation mit dichter Endobenthos-Besiedlung werden von mächtigen, kurzzeitig stattfindenden Ablagerungen in einem hochenergetischen Milieu unterbrochen (Winterstürme, Sturmfluten). Die unterschiedliche Ausrichtung der Schrägschichtungsblätter zeigt eine Sedimentation im Gezeitenbereich sowie küstenparallelen Transport an (evtl. auch Prielrinnen-Füllungen). Auch die gute Rundung der Quarzkörner ist durch langzeitige Bewegungen im Gezeitenbereich erklärbar. Als weitere Flachwasser-Indikatoren sind auf wenigen Bankoberflächen auch engständige Rippelmarken zu beobachten (Abb. S1.3 und S1.5). Schichtflächen mit unregelmäßig angeordneten rundlich-ovalen Hohlformen in cm-Bereich sind vermutlich durch Herauswitterung von Tongeröllen entstanden (Abb. S1.6). Ansonsten sind tonige Sedimente hier nur in Form von dünnen Lagen zwischen den Sandsteinbänken entwickelt, die z.T. durch Bioturbation in die Sandsteine eingearbeitet wurden. Von anderen Lokalitäten wurden auch mächtigere Tonlagen (z.T. mit Trockenrissen) beschrieben, die als Anzeiger für zwischenzeitliche bzw. lokale lagunäre Milieus angesehen werden. Die Chlorit-Zusammensetzung in diesen Lagen deutet auf einen zeitweilig erhöhten Wärmestrom hin, der mit den

permo-karbonen Doleritgängen in Verbindung gebracht wird (s. Kap. 2.2.1).

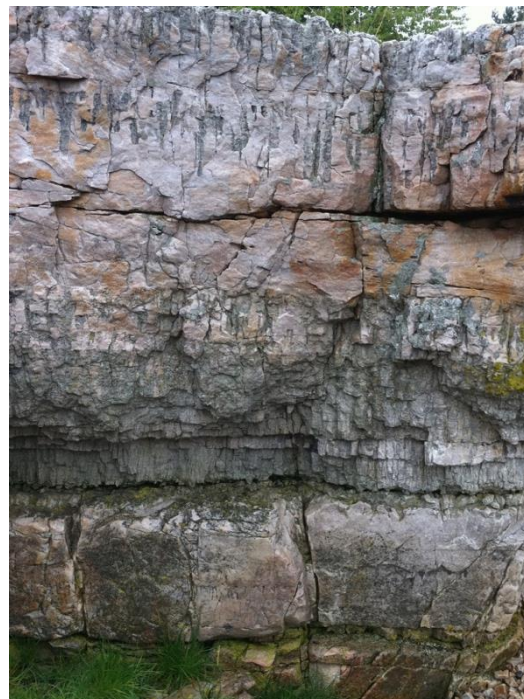


Abb. S1.2: Typische Wechsellagerung von quarzitischen Sandsteinbänken mit deutlicher Schrägschichtung und stark bioturbat aufgearbeiteten Horizonten (i. W. Diplocraterion). Die Schrägschichtungsblätter zeigen wechselnde Strömungsrichtungen an.



Abb. S1.3: Bankoberfläche mit unregelmäßigen Rippeln und Anschnitten von paarig angeordneten Austritten von Diplocraterion-Röhren (Foto: Gert Schneider 2015).



Abb. S1.4: Strandgeröll mit Querschnitten von Diplocraterion.

Aus anderen Abschnitten des Unterkambriums von Schonen (insbesondere Hardeberga-Sandstein) werden auch Indikatoren für Vereisungen beschrieben (Lindström 1972), z.B. Strukturen, die auf einen Transport von Schlickgeröllen im gefrorenen Zustand hindeuten oder Schleifspuren durch Eistransport (Vortisch 1973).



Abb. S1.5: Bankoberfläche mit Rippelmarken (s.a. Abb. S1.3).

Als Besonderheit ist in diesem Aufschluss eine spezielle Verformungsstruktur, die sog. „Pastors Badewanne“ aufgeschlossen (Abb. S1.7 „Prästens

badkar“; die Anfahrt ist entsprechend ausgeschrieben). Es handelt sich hierbei um eine kreisrunde trichterförmige Struktur mit einem Durchmesser von ca. 18 m, in der die Schichten mit bis zu ca. 40° zum Zentrum hin einfallen. Zusätzlich treten ringförmig um das Zentrum der Struktur angeordnete Abschiebungen mit geringem Versatz auf. Die sehr regelmäßig entwickelten orthogonalen Klufscharen (Abb. S1.1) durchschlagen diese Struktur geradlinig (d.h. unverstellt), was belegt, dass die Trichterstruktur frühdiagenetisch angelegt wurde (Lindström 1967). Ein weiteres Indiz hierfür ist die Verformung von Wellenrippeln innerhalb derartiger Trichter (Lokalität Tobisborg; z.B. Alberti & Walliser 1983).



Abb. S1.6: Bankoberfläche mit rundlich-ovalen Vertiefungen, die vermutlich durch Herauslösung von Tongeröllen gebildet wurden.



Abb. S1.7: Trichterförmige Rundstruktur „Pastors Badewanne“ („Prästens Bädkar“); weitere Erläuterungen im Text.

In der Region kommen zahlreiche Strukturen dieser Art in verschiedenen Horizonten der unterkambrischen Sandsteine vor. Für ihre Entstehung werden verschiedene Erklärungen diskutiert. Nach dem heutigen Kenntnisstand kommen zwei grundsätzlich unterschiedliche Modelle in Betracht, die beide frühdiagenetische Prozesse beinhalten (s.u., EF „Sedimentgänge“):

1. Trichter als kollabierte Förderschloten von Sandinjektionen/-extrusionen.

Nach diesem Modell sind die Rundstrukturen durch frühdiagenetische Gangbildungen mit Förderung noch unverfestigter bzw. fluidisierter Sande entstanden. Die Trichter wären demnach ehemalige Förderschloten, durch die wasserreiche Sande nach oben gepresst wurden. Auslösende Kraft waren dabei abnormale Porenwasserdrucke. Eine Fluidisierung der Sedimente durch seismische Wellen könnte den Prozess initiiert haben. Eine entsprechende Erklärung („water escape structure“) wurde z.B. von Bergström et al. (1972) vorgeschlagen. Nach Ende der Förderung und entsprechender Druckentlastung rotierten die zuvor um den Förderschlot aufgerichteten Schichten trichterförmig zurück. Zu diesem Modell passt die Beobachtung, dass die Trichter nur einen sehr begrenzten Tiefgang besitzen und in einer stark gestörten Schicht im Untergrund enden (frühdiagenetische bankinterne Brekzie; Lindström 1967). Diese könnte somit als Quelle des gefördert Materials angesehen werden. Die extrudierten Förderprodukte der resultierenden „Sandvulkane“ wären im vorliegenden Fall nicht konserviert worden (frühe Erosion). Für den Aufbau von abnormalen Porenwasserdrücken wäre eine Abdichtung durch frühdiagenetisch zementierte (verdichtete) Schichten im Hangenden und eine ausreichende sedimentäre Auflast anzunehmen (z.B. mächtige Sturmflutlagen, s.o.). Dagegen sprechen jedoch mögliche Hinweise auf eine oberflächen-nahe Bildung der Trichter, die Lindström (1967) aus einer Bohrung bei Östraby beschreibt. Die dortige Trichterstruktur soll bereits die kleinräumige Sedimentation im unmittelbar Hangenden kontrolliert haben (z.B. erhöhte Mächtigkeiten, Hangsedimente mit Rutschstrukturen). Abnormale Porenwasserdrucke in Folge einer Abdichtung durch die hangenden Alaunschiefer, die erst ab dem Oberen Mittelkambrium abgelagert wurden, sind wegen der frühdiagenetischen (evtl. sogar oberflächen-nahen, s.o.) Bildung der Trichter unwahrscheinlich, weil die Unterkambrischen Sande dann sehr lange in einem halb- bis unverfestigten Zustand vorgelegen haben müssten.

2. Einsaugstrukturen über Dehnungsbrüchen.

Scholz et al. (2009) nehmen an, dass die trichterförmigen Strukturen höhere Abschnitte von Sedi-

mentgängen darstellen, die durch Einsaugen unverfestigter Sande über einer sich in die Tiefe ausdehnenden Spalte entstanden sind. Eine ähnliche tektonische Interpretation dieser Trichterstrukturen lieferte bereits Lindström (1967, „Funnel Grabens“), wonach Störungen im präkambrischen Grundgebirge zu Graben-förmigen Einsackungen teilverfestigter Deckgebirgsschichten führten. Gegen dieses Modell sprechen einige der o.a. Beobachtungen (begrenzter Tiefgang, Verbindung zu einer schichtinternen Brekzie). Man könnte zudem erwarten, dass die auslösenden Störungen sich wenigstens stellenweise bis in die Deckschichten durchpausen. Eine entsprechende räumliche Assoziation von Trichtern und Störungen geeigneter Dimension wurde jedoch bislang nicht beschrieben.

In einigen Horizonten treten schichtparallele Sandsteingänge auf, die von Lindström (1967) als „sandstone crests“ bezeichnet wurden (Abb. S1.8). Diese Gänge besitzen ovale Querschnitte und ihre Enden sind Baumwurzel-förmig verzweigt. Zweifelsfrei handelt es sich hierbei um intrusive Sandgänge, die genetisch mit Modell 1 in Einklang stehen und ggf. intrusive Äquivalente der postulierten Sandvulkane darstellen. Ob an dieser Stelle eine direkte Beziehung zwischen der Trichterstruktur und den verzweigten Sedimentgängen besteht, ist nicht geklärt (z.B. Scholz et al. 2009). Ihre räumliche Anordnung und ihr bevorzugtes Streichen in NE-SW bzw. E-W-Richtungen geben hierauf keinen Hinweis (Klischies 2011). Indikator für eine genetische Beziehung wäre dagegen z.B. eine radiale, vom Trichter ausgehende Anordnung der Gänge.



Abb. S1.8: Verzweigte Sandsteingänge, die weitgehend bankparallel (an Schichtgrenzen) injiziert wurden.

Sedimentgänge

Sedimentgänge können durch folgende grundlegende Prozesse gebildet werden, die bei mehrphasiger Gangentwicklung auch kombiniert auftreten können:

1. Füllung offener i.d.R. steiler Spalten, durch Eintrag von Klastika über die Geländeoberfläche (aquatisch oder äolisch).
2. Einsaugen von Lockersedimenten in Spalten, die in Festgesteinen des Untergrundes entweder neu gebildet werden oder weiterwachsen (vergl. Kap. 6.1; VS13)
3. Hydraulisches Einpressen (vertikal, lateral) von unverfestigten oder fluidisierten Sedimenten aus tieferen Schichten in Spalten hangender Festgesteine. Diese hydraulischen Gänge können sich bis an die Oberfläche ausbreiten und zur Bildung extrusiver Sedimentkörper führen. Dabei können komplexe Netzwerke aus unterschiedlich orientierten Gängen angelegt werden.
4. Unter oberflächennahen Bedingungen plastisch verformbare Sedimente werden durch tektonische oder gravitative Kräfte in bereits vorhandene Spalten des unmittelbaren Nebengesteins eingepresst.

Bei 1. und 2. gelangt grundsätzlich jüngeres Material in Spalten in älteren Rahmengesteinen. Bei allen Entstehungsformen können Fragmente der Rahmengesteine in die Gangsedimente eingebracht werden. Durch Prozess 1 werden tendenziell Gangsedimente mit lockerer Packung/großem Porenvolumen erzeugt, und entsprechend hoch ist ggf. der Zementanteil.

S2. Kivik (Königsgrab)

H 6173718, R 1401167

Großer Parkplatz unmittelbar nördlich des Königsgrabs (Ausschilderung „Kungagraven“), der auch als Rastplatz geeignet ist (Bänke, Papierkörbe). Zur Erntezeit wird hier gelegentlich Obst aus dem regionalen Anbau angeboten.



Die bronzezeitliche Grabstätte von Kivik wurde vor ca. 3000 Jahren erbaut (Bronzezeit in Schweden ca. 1800 bis 500 v.Chr.). Im Jahre 1931 fand eine Restaurierung statt. Das Baumaterial besteht aus meist gut gerundeten Strandgeröllen (Abb. S2.1). Der Durchmesser der Grabstätte beträgt ca. 75 m, die Höhe im Zentrum ca. 4 m. Im Innenraum befindet sich ein Einzelgrab, umrahmt von Steintafeln mit Zeichnungen (Petroglyphen; Abb. S2.2). Weitere Informationen zur Geschichte des Grabes unter:

http://de.wikipedia.org/wiki/Grab_von_Kivik.

Das Grab wurde küstennah erbaut (kurzer Transportweg für die Gerölle). Seine heutige relativ küstenferne Lage (ca. 320 m) ist durch die post-glaziale isostatische Hebung der Lithosphäre nach Abschmelzen der Eisdecke bedingt. Der Gesamtbeitrag der post-glazialen Hebung beträgt hier ca. 40 bis 50 m (s. Kap. 1; Abb. 1.14) und seit dem Bau des Grabes ca. 3 m. Die derzeitige Hebungsrage liegt hier bei ca. 0,5 mm/a (Abb. S2.3), in Nordschweden dagegen immer noch bei ca. 8 mm/a (s. Kap.1; Abb. 1.12).

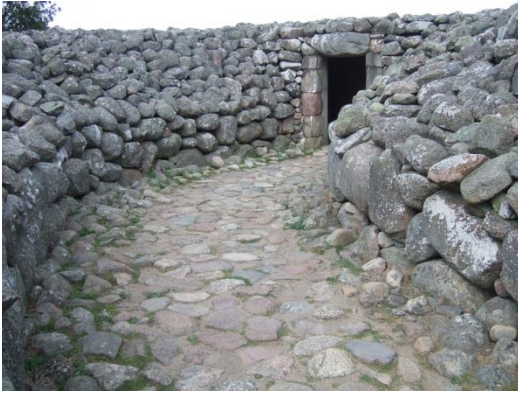
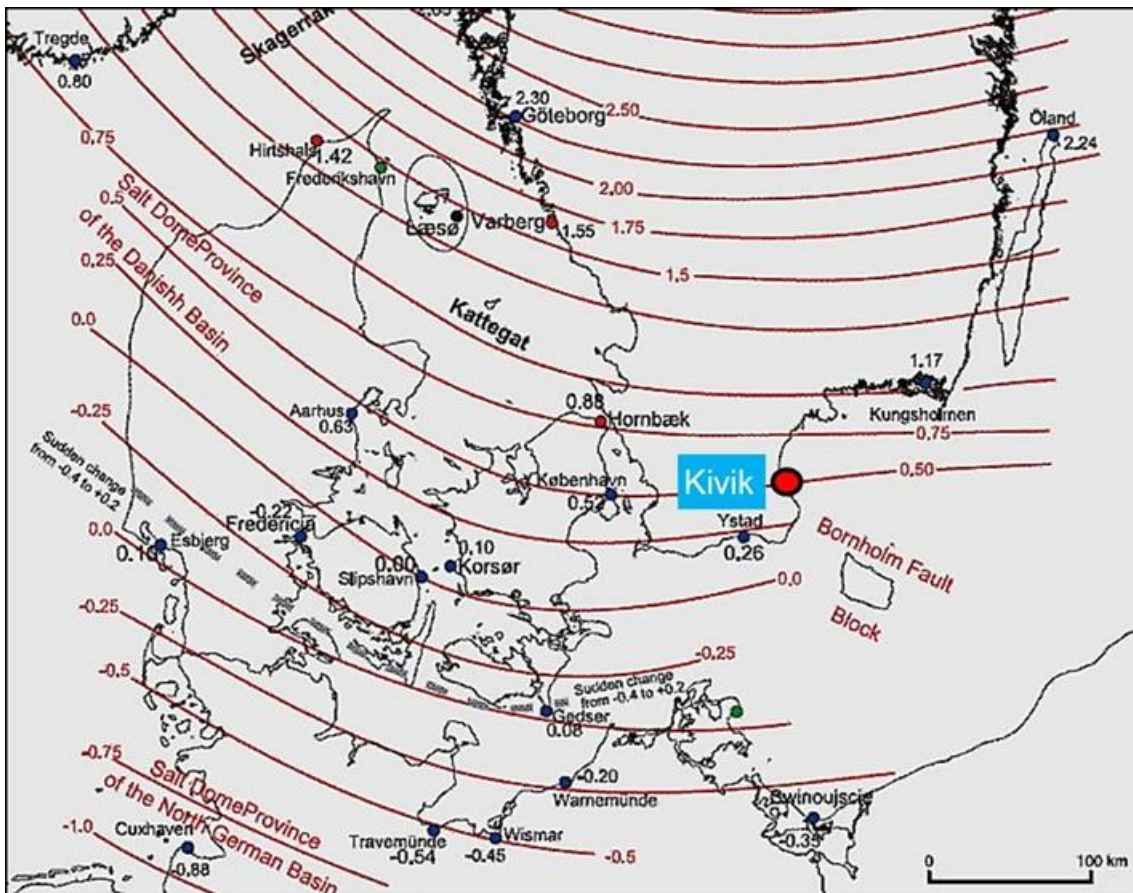


Abb. S2.1: Eingangsbereich der Grabstätte.



Abb. S2.2: Einzelgrab in Innern der Grabstätte, umrahmt von Steintafeln.

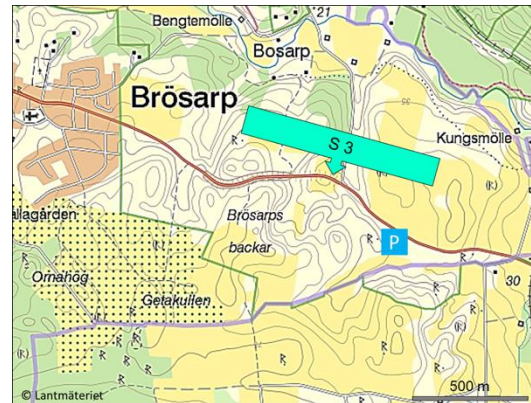
Abb. S2.3: Rezente Hebungsraten in Südsandinavien (mm/a). Quelle: www.climate4you.com/images/IsostasyDenmark%20C4Y2.gif.

S3. Region östlich Brösarp

H 6178235, R1394540

(Pfeilspitze in Lageplan)

Das Gebiet beiderseits der Reichsstraße 9 von Vitemölla nach Brösarp fällt durch eine markante Geländemorphologie auf (ab ca. 800 m westlich des Abzweigs nach Ravlunda) Diese ergibt sich aus zahlreichen, oft steilwandigen Hügeln und zwischenliegenden abflusslosen Tälern. Als Ausgangspunkt für eine Begehung des Gebiets wird ein Parkplatz südlich der Straße empfohlen (siehe „P“ im Lageplan).



Beiderseits der Landstraße ist die Landschaft durch eine weiträumige Kame-Fläche geprägt (Abb. S3.1), deren Entstehung in diesem Gebiet wie folgt erklärt wird:

Gegen Ende der letzten Eiszeit lagerten sich in einem ca. 50 m tiefen Schmelzwasser-Stausee bis zu 35 m mächtige glazi-fluviale Sedimente zwischen größeren Toteisblöcken ab. Hierbei handelte es sich vor allem um Feinsande mit Einlagerungen von Silt und Ton sowie schlecht sortierten, Moränen-ähnlichen Schichten. Nach Abschmelzen der Toteisblöcke blieben die sog. Kame in Form einer unregelmäßigen Hügellandschaft mit steilen Hängen zurück. Durch kleinere Schmelzwasserflüsse wurden Runsen in die Hänge erodiert, was, neben einer weitflächigen Bodenverlagerung ebenfalls zur Prägung dieser Landschaftsform beitrug.

Die mit den Schmelzwässern in das Meer transportierten Sande wurden, von der Verha-Mündung ausgehend, durch Meeresströmungen weiter nach Norden verfrachtet und trugen so zur Bildung der Sandstrände der Hanö-Bucht bei.

Die steileren Hänge der Brösarp-Hügel weisen eine große Zahl etwa höhenparalleler Furchen/Stufen auf, die durch Sackung/Kompaktion der Lockersedimente entstanden sind (Abb. S3.2). Zusätzlich wurden die Steilhänge durch lokale Rutschungen überformt. Weitere Hügellandschaften dieser Art finden sich südlich bei Rörum sowie nördlich bei Degeberga.



Abb. S3.1: Typische Hügelformen einer durch Kame-Felder geprägten Landoberfläche; Quelle: www.brosarp.se/brosarps-backar/; mit freundlicher Genehmigung.



Abb. S3.2: Hügel mit deutlichen Sackungsstrukturen an den Steiflanken; Quelle:

www.brosarp.se/sveriges-vackraste-vag/;

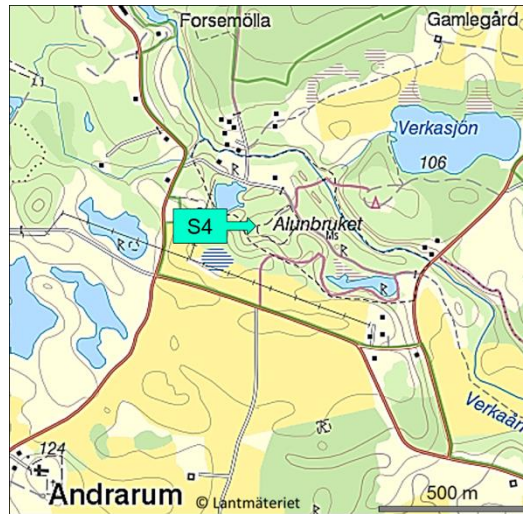
mit freundlicher Genehmigung.

S4. Andrarum

H 6177801, R 1385000

*Strengster Naturschutz; Zutrittsgenehmigung sollte eingeholt werden (Internet-Adresse s.u.); große Teile der ehemaligen Steinbrüche sind zugewachsen; eine Parkmöglichkeit für kleinere Fahrzeuge besteht am Wendepunkt vor dem früheren Magazingebäude. Vor der Schranke befindet sich eine kleine Schautafel, die über den ehemaligen Betrieb informiert. Während des 18. Jahrhunderts war das Alaunwerk von Andrarum eine der größten Industrieanlagen in Schonen, in der zeitweise bis zu 1000 Personen Beschäftigung fanden. In dem Haus hinter dem Magazingebäude befindet sich ein Museum (Andrarums Alunbruk/Historical Museum; Andrarum, 277 57 * Brösarp Schweden); s.u. EF „Alaun“.*

Högstad & Christinehof Förvaltnings AB,
www.hogesta.se, info@hogesta.se



Auf dem Abbaugelände war zeitweilig das längste zusammenhängende Profil im Kambrium Skandinaviens aufgeschlossen (Abb. S4.1). Die Abfolge umfasste Schichten vom höchsten Mittelkambrium- bis in das Oberkambrium mit Alaunschiefern als vorherrschende Lithologie (detaillierte Beschreibungen der Lithologien z.B. in Thickpenny 1984). Das ebenfalls in Alaunschieferfazies entwickelte unterste Ordovizium (Dictyonema- und Ceratopyge-Schiefer) ist hier nicht aufgeschlossen. Informationen aus Bohrungen belegen eine Gesamtmächtigkeit der gesamten Alaunschiefer-Serie von mindestens 76 m. Als Sedimentationsraum wird ein Randmeer des Iapetus-Ozeans angenommen, der sich zwischen der Nordamerikanisch-grönländischen und der Europäischen Platte befand (s.a. Kap.1; Abb. 1.9).

In den noch erhaltenen Aufschlüssen stehen Alaunschiefer mit bituminöse Stinkkalk-Knollen und -Lagen (schwedisch „Orsten“) des obersten Mittelkambriums bis untersten Oberkambrium an (Abb. S4.2). In diesen Schichtabschnitten wurden zahlreiche Untersuchungen zur Biostratigraphie und Palökologie durchgeführt (s. Zitate in Calner et al. 2013 und Nielsen et al. 2014). Biostratigraphische Untergliederungen basieren im Wesentlichen auf Agnostiden und Trilobiten (Oleniden), die hier gehäuft als typische Makrofossilien vor allem in den Stinkkalken auftreten (Abb. S4.3 und S4.4). (Anm.: Die systematische Stellung der Agnostiden ist seit langem umstritten (Trilobita vs. Crustacea).

Einige Stinkkalk-Linsen enthalten zusätzlich Brachiopoden (*Orusia lenticularis*), die das nächsthäufigste Makrofossil darstellen. Die zwischengelagerten Alaunschiefer sind dagegen bis auf wenige Horizonte fossilarm.



Abb. S4.1: Historisches Foto einer Abbauwand im Steinbruchgelände Andrarum; Quelle: Photograph unbekannt, Tekniska museet/ National Museum of Science and Technology, Sweden; mit freundlicher Genehmigung.

Die *Agnostus pisiformis*-Zone im Liegenden repräsentiert das höchste Mittelkambrium, wird in einigen biostratigraphischen Gliederungen aber auch als unterstes Oberkambrium definiert. Darüber folgen mehrere Olenus-(Sub)zonen innerhalb des unteren Oberkambriums. Detaillierte Erläuterungen zu verschiedenen biostratigraphischen Gliederungsvorschlägen finden sich u.a. bei Ahlberg et al.

(2009), Nielsen et al. (2014) sowie Terfelt et al. (2008).



Abb. S4.2: Aufschluss im derzeitigen Zustand; Stand: Sommer 2011 (Foto: Janeta Klaus 2011).

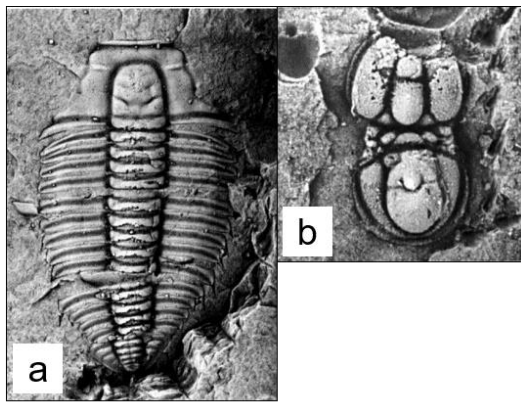


Abb. S4.3: Oleniden und Agnostiden aus dem Steinbruch Andrarum; Beispiele aus Clarkson et al. (1998): **a.** *Olenus truncatus*; Bildbreite entspricht ca. 15 mm, **b.** *Homoagnostus obesus*; Bildbreite entspricht ca. 5 mm.



Abb. S4.4: Lesestein mit Oleniden-Schill (Foto: Jörg Thomas Baumgarten 2015).

Die Sedimentation fand in einem ruhigen flachmarinen Milieu unterhalb der Sturmwellen-Basis bei sehr geringen Sauerstoffgehalten statt. Die an diese extremen Lebensbedingungen angepasste Fauna war dementsprechend Arten-arm aber Individuenreich. Die gut erhaltene Feinschichtung in den bituminösen Alaunschiefern zeigt, dass Endobenthos hier, bis auf sehr wenige Ausnahmen, nicht existierte. Als Sedimentationsraten werden

meistens Werte zwischen 3 und 10 mm/1000 a angegeben (z.B. Thickpenny 1984). Die ca. 1,8 m mächtige Olenus-Zone umfasst demnach einen Zeitraum von wenigstens 0,18 Ma. Es wird angenommen, dass kurzzeitig auch günstigere Lebensbedingungen herrschten und eine Besiedlung durch Biomatten stattfand (z.B. Waloszek 1993).

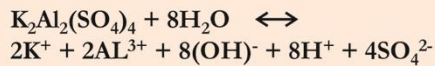
Der Karbonatanteil war primär relativ gleichmäßig im Sediment verteilt und wurde erst frühdiagenetisch konkretionär in Form der Stinkkalle angereichert. Dies erfolgte offensichtlich vor einer nennenswerten mechanischen Kompaktion; denn in den Stinkkallen sind die Fossilien noch weitgehend in ihrer ursprünglichen Form, d.h. dreidimensional erhalten. Die in den tonigen Zwischenlagen auftretenden Agnostiden und Trilobiten sind dagegen deutlich geplättet. Generell besitzen die Stinkkalle eine besondere Bedeutung, da sie außerordentlich gut erhaltene Arthropoden in verschiedenen Entwicklungsstadien beinhalten (z.B. Waloszek 2003; s. Abb. S4.5). Die maximale Größe dieser benthischen Mikrofossilien beträgt ca. 2 mm (Meiofauna). Die sehr gute Konservierung von Feinstrukturen (z.B. Anhänge, Poren, Haare, Augen) ist durch eine frühdiagenetische sekundäre Phosphatisierung (Fluorit-Apatit) bedingt, die der konkretionären Kalkbildung vorausging. Für diese sog. „Orsten-Fauna“ werden mikroskopische Lebensräume in größeren Poren „frischer Ablagerungen“ mit einem ausreichenden Sauerstoffangebot angenommen (die sog. Flockulenz-Zone oberhalb der anoxischen Zone).



Abb. S4.5: Arthropoden-Larve als Beispiel für dreidimensional erhaltene Mikrofossilien der Orsten-Fauna; Rasterelektronen-Aufnahme aus Waloszek (2003).

Alaun

Alaun und insbesondere Kali-Alaun fand bis vor ca. 100 Jahren eine breite Anwendung, wird heute allerdings weitgehend durch andere Substanzen ersetzt. Wirksam werden dabei sowohl die Al- als auch die Sulfat-Ionen. Eine wässrige Alaun-Lösung (s.u.) hat ähnliche Wirkung wie Schwefelsäure: adstringierend auf Eiweiß-Stoffe, bakterienabtötend und keimhemmend, oxidierend.



(„wasserhaltiges schwefelsaures Doppelsalz von Kalium und Aluminium“)

Verwendung:

- Gerben: Zusammenziehen von Eiweißfasern (Verfestigung/Vernetzung); dadurch auch Stabilisierung der Haare in Fellen,
- Medizin: Stillung von Blutungen durch Zusammenziehen von Körpereiwweiß, auch antibakterielle Wirkung,
- Kosmetik: adstringierende und bakterizide Wirkung, Zusammenziehung von Hautporen, Hemmung geruchsverursachender Bakterien,
- Konservierung: Abtötung von Bakterien, Bildung dichter Protein (Eiweiß-)schichten.

„Klassische“ Gewinnung“: Durch Rösten entsteht aus dem in Alaunschiefern fein verteiltem Pyrit (FeS_2) durch Oxidation Schwefelsäure (H_2SO_4). Diese Säure löst u.a. die für die Bildung von Kali-Alaun (s.o.) notwendigen K- und Al-Ionen aus den Tonmineralen.

In den fossilführenden Handstücken beobachtet man äußerst selten ein gemeinsames Auftreten von Agnostiden und Oleniden. Daraus wird gefolgert, dass die optimalen Lebensbedingungen für beide Gattungen unterschiedlich waren. Bei der Fossilienuche findet man auf frisch gespaltenen Schieferflächen gelegentlich rosettenförmige Aggregate von Gipskristallen (Abb. S4.6).

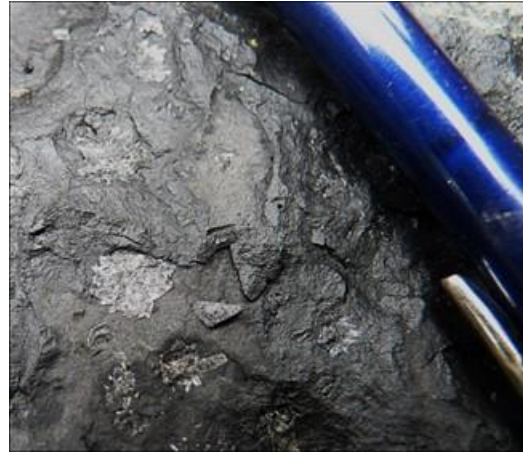


Abb. S4.6: Rosettenförmige Gipsaggregate im Alaun-schiefer.

S5. Bjärsjölagård

H 6179370, R 1368000

Der Zugang zum ehemaligen Steinbruch erfolgt über einen kleinen Waldweg, der ca. 600 m östlich von Bjärsjölagård von der Landstraße nach W abzweigt (dort P-Möglichkeit für ca. 3 Kleinbusse vor einer Schranke). Der tiefere Teil des Steinbruchs, in dem reinere Kalke abgebaut wurden, ist mit Wasser gefüllt. Der bereits vor mehreren Jahrzehnten eingestellte Steinbruchbetrieb erreichte eine Tiefe von ca. 8 m unterhalb des heutigen Wasserspiegels. Im Südteil kann eine kleine Wand in den hangenden unreineren Kalksteinen durch ein oft recht feuchtes Niederwald-Gebiet zu Fuß erreicht werden. Dort findet sich im Schuttfuß sowie in zentral gelegenen Abraumbalden ein artenreiches Spektrum an Fossilien.



Die Region um Bjärsjölagård befindet sich auf einer tektonischen Hochscholle innerhalb der STZ, wodurch hier Altpaläozoikum (Silur) zu Tage tritt. Der Steinbruch stellt die Typ-Lokalität für den unteren Abschnitt der „Öved-Ramsåsa Schichten“ des höchsten Obersilurs dar, welche das jüngste in Schonen aufgeschlossene Paläozoikum repräsentieren (z.B. Jeppsson & Laufeld 1986). Zu dieser Zeit befand sich Baltica bereits in Äquatornähe. Die im Steinbruch nicht mehr zugänglichen tieferen Abschnitte dieser Einheit (s.o.) sind in kleineren Aufschlüssen der näheren Umgebung zu finden, teilweise auch als Lesesteine in den Abraumhalden. Außerdem wurden diese Abschnitte in zwei Bohrungen am SE-Rand des Steinbruchs bzw. ca. 300 m südöstlich davon angetroffen (Bergström et al. 1892). Das Profil in Bohrung Bjärsjölagård 2 (Abb. S5.1) dokumentiert 75 m einer Schichtenfolge der Öved-Sandstein Formation (Pridolium) bis in die unterlagernde Klinta-Formation (Ludlow). Die Schichten fallen mit ca. 8 bis 10° nach SE ein, d.h. unter Einbeziehung der punktuellen Beobachtungen im Umfeld des Steinbruchs gelangt man von NW nach SE von den liegenden in die hangenden Untereinheiten. Eine kurze Beschreibung der im seinerzeit offenen Steinbruch zugänglichen Schichtenfolge lieferte Regnéll (1960).

Heute sind im Steinbruch als höchste Schichtglieder graublau schiefrige, glimmerführende Tonsteine aufgeschlossen (Abb. S5.2), die zum Liegenden hin mit grauen Kalksteinen wechsellagern.

K/Ar-Datierungen an detritischen Hellglimmern haben ein Alter von 459,1 +/- 11,0 Ma ergeben. Dieses wird als Abkühlalter unter die Schließungstemperatur für Muskovite (425°C; Harrison et al. 2009) im Liefergebiet interpretiert. Die Muskovitführenden Gesteine des Liefergebiets müssen sich zu diesem Zeitpunkt in Tiefen von deutlich mehr als 10 km befunden haben. Das stratigraphische Alter der Gesteine in Bjärsjölagård (Grenze Ludlow/Pridolium 423 Ma, Geologic TimeScale Foundation (2012)) ist etwa zeitgleich mit dem thermischen Höhepunkt der Kaledonischen Orogenese, d.h. zu diesem Zeitpunkt befanden sich bereits frühkaledonisch geprägte Kristallingesteine im

Erosionsniveau, vermutlich Teile des Norddeutsch-Polnischen Teilorogens (Abb. 1.9).

Eine spezielle Untereinheit in den liegenden, nicht mehr zugänglichen Abschnitten, stellt der sog. „Bjärsjölagård-Kalkstein“ mit einer Mächtigkeit von ca. 25 m dar. In der sehr artenreichen Makrofauna dominieren Brachiopoden, Trilobiten, Tentakuliten und Bryozoen. In einigen Horizonten treten gehäuft rugose und tabulate Korallen sowie Crinoiden auf. Als spezielle Indikatoren für Flachwasserfazies kommen Oncoïd-Kalksteine vor (Abb. S5.3). Die von Kalkalgen umkrusteten Kerne der Oncoïde bestehen aus sehr unterschiedlichen Komponenten (u.a. Bruchstücke von Korallen und Brachiopoden sowie Lithoklasten). Der im Abraum gefundene Oncoïd-Lesestein könnte aus verschiedenen Horizonten stammen, nach Nilsson (2006, s.u.) vermutlich aus den basalen Abschnitten (vgl. Bohrprofil, Abb. S5.1).

Insgesamt betrachtet wird dieses Kalkstein-Vorkommen als ein großes linsenförmiges Bioherm interpretiert, das randlich in eine dünnplattige Wechsellagerung aus Kalksteinen und sandigen Schiefen übergeht. Sowohl faunistisch als auch lithologisch dokumentieren diese Kalksteine eine Flachwasserfazies, im Gegensatz zu den tieferen Einheiten des Silurs, die u.a. durch Graptolithen-Schiefer vertreten sind (s. Kap. 2.2.1). Diese deutliche Verflachung des Ablagerungsmilieus steht vermutlich mit einer regionalen Krustenhebung durch Kollisionseignisse im Rahmen der Kaledonischen Orogenese in Verbindung.

Anhand von detaillierten Profilaufnahmen (Lithologie und Fossilinhalte) definiert Nilsson (2006) sechs zeitlich aufeinander folgende Ablagerungsfazies, die im Wesentlichen durch Meeresspiegelschwankungen gesteuert wurden. Innerhalb dieser Wechsel werden die Oncoïd-Kalksteine, die durch zwei Lithotypen vertreten sind („rudstone“ und „packstone“) höher energetischen Milieus zugeordnet. Insgesamt betrachtet belegen die Analysen von Nilsson (2006) eine küstennahe, z.T. lagunäre Fazies mit karbonatisch-siliziklastischer Sedimentation bei normal-marinen Salinitäten, jedoch mit gelegentlichem Zustrom von Süßwasser.

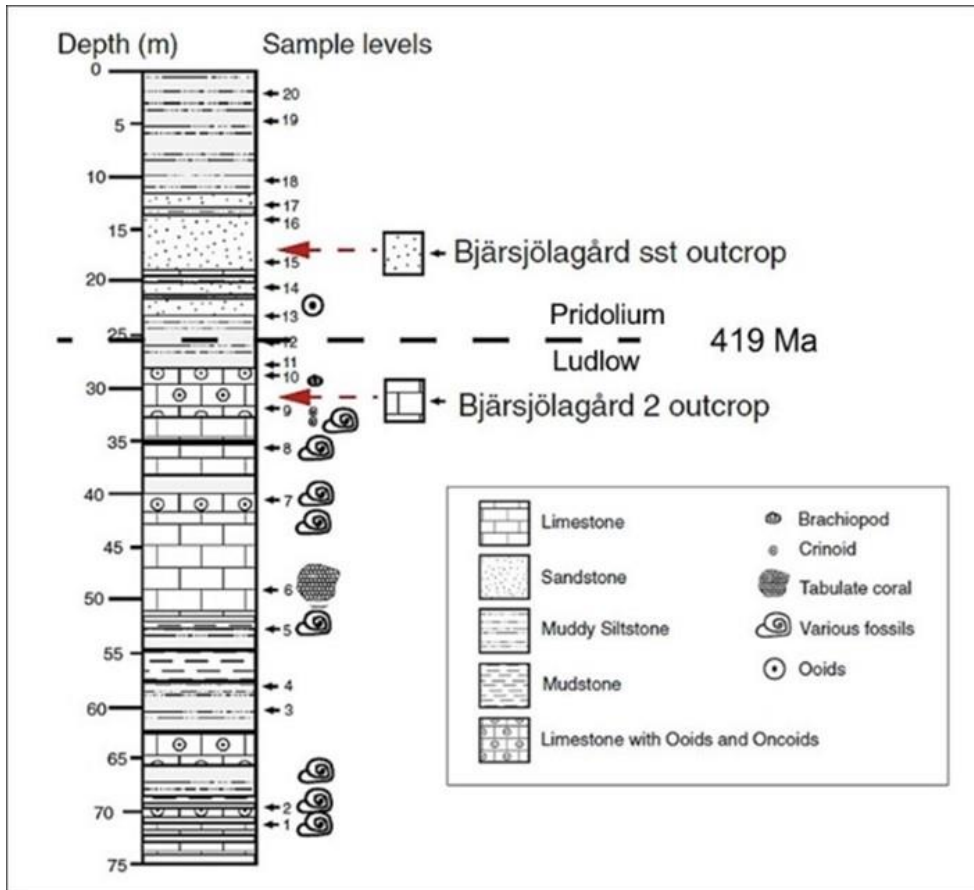


Abb. S5.1: Profil der Bohrung Bjärsjölagård 2; aus Mehlqvist et al. (2014); die roten Pfeile verweisen auf entsprechende Oberflächenaufschlüsse im näheren Umfeld.



Abb. S5.2: Aufschlussfoto aus dem Bereich der südlichen Steinbruchwand.

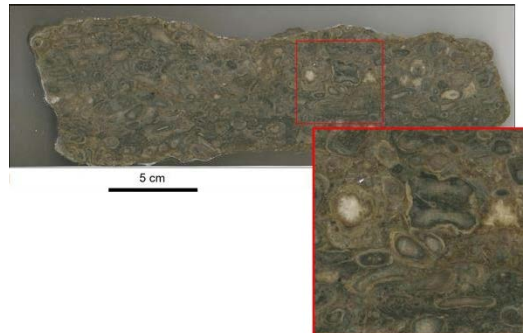


Abb. S5.3: Polierter Anschnitt eines Oncoid-Kalksteins (Lesestein aus zentral gelegener Abraumhalde); nach Nilsson (2006) dem Typ „Rudstone“ zuzuordnen; rote Rahmen: vergrößerter Ausschnitt und dessen Position im Handstück.

Weitere Zitate neuerer Untersuchungen sowie historische Daten finden sich u.a. in Calner et al. (2013).

S6. Eriksdal

H 6163649, R 1373330

Der zentrale Bereich der Grube, in dem seit 1938 Glassand für schwedische Glasbütten abgebaut wurde, steht heute unter Wasser. Vorsicht an den unmittelbar angrenzenden Böschungen (Absturzgefahr). Da mittlerweile das Abpumpen von Wasser eingestellt wurde, wird der künftige Wasserstand sich etwa im Niveau des Weges befinden.



Die Quarzsand-Grube (Kvarterverk; Abb. S6.1) Eriksdal liegt innerhalb der Sorgenfrei-Tornquist-Zone (STZ), die als nordwestliche Verlängerung der Tesseyre-Tornquist-Zone (TTZ; s. Kap 3, Abb. 3.3) eine wechselhafte Entwicklung über geologisch lange Zeiträume aufweist (Abb. 3.4). Der Aufschluss liegt im Bereich der Fyledalen-Linie am NE-Rand des Vomb-Trogs (Abb. 3.2; Norling 1982) und dokumentiert exemplarisch die Beziehung zwischen Tektonik und Sedimentation für einen Zeitabschnitt im Jura. In dieser Zeit regionaler Krustendehnung, die mit dem Zerfall von Pangaea in Zusammenhang steht (z.B. Vajda & Wigforss-Lange 2009), wurden lokal, unter Beteiligung von dextralen Seitenverschiebungen, Sedimentationsbecken sowie benachbarte Hebungszonen als potentielle Liefergebiete angelegt. Kinematisch könnten diese als „pull-apart bzw. push-against“ oder negative bzw. positive „Flower-Strukturen“ definiert werden. Damit verbunden sind kleinräumige Fazies-Wechsel, z.T. mit starken Mächtigkeitsunterschieden. Eine Sedimentation im küstennahen Bereich ist durch Wechsel von Süß- Brack- und Salzwassermilieus dokumentiert. Die damit assoziierten terrestrisch bis marin beeinflussten Ablagerungen mit häufigen Rinnenfüllungen werden einem kleinräumigen, im Gezeitenbereich liegenden Delta-Milieu zugeordnet (Abb. S6.2).

Aufgeschlossen sind Sedimente des Mittleren Jura (Bajoc, Bathon), darüber folgen, nach einer Schichtlücke, Teile des Oberen Jura (Kimmeridge, Portland; Abb. S6.3). Die Schichtenfolge steht steil

bis überkippt als Folge der in der Oberkreide einsetzenden kompressiven Inversionstektonik (s. Kap. 3; Abb. 3.4).



Abb. S6.1: Nach Südosten gerichteter Blick in die Quarzsandgrube Eriksdal.

Das Bajoc wird durch vorwiegend terrestrische Tone und Sande vertreten, in denen sich 13 Kohlehorizonte befinden (Abb. S6.4), die aus in situ gewachsenen Pflanzen entstanden sind und z.T. gut entwickelte Wurzelböden aufweisen (Abb. S6.5). Diese belegen u.a. (als Hangend-Liegend-Kriterium) die überkippte Lagerung der Sedimente. Die Schichten enthalten ein breites Spektrum gut erhaltener Pflanzenfossilien (i. W. Nadelhölzer, Ginkgo-Gewächse, Palmfarne und Schachtelhalme), das zusammenfassend „Kurremölla-Flora“ bezeichnet wird (z.B. Pott & McLoughlin 2009). Sie dokumentiert warm-humides Klima, im Gegensatz zu den ariden Bedingungen, die noch in der Trias herrschten. In einigen Horizonten treten

Rinnen-Sedimente auf, die u.a. auch Kristallin-Gerölle enthalten, was zeigt, dass in den nahen Hebungsbereichen teilweise das präkambrische Grundgebirge freigelegt war.

Die Glassande des hangenden Bathons sind dagegen stärker marin beeinflusst und enthalten nur noch wenig kohliges Material in Form von Schwemmkohle (Mudde). Dabei lassen vereinzelte

Spurenfossilien auf eine strandnahe Sedimentation im Gezeitenbereich schließen.

Die über einer Schichtlücke folgenden grünlichen Fyledal-Tone wurden dann wieder terrestrisch in gut durchlüftetem Süßwasser abgelagert. Dies wird in erster Linie durch Ostrakoden sowie Wurzelreste belegt.

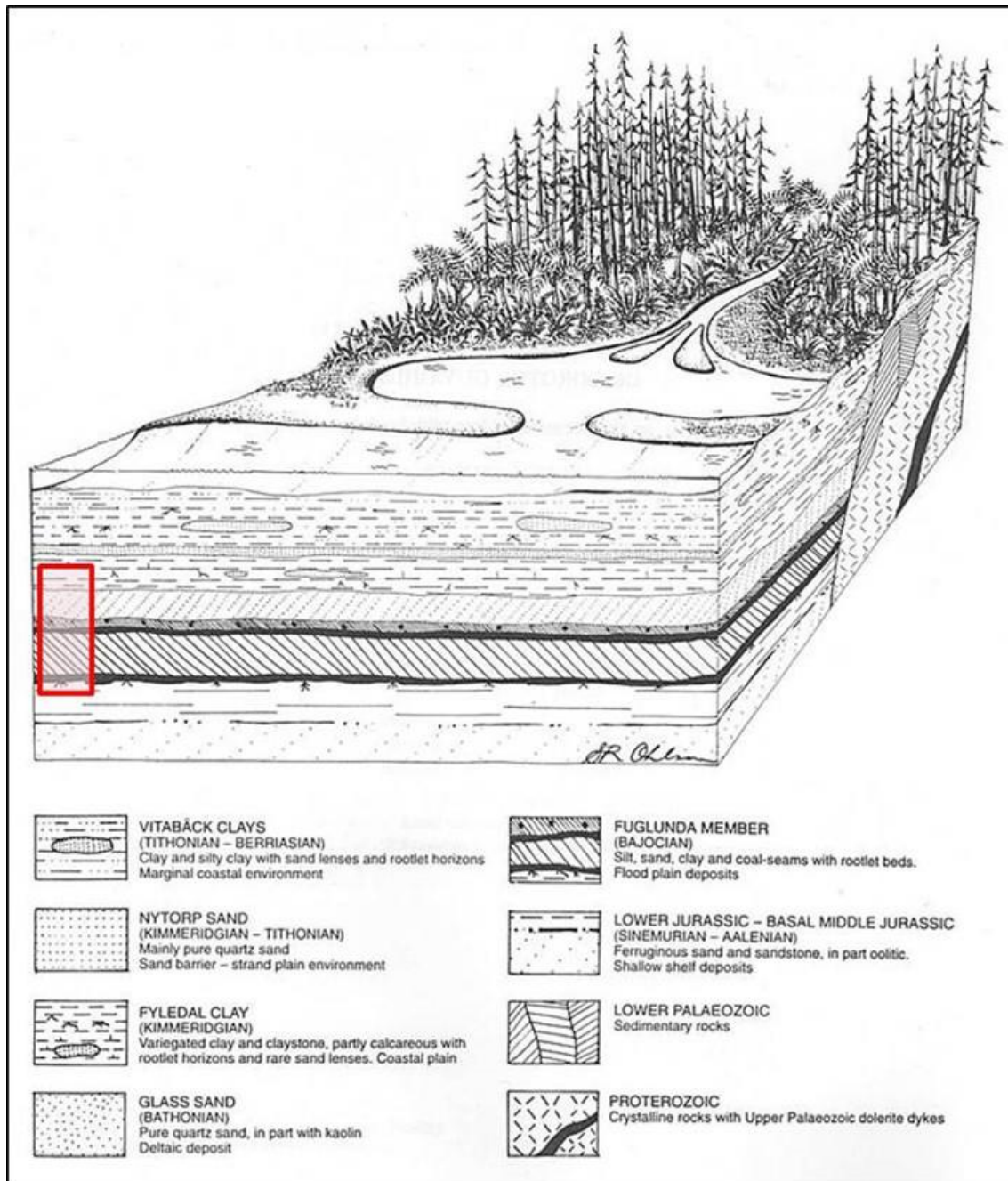


Abb. S6.2: Faziesmodell für die jurassische Sedimentation im Gebiet von Eriksdal (aus Norling et al. 1993); roter Rahmen markiert die in der Quarzgrube aufgeschlossenen Schichtenfolge (s. Abb. S6.3).

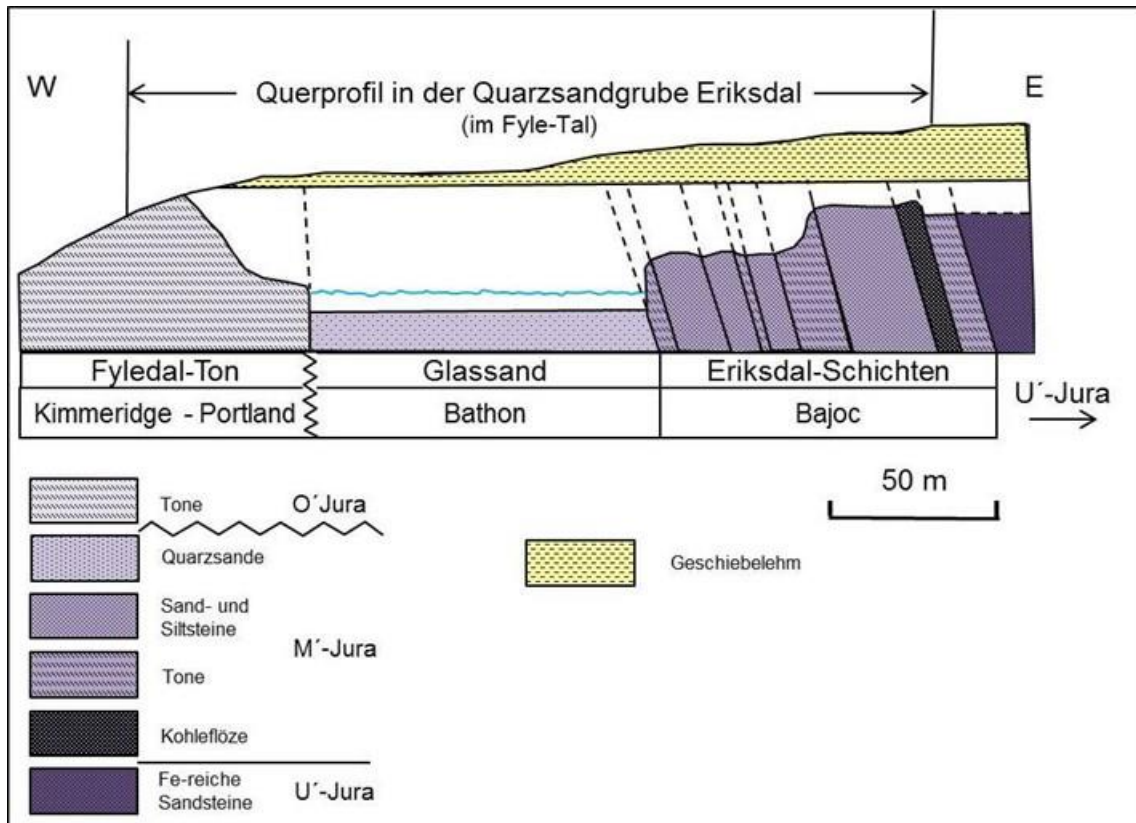


Abb. S6.3: W-E-Profil durch die Quarzsandgrube Eriksdal (Schichten streichen NW-SE); nach Erlström et al. (1991).



Abb. S6.4: Eines der steil bis überkippt gelagerten Kohleflöze; Blickrichtung Nordost.

Insgesamt betrachtet ergibt sich aus der Schichtenfolge ein gewisses Potential für die Bildung von Kohlenwasserstoff-Lagerstätten (z.B. Ahlberg 1996): Im Liegenden Muttergesteine mit einem hohen Anteil an organischem Material (Eriksdal-

Schichten und altpaläozoische Alaunschiefer), darüber die Glassande als potentielles Speichergestein und als Abdichtung im Hangenden der Fyledal-Ton. Die bisherige Prospektion hat jedoch im festländischen Bereich keine positiven Ergebnisse geliefert, wofür verschiedene Gründe diskutiert werden (z.B. Absenkung der jurassischen Schichten erreichte nicht das Erdölfenster; Gasproduktion aus Alaunschiefer fand statt, bevor im Hangenden potentielle Speichergesteine vorhanden waren).



Abb. S6.5: Wurzelboden-Horizont als Hangend-/Liegend-Anzeiger.

In den höchsten Teilen der Aufschluss-Wände werden Geschiebelehme angeschnitten, die z.T. große Gesteinsblöcke enthalten (Abb. S6.6).



Abb. S6.6: Quartärer Geschiebelehm über Glassanden des Bathon; Nordwestrand der Grube.

3.2 Weitere Stationen in Zentral- und SE-Schonen

(Kurzbeschreibungen; Auflistung nach stratigraphischer Altersfolge; zusätzlich wird auf die Exkursionsführer im Literaturverzeichnis verwiesen; Lage der Aufschlüsse s. Abb. 3.2.1).

1) Steinbruch Skrylle, große Anlage mit mehreren Abbau-Sohlen, in Betrieb; ca. 10 km östlich von Lund, ca. 2 km südlich Södra Sandby.

Unterkambrium. Flachwasser-Siliziklastika der Hardeberga-Formation in unterschiedlichen faziellen Ausbildungen. Die Schichten werden von mächtigen permischen Doleritgängen durchschlagen; s. Calner & Lehnert, in Calner et al. (2013: S. 34-37).

2) Gebiet um Fågelsång, ca. 50 Einzelaufschlüsse; ca. 8 km östlich von Lund.

Kambrium/Ordovizium. Es handelt sich vorwiegend um tonige Sedimente, die in einem Tiefwasser-Milieu am Südrand von Baltica abgelagert wurden. Kalksteine treten nur untergeordnet auf; Lageplan mit genauer Position der Einzelaufschlüsse und detaillierte Beschreibungen in Bergström & Ahlberg (2004); kürzere Zusammenfassung s. Lehnert & Ahlberg, in Calner et al. (2013: S. 32-34).

3) Steinbruch Killeröd, stillgelegt, teilweise unter Wasser; ca. 13 km westlich Simrishamn, 800 m südwestlich von Listerum.

Mittelordovizium. Der sog. Komstad-Kalkstein stellt einen schmalen Ausläufer der im Zentral-Baltoscandischen Faziesgürtel (Abb. 2.2.1.1) großflächig verbreiteten Orthoceraten-Kalksteine dar; kürzere Zusammenfassung s. Ahlberg & Calner, in Calner et al. (2013: S. 26-28); s.a. Månsson (1993).

4) Rövarekulan, ca. 25 km nordöstlich von Lund; Aufschlüsse im Bråån-Tal.

Obersilur. Colonus-Schiefer; von der insgesamt mehrere 100 m mächtigen Abfolge von tonigen bis siltigen, z.T. auch sandigen Sedimenten ist hier eine ca. 15 m mächtige Wechsellagerung aufgeschlossen; s. Mehlkvist, Ahlberg & Calner, in Calner et al. (2013: S. 32).

5) Bälteberga, Schlucht im Råån-Tal, ca. 750 m westnordwestlich vom Herrenhaus Bälteberga.

Obere Trias (Nor). Vorwiegend grobkörnige Siliziklastika der Kågeröd-Formation, die in einem kleinen intramontanen Becken (syn-tektonisch) abgelagert wurden. Größere Klasten stammen aus dem präkambrischen Grundgebirge und den altpaläozoischen Deckschichten (z.B. unterkambrische Sandsteine); s. Norling et al. (1993: S. 32-33).

6) Djupadalsmölla, ca. 6 km ostnordöstlich von Röstänga; Aufschlüsse am Südhang des Flusses Rönne (z.B. ca. 100 m westlich der alten Brücke).

Unterer/Mittlerer Jura. Über kaolinisierten Gneisen des proterozoischen Grundgebirges folgt über einem geringmächtigen Konglomerat eine ca. 2 m mächtige Wechsellagerung von bunten Tonsteinen mit sandigen Einschaltungen, die z.T. Pflanzenreste enthalten. Darüber folgen jurassische Pyroklastika, die Fragmente aus den sedimentären Rahmengesteinen und dem Grundgebirge enthalten (Norling et al. 1993; Details zur Petrographie der Vulkanite in Augustsson 2001).

7) Kalksteinbruch Limhamn, ehemaliger ca. 70 m tiefer Tagebau mit mehreren Abbausohlen; tiefere Teile mit Wasser gefüllt (heute Naturschutzgebiet).

Unteres Tertiär (Dan). Fossilreiche Flachwasserkalke, die vor allem aus kleinen Bryozoen-Riffen (Bioherme) bestehen, die längliche, parallele Rücken bilden. Daneben findet man vor allem Korallen, Crustaceen-Bruchstücke und Crinoiden, unter-

geordnet Brachiopoden, Muscheln und Gastropoden. Sekundäre Verkieselungszonen enthalten auch Seeigel. Sog. „Hiatuskonkretionen“ belegen Sedimentationsunterbrechungen und submarine

Erosion (s. Bergström et al. 1982: S. 49-54); spezielle Fossilfunde: zwei Krokodilskelette.



Abb. 3.2.1: Lage weiterer Stationen in Zentral- und SE-Schonen; Nummern entsprechen der o.a. Auflistung.

4. Blekinge-Zone

Einen neueren Überblick über die Geologie der Blekinge-Zone geben u.a. Čečys & Benn (2007). Danach besteht das Grundgebirge dieser Region vorwiegend aus unterschiedlichen z.T. vergneisten Granitoiden und metamorph überprägten suprakrustalen Gesteinen, die in einem kurzen Zeitraum zwischen ca. 1.77 und 1.75 Ga entstanden sind (Abb. 4.1). Ältere Kruste ist nur in einer schmalen Zone nordwestlich von Karlskrona aufgeschlossen (Nättraby-Granit/Gneis, 1.81 Ga). Nach Norden wird die Blekinge-Zone durch die Småland-Blekinge-Deformationszone (SBDZ; s.u.) gegen die Transskandinavische Magmatische Zone (TMZ) abgegrenzt, in der generell auch höhere Intrusionsalter von bis zu 1.86 Ga vorkommen (s.a. Högdahl et al. 2004). Die N-S streichende Protogine-Zone trennt die Blekinge-Zone gegen das westlich anschließende Ostsegment des Svekonorwegischen Orogens ab, bei der es sich im Wesentlichen um frühproterozoische Kruste der TMZ mit Altern um 1.7 Ga handelt, die zwischen 1.1 und 0.9 Ga im Rahmen der Svekonorwegischen Orogenese durchgreifend aufgearbeitet wurde (s. Kap.1, Abb. 1.6).

Jüngere Granitoide mit Altern zwischen 1.46 bis 1.42 Ga, die früher gemeinsam mit etwas älteren Intrusionen zu einer größeren Gruppe anorogener (A-Typ) Granite zusammengefasst wurden, werden heute der sog. Danopolonischen Orogenese im südwestlichen Randbereich von Baltica zugordnet (z.B. Čečys 2004). Granite dieser Generation sind hier übergreifend sowohl in der Blekinge-Zone als auch in der TMZ vertreten (Karlshamn- und Eringsboda Pluton). Sie schneiden dabei auch

ungestört die SBDZ (Abb. 4.1), folglich muss deren tektonische Hauptaktivität in einem Zeitraum vor ca. 1.42 Ga gelegen haben.

Die Kinematik des östlichen Teils der SBDZ wurde von Obst et al. (2004) genauer untersucht. Danach liegt eine steil nach Süden einfallende duktile Scherzone vor, an der die Blekinge-Zone auf die TMZ aufgeschoben wurde und demnach ein tieferes Grundgebirgsstockwerk repräsentiert. Untergeordnet treten auch sinistrale Bewegungskomponenten auf. Dabei setzt sich die bis zu ca. 1,5 km breite SBDZ aus z.T. komplex verzweigten schmalen Scherzonen mit HT-Myloniten und stark zerscherten Gneisen zusammen. Im östlichen Abschnitt wird die SBDZ von einigen NNW streichenden Seitenverschiebungen segmentiert. Für den westlichen Teil der SBDZ liegen noch keine detaillierten strukturgeologischen Daten vor.

Zusätzlich werden noch weniger deutlich definierbare Deformationszonen angenommen (siehe z.B. Čečys & Benn 2007), von denen die NW-SE streichende Karlskrona-Deformationszone, aus der TMZ übergreifend durch den Zentralteil der Blekinge-Zone verläuft. Dabei grenzt sie zum einen die Granit-Plutone von Eringsboda und Karlshamn (s.o.) gegeneinander ab, zum anderen trennt sie zwei Lithotypen innerhalb der Gruppe der 1.76 Ga alten Granitoide (Tving-Granite im Osten gegen Granite/Tonalite im Westen). Die in Abb. 4.1 eingetragenen jungproterozoischen Doleritgänge gehören der sog. „Blekinge-Dalarna-Diabas-Gangschar“ an, die etwa parallel zur Protogine-Zone ausgerichtet ist und deren Verbreitung bis nach Norwegen reicht.

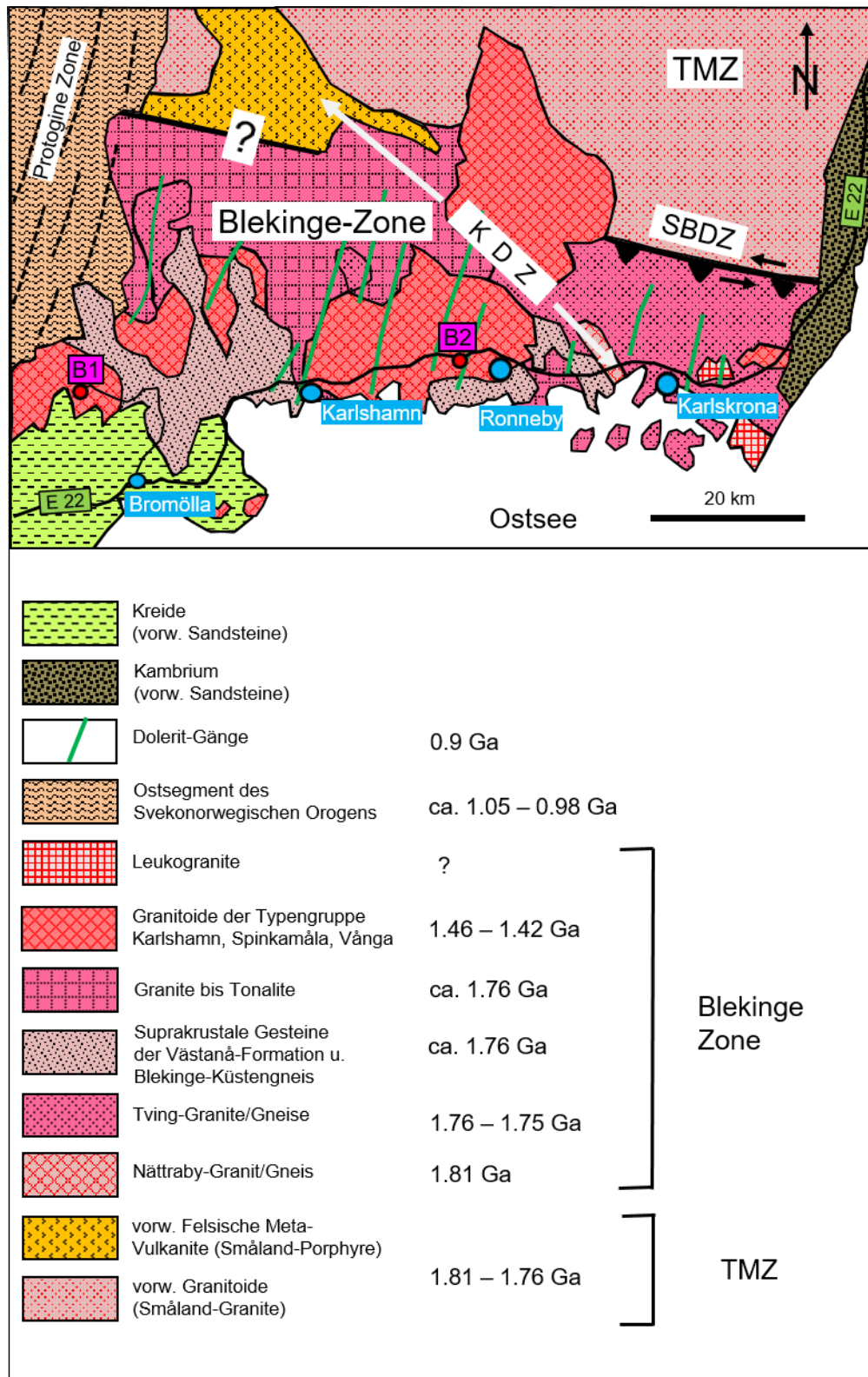


Abb. 4.1: Geologische Kartenskizze der Blekinge-Region; nach Čečys & Benn (2007) und Obst et al. (2004); Alterdaten z.T. aus Johansson et al. (2006); KDZ: Karlskrona-Deformationszone, SBDZ: Småland-Blekinge-Deformationszone, TMZ: Transskandinavische Magmatische Zone; Deformationszonen in der Protogine-Zone (gestrichelte Linien) schematisch; Stationen B1 und B2 siehe Kap. 4.1.

4.1 Stationen in der Blekinge-Zone

Die Lage der Stationen in der Blekinge-Zone (B1 und B2) wird in zwei getrennten Übersichtskarten

dargestellt (Abb. 4.1.1: Westteil; Abb. 4.1.2: Ostteil). Weitere Stationen sind in Kap. 4.2 aufgelistet.

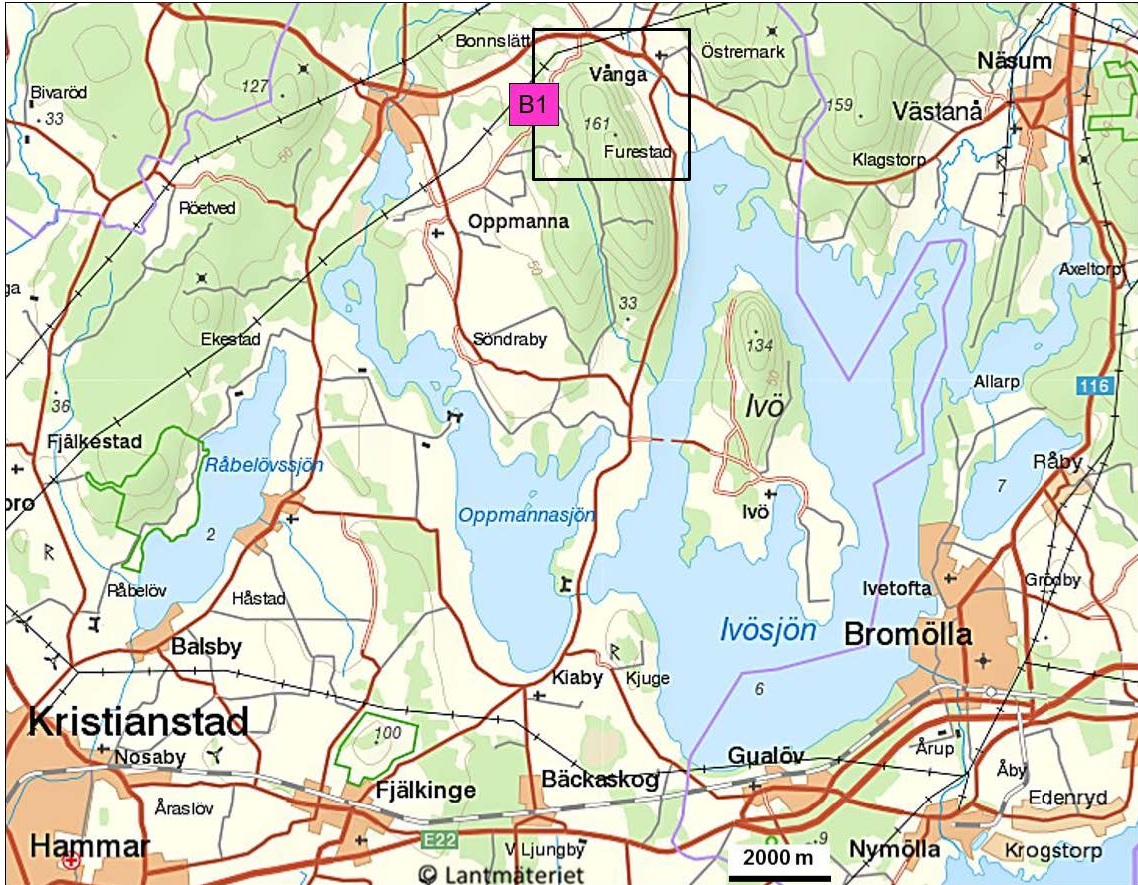


Abb. 4.1.1: Übersichtskarte mit Lage der Detailkarte zu Station B1 (Rahmen).

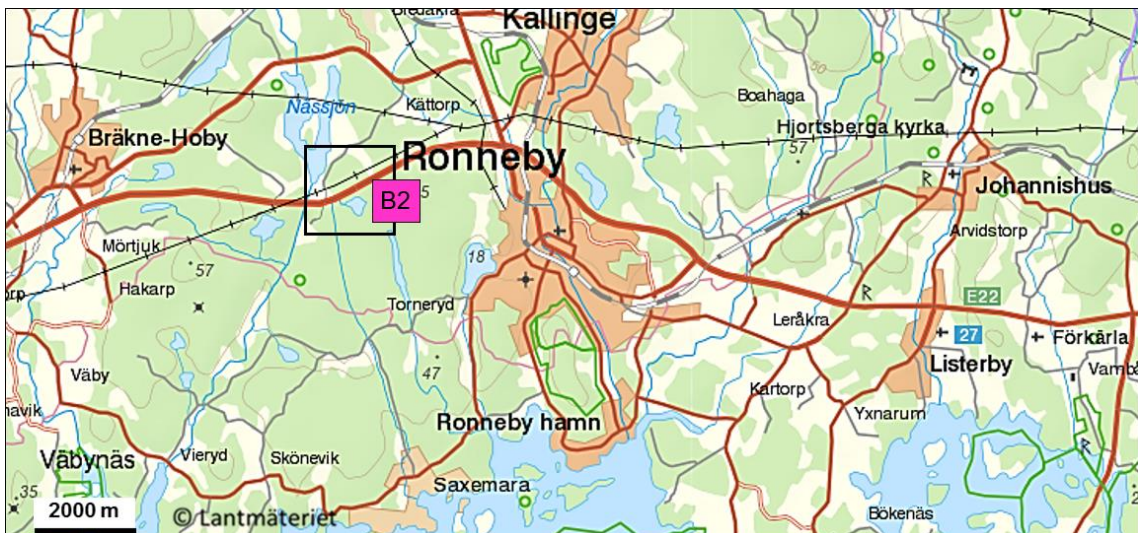


Abb. 4.1.2: Übersichtskarte mit Lage der Detailkarte zu Station B2 (Rahmen).

B1. Steinbrüche SW' von Vånga

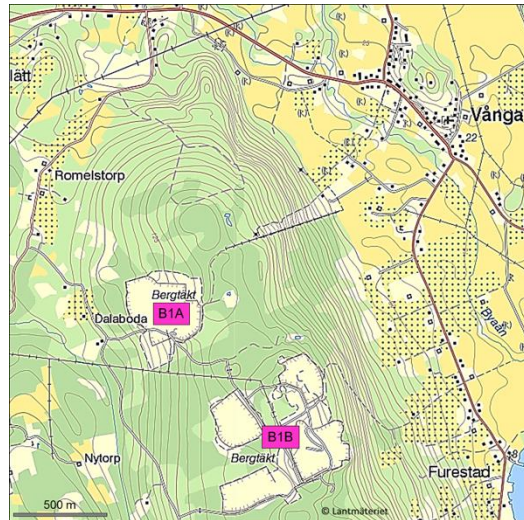
Die Steinbrüche befinden sich ca. 14 km nordnordwestlich von Bromölla entfernt.

Folgende Koordinaten gelten jeweils für das Zentrum der beiden größten Abbaugebiete („Bergträkt“):

H 6228100, R 1409550 (A);

H 6227400, R 1410200 (B)

Anfragen wegen Steinbruchsbegehungen an Emmaboda Granit, Tel.: (+46 471 488 83 oder 86)



Der Vånga-Granit zählt zur sog. Gruppe der „Karlshamn-Granite“ und ist wegen seiner markanten Rotfärbung und seiner mechanischen Eigenschaften ein weltweit vor allem für Fassadenplatten verwendeter Werkstein (gebräuchlichste Handelsbezeichnungen: „Vånga Rosso“ bzw. „Vånga Red“). Das Abbaugelände südwestlich von Vånga besteht aus mehreren tief eingeschnittenen

Steinbrüchen mit mehreren Sohlen (Abb. B1.1). Mineralogisch ist der Vånga-Granit recht homogen zusammengesetzt: 50% Kalifeldspat, 42% Quarz, 3% Plagioklas, 4% Biotit (Swedish National Testing and Research Institute) und fällt nach der Streckisen-Klassifizierung in das Feld der Alkalifeldspat-Granite. Seine Gefügespektren sind dagegen recht variabel.



Abb. B1.1: Blick in einen der tief eingeschnittenen Steinbrüche südwestlich von Vånga, siehe Lageplan Bereich B1B; Quelle: http://www.emmabodagranit.se/website1/sd_page/47/1/index.php?



Abb. B1.2: Polierter Anschnitt eines Granits vom Typ „Vanga Red“; Quelle: www.litosonline.com.

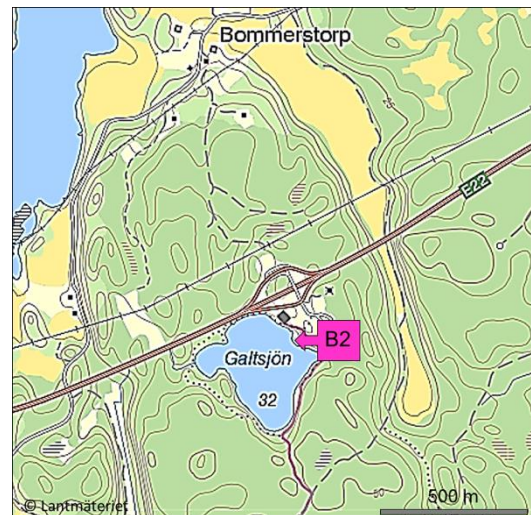
Der hier aufgeschlossene rote, meistens mittelkörnige Vånga-Granit (Abb. B1.2) zeigt größere längliche bis rundliche Kalifeldspäte und gräuliche Quarze in einer feinkörnigen Matrix aus Kalifeld-

spat und Quarz sowie etwas Plagioklas. Die wenigen Biotitaggregate sind unregelmäßig verteilt. Vereinzelt tritt auch stark alterierte Hornblende auf. Die Rotfärbung der Kalifeldspäte (meist Mikroklin) wird durch Hämatit-Imprägnierungen vor allem auf Spaltflächen (-Rissen) und Korngrenzen erzeugt. Der Granit ist schwach foliiert, und längliche Komponenten zeigen zusätzlich eine Vorzugsorientierung ihrer Langachsen. (Gefügebeschreibung nach K.J. Stein, in Altenburg 2011). Die steil einfallende Foliation streicht an dieser Lokalität um N-S bis NNW-SSE und steht demnach in Einklang mit einer von Čečys (2004) postulierten, syn- bis postmagmatischen Einengung (danopolonisch) in Richtung ENE-WSW (s.a. Abb. B2.3; aus Čečys & Benn 2007).

B2. Raststätte Galtsjön (E22)

H 6232660, R 1463180

Im Fels eingraviert, erinnert eine kleine Gedenktafel unmittelbar am Parkplatz an einen Besuch des schwedischen Königs Carl Gustaf und seiner deutschstämmigen Frau Sylvia im Jahre 1988. In der Raststätte liegt zeitweilig Informationsmaterial zur Region aus (z.T. auch kostenlose Straßenkarten).



Der Aufschluß liegt im Karlshamn-Pluton, der sich, bezogen auf die „Verschmelzung“ der Blekinge-Zone mit der TMZ, aus post-deformativen Graniten der jüngeren Generation (um ca. 1.45 Ga) zusammensetzt (Abb. 4.1). Es handelt sich hierbei um einen porphyrtigen Granit mit z.T. extrem großen Kalifeldspat-Phänokristen (bis ca. 7 cm), die bereichsweise deutlich eingeregelt sind und damit ein magmatisches Fließgefüge abbilden (Abb. B2.1). Die meisten Kalifeldspat-Phänokristen zeigen Karlsbader Zwillinge und besitzen teilweise helle Plagioklas-Säume. Mafische Schlieren stellen vermutlich Restite von größtenteils assimilierten Xenolithen dar (s.u., EF „**Restit - Xenolith - Autolith**“). In einer Wand unterhalb vom Parkplatz

der Raststätte enthält der Granit eine etwas feinkörnigere, diffus abgegrenzte Domäne, bei der es sich um einen Autolith handeln könnte. In einem kleinen Teilbereich (Abb. B2.2) steht eine feinkörnige Varietät an, die nur wenige und kleinere Phänokristen enthält und eine schwach entwickelte Foliation zeigt, deren Entstehung fraglich ist (magmatische Fließregelung und/oder duktile Verformung). Die genetische Beziehung zwischen dieser feinkörnigen Varietät und dem porphyrtigen Granit ist ebenfalls fraglich. Es ist nicht auszuschließen, dass es sich bei dem feinkörnigen Gestein um einen größeren Xenolith handelt.



Abb. B2.1: Porphyrtiger Alkalifeldspat-Granit, Aufschlusswand unterhalb der Schautafel am Parkplatz (Foto: Janeta Klaus 2011).



Abb. B2.2: Feinkörnige foliierte Varietät mit fraglicher Genese; Felsen neben der Schautafel (Foto: Janeta Klaus 2011).

Etwa altersgleiche Granite stellen der Vång-Granit (NE-Schonen), der Götemar- und Blå Jungfrun-Granit (Småland/Kalmar-Sund) sowie der Hammar- und Svaneke-Granit (Bornholm) dar.

4.2 Weitere Stationen in der Blekinge-Zone

(Kurzbeschreibungen; Lage der Stationen s. Abb. 4.2.1).

1a) Kullerön, ca. 6 km westsüdwestlich von Karlshamn,

1b) Halbinsel Lindö, ca. 10 km südsüdöstlich von Rönneby.

Blekinge-Küstengneis. Hierbei handelt es sich primär um vorwiegend felsische Vulkanite, die

Nach Čečýs & Benn (2007) ist für den Karlshamn-Pluton eine deutliche magmatische Foliation charakteristisch, deren Streichrichtung etwa dem Umriss des Plutons folgt. Während der späteren Abkühlungsgeschichte wurden verschiedene duktile bis spröde Strukturelemente bei ENE-WSW bis E-W orientierter Hauptnormalspannungsrichtung (σ_1) aufgeprägt (Abb. B2.3).

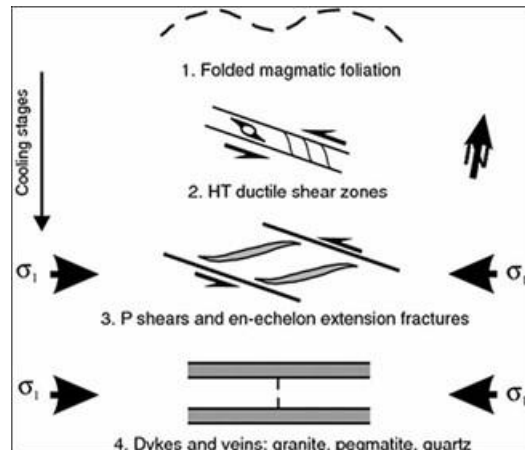


Abb. B2.3: Vorherrschende Makrostrukturen bzw. -gefüge im Karlshamn-Pluton; aus Čečýs & Benn (2007).

Restit - Xenolith - Autolith

Beim Aufschmelzen von Sedimenten bzw. Paragneisen bleiben insbesondere dunkle (mafische) Minerale erhalten und bilden sog. **Restite** in dem neu entstandenen Magma bzw. Magmatit. Wegen des i.d.R. hohen Gehalts an blättchenförmigem Biotit sind diese Restite oft schlierenförmig.

Bruchstücke, die aus dem Rahmengestein in eine Magmenkammer fallen, bezeichnet man als **Xenolithe**. Auch sie können teilweise aufschmelzen und dabei Restite hinterlassen.

Autolithe sind Aggregate von Frühkristalliten, die sich i.d.R. früh am Rand einer Magmenkammer bilden und dann (wie Xenolithe) abbrechen und zurück in die Magmenkammer gelangen.

grünschiefer- bis amphibolitfaziell vergneist wurden, z.T. treten auch migmatische Gefüge auf (1b). Die Küstengneise werden teilweise der altersgleichen Västana-Formation zugeordnet, die durch höhere Anteile an Meta-Siliziklastika und Meta-Basite gekennzeichnet ist. Insgesamt zählen diese Gesteine zu den älteren Einheiten der Blekinge-Zone (Abb. 4.1); denn sie werden von den jüngeren Granitoiden der „Karlshamn-Generation“ intrudiert.

2) Björketorpsstenen, (Kulturstopp), ca. 1,8 km westlich von Listerby (ca. 7 km östlich Rönneby) Abzweig von der E22 (Tvingvägen), 300 m nach N.

Runenfeld. Runstein-Komplex auf einem Gräberfeld aus dem 7. Jh. n.Chr. (jüngere Eisenzeit). Nur der etwa 4 m hohe „Björketorp Runsten“ stammt ursprünglich von diesem Ort, alle anderen Runensteine wurden aus Blekinge zusammengetragen. Die Lokalität liegt an einem damals bedeutenden Verkehrsweg (Hjortsberga-Route).

3) Straßenanschnitt östlich von Bromåla, ca. 7 km nordöstlich von Rödeby.

Tving-Granit. Der Aufschluß liegt unmittelbar südlich der Småland-Blekinge-Deformationsszone (SBSZ). Der dort anstehende graue bis rötlich-graue Tving-Granit besitzt eine unterschiedlich stark ausgeprägte NW-SE streichende Foliation, die vor allem durch mafische Komponenten abgebildet wird. Er enthält große rötliche Kalifeldspäte mit unregelmäßigen Formen, die nach Altenburg

(2011) durch Fragmentierung idiomorpher Phäno-kristen entstanden sein könnten. Hierbei handelt es sich vermutlich um eine syn-magmatische Verformung der Frühkristallite während des Magmenaufstiegs bzw. der Platznahme. Mit Annäherung an die SBDZ nehmen duktile Gefügeprägungen zu (Flasergneise, Mylonite).

4). Ehemaliges Schotterwerk Bollasjö Grube an der Reichsstraße 23 zwischen Spjutsbygd und Nävrågöl unmittelbar nördlich der Bahnstation „Bollasjö grusgrop“.

Småland-Blekinge-Deformationszone (SBDZ, Abb. 4.1). Am Rand der unter Wasser stehenden Grube ist eine Wechsellagerung aus unterschiedlich stark deformierten Gneisen und Metabasiten aufgeschlossen (s. Lindh et al. 2001, Fig. 3). Die steilstehende Foliation streicht ca. 110°, was dem generellen Verlauf der SBDZ entspricht. Die Ausgangsgesteine werden dem Übergangsbereich zwischen Tving-Graniten im Süden und Småland-Graniten im Norden zugeordnet.



Abb. 4.2.1: Lage weiterer Stationen in der Blekinge-Zone; Nummern entsprechen der o.a. Auflistung.

5. Öland

Die kambro-ordovizische Schichtenfolge Ölands besteht aus Plattformsedimenten, die in küstenferner Position auf der Rumpffläche des Proterozoikums abgelagert wurden. Der Ablagerungsraum liegt im sog. „Central Baltoscandian Confacies Belt“ (s Kap. 2.2.1, Abb. 2.2.1.1). Die aufgeschlossene Schichtenfolge reicht vom obersten U'Kambrium bis in das M'Ordovizium (Abb. 5.1 und 5.2). Dabei wechselt die Lithologie von Siliziklastika im Unter- und Mittelkambrium über Alaunschiefer im Oberkambrium und untersten Ordovizium hin zu flachmarinen Kalksteinen (u.a. „Orthoceratenkalke“) in den hangenden Einheiten. Die Gesamtmächtigkeit dieser Abfolge schwankt zwischen ca. 155 m im Norden (Bohrung Böda Hamn; Hessland 1955) und ca. 200 m im Süden (gemittelter Wert; z.B. Stephansson 1971). Innerhalb einzelner Schichtglieder treten Fazies-Differenzierungen auf (z.B. Nordlund 1989), bis hin zu kompletten Schichtausfällen (Abb. 5.2 und Querprofile in Abb. 5.1). Auch markante Farbwechsel in der Schichtenfolge der ordovizischen Kalksteine (grau gegen rötlich) sind oft nicht horizontbeständig (detailliertere Angaben zur Sedimentologie, Biofazies etc. siehe Erläuterungen zu den Aufschlüssen).

Die Schichten fallen flach nach E ein, wodurch generell die ältesten Schichten an der Westküste aufgeschlossen sind und die Hangenden Einheiten sich nach E anschließen (Abb. 5.1). Entsprechend treten die tiefer liegenden stratigraphischen Einheiten des Unterkambriums an der Ostseeküste des Festlandes und das Hangende Silur auf Gotland zu Tage (Abb. 2.1.2). Auf Öland wird dieses Bild durch eine flache, weitgespannte Aufwölbung um eine flach nach E abtauchende Achse modifiziert. Dadurch treten an der Westküste die ältesten Schichten in den zentralen Abschnitten zu Tage und verjüngen sich jeweils nach N und S.

Wie an vielen Orten Skandinaviens, werden auch hier zusätzliche geologische Informationen aus glazial verdrifteten erratischen Blöcken gewonnen. So beschreibt z.B. Neumann (1986) rugose Korallen des oberen Ordoviziums in erratischen Blöcken, die vermutlich aus östlich von Öland gelegenen (heute) submarinen Aufschlüssen stammen.

Das generelle Einfallen der Schichten nach E bedingt entsprechende Küstenformen, d.h. teilweise

steile Felsküsten im Westen (gute natürliche Aufschlüsse), im Osten dagegen flache Wiesenufer und Sandstrände.

Abgesehen von der o.g. weitgespannten Aufwölbung gibt es auf Öland keine nennenswerten tektonischen Prägungen. Es treten lediglich in verschiedenen stratigraphischen Horizonten (mittleres Kambrium bis mittleres Ordovizium) unterschiedlich dimensionierte runde Domstrukturen oder rückenförmige Schichtaufwölbungen auf, für die Stephansson (1971; Abb. 5.3) weitgehend atektonische Entstehungsprozesse annimmt und unter dem Begriff „Gravity Tectonics“ abhandelt. Bei den stratigraphisch höher positionierten Strukturen soll es sich vorwiegend um Tondiapire mit Bezug zu den liegenden Alaunschiefern handeln. Die Länge der Rücken beträgt max. 30 km, mit Breiten zwischen 50 und 300 m und Höhen von bis zu wenigen Metern. Die Durchmesser der domförmigen Strukturen variieren von wenigen m bis zu ca. 200 m. Dass im Nordteil von Öland größere Tondiapire fehlen, wird durch zu geringe Mächtigkeiten der Alaunschiefer erklärt. Teilweise handelt es sich bei diesen Aufwölbungsstrukturen jedoch vermutlich eher um Einengungsphänomene, die durch Volumenzunahme während der frühdiagenetischen Zementation der ordovizischen Kalksteine hervorgerufen wurden. Insbesondere in den größeren rückenförmigen Strukturen hat eine höhere Kluftdichte teilweise zu einer stärkeren Verkarstung geführt. Eine besonders markante Struktur stellt der Mossberga-Dom mit einem Durchmesser von ca. 4 km dar (Abb. 5.4). In seinem Zentrum treten aufgewölbte, d.h. rundum nach außen (mit max. 10°) einfallende Schichten des Mittel- und Oberkambriums zu Tage, die von ordovizischen Kalksteinen umrahmt werden. Durch eine Bohrung im Zentrum dieser Domstruktur und geophysikalische Daten konnten konkretere Aussagen über ihre dreidimensionale Form und damit auch über ihre mögliche Entstehung gemacht werden (Stephansson 1971, S. 67-70). Danach soll ein kleiner Inselberg aus präkambrischen Meta-Quarziten die Ursache für eine lokale gravitative Instabilität (Heterogenität) sein. Dadurch wurden mechanisch mobilere Ton-/Alaunschiefer in Folge des Überlagerungsdrucks durch die hangenden ordovizischen Kalksteine an den Flanken dieses Inselbergs nach oben gepresst und dabei verstellt.

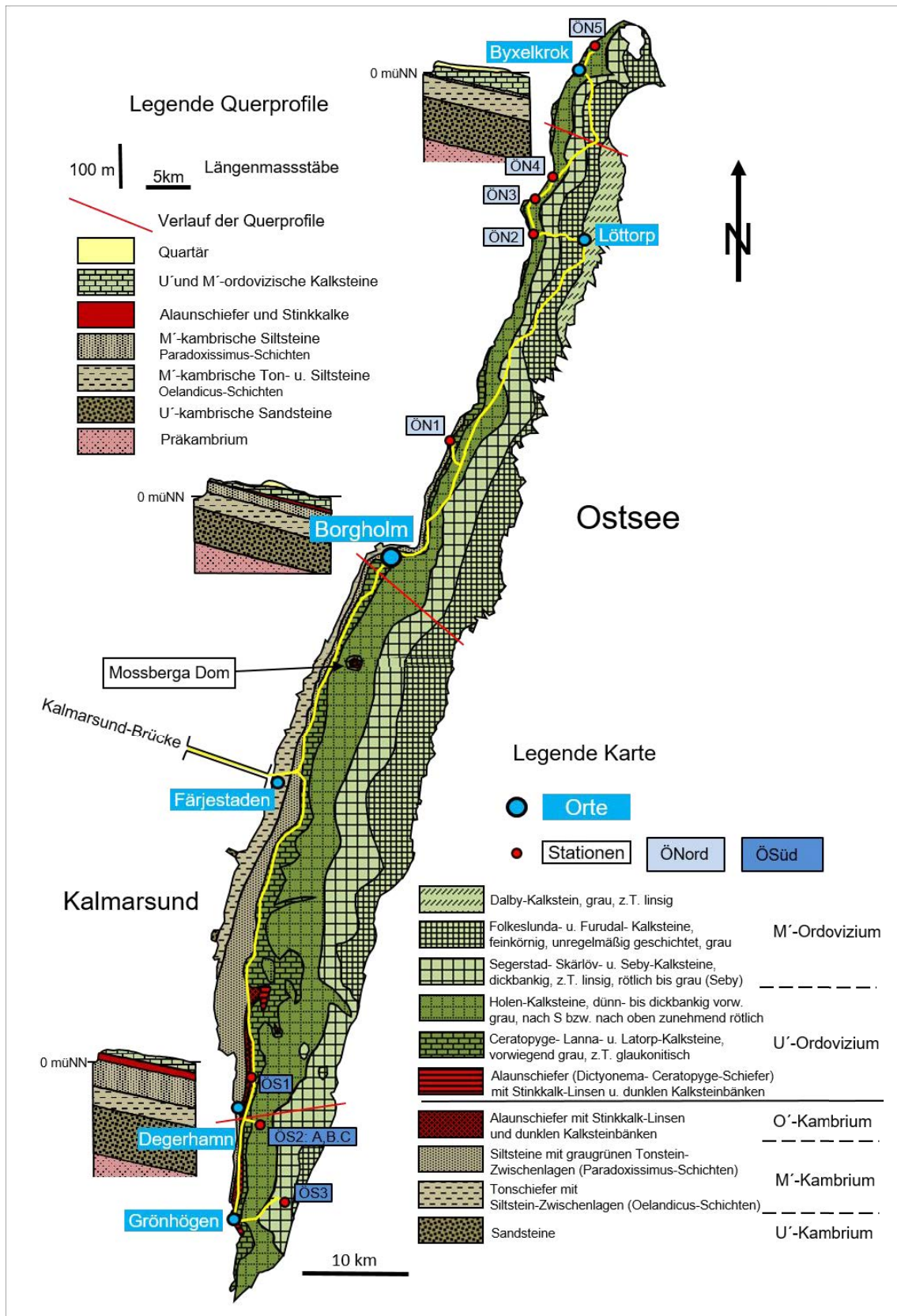
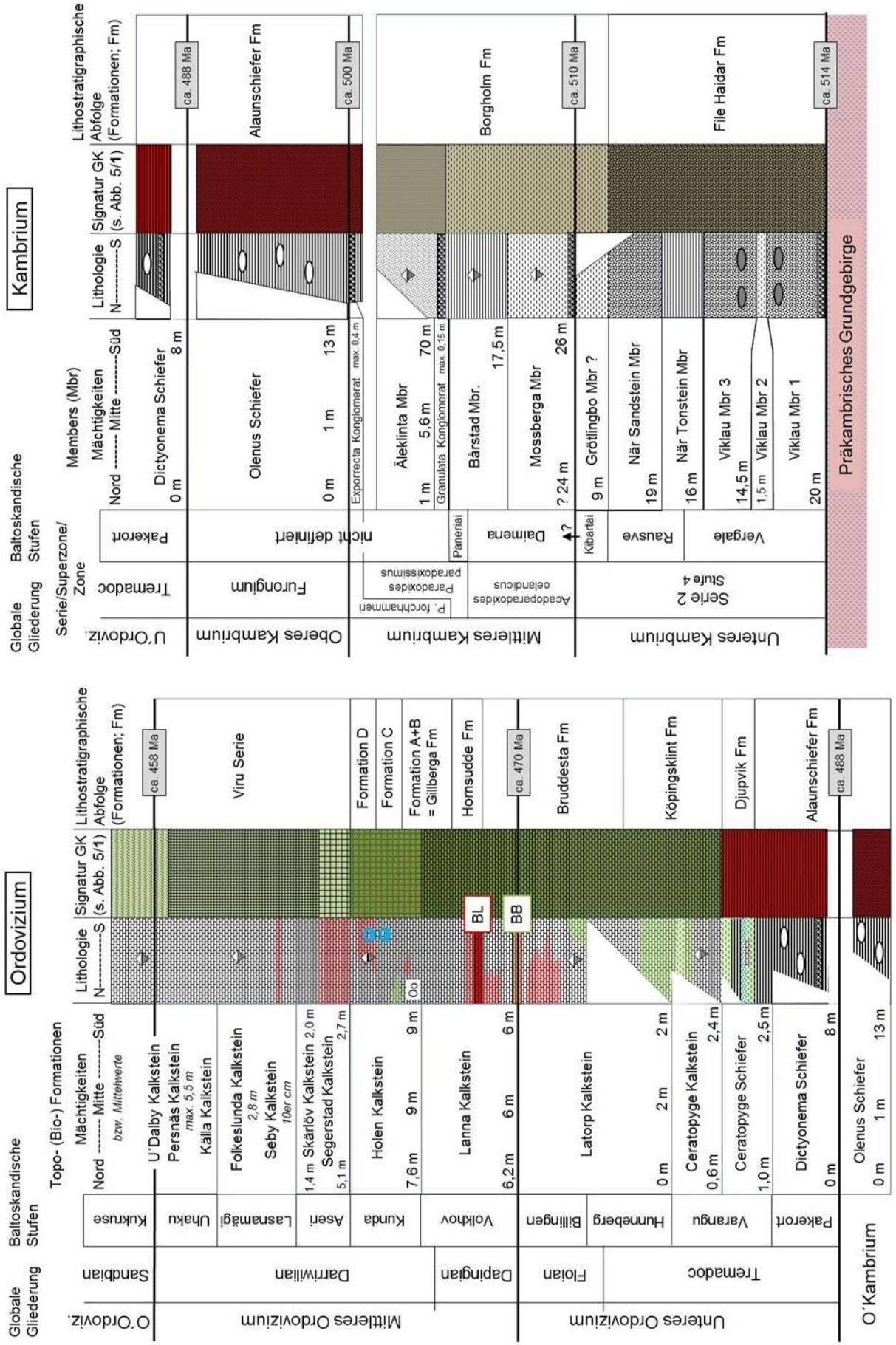


Abb. 5.1: Geologische Kartenskizze von Öland mit Stationen und Fahrtroute; Karte umgezeichnet nach einer Kompilation von Stephansson (1971); Querprofile nach Müllern & Pousette (1981); Farbgebung wurde z.T. der „Berggrundskartan Kalmar Län“ (SGU serie Ban r 66) angepasst.



Vorherrschende Lithologie



Abb. 5.2: Stratigraphie des Altpaläozoikums von Öland (Kambrium, Ordovizium), zusammengestellt aus folgenden Quellen: Calner et al. 2013, Dahlqvist et al. 2013, Gedda, 1993, Hessland 1955, Jaanusson & Mutvei 1982, Lindström 1979, Müllern & Pousette 1981, Nielsen & Schovsbo 2007, 2011, Stephansson 1971, Stouge 2004, Wamel 1974. Weitere stratigraphische Profile sind z.T. bei den Erläuterungen zu den Aufschlüssen angeführt.

Die Landoberfläche zeigt sehr unterschiedliche Ausbildungsformen. Eine markante Landschaftsform stellt die sog. „Alvaret“ dar, die weite Flächen in Mittel- und Südöland einnimmt (s.u., EF „**Alvar, Stora Alvaret**“). Charakteristisch sind baumlose Heideflächen, häufig durchsetzt mit Bereichen, in denen der felsige, z.T. leicht verkarstete Untergrund zu Tage tritt (hier: die o.g. ordovizischen Orthoceren-Kalksteine). Die Alvar-Bildung ist an spezielle Klimabedingungen (kalte Winter, heiße trockene Sommer) und eine stark wechselnde Durchfeuchtung der Böden gebunden.

Besonders im Süden Ölands sind Teile der Oberflächenmorphologie durch fossile Strandterrassen

verschiedener Entwicklungsstadien der Ostsee geprägt (Details z.B. in Königsson 1979), die vorwiegend Küsten-parallele Höhenrücken bilden (Abb. 5.5). Dabei stellen die Ancyclus-Wälle wegen ihrer Höhenlage bevorzugte frühe Besiedlungsräume dar, insbesondere entlang der Westküste.

Die anhand von Gletscherschrammen ermittelten Eistransportrichtungen streuen um ca. 190°. Lokal sind infolge der Eisbewegungen oberflächennah anstehende Schichten deformiert worden (Königsson & Linde 1977). Anfällig hierfür sind u.a. Grenzflächen zwischen Gesteinen mit deutlich unterschiedlichen Materialeigenschaften.

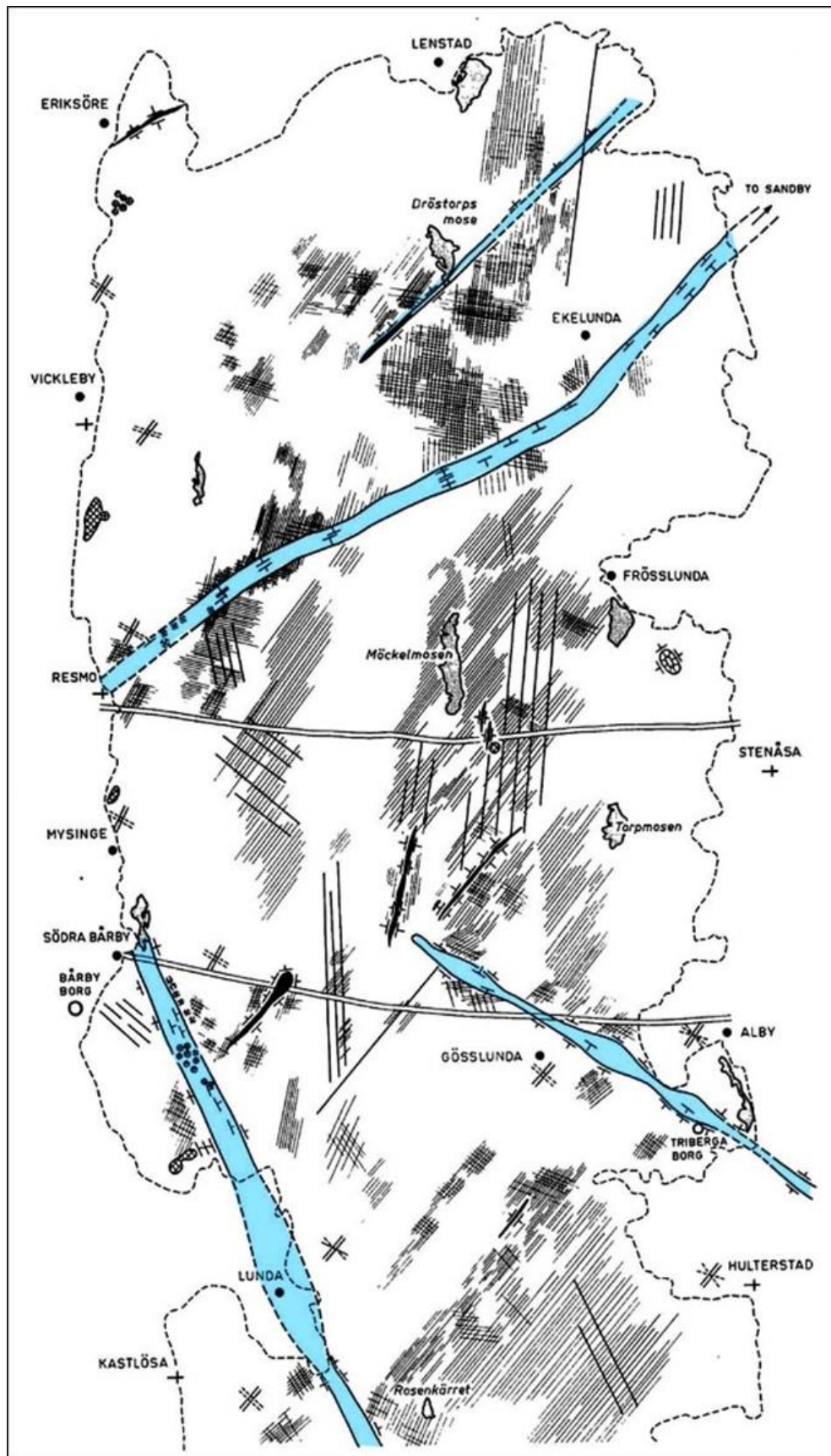


Abb. 5.3: Strukturkarte für einen Teil von Südöland mit linearen Aufwölbungszonen (blau); aus Stephansson (1971); nachkoloriert; weitere Erläuterungen im Text.

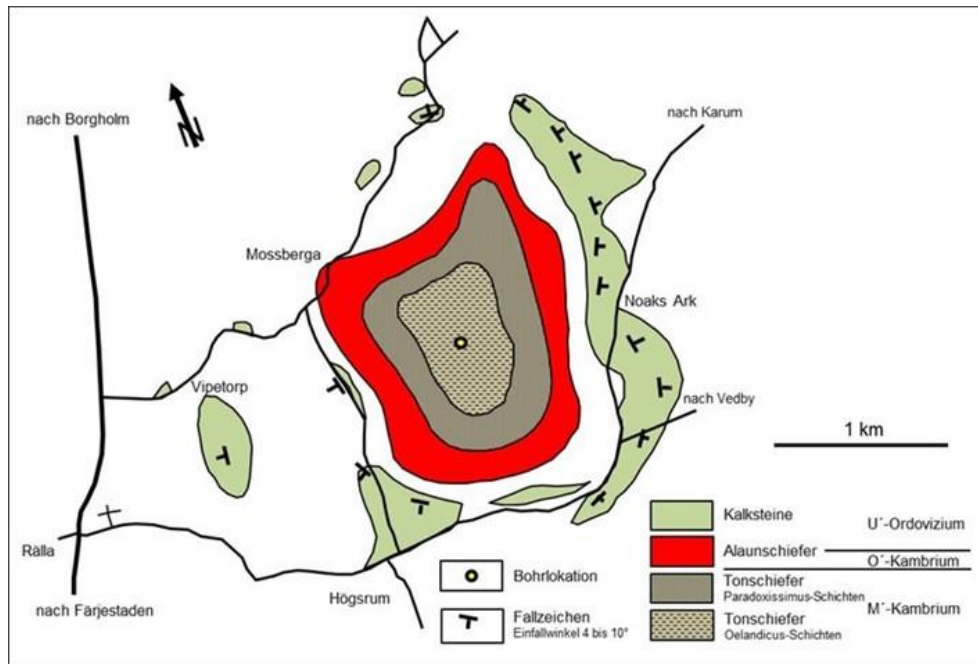


Abb. 5.4: Mossberga-Domstruktur; nach Stephansson (1971); Lage siehe Abb. 5.1.

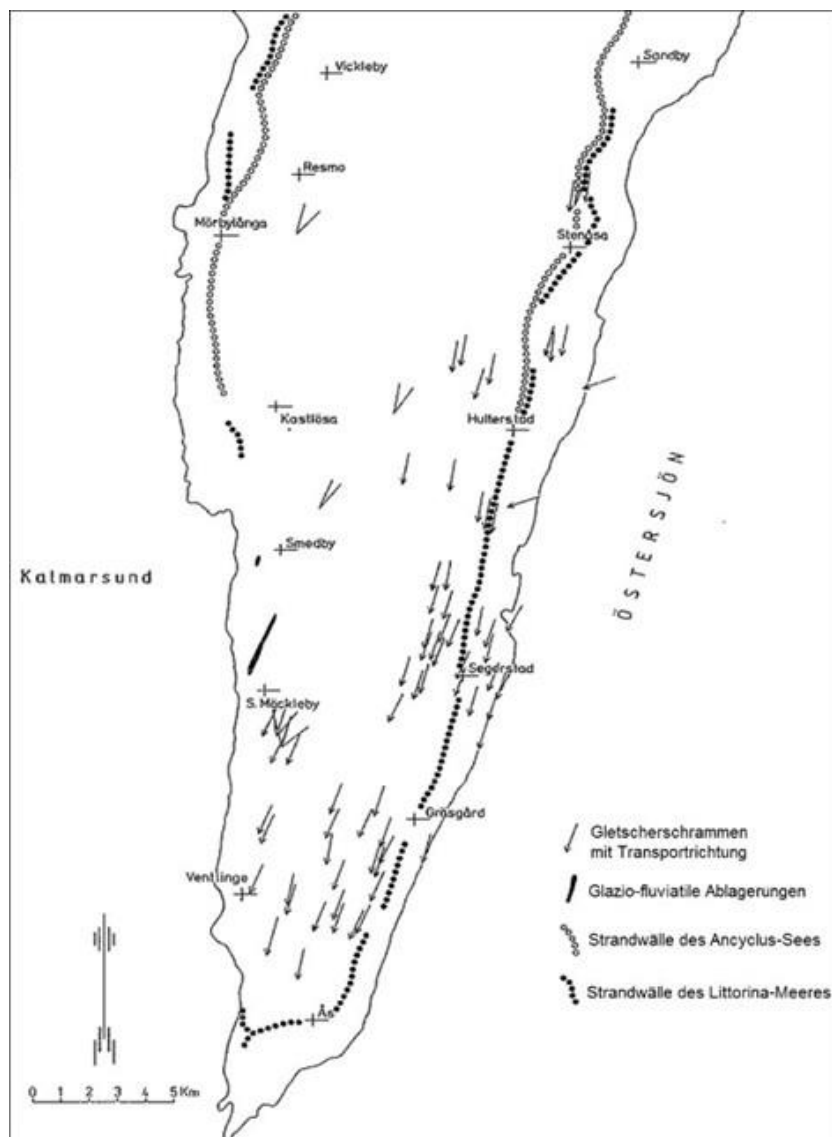


Abb. 5.5: Strandwälle und Eistransportrichtungen auf Südöland; verändert nach Rudmark (1980); aus Björk et al. (2010).

Alvar

„Alvar“ bezeichnet im Schwedischen ein weitgehend baumloses, für Ackerbau wenig geeignetes Land mit einer dünnen Vegetationsschicht auf einem Untergrund aus festen Kalksteinen. Unter Einwirkung spezieller Klimabedingungen (kalte Winter, heiße trockene Sommer, verbunden mit einer stark wechselnden Durchfeuchtung der Böden) konnte sich auf diesem Untergrund eine besonders große Vielfalt an Biotopen mit zahlreichen Pflanzen- und Tierarten entwickeln.

Stora Alvaret

Das „Stora Alvaret“ im Süden Ölands nimmt ca. ein Viertel der Inseloberfläche ein. Kleinere Alvarflächen kommen auch an anderen Stellen vor. Charakteristisch sind baumlose Heideflächen, häufig durchsetzt mit Bereichen, in denen der felsige, z.T. leicht verkarstete Untergrund zu Tage tritt (hier: ordovizische Orthoceren-Kalksteine). Als Beispiel für die artenreiche Flora seien an dieser Stelle die ca. 35 Orchideenarten und die ungewöhnliche Vielfalt an Strauch- und Krustenflechten erwähnt. In Verbindung mit der Agrarlandschaft Süd-Ölands wurde das Stora Alvaret im Jahr 2000 von der UNESCO zum 11. Weltkulturerbe Schwedens erklärt: *„Die heutige Landschaft des südlichen Öland ist ebenso sehr von ihrer langen Kulturgeschichte wie von geologischen und topographischen Gegebenheiten geprägt. Die Bauernlandschaft des südlichen Öland ist ein einzigartiges Beispiel dafür, wie der Mensch vielförmige Landschaft (...) auf optimale Weise nutzt.“*

Gegenwärtig ist dieser Welterbe-Status wegen Errichtung von Windparks gefährdet.

5.1 Stationen auf Nord-Öland

Die genaue Lage der Stationen ist in zwei Übersichtskarten dargestellt (Abb. 5.1.1 und 5.1.2; man beachte die unterschiedlichen Maßstäbe).



Abb. 5.1.1: Übersichtskarte mit Lage der Station ÖN1; Rahmen entspricht der Kartenskizze zum Aufschluss.



Abb. 5.1.2: Übersichtskarte mit Lage der Stationen ÖN2 bis ÖN5; Rahmen entsprechen den Kartenskizzen zu den jeweiligen Aufschlüssen.

ÖN1. Äleklinta

H 6317130, R 1558767

Der Küstenaufschluss kann vom Strand aus, von Äleklinta nach Norden gehend, erreicht werden. Eine andere Möglichkeit bietet ein Trampelpfad der oberhalb der Klippen beginnt (s. „P“= Parkmöglichkeit) und etwa am Südende des Aufschlusses die Küste erreicht. Auf diesem Weg sind teilweise Schichten des Unterordoviziums aufgeschlossen, die auch im Spektrum der Strandgerölle zu finden sind.



In der ca. 8 m hohen Klippe (Abb. ÖN1.1) sind Teile der Paradoxides Paradoxissimus-Superzone des Mittleren Kambriums aufgeschlossen (Weidner & Nielsen 2009; Abb. ÖN1.2), und zwar der oberste Teil, der heute als „Äleklinta-Member“ bezeichneten Abfolge (ältere Bezeichnungen: „Paradoxissimus Sand- oder Siltstein“, „Tessini-Sandstein“; s.a. Nielsen & Schovsbo 2006). Nach Angaben von Weidner & Nielsen (2009) nimmt die Mächtigkeit dieser Abfolge vom Süden Ölands (ca. 70 m) nach Norden drastisch ab (1 m in Bohrung Böda Hamn). Die am Kliff von Äleklinta aufgeschlossene ca. 5 bis 6 m mächtige Schichtenfolge (Abb. ÖN1.3) besteht im Wesentlichen aus dünnbankigen Siltsteinen mit Einschaltungen von Feinsandsteinen (mit zunehmend calcitischer Matrix zum Hangenden hin) und Tonsteinen. In einigen Horizonten tritt auch Glaukonit und Pyrit auf. Die Ablagerung erfolgte in einer flachen marinen Bucht unter dem Einfluss wechselnder Strömungs- bzw. Transportrichtungen. Im oberen Teil des Aufschlusses folgt ein ca. 2 m mächtiger Abschnitt der Alaunschiefer-Formation mit einem polymiktischen Konglomerat an der Basis, dessen unterordovizisches Alter durch Conodonten belegt ist (Stouge 2004). Demnach wären oberkambrische

Teile der Alaunschiefer-Formation hier nicht vertreten, was frühere Annahmen widerlegt (z.B. Gedda 1993).



Abb. ÖN1.1: Küstenaufschluss Äleklinta.

Biostratigraphy (Westergård 1944, 1946)		Lithostratigraphy (Nielsen & Schovsbo 2006)		Revised biostratigraphy (This paper)	
<i>Paradoxides forchhammeri</i> Stage		Alum Shale Fm	Exporrecta Conglomerate Bed (0.5–0.6 m)	<i>Paradoxides forchhammeri</i> Superzone	
<i>Paradoxides paradoxissimus</i> Stage	<i>Hypagnostus parvifrons</i> Zone		Alum Shale (0–0.5 m)	<i>Paradoxides paradoxissimus</i> Superzone	<i>Acidusus atavus</i> Zone
	<i>Tomagnostus fissus</i> - <i>Ptychagnostus (P.) atavus</i> Zone	Mörbylilla conglomerate (0.2 m)	<i>Triplagnostus gibbus</i> Zone		
	<i>Ptychagnostus (T.) gibbus</i> Zone	Äleklinta Mbr (63–68 m)			
<i>Paradoxides oelandicus</i> Stage		Borgholm Fm	Granulata Conglomerate Bed (0.25 m)	<i>Acadoparadoxides oelandicus</i> Superzone	
			Bårstad Mbr (18 m)		

Abb. ÖN1.2: Gegenüberstellung verschiedener stratigraphischer Gliederungen für das Mittlere Kambrium von Öland; aus Weidner & Nielsen (2009). Für die Tabelle in Abb. 5.2 wurden weitgehend die lithostratigraphischen Angaben von Nielsen & Shovsbo (2006) übernommen.

Die Siliziklastika der Äleklinta-Abfolge beinhalten ein reiches Spektrum an Spurenfossilien (Abb. ÖN1.4 und 1.5) und anderen Sedimentgefügen (Martinsson 1965), deren Entstehung (biogen/nicht biogen) z.T. fraglich ist. Sehr häufig findet man Sohlmarken als erhabene Formen an den Unterseiten von Feinsandsteinen, u.a. von kerbenförmigen Eindrücken, die als Abdrücke von „Trilobiten-Wangenstacheln“, interpretiert werden (Abb. ÖN1.5). Im Spektrum der Spurenfossilien dominieren *Teichichnus* und *Planolites* (Gedda 1993). Seltener sind dagegen Lauf- Grab- und Ruhespuren von Trilobiten (*Diplichnites*, *Cruziana*, *Rusophycus*), deren Ansprache z.T. problematisch ist (Abb. ÖN1.6 und 1.7). Als weitere Spurenfossilien sind u.a. Schrumpfungsmarken zu nennen, deren Entstehung in Verbindung mit einer Besiedlung durch mikrobielle Matten in einem flachmarinen Milieu erklärt wird (z.B. Calner & Eriksson 2011).

An körperlichen Fossilien sind vor allem Schill-Lagen mit Bruchstücken von Paradoxides (vor allem Wangenstachel) zu erwähnen, die im unteren Abschnitt der Schichtenfolge auftreten (Abb. ÖN1.8).

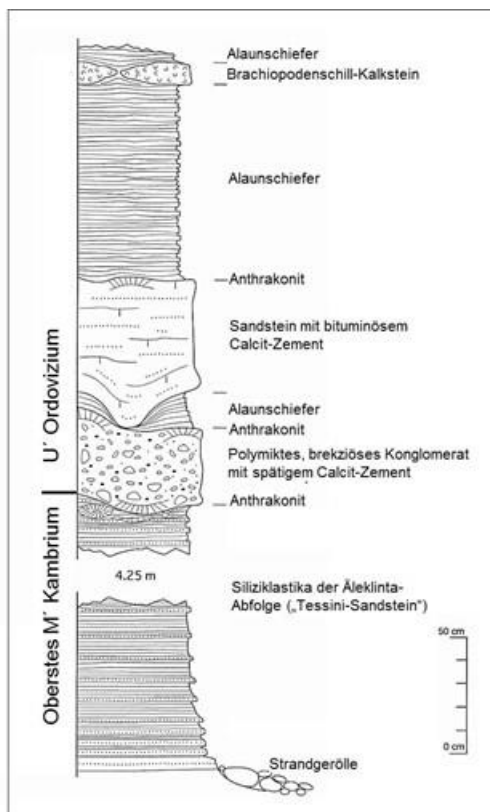


Abb. ÖN1.3: Lithostratigraphisches Profil Äleklinta; aus Stouge (2004); leicht verändert.



Abb. ÖN1.4: Fossile Kotschnüre.



Abb. ÖN1.5: Vermutete Einschlagspuren von „Trilobiten-Stacheln“, daneben parallel ausgerichtete Schleifmarken (Foto: Marja Kröger & Christof Liebermann 2009).

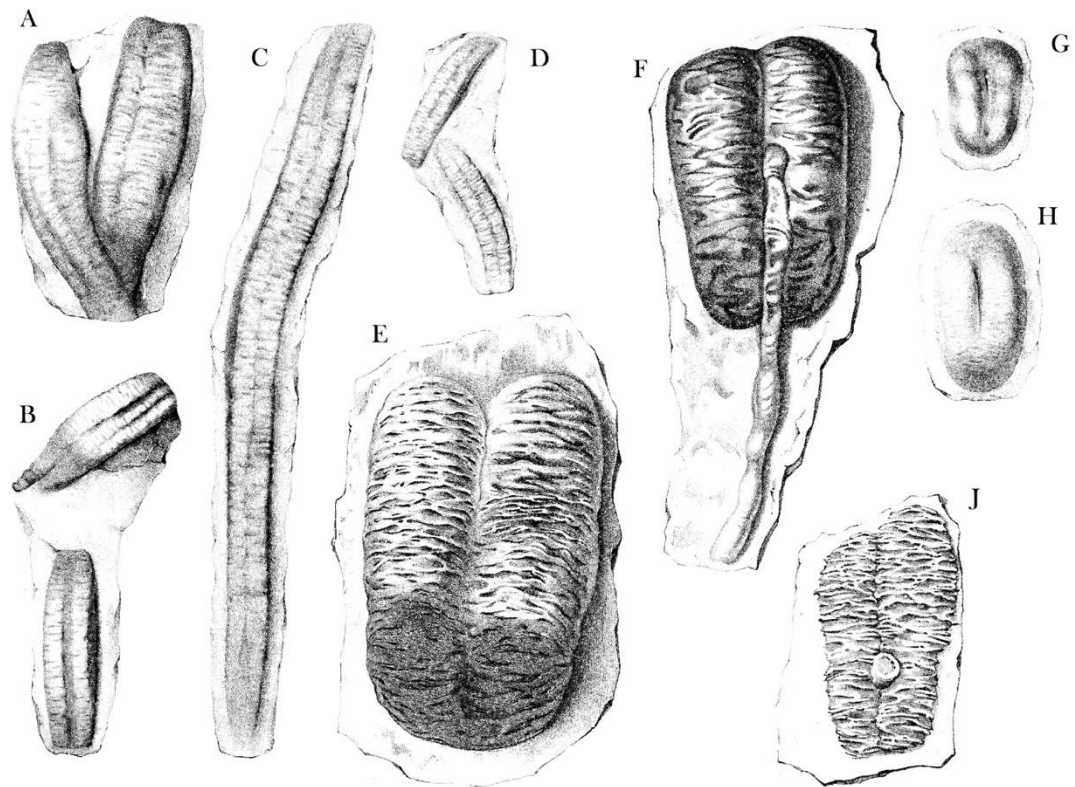


Abb. ÖN1.6: Historische Zeichnungen von den Spurenfossil-Gattungen *Cruziana* und *Rusophycus* (veränderte Original-Bildtafeln); seinerzeit als Pflanzenfossilien betrachtet und alle als *Rusophycus* klassifiziert. **A+B:** „*Rusophycus clavatus*“ (heute eher als *Cruziana* anzusprechen), **C+D:** „*Rusophycus subangulatus*“ (heute als *Cruziana* anzusprechen), **E+F:** *Rusophycus bilobatus*, **G+H:** *Rusophycus pudicus*, **J:** *Rusophycus bilobatus*; Quelle: James Hall (1852); gemeinfrei; Palaeontology of New York. Volume 2. (archive.org).

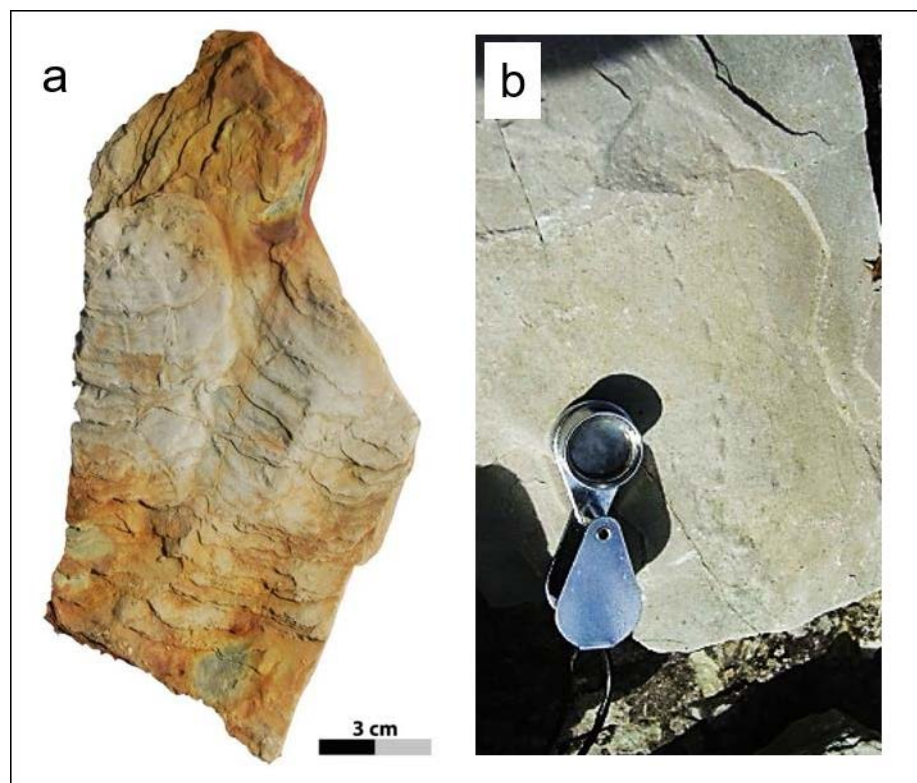


Abb. ÖN1.7: Fragliche Bewegungsspuren von Trilobiten (Fotos: Marja Kröger & Christof Liebermann 2009): **a.** Eingrabspur (*Cruziana*), **b.** Laufspur (*Diplichnites*).

Aus verschiedenen Sedimentstrukturen, die auch in anderen Aufschlüssen im Mittelkambrium Ölands beobachtet wurden (vor allem Strömungsrippeln), lässt sich für diesen Zeitabschnitt eine im Mittel SW-gerichtete Strömung ableiten (Martinson 1965), die zeitweilig auch in eine gegenläufige NE-Richtung wechselte (Gedda 1993).

Im Spektrum der Strandgerölle findet man, neben den meist plattigen Silt- und Sandsteinen der Äleklinta-Abfolge, vor allem Gesteine der hangenden Schichten, u.a. große Anthrakitblöcke aus der Alaunschiefer-Formation (vergl. Station/Aufschluss ÖS2A.5) sowie unterordovizische Kalksteine, die im bewachsenen Teil des Kliffs anstehen.



Abb. ÖN1.8: Feinsandstein mit Trilobitenschill; vorwiegend Bruchstücke von Paradoxides-Wangenstacheln (Foto: Marja Kröger & Christof Liebermann 2009).

ÖN2. Kristinelund

H 6338610, R 1567450

Der Küstenaufschluss mit seinen treppenförmig angeschnittenen Kalkstein(sitz)bänken (Abb. ÖN2.1) eignet sich gut als Rastplatz.



Bei den im Küstenaufschluss Kristinelund (Abb. ÖN2.1) anstehenden mittelordovizischen Kalksteinen der Kunda-Stufe (Holen-Kalkstein; vergl. Abb. 5.1 und 5.2) handelt es sich um einen Biomikrit, der als Makrofossilien vor allem Orthoceraten enthält (Abb. ÖN2.2), deren Gehäuse Längen von bis zu ca. 1 m aufweisen.

Der Begriff „Orthoceraten-Kalke“ gilt hier als Sammelbezeichnung für entsprechende unter- bis mittelordovizische Kalksteine von der Hunneberg- bis zur Kunda-Stufe mit einer Gesamtmächtigkeit von bis zu ca. 16 m (Abb. 5.2).

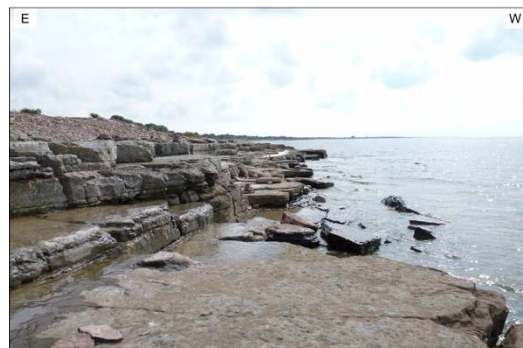


Abb. ÖN2.1: Küstenaufschluss Kristinelund mit dickbankigen Orthoceraten-Kalksteinen.

Die Kammern der Orthoceraten-Gehäuse zeigen unterschiedliche Füllungen (Abb. ÖN2.2): Zum einen feinkörnige ehemalige Kalkschlämme, die

frühdiagenetisch in durch Lösung geöffneten Kammern sedimentiert wurden, zum anderen spätere Calcit, der spätdiagenetisch aus karbonatreichen Porenwässern auskristallisierte. In bestimmten Lagen (z.B. „Bloody Layer“; s. Abb. 5.2, Volkov-Stufe) sind die Orthoceratengehäuse teilweise von stromatolithischen Krusten ummantelt.



Abb. ÖN2.2: Steinkerne von Orthoceraten; Kammerfüllungen aus mikritischem Kalkstein oder Calcitkristallen.

Als zweithäufigstes Makrofossil sind Pygidien von Trilobiten zu finden (Abb. ÖN2.3), vornehmlich der Gattung *Asaphus*. Ganzkörperliche Trilobiten sind hier extrem selten erhalten. Die übrigen, weniger stabilen Gehäuseteile sind vermutlich als sehr feinkörniger Schill Bestandteil der Kalksteinmatrix. Die weiteren biogenen Bestandteile der Matrix stammen vor allem von Echinodermen, Ostrakoden, Conodonten, Gastropoden, Brachiopoden und vermutlich auch Bryozoen. Der Karbonatgehalt liegt bei ca. 80 %, die Sedimentationsrate liegt in der Größenordnung von 1 bis 2 mm/1000a.



Abb. ÖN2.3: Pygidium eines Trilobiten der Gattung *Asaphus*.

Aus der Einregelung der Orthoceratengehäuse leitete Grahn (1986) für verschiedene Lokalitäten auf Öland ein Vorherrschen von Süd-gerichteten Strömungen ab. Dabei werden spezielle Regelungsformen als Indikatoren für zeitweilig sehr flaches

Wasser gewertet. In den hier anstehenden Kalksteinen sind jedoch bei einfacher Betrachtung keine Vorzugsorientierungen der Orthoceratengehäuse erkennbar.

Die Strandgerölle zeigen ein breites Spektrum an Lithologien. Es enthält, neben unterschiedlichsten Kristallingesteinen des Baltischen Schildes, vor allem verschiedene kambrische Sandsteine und Quarzite (Abb. ÖN2.4). Auffälligste Vertreter dieser sog. „Kalmarsund-Sandsteine“ sind feingebänderte Sandsteine, oft mit Schrägschichtung sowie Skolithos-Sandsteine, in denen sich die Wurmgänge durch unterschiedliche Braunfärbungen von der helleren Grundmasse abheben. Entgegen der vor allem in der Geschiebeliteratur häufig vertretenen Meinung, dass diese Skolithos-Röhren mit primär andersfarbigem Sediment gefüllt wurden, wird die Färbung der Röhren z.T. auf diagenetische Prozesse zurückgeführt, z.B.: „Differential precipitation of iron oxide during diagenesis often highlights the presence of Skolithos as red or white patches in host rocks of the opposite colour.“ (Davies et al. 2009, S. 20-21). Dies wird durch spezielle Farbmuster bestätigt (s. Abb. ÖN2.4a; kreuzende Braunzonen). Daneben treten auch grünliche Glaukonit-führende Sandsteine auf. Die genannten Sandsteine wurden in einem flachmarinen Milieu auf dem Baltischen Festlandsockel abgelagert. Sie stehen heute noch im Randbereich des gegenüberliegenden Festlandes an und bilden den Untergrund des Kalmar-Sunds. Wegen ihres auffälligen Erscheinungsbildes zählen sie zu den Leitgeschieben.



Abb. ÖN2.4: Markante Strandgerölle: a. Skolithos-Sandstein, b. Feingebänderter Kalmarsund-Sandstein.

ÖN3. Küste NE' Hornsudde

H 6342560, R 1567360

Zugang zur Küste erfolgt über eine Zaunleiter gegenüber einem Parkstreifen mit Infotafel, Mülleimer und Toilettenhäuschen. Der Felsküste vorgelagert ist ein Strand bestehend aus sub-rezenten Geröllterrassen.



An der Kliffküste sind Abschnitte der Latorp-, Lanna- und Holen-Kalksteine des Unteren bis Mittleren Ordoviziums aufgeschlossen (Abb. ÖN3.1). In den tieferen Teilen treten gehäuft grünliche Glaukonit-führende Kalksteine auf, die teilweise mit Hartgründen vergesellschaftet sind. Nach Lindström (1979) sind in der gesamten Schichtenfolge mindestens 40 Hartgründe entwickelt. Diese Diskontinuitätshorizonte zeugen von häufigen Unterbrechungen der Sedimentation, frühdiagenetischen Verfestigungen und Korrosionsphasen und sind, neben generell geringen Sedimentationsraten, typische Merkmale karbonatischer Plattformsedimente. Teilweise sind den Kalksteinen geringmächtige Mergel zwischengeschaltet.

Ein Konglomerat, das vermutlich die Basis des Ordoviziums repräsentiert, tritt nur gelegentlich unter den Strandgeröllen hervor (Abb. ÖN3.2), ebenso die mit ca. 0,55 m Mächtigkeit unmittelbar auflagernden, hier Glaukonit-reichen Ceratopygeschiefer (Jaanusson & Mutvei 1982). Das Konglomerat enthält, neben Fragmenten aus dem Tremadoc, auch durch Fossilien belegte Komponenten aus dem Mittleren und Oberen Kambrium (Lindström & Dworatzek 1979).

Innerhalb der Lanna-Kalksteine tritt ein besonders markanter Hartgrund-Horizont auf, der aus zwei Kalksteinbänken mit Bohrgängen besteht und durch kräftige Farben auffällt (rot, gelb, blaugrün). Er wird deshalb im Schwedischen als „Blommiga Bladet“ bezeichnet (im Englischen z.T. „Flowerly



Abb. ÖN3.1: Kliff nordöstlich von Hornsudde mit jungen Felssturz-Blöcken.



Abb. ÖN3.2: Kalkstein-Konglomerat (vermutlich Basis Ordovizium), das knapp über dem Meeresspiegel ansteht, jedoch meistens durch Strandgerölle verdeckt ist (Foto: Stephan Mosch 2002).

Sheet“) und stellt einen großflächig entwickelten lithostratigraphischen Leithorizont im Baltoskandischen Raum dar (Abb. ÖN3.3). Seine Obergrenze markiert die biostratigraphisch definierte Grenze zwischen Unter- und Mittel-Ordovizium (Grenze Billingen/Volkov bzw. global Floian/Dapingian; z.B. Bergström & Löfgren 2009; vergl. Abb. 2.2.1.4 und 5.2). Bei den Bohrgängen handelt es sich vermutlich um Wohnbauten eines der ältesten sog. Makrobohrer (*Gastrochaenolites Oelandicus*), die im bereits verfestigten Substrat angelegt wurden (z.B. Ekdale & Bromley 2001; Eriksson 2010). Teilweise sind die vertikalen Bohrgänge durch horizontale Kanäle miteinander verbunden. Die Farbenvielfalt ist auf verschiedene Prozesse während einer komplexen Diagenese zurückzuführen, u.a. Füllungen mit blaugrünen Mergeln sowie goethitische Imprägnierungen (z.B. Lindström 1979; s.a. Zusammenstellung möglicher Prozesse in Flügel 2004; Abb. ÖN3.4).



Abb. ÖN3.3: Der im Wesentlichen aus zwei intensiv gefärbten Hartgründen bestehende „Blommiga Bladet“-Leithorizont; aus Eriksson (2010); (Foto: Mikael Calner).

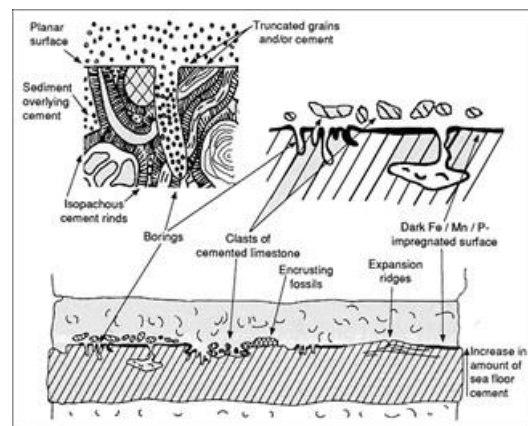


Abb. ÖN3.4: Häufige Phänomene von Hartgründen; aus Flügel (2004).

Die Oberflächen der Hartgründe sind z.T. mit Glaukonitkrusten belegt (Abb. ÖN3.5) Innerhalb der Bänke angereicherte Glaukonitkörner bestehen teilweise aus glaukonitisierten Mikrofossilien (z.B. Gastropoden etc.; Abb. ÖN3.6). K/Ar-Datierungen an diesen Glaukoniten haben Alter von 420 Ma ergeben (Braukmüller et al. 2014). Diese Verjüngung gegenüber einem Sedimentationsalter von ca. 480 Ma könnte auf eine Störung des K/Ar-Isotopen-Systems durch Zufuhr K-reicher Fluide während der Kaledonischen Orogenese zurückgeführt werden. Auf dem unmittelbar gegenüberliegenden Festland sind im präkambrischen Grundgebirge entsprechende Ferneinflüsse der kaledonischen Orogenese durch hydrothermale Neubildungen belegt (Drake et al. 2009; s. Kap. 6).



Abb. ÖN3.5: Glaukonitkruste auf Hartgrundoberfläche.

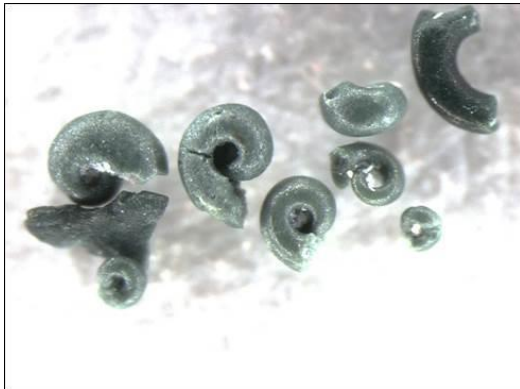


Abb. ÖN3.6: Glaukonitisierte Mikrofossilien (vorw. Gastropoden) aus den hier anstehenden Kalksteinen.

Neben Glaukonit treten auch Phosphoritkrusten auf den Hartgrundoberflächen auf. Außerdem sind feinkörnige Phosphatpartikel in einigen Kalksteinbänken enthalten

Als weitere Diskontinuitätsflächen treten schichtparallele Drucklösungsbahnen auf (Stylolithen). Gelegentlich findet man Handstücke, in denen sich, hervorgerufen durch Drucklösung, Orthoceratengehäuse „durchdringen“.

Auf einzelne Horizonte beschränkte Schichtaufwölbungen innerhalb der Billingen-Stufe (obere Latorp-Kalksteine) (Abb. ÖN3.7) wurden in älteren Untersuchungen als frühdiagenetische gravitative Rutschfalten in nur schwach verfestigten Bänken interpretiert (Lindström 1963: Abb. 15). Dagegen sprechen u.a. eine zu geringe (Paläo-) Schichtneigung sowie das Fehlen damit assoziierter Dehnungsstrukturen. Nach dem heutigen Kenntnisstand ist eine Volumen- bzw. Längenzunahme einzelner Bänke durch frühdiagenetische Zementation als wesentliche Ursache für die Schichtaufwölbungen anzunehmen, die teilweise auch in das Liegende gerichtet sind (Tepee-Strukturen, Abb. ÖN3.7). Ein entsprechender Prozess wurde bereits von Gidon & Lindström (1965) diskutiert. In Flügel (2004; s.o. Abb. ÖN3.4) werden derartige Strukturen als „expansion ridges“ bezeichnet.



Abb. ÖN3.7: Tepee-Strukturen/„expansion ridges“ in Kalksteinen der Billingen-Stufe (vergl. Abb. ÖN3.4 und ÖN3.8); postulierte regionale Dimension s. Abb. 5.3.



Abb. ÖN3.8: Dehnungsrücken (expansion ridges) in einem Straßenbelag, hervorgerufen durch thermisch bedingte Volumenzunahme; Quelle: Spiegel online, 10.08.2013.

Die junge Küstenerosion erfolgte maßgeblich durch Felsabbrüche über Brandungshohlkehlen. Der jüngste größere Felssturz, der am Nordende des Aufschlusses durch große verstürzte Kalksteinblöcke dokumentiert ist (Abb. ÖN3.1), soll in den frühen 1930iger Jahren stattgefunden haben.

Die von hieraus sichtbare, ca. 9 km westnordwestlich im Kalmarsund gelegene Insel „Blå Jungfrun“ (Abb. ÖN3.9) wird von einem Alkalifeldspat-Granit aufgebaut, der ein Alter von ca. 1450 Ma besitzt (z.B. Åberg et al. 1983). Er wird damit einer Generation zugeordnet, die mit der Danopolonischen Orogenese in Verbindung steht (s. Kap. 1).

Die genauere Betrachtung entsprechender Gesteine (Götemar-Granit; s. Kap. 8) ist Teil des Exkursionsprogramms in der weiteren Västervik-Region. An dieser Stelle ergibt sich die Frage, wie ein meso-proterozoischer Granit als Massiv in altpaläozoischen Sedimenten auftreten kann. Erklärung: Das Granitmassiv bildete zunächst einen Inselberg (Monadnock) auf dem im Kambrium tiefgreifend erodierten präkambrischen Grundgebirge. Dieser wurde noch im Altpaläozoikum (vermutlich auch später im Mesozoikum) durch Sedimente bedeckt und später durch Erosion wieder freigelegt.

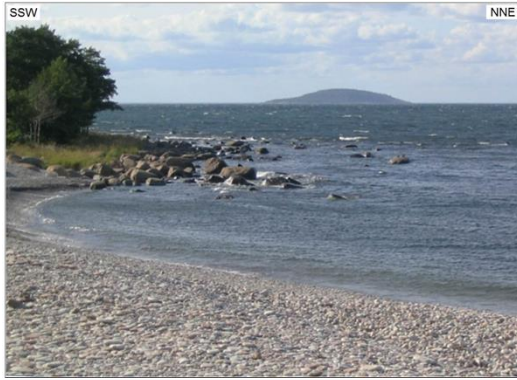
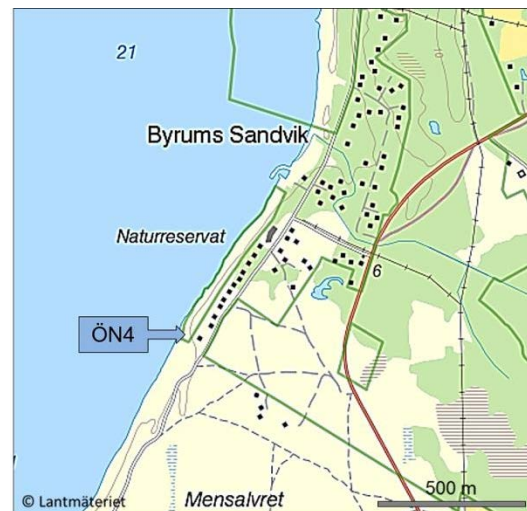


Abb. ÖN3.9: Blick auf das Granitmassiv der Insel „Blå Jungfrun“; im Vordergrund (sub-) rezente Strandterrassen, vorwiegend aus plattigen Kalksteingeröllen des anstehenden Ordoviziums.

ÖN4. Küste bei Byrum

H 6344686, R 1569276

An diesem Naturdenkmal ca. 1,5 km südwestlich von Byrum besteht absolutes „Hammerverbot“. Die hier entwickelten Felsbildungen stellen wegen ihrer markanten Formen eine touristische „Attraktion“ dar (Byrums raukar).



Die mittelordovizischen Vaginaten-Kalke der Volkov- bis Kunda-Stufe besitzen hier einen lokal erhöhten Anteil an Ton, was zur Ausbildung von knolligen Kalksteinen mit mergeligen Zwischenlagen geführt hat. Diese Schichten sind im Vergleich zu den altersgleichen reineren Kalksteinen (z.B. Station ÖN3) sehr viel verwitterungsanfälliger. Dadurch entstanden hier durch starke Erosion entlang eines steilen orthogonalen Kluftsystems (N-S- und E-W-Streichen) isolierte ca. 4 m hohe Felstürme, die als „Raukar“ bezeichnet werden (Abb. ÖN4.1). Dieser kleinräumige Fazieswechsel ist vermutlich auf lokal verstärktem Eintrag von terrigenem Feindetritus über einen längeren Zeitraum zurückzuführen.

Im Basisbereich der Klippen befindet sich ein dunkel gefärbter Horizont, welcher phosphatische und

eisenreiche Ooide enthält (Abb. ÖN4.2; s.a. Nordlund 1989c). Derartige Ooidhorizonte treten in mehreren Aufschlüssen Nordölands in unterschiedlichen Horizonten auf (s.a. Station ÖN5). Die Ooide zeigen ein breites Spektrum bezüglich ihrer Zusammensetzung und Mikrostrukturen, was auf komplexe mehrphasige Wachstumsprozesse unter Einbeziehung frühdiagenetischer konkretionärer Phasen und Umkristallisationen im Sediment zurückgeführt wird (z.B. Stuesson 1986).

Die Lokalität wurde bereits von Bohlin (1949) beschrieben, der in diesem Ooid-Horizont Trilobiten der Spezies *Asaphus expansus* fand. In den hangenden Schichten (innerhalb der Felstürme) finden sich vereinzelt auch dünne Lagen/Linsen mit Kalkooiden.



Abb. ÖN4.1: Markante Verwitterungsformen an der Küste von Byrum („Byrums raukar“).



Abb. ÖN4.2: Dunkler Ooid-führender Horizont im Basisbereich der Klippen (Pfeil); nur bei Niedrigwasser sichtbar.

ÖN5. Küste bei Hälludden

Die Aufschlüsse befinden sich ca. 3 km nordöstlich von Byxelkrok entfernt.

H 6359000, R 1574000

Dieser Küstenanschluss kann, ausgehend von 3 Parkplätzen, über schmale Pfade erreicht werden, welche mehrere fossile Strandterrassen schneiden. An einem der Parkplätze befindet sich eine Schautafel mit Erläuterungen zu diesem Naturschutzgebiet „Neptuni åkrar“ (Neptuns Felder).

Anm.: Im Herbst 2015 waren Teile des Küstenanschlusses durch plattige Strandgerölle verdeckt.



Die geologische Thematik zu diesem Aufschluss ist zweigeteilt:

Aufschluss ÖN5A: Am Küstenkliff ist auf ca. 2 km Länge ein ca. 7 m mächtiges Profil in Kalksteinen des Mittleren Ordoviziums aufgeschlossen, beginnend mit den Lanna-Kalksteinen (Volkov-Stufe) im Liegenden (Abb. ÖN5A.1). Wegen eines schwachen Einfallens nach N gelangt man entlang der Küste von Südwesten nach Nordosten in jüngere Schichten.

Die folgenden Erläuterungen basieren i.W. auf den Arbeiten von Nordlund (1989a und b): Ein markanter „Oolith“-Horizont, der im Punkt 1 (Abb. ÖN5A.1a) gut erreichbar aufgeschlossen ist, markiert die lithostratigraphische Grenze zwischen der Volkhov- und Kunda-Stufe (Abb. ÖN5A.1b).

Echte Ooide wurden nicht hier, sondern nur in anderen Aufschlüssen im entsprechenden stratigraphischen Niveau beobachtet (z.B. ÖN4). Für die vorliegenden Ooide wird z.T. eine frühdiagenetische Bildung im Sediment angenommen. Als Indiz hierfür wird u.a. ein kontinuierliches radialstrahliges Wachstum von Calcit-Fasern in die umgebende Sedimentmatrix angesehen. Auch ihre Einbettung in Tone spricht dagegen, dass die Ooide in einem hochenergetischen Milieu gebildet wurden. Der Oolithhorizont markiert gleichzeitig eine Änderung der Sedimentationsbedingungen, die sich durch Veränderungen der Korngrößen-Verteilungen abbildet. Unterhalb des Oolithhorizonts nehmen die Korngrößen zum Hangenden kontinuierlich zu, was als Regressions-Sequenz interpretiert

wird. Oberhalb des Oolithhorizonts zeigen konstant geringere Korngrößen ruhige Sedimentationsbedingungen vermutlich in einem lagunären Milieu an.

Etwa 2,6 m darüber folgt ein geringmächtiger Horizont („D“ in Abb. ÖN5A.1b) mit phosphatischen Ooiden und Mikrofossilien, Sulfid-imprägnierten Diskontinuitätsflächen sowie unmittelbar darunter fossilreiche Lagen mit Phosphatkrusten auf den Schichtflächen. Da für die vorliegenden Plattformsedimente ein „Upwelling-Modell“ mit teilweise rein chemischer Ausfällung für die Phosphatanreicherung auszuschließen ist, werden mikrobieller Prozesse als wesentliche Ursache angenommen, z.B. organische Matten, aus denen während der Diagenese Phosphate freigesetzt wurden (Nordlund 1989b).

Ein weiterer markanter Horizont, der sog. „Bloody Layer“ liegt ca. 3 m unterhalb der Oolithlage innerhalb von rötlichen Kalksteinen. Er ist der gekennzeichnet durch rötlichbraune „warzenförmige Gebilde“ mit Stromatolith-ähnlicher, laminiertes Interstruktur.

In Süd-Zentralschweden wurde in mittellordovizischen Kalksteinen oft eine direkte Vergesellschaftung von Fe-reichen Ooiden mit vulkanischen Aschelagen nachgewiesen (Stuesson 1992), ein möglicher genetischer Zusammenhang ist jedoch umstritten. Weitere Erläuterungen zur Sedimentologie der Schichtenfolge im Aufschluss „Hälludden“ finden sich in Eisenack (1976, 1978) und Stuesson (1986, 1988).

Aufschluss ÖN5B: Fossile Strandterrassen, Neptuns Felder (Neptuni Åkrar, strengster Naturschutz, nur Trampelpfade benutzen; Abb. ÖN5B.1).

Oberhalb von Aufschluss ÖN5A befinden sich etwa 7 fossile Strandterrassen, die im Brandungsbereich des Litorina-Meeres (ab ca. 8000 Jahre vor heute) entstanden und post-glazial durch isostatischen Ausgleich um mehrere Meter angehoben wurden. Als Gesamtbetrag der post-glazialen Hebung können hier ca. 200 m angenommen werden (Abb. 1.14), die aktuelle Hebungsrates beträgt ca. 2 mm/a (Abb. S2.3). Die in den Terrassen enthaltenen Gerölle stammen vorwiegend aus den heute im nördlichen Teil des Küstenprofils anstehenden, jüngeren Einheiten des Mittleren Ordoviziums (Raniceps-Zone der Kunda-Stufe).

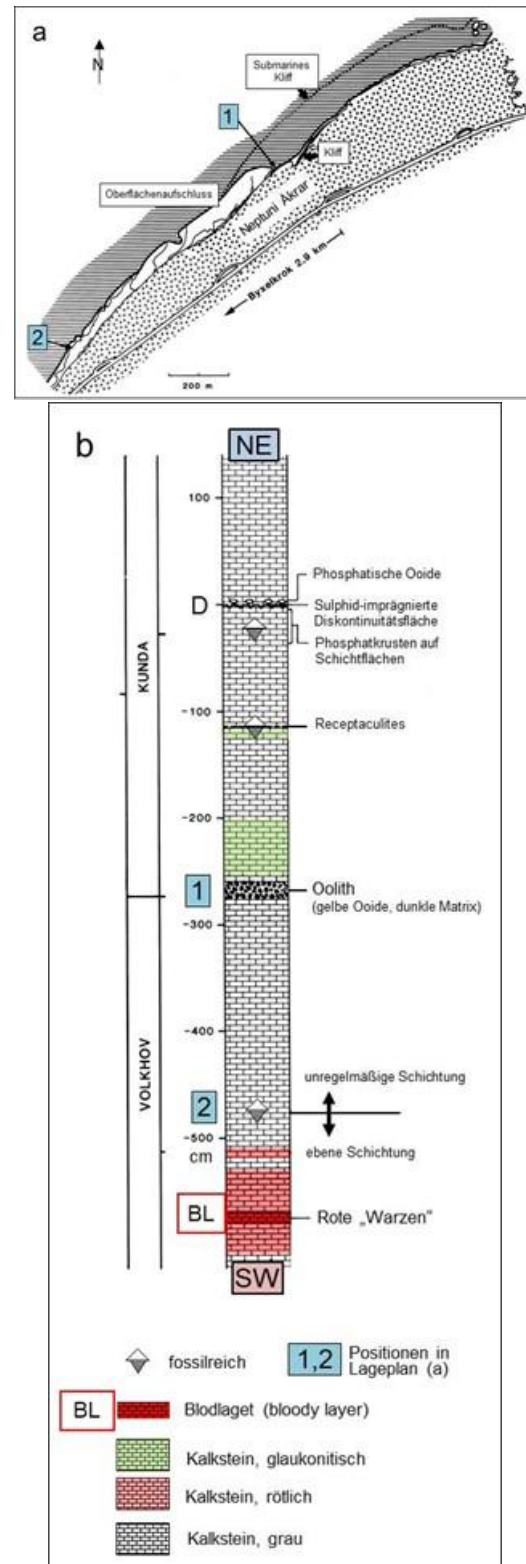


Abb. ÖN5A.1: Küstenaufschluss ca. 3 km nordöstlich Byxelkrok; verändert; aus Norlund (1989a): **a.** Lageplan mit Positionen gut aufgeschlossener Bezugshorizonte (1-Oolith-Horizont an der Grenze Volkhov/ Kunda; 2-Grenze zwischen ebener Schichtung im Liegenden und unregelmäßiger Schichtung im Hangenden (vergl. Abb. ÖN5A.1b); **b.** Stratigraphisches Profil.

Den Namen „Neptuni åkrar“ erhielt das Gebiet von dem Naturforscher Carl von Linné während seiner Öland-Gotlandreise im Jahre 1741. Linné war an der Universität Uppsala u.a. als Professor für Medizin und Botanik tätig. Sein besonderes Interesse lag in der Kartierung der schwedischen Natur unter Berücksichtigung landwirtschaftlicher Methoden sowie lokaler Krankheiten und deren Heilungsmethoden.



Abb. ÖN5B.1: Strandwälle auf dem Nordostteil des Feldes „Neptuni åkrar“ im Satellitenbild.

5.2 Stationen auf Süd-Öland

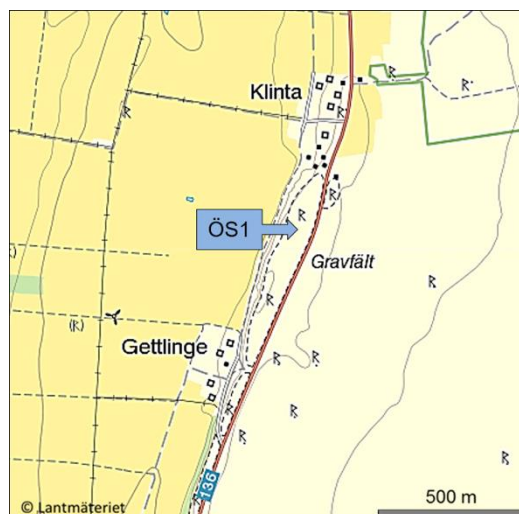


Abb. 5.2.1: Übersichtskarte mit Lage der Stationen ÖS1 bis ÖS3; Rahmen entsprechen den Kartenskizzen zu den jeweiligen Aufschlüssen.

ÖS1. Kulturstopp: Gräberfeld Gettlinge

H 6251350, R 1538900

Schmaler Parkstreifen an der Reichsstraße 136; am nördlichen Ende des Gräberfeldes steht eine Info-Tafel.



Das Gräberfeld von Gettlinge (Abb. ÖS1.1) ist das größte seiner Art auf Öland und besteht aus ca. 160 Einzelgräbern aus der Eisenzeit (500 v.Chr. bis 1050 n. Chr.) und erstreckt auf einer Länge von ca. 700 m entlang der Reichsstraße 136. Wegen der Schiffsrumpfförmigen Anordnung der Steine werden diese vor allem im skandinavischen Ostseeraum vorkommenden Gräberfelder auch als „Schiffssetzungen“ bezeichnet (schwedisch: „skeppssättning“). Sie stellen symbolhaft Schiffe dar, welche die Verstorbenen in das Totenreich bringen sollen. Die Anlage dieser speziellen Form von Gräberfeldern fällt hauptsächlich in die späte Bronze- bis frühe Eisenzeit.

Bei Untersuchungen gegen Ende des 19. Jahrhunderts wurden in einigen Hügeln Steinsärge und ungebrannte Leichen innerhalb runder und quadratischer Steinsetzungen gefunden. Als Beigaben enthielten die Grabstätten u.a. Waffen (Schwerter, Lanzen- und Speerspitzen) sowie Fragmente von Schilden und Messern. Anhand der Funde konnte eine Nutzung des Gräberfeldes über einen Zeitraum von mindestens 1000 Jahren festgestellt werden (Reinhard Möws, <http://grossstein-graeber.de/seiten/schweden/kalmar-laen/insel-oeland/graeberfeld-gettlinge.php>).

Bei den kleinen angerundeten Blöcken (Findlinge) handelt es sich Granite, Orthogneise und Amphibolite, die großen Platten sind ordovizische Orthoceratenkalksteine, wie sie im Untergrund anstehen. Der Höhenrücken, auf dem sich das Gräberfeld befindet, besteht vermutlich z.T. aus glaziofluvialen Ablagerungen (Abb. 5.5).

Andere Ausgrabungen auf Öland haben gezeigt, dass noch ältere Grabstätten aus der Bronzezeit vorhanden sind (ca. 1800 bis 500 v. Chr.), und einige sogar aus der dem späten Neolithikum (ca. 2300 bis 1800 v. Chr.) stammen (z.B. Björk et al. 2010).



Abb. ÖS1.1: Größte „Schiffssetzung“ auf dem Gräberfeld von Gettlinge.

ÖS2. Zementwerk Degerhamm

H 6246512 R 1537600

Im Steinbruchbetrieb des Zementwerkes Degerhamm werden Kalksteine des Unteren bis Mittleren Ordoviziums abgebaut. In der Zufahrt zum Steinbruch (Aufschluss ÖS2A) ist zusätzlich die Grenze Kambrium/Ordovizium aufgeschlossen. Es wird empfohlen, frühzeitig eine Zutrittsgenehmigung einzubohlen.

Aufschluss ÖS2A: Straße zum Steinbruch, Profil unmittelbar östlich der Unterführung.

Es wird dringend empfohlen, Warnwesten zu tragen und sich von der Straße fernzuhalten; während des Steinbruchbetriebs fahren häufig große Lastkraftwagen mit hoher Geschwindigkeit vorbei.

„Alunbruket“ (s. Lageplan) bezeichnet einen ehemaligen Abbaubetrieb von oberkambrischen Alaunschiefern. Informationen hierzu liefert ein kleines Museum auf diesem Gelände (<http://alltpaoland.com/platser/sodra-bruket/>).



Aufgeschlossen ist ein mehrere Meter mächtiges Profil (ca. 3,5 m) innerhalb der Alaunschiefer Formation im Grenzbereich Oberkambrium/Untere ordovizium (Abb. ÖS2A.1 und .2), wobei das aller oberste Kambrium nicht entwickelt ist (Acerocare-Zone; z.B. Erdmann & Huttel 1988). Auch die auflagernden Dictyonema-Schiefer, die nach Westergård (1944) im Gebiet von Degerhamm ca. 5,1 m mächtig sind, weisen vermutlich in den tiefsten Abschnitten eine Schichtlücke auf (vergl. Abb. 5.2). Das in Abb. ÖS2A.2 dargestellte Profil aus Stouge (2004; dort weitere Zitate) wurde durch eigene Beobachtungen im Rahmen von Geländeübungen ergänzt.

Die unteren Abschnitte des Profils bilden Alaunschiefer mit Stinkkalklinsen, die auch im weiteren Verlauf der nach Süden verflachenden Straßenböschungen aufgeschlossen sind. Die Alaunschiefer sind häufig in einer Kontaktzone um die Stinkkalklinsen wellig verformt, hervorgerufen durch das frühdiagenetische konkretionäre Wachstum der Linsen in den noch unverfestigten bituminösen Tonschichten. Darüber folgt ein Horizont, bestehend aus zwei Schillkalkbänken (vornehmlich Trilobiten; Abb. ÖS2A.3), einem Kalksteinkonglomerat mit mehrere cm großen Komponenten (Abb.

ÖS2.4) sowie unregelmäßig angeordneten Anthrakitlinsen (Abb. ÖS2.5). Die Kalksteine sind meistens durch dünne Lagen von Alaunschiefern getrennt. Auch die Stinkkalklinsen sind sehr fossilreich und enthalten neben Trilobiten auch gut erhaltene Mikrofossilien (Conodonten, Acritarchen). Biostratigraphisch fällt das hier aufgeschlossene Oberkambrium weitgehend in die Trilobiten-Zone *Peltura scarabaeoides* (Zitate in Ribecai & Tongiorgi 1997). Eine detaillierte biostratigraphische Gliederung, basierend auf Conodonten, wurde von Bagnoli & Stouge (2013) erstellt.

Die auflagernden Dictyonema-Schiefer sind in einer ca. 25 bis 35 cm mächtigen Zone im Kontakt zu den liegenden Kalksteinen kataklastisch verformt (Abb. ÖS2A.1, .2 und .6). Denkbar ist, dass diese „Ruschelzone“ durch Reibungskräfte, hervorgerufen durch Eistransport, erzeugt wurde. Dabei konzentrierte sich die Verformung über der markanten rheologischen Grenze in den auflagernden inkompetenteren Schiefen. Der Eistransport während der jüngsten Kaltzeit (Weichsel) erfolgte in der Region Südöland etwa in Richtung 190° (s. Abb. 5.5).



Abb. ÖS2A.1: Profil im Übergangsbereich Oberkambrium/Unterordovizium (Alaunschiefer-Formation); Aufschlussfoto mit Kennzeichnung markanter Horizonte; vergl. ÖS2A.2.

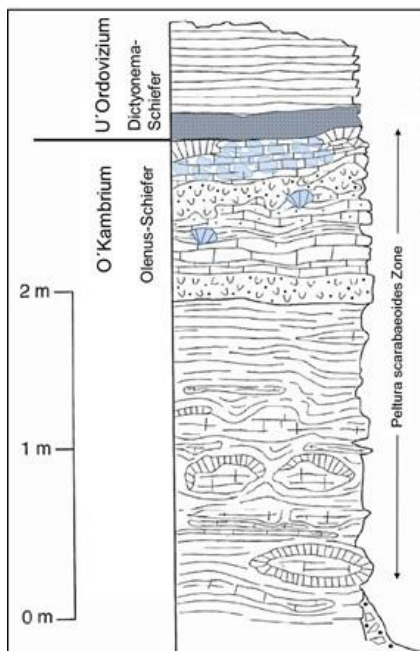


Abb. ÖS2A.2: Aufschluss-Skizze aus Stouge (2004); leicht verändert und ergänzt durch eigene

Beobachtungen (hellblau): Ruschelzone, Konglomerat, Anthrakonitlinsen; vgl. ÖS2A.1.



Abb. ÖS2A.3: Trilobitenschill-Lage (Foto: Manuel Reinhardt 2012).

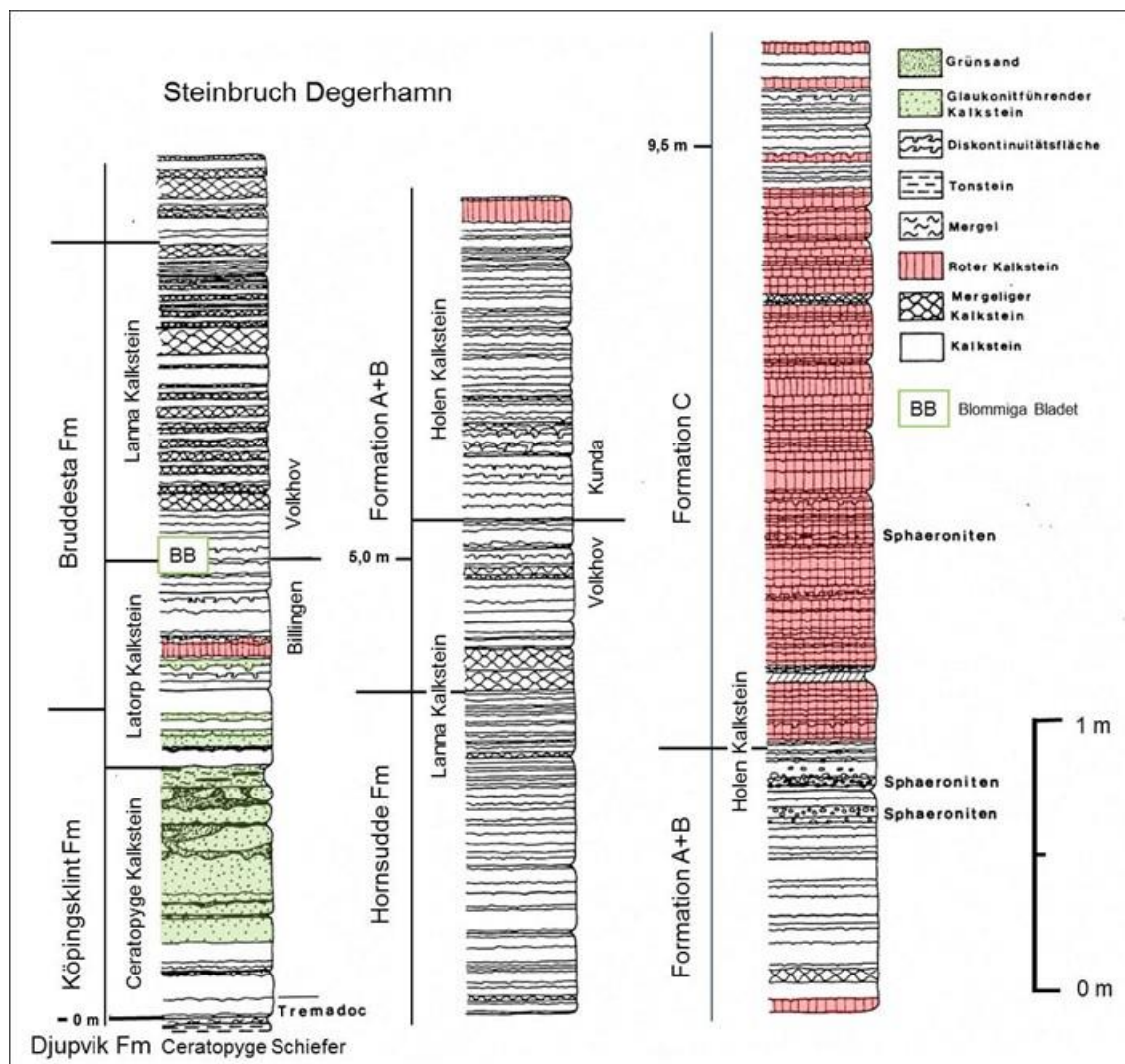


Abb. ÖS2B.1: Stratigraphisches Profil der unter- bis mittellordovizischen Schichtenfolge im Steinbruch Degerhamn; aus Lindström & Dworatzek (1979); ergänzt durch Colorierung markanter Horizonte und zusätzliche stratigraphische Angaben nach Stouge (2004) und Jaanusson & Mutvei (1982).



Abb. ÖS2B.2: Articulate Brachiopoden (Orthida) mit Schalenerhaltung; Durchmesser ca. 5 bis 8 mm (Foto: Jörg-Thomas Baumgarten 2015).

Die höheren Abschnitte der Ceratopyge-Schiefer sind im untersten Teil der Wand aufgeschlossen, mit wenigen cm Alaunschiefern an der Basis, welche von glaukonitischen Ton- und Siltsteinen überlagert werden, in die bis zu mehrere cm große

Kalksteinlinsen eingebettet sind (Abb. ÖS2B.3). Fraglich ist, ob es sich bei diesen rundlichen Linsen um konkretionäre Bildungen oder um Gerölle handelt (Abb. ÖS2B.4). In diesem Abschnitt treten auch Lagen auf, die durch taschenförmige Erosionsstrukturen gekennzeichnet sind, die vorwiegend mit Kalksteinfragmenten und Glaukonitsanden gefüllt sind (Abb. ÖS2B.5). Diese Erosionsformen könnten hochenergetische Strömungsereignisse dokumentieren oder evtl. als Paläo-Karststrukturen interpretiert werden, wie sie aus verschiedenen stratigraphischen Einheiten des Altpaläozoikums von Südschweden beschrieben werden (z.B. Lehnert et al. 2012; u.a. das sog. „Ceratopyge Regressive Event“ innerhalb der Djuvpik-Formation). Die oben beschriebene Assoziation kann vermutlich vollständig der Djuvpik-Formation zugeordnet werden (vgl. Abb. 5.2). Die Grenze zwi-

schen den Ceratopyge-Schiefen und den auflagernden Ceratopyge-Kalksteinen (untere Köpingsklint-Formation) ist hier anhand von Literaturdaten nicht eindeutig zu ziehen. Vermutlich stellen die ersten massiven Kalksteinhorizonte die Basis der Ceratopyge-Kalksteine dar, die auch noch Glaukonit-reiche Horizonte enthalten.

Der Latorp-Kalkstein besteht vorwiegend aus kompakten Bänken mikritischer Kalksteine, die in den tieferen Teilen (Köpingsklint-Formation; vgl. Abb. 5.2) noch dünne Glaukonit-reiche Lagen bzw. Glaukonit-Krusten enthalten. Die darüber folgenden, vermutlich schon zur Bruddesta-Formation gehörenden Abschnitte setzen sich aus

hellgrauen bis zu 7 cm dicken mikritischen Kalksteinbänken zusammen, die oft durch dünne grünliche Mergellagen getrennt sind. Vereinzelt treten schichtparallele Diskontinuitätsflächen aus (Drücklösungshorizonte, Hartgründe).

Besonders auffällig sind Horizonte mit Anreicherungen von Pyritknollen (z.T. idiomorphe Einzelkristalle oder Kristallaggregate), die meistens breite braune Verwitterungs- (Oxidations-) säume besitzen (Abb. ÖS2B.6). Die Pyritbildung erfolgte wahrscheinlich frühdiagenetisch in kleinräumigen Milieus, in denen durch Abbau von organischem Material reduzierende Bedingungen herrschten.

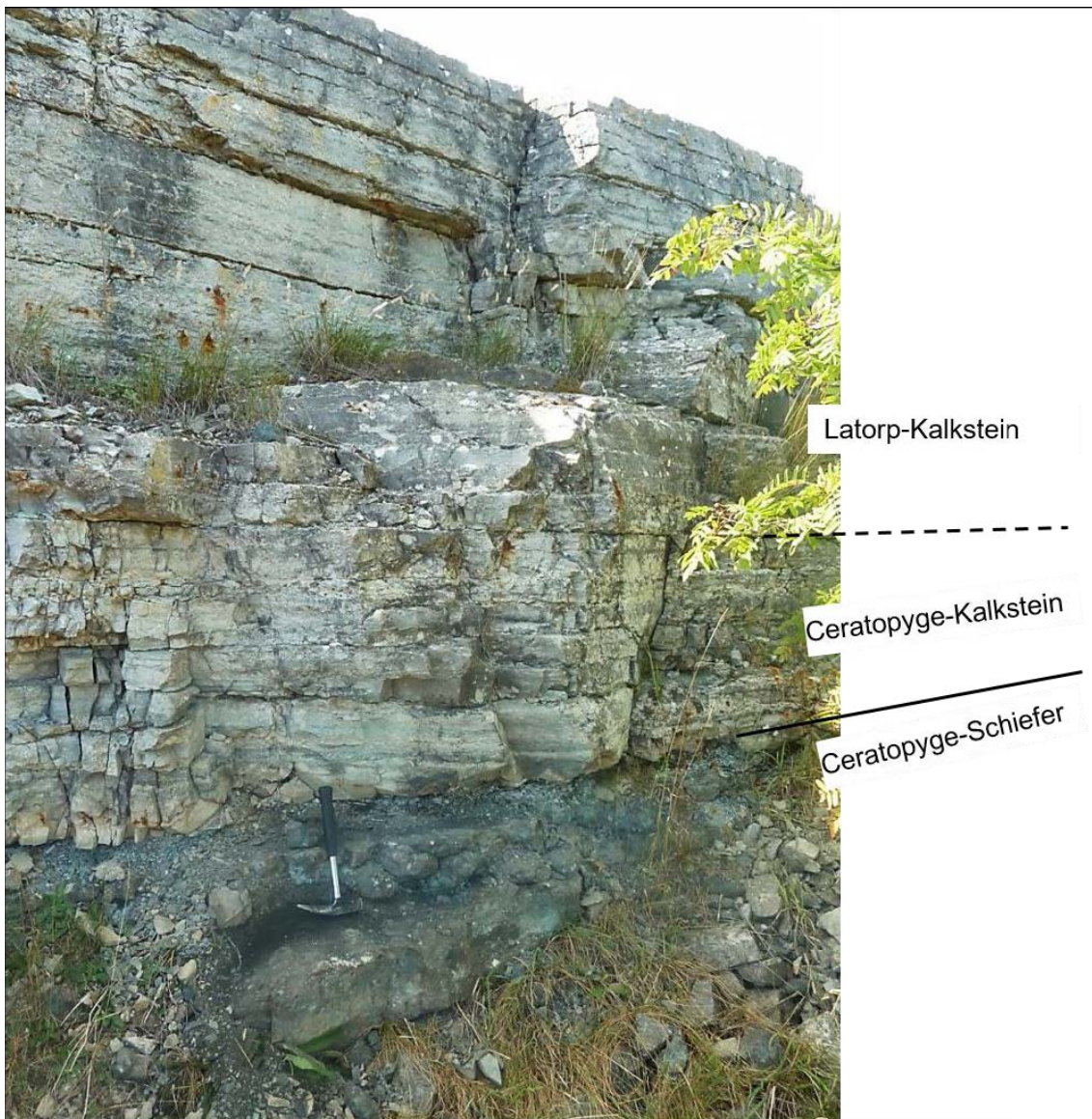


Abb. ÖS2B.3: Schrägansicht der Ostwand mit stratigraphischen Grenzen.



Abb. ÖS2B.4: Kalksteinlinsen in Glaukonit-reicher Kalksteinmatrix; Ceratopyge-Schiefer; Lesestein aus Grabenaushub im Bereich von Aufschluss ÖS2C.



Abb. ÖS2B.5: Horizont mit taschenförmigen Erosionsstrukturen innerhalb der Ceratopyge-Schiefer; weitere Erläuterungen im Text.



Abb. ÖS2B.6: Horizont innerhalb der Latorp-Kalksteine mit schichtparalleler Anreicherung von Pyritknollen; weitere Erläuterungen im Text.

Aufschluss ÖS2C: Östliche Abbauwand.

H 6244858 R 1539271

Es wird empfohlen, sich bei der Betrachtung der Gesteine auf den reichlich vorhandenen Abbau-schutt zu beschränken. Von den z.T. sehr instabilen Abbauwänden sollte man sich fernhalten.

In der östlichen Abbauwand sind im Wesentlichen Lanna- und Hohen-Kalksteine der Volkhof-bzw. Kunda-Stufe aufgeschlossen (Abb. ÖS2B.1). Als markante Leitbänke findet man in diesem Teil des Steinbruchs (Abb. ÖS2C.1) zwei Kalksteinhori-

zonte mit einer extremen Anreicherung von kuge-ligen Gehäusen von Sphäronites (Abb. ÖS2C.2). Diese Leitbänke liegen unmittelbar unterhalb einer Abfolge von rötlichen Kalksteinen und markieren die Obergrenze der Formation A+B (Abb. ÖS2B.1; vgl. Abb. 5.2). Eine weitere, weniger markante Bank mit Gehäusen von Sphäronites tritt ca. 0,7 m höher innerhalb der rötlichen Kalksteine auf. In Südschweden sind derartige Bänke in ent-sprechenden stratigraphischen Niveaus weit ver-breitet. Ob sie, auch regional betrachtet, eine strenge biostratigraphische Grenze markieren, ist umstritten.



Abb. ÖS2C.1: Östliche Steinbruchwand mit rötlichen Kalksteinhorizonten innerhalb der Orthoceratenkalke der Kunda-Stufe.

Die Sphäronitesgehäuse wurden frühdiagenetisch mit Kalkschlämmen gefüllt, deren Schichtung eine „fossile Wasserwaage“ darstellt. Diese Internsedimente sind deutlich feinkörniger als die Kalksteine, in denen die Gehäuse eingebettet sind (Abb. ÖS2C.3). Offensichtlich ist nur ein Feinfraktions-anteil selektiv aus der umgebenden Matrix über feine Poren in die Gehäuse gelangt. Die Resthohl-räume wurden mit spätigem Calcit gefüllt, der aus zirkulierenden Porenwässern auskristallisierte. Wachstumszonen in den Kristallen, abgebildet durch Kathodolumineszenz-Farbsäume, zeigen, dass der Zustrom von Porenwässern pulsierend erfolgte (Abb. ÖS2C.4). Als Ursache für die Pulse könnten z.B. Krustenundulationen in Folge von Gezeitenbewegungen in Betracht kommen.

Starke Anreicherungen von Chromitpartikeln in einem bestimmten Abschnitt des Mittleren Ordovi-ziums (untere Kunda-Stufe) werden auf einen lang-zeitlichen Eintrag in Folge eines Meteoritenzerfall-Ereignisses zurückgeführt. Entsprechende Anomalien, die weiträumig in Südschweden (u.a. auch hier im Steinbruch Degerhamn) nachgewiesen wurden, deuten darauf hin, dass dieser extraterrest-

rische Eintrag über einen längeren Zeitraum stattfand und um etwa 2 Größenordnungen höher war als rezent (z.B. Schmitz et al. 2003). Dieses großräumige Ereignis bzw. die zugehörige Quelle wurden mittlerweile durch verschiedene Methoden eindeutig belegt (z.B. Heck et al. 2010).



Abb. ÖS2C.2: Abgebauter Kalksteinblock mit massenhaft angereicherten Gehäusen von Sphäronites.



Abb. ÖS2C.3: Polierte Anschnitte von Sphäronitesgehäusen mit mikritischen Internsedimenten und radial gewachsenen Calcitkristallen in den ehemaligen Resthöhlräumen (fossile Wasserwaagen).



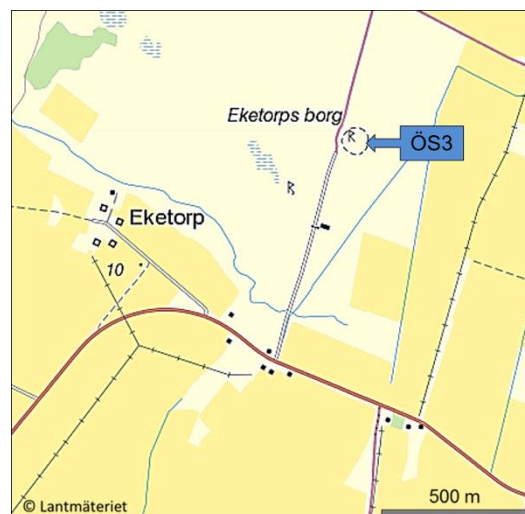
Abb. ÖS2C.4: Mikroskopisches Bild einer Sphäronites-Hohlraumfüllung. Grundlage ist eine Aufnahme mit gekreuzten Polarisatoren. Darin eingesetzt ist ein Mosaik aus Kathodolumineszenz-Fotos, die deutliche Wachstumszonen sichtbar machen (Bearbeiter: Stefan Hoffmann, GZG).

ÖS3. Kulturstopp: Eketorp

H 6241046, R 1542160

Kleines Info-Zentrum mit Geschäft (Andenken, Kaffee, Erfrischungen) und WCs, davor großer Parkplatz. Die Eintrittspreise zur Besichtigung der Burg richten sich nach der Saison und sind relativ hoch (Erwachsene ca. 80/120 Skr; Kinder/Jugendliche im Alter von ab 6 bis 19 Jahren ca. 50/90 Skr); Stand 2016; saisonabhängig.

Die Burg ist nur von Anfang Mai bis Ende August geöffnet. Für spätere Besichtigungen bzw. Führungen ist eine Anmeldung erforderlich; info@eketorp.se oder telefonisch: 0485-66 20 00



Eketorp ist die am besten erhaltene bzw. restaurierte frühgeschichtliche Burg auf Öland (Abb. ÖS3.1). Von den insgesamt 15 bekannten Burgen sind die ältesten ca. 5000 Jahre alt. Die archäologischen Ausgrabungen im Bereich von Eketorp fanden vor allem in den Jahren 1964 bis 1973 statt, der Wiederaufbau begann 1978.



Abb. ÖS 3.1: Burg Eketorp; Blick vom Info-Zentrum nach Norden (Foto: Gert Schneider 2015).

Die Geschichte von Eketorp kann in 3 Perioden zwischen ca. 300 und 1240 n.Chr. unterteilt werden (s. Abb. ÖS3.2):

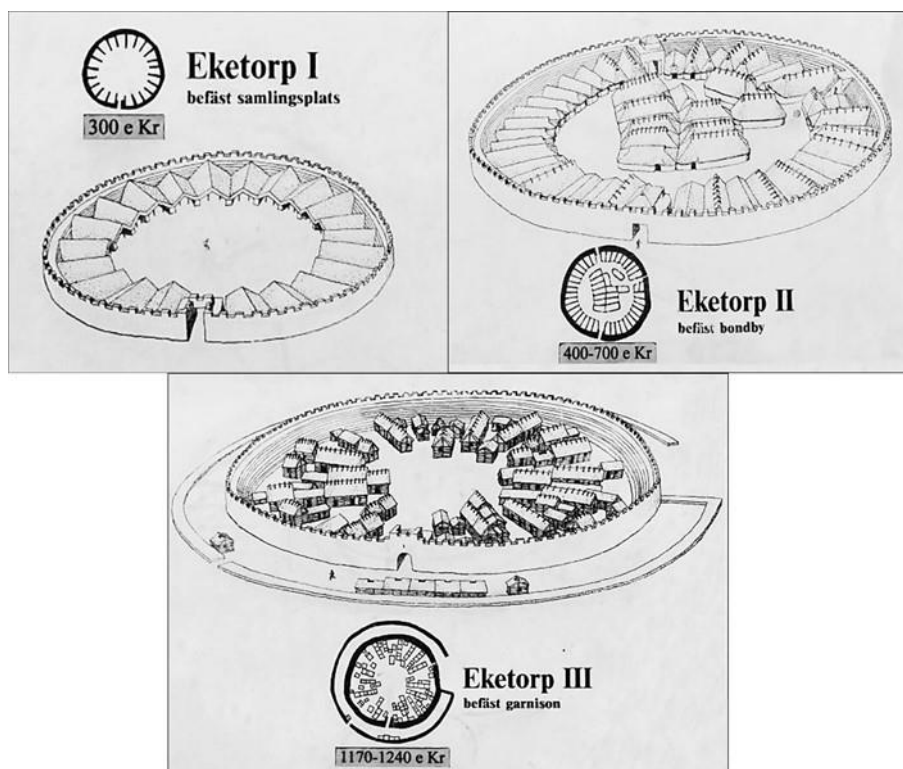
Eketorp I: etwa 300 bis 400 n.Chr. Die Burg bestand aus einer ringförmigen Befestigungsmauer mit einem Durchmesser von 57 m. Darin befanden sich ca. 20 Häuser, deren Nutzung wegen mangelnder Funde aus dieser Zeit nicht umfassend geklärt ist. In jedem Fall diente Eketorp I als Fluchtburg und Versammlungsort.

Eketorp II: etwa 400 bis 650 n.Chr. Diese deutlich größere Anlage wurde an gleicher Stelle erbaut und zeigt die Struktur einer dörflichen Siedlung mit Wohnhäusern, Ställen und Vorratsräumen. Es wird eine Einwohnerzahl von ca. 160 angenommen. Danach wurde Eketorp II wieder verlassen und blieb etwa 300 Jahre ungenutzt.

Eketorp III: 1170 bis 1240 n. Chr. Wiederaufbau mit Bau einer zweiten, äußeren Ringmauer, gepflasterten Straßen und Marktplatz. Die Bewohner waren in erster Linie Handwerker und Kaufleute. Verschiedene Funde deuten darauf hin, dass hier zeitweilig auch Militär stationiert war.

Innerhalb der Ringmauer befindet sich, neben restaurierten Wohngebäuden und Ställen aus verschiedenen Nutzungsphasen (Abb. ÖS3.3), auch ein Museum, in dem zahlreiche Fundstücke ausgestellt sind (Gebrauchsgegenstände, Schmuck, Waffen). Dabei werden die Steinhäuser der zweiten, die Holzhäuser der dritten Nutzungsphase zugeordnet. Die Gesamtzahl der Exponate beträgt ca. 26.000.

Geologisch betrachtet liegt Eketorp im Nahbereich eines Strandwall-Abschnittes, der dem Littorina-Meer zugeordnet wird (Abb. 5.5).



ÖS3.1: Rekonstruktionen der drei Nutzungsphasen (Schautafeln im Innenbereich der Burg).



ÖS3.2: Blick von der Ringmuer in den Innenraum der Burg (Foto: Carl-Friedrich Haase 2015).

5.3 Weitere Stationen auf Öland

(Kurzbeschreibungen; zusätzlich wird auf die Exkursionsführer im Literaturverzeichnis verwiesen; Lage der Stationen s. Abb. 5.3.1).

1) Küstenaufschluss Haget, Westküste zwischen Byxelkrok und Byrum; ca. 7 km südsüdwestlich Byxelkrok.

Mittelordovizische Kalksteine der oberen Volkhov- bis unteren Kunda-Stufe (Hornsudde-Formation bis Formation C; z.B. Stouge & Bagnoli 1990). Die hier ca. 1,30 m mächtige Hornsudde-Formation mit dem „bloody layer“-Horizont liegt zeitweise unter Wasser. In der ca. 2,80 m mächtigen Formation A+B tritt eine markante Lage mit limonitisch/goethitischen Ooiden auf; z.B. Stouge (2004, Fig. 8).

2) Steinbruch Gillberga, direkt an der Westküste ca. 1,2 km südwestlich Gillberga; wegen der heutigen touristischen Nutzung können sich die Aufschlussverhältnisse gegenüber den Angaben in der geowissenschaftlichen Literatur deutlich verschlechtern haben.

Nach Stouge (2014) reicht die ca. 16 m mächtige Schichtenfolge von der **Bruddesta-Formation bis in die Formation D**. In der tiefsten Sohle ist der „Blommiga bladet“-Horizont aufgeschlossen (zeitweilig unter Wasser). Cephalopoden und Trilobiten treten vor allem in den Formationen C und D auf; die tieferen Abschnitte der Formation A+B sind Glaukonit-reich.

3) Köpinge Klingt, an der Landstrasse 136 zwischen Borgholm und Köpingsvik (Südböschung); durch postglaziale Hebung landeinwärts verlagertes Küstenkliff; umzäuntes Privatgelände; Zutrittsgenehmigung wird empfohlen. Auf der Hochfläche oberhalb der Klippen befindet sich ein Gräberfeld.

Typlokalität der **Köpingsklint Formation**. Die in einem ca. 8,50 m mächtigen Profil aufgeschlossene Schichtenfolge reicht von den unteren Ceratopyge-Schiefern (Alaunschiefer-Formation) bis in die höheren Lanna-Kalksteine (Hornsudde-Formation); detailliertes lithostratigraphisches Profil in van Wamel (1974); s.a. Stouge (2004: Fig.5).

4. Küstenaufschluss Albrunna, ca. 180 m südwestlich der Windmühle.

Oberes Mittelkambrium. Die ca. 1,5 m mächtige Abfolge (Äleklinta-Member) besteht im Wesentlichen aus einer Wechsellagerung von feinkörnigen Kalksandsteinen und mergeligen Schiefern einer gut durchlüfteten Flachwasserfazies (Rippelmarken, Schrägschichtung, Rinnenfüllungen, Bioturbation); Spuren und Schill von Trilobiten (Paradoxides); frühdiagenetische Kristallisation von Pyrit um organische Reste im noch unverfestigten Sediment; hangende Schwarzschiefer der Alaunschiefer-Formation unter der Vegetationsdecke; z.B. Erdtmann & Huttel (1988).

5. Küstenaufschluss westlich von Ottenby, unmittelbar westlich des Gutshofs „Ottenby“.

Unterordovizium bis unteres Mittelordovizium. Das ca. 3,5 m mächtige Profil beginnt mit den Dictyonema-Schiefern an der Basis (Alaunschiefer-Formation) und endet in Lanna-Kalksteinen der Bruddesta-Formation (Megistaspis aff. limbata Zone); Profildarstellungen in Tjernvik (1956); s.a. Stouge (2004: Fig. 13). In einer Aufnahme von Walliser (s. Alberti & Walliser 1983, S. 29) folgen darüber noch ca. 40 cm Schwarzschiefer mit Stinkkalken; lt. Jaanusson & Mutvei (1982: S.10) bester Aufschluss von Ceratopyge-Kalkstein auf Öland.

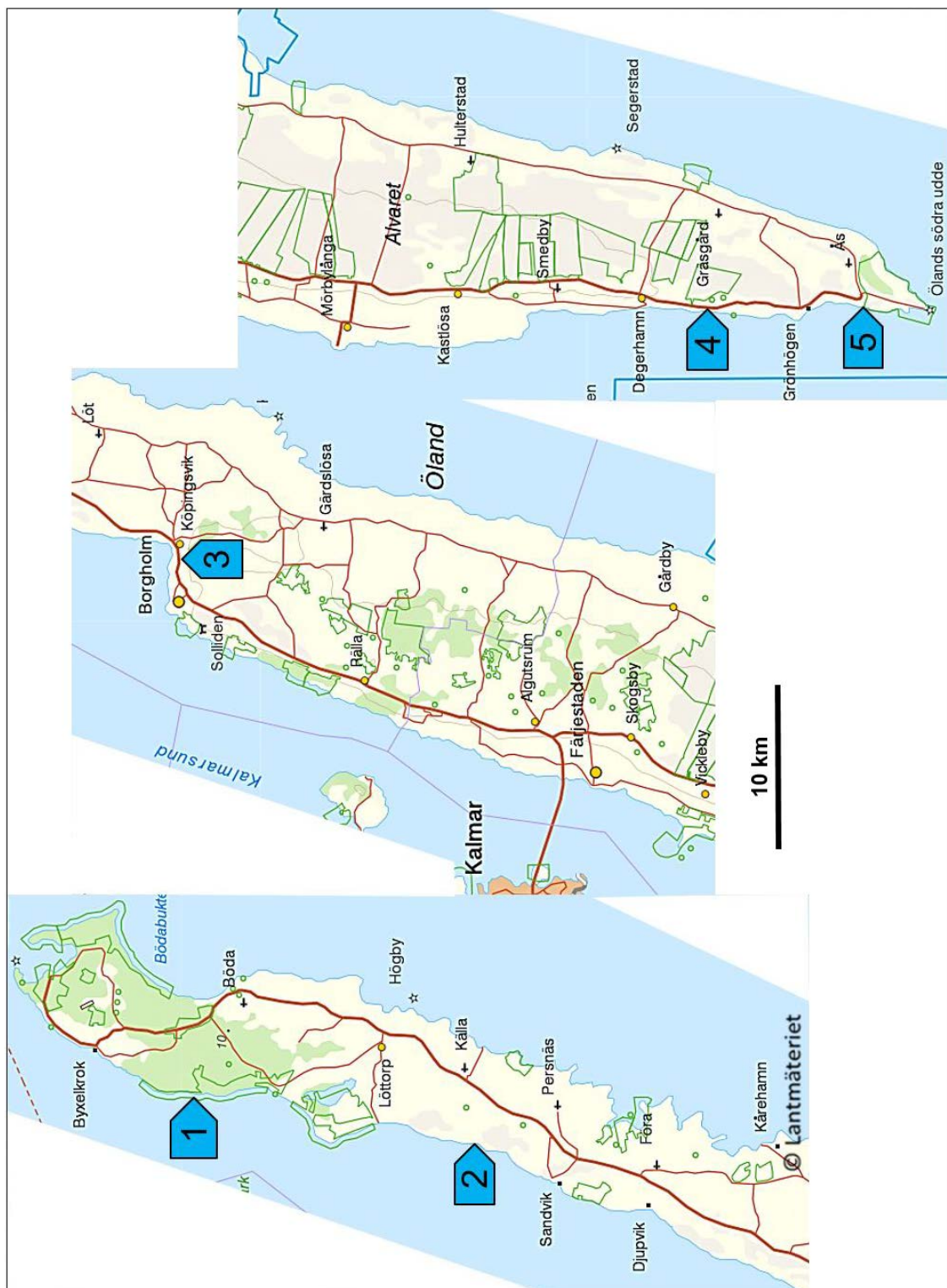


Abb. 5.3.1: Lage weiterer Stationen auf Öland; Nummern entsprechen der o.a. Auflistung.

6. Västervik-Region

Das Exkursionsgebiet in der Umgebung von Västervik (Abb. 6.1) liegt im Übergangsbereich zwischen der Svekofennischen Region und dem südlichsten Abschnitt der Transskandinavischen Magmatischen Zone (TMZ; s.Kap.1; Abb. 1.1 und 1.2), die in der englischsprachigen Literatur als „Transskandinavian Igneous Belt (TIB)“ bezeichnet wird. Die TMZ stellt ein ca. 1400 km langes und bis zu ca. 300 km breites N-S streichendes Krustensegment dar, welches sich von der schwedischen Ostseeküste bis nach Nordwest-Norwegen erstreckt, wo es in Form von tektonischen Fenstern innerhalb der kaledonischen Decken zu Tage tritt (Abb. 1.1). Dieser Gürtel besteht im Wesentlichen aus einer Aneinanderreihung granitoider Plutonite (Batholithe) mit, je nach Region bzw. Anschnitt-Niveau, unterschiedlichen Anteilen vulkanischer Äquivalente und meta-sedimentärer (svkofennischer) Rahmengesteine. Innerhalb der TMZ wurden verschiedene Untergliederungen der Plutonite nach Magmentypen und Altersmustern vorgeschlagen (z.B. TIB 0- bis TIB 3-Granitoide), die jeweils in bestimmten Teilregionen vorherrschen, teilweise jedoch schwer gegeneinander abgrenzbar sind. Für die Einbindung der TMZ in die Gesamtentwicklung des Baltischen Schildes werden verschiedene geodynamische Modelle diskutiert. Einen Überblick hierzu, unter Berücksichtigung der geologischen Entwicklung verschiedener Teilregionen der TMZ, findet sich in Högdahl et al. (2004).

Die Västervik-Region wird in neueren Publikationen als Teil eines früh-proterozoischen Back-Arc-Beckens interpretiert, das durch eine N- bis NE-gerichtete Subduktion am südöstlichen Randbereich der Svekofenniden angelegt wurde (z.B. Beunk & Page, 2001; Sultan et al. 2006). Der damit assoziierte Magmatismus wird durch die Granitoide der TMZ und deren effusive Äquivalente repräsentiert. Der südlich gelegene sog. „Oskarshamn-Jönköping-Belt“ (OJB; Abb. 1.2), der z.T. etwas höhere Alter als die TMZ aufweist, wird als Teil eines zugehörigen Magmatischen Gürtels betrachtet (z.B. Mansfeld et al. 2005). Neuere Daten deuten darauf hin, dass der OJB bereits vor der Bildung der TMZ in Kollisionsprozesse involviert war (Makowski & Mansfeld 2014). In der Västervik-Region liegt das heutige Anschnittniveau im Grenzbereich zwischen der sedimentär/vulkano-

genen Back-Arc-Beckenfüllung und hohen Intrusionsstockwerken der TMZ-Granitoide (Details s.u.).

Neuere Daten zur zeitlichen und geochemischen Entwicklung der Västervik-Region finden sich u.a. bei Nolte et al. (2011) sowie Kleinhanns et al. (2012, 2015).

Die Füllung des Back-Arc-Beckens wird durch die sog. „Västervik-Formation“ (VF) repräsentiert. Hierbei handelt es sich vorwiegend um Meta-Siliziklastika, deren Material i. W. aus den nördlich gelegenen, älteren svekofennischen z.T. auch aus archaischen Krustensegmenten geliefert wurde. Das Sedimentationsalter dieser Siliziklastika lässt sich wie folgt eingrenzen: Die jüngsten U-Pb-Alter detritischer Zirkone geben mit ca. 1.87 Ga den frühestmöglichen Beginn der Sedimentation an (Sultan et al. 2005). Das Ende der Sedimentation sollte deutlich vor den frühesten Intrusionen der TMZ-Granitoide in die VF liegen, die mit ca. 1.86 Ma datiert wurden (Åhäll & Larson 2000). Unter Berücksichtigung der Fehlergrenzen ergibt sich daraus für die VF ein kurzer Sedimentationszeitraum von maximal ca. 20 Ma. Diese Aussage gilt naturgemäß nur für das heutige Anschnitt- bzw. Probenahmestadium; denn es ist davon auszugehen, dass in tieferen Abschnitten (heutiges Probenahmestadium) bereits Granitoide intrudierten, während in höheren (bereits abgetragenen) Stockwerken noch Sedimentation stattfand.

Generell wird ein syn-sedimentärer Magmatismus durch stratiforme basische und felsische Vulkanite innerhalb der VF belegt. Für entsprechende Vulkanite, die keinen lokalen Bezug zu Förderkanälen zeigen, muss auch eine Lieferung aus dem OJB in Betracht gezogen werden. Genaue Angaben über die primäre Mächtigkeit der VF sind aufgrund der komplexen Tektonik (s.u.) und dem fraglichen Umfang bereits vollständig erodierter Schichtglieder problematisch.

Vor Intrusion der TMZ-Granitoide (s.u.) setzte infolge andauernder Plattenkonvergenz eine intensive Deformation in einem dextral-transpressiven Regime ein, verbunden mit einer amphibolithfazialen Metamorphose bei niedrigen Drücken und hohen Temperaturen. Dies führte zu einer weitgehenden „Schließung“ des Back-Arc-Beckens. Während die damit verbundene Großfaltung

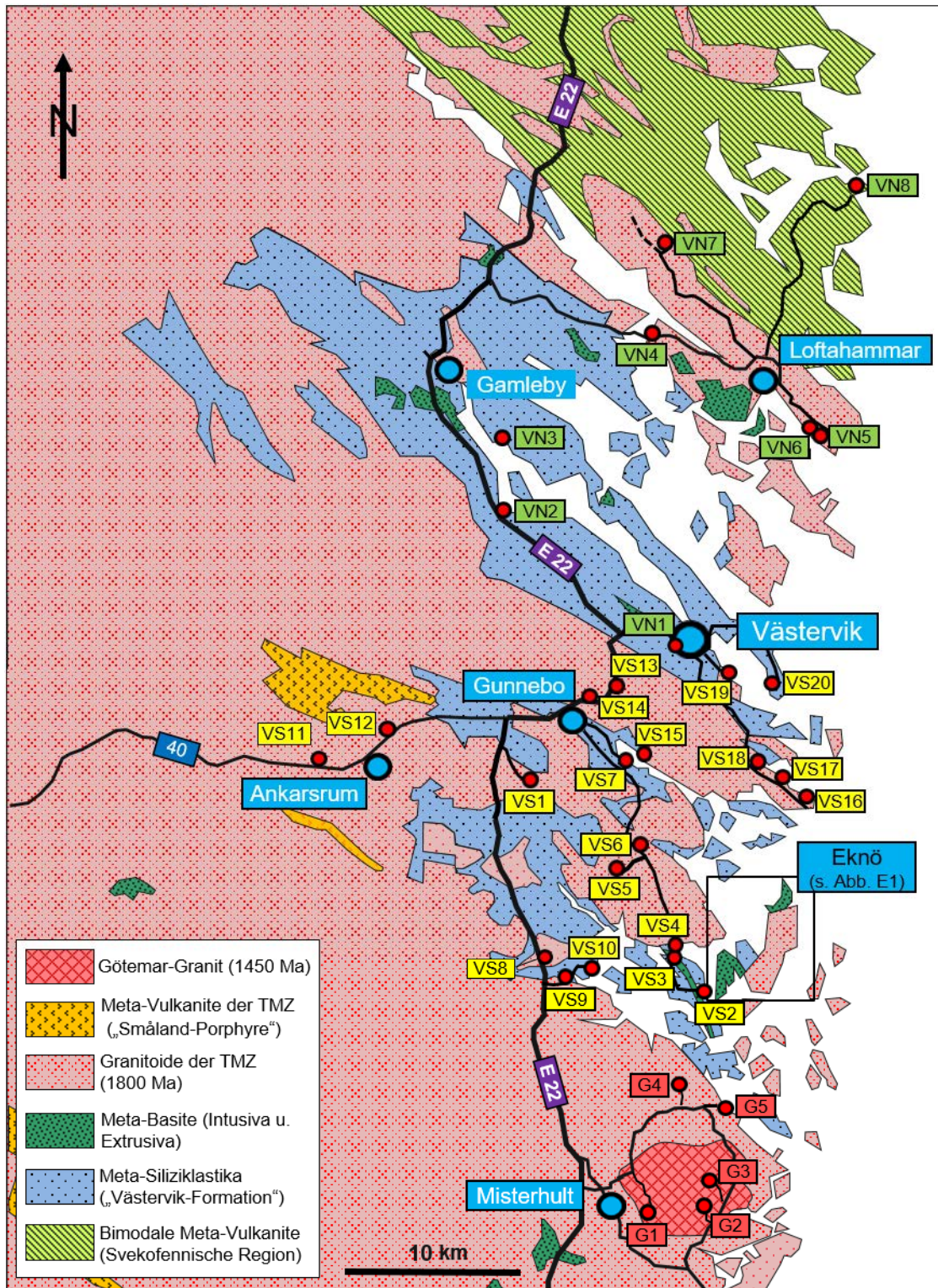


Abb. 6.1: Geologische Kartenskizze der Västervik- und Götömar-Region (stark vereinfacht nach Lundegårdh et al. 1985) mit Stationen der Exkursion; Erläuterungen zu den genannten Gesteinseinheiten siehe Text.

vorwiegend um NW-SE streichende Achsen das Gebiet gleichmäßig erfasst, konzentrierten sich damit assoziierte duktile Verformungen auf

schmale oft vernetzte Scherzonen. In den dazwischenliegenden Bereichen fand keine oder nur eine geringe penetrative Deformation statt. Auch Kleinfalten, deren Raumlage vorwiegend jener der

Großfalten entspricht, sind nur lokal entwickelt. Dadurch treten in weiten Bereichen der VF geschonte Domänen mit gut erhaltenen Primär-Gefügen sowohl in den Meta-Siliziklastika (z.B. Gavelin & Russel 1967) und als auch in den Meta-Vulkaniten auf, die noch weitreichende Rückschlüsse auf Ablagerungsmilieus oder Lagerungsverhältnisse (Hangend-Liegendkriterien) erlauben. In kleinerer Dimension lässt sich lokal oft eine komplexere Verformung beobachten. So beschreiben u.a. Westra et al. (1969) Falteninterferenzmuster, die auf mindestens zwei Deformationsphasen hindeuten. Generell stellt sich jedoch die Frage, inwieweit derartige Strukturen von regionaler Bedeutung sind, oder vor allem durch lokale Verformungsheterogenitäten bedingt sind (z.B. im Umfeld starrer Meta-Basitkörper). Sowohl statistische Daten für größere Bereiche (z.B. repräsentativ für einzelne Kartiergebiete) als auch lokale Beobachtungen ergaben bislang immer ein Vorherrschen von NW-SE streichenden Faltenachsen, die um sub-horizontale NNE-SSW bis NE-SW streichende Achsen überfaltet wurden (z.B. Kordilla 2008). Während späterer Verformungsphasen unter (retrograden) grünschieferfaziellen Bedingungen wurden weitere Scherzonen angelegt bzw. die o.g. Systeme reaktiviert.

Die Loftahammar-Linköping-Deformations-Zone (LLDZ; Abb. 1.2), die im Grenzbereich zwischen der Västervik-Region und den nördlich anschließenden Svekofenniden verläuft, stellt eine langzeitig aktive dextral-transpressive Scherzone dar. In ihr wurden Meta-Siliziklastika und Granitoide der TMZ gemeinsam mit bimodalen Meta-Vulkaniten aus dem südlichen Randbereich der Svekofenniden unter Hochtemperaturbedingungen mylonitisch überprägt (z.B. Eimer 2008, Kordilla 2008, Rauch 2008, Rauch & Schütz 2010). Diese Verformung führte unter weitgehender Auslöschung älterer Gefüge zur Anlage einer homogenen WNW-ESE streichenden mylonitischen Foliation (parallel zum Verlauf der LLDZ), wobei geneigte Streckungslineare vertikale Scherkomponenten belegen. Abweichungen von diesem homogenen Gefügemuster treten nur im Umfeld größerer Meta-Basitvorkommen auf, die als starre Körper Spannungs- bzw. Verformungsheterogenitäten verursachten (s.o.). Die duktile Deformation war z.T. mit einer episodischen syn-tektonischen Kalifeldspat-Metablastese verbunden (Blastomylonite; z.B. Vollbrecht et al. 2007a und b). Ein weiteres Charakteristikum der LLDZ ist das gehäufte Vorkommen von Kleinfalten mit steilen Achsen, z.T. treten

auch komplexe Überfaltungsmuster auf. Eine spätere Sprödverformungsphase ist durch steile NW-SE streichende dextrale Störungen und Katakklasezonen dokumentiert, die aber auch in der Gesamtregion auftreten.

Die mit diesem geodynamischen Regime assoziierten TMZ-Magmatite werden in der Västervik-Region im Wesentlichen durch I-Typ-Granitoide (Gruppe der sog. „Småland-Granite“) sowie durch anatektische S-Typ-Granite vertreten.

Die I-Typ-Granitoide besitzen vorwiegend granodioritische bis granitische Zusammensetzung. Makroskopische Ansprachekriterien sind vor allem ihr Gehalt an Hornblende und Titanit sowie häufig vorkommende mafische Enklaven, die auf Magmenvermischung zurückzuführen sind. Viele dieser Intrusionen besitzen Aureolen, in denen eine Kontaktmetamorphose u.a. in Form von Cordieritflecken, die meistens retrograd umgewandelt wurden, dokumentiert ist. Ein geringer Teil dieser Magmen gelangte auch an die Oberfläche und bildete entsprechende Vulkanite. Diese sog. „Småland-Porphyre“ bilden heute isolierte Vorkommen innerhalb der Granitareale, wobei Meta-Rhyolite am häufigsten vertreten sind.

Die S-Typ-Granite sind die Produkte einer progressiven Anatexis von Meta-Arkosen der VF, die im Rahmen der o.g. amphibolitfaziellen Metamorphose stattfand. Die verschiedenen Stadien von einer initialen Migmatisierung bis hin zu einer Abtrennung größerer Schmelzvolumina lassen sich im Gelände oft gut verfolgen. Makroskopisch können die als Endprodukt resultierenden Granite eindeutig identifiziert werden, solange noch sedimentäre Relikte (z.B. mafische Schlieren) enthalten sind. Größere Volumina von abgetrennten Schmelzen bilden kleine Intrusivkörper, die in geologischen Karten z.B. durch Leukogranitvorkommen innerhalb von Migmatitaren dokumentiert sind.

Insgesamt betrachtet liegen die Intrusionsalter dieser TMZ-Granitoide zwischen ca. 1.86 und 1.68 Ga, wobei eine Entwicklungstendenz von „spät-orogenen I-Typ“ nach „post-orogenen“ S-Typ Magmen vorliegt. In der Västervik-Region, d.h. im südöstlichen Randbereich der TMZ liegen die meisten Alter zwischen ca. 1.81 und 1.76 Ga.

In späteren Phasen der Erdgeschichte wurden verschiedene Krustenstockwerke dieses komplex strukturierten proterozoischen Grundgebirges durch mehrphasige Blocktektonik mit vertikalen Bewegungskomponenten in gemeinsame Niveaus versetzt, so dass an der heutigen Oberfläche unterschiedlich strukturierte Segmente nebeneinander

liegen. In diesem Schollenmuster repräsentiert ein Großteil der Västervik-Region einen abgesunkenen Block, auf dem die höheren Krustenstockwerke mit den Meta-Sedimenten der VF noch erhalten sind. Darin treten die TMZ-Granitoide als isolierte Massive oder in Form von Gängen auf. In der nordwestlich anschließenden Region sind dagegen angehobene Blöcke mit tieferen Krustenstockwerken angeschnitten. Dort wurden die Meta-Sedimente der VF bereits erodiert, und es stehen im Wesentlichen nur noch TMZ-Granitoide an.

Die heutige Oberfläche wurde wesentlich durch glaziale und periglaziale Prozesse während der letzten Eiszeit geprägt. So zeigen viele der besuchten Aufschlüsse Spuren glazialer Erosion, u.a. mit verschiedenen Indikatoren für die Richtung des Eis-transportes. Neben den Erosionsformen sind auch verschiedene glaziale Sedimente weitflächig verbreitet.

Aus den oben skizzierten Prozessen und dem zeitlichen Ablauf der geologischen Entwicklung ergeben sich folgende thematische Schwerpunkte bei

der Interpretation von Geländebeobachtungen. Zu einigen der genannten Themen werden an dieser Stelle Erläuterungsfelder angeführt (siehe **EF**):

- Progressive Migmatisierung, anatektische Granite (EF **„Migmatite“**),
- Magmatische Gefüge / Bezug zu Rheologie von Magmen (EF **„Rheologie von Magmen“**),
- Formen von Magmenvermischung (Mixing, Mingling; EF **„Magmenvermischung und -mischung“**),
- Platznahmeprozesse von Granitoiden (EF **„Platznahme von Granitoiden“**),
- Magmatische Gänge (Aplite, Pegmatite, Basite),
- Metasomatose (K, Na, Ca, Si), Metablastese (EF **„Metasomatose, Metablastese“**),
- Duktile bis spröde Scherzonen,
- Hydrothermale Alterationen.

Weitere Erläuterungsfelder sind Stationen mit entsprechender Thematik zugeordnet (s.d.).

Migmatite

Migmatite sind „Mischgesteine“, bestehend aus einer kleinräumigen Vergesellschaftung von Metamorphiten und Magmatiten. Bei letzteren handelt es sich i.d.R. um Leukogranite mit hohen Quarz- und Kalifeldspat-Gehalten. Die meisten Migmatite entstehen durch eine teilweise Aufschmelzung von metamorphen Sedimenten mit geeigneter Zusammensetzung (z.B. Meta-Arkosen). Die Aufschmelzung setzt im Gesteinsgefüge an Punkten mit niedrigster Schmelztemperatur ein (Kontakte zwischen Quarz- und Feldspatkristallen). Wasser, das z.T. bei progradierender Metamorphose durch den Zerfall von Glimmer-Mineralen freigesetzt wird, begünstigt den Schmelzprozess durch Herabsetzung der Schmelztemperaturen. Haben sich größere Schmelzvolumina gebildet und vernetzt, kommt es zu einer Trennung dieser Schmelzen von den nicht geschmolzenen Anteilen. In den so gebildeten Migmatiten können folgende Gefüge-Domänen unterschieden werden:

1. Paläosom: Unverändertes Ausgangsgestein, i.d.R. Quarz-Feldspat-Glimmer-führende Meta-Sedimente mit Mineralen einer (vor der Migmatisierung erfolgten) amphibolitfaziellen Metamorphose (z.B. Granat, Sillimanit).

2. Neosom: Dieser neu gebildete bzw. veränderte Teil eines Migmatits besteht aus:

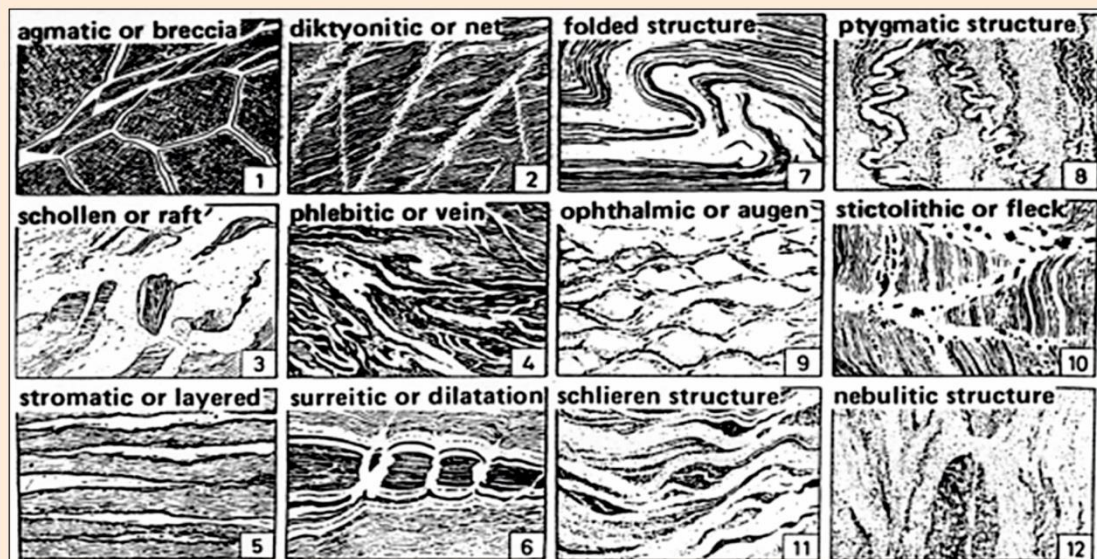
a. Leukosom: Die neu gebildeten hellen leuko-granitischen Domänen (magmatisches Gefüge), die i. W. aus Quarz und Kalifeldspat bestehen und kaum dunkle Minerale enthalten.

b. Melanosom: Domänen aus denen signifikante Schmelzvolumina ausgetreten sind und deshalb die dunklen Minerale als Reste angereichert wurden. Dieser Prozess ist an den Rändern der Melanosome besonders ausgeprägt, so dass sich dort bzw. am Kontakt zu den Paläosomen sehr dunkle, sog. Restit-Säume aus dunklen Mineralen bilden (metamorphes Restgefüge).

Die **Gefüge** dieser Migmatite können sehr unterschiedlich ausgeprägt sein, abhängig von folgenden Faktoren (s. Abb. unten; aus Mehnert 1968):

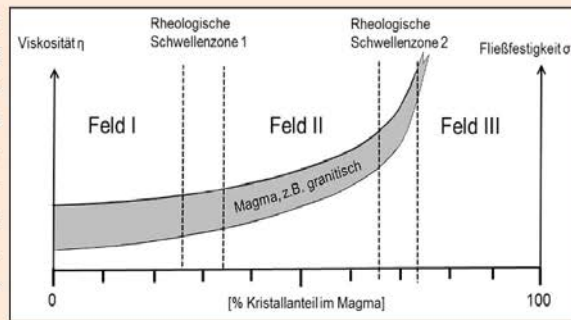
- Primäre mineralogische Zusammensetzung (Mineralarten und Mengenverhältnisse)
- Das Ausgangsgefüge (z.B. sedimentäre Wechsellagerungen; Verformungsgefüge)
- Grad der Aufschmelzung
- Syn-migmatische Verformungen („Fließfalten-Gefüge“; Gangbildungen)
- ggf. spätere duktile Überprägungen (d.h. Verformung im Festzustand).

Der o.a. Definition entsprechend können Migmatite auch dadurch entstehen, dass Schmelzen in Metamorphite injiziert werden. Dies erfolgt meistens parallel zur Foliation (stofflicher Lagenbau, Schieferung i.w.S.). Da bei dieser Genese keine in situ-Aufschmelzungen beteiligt sind, besteht keine primäre lithologische Beziehung zwischen den magmatischen und metamorphen Anteilen der Migmatite. Folglich können sowohl die Ausgangsgesteine als auch die injizierten Magmatite breite stoffliche Spektren aufweisen. Ein typisches Merkmal kann das Fehlen von Restit-Säumen sein.



Rheologie von Magmen

Die Rheologie von Magmen, d.h. ihre mechanischen Eigenschaften, werden vor allem vom jeweiligen Kristallanteil im Magma und der Viskosität des Schmelzanteils bestimmt. Die Werte beider Faktoren nehmen generell mit fortschreitender Abkühlung zu. Die nachfolgende Abgrenzung verschiedener magmenrheologischer Regime (Felder I, II, III) und der sie trennenden Schwellenbereiche (1 und 2) bezieht sich i. W. auf den Kristallanteil im Magma (nach Fernandez & Barbarin 1991):



Die wichtigsten rheologischen Eigenschaften von Magmen in den Feldern I, II, III und ihre Bedeutung für die Interpretation von Geländebeobachtungen lassen sich wie folgt beschreiben (hier für granitisches Magma):

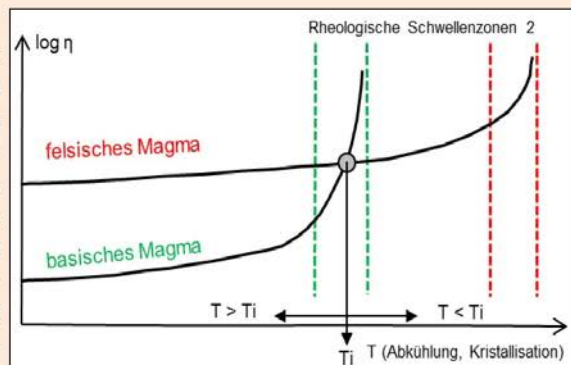
Feld I: Magma verhält sich wie eine Newton'sche Flüssigkeit. Die wenigen früh gebildeten Kristalle können im Magma frei rotieren, schnell absinken (Kumulatbildung) und ggf. durch ihre Einregelung Fließgefüge abbilden. Auch Fragmente aus den Rahmengesteinen (Xenolithe) sinken schnell ab. Bei Injektion basischer Schmelzen kann noch ein durchgreifendes Magma-Mixing stattfinden, mit entsprechenden Auswirkungen auf die bereits vorhandene Kristallfraktion (z.B. Korrosion, Anwachssäume).

Feld II: Dieses Feld stellt die breite Übergangszone zwischen Flüssig- und Festkörperverhalten dar. Felsische Xenolithe können duktil verformt werden, da der

rheologische Kontrast zum noch fließfähigen Magma relativ gering ist. Dagegen bleiben mafische Xenolithe weitgehend unverformt. Die Absinkgeschwindigkeiten von Xenolithen nehmen deutlich ab und liegen i.d.R. unter der Aufstiegsgeschwindigkeit der Magmen (d.h. Xenolithe steigen mit auf). Eine Injektion von basaltischen Schmelzen führt i.W. zu einer Magmavermischung (s.a. EF „Magmenvermischung und -mischung“). Man nimmt heute an, dass die Platznahme granitischer Magmen größtenteils im Feld II stattfindet.

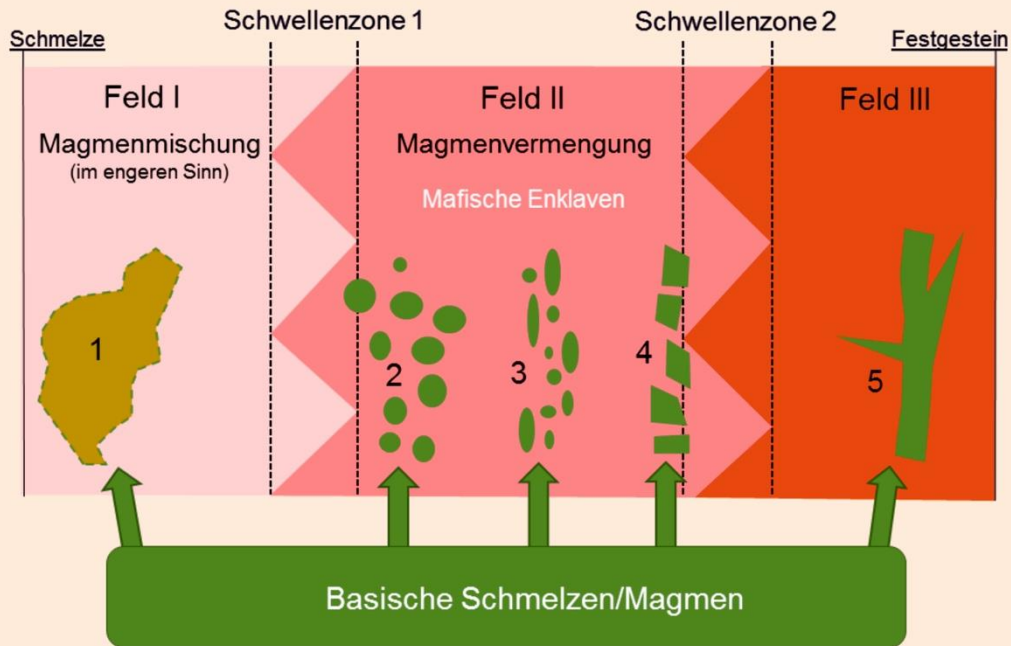
Feld III: Durch hohen Anteil an Kristallen, die zudem größtenteils miteinander „verhakt“ sind, verhält sich das Magma bereits wie ein Festkörper. Bei mechanischer Beanspruchung können bevorzugt an Spannungskonzentrationspunkten Kristallaggregate aufbrechen. In die dabei gebildeten Mikrospalten können leukokrate Restschmelzen aus den interkristallinen Bereichen eindringen und mikrogranitische Gänge bilden.

Basische und felsische Magmen durchlaufen diese Felder bei unterschiedlichen Temperaturen, entsprechend ihrer Liquidus- und Solidustemperaturen. So erreicht ein basisches Magma die Schwellenregion 2 bei deutlich höheren Temperaturen und seine Zähigkeit steigt deutlich über die des felsischen Magmas an. Die Kreuzung der beiden Zähigkeitskurven markiert die Inversionstemperatur T_i . Bei Koexistenz beider Magmentypen können z.B. bei $T > T_i$ Injektionen von basischen in felsische Magmen stattfinden (s. EF „Magmenvermischung und -mischung“). Bei $T < T_i$ können dagegen z.B. granitische Magmen bereits feste Basalte hydraulisch brekzieren.



Magmenvermischung und -mischung

Die Effekte einer „Mischung“ von basischen und felsischen Magmen hängen i.W. vom jeweiligen Kristallisationsgrad zum Zeitpunkt ihrer „Begegnung“ ab. Wie in EF „Rheologie von Magmen“ erläutert, nimmt mit zunehmender Kristallisation die Zähigkeit der Magmen zu, und es werden dabei verschiedenen rheologischen Eigenschaften durchlaufen, die durch Schwellenregionen getrennt sind. Nachfolgend sind die häufigsten Phänomene skizziert, die durch Injektion von basischen Schmelzen/Magmen in felsische Magmen mit unterschiedlicher Rheologie auftreten können. Zusätzlich werden Stationen genannt (alle Västervik- und Göttemar-Region), wo diese Phänomene gut zu beobachten sind. Weitere Erklärungen hierzu in den EF „Rheologie von Magmen“ (s.o.), „Syn-magmatische Gänge“ (Kap. 6.1, VS8), und „Mafische Enklaven“ (Kap. 6.1, VS16).



1. Wegen des hohen Anteils felsischer Schmelze kann eine vollständige Mischung beider Magmen stattfinden (Magmenmischung i.e.S.); im Gelände makroskopisch schwer nachweisbar.
2. Mafische Schmelztropfen mit rundlich-ovalen Formen und in unregelmäßiger Anordnung, Abschreckungssäume (VS13, G4).
3. In Dehnungszonen gangförmig angereicherte mafische Schmelztropfen, stellt eine Übergangsform zu (4) dar (VS14).
4. Ursprünglich fester, kohärenter Basitgang, der durch Fließbewegungen im felsischen Rahmenmagma fragmentiert wurde („syn-magmatischer Gang“); oft Zonarbau parallel zu den Gangrändern; Abschreckungssäume an den ursprünglichen Kontaktflächen, an den jüngeren Bruchflächen sind diese weniger ausgeprägt oder fehlend (VS8, VS16, G4).
5. Kohärenter Basitgang, der im bereits festen Rahmengestein in Spalten injiziert wurde; Mehrfachöffnungen und -injektionen möglich („crack-seal-Strukturen“); Abschreckungssäume, oft auch Zonarbau (G5).

Im Feld II können die mafischen Schmelztropfen (2;3) durch Fließbewegungen im felsischen Rahmenmagma nicht nur verdriftet, sondern zusätzlich auch duktil oder spröde deformiert werden.

Platznahme von Granitoiden

Es gibt eine Vielzahl von Prozessen, die i. W. von den Eigenschaften der Magmen und dem jeweiligen Verhalten der Rahmengesteine diktiert werden. Die folgende Auswahl ordnet häufig beschriebene Prozesse verschiedenen Krustenstockwerken zu.

Hohes Krustenstockwerk: Sprödes Verhalten der Rahmengesteine, hoher thermischer Kontrast zwischen Magmen und Rahmengesteinen.

Tektonisch erzeugte Dehnungsstrukturen können von Magmen intrudiert werden (z. B. Pull-apart-Strukturen, Spaltensysteme, Öffnungen in Faltenscharnieren bzw. Scheitelgänge).

„Stoping“: An den Rändern von Magmenkammern führen hohe Thermospannungen in den kalten Rahmengesteinen zu Rissbildungen. Dadurch können Blöcke aus den Rahmengesteinen herausgelöst werden und durch gravitatives Absinken als Xenolithe in die Magmen gelangen. Dieser Prozess führt sukzessive zu einer Erosion der Rahmengesteine, so dass im Dachbereich Magmen immer weiter aufsteigen können.

Mittleres Krustenstockwerk: Duktiler Verhalten der Rahmengesteine; geringerer thermischer Kontrast zwischen Magmen und Rahmengesteinen.

Diapirismus: Spezifisch leichteres Magma steigt in Form von Diapiren auf. Das Rahmengestein wird dabei duktil verformt und i.W. nach oben geschleppt. Innerhalb der Diapire werden beim Magmenaufstieg lineare Fließgefüge und in den Rahmengesteinen duktile Streckungsgefüge mit vertikaler Ausrichtung angelegt.

„Ballooning“: Bei diesem Prozess wird ein Magmakörper durch wiederholte Injektionen durch denselben Förderkanal sukzessive aufgebläht, wobei die

jüngeren Magmen jeweils in das Zentrum dieses Körpers injiziert werden. Insgesamt entsteht dadurch ein schalig aufgebauter Pluton, der sich zum Zentrum hin verjüngt. Durch das damit verbundene radiale Aufblähen werden sowohl in den älteren Magmenschalen (magmatischer bis fester Zustand) als auch in den duktilen Rahmengesteinen planare Plättungsgefüge erzeugt. Die entsprechende Foliation ist parallel zu den „Ballonzonen“ ausgerichtet. In den Rahmengesteinen kann die resultierende Einengung z.B. auch durch Faltenzüge um den Pluton abgebildet werden.

Tiefes Krustenstockwerk: Bei geeigneter Zusammensetzung, ausreichend hohen Temperaturen und verfügbarem H₂O beginnen Gesteine (Meta-Siliziklastika) zu schmelzen.

In situ-Schmelzbildung: Die zunächst an Phasengrenzen gebildeten Schmelzfilme können sich sukzessive zusammenschließen, sich vom Restgestein abtrennen und schließlich größere Schmelz-/Magmakörper bilden. Diese können dann z.B. unter Beteiligung der o.g. tiefkrustalen Prozesse in andere Rahmengesteine intrudieren. Geringe Schmelzvolumina verbleiben weitestgehend am Ort und erzeugen Migmatite (s.o.; Erläuterungsfeld „Migmatite“). Die Gesteinsbildungen einer progressiven Aufschmelzung von Meta-Siliziklastika werden auch durch die Begriffe „Anatexit“ „Metatexit“ „Diatexit“ beschrieben.

Kombinierte Platznahmeprozesse sind insbesondere bei größeren Magmenkörpern möglich. Beispiel: Ein Diapir dringt in ein hohes Krustenstockwerk ein und setzt dort seinen Aufstieg durch „Stoping“ fort.

Metasomatose

(meta = nach; soma = Umkörperung):

Umwandlung eines Gesteins oder bestimmter Gesteinskomponenten durch Stoffaustausch im festen Zustand. Die Zu- bzw. Abfuhr von chemischen Komponenten erfolgt über Lösungen, Gase oder Schmelzen, i.d.R. bei hohen Temperaturen (Austauschreaktionen; allochemische Metamorphose).

Metablastese

Durch Metasomatose hervorgerufenen Kristallwachstum. Die dabei neu gewachsenen Kristalle werden als Metablasten bezeichnet. Sind diese im Vergleich zur Gesteinsmatrix besonders groß, nennt man sie Porphyroblasten.

6.1 Stationen in der S' Västervik-Region

Die Stationen der Västervik-Region werden wegen ihrer weiträumigen Verteilung drei Teilgebieten zugeordnet (6.1: Südteil, 6.2: Nordteil, 6.3: Insel Eknö). Die Abbildung 6.1.1 zeigt den Südteil mit

den Stationen VS1 bis VS20. Weitere Stationen mit Kurzbeschreibungen sind in Kap. 6.4 aufgelistet und ihre Lage in einer gesonderten Übersichtskarte dargestellt (Abb. 6.4.1).

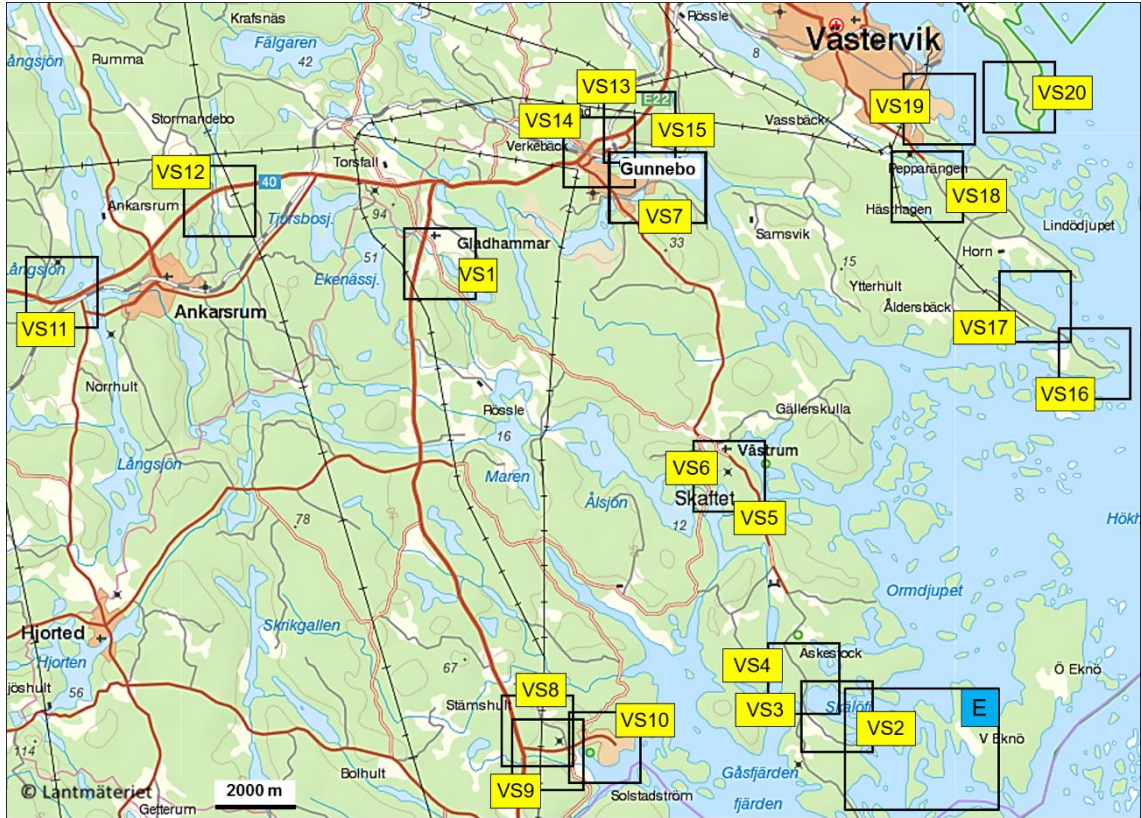
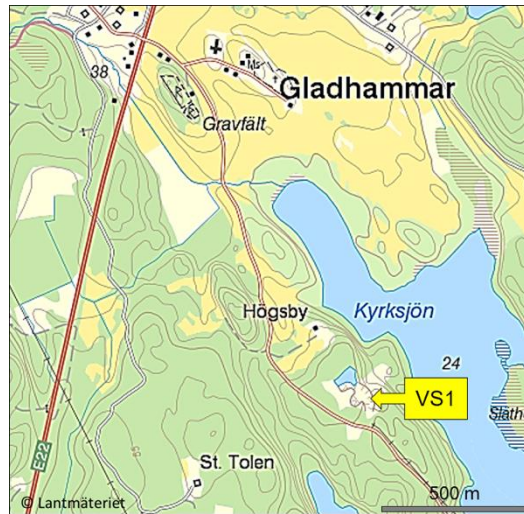


Abb. 6.1.1: Übersichtskarte mit Lage der Stationen im Südteil des Exkursionsgebietes (VS1 bis VS20; vgl. Abb. 6.1); die Rahmen entsprechen den Kartenskizzen zu den jeweiligen Aufschlüssen; Lageplan zum Teilgebiet Insel Eknö (E) s. Kap. 6.3.

VS1. Steinbruch Edelhammar

H 6397226, R 1539046

Stillgelegter Steinbruch, dessen Abbausohle weitgehend mit großen Blöcken bedeckt ist, an denen zahlreiche Phänomene zu beobachten sind und die gute Möglichkeiten einer dreidimensionalen Betrachtung von Strukturen bieten (z.B. Foliationen, Gänge, Störungsflächen).



Der anstehende rötliche bis rotbraune Granit ist typischer Vertreter aus der variantenreichen Gruppe der „Smålandgranite“ (Abb. VS1.1). Es handelt sich hier um ein homogen mittelkörniges Gestein, das lokal größere Kalifeldspat-Phenokristen enthält. Stellenweise ist eine schwach entwickelte Foliation durch Einregelung mafischer Komponenten entwickelt. Beobachtungen im Umfeld haben gezeigt, dass diese Foliation stellenweise in N-S bis NNW-SSE streichende mylonitische Foliationen bzw. entsprechend ausgerichtete duktile Scherzonen übergeht (Hoffmann 2001).

Eine der steilen Steinbruchwände ist als eine derartige mylonitische Scherzone entwickelt und besitzt stellenweise noch zusätzlich einen „kataklastischen Belag“. Die Raumlage der mylonitischen Foliation (088/75) und des zugehörigen Streckungslinears (000/71) belegen eine schräg auf- oder abschiebende Bewegungsphase. Auch im großdimensionierten Blochschutt findet man Harnisch-belegte Störungsflächen (Quarz +? Turmalin), die für strukturanalytische Übungen in Gruppen geeignet

sind (Einmessen von Störungsfläche + Harnischlinear, kinematische Interpretation).

An relativ frischen Gesteinsoberflächen, d.h. an jungen Steinbruchwänden sind runde bis ovale mafische Enklaven mit Durchmesser bis zu 20 cm zu sehen (Hoffmann 2001; s.a. EF „Mafische Enklaven“ (Kap. 6.1, VS16)).



Abb. VS1.1: Nördliche Abbauwand im Steinbruch Edelhammar mit Blockschutt im Vordergrund.

VS2. Ö Skälö, Hafen Baggeholm

H 6385266, R 1549508

An dem kleinen Bootshafen herrscht an Wochenenden oft viel Betrieb, so dass bei Anfahrt mit größeren Bussen Parkprobleme auftreten können. Es sind hier drei Aufschlüsse (A, B, C) mit unterschiedlicher Thematik zu betrachten.



Aufschluss VS2A: Klippen am großen Bootsanleger

Auf den Klippen sind feingebänderte sowie bankige, z.T. gradierte Lagen der Västervik-Formation anstehend (Abb. VS2A.1 bis VS2A.3). Hierbei handelt es sich möglicherweise z.T. um Meta-Pyroklastika, was aus den oft hohen Plagioklasgehalten gefolgert wird (z.B. Küstner 1994, S. 36-38). Zu bedenken ist hier, dass während der amphibolithfazillenen Metamorphose vermutlich eine Kornvergrößerung durch Umkristallisationen stattgefunden hat. Demnach könnte es sich beim Ausgangsmaterial z.B. um Tuffe oder Tuffite handeln. Ein vulkanogener Ursprung wird auch durch die Vergesellschaftung mit basischen Ergüssen unterstrichen (s. VS3).

Die Schichten sind intensiv gefaltet (FA: ca. 135/45) mit bereichsweiser Anlage einer makroskopisch deutlich erkennbaren Transversalschieferung (VS2A.4; sf: ca. 035/85). In Zonen mit stark ausgeprägter Schieferung ist der stoffliche Lagerbau völlig zertrennt und bildet reliktsche, gelängte Linsen zwischen den sf-Flächen (Abb. VS2A.4).

Eine wellenförmige Grenzfläche zwischen Schichten mit deutlich erkennbarem Materialkontrast wird als Sackungsgefüge interpretiert, hervorgerufen durch Dichteunterschiede zwischen den frischen Sedimenten (VS2A.3). Die durch die Grenzfläche bestimmbare Hangendrichtung (Spitzen zeigen nach oben) deckt sich mit der aus der Gradierung ableitbaren Richtung. Ihre z.T. unregelmäßige Form kann durch Überprägung während der Faltung erklärt werden.

Geringmächtige Gänge mit felsischen Injektionen folgen vor allem markanten Schichtgrenzen, sind z.T. aber auch diskordant, und dabei bereichsweise etwa parallel zur Schieferung ausgerichtet (Abb. VS2A.2). Teilweise wurden, vermutlich ältere Gängchen durch schieferungsparallele Scherung passiv gefaltet (Abb. VS2A.5).

Nahe am Ufer ist eine steile NW-SE streichende Scherfläche mit geringem dextralen Versatz zu beobachten (Abb. VS2A.6). Kleinstörungen dieser Art und Raumlage, die in der Region weit verbreitet sind (siehe z.B. Station VN8), zeigen, dass auch späte Sprödverformungen im hohen Krustenstockwerk noch in einem dextralen Regime stattfanden (vergl. Kap.6 und 7).

Sehr deutlich ausgeprägte Gletscherschrammen etwa in Richtung 170° erschweren z.T. wegen ihrer ähnlichen Ausrichtung das Erkennen der Schieferflächen.



Abb. VS2A.1: Feingebänderte, gefaltete Meta-Sedimente der Västervik-Formation, fragliche Pyroklastika.



Abb. VS2A.2: Lagen-parallele und diskordante felsische Injektionen in die zuvor gefalteten Meta-Sedimente.



Abb. VS2A.3: Grenzfläche zwischen feinkörniger und grobkörniger/gradierter Lage innerhalb der Meta-Sedimente; die lobate Form wird als ein primäres Sackungsgefüge infolge von Dichteunterschieden interpretiert, das teilweise noch durch Faltung überprägt wurde; ss-parallele und diskordante felsische Injektionen (Foto: Janeta Klaus 2011).

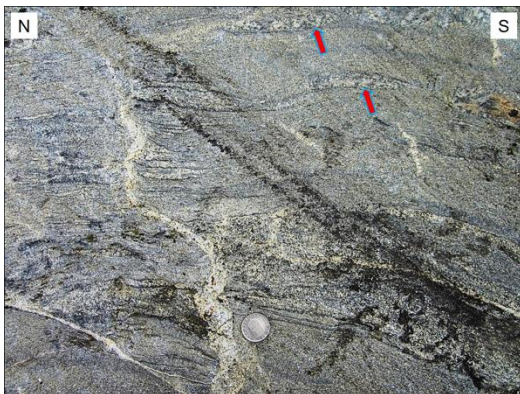


Abb. VS2A.4: Lokal entwickelte, unregelmäßige Transversalschieferung (im Bild horizontal); vereinzelt befinden sich zwischen den Schieferflächen reliktsche Linsen von metablastisch überprägten Lagen (Pfeile; Foto: Janeta Klaus 2011).

Hier treten in den Meta-Sedimenten Rinnen auf, deren Füllung sich durch eine erhöhte Anzahl von dunklen „Flecken“ (ursprünglich Cordierit/Andalusit) von der Umgebung abhebt. (Entstehung der Flecken siehe VS2C). Die Rinnen können hier als

Hangend-Liegend-Kriterium in den Metamorphiten verwendet werden.



Abb. VS2A.5: Bei Anlage der Transversalschieferung passiv gefalteter Granit-Gang (Foto: Janeta Klaus, 2011).



Abb. VS2A.6: Dextrale Scherfläche (Aufsicht auf etwa horizontale Fläche), erkennbar am Versatz eines Granit-Gang.

Aufschluss VS2B: Klippen an der Bootstrailer-Rampe

An dieser Stelle nicht zugänglich, aber unter leichter Wasserbedeckung (Niedrigwasser) noch erkennbar: komplexe Faltung um steile Achsen.

Aufschluss VS2C: Weganschnitt östlich der Parkplatzzufahrt (Fleckengneis-Mylonite)

Die hier anstehenden Fleckengneise zeigen kontinuierliche Übergänge zu Myloniten (s.u., EF „**Mylonite**“), abgebildet durch eine zunehmende Längung der Flecken bis hin zur kompletten „Auswäzung“ parallel zur mylonitischen Foliation, die steil nach ESE einfällt (Abb. VS2C.1). Die Langachsen der Flecken sind subhorizontal ausgerichtet und deuten damit auf eine vorherrschende Seitenverschiebungs-Kinematik hin. Nach Farrenkopf (2000) liegt eine komplexe Entwicklung der Petrographie und Gefüge vor, bei der ein duktiler Mylonit zunächst eine durch eine post-kinematische Kontaktmetamorphose (Intrusion der Småland-Granite um 1800 Ma) bei niedrigen Drücken und hohen Temperaturen von max. 600 bis 650 °C überprägt wurde und anschließend in der Abküh-

lungsphase eine retrograde hydrothermale Alteration erfahren hat. Durch diese Prozesse wurden die mikroskopischen Mylonitgefüge weitgehend ausgelöscht, die makroskopischen blieben dagegen erhalten. Gleiches gilt für untergeordnete primäre Sprödverformungsgefüge.

Als Ausgangsgesteine werden Mg-reiche Siliziklastika mit hohem Tongehalt und siltig-sandigen Einschaltungen sowie evtl. auch tuffitischen Anteilen angenommen. Teilweise wird die mylonitische Foliation auch durch Erzlagen abgebildet, die vermutlich ehemalige Seifenlagen (Black Sands) abbilden.

Bei den Flecken handelte es sich primär um poikloblastischen Cordierit (hoher Mg-Gehalt im Sediment) und Andalusit (Chiastolith). Durch die o.g. Umwandlungsprozesse (Neumineralisation und Rekristallisation) liegen heute komplexe Kern-/Mantelstrukturen vor, die vorwiegend aus Quarz, Serizit und Sillimanit bestehen (detaillierte Beschreibungen in Farrenkopf 2000).

Fleckengesteine dieser Art kommen in einem etwa 5 km langen Streifen entlang der Westküste von Skälö bis zur westlichen Südspitze von Skavdö vor (s.a. Dahl 1972; Lohberg 1963; Russell 1969; Kartenkompilation in Farrenkopf 2000: Abb. 6).

Unmittelbar westlich der Einfahrt zum Parkplatz beschreibt Farrenkopf (2000) noch eine steile N-S streichende Ultramylonitzone in quarzreicheren Meta-Siliziklastika.



Abb. VS2C.1: Schwach mylonitischer Fleckengestein.

Mylonite

Mylonite sind typische Gesteine duktiler Scherzonen, wobei mit zunehmendem Grad der Verformung zwischen Proto-, Ortho- und Ultramylonit unterschieden wird. Ihre Bildung ist vor allem an kristallplastische Verformungsprozesse (Versetzungsgleitung, Erholung, Rekristallisation) sowie Korngrenzengleitung bei hohen Temperaturen in tieferen Krustenstockwerken gebunden. Die Grenze zum höherkrustalen spröden Stockwerk variiert mit der mineralogischen Zusammensetzung der Ausgangsgesteine bzw. den während der Verformung herrschenden geothermischen Gradienten. Der Prozess Mylonitisierung führt bei hohen Verformungsbeträgen i.d.R. zu einer völligen Überprägung der Ausgangsgesteine, so dass diese z.T. nicht mehr bestimmbar sind.

In primär nicht foliierten Ausgangsgesteinen lassen sich Mylonitzonen makroskopisch vor allem anhand folgender Merkmale abgrenzen:

- Mylonitische Foliation (Formregelungen, lagenweise Trennung von hellen und dunklen Mineralen); s. a. Erläuterungsfeld „Magmatische vs. mylonitische Fließgefüge“ (VS5),
- Mylonitisches Streckungslinear auf der mylonitischen Foliation (bipolarer Bewegungsindikator),
- Kornverkleinerung (durch dynamische Rekristallisation).

Weitere Merkmale, unabhängig vom Gefüge der Ausgangsgesteine:

- Rekristallisationsäume um reliktsche, größere Kristalle (Porpyroklasten),
- Oft retrograde Mineralumwandlungen (z.B. Neubildung von „OH-Mineralen“),
- Rotationale Gefüge (u.U. Verwendung als Schersinn-Indikatoren).

Da die Versetzungsgleitung (s.o) in Abhängigkeit von der Verformungstemperatur auf unterschiedlichen Kristallgitter-Ebenen abläuft, erzeugen die damit verbundenen Rotationen z.T. spezifische Texturen (Einregelungen der Kristallgitter). Texturen können somit nicht nur als kinematische Indikatoren, sondern z.T. auch als Temperaturindikatoren verwendet werden. Insbesondere Quarz, als wichtiges gesteinsbildendes Mineral, zeigt aufgrund seiner Kristalleigenschaften eine starke Tendenz zu duktiler Verformung mit diagnostischen Texturen.

VS3. Klippen an der Brücke N-Küste Skälö

H 6386170, R 1548065

Parkstreifen nördlich der kleinen Brücke (Skälöbro) bietet Platz für ca. 4 Kleinbusse; an der kleinen Brücke Abstieg zu den östlich gelegenen Klippen.



In steil stehende WNW-ESE streichende quarzreiche Meta-Sedimente der Västervik-Formation ist ein Horizont mit basischen Flows eingeschaltet (Abb.VS3.1).

Vier ca. 1 bis 2 m mächtige Lagen mit rundlich-ovalen bis röhrenförmiges gefülltes Blasen (Abb.VS3.2) innerhalb des insgesamt ca. 6 bis 7 m mächtigen Horizonts deuten auf mehrere Ergüsse hin.



Abb. VS3.1: Blick von der Landstraße nach Osten auf den Aufschluss; rote Linie markiert die Grenze zwischen Meta-Basalten und steil einfallenden Meta-Sedimenten der Västervik-Formation.

Aus der einheitlichen Ausrichtung gelangter Blasen und Röhren schräg zur Begrenzung des Flow-Horizonts lässt sich möglicherweise die ungefähre Fließrichtung der Lava ableiten. Anhand der Blasenverteilungen innerhalb der Flows ergibt sich eine Verjüngung (Hangendes) in SW-Richtung. Führt man eine entsprechende Rückrotation der Lagen in die Horizontale durch, so ergibt sich eine

Fließrichtung nach NNW. Ein nach oben gerichtetes Y-förmiges Zusammenwachsen von Röhren als weiteres Hangend-Liegend-Kriterium konnte nicht eindeutig festgestellt werden.



Abb. VS3.2: Gefüllte Blasen und Röhren im oberen Bereich eines Flow-Horizonts. Anhand ihrer Auslängung bzw. Neigung zur lithologischen Grenzungsfläche lässt sich (in jetziger Raumlage) eine rechtssinnige Fließrichtung ableiten; weitere Erläuterungen im Text.

Die Genese von grauen, feinkörnigen Lagen mit unregelmäßigen Kontakten zur dunklen basaltischen Matrix ist fraglich (Abb. VS3.3). Es könnte sich um Lagen aus alterierten vulkanischen Glascherben oder Aschen handeln, die im fließenden Magma teilweise fragmentiert bzw. verdriftet wurden.



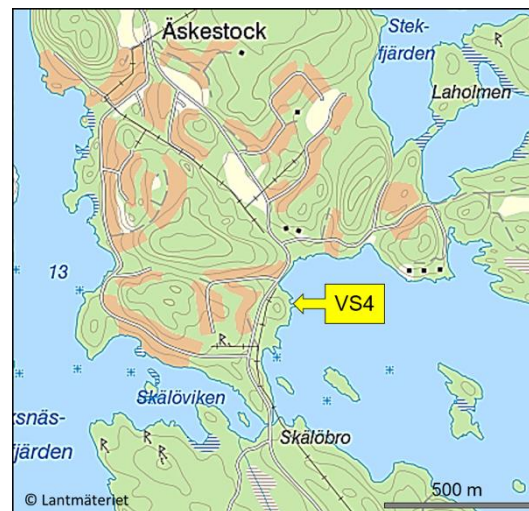
Abb. VS3.3: Feinkörnige graue Lage mit ausgefranzten Rändern innerhalb eines Flows; Entstehung fraglich

(schwach „verwirbelte“ Aschenlage oder Lage aus alterierten vulkanischen Glasscherben).

VS4. Äskestock, Klippen am Bootssteg

H 6386617, R 1548101

Kleiner Parkplatz an Wegeinfahrt auf gegenüberliegender Straßenseite.



An den Klippen am Bootssteg sind Meta-Siliziklastika der Västervik-Formation aufgeschlossen. Die Schichten sind um steile Achsen mit Ausbildung einer Transversalschieferung gefaltet (sf: ca. 005/70), die hier das dominante Trennflächengefüge darstellt.

Im Südbereich des Aufschlusses wird die sedimentäre Schichtung (ss: ca. 215/70) durch dunkle meta-pelitische Linsen in den hellen Meta-Psammiten abgebildet. Hierbei handelt es sich vermutlich um ursprünglich durchgehende pelitische Lagen, die während der Faltung zunächst boudiniert und anschließend bei Anlage der Transversalschieferung (sf) durch Scherung zu sigmoidalen Körpern überformt wurden. (Abb. VS4.1). Knapp oberhalb des Wasserspiegels ist eine Kleinfalte aufgeschlossen (Abb. VS4.2), die als Adventivfalte dem Großfaltenbau zugordnet werden könnte. Der geschlossene Verlauf der Schichtspur im

Scharnierbereich deutet allerdings darauf hin, dass es sich um eine komplexere Überfaltungsstruktur handelt.

Im Rahmen einer Kartierung unmittelbar nordöstlich von Äskestock konnte Farrenkopf (2000) anhand von morphologischen Kriterien und ihrer Dimensionen zwei Faltengenerationen und an sie gebundene Schieferungen unterscheiden, die spitzwinklig zueinander orientiert sind. Danach ist die hier beobachtete Kleinfalte und die damit assoziierte Transversalschieferung der F1-Generation zuzuordnen, deren Achsen tendenziell mit ca. 45° nach N einfallen. Die Dimension dieser meist engen bis isoklinalen F1-Falten liegt im cm- bis m-Bereich. Die größer dimensionierten F2-Falten sind dagegen offen und z.T. mit einer Runzelschieferung verbunden. Ihre Achsen tauchen mit ca. 45° vorwiegend nach NW ab und entsprechen damit dem Kartenbild-prägenden Großfaltenbau.



Abb. VS4.1: Sedimentäre Schichtung (ss), abgebildet durch lagenweise Anreicherungen von sigmoidalen meta-peltischen Linsen, die aus ursprünglich durchgehenden durch Faltung bzw. damit verbundener Transversalschieferung (sf) erzeugt wurden.



Abb. VS4.2: Durch eine dünne metapelitische Lage abgebildete Adventivfalte; die geschlossene Form im Scharnierbereich (Pfeil) deutet auf eine Mehrfachfaltung hin.

Die polierten Oberflächen der Felsen zeigen deutliche Spuren eines hier etwa nach 170° gerichteten Eistransports in Form von Gletscherschrammen und unterschiedlichen Sichelmarken (s. Abb. VS4.3).

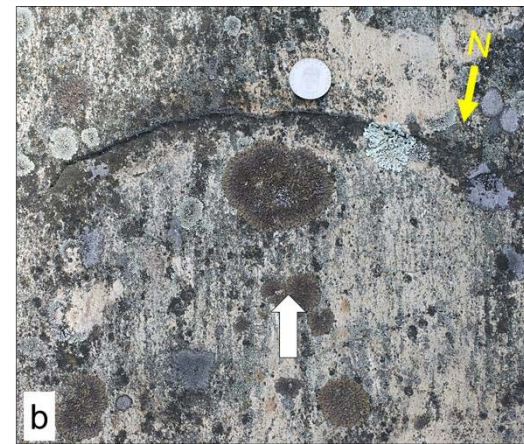
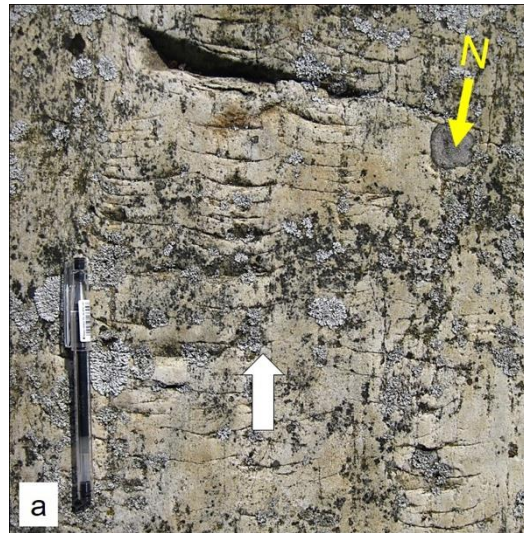


Abb. VS4.3: Durch Eistransport erzeugte Sichelmarken. Die regionale Eistransport-Richtung ist hier nach ca. 170° (weiße Pfeile). Die entsprechenden Schleifmarken sind in diesen Bereichen nur schwach erkennbar, an anderen Stellen des Aufschlusses aber deutlicher entwickelt: **a.** (li) konkave Sichelmarken (Dehnungsrisse; „crescentic fractures“), **b.** konvexe Sichelmarken (Scherrisse mit Ausbruch; „lunate fractures“).

VS5. Skaftet (Badeplatz Toven)

H 6391936, R 1545998

Gut geeignet für Mittagspause, Kiosk nur zu unregelmäßigen Zeiten bewirtschaftet, Toilettenhäuschen.



In den ufernahen Klippen sind Übergänge von einem mittelkörnigen Granit in eine steile duktile Scherzone im m-Bereich aufgeschlossen. Die entsprechende Scherzone wird im Satellitenbild durch ein NNW streichendes Lineament abgebildet (Abb VS5.1). Südöstlich vom Badeplatz spaltet sich diese Deformationszone offensichtlich in mehrere Teilstörungen auf.

An frischen Bruchflächen lässt sich die Orientierung der mylonitischen Foliation und der zugehörigen Lineation gut einmessen: S_{myl} : ca. 060/85; L_{myl} : ca. 325/70. Damit wird zumindest für einen Abschnitt der Deformationsgeschichte eine Schrägbewegung mit Betonung der Steilkomponente angezeigt. Ein Schersinn ist makroskopisch jedoch nicht bestimmbar.

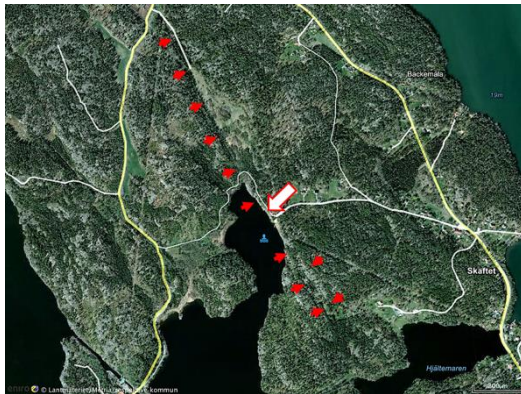


Abb. VS5.1: Satellitenbild der Region westlich von Skaftet mit Lineament (kleine Pfeile), das den hier aufge-

schlossenen Myloniten zugeordnet werden kann. Großer Pfeil markiert den Beobachtungspunkt an den Klippen. Kürzere etwa parallel verlaufende Lineamente sind auch in anderen Bereichen des Bildausschnitts erkennbar.

Die Lokalisierung dieser Mylonitzone bietet sich als kleine Übung an, verbunden mit einer kurzen Erläuterung makroskopische relevanter Merkmale. Darüber hinaus wären mögliche Kriterien zur Unterscheidung von duktilen und magmatischen Fließgefügen ein weiterer Diskussionspunkt (s.u., EF „**Magmatische vs. mylonitische Fließgefüge**“).

Außerdem sollten an dieser Station einige Gelände-relevante Grundlagen für die Interpretation magmatischer Gefüge erläutert werden, um wichtige Phänomene in den folgenden Aufschlüssen entsprechend interpretieren zu können (EF „**Rheologie von Magmen**“ sowie „**Magmenvermischung und -mischung**“ (s. Kap. 6); z.B. Koopmann 2004, Vaughan & Thistlewood 1995).

Magmatische vs. mylonitische Fließgefüge

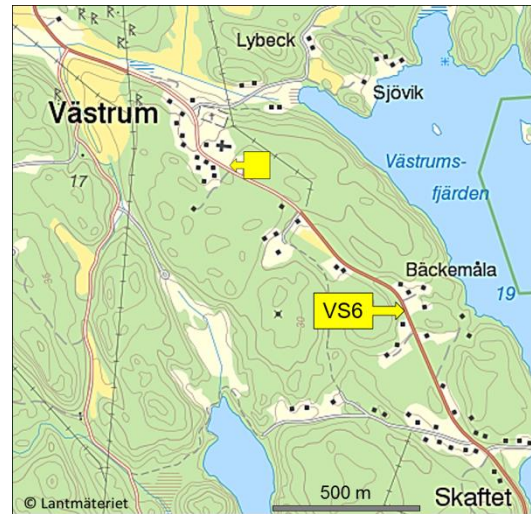
Fließbewegungen können sowohl magmatisch als auch durch duktile Verformungen im Festzustand (Produkt = Mylonite) stattfinden. In Granitoiden erzeugen beide Prozesse ähnliche Gesteinsgefüge, die bei falscher Ansprache zu Fehlinterpretationen führen können. Dabei ist grundsätzlich nicht auszuschließen, dass primär magmatische Fließgefüge mylonitisch überprägt wurden. In der folgenden Tabelle sind mögliche makroskopische Unterscheidungskriterien zusammengestellt (Leiss & Vollbrecht, unveröff.; s.a. EF „Mylonite“, Kap. 6.1; VS2).

	magmatisch	mylonitisch
Foliation	meistens homogen, abgebildet durch bevorzugte Einregelung der Feldspäte und Glimmer, stofflicher Lagenbau undeutlich bzw. selten	bei fortgeschrittener Mylonitisierung abgebildet durch Einregelung der Hauptkomponenten, zusätzlich oft stofflicher Feinlagenbau; Abstände zwischen den Lagen z.T. unregelmäßig
Grenzen zum nicht foliierten Rahmengestein	oft diffus	oft deutlich bis abrupt
Quarz-Teilgefüge	bildet oft Netzwerk zwischen eingeregelteten Feldspäten und Glimmern	bildet meistens deutlich gestreckte Aggregate oder dünnplattige Lagen
Feldspat-Teilgefüge (Formregelung)	z.T. in Form von dachziegelartiger Anordnung (Tiling)	tendenziell Langachsen in der Foliation und parallel zum Streckungslinear
Korngrößen	keine oder nur geringfügige Unterschiede im Vergleich zum nicht foliierten Rahmengestein	meistens deutlich geringer im Vergleich zum nicht foliierten Rahmengestein
Mineralumwandlungen (im Vergleich zum Rahmengestein)	keine	oft retrograd (Bildung von „OH-Mineralen“)
Feldspat-Großkristalle	= Phänokristen (Frühkristallite); evtl. Wachstumszonierung, Anwachssäume	= Prophyroklasten (Verformungsrelikte); evtl. spröde zerschert oder mit feinkörnigen Rekrystallisationsäumen als Produkt einer duktilen Verformung (ggf. als Schersinn-Indikatoren verwendbar)
Anordnung von Zonen	Ausrichtung und Position oft mit Bezug zur Form des Magmatitkörpers (z.B. parallel zu den Rändern der ehemaligen Magmenkammern)	Bezug zu Paläo-Spannungsrichtungen bzw. regionaler Kinematik; äquivalente Foliationen auch in anderen Lithologien (z.B. in benachbarten Meta-Sedimenten)

VS6. Bäckemåla

H 6392310, R 1546536

Kuppe an der Landstraße ca. 200 m nördlich von Skaftet, Böschung an der Ostseite. An dem Seitenstreifen befand sich bis 2013 eine Bushaltestelle; für längere Parkzeiten war deshalb der Fahrplan zu berücksichtigen war. Es ist z.Zt. nicht bekannt, ob die Entfernung der Haltestelle nur vorübergehend oder dauerhaft ist.



In der Böschung an der Bushaltestelle stehen zwei Granitoide an, die in unregelmäßiger Weise miteinander vermischt sind („Magma-Mingling“; Abb. VS6.1a bis c). Nach einer petrographischen Analyse von Frei (1997) handelt es sich bei dem hellen Typ um einen Alkalifeldspat-reichen Leukogranit, während der dunkle Typ granodioritische Zusammensetzung aufweist.

Auffällig ist, dass die Form der Kontaktflächen zwischen beiden Lithotypen kleinräumig wechselt, was auf heterogene rheologische Verhältnisse während der Strukturprägungen schließen lässt. Teilweise deuten wellenförmig verzahnte Kontaktflächen auf instabile Grenzflächen zwischen zwei „flüssigen“ Magmen mit deutlichen Dichte-/Viskositätsunterschieden hin (Abb. VS6.1a). Andererseits bildet der helle Granit scharf begrenzte Gänge im Granodiorit (Abb. VS6.1b), d.h. hier intrudierte noch fließfähiges leukokrates Magma in Spalten, die vermutlich hydraulisch im bereits weitgehend auskristallisierten (festen) Granodiorit aufgebrochen wurden. Größtenteils sind die Kontaktflächen jedoch sehr ungleichförmig entwickelt, so dass eine eindeutige Interpretation problematisch ist (Abb. VS6.1c).

In Biotit-reichen Domänen des Granodiorits ist eine z.T. gerunzelte Foliation entwickelt, in die teilweise ein „lit-par-lit“-Injektion des leukokraten Magmas im mm-Bereich erfolgte.

Diskutiert werden kann an dieser Stelle die genetische Beziehung zwischen beiden Magmatypen:

z.B. getrennte Quellen oder Differentiate aus einem granitischen Stammagma oder Vermengung von Neo-(Leuko-)som und Paläo-(Melano-)som während einer progressiven Anatexis.

Das gleiche „Mischgestein“ steht u.a. in der Böschung am südlichen Ortseingang von Västrum an (s. Lageplan, gelber Pfeil ohne Beschriftung; nächste Ortschaft ca. 1,5 km nordwestlich).

Am südlichen Rand des Aufschlusses ist eine Störungsfläche mit Calcit-Harnischen zu beobachten, die eine Schrägverschiebung anzeigen aber keinen eindeutigen Schersinn erkennen lassen (Raumlagedaten: S: 025/69, L_H: 312/55). Auch nimmt in dieser Richtung die Kluftdichte deutlich zu. Als zusätzliche Beläge auf den Bruchflächen treten Hämatit und Epidot auf.

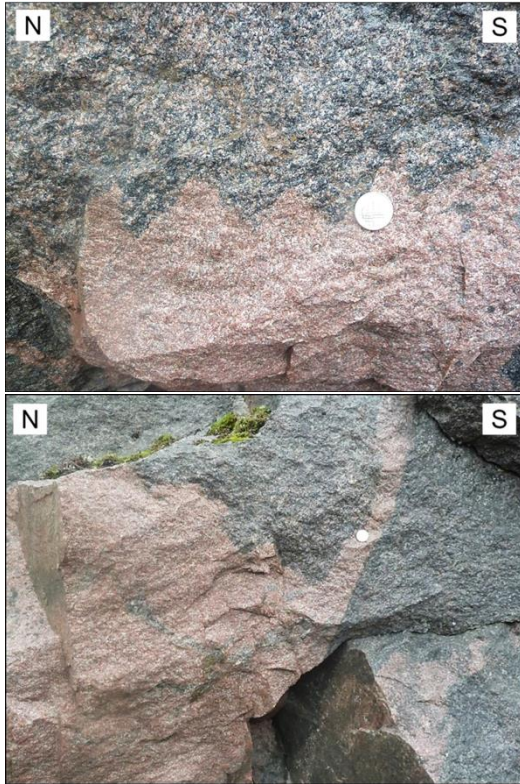


Abb. VS6.1: Verschiedene Formen der Vermengung von Leukogranit mit dunklem Granodiorit im cm- bis m-Bereich: **a.** (li) diskrete, wellenförmig verzahnte Trennfläche aufgrund von Dichte-/Viskositätskontrasten, **b.** (li) scharf begrenzter gangförmiger Leukogranit im mafischen Granodiorit, **c.** unregelmäßig; lokal treten leukokrate Anteile als Injektionen in biotitreichen, gefalteten Foliationen auf.

VS7. Gunnebo, Puksätter

H 6399360, R 154516

Kleiner Parkeplatz ca. 50 m südöstlich vom Straßen-Aufschluss. Der kleine Weg nach Nordosten führt zu einem Badeplatz am Verkeböcksviken.



Um die Phänomene in diesem Aufschluss einordnen zu können, erscheint es sinnvoll vorab zu diskutieren, durch welche unterschiedlichen Prozesse Granitoide in ihre Rahmengesteine gelangen können (siehe EF „**Platznahme von Granitoiden**“ (Kap. 6); vergl. z.B. Pitcher 1993, Thorpe & Brown 1985).

Der Aufschluss zeigt einem mittel- bis grobkörnigen, z.T. porphyrtigen Granit mit unterschiedlich stark assimilierten Meta-Sediment-Xenolithen aus der Västervik-Formation in (Abb. VS7.1 bis .3; s.a.

Kartierung v. Woffersdorff 1999). Teilweise enthalten die Xenolithe konkordante und diskordante aplitische Injektionen, deren Verbindung zum granitischen Rahmenmagma (d.h. in situ-Bildung) oft deutlich erkennbar ist. Teilweise könnte es sich auch um Leukosome handeln, die eine vorangegangene Migmatisierung in den Rahmengesteinen der Granite dokumentieren (Abb. VS7.2) und demnach hier auch Migmatit-Xenolithe vorliegen.

Die Xenolithe bilden keine Kumulate, sondern befinden sich isoliert in der granitischen Matrix und zeigen insgesamt keine deutliche Formregelung

(Abb. VS7.1). Dies spricht für einen hohen Kristallanteil des granitischen Magmas zum Zeitpunkt der Platznahme durch Stopping, so dass ein Absinken der Xenolithe mit entsprechender Einregelung nicht möglich war, und auch magmatisches Fließen vermutlich nur begrenzt stattfand. Der Kristallanteil und damit auch die Viskosität des Magmas wurden vermutlich noch fortlaufend durch eine teilweise Assimilation von Xenolithen erhöht. Dabei wurden früh gebildete Xenolithe vermutlich am stärksten assimiliert. Lokal gehäuft auftretende mafische Schlieren stellen wahrscheinlich Restite dieser weitgehend aufgeschmolzenen Xenolithe dar. Ebenso lassen sich in der granitischen Matrix diffuse Domänen mit einem höheren Gehalt an gleichmäßig verteilten und unregelmäßig abgegrenzten Mafit-Aggregaten abgrenzen, bei denen es sich möglicherweise um assimilierte Granitoid-Xenolithe handelt (Abb. VS7.3). Der vermutlich hohe Anteil an assimilierten Rahmengesteinen macht eine petrologisch/chemische Klassifizierung des ursprünglichen Magmas problematisch.



Abb. VS7.1: Kleinere, unregelmäßige Meta-Sediment-Xenolithe mit felsischen Injektionen aus dem granitischen Rahmenmagma.



Abb. VS7.2: Großer Xenolith aus feingebänderten Meta-Siliziklastika der Västervik-Formation, Bereichsweise mit lagenparallelen Leukosomen.



Abb. VS7.3: Domäne mit höherem Mafit-Anteil (gelb umrandet) als mögliches Relikt eines assimilierten Granitoid-Xenoliths.

VS8. An der E22, N´ Abzweig Blankaholm

Der Straßenanschnitt befindet sich ca. 400 m nördlich des Abzweigs nach Blankaholm.

H 6385410, R 1540663

Nur wenig Parkraum an südlich gelegener Wegefahrt nach W (3 Kleinbusse). Unmittelbar an der viel befahrenen E22 wird das Tragen von Warn-Westen dringend empfohlen. Der häufig starke Lärm durch Straßenverkehr erschwert Erläuterungen am Aufschluss erheblich, insbesondere für größere Gruppen. Die hier zu behandelnden Themen sollten zuvor an anderer Stelle erläutert werden.



In einem rötlichen mittelkörnigen Granit treten gegeneinander versetzte Fragmente eines steil nach S einfallenden Basaltgangs auf (Abb. VS8.1 bis .3; s.a. Kartierung Weiss 1994). Fehlende Störungsflächen zwischen diesen Fragmenten zeigen an, dass es sich um einen sog. syn-magmatischen Basaltgang handelt (s.u., EF „**Syn-magmatische Gänge**“), der in ein noch fließfähiges granitisches Magma injiziert wurde. Demnach können seine Fragmente auch als spezielle Form mafischer Enklaven bezeichnet werden (s.u. EF „**Mafische Enklaven**“ (Kap. 6.1, VS 16)). Bedingung für die Entstehung dieser sog. syn-magmatischen Gänge ist ein bestimmter Volumenanteil von Kristallen im Magma (um 70%), der eine rheologische Schwellenzone definiert. Oberhalb dieser Schwelle reagiert das Magma einerseits wie ein Festkörper (Aufbrechen und Gangbildung durch Injektion basischer Schmelzen), andererseits ist es aber auch noch fließfähig und kann dadurch diese Gänge anschließend verformen (s. EF „**Rheologie von Magmen**“ (Kap.6) sowie „**Magmenvermischung und -mischung**“ (Kap. 6)). Früher wurden derartige Strukturen dadurch erklärt, dass ein Granit wieder aufgeschmolzen ist (Palinogenese), und zuvor bereits vorhandene Basaltgänge im remobilisierten granitischen Magma durch Fließbewegungen zerbrochen und verdriftet wurden.

Die vorliegenden syn-magmatischen Basaltgänge zeigen eine interne Foliation parallel zur Wandung sowie stellenweise eine Zunahme der Kristallgröße in Richtung Ganginneres. (Abb. VS8.1 bis .3). Stellenweise ist im Granit eine dünne Bleichungszone

im Kontakt zum Basalt entwickelt (Abb. VS8.1). Diese stellen vermutlich primäre Kontaktflächen dar, während die neu gebildeten Bruchflächen keine entsprechenden Säume zeigen.



Abb. VS8.1: Größeres Fragment eines Basaltgangs mit deutlicher Alterations- (Bleichungs-) zone im angrenzenden Granit.



Abb. VS8.2: Stärker „verdriftete“ Gangfragmente; an den gegenüberliegenden Rändern der beiden Fragmente sind initiale Abtrennungen durch magmatische Ganginjektionen erkennbar (Pfeile).

Neben den syn-magmatischen Basaltgängen treten auch unregelmäßig geformte Pegmatoidgänge mit diffusen Grenzen zum Granit auf (VS8/3), was ebenfalls auf eine frühe, syn-magmatische Entstehung im noch nicht vollständig auskristallisierten Granit hindeutet.



Abb. VS8.3: Fragmente eines syn-magmatischen Basaltgangs mit lateralem Versatz ohne erkennbare Scherfläche; gelbe Punktlinie markiert diffuse Grenze zwischen Granit und pegmatoider Domäne.

Syn-magmatische Gänge

Syn-magmatische Gänge entstehen, wenn Schmelzen in noch nicht vollständig auskristallisierte Magmen injiziert werden (hier Basaltschmelze in granitisches Magma) und dort in neu geöffneten Spalten auskristallisieren. Es handelt sich demnach um eine spezielle Form der Magmenmischung.

Das Aufreißen der Spalten für die Platznahme der basaltischen Schmelzen ist in granitischen Magmen ab einem Kristallgehalt von ca. 70% möglich. In diesem Zustand sind die Kristalle so dicht gepackt, dass sich das Magma wie ein quasi-Festkörper verhält (Bruchbildung).

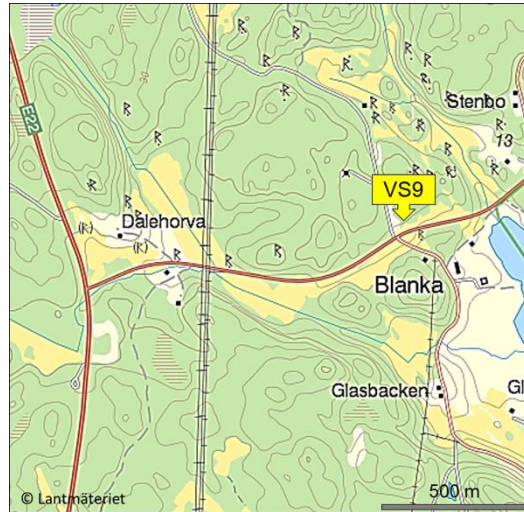
Gleichzeitig ist das granitische Magma aber noch bedingt fließfähig. Dadurch können die schnell auskristallisierten Basaltgänge im fließenden Rahmenmagma auseinander brechen und verdriftet werden. Erkennbar ist diese Form der Gang-Fragmentierung daran, dass zwischen den Gang-Fragmenten keine tektonischen Störungen auftreten.

Abschreckungssäume (Erläuterung im Text) treten bevorzugt an den primären Kontaktflächen zwischen Basaltgang und Granit auf, weniger an den später durch Fragmentierung gebildeten Rändern (s.a. EF „Magmenvermischung und -mischung“; Kap. 6).

VS9. Bullenweide N' Blanka

H 6385250, R 1541825

Die Weide ist mit Draht umzäunt, der an einige Stellen leicht „unterkrochen“ werden kann. Zeitweise besteht auch ein offener Zugang von der Hauptstraße aus. Bullen sind nur selten anwesend.



Auf einigen grasfreien Platten sind Migmatite aufgeschlossen, die sehr vielfältige Gefüge zeigen, die auf verschiedene Faktoren zurückzuführen sind (Abb. VS9.1; s.a. EF „Migmatite“ (Kap. 6)). Hinzu kommen syn-migmatische Verformungsstrukturen, z.B. Scherflächen, die leuko-granitischen Injektionen enthalten (Abb. VS9.2) oder Boudins mit entsprechenden Mobilisaten in den Einschnürungszonen (Abb. VS9.3). Entsprechend der Nomenklatur von Mehnert (1968; s.u.) können die vorliegenden Migmatit-Typen in Form von Domänen unterschiedlicher Dimension gegeneinander abgegrenzt werden.



Abb. VS9.1: Kleinräumige Vergesellschaftung von unterschiedlichen Migmatittypen; reliktsche primäre Wechsellagerung mit deutlich unterschiedlichen Lithologien.



Abb. VS9.2: Teilbereich mit granitischen Injektionen in dextralen Scherflächen.



Abb. VS9.3: Boudinierte Lage mit granitischen Injektionen in den Einschnürungszonen.

VS10. Blankaholm, Klippen am Badeplatz

H 6384892, R1542660

Parkeplatz vor Einfahrt zum Camping-Gelände. Der beste Aufschluß befindet sich in der Nähe des Sprungbretts. An den steilen gerundeten Klippen besteht bei feuchter Witterung eine deutlich erhöhte Gefahr abzurutschen.



An den Klippen sind Migmatite mit komplexen Gefügen aufgeschlossen (s.a. Kartierung Weiss 1994), die nach der Nomenklatur von Mehnert (1986) als augenförmig bis schlierig bezeichnet werden können (s. **EF „Migmatite“** (Kap. 6)). In einem hellgrauen Paläosom, das häufig Relikte einer primären Feinschichtung erkennen lässt, befinden sich, weitgehend lagenparallel, rötliche bis ockerfarbene Leukosome (Abb. VS10.1).

Die nur sehr dünnen Melanosome bzw. Restit-Säume deuten auf Ton-arme Siliziklastika bzw. Biotit-arme Metamorphite als Ausgangsgesteine hin. Die Feinschichtung könnte darauf hindeuten, dass es sich dabei um feinkörnige pyroklastische (Re-) Sedimente handelte (vergl. Station VS2). Lokal treten dunkelgraue mehrere cm große Linsen (z.T. Boudin-förmig) auf, die helle, länglich-ovale Flecken enthalten (Abb. VS10.2), bei denen es sich vermutlich um alterierte Feldspat-Metablasten handelt, die in relativ mafischen Lagen gesprosst sind. Während der anschließenden Migmatisierung wurden diese schmelzresistenten Lagen in den mobilen Neosomen fragmentiert, „gerundet“ und verdriftet.

Als weitere Phänomene sind kleine unregelmäßig geformte Pegmatite sowie Quarzgänge zu beobachten.

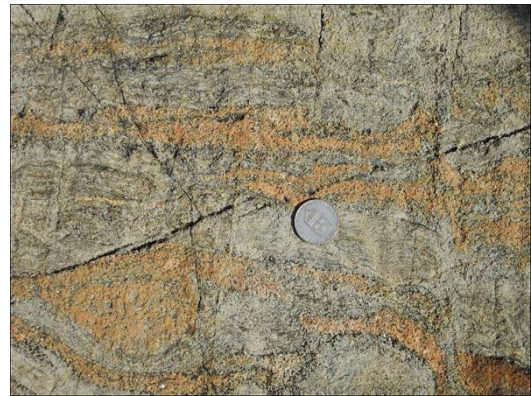


Abb. VS10.1: Migmatitgefüge bestehend aus feingeschichteten Paläosom-Relikten und Neosomen aus ockerfarbenem Leukosomen mit dünnen Melanosom-Säumen.



Abb. VS10.2: Mafische Linse (Paläosom) mit hellen Metablasten.

VS11. Reichsstraße 40, W' des Långsjön

H 6396930, R 1528659

Parkmöglichkeit für einzelne Kleinbusse u. Pkws besteht am kleinen Bahnhof-Häuschen Fagersand (Schmalspurbahn). Ein größerer Parkplatz befindet sich ca. 40 m östlich der Bahngleise auf dem Gelände des Campingplatzes „Långsjön Stugor & Camping i Ankarsrum AB“. Für größere Reisebusse bietet sich der Parkplatz an der ca. 500 m östlich gelegenen Raststätte am Långsjön an.

Die Reichsstraße 40 verläuft von Göteborg nach Västerrik und ist teilweise als Autobahn ausgebaut. Den östlichen Abschnitt bildet die frühere Reichsstrasse 33 (s. ältere Straßenkarten).



An der mit ca. 68° nach W einfallenden duktilen Scherzone treten zwei deutlich unterschiedliche Granitoide in Kontakt (Abb. VS11.1). Bei dem dunklen Gestein im W handelt es sich um einen Granodiorit, das helle Gestein im E ist ein Kalifeldspat-reicher Leukogranit. Dabei konzentriert sich die Verformung auf den Granodiorit mit graduellen Übergängen von einem Ultramylonit am Kontakt zum Leukogranit bis hin zu einem Protomylonit wenige Meter weiter westlich. Die letzte Phase der duktilen Verformung fand vermutlich unter grünschieferfaziellen Bedingungen statt, was makroskopisch aus einer diffusen Grünfärbung der Mylonite durch Epidot gefolgt werden kann. Daneben treten auch post-mylonitische Epidotgänge auf (Abb. VS11.2).

Die Streckungslineare auf der mylonitischen Folia-tion fallen mit ca. 5° nach N ein, wobei makroskopisch kein eindeutiger Schersinn festzustellen ist. Mikroskopisch konnte Ondrasina (2003) einen sinistralen Schersinn anhand asymmetrisch gelängter Quarzpolykristalle und einer damit verbundenen Formregelung von Einzelkörnern nachweisen (Abb. VS11.3). Nach mikroskopischen Analysen von Friese (2005) herrscht dagegen ein dextraler Schersinn mit flach aufschiebender Komponente vor. Außerdem werden die duktilen Gefüge, vor allem im Leukogranit, lokal an unterschiedlich orientierten, kleindimensionierten Scherzonen intensiv kataklastisch überprägt. Insgesamt betrachtet belegen diese Beobachtungen eine mehrphasige Entwicklung bei unterschiedlicher Kinematik und Rheologie. Es liegt nahe, diese Scherzone wegen

ihrer Raumlage und räumlichen Nähe als „Nebenast“ einer prominenten Deformationszone zu betrachten, die dem Verlauf des Långsjöns folgt und im Satellitenbild ein deutliches Lineament abbildet.

Der dunkle Typ enthält vereinzelte rötliche Kalifeldspäte (Abb. VS11.2), deren Häufigkeit mit der Entfernung von der Scherzone, d.h. nach W, abnimmt. Es könnte sich deshalb um Metablasten handeln, wobei die beteiligten Fluide im Bereich der Scherzone mobilisiert wurden oder durch sie zuströmten. Eine besonders intensive Feldspat-Blastese, die dieser entsprechend könnte, wird in Station VN5 präsentiert und dort detaillierter beschrieben (s. EF „**Metasomatose, Metablastese**“ (Kap. 6)).

Vereinzelt treten im dunklen Typ rundliche mehrere mm große Cordieritblasten auf, die sich als bläulich-glasige „Körner“ von der dunklen Matrix abheben (Abb. VS11.4).

Fluorit kommt vereinzelt als Imprägnierung auf Klüften (Abb. VS11.5) sowie selten auch in Form von mm breiten Quarz-Fluorit-Gängchen vor.

Im oberen Bereich der westlichen Aufschlusswand sind steile Harnischlineare auf E-W streichenden Flächen entwickelt, die einen Vertikalversatz auf Querstörungen anzeigen



Abb. VS11.1: Im nördlichen Strassenanschnitt aufgeschlossene duktile Scherzone. Die steil nach W fallende mylonitische Foliation ist im dunklen Granodiorit im Kontaktbereich zum hellen Granit am deutlichsten ausgeprägt.



Abb. VS11.2: Mehrphasig gebildeter Epidotgang; Häufung von Kalifeldspat-Metablasten östlich des Gangs (Foto: Jörg-Thomas Baumgarten 2015); Breite des Gangs ca. 3 bis 4 cm.

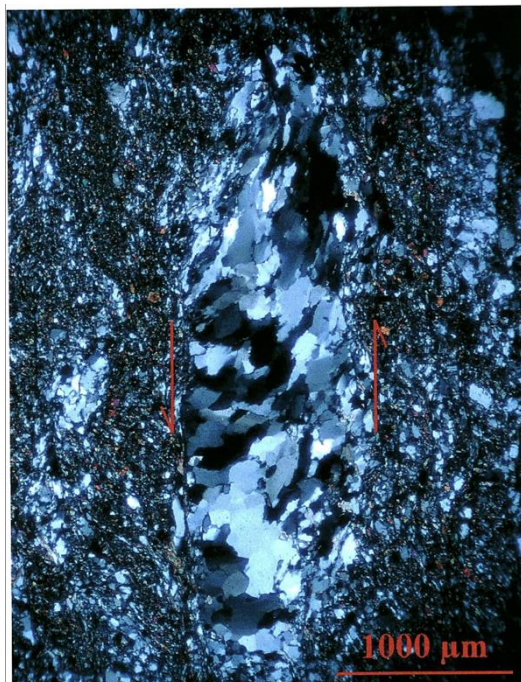


Abb. VS11.3: Sinistral gescherter Quarzpolykristall; Schersinn wird durch Asymmetrie des Polykristalls und

Schrägregelung einzelner Quarzkörner angezeigt; Horizontalschnitt, aus Ondrasina (2003, Abb. 23b).



Abb. VS11.4: Runder Cordieritblast im dunklen Granit-typ.



Abb. VS11.5: Fluorittapete auf Kluft.

VS12. Reichsstrasse 40, Abzweig Kannsjömåla

H 6399710, R 1532860

Nördliche Straßenböschung im Bereich des Parkstreifens gegenüber Abfahrt nach Kannsjömåla. Wegen des oft starken Verkehrs wird empfohlen, Warnwesten anzuziehen. Die Reichsstrasse 40 verläuft von Göteborg nach Västervik und ist teilweise als Autobahn ausgebaut. Den östlichen Abschnitt bildet die frühere Reichsstrasse 33 (s. ältere Straßenkarten).



Die nördliche Straßenböschung ist weitgehend mit „autochthonem“ Blockschutt bedeckt, und nur an wenigen Stellen tritt auch anstehendes Gestein zu Tage. Anhand verschiedener lithologischer und struktureller Phänomene lassen sich hier die komplexen Beziehungen zwischen den sog. Småland-Porphyrn (Sammelname für vorwiegend felsische Meta-Vulkanite; u.a. Meta-Rhyolithe bis Meta-Rhyodacite; Gavelin 1984; Seidel 2005) und den Småland-Granitoiden dokumentieren, die hier vorherrschend durch porphyrtartige Granite vertreten sind. Beide Einheiten besitzen etwa die gleiche Altersstellung (ca. 1.81 bis 1.76 Ga), und es stellt sich an dieser Stelle die generelle Frage, wie Vulkanite und quasi altersgleiche Plutonite an einem Ort miteinander vergesellschaftet sein können. Ein größeres zusammenhängendes Vorkommen entsprechender Meta-Vulkanite, das in geringer Entfernung nördlich vom Aufschluss beginnt, wurde von Gavelin (1984: Fig. 38a) kartiert (Abb. VS12.1). Daneben liegen neuere Detailkartierungen im Maßstab 1:10000 vor, die dieses Vorkommen und darüber hinaus auch die westliche Fortsetzung abdecken (z.B. Friese, 2005, Hoffmann 2005, Seidel 2005, Rothert 2003).

Anhand von Lesesteinen kartierte Seidel (2005) für den vorliegenden Aufschlussbereich einen schmalen Streifen „Dacit“ in „Porphyrischem Granit“.

Etwa 250 m westlich der nördlichen Wegabzweigung ist in der Straßenböschung die Grenze zwischen Dazit /porphyrtartigem Granit und einem Leukogranit aufgeschlossen.

Die feinkörnigen dichten Meta-Rhyolithe bis -Dacite sind meistens bräunlich und zeigen oft muscheligen Bruch. Mit der Lupe erkennbar sind vereinzelte sehr kleine Einsprenglinge, bei denen es sich nach Seidel (2005, Fototafel 15/2) um einfach verzwilligte Plagioklase (Karlsbader) handeln dürfte. Selten treten auch Kalifeldspat-Einsprenglinge auf. In der kryptokristallinen Grundmasse aus Quarz und Plagioklas sind als dunkle Gemengteile Biotit und Hornblende enthalten, die z.T. auch makroskopisch als Einsprenglinge erkennbar sind. Einige der Lesesteine enthalten granitische Gänge mit Mächtigkeiten im cm- bis dm-Bereich (Abb. VS12.2). Entlang von breiteren Granitgängen zeigt das meta-vulkanische Rahmengestein eine rötliche Alterationszone (Abb. VS12.3). Selten findet man hier auch Granitlesesteine, die feinkörnige Meta-Vulkanit-Xenolithe enthalten (Abb. VS12.4). Von anderen Stellen (z.B. H 6400920, R 1533610) wird auch eine hydraulische Brekzierung der Meta-Vulkanite durch granitisches Magma beschrieben (Rothert 2003).

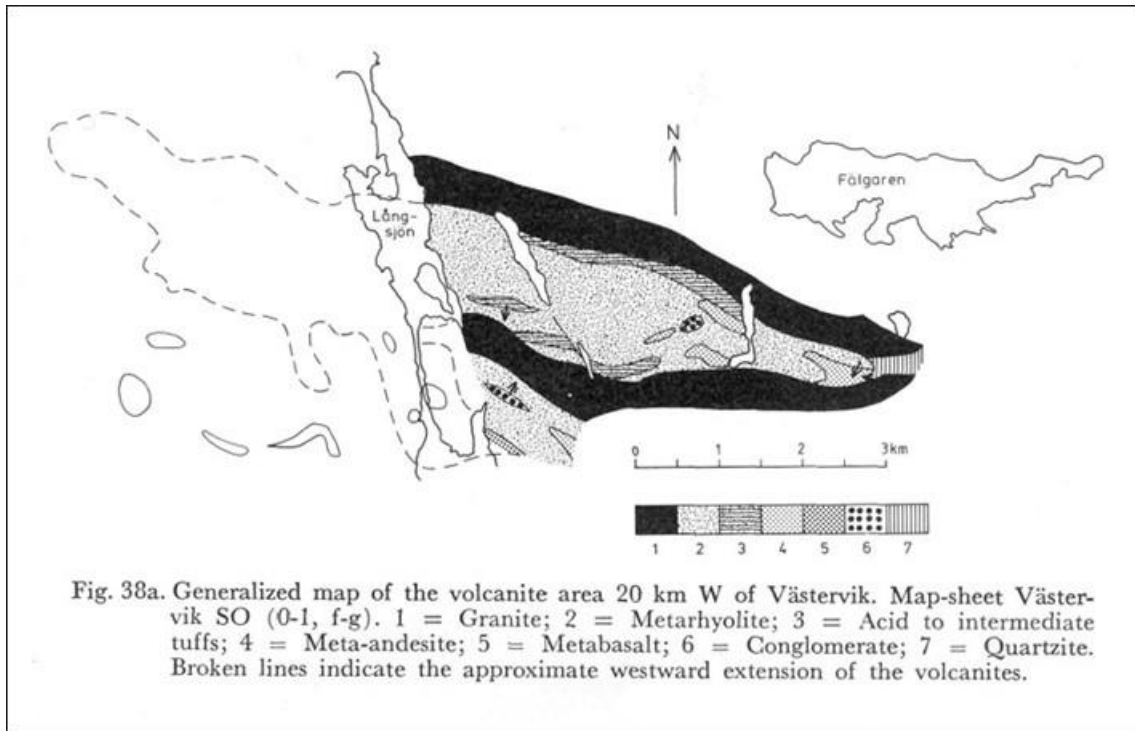


Abb. VS12.1: Geologische Kartenskizze aus Gavelin (1984) mit Verbreitung von verschiedenen Meta-Vulkaniten nördlich des Straßenaufschlusses.

Insgesamt erlauben diese Beobachtungen folgende Interpretation: Innerhalb der o.g. Zeitspanne intrudierten späte Generationen der Småland-Granitoide in ältere Generationen ihrer vulkanischen Äquivalente (i. W. Rhyolithe und Dacite) und in höhere Abschnitte der diese unterlagernden Meta-Sedimente der Västervik-Formation.

Dieser Interpretation entsprechend findet man in den umgebenden porphyritischen Graniten zahlreiche Xenolithe der Meta-Sedimente aus der Västervik-Formation, darunter auch feingebänderte Varietäten (vergl. Station VS2), die man als Meta-Tuffe/-Tuffite ansprechen könnte (Rothert 2003). Eine vollständige Assoziation der diagnostischen Indikatoren wurde von Wormuth (2000) in der südlichen Umrandung des Långsjöns kartiert: Größere Meta-Rhyolithvorkommen und Meta-Rhyolit-Xenolithe im porphyrtartigen Granit sowie Meta-Sedimente der Västervik-Formation als geschlossene Vorkommen und auch in Form von Xenolithen. Dabei zeichnen sich die Meta-Sedimente auch hier durch eine Feinschichtung und ein Überwiegen von Plagioklas gegenüber Kalifeldspat aus, was auf Tuffe oder Tuffite als Ausgangsgesteine hindeuten könnte.



Abb. VS12.2: Granitgänge in Meta-Dacit (Blockschutt bzw. fragliches Anstehendes in Straßenböschung).



Abb. VS12.3: Anstehender Granitgang mit Alterszone im meta-vulkanischen Rahmengestein.



Abb. VS12.4: Rhyolith/Dacit-Xenolith im porphyrartigen Granit (Blockschutt in Straßenböschung).



Abb. VS12.6: Fragliche vergrünte Restitschlieren im Granit (Blockschutt in Straßenböschung).



Abb. VS12.5: Mafische Enklaven im Meta-Dacit, z.T. im fließenden Magma fragmentiert (Blockschutt in Straßenböschung).



Abb. VS12.7: Grünschieferfazieller Mineralgang im Meta-Dacit, parallel zu einer schwach entwickelten Foliation, fragliches magmatisches Fließgefüge (Blockschutt in Straßenböschung).

VS13. E22 N' Gunnebo

H 6401826, R 1544285

Der östliche Straßenaufschluss ist gut von einem Parkstreifen am nördlichen Ende erreichbar. Der häufig starke Lärm durch Straßenverkehr erschwert Erläuterungen am Aufschluss erheblich, insbesondere für größere Gruppen. Die anstehenden Sedimentgänge (s.u.) sollten im Sinne einer langfristigen Erhaltung nicht weiter beprobt werden.



In dem grauen mittelkörnigen, z.T. leicht porphyrtischem Granit/Granodiorit treten bereichsweise rundlich-ovale mafische Enklaven mit Durchmesser in 10er cm-Maßstab auf (Abb. VS13.1). We-

gen ihres feinkörnig-richtungslosen Gefüges werden sie als ursprüngliche mafische Schmelztropfen („Blobs“) interpretiert, die mit dem granitischen

Magma vermergt wurden (s. EF „**Magmenvermengung und -mischung**“ (Kap.6) und „**Mafische Enklaven**“; Kap.6.1, (VS16)).



Abb. VS13.1: Granit/Granodiorit mit mafischen Enklaven.

Als Besonderheit sind im nördlichen Teil der östlichen Aufschlusswand zwei dünne (2-5 cm) steilstehende Sedimentgänge aufgeschlossen (Abb. VS13.2a, b), die etwa N-S streichen. Daneben treten in der Region südlich von Västervik auch NE-SW streichende Sedimentgänge auf (Abb. VS13.3). In den hier aufgeschlossenen Gängen wechseln sich Bereiche mit meist gut gerundeten Quarzkörnern in Calcitcement mit pelitischen Füllungen ab (Abb. VS13.4a). Daneben treten auch eckige Fragmente aus dem granitisch/granodioritischen Rahmengestein auf (Abb. VS13.4b). Nach Gefügeuntersuchungen von (Friese et al. 2010) wurden diese Gänge mehrphasig durch wiederholte Öffnung, Sedimentation (Füllungen durch Eintrag von der Oberfläche) und Zementation gebildet (s.a. EF „**Sedimentgänge**“ (Kap. 3.1, S1)). Durch Sogeffekte in Phasen eines in die Tiefe gerichteten Gangwachstums wurden noch unverfestigte Sedimente nach unten geschleppt. Vermutlich wurden die Gänge im Unterkambrium in einem küstennahen Milieu (z.B. Hagenfeldt 1989) durch Öffnung präexistierender Klüfte im Granit gebildet. Unter Berücksichtigung der Beträge glazialer Erosion (z.B. Lidmar-Bergström 1997) zurück bis auf die kambrische Rumpffläche, ergibt sich für die Sedimentgänge ein ursprünglicher Tiefgang von mindestens 50 m.

Tektonisch betrachtet lässt sich die Öffnung beider Gangscharen mit unterkambrischen Riftprozessen (z.B. Cocks & Torsvik 2005; Zerfall des präkambrischen Superkontinents) in Verbindung bringen. In der weiteren Region wurden vergleichbare Sedimentgänge z.B. in dem südlich angrenzenden Gebiet (Röshoff & Cosgrove 2002), auf Bornholm (Katzung & Obst 1997) sowie auf den Åland-Inseln beobachtet, wo anhand von Fossilien ein

kambrisches Maximalalter belegt werden konnte (Tynni 1982).

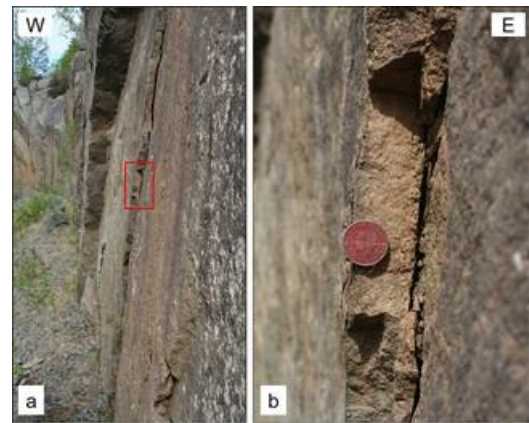


Abb. VS13.2: Steile Sedimentgänge etwa parallel zur Aufschlusswand: **a** Übersicht; Rahmen entspricht Ausschnitt in **b**; **b** Detailansicht aus **a**.

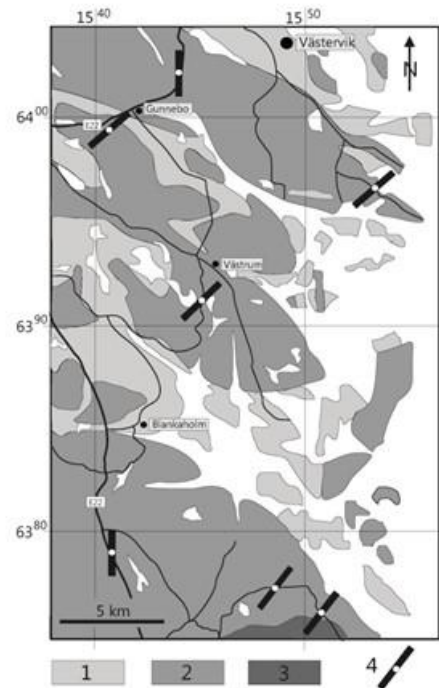


Abb. VS13.3: Geologische Kartenskizze der Västervik-Region mit Vorkommen von Sedimentgängen; 1 -vorwiegend Meta-Siliziklastika der Västervik-Formation, 2 -vorwiegend Småland-Granitoide, 3 -Götemar-Granit, 4 -steile Sedimentgänge mit Streichrichtung.

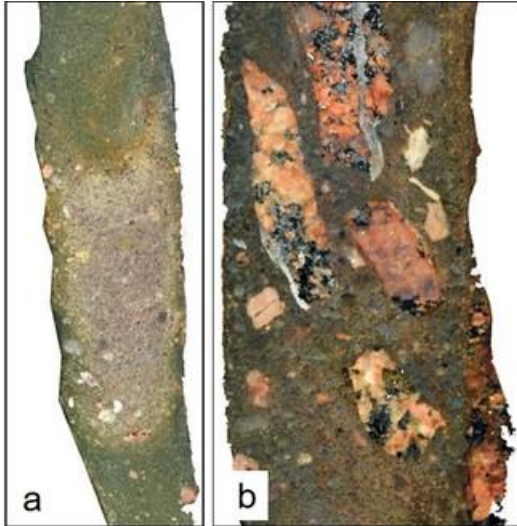
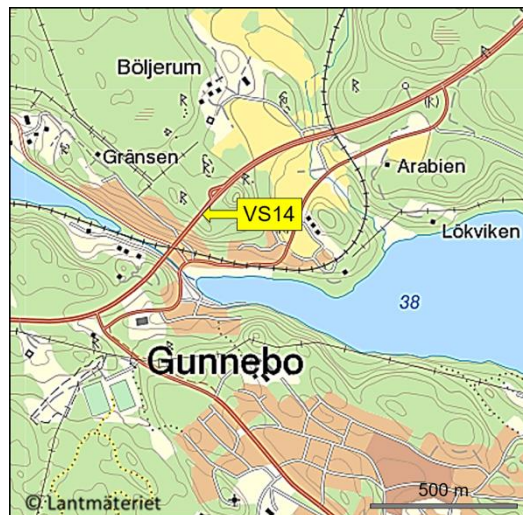


Abb. VS13.4: Polierte Anschnitte der Sedimentgänge: **a** Wechsel von quarzreichen und pelitischen Gangfüllungen; gebogene Grenzflächen werden auf Sackung bzw. Sogeffekte bei phasenweiser Ausbreitung des Gangs in die Tiefe interpretiert. **b** Gangabschnitt mit hohem Anteil an Rahmengesteins-Fragmenten (Granit); daneben Bruchstücke von dünnen Calcitgängen, die zwischenzeitlich während der mehrphasigen Bildung des Sedimentgangs entstanden sind.

VS14. E22 Verkeböck

H 6400690, R 1542655

Zwei Straßenanschnitte beiderseits der E22 (Aufschlüsse VS14A und B). An diesem Abschnitt der E22 gibt es keine Parkmöglichkeiten. Der nordöstlich gelegene Wendepunkt sollte hierfür nicht benutzt werden. Es wird daher empfohlen, die Aufschlüsse von Verkeböck aus zu Fuß zu erreichen.



Aufschluss VS14A (Straßenanschnitt auf der Nordwestseite)

Der Aufschluss zeigt eine Zone syn-magmatischer basischer Injektionen mit heterogener Internstrukturierung (Abb. VS14A.1a, b), aus der sich eine komplexe Genese ableiten lässt (vergl. EF „**Magmenvermischung und -mischung**“ (Kap. 6)). Insgesamt betrachtet liegt hier eine Dehnungszone vor, in die mehrphasig basische Magmen injiziert wurden, wobei das granitische Rahmenmagma rheologisch unterschiedlich reagierte. Dies wird durch zwei verschiedene Formen der Magmenvermischung dokumentiert (Abb. VS14A.1b)

So besteht die Injektionszone bereichsweise aus rundlichen bis ovoid-gelängten Basitkörpern („blobs“) mit Durchmessern bis in den dm-Bereich, die auf eine Injektion bei noch relativ hohen Schmelzanteilen im granitischen Rahmenmagma hindeuten. Durch subsequente Fließbewegungen im granitischen Magma wurden diese Blobs in einem nur teil-verfestigten Zustand duktil ausgegängt.

An anderen Stellen enthält die Injektionszone dagegen scharfkantige Basitfragmente eines ursprünglich zusammenhängenden Gangs. Dieses Gefüge zeigt, dass das granitische Rahmenmagma

zu diesem späteren Zeitpunkt bereits einen höheren Kristallanteil besaß, so dass einerseits Spalten aufreißen und andererseits die darin auskristallisierten Basitgänge anschließend durch schwache Fließbewegungen im granitischen Rahmenmagma brekziiert werden konnten.

Das Flächengefüge in der Injektionszone resultiert aus den oben erwähnten magmatischen Fließbewegungen und den damit verbundenen Einregelungen der basischen Gangkomponenten. In kleinen Domänen ist zusätzlich eine regelmäßige engständige Foliation entwickelt (Abb. VS14A.1c), die, unter Berücksichtigung der Beobachtungen in Aufschluss VS14B (s.u.), auf eine tektonische duktile Verformung zurückzuführen ist.

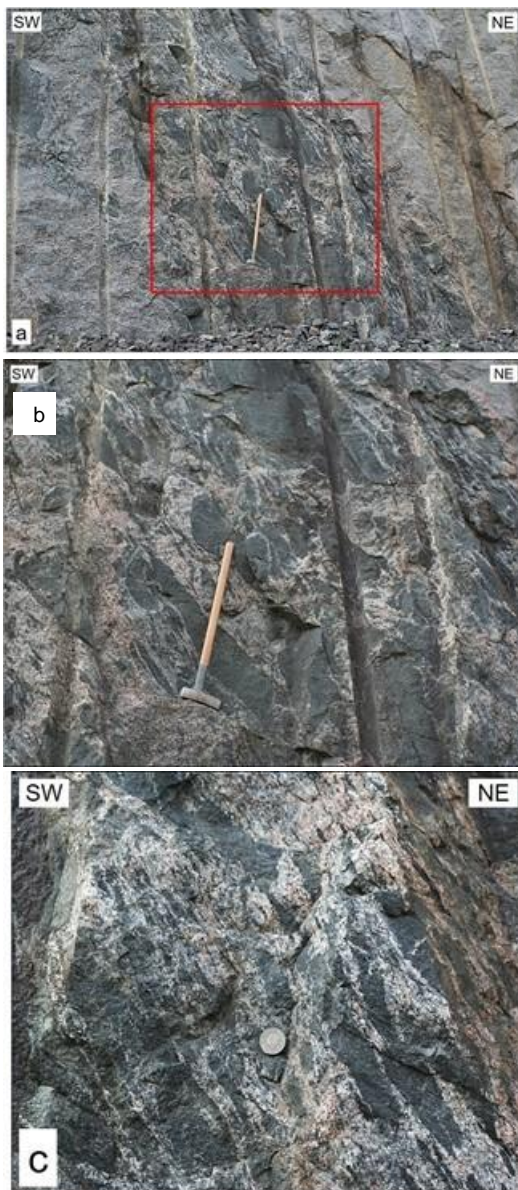


Abb. VS14A.1: Syn-magmatische basische Injektionszone: **a.** Übersicht (roter Rahmen entspricht Ausschnitt in b), **b.** Detailansicht, **c.** Teilbereich mit engständiger Foliation (Erläuterungen im Text).

Aufschluss VS14B (Straßenanschnitt auf der Südostseite)

H 6400680, R 1542680

Anstehend ist die streichende Verlängerung der im Aufschluss VS14A beobachteten Gangzone, die hier jedoch wesentlich stärker durch eine duktile (Festkörper-) Verformung überprägt wurde (Abb. VS14B.1). Die dabei erzeugte Foliation wird durch einen gleichmäßigen engständigen Wechsel von mafischen und felsischen Lagen abgebildet. Neben den foliierten Bereichen treten in unterschiedlicher Größe und unregelmäßiger Anordnung schwächer überprägte Relikte der ursprünglichen Injektionsgefüge auf. Offensichtlich fand eine Lokalisierung der duktilen Verformung im Bereich der Injektionszone statt; denn im unmittelbar angrenzenden Granit ist eine entsprechende Foliation deutlich schwächer entwickelt. Vermutlich waren das primäre Flächengefüge (s.o.) und Spannungskonzentrationen aufgrund der starken Materialkontraste (Basit/Granit) Ursachen für diese Lokalisierung der Verformung.

Eine jüngere Sprödverformung wird durch flach nach SW einfallende Bruchflächen abgebildet, an denen z.T. eine aufschiebende Komponente mit Beträgen im cm-Bereich feststellbar ist (Abb. VS14B.2). Ausgehend von diesen Bruchflächen haben sich im Nebengestein oft breitere Alterationszonen mit rötlichen Hämatit-Imprägnierungen gebildet. Diese Form einer späten hydrothermalen Alteration ist in der Region ein weitverbreitetes Phänomen und betrifft Trennflächen unterschiedlichster Dimension (z.B. Störungszonen, Mikrorisse, Spaltflächen) und ist u.a. für die Rotfärbung verschiedener Granittypen verantwortlich.

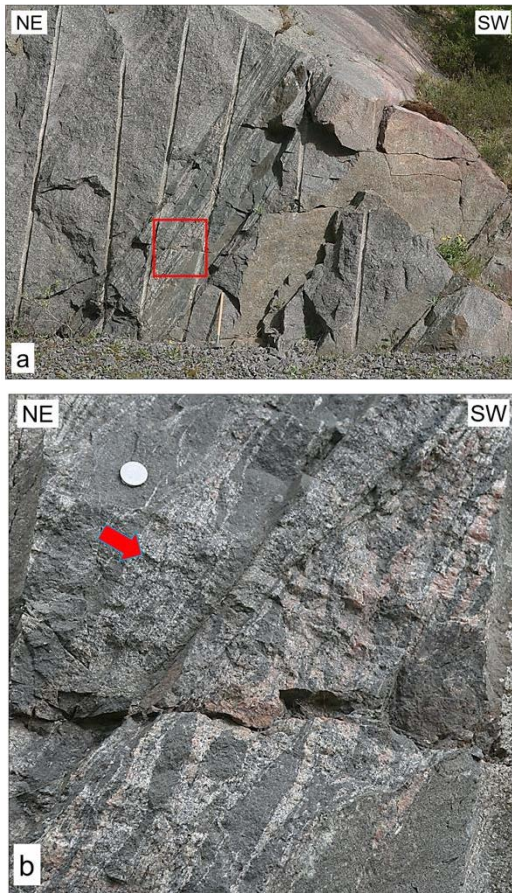


Abb. VS14B.1: Stark duktil überprägte syn-magmatische basische Injektionszone: **a.** Übersicht (roter Rahmen

entspricht Ausschnitt in b), **b.** Detailansicht; roter Pfeil - Bereich mit gleichmäßiger engständiger Foliation; (weitere Erläuterungen im Text).



Abb. VS14B.2: Bruchflächen, z.T. mit aufschiebender Komponente (s. Pfeil) und diffusen Zonen mit Hämatit-Imprägnierungen.

VS15. Verkeäcksviken (N-Ufer)

H 6400560, R 1544020

Die Klippen am Nordufer des Verkeäcksviken sind von der Straße nach Hörtingerum über einen absteigenden Waldpfad zu erreichen. Eine Parkmöglichkeit bietet die wenig befahrene Straße.



Nördlich des Verkeäcksviken stehen Granite an, die reich an meta-sedimentären Einschlüssen sind. Die strukturellen Beziehungen zwischen diesen Einschlüssen und dem granitischen Wirtsgestein

sind vielgestaltig und können auf unterschiedliche Weise gedeutet werden. So wäre es nach den unten folgenden Beschreibungen z.B. denkbar, dass

durch Anatexis von Meta-Sedimenten bzw. Migmatiten größere Magmenvolumen mobilisiert wurden, die während ihrer Platznahme ältere Migmatite durch „Stoping“ als Xenolithe aufgenommen haben.

Im Umfeld der in der Lageskizze markierten Lokation sind fein- bis mittelkörnige Granite aufgeschlossen, die unterschiedliche, bis mehrere m große Migmatit-Einschlüsse enthalten (s. Klischies 2005). Einige weisen scharfe Kontakte zum granitischen Wirtsgestein auf und sind daher als Migmatit-Xenolithe zu betrachten (Abb. VS15.1). Einige dieser Migmatit-Xenolithe wurden gemeinsam mit ihrem Rahmengestein durch Scherung verformt und bilden entsprechende σ -Lithoklasten (Abb. VS15.2). Eine nur schwache, teilweise auch fehlende externe Foliation im angrenzenden Granit spricht dafür, dass diese duktile Verformung der Xenolithe submagmatisch, d.h. durch Fließbewegungen im granitischen Magma erfolgte.

An anderen Stellen zeigen die Migmatit-Einschlüsse dagegen diffuse Übergänge zum granitischen Wirtsgestein, was auf in situ-Aufschmelzungen bzw. eine teilweise Assimilation hindeutet. Denkbar ist zum einen, dass diese Schmelzbildung größere kohärente Gesteinsvolumen erfasste, und die Einschlüsse dementsprechend Restite in einem anatektischen Granit repräsentieren. Andererseits könnten die Restite das Produkt einer teilweisen Aufschmelzung von den o.g. Migmatit-Xenolithen sein. In diesem Fall müsste das granitische Magma primär nicht anatektischen Ursprungs sein.

Die in situ-Schmelzbildungen führten z.T. so weit, dass von den betroffenen Migmatiten nur noch diffus begrenzte isolierte Restite erhalten geblieben sind (z.T. auch nur mafische Restit-Schlieren; Abb. VS15.3). Domänen, in denen alle Restite eine konsistente Raumlage einzelner Schichten aufweisen, können als ursprüngliche Umrisse größerer Migmatitkörper interpretiert werden. An solchen Stellen waren die durch in situ-Aufschmelzung zeitweilig existierenden Schmelzvolumina offensichtlich zu gering, um magmatisches Fließen und damit verbundene Verdriftungen bzw. Rotationen der Restit-Einschlüsse zu ermöglichen.

Der Granit zeigt vor allem im Umfeld der erstgenannten Migmatit-Xenolithe Grenzflächen, an denen die Korngrößen abrupt wechseln (Abb.

VS15.1). Diese Flächen bilden vermutlich Kontakte zwischen kleinräumigen Strömungsregimen im Magmakörper ab.



Abb. VS15.1: Migmatit-Xenolith mit scharfem Kontakt zum granitischen Rahmengestein (Foto: Ralf Klischies 2005).



Abb. VS15.2: Migmatit-Xenolith, der vermutlich durch Fließbewegungen im granitischen Magma duktil zu einem σ -Lithoklasten verformt wurde (Schersinn in Blickrichtung dextral; Foto: Ralf Klischies 2005).

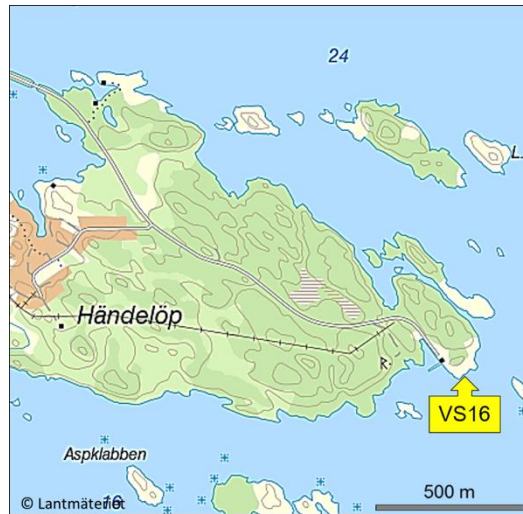


Abb. VS15.3: Bereich mit dichter Anordnung von Migmatit-Restiten, die durch Fließbewegungen im granitischen Rahmenmagma eingeregelt wurden (Foto: Ralf Klischies 2005).

VS16. Klippen am Hafen von Händelöp

H 6394730, R 1556250

Bei feuchter Witterung besteht auf den z.T. mit Flechten bewachsenen Klippen große Abrutschgefahr.



Die Küstenaufschlüsse zeigen alle Übergänge einer progressiven Anatexis von Meta-Siliziklastika der Västervik-Formation, die hier steil stehen und W-E bis WNW-ESE streichen. Diese ist dokumentiert durch eine initialen Migmatisierung über anatektische Granite mit großen Restitschollen (Straßenaufschluss am Hafen) bis hin zu anatektischen Graniten, die nur noch vereinzelte mafische Restitschlieren enthalten (Klippenaufschlüsse; Abb. VS16.1). Die Raumlage der durch Einregelung der Restitschlieren und feinerer Biotitaggregate definierten magmatischen Foliation entspricht der des stofflichen Lagenbaus der meta-sedimentären Ausgangsgesteine (s.o.).

Während der Anatexis abgetrennte leukokrate Schmelzen migrierten z.T. an andere Orte innerhalb der anatektischen Bereiche und bildeten dort kleinere Intrusiv-Körper. Diese Verlagerung aus der „Schmelzküche“ wird durch das Fehlen von Restit-Säumen (Melanosome) um diese Leukogranite belegt. Die Leukogranite besitzen z.T. eine schwache Foliation durch Einregelung geringer Glimmeranteile, deren Orientierung der Foliation der anatektischen Granite entspricht. Inwieweit diese gemeinsame Foliation spätmagmatisch oder im Festzustand angelegt wurde (schwache Vergneisung), ist hier anhand von makroskopischen Kriterien nicht zu entscheiden.

Bereichsweise treten im anatektischen Granit mafische Enklaven in Form von syn-magmatischen Gängen auf (su. EF „Mafische Enklaven“ sowie „Magmenvermischung und -mischung“ (Kap. 6)), die durch Fließbewegungen im granitischen Rahmenmagma fragmentiert wurden (Abb. VS16.2; vgl. VS08). Die meist eckig/kantigen und Boudin-förmig angeordneten Fragmente zeigen an, dass der mafische Gang dabei bereits weitgehend auskristallisiert war und deshalb mit Sprödverformung auf die Beanspruchung im noch mobilen anatektischen/granitischen Magma reagierte. Einige Gangfragmente einer anderen Vermengungszone sind dagegen linsig ausgeschwänzt, z.T. auch in Form von „dunklen Fahnen“ im Granit. Diese duktile Boudinierung deutet auf eine Verformung im nur teilverfestigten Zustand hin, verbunden mit einer Abtrennung von geringen Schmelzanteilen, die sich in den „Fahnen“ mit granitischen Schmelzanteilen vermischt haben (Magmenmischung).

Die mafischen Gänge zeigen oft komplexe randparallele Zonierungen durch Variationen der Kristallgrößen und durch den Gehalt heller Gemengteile. Ein an wenigen Stellen beobachtetes steiles Mineralinear auf den Randflächen bildet möglicherweise ein vertikales Einstromgefüge ab.



Abb. VS16.1: Anatektischer Granit mit Meta-Sediment-Restitlinsen und mafischen Restitschlieren, z.T. sind letztere weitgehend aufgelöst und nur noch schemenhaft zu erkennen.

Lokal ist im anatektischen Granit ein unregelmäßiges Netzwerk aus granitoiden Gängchen entwickelt. Diese heben sich vom Wirtsgranit durch einen höheren Mafitgehalt und eine gröbere Körnung ab. Wegen der diffusen Übergänge, handelt es sich auch hierbei vermutlich um sub-magmatische, aber relativ junge Gänge; denn sie durchschlagen z.T. die basischen Gangfragmente.



Abb. VS16.2: Zone mit Fragmenten eines syn-magmatisch intrudierten Basaltgangs (gelbe Pfeile); weitere Erläuterungen im Text.

Danach wurden noch dünne felsische Gänge (cm-Bereich) injiziert, die scharfe Grenzflächen gegen den Wirtsgranit besitzen und die mafischen Gangfragmente z.T. durchschlagen, z.T. aber auch randlich umschließen.

Des Weiteren treten kleine unregelmäßige Pegmatitkörper innerhalb der anatektischen Granite auf, deren Altersbeziehung zu den anderen mafischen und felsischen Gängen fraglich ist (Abb. VS16.3).

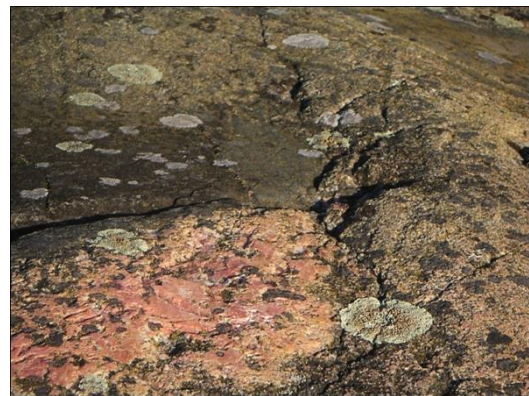


Abb. VS16.3: Kleiner Pegmatitkörper im anatektischen Granit.

Neben den o.g. gangförmigen mafischen Enklaven gibt es auch vereinzelte rundlich-ovale Enklaven, in denen eine Kfsp.-Metablastese stattgefunden hat (Abb. VS16.4). Fraglich ist, ob auch sie durch Magmenvermischung entstanden sind, oder ob es sich evtl. um mafische Relikte aus der Västervik-Formation handelt (z.B. Amphibolitlagen/ehemalige Flows).

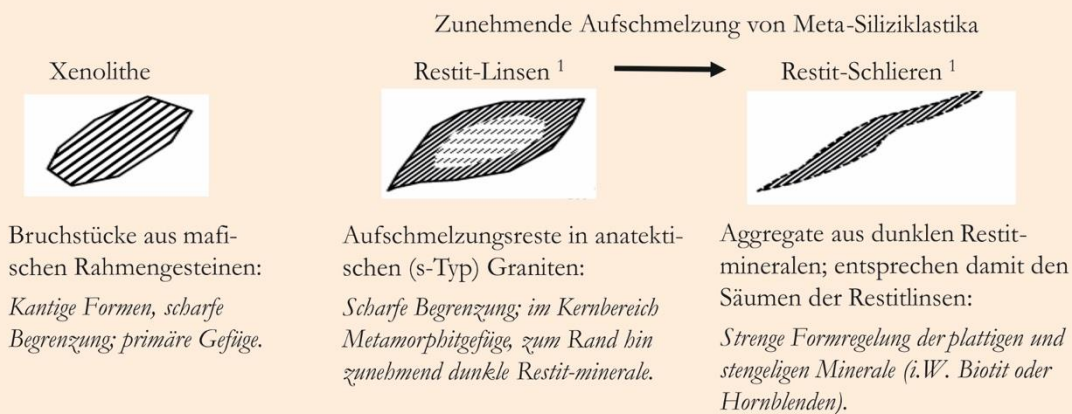


Abb. VS16.4: Schwach ausgelängte mafische Enklave im anatektischen Granit mit Überprägung durch Kfsp.-Metablasterse.

Als jüngere Strukturelemente treten steile, etwa N-S bis NNE-SSW streichende dextrale Störungen mit Versatzbeträgen im cm- bis dm-Bereich auf, besonders gut sichtbar an der Zerschierung mafischer Enklaven (Abb. VS16.5). Daneben sind, mit gleicher Ausrichtung und Kinematik, schmale spröde-duktiler Scherzonen vorhanden, die grünschieferfazielle Minerale enthalten. Diese Störungsflächen sind durch Hämatit-Imprägnierung rötlich gefärbt. Eine entsprechende Färbung zeigt auch ein netzförmiges Makroriss-System.

Mafische Enklaven

(in granitoiden Rahmengesteinen)



Bildung durch Injektion von mafischen Magmen in ein granitoides Magma



¹ s.a. Erläuterungsfeld „Migmatite“ (Kap. 6)

² s.a. Erläuterungsfelder „Magmen-Rheologie“ und „Magmenvermischung und -mischung“ (Kap. 6) sowie „Syn-magmatische Gänge“ (Kap. 6.1; VS8)



Abb. VS16.5: Jüngere Verformung von Gangfragmenten durch dextrale N-S bzw. NNE-SSW streichende

steile Scherzonen; im Basaltgang als diskrete spröde Scherbrüchen, im Rahmengranit als schmale spröde-duktilen Scherzonen. Im Granit sind die Bruchflächen und ihre Randzonen mit Hämatit imprägniert.

Für die geologische Bearbeitung derartiger Assoziationen ist es oft erforderlich, die Altersabfolge verschiedener Intrusivkörper anhand von einfachen Kriterien zu rekonstruieren, auch im Hinblick auf eine gezielte Probenahme für weiterführende Analysen. Hierzu sind im EF „**Relative Alter von Granitintrusionen**“ (s.u.) einige diagnostische Phänomene skizziert.

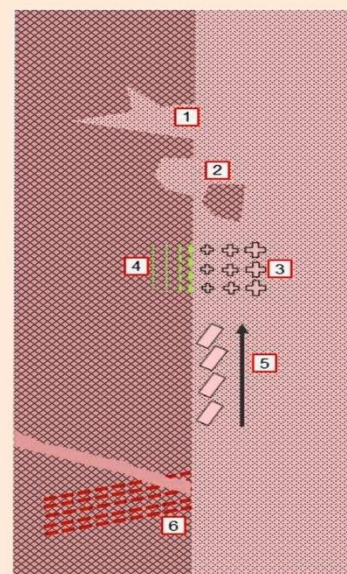
Relative Alter von Granitintrusionen

Bei Geländearbeiten in Granitarenen stellt sich oft die Frage nach den relativen Altern von Granitoid-Körpern, die in unmittelbarem Kontakt stehen (hier **A** und **B**). Die nebenstehende Grafik stellt einige Kriterien zusammen:

- 1 – Gänge (Apophysen) von B in A
- 2 – Xenolithe von A in B
- 3 – Zonierung (z.B. „Abschreckungssaum“) in B parallel zur Kontaktfläche
- 4 – Alterationszone in A parallel zur Kontaktfläche
- 5 – Magmatisches Fließgefüge in B parallel zur Kontaktfläche (hier: Einregelung von Phänokristen)
- 6 – Abruptes Abschneiden von Strukturen in A (hier: Foliation u. Gang) an der Kontaktfläche.

A: Älterer Granit

B: Jüngerer Granit



VS17. SW-Küste Hornsviken

ca. H 6397000, R 1553350 (NW)

ca. H 6395550, R 1554920 (SE)

Die Küstenaufschlüsse sind am besten über einen Weg zu erreichen, der von der Landstraße nach N abzweigt und nach „Gruvan“ führt. Die genauen Ortsangaben für bestimmte Beobachtungen stehen in den jeweiligen Abbildungstexten.



Am Südwestufer des Hornsviken stehen in einem langen Küstenstreifen agmatisch zerlegte Meta-Gabbrokörper an (Abb. VS17.1 und .2), die vorwiegend in einer Matrix aus Hornblende-führenden Granodioriten eingebettet sind (Drachenfels 2004; s.a. EF „Migmatite“ (Kap. 6)). Dabei können verschiedene Formen und Stadien dieser magmatischen Brekzierung in unterschiedlichen Dimensionen beobachtet werden. Oft treten zwischen größeren Meta-Gabbrofragmenten duktile Verformungszonen auf, in denen kleinere Fragmente linsen- bis schlierenförmig gelängt und eingeregelt sind. Derartige duktile Gefüge nehmen tendenziell in Richtung Südosten zu. Gleichzeitig treten in den agmatisch gebildeten „Klasten“ gelegentlich spröde Scherbrüche mit meist dextralem Versatz auf. (Abb. VS17.2).



Abb. VS17.1: Agmatite aus Meta-Gabbrofragmenten in einer granodioritischen Grundmasse; gelber Pfeil zeigt auf eine Zone mit duktil verformten Meta-Gabbrofragmente. (Foto: Melanie v. Drachenfels 2004; H 6396790, R 1553585).

Anhand von makroskopischen Kriterien kann nicht eindeutig geklärt werden, ob diese spröden duktilen Verformungsgefüge syn-magmatisch oder durch spätere Festkörperverformung erzeugt wurden. Für einen syn-magmatischen Beitrag spricht, dass Scherbrüche z.T. felsische Injektionen enthalten und dass im Randbereich zu duktil verformten Meta-Gabbrofragmenten die granodioritische Matrix keine (mylonitische) Foliation aufweist.



Abb. VS17.2: Meta-Gabbrofragment mit dextraler Scherfläche (gelbe Pfeile), in die felsische Schmelze injiziert wurde. Im rechten Teil des Bildes befindet sich eine duktile Verformungszone (Foto: Melanie v. Drachenfels 2004; H 6396790, R 1553585).

Im Grenzbereich zu den Agmatiten enthält der Granodiorit zahlreiche Xenolithe aus meist feingebänderten, schwach migmatisch überprägten Meta-Siliziklastika der Västervik-Formation auf, die unterschiedlich stark assimiliert wurden (Abb. VS17.3).

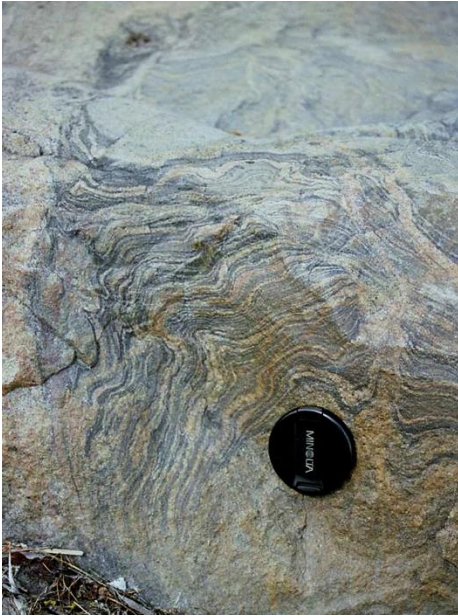


Abb. VS17.3: Xenolith aus schwach migmatischen Meta-Siliziklastika der Västervik-Formation (Foto: Melanie v. Drachenfels 2004; R 1554130, H 6396510).

Kurz hinter der Brücke nach Händelöp befindet sich nördlich der Straße ein Küstenaufschluss, der syn-magmatische Basitgänge mit komplexen Beziehungen zum granodioritischen Rahmengestein zeigt (Abb.VS17.4), die sich wie folgt erklären lassen: Bei abrupter (schneller) Gangöffnung verhielt sich das mit hoher Kristalldichte versehene granodioritische Magma bereits wie ein Festkörper, und die intrudierende Basitschmelze nahm kantige Fragmente (Xenolithe) des granodioritischen Rahmenmagmas auf. Später wurde der mittlerweile erstarrte Basitgang durch langsame Bewe-

gungen des immer noch fließfähigen granodioritischen Rahmenmagmas fragmentiert. Demnach wären unterschiedliche Verformungsgeschwindigkeiten ausschlaggebend für das unterschiedliche rheologische Verhalten des granodioritischen Magmas (s.a. EF „**Rheologie von Magmen**“ und „**Magmenvermengungen und -mischungen**“ (beide in Kap. 6)).

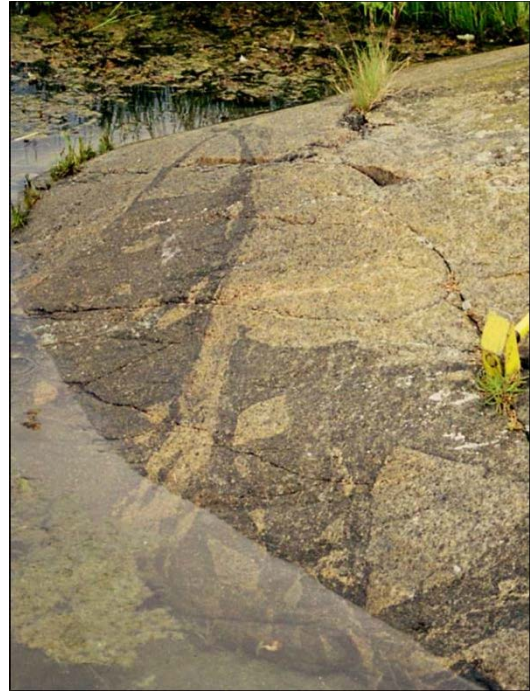


Abb. VS17.4: Syn-magmatischer Meta-Basitgang mit komplexer struktureller Beziehung zum granodioritischen Wirtsgestein; weitere Erläuterungen im Text (Foto: Melanie v. Drachenfels 2004; H 6395550, R 1554920).

VS18. Höhenrücken (Oser) E' des Hästhagsjöns

H 6399670, R 1551660

Entlang der Landstraße zwischen Västervik und Hornsudda erstreckt sich östlich des Hästhagsjöns ein flacher NNE-SSW streichender Höhenrücken. Den Aufschluss erreicht man zu Fuß über eine kleine, durch Gesteinsblöcke gesperrte Zufahrt.



Aufgeschlossen ist ein mehrere 10er m langer Abschnitt eines verzweigten Oser- (Esker-) Systems. Dieser Begriff umfasst Ablagerungen von hochenergetischen Fluss-Systemen an der Basis oder innerhalb von Gletschern, die heute ein typisches Element von Grundmoränen-Landschaften darstellen. Kennzeichnend für diese dammförmigen Ablagerungen ist u.a. eine abgeflachte Oberfläche (Abb. VS18.1). Die Ausrichtung des Osers entspricht hier etwa der im weiteren Umfeld u.a. durch Gletscherstriemen belegten Eistransportrichtung nach ca. 170°.



Abb. VS18.1: Blick auf die abgeflachte Oberfläche des „Hauptarms“ des Osersystems.

Die Korngrößen reichen von der Grobkies- bis in die Blockfraktion, wobei auch die Rundungsgrade sehr unterschiedlich sind. Das Gesteinsspektrum besteht fast ausschließlich aus präkambrischen Kristallingesteinen, wobei Meta-Siliziklastika vorherrschen (Abb. VS18.2). Demnach war im nörd-

lich gelegenen Liefergebiet das paläozoische (sedimentäre) Deckgebirge während der letzten Vergletscherung bereits abgetragen.



Abb. VS18.2: Geröllbestand, gekennzeichnet durch ein breites Gesteinsspektrum und stark variierende Korngrößen und Rundungsgrade.

Im unmittelbar nordöstlich angrenzenden dünnbewaldeten Gebiet sind weitere kleinere Seitenarme des verzweigten Osersystems aufgeschlossen (Abb. VS18.3).

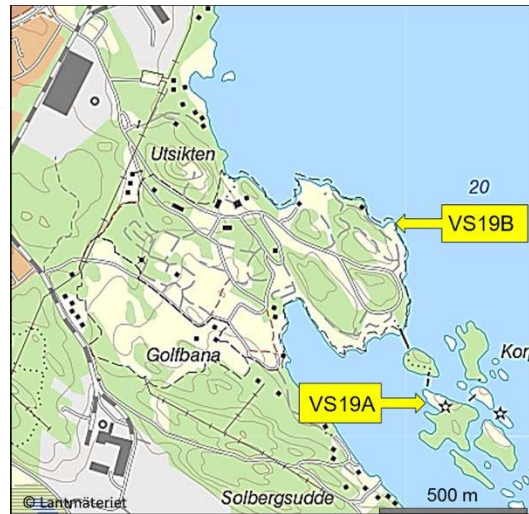


Abb. VS18.3: Mehrere kleine hintereinanderliegende Seitenarme des Osersystems.

VS19. Västervik Resort (ehem. Lysingsbadet)

H 6401180, R 1552150

Für Bewohner der Anlage bestehen Parkmöglichkeiten an der Wohnobjekten. Für Kurzzeitbesucher befindet sich ein großer Parkplatz vor dem Rezeptionsgebäude. Es wird ein Besuch an Wochentagen empfohlen; an Wochenenden mit schönem Wetter ist die Anlage besonders stark belebt.



Aufschluss VS19A: Inselgruppe „Korpaholmarna“ im Südostbereich der Anlage, über Brücken zugänglich.

An mehreren glatt polierten Flächen stehen Granitoide an, die ein breites Spektrum an Enklaven und magmatischen Gängen aufweisen und damit mehrere Phasen der tektonisch/magmatischen Entwicklung der Västervik-Region dokumentieren. Einige dieser meist steilen Gänge weisen komplexe Internzonierungen und unterschiedlich strukturierte Ränder auf, die durch mehrphasige, syn- bis postmagmatische Gangöffnung/Füllung erklärbar sind.

Auf der über die erste Brücke erreichbaren Insel ist am Westufer ein grobkörniger etwa E-W streichender Pegmatitgang aufgeschlossen (Abb. VS19A.1). Er zeigt eine deutliche Zonierung mit Kalifeldspat-reichen Randzonen und Quarz-reichen Kernbereichen. Letztere sind z.T. als Spaltenfüllungen entwickelt und demnach eine spät-pegmatitische Bildung. Anzeichen für eine teilweise syn-magmatische Bildung dieses und anderer Pegmatitgänge sind unscharfe bis diffuse Kontakte zum Rahmengestein. Diese entstehen dadurch, dass (a) die im Rahmenmagma enthaltenen Restschmelzen eine unregelmäßige Gangöffnung entlang von Korn-grenzen (intergranular) bewirken und (b) eine Interaktion zwischen diesen Restschmelzen und den injizierten felsischen Gangmagmen stattfindet.

Die im Folgenden beschriebenen Phänomene sind auf der über die zweite Brücke erreichbaren Insel zu beobachten.

Hier treten u.a. mehrere Generationen von feinkörnigen Granit- (Aplit-) gängen auf. Eine ältere Generation besteht aus einem unregelmäßigen Netzwerk mit diffusen Grenzen zum granitischen Rahmengestein (Abb. VS19A.2). Sie repräsentieren vermutlich spät-magmatische Gänge, die durch Injektion von leukokraten Restschmelzen aus dem Rahmenmagma in aufreißende Riss-Systeme entstanden.



Abb. VS19A.1: Pegmatitgang mit Kalifeldspat-reichen Randzonen und Quarz-reichen Kernbereichen; der Kontakt zum Rahmengranit ist hier scharf; weitere Erläuterungen im Text (Foto: Carl-Friedrich Haase 2015).

Bei den späteren Aplitgenerationen handelt es sich um einzelne Gänge mit meist scharfen Begrenzungen zum Rahmengestein, d.h. sie intrudierten in ein stärker oder völlig auskristallisiertes Rahmenmagma (post-magmatisch) und wurden vermutlich aus einer externen Quelle gespeist. Dementsprechend enthalten die Gänge z.T. kantige Xenolithe des Rahmengesteins. Hinzu kommen Xenolithe aus Enklaven in Abschnitten, wo sie diese durchschlagen (Abb. VS19A.3).



Abb. VS19A.2: Netzwerke aus frühen syn-magmatischen Aplitgängen.

An einigen Stellen passen die gegenüberliegenden Xenolith-Fragmente z.T. nicht aneinander. In diesen Fällen erfolgte die Gangbildung nicht durch reine Dehnung, sondern mit einer Seitenverschiebungskomponente (transtensional) in großem Winkel zur jeweiligen Beobachtungsebene. Konkrete 3D-Beobachtungen hierzu liegen nicht vor.

Insbesondere im Bereich der Klippen unmittelbar hinter der zweiten Brücke sind Granite anstehend, die zahlreiche Enklaven unterschiedlichster Art enthalten. Im Hinblick auf eine Gesamtbetrachtung der geologischen Entwicklung dieser Region sind verschiedene Phänomene von besonderem Interesse. Hierzu zählen feinkörnige, dunkle Xenolithe mit vermutlich granodioritischer Zusammensetzung, die dunkle Restitsäume besitzen, welche sich oft aus konkaven Abschnitten zusammensetzen (Abb. VS19A.4). Sie belegen eine teilweise Verdrängung durch das hellere granitoide Rahmenmagma. Außerdem enthalten diese Xenolithe mafische Enklaven, deren makroskopisch erkennbare Interngefüge eine Entstehung durch „Magma-Ver-mengung“ wahrscheinlich machen (basische Schmelztropfen). Als Besonderheit enthält ein Teil dieser Xenolithe neben den mafischen Enklaven auch Meta-Sediment-Xenolithe, die vermutlich aus der Västervik-Formation stammen (Abb. VS19A.5).

Entsprechende Meta-Sediment-Xenolithe kommen auch direkt im Rahmengestein vor, z.T. als

größere isolierte Blöcke (Abb. VS19A.6), häufiger jedoch sind deutlich kleinere Meta-Sediment-Xenolithe und mafische Schlieren als deren Restite. Diese meist gelängten Xenolithe und Schlieren bilden durch ihre leichte Parallelausrichtung ein undeutliches magmatisches Fließgefüge ab. Durch entsprechende Fließbewegungen wurden einige Xenolithe bzw. mafische Enklaven auch bruchhaft deformiert (Abb. VS19A.7).

Zusätzlich können an dieser Lokalität auch schmale, teilweise verzweigte duktile Scherzonen beobachtet werden (Abb. VS19A.8).

Jüngste geologische Prägungen stellen durch Eis-transport erzeugte Schleif- und Bruchstrukturen dar (Abb. VS19A.9).



Abb. VS19A.3: Aplitgang der jüngeren Generation: **a.** Übersicht; Gang zeigt scharfe Kontakte zum Rahmengranit und durchschlägt mehrere Enklaven; roter Rahmen markiert Position von Ausschnitt in **b** (Foto: Carl-Friedrich Haase 2015), **b.** Xenolith aus der an dieser Stelle vom Aplitgang durchschlagenen Enklave.



Abb. VS19A.4: Dunkler Granodiorit-Xenolith mit mafischen Enklaven und dunklen Reaktionssaum zum Rahmengestein; weitere Erläuterungen im Text.



Abb. VS19A.7: Durch Fließbewegungen im Rahmenmagma bruchhaft verformte Enklave; sowohl Rand als auch Bruchfläche mit dünnem Restitsaum.



Abb. VS19A.5: Feinkörniger Granodiorit-Xenolith im granitischen Rahmengestein, der neben mafischen Enklaven (1) auch einen Meta-Sediment-Xenolith enthält (2; Xenolith in Xenolith). Injektion von aplitischen Restschmelzen aus dem Rahmenmagma in den Granodiorit-Xenolith ist durch dünnen Gang in der Bildmitte dokumentiert; weitere Erläuterungen im Text.



Abb. VS19A.8: Verzweigte duktilke Scherzonen.



Abb. VS19A.6: Meta-Sediment-Xenolith; in der Mitte und im Randbereich enthält der Xenolith aplitische Gängchen (Injektionen von Restschmelzen aus dem Rahmenmagma (vgl. Abb. VS19A.5)). Im granitischen Rahmengestein wird ein schwaches Fließgefüge durch eingeregelt mafische Restitschlieren abgebildet.



Abb. VS19A.9: Glaziale Schleif- und Bruchstrukturen.

Aufschluss VS19B: „Klippen am Sprungturm“

H 6401780, R 1552030

Der fein- bis mittelkörnige Granit enthält, neben mafischen Enklaven, Xenolithe aus Meta-Sedimenten und Granitoiden unterschiedlichster Größe. Diese wurden durch Fließbewegungen des Rahmenmagmas duktil gelängt und streng eingeregelt, wodurch sie eine deutliche N-S streichende Foliation abbilden (Abb. VS19B.1 bis .3). In Xenolith-freien Domänen zeigt das Rahmen- bzw. Wirtsgestein selbst kein magmatisches Fließgefüge, vermutlich wegen der primären Gleichkörnigkeit und Isometrie der Frühkristallite.

Die größten Xenolithe werden von hellrötlichen, mittelkörnigen Graniten repräsentiert. Ihre mafischen Restitsäume belegen, dass erhebliche Teile ihres primären Volumens im Rahmenmagma assimiliert wurden (Abb. VS19B.1). Dabei wurden diese Xenolithe mitsamt ihrer Restitsäume in den Streckungszonen z.T. so stark ausgedünnt, dass ihre ursprünglichen Umrissformen nur noch schemenhaft erkennbar sind. (Abb. VS19B.1). Bei Granit-Xenolithen stellt sich grundsätzlich die Frage, ob es sich um Fragmente einer älteren Granitgeneration handelt oder um Autolithe, d.h. Fragmente von Frühkristalliten des Rahmenmagmas.

Häufig treten auch Meta-Sediment-Xenolithe auf, die meist deutlich kleinere, oft diffus begrenzte Körper bilden und unregelmäßig im Wirtsgestein verteilt sind. Teilweise lassen selbst kleinste Xenolithe noch eine Feinschichtung erkennen (Abb. VS19B.2). Kleinere Restitschlieren stammen vermutlich aus entsprechend Biotit-reichen Lagen. Es ist denkbar, dass auch diese Meta-Sedimente ursprünglich deutlich größere Xenolithe bildeten, die jedoch wegen ihrer primären Foliation durch magmatische Fließbewegungen stärker fragmentiert wurden. Häufig sind auch größere mafische Schlieren, deren Ursprung fraglich ist (Restite von Meta-Sedimenten/Migmatiten oder weitgehend assimilierte Granite). Große heterogen zusammengesetzte Xenolithe stammen vermutlich aus Schollenmigmatiten (Abb. VS19B.3). Für kleinere Xenolithe ist eine entsprechende Zuordnung nicht möglich, jedoch nicht auszuschließen.

Die selteneren mafischen Enklaven sind meist rundlich und weisen einen sehr dünneren Restitsaum auf (Abb. VS19B.1 und 2). Sie bildeten bereits starre Körper in der noch duktilen Gesamtmatrix aus Rahmenmagma und „weichen“ Xenolithen. Dadurch wirkten sie u.a. als „Indenter“ (Abb. VS19B.1) oder beeinflussten die Fließbewegungen in ihrem Umfeld (VS19B.2). Insgesamt dokumentieren diese und andere o.g. Strukturen eine plättende Verformung im Rahmenmagma.



Abb. VS19B.1: Duktil gelängte Granit-Xenolithe mit dunklen Restitsäumen und (Bildmitte) konvex-konkaver Kontaktfläche zu einer mafischen Enklave („Indenter“-Struktur). In stark gedehnten („Necking“-) Zonen wurden die Granit-Xenolithe weitgehend assimiliert, so dass nur noch dünne Spuren der Restitsäume erhalten sind (gelbe Pfeile); weitere Erläuterungen im Text.



Abb. VS19B.2: Feinkörniger Granit mit mafischer Enklave, die bereichsweise einen dünnen Restitsaum besitzt: Die mafische Enklave wirkt hier als starrer Körper und wird von kleinen etwa parallel eingeregelt Meta-Sediment-Xenolithen bzw. daraus ableitbare mafische Restit-Schlieren „umflossen“.

Aus einigen dieser Beobachtungen im Kleinbereich (Aufschlüsse VS19A und B) können folgende Prozesse bzw. Ereignisse der geologischen Entwicklungsgeschichte abgeleitet werden:

Eine frühe Intrusion von granodioritischen Magmen war verbunden mit basischen Schmelzinjektionen (Magmenvermischung).

Die finale Platznahme dieser Granodiorite erfolgte durch „Stoping“ unter Aufnahme von Meta-Sediment-Xenolithen aus der Västervik-Formation.

Auch die Platznahme der jüngeren Granite erfolgte durch „Stoping“, wobei Xenolithe sowohl aus den Meta-Sedimenten/Migmatiten der Västervik-Formation als auch aus den o.g. Granodioriten aufgenom-

nommen wurden. Der Ursprung und die Altersstellung von rötlichen, z.T. stark assimilierten Granit-Xenolithen, sind fraglich.

Danach fand eine syn-bis post-magmatische Injektion von Pegmatit- und Aplitgängen statt, wobei letztere tendenziell als jünger einzustufen sind.



Abb. VS19B.3: Heterogen zusammengesetzter Xenolith, möglicherweise aus einem Schollenmigmatit.

VS20. Sandvik, Halbinsel Gränsö

H 6401900, R 1553485

(westlichster Aufschlusspunkt; weitere Ortsangaben im Text).

Ausgehend vom kleinen Sandstrand, erreicht man die Aufschlüsse über einen Waldweg entlang der Nordküste.



Am Nordufer der Badebucht sind verschiedene Stadien bzw. Formen einer Migmatisierung aufge-

schlossen (s. EF „Migmatite“ (Kap. 6)). Das Anfangsstadium stellen stromatitische „Injektionsmigmatite“ am E-Ende des Profils dar, während im

W Schollenmigmatite mit hohen Neosom-Anteilen aufgeschlossen sind. Ausgangsgesteine waren vorwiegend feingebänderte Meta-Siliziklastika der Västervik-Formation.

An einer der vorderen Klippen (H 6401849, R 1553667) ist ein frühes Stadium mit rötlichen leukogranitischen Injektionen parallel zum Lagenbau sowie in en-echelon angeordneten Gängen zu beobachten (Abb. VS20.1). Diese Strukturen sind offensichtlich an sprödere Horizonte der Wirtsgesteine gebunden, können jedoch in ihrer Genese nicht als einfache Fiederspalten interpretiert werden (s.u.). Die Gänge zeigen häufig dünne Biotit-reiche Säume, was auf eine Beteiligung von in situ-Schmelzbildungen schließen lässt (Extraktion von leukokraten Anteilen aus dem Wirtsgestein). Am Kontakt zu den Gängen ist oft ein Versatz des metamorphen Lagenbaus mit linkssinniger Rotation festzustellen. Die daraus resultierenden Boudins zeigen zusätzlich randliche Einschnürungen, die sich durch die o.g. Schmelzextraktion in die Spalten erklären lässt. Für die Entstehung dieser Strukturen können unterschiedliche Modelle diskutiert werden: (1) Primär Dehnung und schwache Boudinage/Einschnürung unter Bildung von Zugspalten senkrecht zum Lagenbau; anschließend (in Blickrichtung) sinistrale lagenparallele Scherung mit Domino-artiger Zergleitung der Boudins, wobei die Spalten in antithetische Scherflächen umfunktioniert werden, oder (2) Primär dextrale lagenparallele Scherung, wobei die Spalten zunächst als synthetische Scherflächen angelegt und subsequently durch Rotation geöffnet werden. Die Gangfüllungen selbst zeigen makroskopisch keine Internverformung, was auf eine spät-kinematische Injektion hindeutet.

Daneben treten netzartig verzweigte leukogranitische Injektionen mit fleckenförmig verteilten Biotitnestern auf (Abb. VS20.2). Diese Strukturen dokumentieren vermutlich eine mehrphasige Spalten-/Gangbildung mit einer ersten Biotit-reichen Ganggeneration, die durch eine zweite leukokrate Injektion fragmentiert wurde.

Weiter nach Westen nimmt der stromatitische Charakter der Migmatite tendenziell zu, was jedoch nur punktuell an kleineren Aufschlüssen beobachtet werden kann. Auf der nächsten größeren Felsenklippe (H 6401910, R 1553489) sind dann verschiedene Übergangsformen von stromatitischen zu Schollenmigmatiten aufgeschlossen (Abb. VS20.3 und 4). In größeren Schollen mit weitgehend intaktem Schichtverband ist eine Faltung um steile Achsen erkennbar. Bei den Leukosomen

können verschiedene Generationen unterschieden werden, z.B. ältere schichtparallele, die von jüngeren abgeschnitten werden, in denen die Paläosom-Schollen eingebettet sind (Abb. VS20.4). Eine späte Generation steiler granitischer Gänge durchschlägt alle migmatitischen Strukturen (Abb. VS20.5). Dabei sind die Grenzen zu älteren Leukosomen diffus, ein Hinweis auf eine spät-migmatitische Gangbildung. Die (spröden) Paläosome werden dagegen mit scharfen Kontakten von diesen Gängen durchschlagen.



Abb. VS20.1: Leukogranitische Ganginjektionen parallel zum Lagenbau sowie in „en-echelon“ angeordneten Spalten, zwischen denen die Schichten schwach boudiniert sind; weitere Erläuterungen im Text.



Abb. VS20.2: Netzartig verzweigte Granitgänge mit unregelmäßig verteilten Biotitnestern; weitere Erläuterungen im Text.



Abb. VS20.3: Schollenmigmatit mit einem hohen Anteil rötlicher Leukosome, darin feingeschichtete meta-sedimentäre Paläosomfragmente.



Abb. VS20.4: Schollenmigmatit, bestehend aus Meta-Sedimentschollen mit schichtparallelen Leukosomen (stromatitisch), die von einer jüngeren matrixbildenden

Leukosom-Generation abgeschnitten werden; Meta-Sedimentschollen weisen z.T. eine Kleinfaltung auf.



Abb. VS20.5: Spät-migmatischer Granitgang (Pfeile), Erläuterung im Text.

6.2 Stationen in der N' Västervik-Region

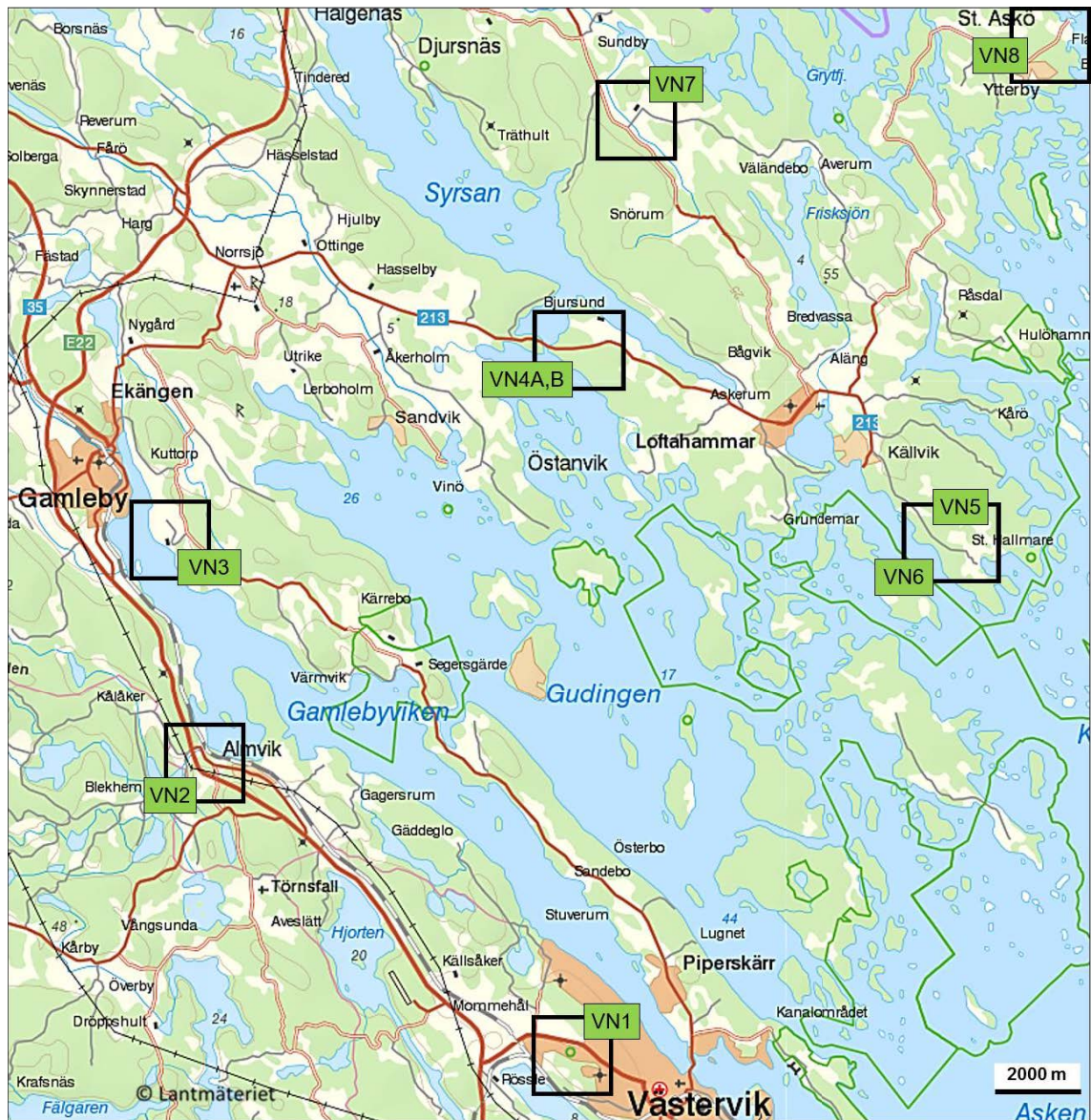
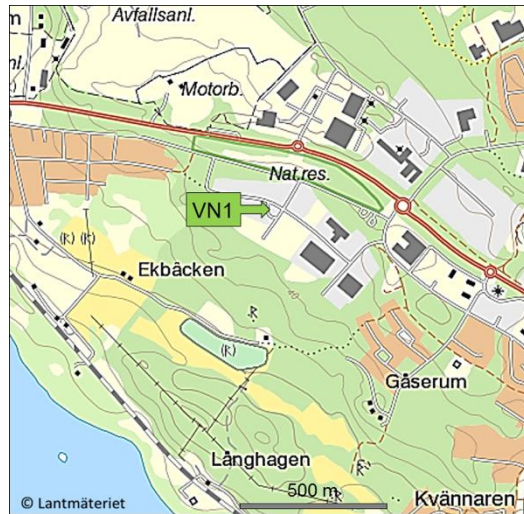


Abb. VS20. 6.2.1: Übersichtskarte mit Lage der Stationen im Nordteil des Exkursionsgebietes (VN1 bis VN8; vergl. Abb. 6.1); die Rahmen entsprechen den Kartenskizzen zu den jeweiligen Aufschlüssen.

VN1. Västervik Industriegebiet (Traktorvägen)

H 6404747, R 1546862

Das Gelände ist nicht umzäunt und kann vom östlich gelegenen Kreisverkehr aus angefahren werden.



Aufgeschlossen sind durch granitische Magmen hydraulisch brekziierte Meta-Quarzite der Västervik-Formation (vorwiegend Typ „Speckiger Meta-Quarzit“; vergl. VN2; s.a. Albrecht 2010). Die länglichen „Splitter“ sind parallel zur vorherrschenden regionalen Streichrichtung orientiert (WNW-ESE; Abb. VN1.1)

An wenigen Stellen ist innerhalb der speckigen Meta-Quarzit-Fragmente noch die primäre Schichtung in Form von dünnen, gefalteten Meta-Pelitlagen erkennbar VN1.2). In der Matrix zwischen den Fragmenten können zwei Lithologien in unregelmäßig angeordneten Domänen und mit diffusen Übergängen unterschieden werden. Dies sind zum einen schlierig gefaltete Migmatite mit hohen Neosom-Anteilen (Abb. VN1.1 bis .3), zum anderen vermutlich aus diesen am Ort abgetrennte anatektische Granite (Abb. VN1.1 und .4).

Die Meta-Quarzitfragmente weisen, insgesamt betrachtet, ein gutes „Fitting“ auf, d.h. sie wurden nach der Brekzierung nicht oder nur geringfügig verdriftet bzw. rotiert. Daraus ist zu schließen, dass das magmatisch/migmatische Gemenge (Matrix) einerseits hydraulische Eigenschaften besaß, andererseits sein Kristallanteil aber so hoch war, dass die Fragmente darin nicht absinken konnten.

Die vorliegende Situation könnte als initiales „Stooping“ betrachtet werden. Im Gegensatz zum Straßenaufschluß Almvik (VN2), wo entsprechende Meta-Quarzite durch die Intrusion anatektischer Magmen duktil verformt wurden, liegt hier ein höheres sprödes Intrusionsniveau vor (s.a. EF

„Platznahme von Granitoiden“ (Kap.6). Beide Aufschlüsse zeigen, dass die Bildung der „Speckigen Meta-Quarzite“ durch Verkieselung von Meta-Arkosen (Vollbrecht & Leiss 2008) diesen Granitintrusionen vorausging.

Als jüngere Elemente treten in der granitisch/migmatischen Matrix vereinzelt dünne Quarzgänge auf (ca. 305/85), die, nicht deutlich abgrenzbar in die Meta-Quarzite übergehen (Abb. VN1.5) sowie ein Aplitgang etwa senkrecht zur Streichrichtung der Meta-Quarzitfragmente (Abb. VN1.1).



Abb. VN1.1: Magmatisch brekziierte Meta-Quarzite der Västervik-Formation; (1) migmatische, (2) granitische Domänen innerhalb der Matrix (Beispiele); rote Pfeile markieren Verlauf eine jüngeren Aplitgangs; roter Rahmen markiert Ausschnitt in Abb. VN1.2 an; weitere Erläuterungen im Text.



Abb. VN1.2: Bereich innerhalb der „speckigen Meta-Quarzite“ mit Relikten einer sedimentären Feinschichtung.



Abb. VN1.4: Bereich, in dem die Matrix zwischen den Meta-Quarzitfragmenten aus relativ homogenem Granit besteht, der auch in kleine Spalten eingedrungen ist. Seine anatektische Entstehung wird durch dünne mafische Restitschlieren dokumentiert (rechte Bildhälfte).



Abb. VN1.3: Bereich innerhalb der Matrix mit gefaltetem Migmatit (1) mit Übergängen in anatektischen Granit (2).



Abb. VN1.5: Quarzgang in granitischer Matrix (Bildmitte), der im angrenzenden Meta-Quarzit nicht mehr abgrenzbar ist.

VN2. Almvik, Strassenanschnitt E22

H 6412070, R 1537901

Parkmöglichkeit vor dem „Café Almvik“; kurzer Fußweg zurück an die E22, Aufschlüsse beiderseits der Straße. Wegen des oft erheblichen Verkehrslärms an der E22 sollten ausführlichere Erläuterungen zu diesem Aufschluss an anderer Stelle gegeben werden.

Das Café hatte bis 2013 sehr unregelmäßige Öffnungszeiten. Mit den neuen Betreibern hat sich die Situation verbessert.



Der Aufschluss zeigt das Ergebnis einer mehrphasigen komplexen Gefügeentwicklung, dokumentiert durch eine Vergesellschaftung von Meta-Sedimenten der Västervik-Formation (i.W. Meta-Arkosen und –quarzite) sowie aus diesen durch penetrative Verkieselung entstandene „speckige“ Meta-Quarzite (Vollbrecht & Leiss 2008), die dann kleinräumig mylonitisiert und gleichzeitig gefaltet wurden (Abb. VN2.1 und VN2.3; s.a. Thust 2007; Vollbrecht et al. 2006).

Die unverkieselten Meta-Sedimente treten relik-tisch als isolierte Schollen innerhalb der „speckigen“ Meta-Quarzite auf und heben sich von diesen

durch Bänke mit jeweils konstanten Dicken und ebenen Grenzflächen sowie z.T. gut erhaltener Schrägschichtung ab (Abb. VN2.1a und b). In allen Schollen zeigen die Bankrelikte ein recht konstantes Einfallen nach NE (Abb. VN2.1a und VN2.6), was mit der regionalen Großfaltung im Einklang steht. In Aufschlussdimension sind sie im Gegensatz zu den Quarzmyloniten (s.u.) ungefaltet. Der größte Block dieser Art mit gut erhaltenen Schrägschichtungsgefügen ist kurz vor dem nördlichen Ende des östlichen Straßenprofils aufgeschlossen (Abb. VN2.1a).



Abb. VN2.1: Meta-Arkosen und ihre Umwandlungsprodukte: **a.** Grenzbereich zwischen relik-tischer Linse von Meta-Arkosen und teilweise mylonitisch überprägten „speckigen“ Meta-Quarziten (s. S. 136), **b.** Reliktische Meta-Arkose mit deutlich erkennbarer Schrägschichtung (Ausschnitt aus **a.**), **c.** „Speckiger“ Metaquarzit; Produkt einer Si-Metasomatose, bei der Feldspäte und Glimmer der ursprünglichen Meta-Arkose weitgehend durch Quarz verdrängt wurden (s.a. Abb. VN2.2).

Die Verkieselung dieser amphibolitfaziellen Meta-Sedimente erfolgte unter weitgehender Verdrängung von Kalifeldspat, Plagioklas und Glimmern (Abb. VN2.2). Der „speckige“ Meta-Quarzit als Endprodukt besteht aus grobkörnigen Quarzen mit verzahnten Korngrenzen und darin feinverteilten Verdrängungsrelikten, die makroskopisch als kleine Punkte erkennbar sind (Abb. VN2.1c). Mikroskopisch nachweisbar sind zusätzlich Rutilkörner als Verdrängungsprodukte aus Biotit.

Die aus den „speckigen“ Meta-Quarziten hervorgegangenen Quarzmylonite sind intensiv um sub-horizontale etwa NW-SE streichende Achsen gefaltet und weitgehend steil einfallend. Dabei können anhand von morphologischen Merkmalen zwei Falten Typen unterschieden werden (Abb. VN2.3), in deren Schenkeln die Mächtigkeiten der mylonitischen Lagen oft beträchtlich variieren.

Die oben beschriebenen Phänomene (Verkieselung, Mylonitisierung, lokale Faltung), die auch an anderen Lokalitäten auftreten, werden nach Vollbrecht et al. (2008) mit einer Platznahme von Mini-Diapiren in Verbindung gebracht, deren Magmen durch Anatexis unterlagernder Meta-Arkosen der Västervik-Formation generiert wurden (Abb. VN2.4). Die Entwicklung begann (1) mit der Verkieselung der Meta-Siliziklastika durch Zustrom magmatogener Si-reicher Fluide. Die resultierenden „speckigen“ Meta-Quarzite stellten im Vergleich zu ihren Rahmengesteinen entfestigte Zonen dar, in welche die Magmen dann aufsteigen

konnten. Die damit verbundene Kinematik erzeugte zunächst in einer Aufwölbungsphase (2) Schleppfalten (Abb. VN2.3a) und anschließend (3) Kollapsfalten an den Flanken dieser Mini-Diapire (Abb. VN2.3b). Beide Faltungsphasen (unten als Typ 1 und 2 bezeichnet) waren mit einer duktilen Verformung der meta-quarzitischen Rahmengesteine unter Bildung von Hochtemperatur-Myloniten ($T > \text{ca. } 650 \text{ } ^\circ\text{C}$) verknüpft. Die entsprechenden vertikalen Transportrichtungen werden durch mikroskopische Schersinnindikatoren und Quarztexturen sowie durch steile Harnischlineare auf den mylonitischen s-Flächen abgebildet (z.B. Thust 2007).

Vergleichbare Strukturen, insbesondere Faltung um sub-horizontale Achsen und jüngere Störungen sind in einem nahegelegenen Steinbruch südlich der E22 zu beobachten (s.o., grüner Pfeil ohne Beschriftung im Lageplan).

Die räumliche Nähe der Quelle anatektischer Magmen wird durch einen entsprechenden Gang am nördlichen Ende des östlichen Straßenprofils dokumentiert. Weitere Gänge dieser Art wurden auch im Umfeld kartiert (Thust 2006). Im Einklang mit diesem Modell steht auch, dass diese Gänge aufgrund ihrer Alter den jüngeren Granitgenerationen zuzuordnen sind (Thust 2007).

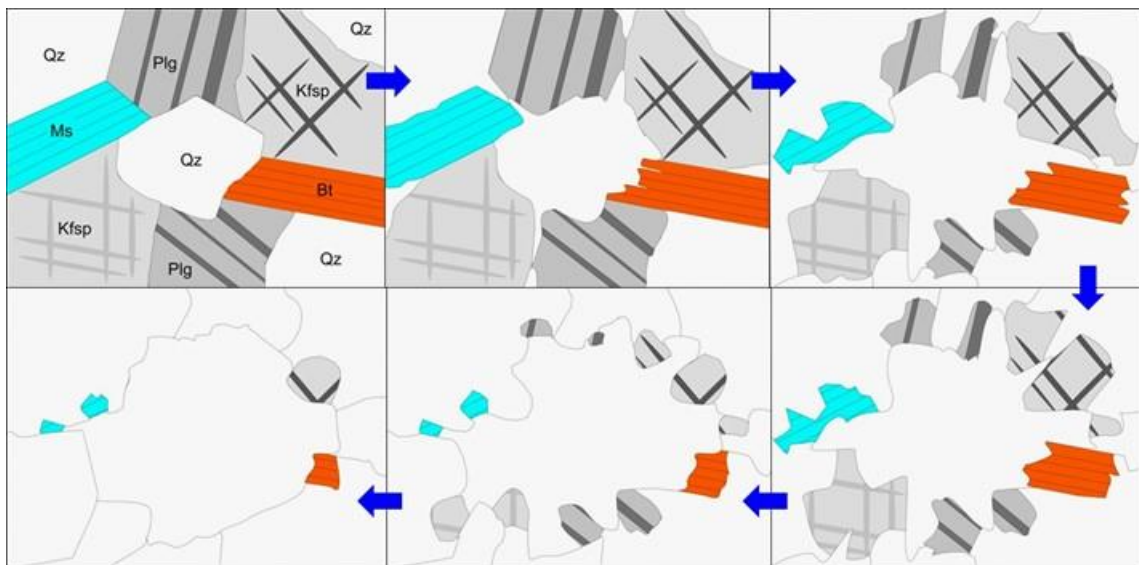


Abb. VN2.2: Gefügeentwicklung während der progressiven Verkieselung von Meta-Arkosen der Västervik-Formation (Vollbrecht & Leiss 2008; s.a. EF „Metasomatose, Metablastese“ (Kap. 6)). In den späten Stadien findet verstärkt Korngrenzenmigration statt, die zu einer Quarzkornvergrößerung mit Begradigung der Korngrenzen führt; weitere Erläuterungen im Text.

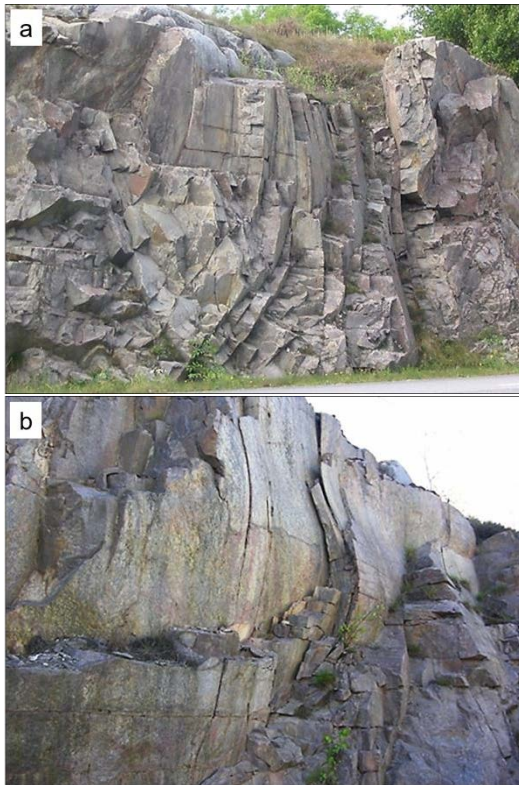


Abb. VN2.3: Faltenformen (Erläuterungen im Text sowie in Abb. VN2.4): **a.** „Schleppfalte“; im Übergangsbereich zwischen „speckigen“ Meta-Quarziten (flacher Schenkel) und Quarzmyloniten (steiler Schenkel mit geringeren Bankmächtigkeiten); westliche Aufschlusswand, **b.** „Kollapsfalte“; in stark mylonitisierten Abschnitten; auf den mylonitischen Foliationen befinden

sich stark ausgeprägte vertikale Lineare; östliche Aufschlusswand.

Am nördlichen Randbereich des östlichen Profils ist eine jüngere Falte aufgeschlossen, die eine der oben beschriebenen Falten vom Typ 2 überprägt (Abb. VN2.5; Fx und Fx+1). Eine nördlich dieser Überfaltungsstruktur aufgeschlossene Spiegelharnischfläche könnte durch Biegegleitung während der jüngeren Faltung entstanden sein. Nach dem oben vorgeschlagenen Entwicklungsmodell müssen beide Faltengenerationen jünger als die kartensbildprägende regionale Faltung sein. Die Raumlagebeziehungen der hier beschriebenen Strukturelemente sind in Abb. VN2.6 dargestellt.

Als jüngeres Element ist im mittleren Abschnitt des Straßenprofils ein steil stehender etwa E-W streichender Basaltgang aufgeschlossen.

Sedimentgefüge, wie hier in den reliktschen Lin sen, sind in zahlreichen Aufschlüssen der weiteren Umgebung (Gavelin & Russell 1967) trotz Verkie selung und Hochtemperatur-Verformung in guter Erhaltung anzutreffen. Von besonderer Bedeutung sind Schrägschichtungsgefüge, die nicht nur als Hangend-Liegend-Kriterium sondern auch als Paläo-Strömungsindikator verwendet werden können.

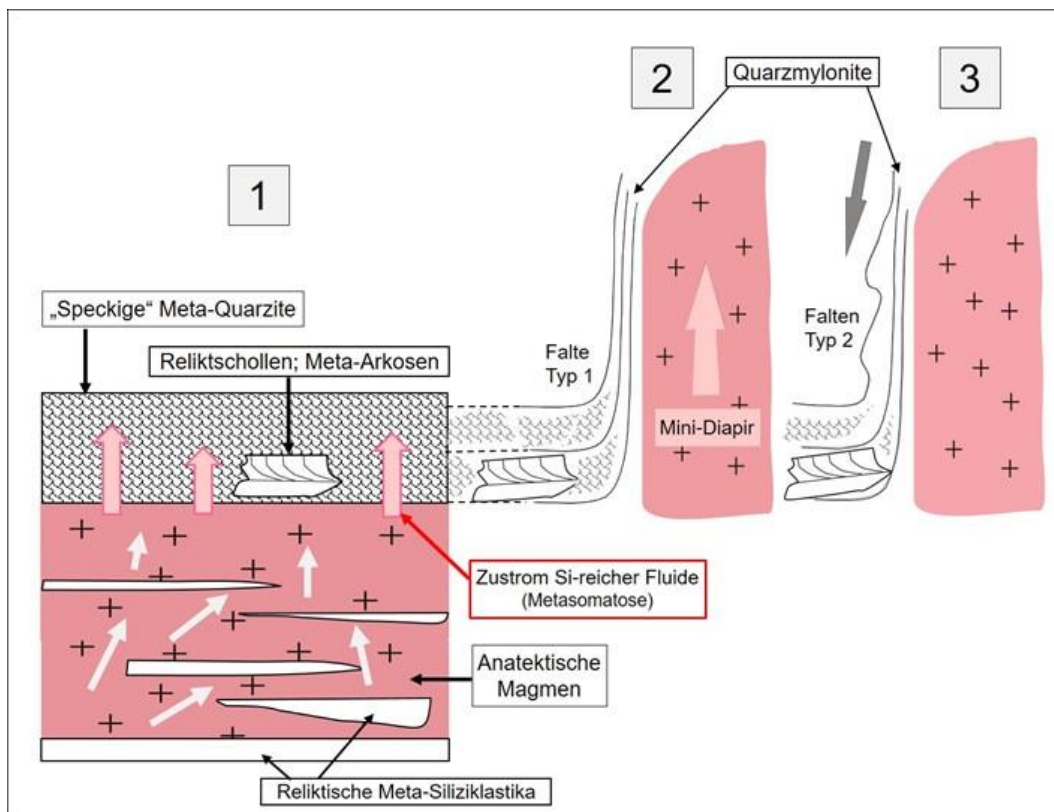


Abb. VN2.4: 3-phases Modell zur komplexen Entwicklung der Meta-Siliziklastika im Straßenaufschluss Almvik (vgl. Vollbrecht et al. 2008); Erläuterungen im Text.



Abb. VN2.5: Überfaltung einer Mulde des Falten Typs 2 (Faltenachse Fx) durch eine jüngere Faltung (Fx+1); Raumlagebeziehungen siehe Abb. VN2.6.

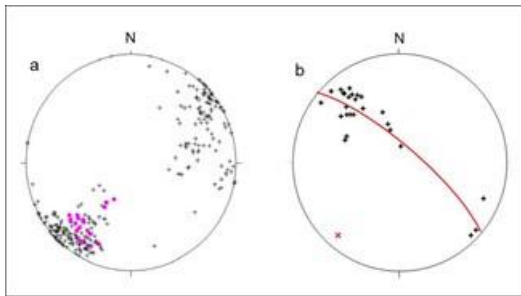


Abb. VN2.6: Raumlagebeziehungen der Makrogefüge (aus Thust 2007): **a.** Flächenpole: violette Quadrate – sedimentärer Lagenbau in reliktschen Schollen mit relativ konstanter Raumlage; schwarze Kreuze – mylonitische Foliation mit stärkerer Richtungsstreuung durch assoziierte Fx-Faltung und teilweise Überfaltung durch Fx+1), **b.** Faltenachsen: schwarze Kreuze – gemessene Fx-Achsen; rotes Kreuz – anhand der Fx-Großkreisbelegung konstruierte Überfaltungsachse Fx+1.

Anhand einer entsprechenden detaillierten Analyse kommt Russell (1967; s.a. Gavelin & Russell 1967) zu der Schlussfolgerung, dass dieser Teil der Västervik-Formation in einem Deltamilieu abgelagert wurde. Dabei werden drei Strömungsregime unterschieden (Abb. VN2.7): (1) Fluss-System (fluviatil) mit nur einer Strömungsrichtung, (2) Gezeitenbereich mit zwei gegenläufigen Strömungsrichtungen und (3) küstenparallele Strömungen. In diesem

System läge der Straßenaufschluss Almvik im fluviatilen Regime mit S bis SSE gerichteter Strömung.

Eine fazielle Analyse der Meta-Quarzite für das gesamte „Västervik“-Becken führten Sultan & Plink-Björklund (2006) durch. Dabei wurde jedoch die oben beschriebene sekundäre Verkieselung und die damit verbundenen Änderungen der primären Zusammensetzungen und Gefüge nicht berücksichtigt; was folglich zu fragwürdigen sedimentologisch/faziellen Interpretationen führte. So wurden z.B. die o.g. „speckigen“ Meta-Quarzite als primär grobkörnige Quarzsandsteine interpretiert.

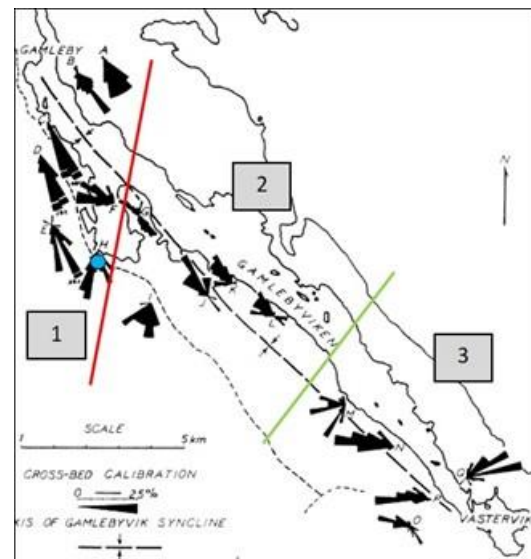


Abb. VN2.7 (links): Anhand von Schrägschichtungsgefügen in Meta-Quarziten der Västervik-Formation ermittelte Strömungsrichtungen (Rosendiagramme); die drei Strömungsregime (1, 2, 3, Trennlinien rot bzw. grün) werden im Sinne eines Deltamilieus interpretiert (aus Russell 1967, leicht verändert); blauer Punkt (H) markiert den hier beschriebenen Aufschluss VN2 "Almvik".

VN3. Casimirsborg (auch Kasimirsborg)

(H 6416821, R 1537407)

Die besten Aufschlüsse befinden sich an einem Felsrücken unmittelbar an der Bucht, ca. 400 m südlich des Schlossgebäudes. Das Gebiet ist gut zu Fuß von einem östlich gelegenen Feld-/Waldweg aus zu erreichen (durch das Tal).

Das heutige Schlossgebäude wurde im Jahre 1829 im „Just-Empire-Stil“ auf älteren Fundamenten aus dem 14. und frühen 17. Jahrhundert erbaut, nachdem das ältere Herrenhaus im Jahre 1809 ausgebrannt war. Besondere Sehenswürdigkeiten sind der mit 100 m² größte Salon Smålands sowie eine Kapelle im neugotischen Stil.



In den Meta-Sedimenten der Västervik-Region treten lokal Fleckengneise auf, die unterschiedliche Ausprägungen aufweisen können (vergl. VS2). Die Bildung der Flecken wird allgemein mit Metamorphose-Ereignissen in Kontaktaureolen von TMZ-Granitoiden in Verbindung gebracht. Als Prozesse der Fleckenbildung werden u.a. Metasomatose, metamorphe Differentiation, hydrothermaler Alterationen oder kleinräumige Schmelzbildungen in Betracht gezogen. Dabei ist die Fleckenbildung oft an einzelne Schichtglieder gebunden, was zeigt, dass der primäre Stoffbestand wenigstens teilweise als Quelle diente und Stofftransporte über kurze Distanzen beteiligt waren.

Die Flecken in den Meta-Sedimenten von Casimirsborg zeigen eine komplexe Zonierung (Abb. VN3.1), deren Genese von Lohberg (1963) und Russell (1969) diskutiert wurde. Die Flecken besitzen einen dunklen Kern, der vorwiegend aus Mg-reichem Biotit besteht, der durch Alteration von primären Cordierit-Porphyroblasten entstand. Die Zusammensetzung der hellen Säume hängt vom Grad der Metamorphose ab, der hier im Streichen der Schichten variieren soll (Russell 1969): Muskovit + Quarz in der niedriggradigen Muskovit-Cordierit-Zone; Kalifeldspat + Quarz in der höhergradigen Andalusit-Sillimanit-Zone. Die Fleckenbildung soll i. W. durch stoffliche Differentiation im mm- bis cm-Bereich erfolgt sein. Demnach wären die mafischen Kerne primär durch Migration entsprechender Komponenten zu punktuellen Kristallisationskeimen entstanden, die hellen Säume wären die daraus resultierenden Residualzonen.

Alle mikrostrukturellen und chemischen Daten sprechen gegen eine Beteiligung von Schmelzen bei der Entstehung der hellen Säume.



Abb. VN3.1: Flecken, die an bestimmte Schichten gebunden sind. Auffällig ist eine Lage (etwa Bildmitte), in der die Flecken sehr unregelmäßige Formen mit z.T. konkaven Grenzen besitzen (Foto: Lukas Kammel 2014).

Ein weiteres Phänomen, das in einigen Lagen der Meta-Sedimente beobachtet werden kann, sind Intraklasten, die auf frühdiagenetische Rutschungen zurückgeführt werden können (Abb. VN3.2). Hinzukommen (z.T. fragliche) Rippeln und Sackungsstrukturen, die z.T. innerhalb der Klasten auftreten und mit diesen verstellt wurden (Gavelin & Russell 1967).

Vereinzelt treten steile NW streichende duktile Scherzonen auf.

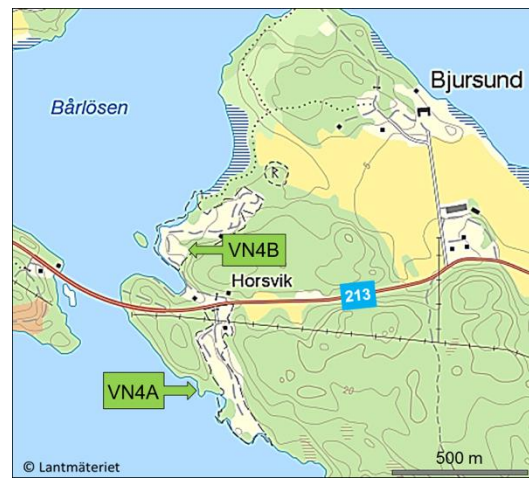


Abb. VN3.2: Lagen mit Intra-Klasten sehr unterschiedlicher Größe, die als Rutschungsstrukturen interpretiert werden können (Foto: Lukas Kammel 2014).

VN4. Campingplätze Strömsholmen

H 6421570, R 1546980

Unmittelbar östlich der Bjursund-Brücke befinden sich beiderseits der Reichsstraße 213 Campingplätze (im Folgenden VN4A und B) mit gut zugänglichen Aufschlüssen.



Aufgeschlossen sind vor allem stark deformierte Gesteine, die der WNW-ESE streichenden Loftahammar-Linköping-Deformationszone (LLDZ) zuzuordnen sind (z.B. Beunk 1966), für die eine dextral-transpressive Kinematik angenommen wird. Die Deformation innerhalb der LLDZ erfolgte vorwiegend im duktilen Bereich und produzierte verschiedenartige Mylonite und Blastomylonite in unterschiedlich dimensionierten Scherzonen sowie homogene Orthogneise. Die zugehörigen Foliationen fallen steil ein und streichen, mit wenigen Ausnahmen, parallel zum Verlauf der LLDZ, d.h. WNW-ESE. Lokal sind auch spätere spröde Deformationen in Form von Kataklasten im dm-Bereich und diskreten Scherbrüchen dokumentiert, die etwa NW-SE streichen und steil einfallen. Fast alle Strukturen zeigen eine dextrale Schersinnkomponente, bilden jedoch nur selten eine reine Seitenverschiebung ab; das mylonitische Linear fällt im Mittel mit ca. 60 bis 70° nach ESE bis SE ein (z.B. Eimer 2008). Lokal sehr begrenzt treten auch kleindimensionierte komplexe Überfallungsmuster auf, insbesondere in Gesteinen mit engständigen Wechsellagerungen (s.u.).

In den südlichen Teilen der LLDZ können als Ausgangsgesteine verschiedene TMZ-Granitoide sowie Meta-Siliziklastika, Migmatite und Metavulkanite der Västervik-Formation sowie in dieser Einheit enthaltene magmatische Gänge angenommen werden. Die Ausgangsgesteine in den nördlichen Teilen der LLDZ lassen sich dagegen eher einer Serie bimodaler Vulkanite am Südrand der Svekofennischen Zone zuordnen („Südliche Vulkanitzone“). Heute liegen diese i. W. als gebänderte Amphibolite vor mit stark variierenden Anteilen von mafischen und felsischen Lagen.

Aufschluss VN4A: Südlich der Reichsstraße 213; Klippen am Badesteg

Unmittelbar an der Küste sind Teile einer duktilen Scherzone aufgeschlossen, die als südliches Randlelement der LLDZ zu betrachten ist. Eine entsprechende dextrale Schersinnkomponente ist hier anhand zahlreicher Kriterien nachweisbar (VN4A.1 bis 3).

Bei dem Ausgangsgestein handelt es sich vermutlich um siliziklastische Metasedimente der Väster-

vik-Formation. Eine reliktsch erhaltene Schichtung geht hier kontinuierlich in eine mylonitische Foliation über, die mit typisch sigmoidalem Verlauf eine dextrale Bewegung abbildet (Abb. VN4A.1). Nur im Zentrum der Scherzone wird diese Kontinuität durch einen ultramyonitischen Horizont unterbrochen. Darin enthaltene felsische Mobilisate bilden asymmetrische Fließfalten, die in den Scharnierbereichen z.T. abgeschert sind (Abb. VN4A.2). In dünneren Lagen treten vereinzelt kleinere Feldspat-Sigmaklasten auf (Abb. VN4A.3).

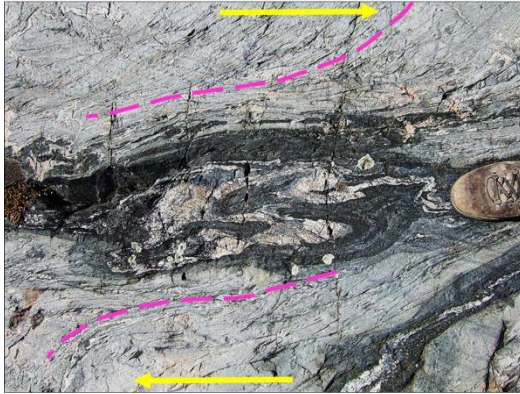


Abb. VN4A.1 (links unten): Zentralbereich der steilstehenden Scherzone; violette Linie markiert Verlauf der mylonitischen Foliation, die randlich in den Lagenbau der Meta-Sedimente übergeht; gelbe Pfeile: daraus ableitbarer dextraler Schersinn. Im Kernbereich befindet sich ein komplex gefaltetes Aggregat aus felsischen und mafischen Lagen (Entstehung fraglich; evtl. Leukosom und Melanosom eines migmatischen Horizonts).

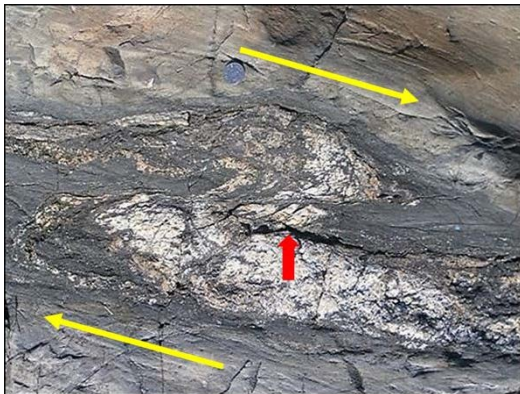


Abb. VN4A.2: Asymmetrische wurzellose Fließfalte im ultramylonitischen Zentralbereich der Scherzone; ein dextraler Schersinn (gelbe Pfeile) wird zusätzlich durch eine Scherfläche spitzwinklig zu den Faltenschenkeln und eine synthetische Rotation von Fragmenten abgebildet (Dominostruktur; roter Pfeil).

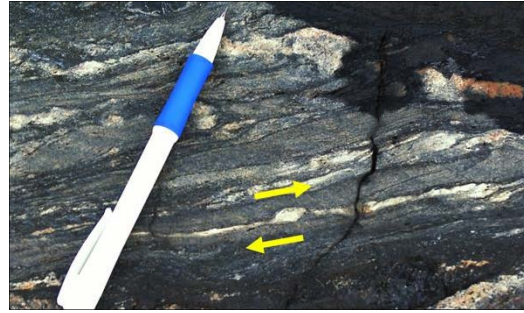


Abb. VN4A.3: Feingebänderte Ultramylonite im Zentralbereich der Scherzone mit felsischen Lagen, die wenige Feldspat-Sigmaklasten enthalten, die ebenfalls einen dextralen Schersinn anzeigen (gelbe Pfeile).

Die mit der dextralen Scherung verbundene Dehnung führte teilweise zu einer Boudinierung kompetenterer Lagen, wobei in den Einschnürungszonen (syn-deformativ) felsische Mobilisate injiziert wurden (Abb. VN4A.4).

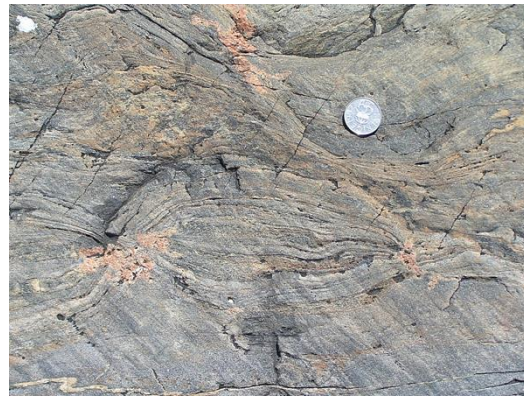


Abb. VN4A.4: Felsische Injektionen in den Einschnürungszonen zwischen Boudins.

Jüngere, d.h. post-mylonitische Gänge zeigen oft eine mehrphasige Bildung. Als Besonderheit treten hier sog. „Composite dykes“ auf, die sich aus feinkörnigen Turmalinaggregat-Fragmenten (Gangphase 1) in einer aplitischen Matrix (Gangphase 2) zusammensetzen (Abb. VN4.5). Die Injektion der aplitischen Magmen selbst und die damit verbundene hydraulische Fragmentierung des primären Turmalingangs erfolgte auch mehrphasig, was durch charakteristische Mehrfachbruch-/versiegelungsmuster dokumentiert ist („crack-seal“).

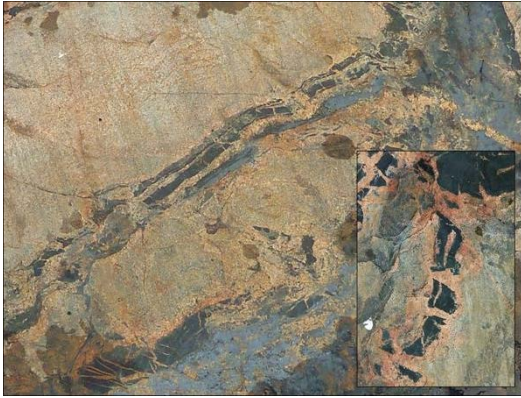


Abb. VN4A.5: Mehrphasig gebildete Turmalin-Aplitgänge; weitere Erläuterungen im Text. Das eingesetzte Bild zeigt neben der gangparallelen Fragmentierung des Turmalingangs eine zusätzliche Zerstückelung durch spätere Dehnung senkrecht dazu an.

Hinter Abrisskanten, die durch Eistransport erzeugt wurden, treten vereinzelt Aggregate aus gerundeten Sedimentkörnern in einer dichten Grundmasse aus (vermutlich) Fe-Oxiden auf (Abb. VN4A.6). Die Bildung dieser Aggregate erfolgte vermutlich unter Gletscherbedeckung in einem sog. sub-glazialen Milieu. Für den vorliegenden Fall liegen hierzu keine konkreten Kenntnisse vor.

Eine kleinere diskontinuierliche spröde-duktiler Scherzone ist auf der unmittelbar südöstlich anschließenden Klippe aufgeschlossen.



Abb. VN4A.6: Durch Fe-Oxide zementierte Sandkornggregate (gelbe Pfeile) hinter glazial geprägten Abrisskanten; weitere Erläuterungen im Text.

Bitte die wenigen Vorkommen nicht beproben !!!

Aufschluss VN4B: Nördlich der Reichsstraße 213; Wegaufschluß auf Campingplatz

H 6422160, R 1546830

Auf dem Gelände gibt es zahlreiche interessante Aufschlüsse. In dem Weg zum eigentlichen Campingareal sind Augengneise aufgeschlossen, die verschiedene Enklaven enthalten (Abb. VN4B.1

bis 3). Diese wurden gemeinsam mit ihrem ursprünglich granitischen Wirtsgestein vergneist. Die in Abb. VN4B.1 abgebildete dunkle Enklave enthält ihrerseits kleine mafische Enklaven, die parallel zur Foliation eingeregelt sind. Es handelt sich deshalb vermutlich um einen Xenolith, der ursprünglich als Magmatit (Granodiorit) mafische Enklaven z.B. durch Magmenvermischung aufgenommen hat (s. EF „**Magmenvermengungen und -mischungen**“ (Kap. 6)). Die im Xenolith vereinzelt auftretenden Feldspäte bestehen aus einem rötlichen Kern (Kalifeldspat) und hellgrauen feinkörnigen Säumen (vermutlich Plagioklas). Es handelt sich hier vermutlich um zweiphasig gebildete Metablasten (s.a. EF „**Metasomatose, Metablastese**“ (Kap. 6)), deren Altersstellung fraglich ist (Blastese in situ, d.h. im Xenolith vor oder nach der Vergneisung oder bereits früher). Für eine in situ-Blastese spricht, dass auch im Augengneis entsprechend zonierte Feldspäte neben makroskopisch nicht zonierten Kalifeldspäten auftreten, wobei letztere ggf. als Komponente des granitischen Ausgangsgesteins zu betrachten wären. Dies zeigt auch ihre im Rahmen der Vergneisung geprägte Formregelung. Im Gegensatz dazu weisen die zonierte Feldspäte eher rundliche bis idiomorphe Umrisse auf (s.a. Abb. VN4B.2), was für eine Metablastese nach der Vergneisung spricht.



Abb. VN4B.1: Dunkler Xenolith mit mafischen Enklaven (gelbe Pfeile); gemeinsame Vergneisung mit dem granitischen Wirtsgestein; weitere Erläuterungen im Text.

Nach der Feldspat-Metablastese fand noch eine Injektion von aplitischen Magmen statt, wobei die entsprechenden Gängchen oft parallel zur Foliation ausgerichtet sind. Während diese sich im Augengneis zwischen den groben Kalifeldspäten oft nur undeutlich abzeichnen, sind sie in den dunklen Xenolithen scharf begrenzt und weichen in ihrem Verlauf den älteren Metablasten aus (Abb. VN4B.2).

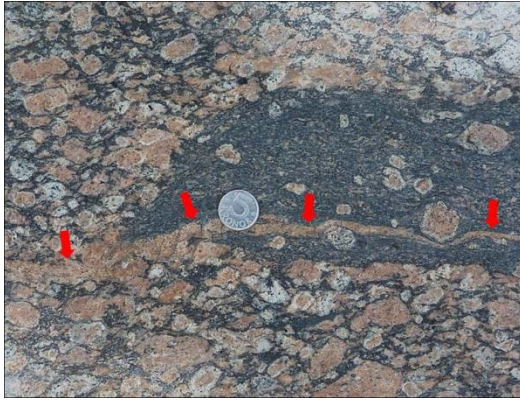


Abb. VN4B.2: Verlauf eines Aplitgängchens, vom Augengneis in den Xenolith (rote Pfeile); weitere Erläuterungen im Text (Foto: Janeta Klaus 2011).

Des Weiteren enthält der Augengneis auch einen feinkörnigen felsischen Xenolith, der ebenfalls vergneist ist (Abb. VN4B.3). Seine leicht sigmoidale Form und Schrägeinregelung sowie kleine Kalifeldspat-Sigmaklasten im Augengneis zeigen, dass die Vergneisung an dieser Stelle nicht durch einfache Plättung, sondern unter Beteiligung einer dextralen Scherung erfolgte.

Eine genaue Betrachtung dieses Augengneises ist auch im Hinblick auf das in Station VN5 (s.d.) anstehende Augengneis-ähnliche Gestein von Interesse, für das jedoch eine völlig andere Genese angenommen wird (mylonitisch/metablastisch überprägte basische Meta-Vulkanite).

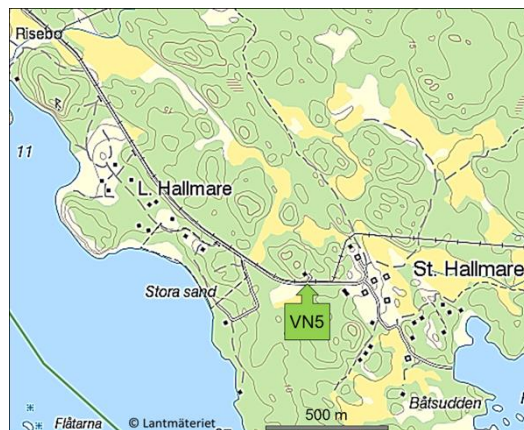


Abb. VN4B.3: Felsischer Xenolith im Augengneis, der, in Einklang mit Sigmaklasten (rote Pfeile), dextralen Schersinn anzeigt (gelbe Pfeile); weitere Erläuterungen im Text.

VN5. Straßenaufschluss Hallmare

H 6416867, R 1556345

Die bisherigen Erfahrungen haben gezeigt, dass aus Rücksicht auf die Anwohner auf den Gebrauch von Hämmern verzichtet werden sollte. Zum Schutz dieses spektakulären Aufschlusses sollten auch keine Proben entnommen werden. Vergleichbares Material gibt es auch an anderen Stellen entlang der Landstraße.



Das auffällige Gestein besteht aus einer dunklen Matrix, in die unregelmäßig verteilt, rötliche Kalifeldspäte eingebettet sind (Abb. VN5.1). Diese zeigen alle Übergänge zwischen einer vollständigen dynamischen Rekristallisation (feinkörnige Bänder) und einer völligen Schonung (große Einkristalle, Megakristen). Zwischen diesen Extremen stehen unterschiedlich ausgeprägte Porphyroklasten mit einem reliktschen Kalifeldspatkern und Rekristallisationsäumen, die z.T. als Sigma- oder Deltaklasten eine dextrale Schersinn-Komponente anzeigen.



Abb. VN5.1: Übersichtsbild: Blastomylonite mit extrem unterschiedlich stark verformten Kalifeldspäten, bis hin zu lang „ausgewalzten“ Rekristallisationsbändern.

Die extrem variierenden Verformungsgrade der Kalifeldspäte sind unterschiedlich interpretiert worden. Vernon (1990) geht von einer heterogenen duktilen Verformung einer primär homogenen Kalifeldspat-Population aus (Phänokristen). Das Ausgangsgestein könnte demnach z.B. ein porphyrtartiger Granit gewesen sein. Dagegen interpretieren Vollbrecht, Leiss et al. (2007 a, b) das entsprechende Gefüge durch eine syn- bis post-deformative Kalifeldspat-Blastese, wobei die frühen Blasten am stärksten verformt wurden und dabei dynamisch rekristallisierten, während die jüngsten Blasten keine Verformung mehr erfahren haben (Abb. VN5.2; s.a. EF „**Metasomatose, Metablastese**“ (Kap. 6)). Demnach wären die Kalifeldspäte primär Porphyroblasten, die unterschiedlich stark zu Porphyroklasten überprägt wurden.

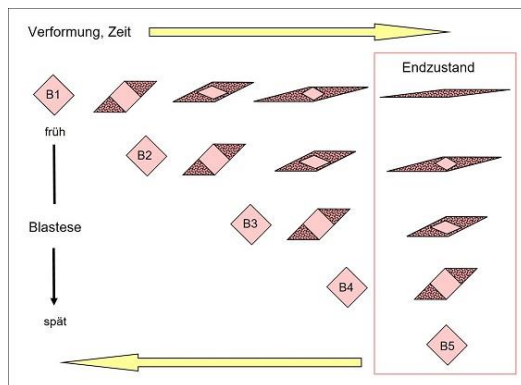


Abb. VN5.2: Modell einer syn- bis post-deformativen Kalifeldspat-Blastese in einem dextralen Scherregime; B1 bis B5 – Generationen von Metablasten, Punktraster – Rekristallisationsäume bzw. -bänder; weitere Erläuterungen im Text.

Dieses Modell kann durch folgende makroskopische (Gelände-) Beobachtungen gestützt werden:

- Extreme Unterschiede der Verformungsintensität innerhalb derselben mylonitischen Lage (Abb. VN5.3a). Selbst in ultramylonitischen Horizonten treten weitgehend unverformte Kalifeldspat-Megakristen auf (Abb. VN5.3b).
- Gegenseitige Wachstumsbehinderung von Kalifeldspäten, dadurch Bildung von Kalifeldspataggregaten mit konvex-konkaven Kristallgrenzen (Abb. VN5.4). Für Phänokristen, die früh in einem Magma mit hohem Schmelzanteil wachsen, wären derartige Strukturen nicht in dieser Häufigkeit zu erwarten.
- Kalifeldspat-Megakristen ohne Verformungsstrukturen zeigen auch keine Formregelung (z.B. parallel zur Scherrichtung bzw. Folia-tion) und sind deshalb als post-deformative Metablasten anzusprechen (Abb. VN5.5).

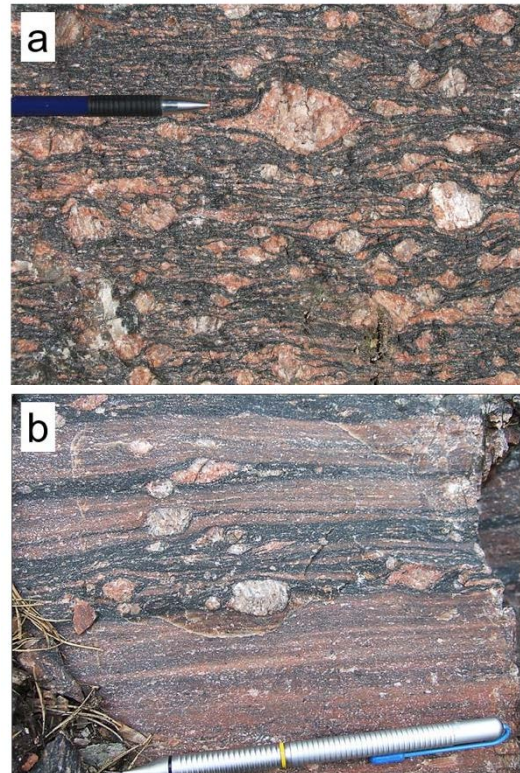


Abb. VN5.3: Kalifeldspäte, die unterschiedliche Verformungs- bzw. Rekristallisationsintensitäten innerhalb derselben mylonitischen Horizonte zeigen: **a.** Orthomylonit mit typischem porphyroklastischen Gefüge, **b.** kaum verformte Blasten in einer ultramylonitischen Matrix.



Abb. VN5.4: Durch gegenseitige Wachstumsbehinderung entstandenes Aggregat aus drei Kalifeldspat-Metablasten (1, 2, 3); die Kornkontakte sind durch gestrichelte rote Linien nachgezeichnet; die Abfolge der „Kollisionen“ ergibt sich aus den konvex/konkav-Beziehungen: 2 gegen 1, gefolgt von 3 gegen 1+2.

Mikroskopische Analysen haben ergeben, dass die dynamische Rekristallisation der Kalifeldspat-Metablasten mit stofflichen Verschiebungen unterschiedlicher Art verbunden war, was auf wechselnde Fluidsysteme schließen lässt (Vollbrecht et al. 2007a). Danach war eine frühe Rekristallisation weitgehend isochemisch, d.h. die entsprechenden Rekristallisate bestanden auch aus Kalifeldspat. Bei anschließenden Rekristallisationen wurden Na-rei-

che Plagioklase erzeugt. Dabei wurden auch spannungsinduzierte Myrmekite gebildet, die ebenfalls dextralen Schersinn dokumentieren (Abb. VN5.6).

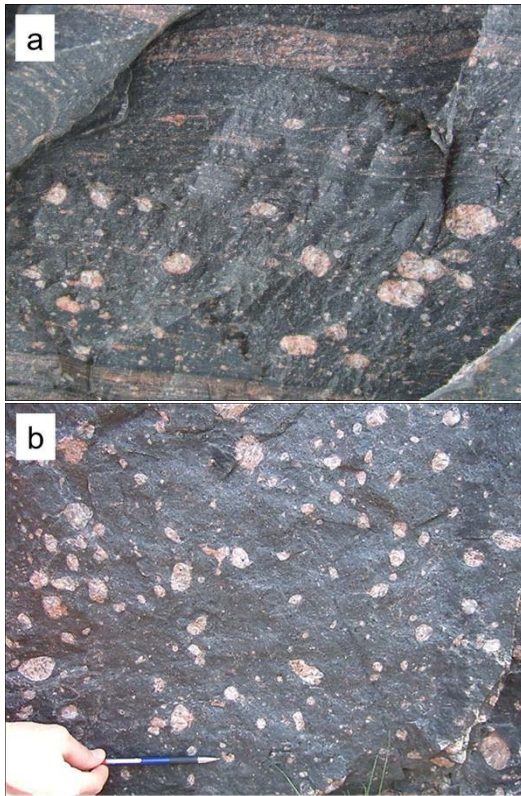


Abb. VN5.5: Spät- bis post-deformative Kalifeldspat-Metablasten: **a.** entsprechender Horizont zwischen feingebänderten Ultramyloniten, **b.** Aufsicht auf eine mylonitische Fläche mit Kalifeldspat-Metablasten, die keine Formregelung zeigen; Erläuterung im Text.

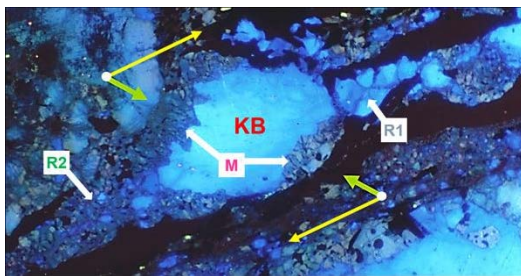


Abb. VN5.6: Porphyroblastischer Kalifeldspat (KB), mit zwei Generationen von Rekristallisaten (R1: Kalifeldspat, R2: Na-reicher Plagioklas); Verdrängung des KB durch Myrmekit (M) in Hauptdruckrichtung (grüne Pfeile) eines dextralen Schersystems (gelbe Pfeile); Kathodolumineszenz-Aufnahme.

Legt man das oben vorgeschlagene Modell einer durchgreifenden mehrphasigen Metasomatose bei wechselnder Fluidchemie zu Grunde, sind eindeutige Aussagen über die Art des Ausgangsgesteins nicht möglich. Der hohe Gehalt an Amphibol und Biotit in der dunklen Matrix und das Auftreten von Titanit machen einen basischen Magmatit wahrscheinlich. Aus dem regionalen Zusammenhang

(s.u.) könnte gefolgert werden, dass es sich um basische Horizonte einer bimodalen Vulkanitserie handelt (evtl. als Teil des Südlichen Vulkanitgürtels der Svekofennischen Region). Entsprechende Wechsellagerungen von felsischen und basischen Horizonten sind z.B. in unmittelbarer Nähe auf dem Campingplatz Hallmare aufgeschlossen (s. VN6). Dort findet man vereinzelt auch Kalifeldspat-Metablasten in den felsischen Lagen. Bei den hier auftretenden mehrere cm mächtigen rötlichen, ultramylonitischen Lagen (VN5.3b) könnte es sich ebenfalls um ehemalige felsische Effusiva oder ursprünglich um Aplitgänge handeln. Als Ausgangsgesteine für die basischen Horizonte könnten auch mächtige Restitlagen als Produkt einer vorangegangenen Migmatisierung/Anatexis in Frage kommen.

Neutronen-Texturanalysen an einer ultramylonitischen Probe haben für alle Haupt- und Nebengemengteile (Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas, Biotit, Clorit) sehr deutliche kristallographische Einregelungen ergeben. (Vollbrecht et al. 2007a). Diese belegen eine Hochtemperatur-Mylonitisierung bei dextraler Scherung.

Am westlichen Randbereich des Aufschlusses ist ein steiler NW-SE streichender Kataklastit aufgeschlossen, der eckige rötliche Fragmente der feinkörnigen Blastomylonite enthält (Abb. VN5.7). Seine Raumlage entspricht etwa jener, die in dieser Region häufig für diskrete Scherflächen mit dextralem Schersinn ermittelt wurde (z.B. Rauch & Schütz 2010: Abb. 4.5). Sie können als Schar eines konjugierten Systems interpretiert werden und dokumentierten eine späte Sprödverformung innerhalb der LLDZ bei einer Hauptnormalspannung um N-S, welche bereits während der duktilen Prägung der Blastomylonite herrschte.

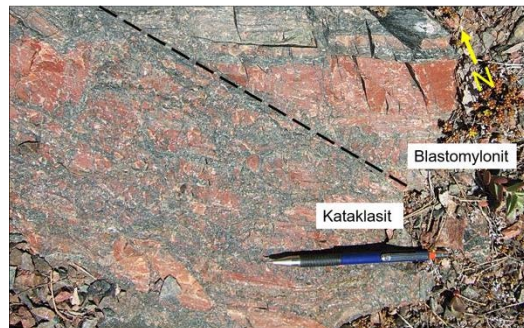


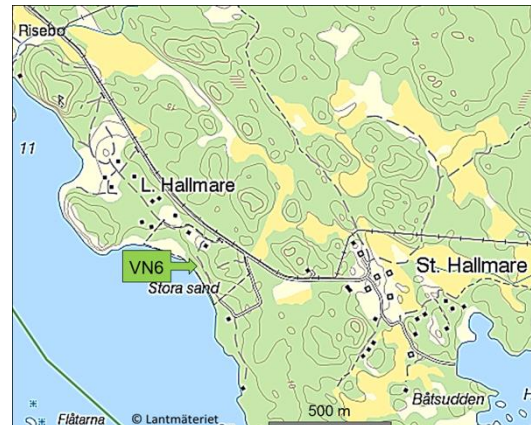
Abb. VN5.7: Kataklastit, der spitzwinklig die Foliation des älteren Blastomylonits durchschlägt; Erläuterungen im Text.

VN6. Campingplatz Hallmare

H 6416900, R 1556000

Nach vorliegenden Erfahrungen wird eine Zutrittsgenehmigung für das Camping-Gelände dringend empfohlen. Eine Anmeldung an der Rezeption und Erläuterung der Tätigkeit sollte ausreichen. Ein Einsatz von Hämmern wird nicht erlaubt, ist aber auch nicht erforderlich. Ausreichende Parkmöglichkeiten bestehen auf einem Platz vor dem Campinggelände unmittelbar an der Landstraße (auch für Reisebus)

Die Aufschlüsse sind auf dem gesamten Gelände verteilt (insb. Küste und Wege zwischen Camping-Flächen)



Auf dem Gelände gibt es zahlreiche Aufschlüsse mit unterschiedlichsten Deformationsstrukturen, deren Formenvielfalt im Wesentlichen durch den engständigen Wechsel von felsischen und mafischen Lagen mit unterschiedlichen rheologischen Eigenschaften bedingt ist. Im Folgenden sind nur einige Beispiele für bestimmte Struktur- bzw. Gefügeprägungen dokumentiert (Abb. VN6.1 bis .4). Wegen der z.T. intensiven Mylonitisierung sowie einer damit verbundenen Vermengung bzw. Homogenisierung beider Lithologien (s.a. Beunk 1996), ist eine Ansprache der Ausgangsgesteine problematisch. Wie bereits in der Beschreibung zu Station VN5 erwähnt, werden bimodale Vulkanitserien in der südlichen Randzone der Svekofenniden als Ausgangsgesteine in Betracht gezogen (s.a. Lokation VN8). Da jedoch einige der hier anstehenden Mylonite aus Graniten bzw. Orthogneisen entstanden sind, ist die Vergesellschaftung von felsischen und mafischen Gesteinen eher anders zu erklären, z.B. durch Magmenvermischung (mafische Schmelztropfen oder Gänge in Graniten, s.a. EF „Magmenvermischung und -mischung“ (Kap. 6)) oder durch Stopping in granitoide Magmen aufgenommene mafische Enklaven (s.a. EF „Platznahme von Granitoiden“ (Kap. 6)). Als ein komplexeres Szenario wären noch bimodale Vulkanit-Sequenzen auf einem älteren granitischen Basement zu diskutieren.

Einige der mafischen Lagen enthalten rötliche Kalifeldspat-Metablasten in unregelmäßiger Häufigkeit und in stark variierenden Größen. Vereinzelt treten primär grobkörnige Quarz-Feldspatpegmatite auf, die z.T. den mylonitischen Lagenbau durchschlagen und damit post-deformativ sind,

teilweise aber auch noch von der Mylonitisierung erfasst wurden.



Abb. VN6.1: Faltung: **a.** Auf einen Horizont mit unregelmäßig wechselnden felsischen und basischen Lagen konzentrierte Deformation mit komplexer Faltung und kleineren Abscherflächen; am oberen und unteren Bildrand ungefaltete Lagen; sowohl in gefalteten als auch ungefalteten Bereichen lagenparallele leukokrate Gängchen und vereinzelt Kalifeldspat-Metablasten, **b.** Intrafolial-Faltung eines felsischen Mylonits innerhalb einer basischen Mylonitlage; vereinzelt Kalifeldspat-Metablasten.

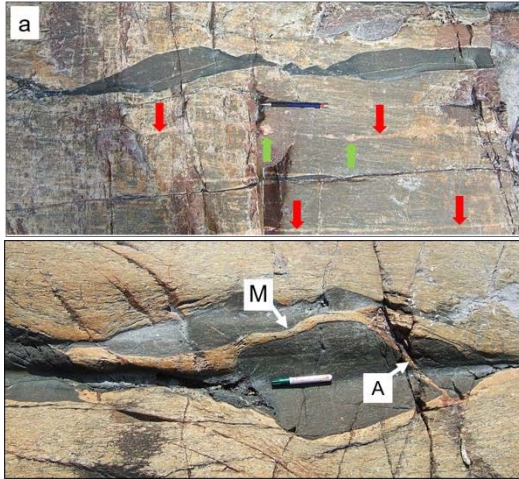


Abb. VN6.2: Boudinierung: **a.** Spröd-duktiler Boudinierung einer mafischen Lage in einem sehr feinkörnigen felsischen Mylonit; das Ausgangsgestein könnte z.B. ein Rhyolith gewesen sein; vereinzelt treten weitgehend lagenparallele aplitische Gängchen (rote Pfeile) mit kleinen Feldspat-Metablasten (grüne Pfeile) auf; **b.** Mafischer Boudin, der von einem felsischen Mylonitband (M) durchtrennt wird. Zusätzlich enthält der Boudin ein dünnes Gängchen (A), das makroskopisch nicht sicher angesprochen werden kann (evtl. Aplit), und dessen Altersbeziehung zum Mylonit fraglich ist. Aufgrund seiner gleichförmigen Anordnung von stark gelängten Feldspat-Porphyrroklasten ist für den Mylonit ein granitisches Ausgangsgestein anzunehmen.

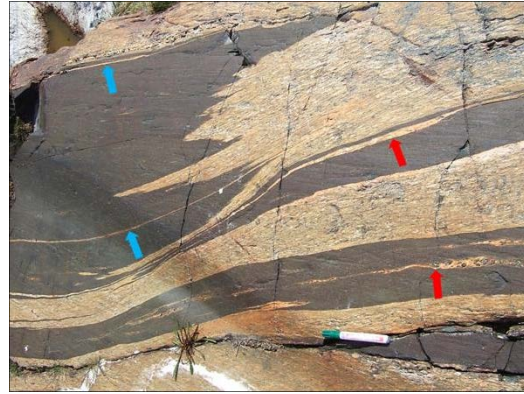


Abb. VN6.3: Durch mylonitische Überprägung ausgefrante Grenzfläche zwischen felsischen und mafischen Bereichen; letztere enthalten deformierte Granit- (rote Pfeile) und jüngere Aplitgängchen (blaue Pfeile).

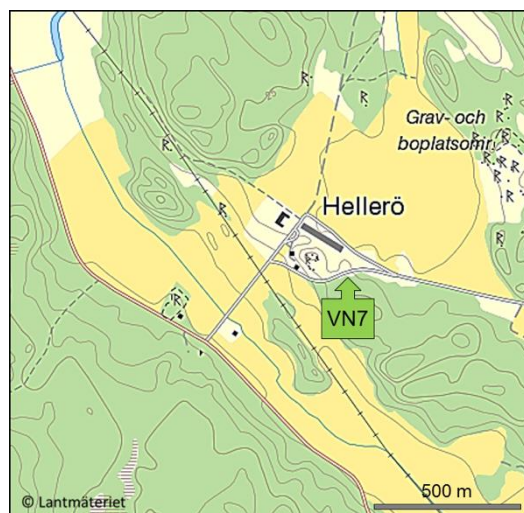


Abb. VN6.4: Granit-Mylonit; die mylonitische Foliation wird nach oben ausgeprägter.

VN7. Hellerö, Straßenanschnitt

H 6427500, R 1549000

Neuerer Weganschnitt unmittelbar östlich der Siedlung Hellerö, ca. 8 km nordwestlich von Loftabammar.



Beiderseits der Straße ist eine bunte Wechselfolge aufgeschlossen, die weitgehend mylonitisch überprägt wurde, wobei die Verformungsintensität eng-räumig wechselt. Aus den relativ geschonten Abschnitten lässt sich in der Summe ableiten, dass als Ausgangsgestein eine meta-sedimentär/migmatische/anatektische Sequenz mit daraus abgetrennten Leukograniten anzunehmen ist (vergl. VS16). Die mylonitische Foliation und der meta-sedimentär/migmatische Lagenbau sind parallel ausgerichtet und streichen NW-SE bei steilem Einfallen, was somit dem Verlauf der LLDZ entspricht. Das mylonitische Streckungslinear fällt mit ca. 25° nach SE ein, wobei ein zugehöriger Schersinn bislang nicht festgestellt werden konnte.

Die folgende Auswahl an Aufschlussfotos (Abb. VN7.1 bis .3) dokumentiert verschiedene Stadien der Gefügeentwicklung.



Abb. VN7.1: Reliktischer Migmatit, der im hinteren Teil des Bildes in anatektisch gebildete Leukogranite übergeht.



Abb. VN7.2: Mylonitisierte Wechselfolge aus Leukosomen und Melanosomen. In den Melanosomen treten felsische Gängchen parallel zur Foliation auf, die z.T. deformiert (roter Pfeil), z.T. undeformiert sind (blauer Pfeil).



Abb. VN7.3: Feinkörniger anatektischer Granit; im mittleren Teil nur schwach verformt mit mafischer Restitlinie (roter Pfeil); übergehend in mylonitisch überprägte Randzonen, in denen entsprechende Restitlinien nur noch schemenhaft erkennbar sind (grüne Pfeile).

VN8. Küste am Fischereihafen Flatvarp

H 6429690, R 1559400

Die besten Aufschlüsse befinden sich auf der Halbinsel östlich des Fischereihafens.



Die meist gut polierten Küstenaufschlüsse zeigen eine steilstehende NW-SE streichende Wechselfolge von felsischen und mafischen Lagen (Gneise, Amphibolite), die als ehemalige bimodale Vulkanite dem Südlichen Vulkanitgürtel der Svekofenniden zugeordnet werden. Modifiziert wurde diese Abfolge vor allem durch migmatische Horizonte sowie Gangintrusionen unterschiedlicher Art (Abb. VN8.1). Eine vergleichsweise geringfügige Verformung zeigt an, dass diese Lokation nicht mehr im unmittelbaren Einflussbereich der südlich gelegenen LLDZ liegt.

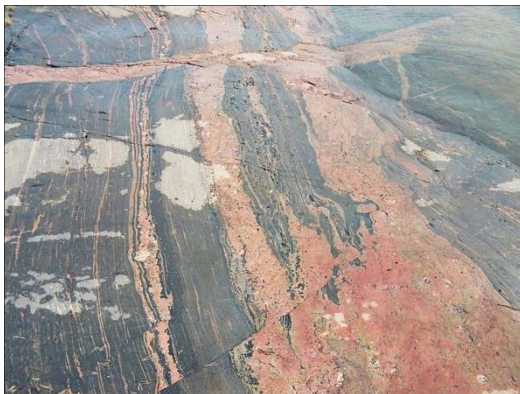


Abb. VN8.1: Wechselfolge aus mafischen und felsischen Lagen (Übersicht; Foto: Tim-Lorenz Schaefer 2014), Erläuterungen der Details im Text.

Die felsischen Lagen setzen sich vermutlich aus Relikten der primären Schichtglieder (z.B. Rhyolithe) sowie aus geringmächtigen Leukosomen zusammen, deren in situ-Entstehung aus dünnen mafischen Restsäumen abgeleitet werden kann. Größere Volumina nehmen dagegen lagenparallele Pegmatit- und Aplitgänge ein, die vor allem die mafischen Horizonte „aufweiten“ („Injektionsmigmatite“, s.a. EF „Migmatite“ (Kap. 6)). Die Pegmatitgänge schließen sich oft zu größeren unregelmäßig geformten Körpern zusammen, wodurch mafische Lagen teilweise zerlegt werden und dann als Schollen in diese Pegmatitkörpern auftreten.

Zusätzlich sind jüngere Pegmatitgänge vorhanden, die in großem Winkel und mit scharfer Begrenzung den Lagenbau durchschlagen (Abb. VN8.2). In Schnittbereichen mit konkordanten Pegmatitgängen ist ihr Verlauf oft nur undeutlich abgebildet.

Vor allem die konkordanten Pegmatitgänge enthalten oft einzelne Kalifeldspatkristalle, die aufgrund ihrer Größe deutlich hervortreten (Abb. VN8.3). Möglicherweise handelt es sich hierbei um Metablasten. Zusätzlich treten feinkörnigere Pegmatitkörper in Einschnürungszonen zwischen mafischen Boudins auf (Abb. VN8.4).



Abb. VN8.2: Kreuzungsbereich zwischen einem konkordanten und einem jüngere diskordanten Pegmatitgang (Breite ca. 30 bis 35 cm); die Grenzfläche zwischen beiden Gängen ist durch gelbe Linien markiert. Der Bereich wird von einer der hier häufigen dextralen Störungen durchschlagen (s.u.).



Abb. VN8.3: Konkordanter Pegmatitgang mit auffällig großen Kalifeldspat-Kristallen, möglicherweise Metablasten (Ausschnitt aus Abb. VN8.1).



Abb. VN8.4: Kleine, relativ feinkörnige Pegmatitkörper in Einschnürungszonen zwischen mafischen Boudins.

Die o.g. Aplitgänge sind i.d.R. sehr geringmächtig und verlaufen meistens lagenparallel. An wenigen Stellen bilden sie auch größere Körper, die z.T. linsenförmig in die Foliation eingeregelt sind (Abb. VN8.5). Anhand von makroskopischen Merkmalen ist jedoch nicht auszuschließen, dass es sich hierbei um reliktsche Linsen von Meta-Rhyolithen handelt.

Häufig treten steile NNW-SSE bis N-S streichende Störungen auf, die zum Teil scharf mit konstanten

Abständen angeordnet sind. Sie zeigen fast ausnahmslos dextralen Schersinn mit Verschiebungsbeträge im cm- bis dm-Bereich (Abb. VN8.6). Sie durchschneiden alle Lithologien als scharf begrenzte Flächen, sind aber in ihrem Verlauf oft nur über kurze Strecken zu verfolgen, da ihre Enden vermutlich in die Foliation einmünden. Einige dieser Störungen waren auch mit Spaltenbildungen verbunden, so dass sich Fiederspaltens-förmige Gänge bildeten (Abb. VN8.7).



Abb. VN8.5: Teil einer lagenparallelen Linse eines feinkörnigen felsischen Gesteins fraglicher Entstehung (Pfeil); Erläuterung im Text.

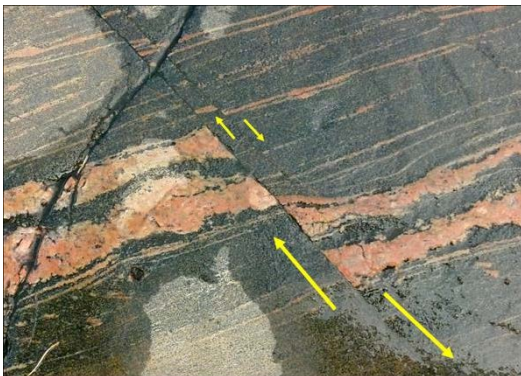


Abb. VN8.6: Dextrale Störungen mit unterschiedlichen Versatzbeträgen (gelbe Pfeile).



Abb. VN8.7: In Öffnungsbereichen dextraler Störungen (vgl. Abb. VN8.6) gebildete Fiederspaltens-förmige Gänge.

Ein sehr junges Strukturelement stellen steile, meist spitzwinklig zur Foliation streichende Basaltgänge dar, die mehrfach in der näheren Umgebung beobachtet wurden (Aschoff 2016, Schaefer 2015). Ein etwa 15 cm breiter Gang dieser Generation ist nahe der Nordküste aufgeschlossen (Abb. VN8.8). Aufgrund seiner „Frische“ muss für den Basalt ein deutlich jüngeres Alter als für die übrigen Gänge angenommen werden; genaue Daten hierzu liegen jedoch nicht vor.



Abb. VN8.8: Junger steiler Basaltgang (Breite ca. 15 cm), der alle Strukturen durchschneidet (aus Schaefer 2015).

6.3 Geologische Wanderung auf der Insel Eknö

Die Insel kann mit Booten z.B. vom Hafen Baggehölm (Skälö) aus angesteuert werden. Für die Überfahrt wurde bis heute (Stand: Aug. 2018) beim folgenden Kleinfährbetrieb gebucht:

Åke Nilsson; 049027034@telia.com

Der Besitzer spricht (und schreibt) nur Schwedisch.

Die vorgeschlagene Route für eine „Geologische Wanderung“ (Abb. 6.3.1) erfasst ausschließlich Meta-Siliziklastika und Meta-Vulkanite der Väster-vik-Formation, die den Westteil der Insel aufbauen (Abb. 6.3.2). Die vier ausgewählten Stationen zeigen einige Phänomene, die im Rahmen des übrigen Exkursionsprogramms nicht behandelt werden.

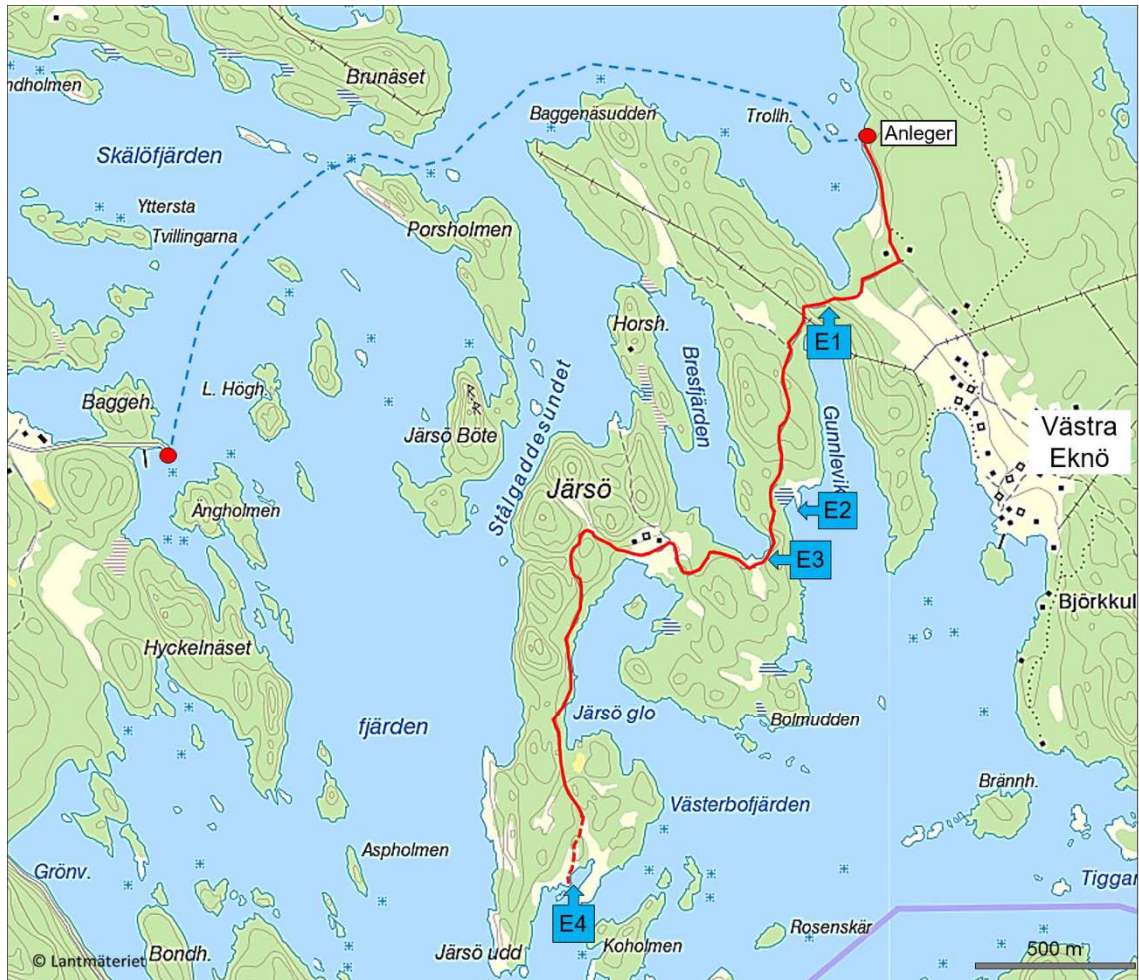


Abb. 6.3.1: Übersichtskarte mit Lage der Stationen auf der vorgeschlagenen Wegstrecke (E1 bis E4); vergl. Abb. 6.3.2; die Rahmen entsprechen den Kartenskizzen zu den jeweiligen Aufschlüssen.

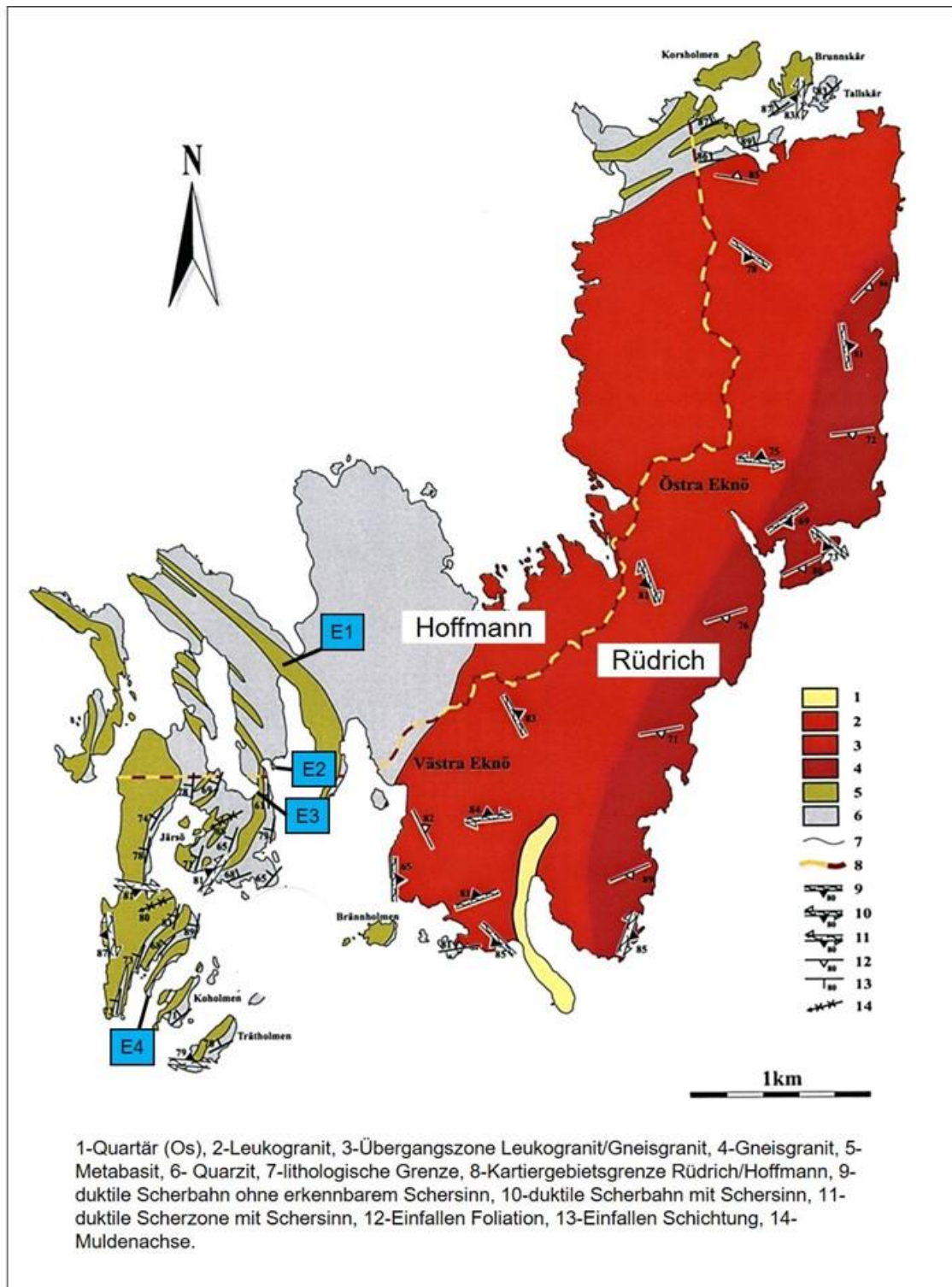


Abb. 6.3.2: Geologische Karte der Insel Eknö; aus Rüdrieh (1998), basierend auf Kartierungen von Rüdrieh (1998) und Hoffmann (s.a. Hoffmann 1999); E1 bis E4: Stationen der Exkursion (vergl. Abb. 6.3.1)

E1.

Feinkörnige Amphibolite. Sie gehören zu einer Reihe von Meta-Basit-Horizonten, die als ursprüngliche „Flows“ oder Lagergänge in die Siliziklastika und Pyroklastika der Västervik-Formation eingeschaltet sind (Abb. 6.3.2). In geologischen

Karten bildet ihr Ausstrichmuster durch geschlossene Umriss eine 2-phasige Faltung um NW-SE sowie NE-SW streichende Achsen ab (z.B. Lundegårdh et al.1985, Gavelin 1984).

E2.



Abb. E2: Sandinjektionen (rote Pfeile) in feingeschichtete „Black Sand“-Lagen, die im Extrusionsbereich kleinstückig brekziiert wurden (geopetales Gefüge).

Meta-Siliziklastika mit Einschaltungen von feingeschichteten Schwermineralseifen („Black Sands“) mit z.T. gut erhaltenen Sedimentations- und frühdiagenetischen Verformungsstrukturen (Abb. E2). In einigen Horizonten wird eine kontaktmetamorphe Überprägung durch Cordieritflecken dokumentiert, die retrograd umgewandelt wurden (vergl. VN3 und VS2).

E3.



Abb. E3: Feingebänderter Amphibolit-Mylonit; Erläuterungen im Text.

In einem kleinen Aufschluss am Weg steht ein feingebänderter Amphibolit-Mylonit an (Abb. E3), der einer größeren NW streichenden duktilen Scherzone zugeordnet werden kann. Auf der mylonitischen Foliation sind sowohl horizontale als auch vertikale Lineationen entwickelt, ohne eine eindeutig erkennbare Alterabfolge. Auch Schersinn-Indikatoren lassen sich makroskopisch nicht feststellen. Das Gefüge wurde durch eine schwache Kalifeldspat-Metablastese überprägt.

E4.

Hier befinden sich besonders gute Aufschlüsse in einer vulkanogenen Wechselfolge aus basaltischen Lavaströmen (Flows) und Ignimbriten, die vergleichsweise schwach tektono-metamorph überprägt wurden. Die Abb. E4 zeigt einige Beispiele aus einem breiten Spektrum an Phänomenen.

Für eine Auswahl weiterer interessanter Aufschlüsse, die sich z.T. auf kleineren Inseln befinden, wird auf die Diplomkartierungen von Hoffmann (1999) und Rüdrieh (1998) verwiesen.

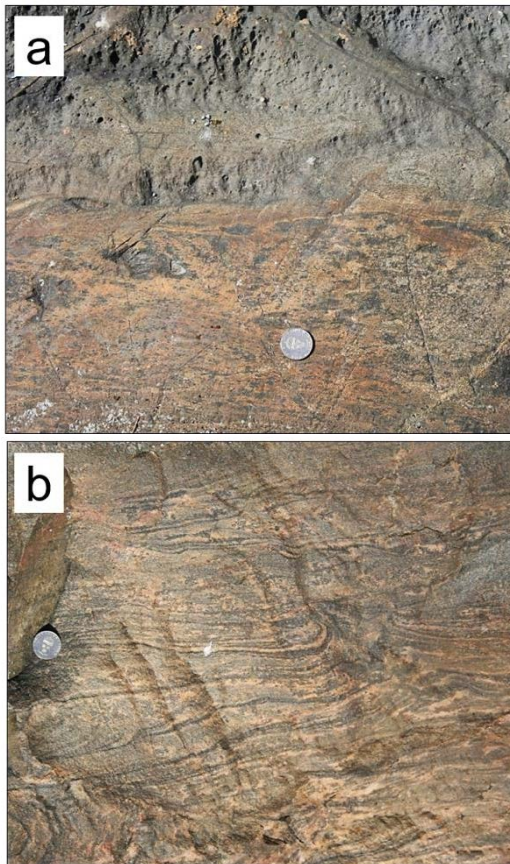


Abb. E4: Beispiele für die unterschiedlichen Erscheinungsformen der anstehenden Vulkanite: **a.** Grenze zwischen einem Ignimbrit mit plattigen Fiamme (Produkte einer Verschweißungskompaktion; unten) und blasigem Basalt-Flow (oben); **b.** Feingeschichteter Ignimbrit mit lagengebundenen Verformungsstrukturen, die vermutlich gravitativ in einem frühen, nur teilverfestigten Zustand erzeugt wurden; **c.** Feinkörniger Ignimbrit (verschweißte Lapilli-Tuffe) mit großen Hohlraumkristalliten; **d.** Ignimbrit aus Bimslapilli-Lagen, der metablastisch überprägt wurde. Im unteren Teil des Bildes zeigt die starke gemeinsame Längung von Fiamme und Metablasten eine duktile Verformung an.

6.4 Weitere Stationen in der Västervik-Region

(Kurzbeschreibungen; Auswahl von Inhalten, die in den ausführlich beschriebenen Stationen VS und VN nicht vorkommen. Zusätzlich wird auf die Exkursionsführer im Literaturverzeichnis verwiesen; Lage der Aufschlüsse s. Abb. 6.4.1).

1) Steinbruch ca. 1 km nordöstlich des Sees „Hjorten“ (H 6408163, R 1543100); der Steinbruch liegt auf einer Anhöhe östlich der Bahnlinie und ist zeitweilig in Betrieb.

Stark deformierte Meta-Quarzite mit Faltung der Schichten und der mylonitischen Foliation um

steile, vorwiegend nach NW einfallende Achsen, verbunden mit einer transversalen Runzelschieferung (s.a. Thäter 2007). Daneben treten steile duktile Scherzonen auf. In Lesesteinen aus den Rahmengesteinen wurde eine Granat-Blastese beobachtet (möglicher Hinweis auf Lage innerhalb einer Kontaktaureole).

2) Västervik, Industriegebiet zwischen Kolonivägen und Folkparksvägen, NW streichende Aufschlusswand am P-Platz einer Lagerhalle (H 6404291, R 1547856).

Lagen-gebundene magmatische Brekziierung von Schichten (Schokoladentafel-ähnliche Zerstückelung) durch granitische Injektionen (s. Albrecht 2010: Abb. 94). Weitere Aufschlüsse der näheren Umgebung (z.B. H 6404226, R 1548068) zeigen Lagen mit retrograd umgewandelten ehemaligen **Cordieritflecken**, die z.T. duktil deformiert wurden (im Extremfall bis zu feinstreifigen Aggregaten).

3) **Straßenaufschluss ca. 1 km südlich Rumma** (Ostwand), an der Landstraße von Ankersrum nach Hummelstad (H 6402380, R 1529538).

Dunkle, sehr feinkörnige **Meta-Rhyolite** (s. Gavelin 1984: Abb. 38a).

4) **SW-Küste der Halbinsel Skälö** (H 6383730, R 1547890).

Wechsellagerung von Metapeliten und -psammiten, z.T. schwach migmatisch (leukokrate Injektionen), lagenweise Granat-führend, Andalusit und Cordierit als weitere Nebengemengteile (s. Kurz 1996).

5) **Straßenaufschluss Snörum**, ca. 6 km nordwestlich Loftahammar (H 6425064, R 1550182).

Komplexe Faltenstrukturen in gebänderten migmatischen Meta-Sedimenten; durch vertikale und horizontale Anschnitte ergeben sich gute 3D-Beobachtungsmöglichkeiten.

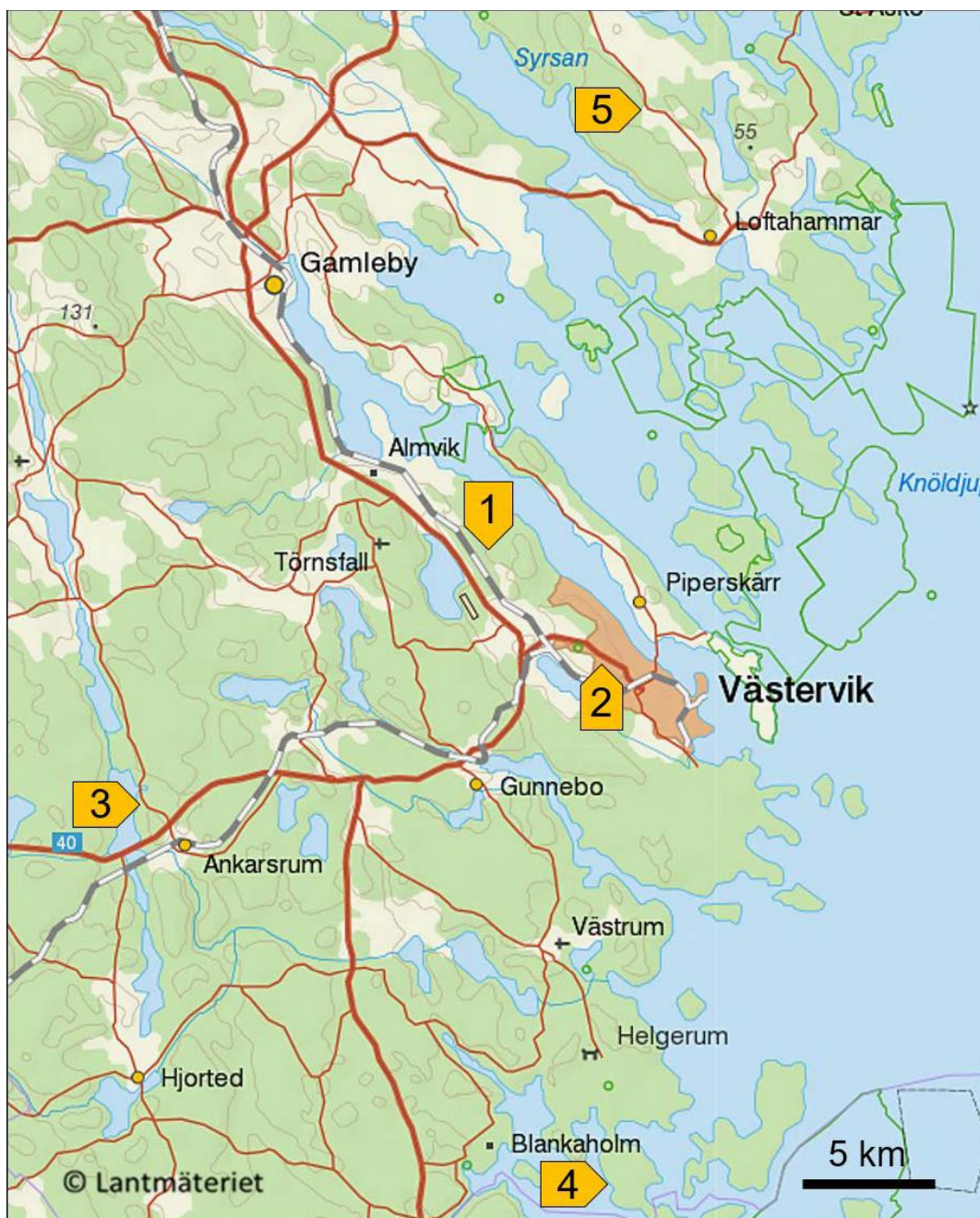


Abb. 6.4.1: Lage weiterer Stationen in der Västervik-Region; Nummern entsprechen der o.a. Auflistung.

7. Der Göttemar-Pluton und sein Rahmen

Der Göttemar-Pluton intrudierte vor ca. 1450 Ma (z.B. Åhall, 2001) in ca. 1800 Ma alte Granitoide der Transskandinavischen Magmatischen Zone (z.B. Kornfält et al. 1997), die zu dieser Zeit bereits deutlich unter 300°C abgekühlt waren (Söderlund 2008). Der Göttemar-Pluton zählt damit zu einer Gruppe von Alkalifeldspat-Graniten, die im Rahmen der Danopolonischen Orogenese gebildet wurden (siehe Kap. 1; Abb. 1.5). Im heutigen Oberflächenanschnitt bildet der Göttemar-Pluton eine Rundstruktur mit einem Durchmesser von ca. 5 km (Abb. 6.1), die sich auch in der aeromagnetischen Karte als deutliche negative Anomalie darstellt, bedingt durch den geringeren Gehalt an mafischen Mineralen im Vergleich zu den umrahmenden TMZ-Granitoiden (Abb. 7.1).

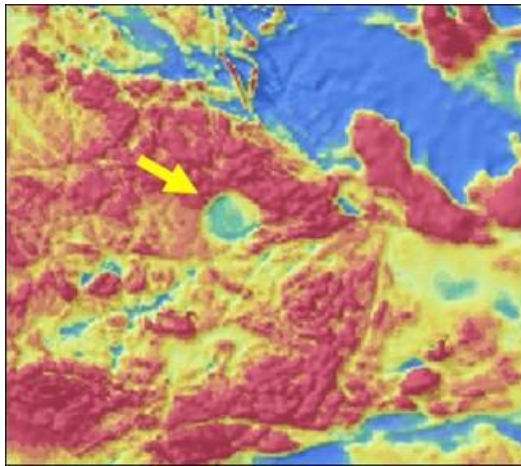


Abb. 7.1: Aeromagnetische Karte, in der der Göttemar-Pluton eine negative Anomalie abbildet (grüne Farben; gelber Pfeil; Durchmesser ca. 5 km). Die umrahmenden TMZ-Granitoide (rote Farben) sind aufgrund ihrer höheren Gehalte an mafischen Mineralen deutlich stärker magnetisch.

Der Göttemar-Pluton besitzt einen horizontalen Lagenbau aus Alkalifeldspat-Graniten, die sich vor allem in ihrer Körnigkeit unterscheiden. Entsprechende Varietäten sind auch an der Oberfläche angeschnitten und zeichnen teilweise die Rundstruktur nach (Abb. 7.2). Der Kontakt zu den TMZ-Rahmengesteinen (hier vorwiegend Granodiorite und Quarz-Monzodiorite) ist scharf, und es fehlt eine deutliche Kontaktaureole. Auch zeigen die Göttemar-Granite keine systematische Kornverkleinerung zu den Rändern hin, die auf eine schnellere Abkühlung in Kontakt zu den Rahmengesteinen hindeuten könnte (z.B. Kresten & Chysslér 1976). Die Göttemar-Intrusion hat im unmittelbaren Umfeld lediglich zu einer Erwärmung geführt, die ausreichend hoch war, um eine Rücksetzung

der $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Isotopie von Biotiten und Amphibolen zu bewirken (Page & Söderlund 2007), d.h. es wurden Temperaturen von über 500°C erreicht.

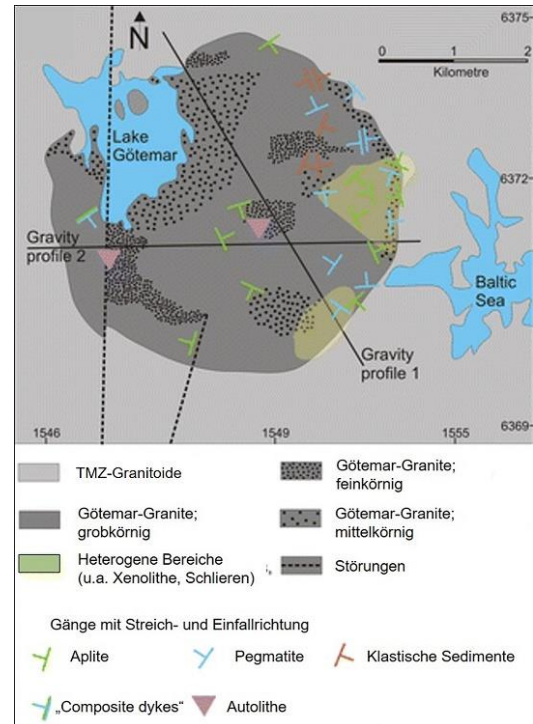


Abb. 7.2: Geologische Karte des Göttemar-Plutons und seiner Umrahmung; leicht verändert aus Friese et al. (2011); weitere Quellenangaben dort.

Auf der Grundlage von weiteren Gelände- und Mikrogefügedaten und unter Einbeziehung älterer Publikationen schlagen Friese et al. (2011) für die Platznahme des Göttemar-Granits ein Modell vor, das von episodischen Mehrfachinjektionen in Form von subhorizontalen Gängen ausgeht. Diese wurden aus einer tiefergelegenen Magmenkammer mit Domänen variierender Kristallanteile gespeist (Abb. 7.3).

Konkret können die wesentlichen Charakteristika des Göttemar-Plutons wie folgt erklärt werden:

Interner Lagenbau: Abbild einer Abfolge von gangförmigen Injektionen.

Wechselnde Körnigkeiten zwischen den Gängen: Speisung aus verschiedenen Domänen einer Magmenkammer mit unterschiedlichen Volumenverhältnissen Kristalle/Schmelze.

Fehlende Kontaktzone: Die geringen Magmenvolumina einzelner Injektionen lieferten zu geringe Wärmemengen und magmatische Lösungen, um nennenswerte Reaktionen mit den Rahmengesteinen zu bewirken.

Fehlende Abschreckungsgefüge: Die injizierten Magmen hatten bereits einen hohen Kristallanteil. Das Volumen der interkristallinen Restschmelzen war daher für die Bildung erkennbarer Abschreckungsgefüge zu gering.

Die Granite des Göttemar-Plutons werden von zahlreichen magmatischen Gängen durchschlagen, in erster Linie Aplite und Pegmatite, die z.T. auch gemeinsam in einem Gang vorkommen. Dabei treten sowohl steile als auch subhorizontale Scharen auf, wobei letztere als hochkristale Bildungen bei geringen Überlagerungsdrücken interpretiert werden. Im Göttemar-Pluton sind die Kontakte der

magmatischen Gänge zu den granitischen Rahmengesteinen unterschiedlich ausgeprägt. Dabei sprechen diffuse Übergänge für eine frühe synmagmatische Gangbildung, während scharfe Begrenzungen post-magmatische Injektionen in bereits völlig auskristallisierte Rahmengesteine anzeigen. Aus der Summe zahlreicher Geländebeobachtungen kann gefolgert werden, dass die subhorizontalen Gangscharen tendenziell jünger sind als die steilen, was beispielhaft in Abb. 7.4 dokumentiert ist.

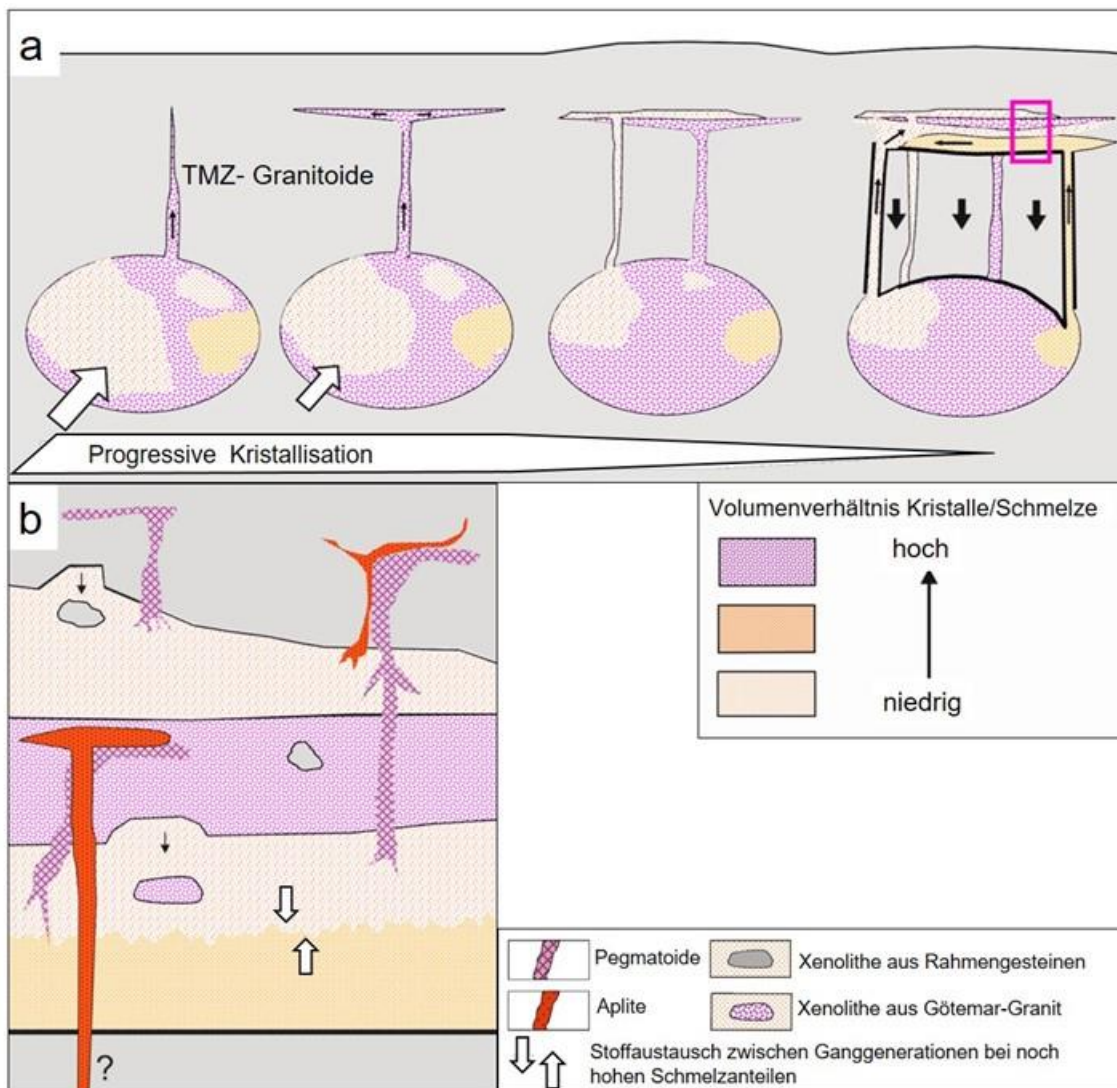


Abb. 7.3: Modell zur Entwicklung des Göttemar-Plutons durch Mehrfachinjektion von Granitgängen, die aus einer Magmenkammer mit homogener stofflicher Zusammensetzung aber unterschiedlichen Kristallisationsgraden gespeist wurden; detailliertere Erläuterungen mit Belegen in Friese et al. (2011): **a.** Entwicklung der Magmenkammer mit Domänen unterschiedlicher Volumenverhältnisse Kristalle/Schmelze und die daraus gespeiste Gangabfolge im hochkristalen Bereich, **b.** Strukturelle Details für einen Ausschnitt aus einem „Gangstapel“ (pinker Rahmen in a).

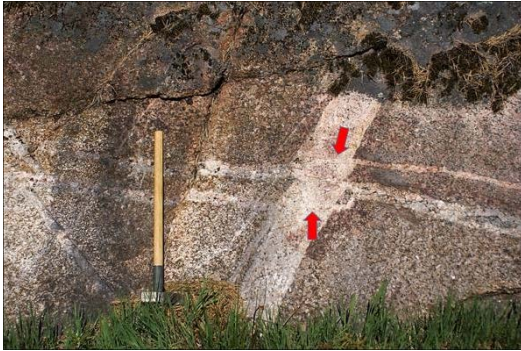


Abb. 7.4: Kreuzungsbereiche von granitoiden Gängen, an denen erkennbar ist, dass ältere steile Gänge von jüngeren subhorizontalen durchschnitten werden (rote Pfeile); nördlicher Randbereich des Götömar-Plutons; genaue Lage der Lokalität unbekannt.

Neben einem breiten Spektrum von Mineralgängen (s.u.) treten als besonders auffälliges Strukturmerkmal verschiedenartige Sandsteingänge auf, deren Alter hier nicht geklärt ist (z.B. Weidemann 2008; vergl. VS13).

An einer N-S streichenden steilen Störungszone durch den westlichen Teil des Götömar-Plutons (Abb. 7.2) soll die W-Scholle gegenüber der E-Scholle um ca. 200 m sinistral versetzt und um ca. 500 m angehoben worden sein (Kresten & Chyssler 1976). An der Oberfläche ist demnach im Westteil ein tieferes, im Ostteil ein höheres Intrusionsniveau (Nähe Dachregion) aufgeschlossen. Diese unterschiedlichen Anschnittsniveaus werden u.a. auch durch unterschiedliche Mineralgang-Assoziationen beiderseits der Störung dokumentiert (z.B. Fahlbusch 2008). Die für die steile Störung abgeleitete Sprunghöhe von 500 m gibt gleichzeitig die Mindestmächtigkeit des Plutons an.

Nach 2D-Modellen, die auf der Grundlage von gravimetrischen Kontrasten zwischen dem Götömar-Pluton und den Mafit-reicheren granitoiden Rahmengesteinen sowie Bohrlochdaten entwickelt wurden (Cruden 2008; Cruden & Wahlgren 2008), besitzt der Götömar-Pluton eine Dicke bzw. einen Tiefgang von ca. 2 bis 4 km.

7.1 Stationen in der Götömar-Region

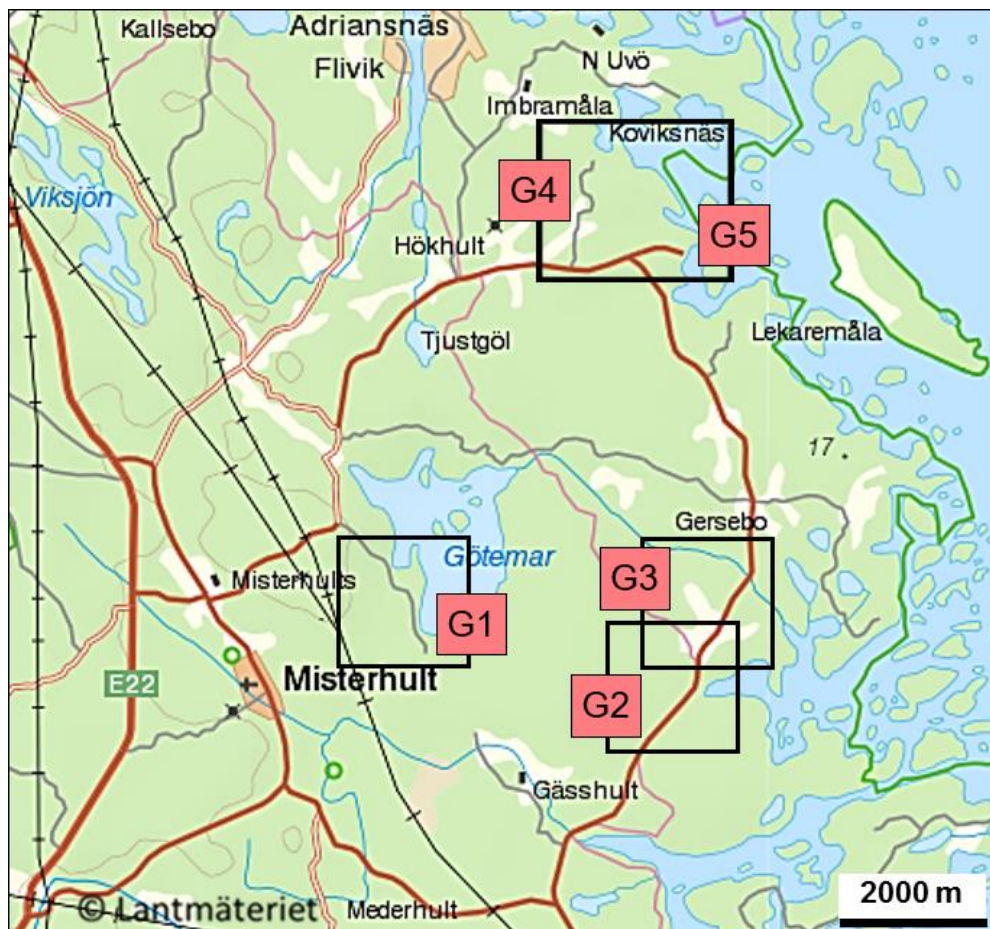


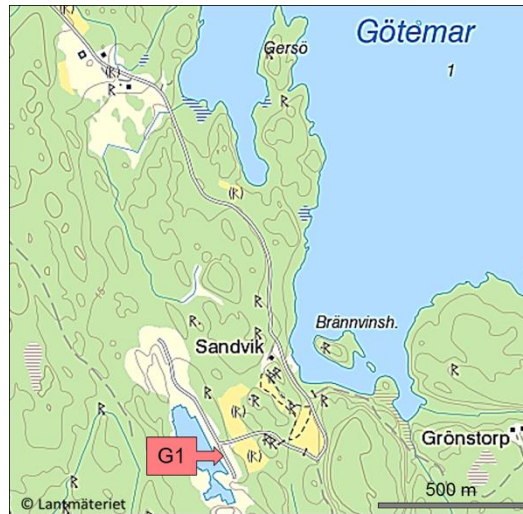
Abb. 7.5: Übersichtskarte mit Lage der Stationen im Bereich des Götömar-Plutons (G1 bis G3) und seinen Rahmengesteinen (G4 und G5); Rahmen entsprechen den Lageskizzen zu den jeweiligen Aufschlüssen.

G1. Steinbruch SW' des Götömar-Sees (Sandvik)

H 6371710, R 1546550

Der tiefere Teil des Steinbruchs ist mit Wasser gefüllt.

Anfahrt über Misterhult, Götebo; Parkmöglichkeit für einen Reisebus gibt es vor einer kleinen Freizeitanlage am Seufer bei Sandvik; von dort aus 10-minütiger Fußmarsch zum Steinbruchgelände.



Gute Beobachtungsmöglichkeiten bieten quaderförmige Blöcke aus dem Abbau, die am Ostrand der wassergefüllten Steinbruchsohle aufgereiht sind (Abb. G1.1).



Abb. G1.1: Teilweise mit Wasser gefüllter Steinbruch am südwestlichen Ende des Götömar-Sees.

Nach Kresten & Chyssler (1976) zählt der hier anstehende rötliche Götömar-Granit zur grobkörnigen Varietät. Das auffälligste Merkmal sind Quarz-Phenokristen, die oft eine makroskopisch erkennbare Wachstumszonierung in Form von unterschiedlich stark getrübbten Zonen besitzen (Abb. G1.2). Mikroskopisch werden entsprechende Wachstumszonen durch unterschiedliche, vor allem rote und violette Kathodolumineszenz-Farben abgebildet (z.B. Friese et al. 2011).



Abb. G1.2: Quarz-Phänokristen im grobkörnigen Götömar-Granit; eine Wachstumszonierung wird durch Zonen unterschiedlicher Trübung abgebildet.

Fluorit als typisches Mineral hoch-differenzierter Granitoide kommt hier sowohl akzessorisch im Granit (Abb. G1.3) als auch, meist zusammen mit Calcit oder Quarz, in Mikrogängen vor (z.B. Drake & Tullborg 2006). Im vorliegenden Aufschluss und an vielen Lokalitäten außerhalb des Götömar-Plutons tritt Fluorit auch in Form von Kluftbelägen auf (Abb. G1.4). Hierbei handelt es sich möglicherweise um Material, das erst kaledonisch remobilisiert und wieder ausgeschieden wurde. Für eine relativ junge Genese spricht auch das Vorkommen von Fluorit als Zement in altpaläozoischen Sandsteingängen (Röshoff & Cosgrove 2002; s. Station G3)

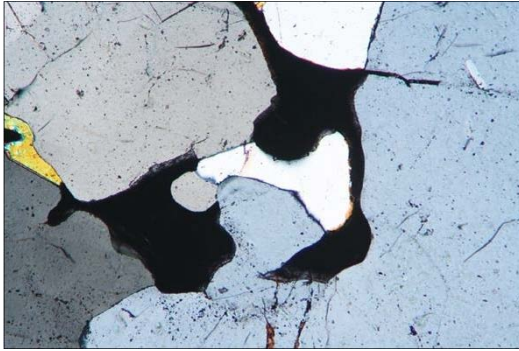


Abb. G1.3: Fluorit (schwarz bzw. optisch isotrop) als intergranulare Phase zwischen Quarzkörnern.



Abb. G1.4: Feinkristalliner Fluorit als Kluftbelag.

Auf einer ebenen Fläche östlich der Gesteinsblöcke ist ein für die Göttemar-Region typischer magmatischer Gang aufgeschlossen, der sich aus Pegmatit- und Aplitzonen zusammensetzt (Abb. G1.5). Die Abgrenzung zum granitischen Rahmengestein ist diffus, was für eine spät-synmagmatische Gangbildung spricht, d.h. der Granit war zu diesem Zeitpunkt noch nicht völlig auskristallisiert.

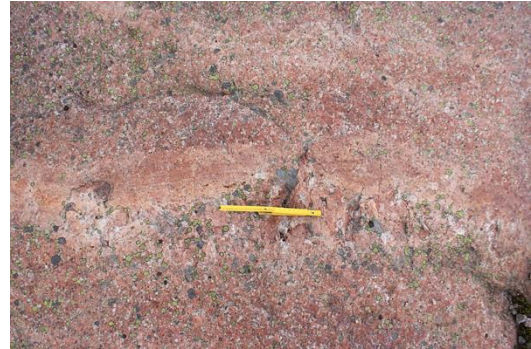


Abb. G1.5: Aplit-/Pegmatitgang; Erläuterung im Text.

G2. Steinbruch Stenkullen N' Bussvik

H 6371200, R 1550100

Der Steinbruch „Stenkullen“ kann mit kleineren Fahrzeugen (z.B. Kleinbusse) über einen Waldweg angefahren werden, der von Bussvik aus nach Norden abzweigt. Bei Anreise mit größeren Bussen muß die Lokalität auf diesem Weg zu Fuß besucht werden (ca. 800 m). Die frei liegende Geländeoberfläche bietet hervorragende Aufschlüsse. Die tiefer liegenden Abbausohlen sind mit Wasser gefüllt.



Im Steinbruch „Stenkullen“ stehen rote mittel- bis grobkörnige Göttemar-Granite an. Sie enthalten einige feinkörnige rötliche Aplitgänge sowie Pegmatitgänge. Auch hier sind sie z.T. als kombinierte Gänge entwickelt.

Im Vergleich zum Steinbruch nördlich Kräkemåla (s. G3) treten hier nur wenige steile NE-SW streichende Sedimentgänge auf, die zudem im Mittel geringmächtiger sind. Sie heben sich hier durch ihre gelblich-bräunliche Farbe deutlich von den rötlichen Graniten ab. In dem in Abb. G2.1 dargestellten Beispiel besitzt der mehrphasig gebildete

Aplitgang unterschiedlich ausgebildete Grenzflächen: Die diffuse Grenze (rechts im Bild) stellt vermutlich den Kontakt einer ersten frühen syn-magmatischen Gangbildungsphase dar. Die feinkörnige Zone mit schärferer Grenze (links im Bild) ist dagegen einer späteren post-magmatischen Gangbildungsphase zuzuordnen.



Abb. G2.1: Vermutlich mehrphasig gebildeter Aplitgang, der von einem steilen NE-SW streichenden Sandsteingang geschnitten wird; weitere Erläuterungen im Text.

G3. Steinbruch N´ Kräkemåla

H 6372800, R 1550600

Die im Folgenden beschriebenen Aufschlüsse befinden sich vorwiegend im nördlichen Teil des ehemaligen Steinbruchs, dessen tiefste Abbausohlen mit Wasser gefüllt und einen ca. 300 m langen See bilden. Der Granitabbau wurde hier in den späten 1980er Jahren eingestellt. Die o.g. Koordinaten gelten für die Nordspitze des Sees.



Der hier aufgeschlossene rote Götemar-Granit zeigt verschiedene Korngrößen, wobei mittel- bis grobkörnige Varietäten dominieren. Lokal kommen auch pegmatoide Zonen mit großen Kalifeldspäten und Muskovitaggregaten vor.

Außerdem treten mindestens zwei Scharen von steilen etwa NNE-SSW streichenden Aplitgängen auf, deren relatives Alter sich aus den Schnittbeziehungen ergibt (Abb. G3.1). Die jüngere Generation (II) zeigt zudem einen schärferen Kontakt zum Rahmengestein als Generation (I). Dies könnte darauf hinweisen, dass (I) in einen granitischen Rahmen mit noch geringen Schmelzanteilen intrudierte, während (II) sich im bereits vollständig auskristallisierten Granit ausbreitete.

Als weiteres Strukturelement kommen hier steile NE-SW streichende Sedimentgänge vor, die vorwiegend gut gerundete Quarzkörner sowie eckige Klasten aus dem unmittelbar angrenzenden granitischen Rahmengestein enthalten (Abb. G3.2). Vor allem an den Rändern der Gänge und um größere Klasten treten helle Mineralisationssäume auf. Nach mikroskopischen Beobachtungen von Röshoff & Cosgrove (2002) handelt es sich hierbei um Verwachsungen von Quarz und Fluorit, für die ein permisches Alter und zugleich ein ursächlicher Zusammenhang mit dem Zerfall von Pangea in Betracht gezogen werden. Aus dem regionalen Kontext (vergl. VS13) wäre dagegen ein kambrisches Alter für die Bildung der Sedimentgänge denkbar. Untergeordnet kommen auch dünnere bräunliche und i. d. R. auch feinkörnigere Sedimentgänge vor,

die keine Quarz/Fluoritsäume zeigen und somit jünger als diese Mineralisationen sein könnten. Sie entsprechen in ihrer Erscheinungsform dem in Station G2 auftretenden Typ.

Selten können auch dünne Calcit-Fluorit- sowie Pyrit-Bleiglanz-Gängchen beobachtet werden (z.B. Wahlgren 2010).

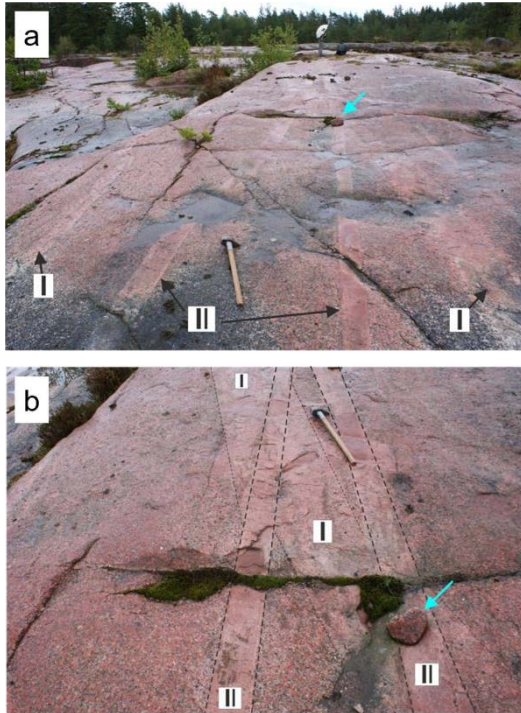


Abb. G3.1: Zwei Scharen von steilen Aplit-Gängen (aus Friese et. al. 2011): **a.** Übersichtsbild (blauer Pfeil markiert Stein, wie in b) sichtbar; **b)** Detailansicht aus a); ältere Generation (I) weist diffuse, die jüngere Generation (II) scharfe Kontakte zum Göttemar-Rahmengranit auf.

kiert Stein, wie in b) sichtbar; **b)** Detailansicht aus a); ältere Generation (I) weist diffuse, die jüngere Generation (II) scharfe Kontakte zum Göttemar-Rahmengranit auf.



Abb. G3.2: Sediment-Gang mit Mineralisationssäumen aus Quarz/Fluoritverwachsungen an den Rändern und um größere Klaster aus dem Göttemar-Rahmengranit (vergl. Röshoff & Cosgrove 2002: Fig. 5-25). Der Granit besteht an dieser Stelle größtenteils aus hyp-idiomorphen Kalifeldspat- und Quarzkristallen.

G4. Steinbruch SW' Koviksnäs

H 6378100, R 1549000

Anfahrt über die Landstraße zwischen Hökbult und Klintemåla, Abzweig nach Norden in Richtung Koviksnäs (3 km). Am Südrand des Steinbruchs befindet sich ein kleiner Parkplatz.



In dem heute z.T. mit Wasser gefüllten Steinbruch wurden vorwiegend mittelkörnige Småland-Granite abgebaut. Sehr gute durchgehende Aufschlüsse bieten die freigelegte Geländeoberfläche, die gegen die wassergefüllten tieferen Sohlen durch

abgebaute Blöcke und Zäune abgegrenzt ist sowie die nördliche Steinbruchwand. Der Granit ist weitgehend „richtungslos-körnig“ und zeigt nur lokal eine sehr schwach ausgebildete Foliation, die z.T.

durch mafische Schlieren akzentuiert wird. Vereinzelt treten auch kleinere (cm bis dm) mafische Enklaven mit feinkörnigem richtungslosen Interngefüge auf, was auf eine Entstehung durch Magmenvermischung hindeutet (Abb. G4.1; s.a. EF „**Magmenvermischung und -mischung**“ (Kap. 6)). An wenigen Stellen kommen Xenolithe (evtl. Autolithe) von feinkörnigen Graniten vor, die unregelmäßige Formen zeigen und Durchmesser von bis zu ca. 3 m aufweisen.



Abb. G4.1: Feinkörnige mafische Enklave; vermutlich durch Magmen-Vermischung entstanden.

Vor allem im südlichen Teil des Aufschlusses sind zahlreiche granitische bis pegmatitische Gänge zu beobachten, die bis zu ca. 1,5 m mächtig sind und sich durch scharfe Kontaktflächen gegen ihr Rahmengestein abgrenzen. Die steil einfallenden Gänge bilden ein Netzwerk mit vorwiegend SW gerichtetem Streichen. Einzelne Gänge zeigen auch abrupte Richtungsänderungen oder verzweigte Enden. Eine mehrphasige Entstehung der Gänge wird durch unregelmäßige Zonierungen angezeigt (Pegmatit-Granit-Aplit; Abb. G4.2). Sie ähneln damit Gangscharen, die auch im Göttemar-Granit vorkommen (s.d.). Einige Pegmatitgänge enthalten kleine Nester mit bis zu 3 cm großen Biotitkristallen.

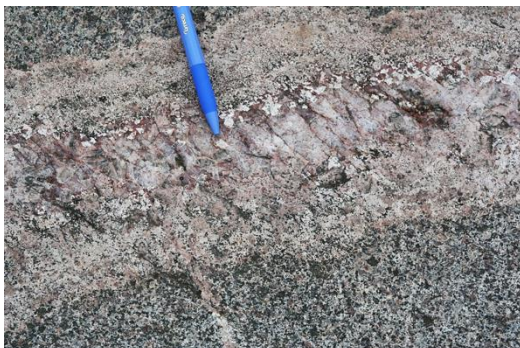


Abb. G4.2: Mehrfach zonierter Granit-/Pegmatitgang.

An der nördlichen Steinbruchwand ist über der obersten und nächst tieferen Sohle ein mehrere Meter breiter syn-magmatischer Basitgang aufgeschlossen, der durch Fließbewegungen in seinem Rahmenmagma (Småland-Granit) schollenförmig

brekziiert wurde (Agmatit; Abb. G4.3). Eine zusätzliche Fragmentierung erfolgte durch jüngere Aplitgänge, die gemeinsam den Basitgang und den Småland-Granit durchschlagen (wegen der Größe der Struktur ein sehr spektakulärer Aufschluss). Derartige und ähnliche Phänomene nehmen nach Rudolph (1995) innerhalb dieses Granitareals nach Osten hin zu.



Abb. G4.3: Syn-magmatischer Basitgang in Småland-Granit; durch Fragmentierung im noch mobilen Rahmenmagma in Schollen unterschiedlichster Dimension zerlegt. Spätere netzförmig angeordnete Aplitgänge führten zu einer weiteren, gemeinsamen Zerstückelung des Basitgangs und des Småland-Granits; Höhe der Aufschlusswand ca. 5 m.

Der Basitgang zeigt eine randparallele Zonierung, die durch Unterschiede in den Korngrößen (tendenziell am Rand feinkörniger) sowie Mafitgehalten abgebildet wird (Abb. G4.4).

Im nördlichen Teil des Steinbruchs, knapp oberhalb des Wasserspiegels, steht als singuläre Besonderheit ein leukokrates Mobilisat an, das zahlreiche idiomorphe, zonierte Titanitkristalle enthält (Abb. G4.5).



Abb. G4.4: Randbereich des Basitgangs mit deutlichem Zonarbau.



Abb. G4.5: Leukokrates Mobilisat mit zahlreichen idiomorphen, zonierten Titanitkristallen (lange Achse ca. 2 bis 3 cm).

G5. Hafen von Klintemåla

H 6377348, R 1550529

Der Hafen von Klintemåla bietet sich als guter Rastplatz an. Der Aufschluss befindet sich an einem Parkplatz südlich der Hauptstraße.



Im Basisbereich einer aus mittelkörnigem Småland-Granit bestehenden Felswand sind zwei subhorizontal gelagerte Basitgänge mit scharfem Kontakt zum Rahmengestein aufgeschlossen. Eine gangparallele Bankung zeigt möglicherweise eine mehrphasige Gangbildung an (crack-seal; Abb. G5.1). Dies wird durch ein plattes Granitfragment im östlichen Abschnitt des oberen Gangs bestätigt (Abb. G5.2). Der obere Gang zeigt einen stufenförmigen Versatz, ohne erkennbare Bruchflächen im angrenzenden Granit (Abb. G5.3). Hierbei handelt es sich vermutlich um eine primäre Struktur, die während der Gangöffnung im Interaktionsbereich zweier Trennbrüche angelegt wurde.



Abb. G5.1: Subhorizontaler Basitgang in Småland-Granit; Erläuterungen im Text.



Abb. G5.2: Plattiges Granitfragment im Basitgang; Erläuterung im Text.



Abb. G5.3: Stufenförmiger Versatz im Basitgang; Erläuterung im Text.

In stark verwitterten Abschnitten (Hohlkehle) zeigt der mafische Gang ein engständiges Flächengefüge in großem Winkel zur Gangwandung (Abb. G5.4). Hierbei könnte es sich um ein schieferungsähnliches Gefüge handeln, das durch Relativbewegungen zwischen dem liegenden und dem hangenden Granitblock erzeugt wurde. Auffallend ist jedoch, dass eine dünnplattige Gangzone im unmittelbaren Kontakt zum Granit „ungeschiefert“ ist. Denkbar ist, dass Schieferung nur frühe Gangzonen im Zentrum erfasste und spätere Zonen (hier

am Rand) verschont blieben. Des Weiteren wurde der mafische Gang durch ein Netzwerk feinkörniger heller, makroskopisch nicht bestimmbarer Mineralgängen überprägt (Abb. G5.5).



Abb. G5.4: Schieferungsähnliches Gefüge in zentraler Zone des Basitgangs; Erläuterungen im Text.



Abb. G5.5: Netzwerk aus feinen hellen Mineralgängen im Basitgang.

Der Granit enthält zusätzlich ältere, nach SE einfallende Aplitgänge.

8. Tiefenlabor Äspö

H 6367841, R 1551370



Das Tiefenlabor Äspö (Abb. 8.1) befindet sich auf einer kleinen Insel ca. 23 km nordöstlich von Oskarshamn in der Nähe des dortigen Kernkraftwerks (Simpevarp) und einem Zwischenlager für verbrauchte Kernbrennstäbe (CLAB). Die Abteilung für Öffentlichkeitsarbeit bietet für Gruppen Führungen unter Tage und Besichtigungen der Ausstellungsräume an (diese sind seit 2018 leider nicht mehr kostenlos). Anmeldungen sollten frühzeitig vorgenommen werden (besok@skb.se). Mit der Bestätigung der Buchung wird neben Programm und Lageplan, ein Vordruck für eine Teilnehmerliste zugeschickt, die spätestens etwa 2 Wochen vor Anreise ausgefüllt eingereicht werden muss (Name, Wohnort, Nationalität). An der Pfortneranlage und im Empfangsraum muss ein gültiger Personalausweis vorgelegt werden. Vor der Einfahrt in den Tunnel mit einem betriebseigenen Bus wird i.d.R. ein Einführungsvortrag (in Englisch) angeboten. Es wird jedoch empfohlen, den Exkursionsteilnehmern die wichtigsten Fakten vorab zu erläutern.

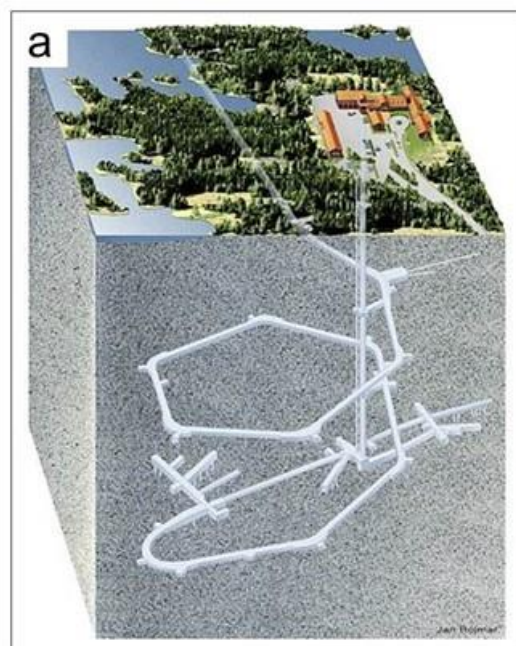


Abb. 8.1: Das Tiefenlabor Äspö; Quelle: <http://www.skb.se/>. a. Blockbild mit Tunnelsystem



Abb. 8.2: Das Tiefenlabor Äspö; Quelle: <http://www.skb.se/>. **b.** Übertage-Anlage mit Ausstellungsgebäude.

8.1 Das schwedische Konzept für die Endlagerung radioaktiver Abfälle

In Schweden sind die Betreiber der Kernkraftwerke für die Entsorgung und die Endlagerung der anfallenden radioaktiven Abfälle verantwortlich (Abb. 8.1.1). Für die Durchführung dieser Aufgaben einschließlich Transport und Zwischenlagerung der Abfälle wurde die Gesellschaft „SKB“ (Svensk Kärnbränslehantering AB) gegründet. Ihre Finanzierung erfolgt über den „Nuclear Waste Fund“ (Fond für die Entsorgung nuklearer Abfälle). Der Fond wird von den Betreibern finanziert, und der staatlich festgelegte Betrag liegt z.Zt. (Stand 2014) bei umgerechnet ca. 0.67 Eurocents pro erzeugter kWh. Aus dem Fond werden Forschungsarbeiten, die Entwicklung von Technologien, Anlagen und alle anderen Investitionen in die Entsorgung atomarer Abfälle finanziert.

Im Gegensatz zu vielen anderen Ländern sind in Schweden weder Salzstöcke noch tonige Schichtfolgen mit ausreichenden Mächtigkeiten als mögliche Rahmengesteine für tiefe Endlagerungsanlagen vorhanden. Da zudem ein Export radioaktiver Abfälle aus politischen Gründen ausgeschlossen wurde, mussten Konzepte für eine Endlagerung in Kristallingesteinen des präkambrischen Grundgebirges entwickelt werden. Für die Durchführung der hierfür notwendigen Grundlagenforschung wurde, nach Abschluss der im Jahre 1986 eingeleiteten Vorstudien, zwischen 1990 und 1995 das Tiefenlabor Äspö bei Oskarshamn eingerichtet. Es handelt sich hierbei um ein spiralförmiges Tunnel-system mit abzweigenden Teilstrecken, das ständig erweitert wurde. Mittlerweile besitzt es eine Gesamtlänge von ca. 3,6 km und erreicht eine Tiefe von 460 m. Der Tunnelbau (Streckenvortrieb)

wurde vorwiegend durch Sprengung und ergänzende Ausräumverfahren, z.T. aber auch mit einer speziellen Tunnelbohrmaschine durchgeführt (Tunneldurchmesser 5 m). Dieses Gerät musste wegen seiner Größe vor Ort (d.h. unter Tage) aus kleineren Einzelteilen zusammengebaut werden.

Das Tiefenlabor von Äspö dient(e) ausschließlich für wissenschaftlich-technische Experimente unter Beteiligung zahlreicher Arbeitsgruppen aus mehreren Ländern (u.a. Geobiologie GZG, Universität Göttingen). Es war nie für eine Endlagerung vorgesehen. Als Standort für das zu errichtende Tiefenlager wurde nach einem langwierigen Verfahren die Lokation Forsmark (ca. 120 km nördlich von Stockholm) aus anfänglich 8 in Erwägung gezogenen Standorten ausgewählt.

Als Resultat der umfangreichen, z.T. noch langfristig fortlaufenden Studien wurde für Schweden (und auch für Finnland) ein Endlagerungskonzept entwickelt, das i.W. 3 technische und natürliche Barrieren beinhaltet, die einen Austritt radioaktiver Schadstoffe aus verbrauchten Brennstäben verhindern sollen (das sog. KBS-3-System, Abb. 8.1.2):

Die **1. Barriere** stellen Kupferrohre (sog. Kanister) dar, in welche die verbrauchten Brennstäbe in speziellen Halterungen/Magazinen eingelagert werden.

Die **2. Barriere** besteht aus Bentonitringen, welche die Kupferkanister umschließen und als Puffer gegen das unmittelbar angrenzende Rahmengestein mehrere Funktionen erfüllen sollen:

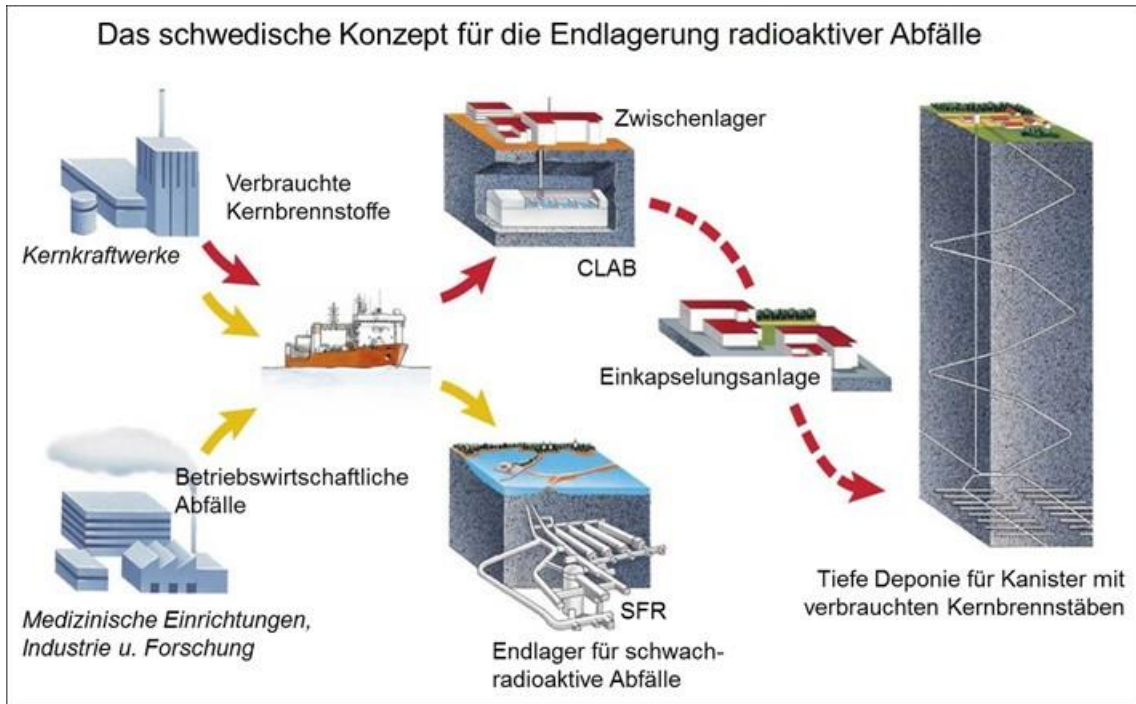


Abb. 8.1.1: Das schwedische Konzept für die Endlagerung radioaktiver Abfälle; Quelle: <http://www.skb.se/>

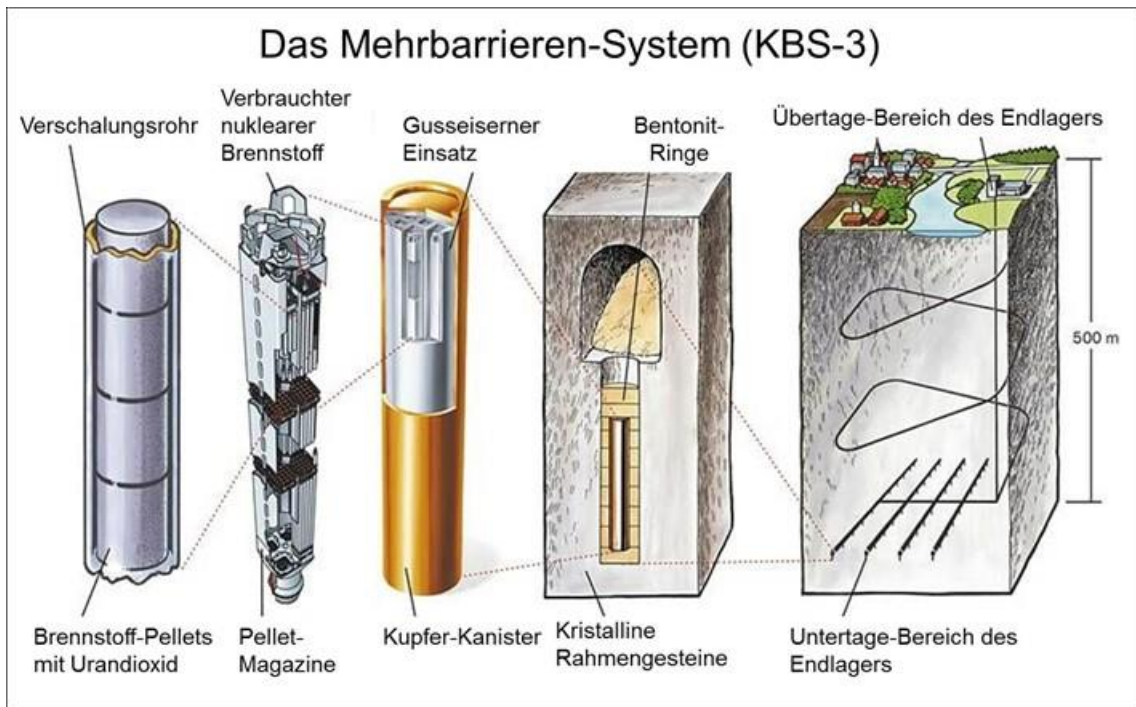


Abb. 8.1.2: Das schwedische Mehrbarrieren-System KBS-3; Quelle: <http://www.skb.se/>

- Abschirmung gegen korrosive Substanzen (z.B. saline Fluide aus dem Rahmengestein),
- ggf. Verzögerung der Migration entwichener radioaktiver Substanzen in das Rahmengestein,
- mechanische Pufferung gegen Verformungen im Rahmengestein.

Die **3. Barriere** stellen die kristallinen Rahmengesteine dar. Hierbei werden nach Möglichkeit Domänen ausgewählt, die wenige Bruchstrukturen enthalten bzw. größtmögliche Sicherheitsabstände zu Deformationszonen aufweisen. Im Idealfall sollten weitgehend stabile chemische und mechanische Bedingungen herrschen.

Das Konzept sieht auch vor, dass bei auftretenden Problemen die eingelagerten Kanister wieder entnommen werden können. Der Aufwand wäre im Falle einer horizontalen Lagerung der Kanister wesentlich größer als bei vertikaler Lagerung in einzelnen Stollen. (Abb. 8.1.3). Beide Konzepte werden in Betracht gezogen, wobei eine horizontale Lagerung kostengünstiger wäre (u.a. weniger Abraum).

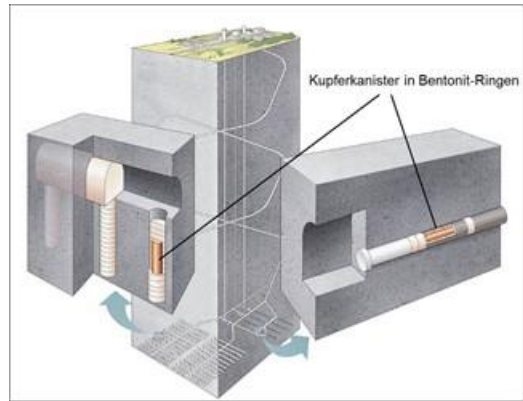


Abb. 8.1.3: Vertikale bzw. horizontale Endlagerung von Kupferkanistern; Quelle: <http://www.skb.se/>

8.2 Geologischer Rahmen

Vor dem Bau des Äspö-Tiefenlabors wurden umfangreiche geowissenschaftliche Umfeldstudien durchgeführt, die ein sehr detailliertes Bild über die räumliche Verbreitung von Gesteinen und Strukturen lieferten (Abb. 8.2.1 bis .3).

Die Rahmengesteine des Tiefenlabors bestehen weitgehend aus unterschiedlichen Småland-Granitoiden (Abb. 8.2.1 und .2), wobei zwei Hauptgruppen (mit Übergängen) unterschieden werden (z.B. Kornfält et al. 1997; Wikman & Kornfält 1995):

a. **Äspö-Diorit.** Die Zusammensetzung dieser Gruppe variiert i. W. zwischen Quarz-Monzodiorit und Granodiorit. Die meist mittelkörnigen Ge-

steine enthalten z.T. große, fleischfarbene Kalifeldspäte (Megakristen), die möglicherweise nicht zum primären Mineralbestand gehören. Bei diesen sehr unregelmäßig verteilten Großkristallen könnte es sich auch um Metablasten handeln, die während einer regionalen K-Metasomatose gebildet wurden (vergl. z.B. Kap. 6.2, Station VN5).

b. **Ävrö-Granit.** Bei dieser Gruppe handelt es sich vorwiegend um mittel- bis grobkörnigen Granodiorite und Granite. Nach neueren Analysen sind auch Quarz-Monzodiorite vertreten. Im Unterschied zum Äspö-Diorit sind Kalifeldspat-Megakristen sehr selten.

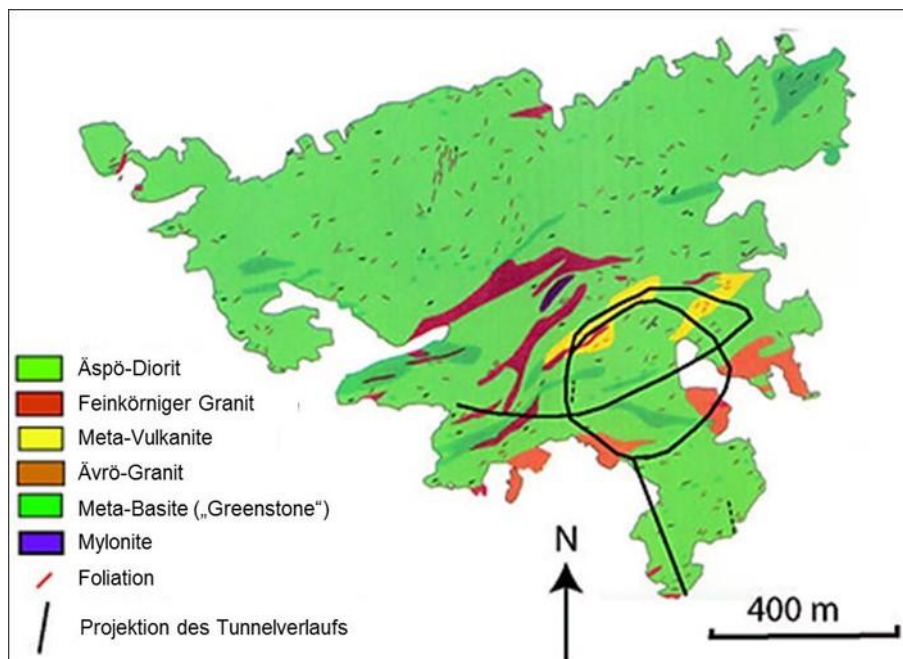


Abb. 8.2.1: Geologische Karte der Insel Äspö; Quelle: SKB, leicht modifiziert; spröde Deformationszonen s. Abb. 8.2.3.

Häufig auftretende mafische Enklaven belegen, dass während relativ später Kristallisationsstadien der Granitoide Magmenvermengungen stattfand. Daneben kommen auch mafische Einschlüsse in Form von Xenolithen auf.

Untergeordnet treten zusätzlich fein- bis mittelkörnige (echte) Granite vornehmlich in Gängen und als kleinere unregelmäßige Körper auf, z.T. assoziiert mit Pegmatoiden. Größere, meist gelängte ENE-WSW streichende Linsen von Meta-Basiten (in SKB-Darstellungen oft als „Greenstones“ bezeichnet) treten gehäuft im mittleren Teil der Insel auf. Die in der geologischen Karte abgebildeten Meta-Vulkanite werden in den Beschreibungen der im Tiefenlabor angetroffenen Gesteine nicht erwähnt.

Die im Verlauf des Tunnels und in Bohrungen festgestellten Häufigkeitsverteilungen der Gesteine sind in Abb. 8.2.2 dargestellt.

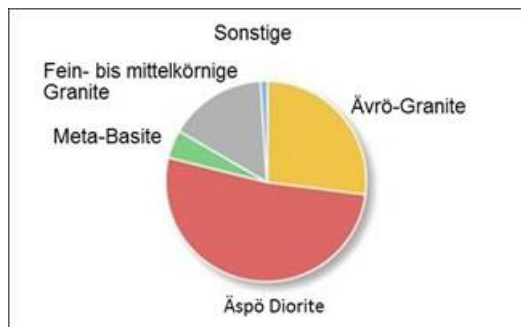


Abb. 8.2.2: Verteilung der Rahmengesteine des Äspö-Tiefenlabors; Quelle: SKB.

Für Festlegung der Lokation für das Tiefenlabor und hierfür notwendige hydrogeologische/hydrogeochemische Modellierungen wurden im Rahmen der Vorerkundung die Bruchmuster im weiteren Umfeld von Äspö mit verschiedenen Methoden analysiert (Abb. 8.2.3). Danach dominiert eine Schar von NE- bis ENE streichender Bruchzonen mit Längenerstreckungen von über 10 km und Neigungswinkeln zwischen 40 und 90°. Daneben treten untergeordnet NW/NNW und N streichende Bruchzonen mit kürzerer Erstreckung auf, die ebenfalls bedeutende Wasserleiter darstellen. Mineralisationen innerhalb dieser Bruchzonen lassen sich 7 tektonischen Phasen zuordnen. Die meisten dieser Bruchzonen entstanden durch Reaktivierung älterer Strukturen (z.B. Vergneisungs- oder Mylonitzonen).

Die heute in den Bruchzonen und in Brüchen/Poren kleinerer Dimension enthaltenen Grundwasserkörper können auf verschiedene Quellen bezogen werden: meteorisches Wasser, glaziales Schmelzwasser, Wasser der heutigen Ostsee, Wasser aus der Littorina See (ca. 4000 bis 7500 Jahre vor heute) sowie Wässer mit höherer Salinität noch älteren Ursprungs (z.B. Hengsuwan et al. 2015).

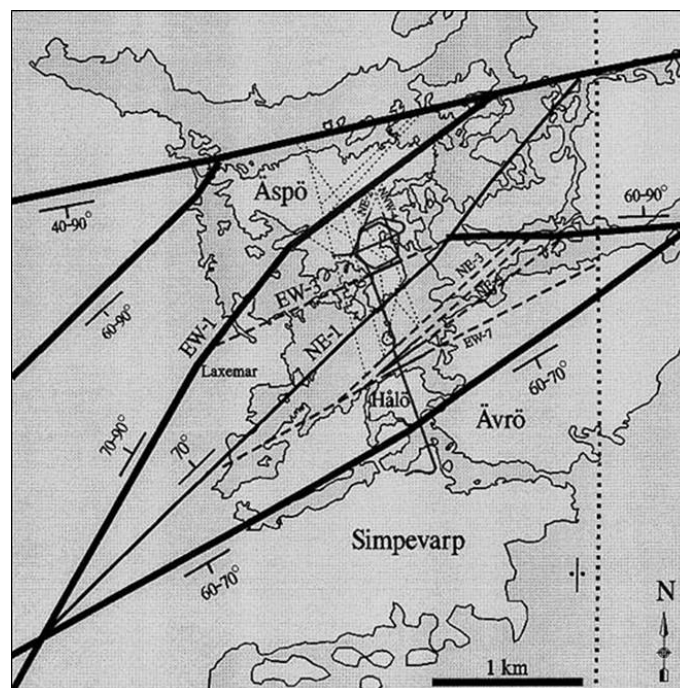


Abb. 8.2.3: Bruchzonen von hydrogeologischer Bedeutung im weiteren Umfeld von Äspö (aus Stanfors et al. 1999).

8.3 Experimente unter Tage

Die im Tiefenlabor Äspö durchgeführten und noch z.T. laufenden Experimente betreffen ein breites Spektrum von geowissenschaftlichen und geotechnischen Themen (Abb. 8.3.1).

Die Experimente konzentrieren sich u.a. auf Fragen der Korrosionsbeständigkeit der Kupferkanister, das thermisch/mechanisch/chemische Pufferungspotential der Bentonitummantelung, die durch die eingelagerten Brennstäbe radiogen produzierte Wärme und deren Abfluss sowie Wechselwirkungen zwischen migrierenden Fluiden und

dem Rahmengestein. Daneben wurde das Tiefenlabor auch für Studien genutzt, die nicht unmittelbar Fragen der langzeitigen Endlagerung betreffen. Hier sind z.B. methodisch breit angelegte Untersuchungen zum Thema „Tiefe Biosphäre“ zu nennen, u.a. die Bildung von Biofilmen auf den Oberflächen tieferreichender Riss-Systeme und deren Altersstellung (z.B. Heim et al. 2012).

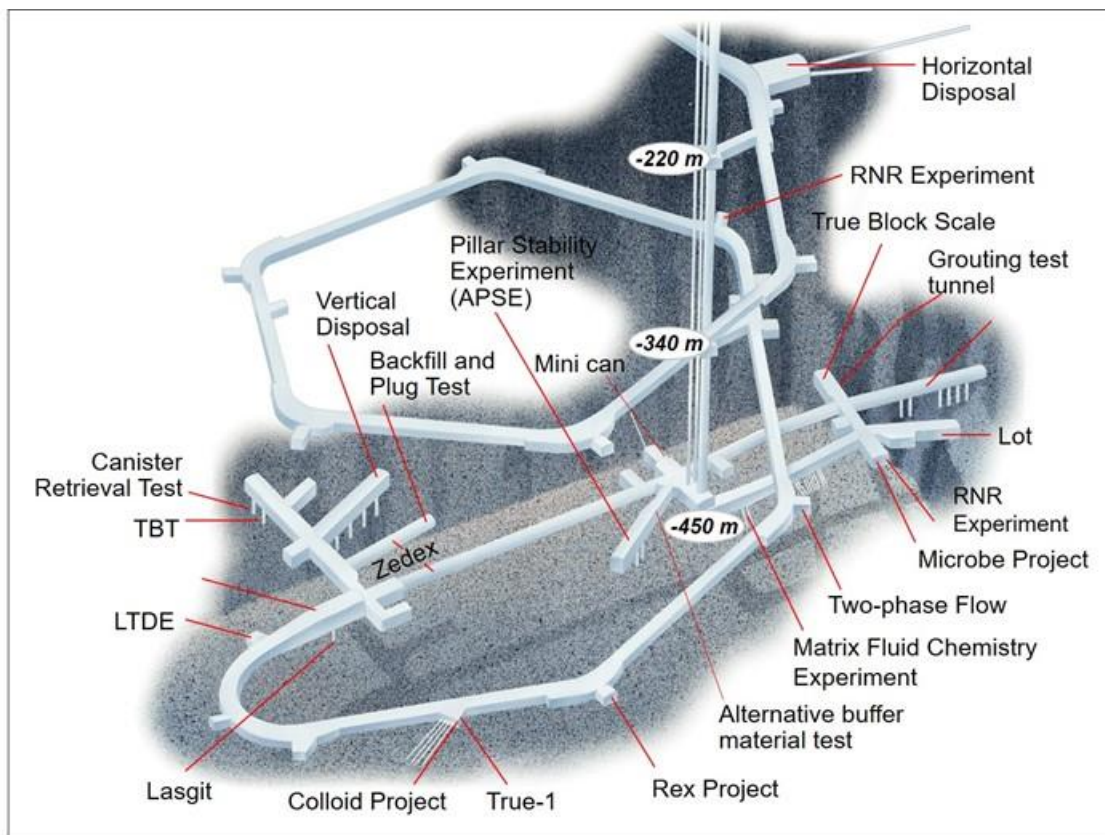


Abb. 8.3.1: Lokationen der verschiedenen Experimente im Äspö-Tiefenlabor; Quelle SKB, leicht modifiziert

Danksagung

Wir danken Anders Ahlberg und Anders Lindh (Universität Lund), die für uns im Jahre 1996 eine geologische Exkursion in Schonen und Halland leiteten. Diese motivierte uns, eine Exkursion in Süd-Schweden als regelmäßige Lehrveranstaltung anzubieten. Im Rahmen von ca. 100 Diplomkartierungen und Kartierprojekten in der Region um Västervik, an denen auch Bent T. Hansen als Betreuer beteiligt war, wurden von Studierenden unserer Fakultät umfangreiche Beobachtungen und Daten zusammentragen, die für diesen Exkursionsführer dankenswerterweise zur Verfügung gestellt wurden. Speziell für die Region um Västervik wurden Ergebnisse von Untersuchungen der Arbeitsgruppe „Strukturgeologie/Isotopengeologie“ aus zahlreichen Examensarbeiten verwendet. Neben den daraus zitierten Daten haben die Studierenden auch durch Diskussionen und Hinweise während gemeinsamer Geländebegehungen wertvolle Beiträge geleistet, wofür an dieser Stelle noch einmal gedankt sei.

Dank auch an zahlreiche Kolleginnen und Kollegen für kritische Kommentare, u.a. hat Frank Langenstrassen wertvolle Hinweise beigeleitet.

Für die sorgfältige und konstruktive Begutachtung des Manuskriptes danken wir Annett Büttner, Carl-Heinz Friedel und Bent T. Hansen, für die redaktionelle Bearbeitung danken wir Alexander Gehler. Nicht zuletzt danken wir Dörte Jordan und Mathias Hueck für die Formatierung des Textes.

Die Druckkosten wurden zu einem großen Teil aus Studienqualitätsmitteln bezahlt.

Literatur

- Åberg, G. (1988): Middle Proterozoic anorogenic magmatism in Sweden and worldwide. *Lithos* **21**: 279-289.
- Åberg, G.; Löfvedahl, R.; Levi, B. (1983): Radiometric dating of the Jungfrun granite. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **105**: 191-198.
- Åberg, G.; Löfvedahl, R.; Levi, B. (1985): The Göttemar-Granite - isotopic and geochemical evidence for a complex history of an anorogenic granite. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **106**: 327-333.
- Ågren, J.; Svensson, R. (2007): Postglacial land uplift model and system definition for the New Swedish Height System RH 2000. *LVM-Rapport 2007 (Reports in Geodesy and Geographical Information Systems)* **4**: 124 p.
- Åhäll, K.-I. (2001): Åldersbestämning av svårdaterade bergarter i sydöstra Sverige. *Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co*, Stockholm, Sweden SKB-R-01-60: 24 p.
- Ahl, M.; Sundblad, K.; Schöberg, H. (1999): Geology, geochemistry, age and geotectonic evolution of the Dala granitoids, central Sweden. *Precambrian Research* **95**: 147-166.
- Ahlberg, A. (1996): Petroleum in the Mesozoic of Sweden - Why not? *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **118**: 114-115.
- Ahlberg, A.; Sivhed, U.; Erlström, M. (2003): The Jurassic of Skåne, southern Sweden. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* **1**: 527-541.
- Ahlberg, P.; Axheimer, N.; Babcock, L.E.; Eriksson, M.E.; Schmitz, B.; Terfelt, F. (2009): Cambrian high-resolution biostratigraphy and carbon isotope chemostratigraphy in Scania, Sweden: first record of the SPICE and DICE excursions in Scandinavia. *Lethaia* **42**: 2-16.
- Alberti, H.; Walliser, O.H. (1983): S-Skandinavien. – Skandinavien-Exkursion, 10. - 30.07.1983, Teil I: Bericht. *Institut und Museum für Geologie und Paläontologie Göttingen, unveröffentlicht*: 51 S.
- Albrecht, N. (2010): Geologische Kartierung W' Västervik: Magmatite und Metamorphite im Übergangsbereich der Transskandinavischen Magmatischen Zone und der Svekofennischen Domäne. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 141 S.
- Alm, E.; Sundblad K. (2002): Fluorite-calcite-galena-bearing fractures in the counties of Kalmar and Blekinge. *Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co*, Stockholm, Sweden SKB R-02-42: 116 p.
- Altenburg, H.J. (2011): Die Blekinge-Region – Gesteine im Anstehenden und als Geschiebe. *Neubrandenburger Geologische Beiträge* **11**: 19-28.

- <http://dx.doi.org/10.3285/ngb.11.04>
- Anderson, J.; Söderlund, U.; Möller, Ch. (2001): Sveconorwegian (-Grenvillian) orogenesis in the SW Baltic Shield. – Timing and tectonic framework in the light of complex zircon geochronology. Paper No.179-0, *GSA Annual Meeting*, November 5-8, Boston, Massachusetts, USA.
- Andrén T.; Björck, S.; Andrén, E.; Conley, D.; Zillén, L.; Anjaret, J. (2011): The development of the Baltic Sea Basin during the last 130 ka. In: Harff, J.; Björck, S.; Hoth, P. (eds.): *The Baltic Sea Basin, Central and Eastern European Development Studies (CEEDES)*, Springer Heidelberg: 75-97.
http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-17220-5_4
- Appelquist, K. (2010): Proterozoic crustal evolution in southcentral Fennoscandia. *Doctoral thesis A130, University of Gothenburg*: 33 p.
- Aschoff, M. (2016): Geologisches Kartierprojekt Sondered und Stora Äskö – nördlich Loftahammar. *Unveröffentlichte Masterkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 68 S.
- Augustsson, C. (2001): Lapilli tuff as evidence of Early Jurassic Strombolian-type volcanism in Scania, southern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **123**: 23-28.
- Bagnoli, G.; Stouge, S. (2014): Upper Furongian (Cambrian) conodonts from the Degerhamn quarry road section, southern Öland, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **136** (3): 1–23.
<http://dx.doi.org/10.1080/11035897.2013.858768>
- Bengtson, P. (2001): Arbeitsexkursion Ostseebecken (Småland-Öland-Gotland), 28. Juli - 09. August 2001. *Geologisch-Paläontologisches Institut Universität Heidelberg*: 51 S.
- Bergelin, I. (2009): Jurassic volcanism in Skåne, southern Sweden, and its relation to coeval regional and global events. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **131**: 165–175.
- Bergström, J. (ed.) (1988): Karta över Sveriges berggrund, skala 1:70 000. *Sveriges Geologiska Undersökning* **54**.
- Bergström, J.; Ahlberg, P. (1981): Uppermost Lower Cambrian biostratigraphy in Scania, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **103**: 193-214.
- Bergström, J.; Laufeld, S.; Christensen, W. K. (1972): Ekskursion til Skåne. *Dansk Geologisk Forening, Årsskrift for 1971*: 111-118.
- Bergström, J.; Holland, B.; Larsson, K.; Norling, E.; Shivhed, U. (1982): Guide to excursions in Scania. *Sveriges Geologiska Undersökning Ca* **54**, 95 p.
- Bergström, S. M.; Ahlberg, P. (2004): Guide to some classical Ordovician and Cambrian localities in the Fågelsång area, Scania, southern Sweden. *Erlanger geologische Abhandlungen, Sonderband* **5**: 81-90.
- Bergström, S.M.; Löfgren, A. (2009): The base of the global Dapingian Stage (Ordovician) in Baltoscandia: conodonts, graptolites and unconformities. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh* **99**: 189–212.
- Bergström, S.M.; Larsson, K.; Pålsson, C.; Ahlberg, P. (2002): The Almelund Shale, a replacement name for the Upper Didymograptus Shale and the Lower Dicollograptus Shale in the lithostratigraphical classification of the Ordovician succession in Scania, Southern Sweden. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* **49**: 41-47.
- Berthelsen, A., (1992): Mobile Europe. In: D.J. Blundell; St. Mueller, R.; Freeman, R. (eds.): *A continent revealed: The European Geotraverse Project*. Cambridge University Press, Cambridge: 11–32.
- Beunk, F.F. (1996): *Geology of the Loftahammar area. - Introduction and Excursion Guide*. Eigenverlag Vrije Universiteit Amsterdam: 44 p.
- Beunk, F.F.; Page, L.M. (2001): Structural evolution of the accretional continental margin of the Paleoproterozoic Svecofennian orogen in southern Sweden. *Tectonophysics* **339**, 67–92.
- Bibikova, E.V.; Bogdanova, S.V.; Postnikov, A.V.; Popova, L.P.; Kirnozova, T.I.; Fugzan Glushchenko, V.V. (2009): Sarmatia–Volgo–Uralia junction zone: Isotopic–geochronologic characteristic of supracrustal rocks and granitoids. *Stratigraphy and Geological Correlation* **17** (6): 561–573.
- Bingen, B.; Nordgulen, Ø.; Viola, G. (2008). A four-phase model for the Sveconorwegian orogeny, SW Scandinavia. *Norwegian Journal of Geology* **88**: 43-72.
- Bingen, B.; Davis, W.J.; Hamilton, M.A.; Engvik, A.; Stein, H.J.; Skår, Ø.; Nordgulen, Ø. (2008): Geochronology of high-grade metamorphism in the Sveconorwegian belt, S. Norway: U-Pb, Th-Pb and Re-Os data. *Norwegian Journal of Geology* **88**: 13-42.

- Björck, S.; Hammarlund, D.; Gaillard, M.J.; Lemdahl, G.; Papehl-Dufay, L.; Åström, M. (2010): Postglacial climatic and human impacts on Baltic Sea environments in southern Sweden. SWEDQUA excursion 7-11 June 2010. Lund University and Linnaeus University, Kalmar, Excursion guide: 48 p.
- Bödvarsson, R. (2008): Swedish National Seismic Network (SNSN). A short report on recorded earthquakes during the fourth quarter of the year 2007. *Swedish Nuclear Waste and Management Co*, Stockholm, Sweden SKB P-08-01: 18 p.
- Bogdanova, S.V. (2001): Tectonic settings of 1.65-1.4 Ga AMCG magmatism in the Western East European Craton (Western Baltica). *EUG XI Abstracts*, Strasbourg, France: 769.
- Bogdanova, S.V.; Gorbatshev, R.; Garetsky, R.G. (2005): The East European Craton. In: Selley, R.C.; Cocks, L.R.; Plimer, I.R. (eds.): *Encyclopedia of Geology* - Elsevier **2**: 34-49.
- Bogdanova, S.V.; Pisarevsky, S.A.; Li, Z.X. (2009): Assembly and breakup of Rodinia (Some results of IGCP Project 440). *Stratigraphy and Geological Correlation* **17** (3): 259-274.
- Bohlin, B. (1949): The Asaphus limestone in northern-most Öland. *Bulletin of the Geological Institute of the University of Upsala* **33**: 529-570.
- Borg, K.; Näsman, U.; Wegraeus, E. (eds.) (1976): Eketorp, fortification and settlement on Öland/Sweden. The Monument. Stockholm, Royal Academy of Letters, History and Antiquities: 215 p.
- Brander, L. (2011): The Mesoproterozoic Hallandian event - a region-scale orogenic event in the Fennoscandian Shield. Summary of component papers, *Doctoral thesis A138, University of Gothenburg*. 16 p.
- Brander, L.; Söderlund, U. (2007). Mesoproterozoic (1.47-1.44 Ga) orogenic magmatism in Fennoscandia; Baddeleyite U-Pb dating of a suite of massif-type anorthosite in S. Sweden. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **98**: 499-516.
<http://dx.doi.org/10.1007/s00531-007-0281-0>.
- Braukmüller, N.; Hannich, F.; Hansen, B.T.; Vollbrecht, A.; Wemmer, K. (2014): Exceptional younging of glauconite K/Ar and Rb/Sr ages from Ordovician platform carbonates of Öland (SE-Sweden) – evidence for far-field effects of the Caledonian orogeny. Abstract, *TSK15*, 31.03. – 04.04.2014 Potsdam, Deutschland.
- Broszinski, A. (2002): Die subfossile Diatomeenflora der westlichen Ostsee. *Dissertation, Johann Wolfgang Goethe-Universität, Frankfurt a. Main*. 199 S.
- Bruton, D.L.; Williams, S.H (eds.) (1982): Field Excursion Guide. IV International Symposium on the Ordovician System, Oslo (Norway). *Paleontological Contributions of the University Oslo* **279**: 1-10.
- Calner, M.; Eriksson, M.E. (2011): Microbial mats in siliciclastic depositional systems through time. *SEPM Special Publication* **101**: 29-35.
- Calner, M.; Jeppsson, L.; Munnecke, A. (2004): The Silurian of Gotland – Part II: Guide to the IGCP 503 field meeting 2004. *Erlanger geologische Abhandlungen, Sonderband* **5**: 133-151.
- Calner, M.; Ahlberg, P.; Lehnert, O.; Erlström, M. (eds.) (2013): The Lower Palaeozoic of southern Sweden and the Oslo Region, Norway. Field Guide for the 3rd Annual Meeting of the IGCP project 591. *Sveriges Geologiska Undersökning* **133**: 96 p.
- Čečys, A. (2004): Tectonic implications of a 1.45 GA granitoid magmatism at the southwestern margin of the East European Craton. *Doctoral thesis, Lund University. LITHOLUND theses No. 6*: 29 p.
- Čečys A.; Benn, K. (2007). Emplacement and deformation of the ca. 1.45 Ga Karlshamn granitoid pluton, southeastern Sweden, during ENE-WSW Danopolian shortening. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **96**: 397-414.
<http://dx.doi.org/10.1007/s00531-006-0114-6>.
- Cederbohm, C.; Larson, S.A.; Tullborg, E.-L.; Stüberg, J.-P. (2000): Fission track thermochronology applied to Phanerozoic thermotectonic events in central and southern Sweden. *Tectonophysics* **316**: 153-167.
- Christensen, W.K. (1984): The Albian to Maastrichtian of Southern Sweden, Borholm, Denmark: a review. *Cretaceous Research* **5**: 313-327.
- Clarkson, E.N.K.; Ahlberg, P.; Taylor, C.M. (1998): Faunal dynamics and microevolutionary investigations in the Upper Cambrian Olenus Zone at Andrarum, Skåne, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **120**: 257-267.
- Cocks, L.R.M.; Torsvik, T.H. (2005): Baltica from the Late Precambrian to mid-Palaeozoic times: the gain and loss of a terrane's identity. *Earth Science Reviews* **72**: 39-66.
- Cocks, L.R.M.; Torsvik, T.H. (2006): European geography in a global context from the Vendian to the end of the Palaeozoic. In: Gee, D.G.; Stephenson, R.A. (eds.): *European Lithosphere Dynamics. Geological Society London, Memoirs* **32**: 83-95.
- Cruden, A.R. (2008): Emplacement mechanisms and structural influences of a younger granite intrusion into older wall rock - a principal study with application to the Götemar and Uthammar granites. *Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co*, Stockholm, Sweden SKB-R-08-138: 48 p.
- Cruden, A.R.; Wahlgren, C.-H. (2008): Form and emplacement of two anorogenic granite plutons, SE Sweden: laccoliths, sills or what? Abstract, *LASI III Conference*, September 2008, Elba Island, Italien.

- Dadlez, R. (1987): Evolution of the Phanerozoic basins along the Teisseyre-Tornquist zone. *Zeitschrift Angewandte Geologie* **33**: 229-233.
- Dadlez, R. (2000): Pomeranian Caledonides (NW Poland), fifty years of controversies: a review and a new concept. *Geological Quarterly* **44**: 221-236.
- Dahl, O. (1972): Some aspects on the Evolution of Fleck Gneisses in the Västervik area. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **94**: 69-82.
- Drachenfels, M. v. (2004): Frühproterozoische Metamorphite und Magmatite der Transskandinavischen Magmatischen Zone, SE' Västervik, Västervik Gebiet, SE-Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*. 107 S.
- Drake, H.; Tullborg, E.-L. (2006): Fracture mineralogy of the Göttemar granite: results from drill cores KKR01, KKR02 and KKR03. *Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co*, Stockholm, Sweden SKB-P-06-04: 61 p.
- Drake, H.; Tullborg, E.-L.; Page, L. (2009): Distinguished multiple events of fracture mineralization related to far-field orogenic effects in Paleoproterozoic crystalline rocks, Simpevarp area, SE Sweden. *Lithos* **110**: 37-49.
- Eichbaum, K.W. (1979): Öland. *Der Geschiebesammler* **13** (2): 65-90.
- Eimer, M. (2008): Lithologische und strukturgeologische Kartierung im Bereich der Loftahammar-Linköping-Deformationszone E' Loftahammar, W-Gebiet zwischen Åskedal und Aleglo, SE-Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*. 84 S.
- Eisenack, A. (1976): Mikrofossilien aus dem Vaginatenkalk von Hälludden, Öland. *Palaeontographica. Abt. Palaeozoologie-Stratigraphie* **154** (4-6):181-203.
- Eisenack, A. (1978): Phosphatische und glaukonitische Mikrofossilien aus dem Vaginatenkalk von Hälluden, Öland. *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Monatshefte* **1**: 1-12.
- Ekdale, A.A.; Bromley, R.G. (2001): Bioerosional innovation in the Early Ordovician of Sweden: A revolutionary adaptation for living in carbonate hardgrounds. *Lethaia* **34**: 1-12.
- Elbers, F.J.; Hoeve, J. (1971): Quartz-plagioclase metasomatic rocks in the Västervik area, southeastern Sweden. *Geologische Rundschau* **60**: 1426-1441.
- Erdmann, B.D.; Huttel, P.H. (1988): Paläozoikum des Baltischen Schildes. Große Exkursion des Instituts für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Berlin, 09.-31.07.1988, unveröffentlicht: 62 S.
- Eriksson, M. (2010): The Ordovician Orthoceratite Limestone and the Blommiga Bladet hardground complex at Horns Udde, Öland. *BSc thesis, University of Lund*: 17 p.
- Erlstrom, M.; Guy-Ohlson, D. (1994): Campanian depositional settings in the Vomb Trough, Scania, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **16**: 193-202.
- Erlstrom, M.; Guy-Ohlson, D.; Sivhed, U. (1991): Upper Jurassic-Lower Cretaceous petrography and stratigraphy at Eriksdal, Scania, southern Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning Serie Ca: Avhandlingar och Uppsatser* **78**: 59 p.
- Erlstrom, M.; Thomas, S.A.; Deeks, N.; Sivhed, U. (1997): Structure and tectonic evolution of the Tornquist Zone and adjacent sedimentary basins in Scania and the southern Baltic Sea area. *Tectonophysics* **271**: 191-215.
- Fahlbusch, W. (2008): Strukturgeologische Analyse von Klüften und Mineralgängen im Göttemargranit und seinen Rahmengesteinen. *Unveröffentlichte Bachelorarbeit, Georg-August-Universität Göttingen*. 52 S.
- Farrenkopf, S. (2000a): Deformations- und Reaktionsgefüge in mylonitischen Fleckengneisen der Västervik-Formation (SE-Schweden). *Unveröffentlichte Diplomarbeit, Georg-August-Universität Göttingen*. 123 S.
- Farrenkopf, S. (2000b): Mittelproterozoische Metamorphite und Magmatite des Transskandinavischen Magmatit-Gürtels, NE' Åskedal, Västervik Gebiet, SE-Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*. 62 S.
- Fernandez, A.N.; Barbarin, B. (1991): Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: Nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In: Didier, J.; Barbarin, B. (eds.): Enclaves and granite petrology: 263-275.
- Fjeldskaar, W.; Lindholm, C.; Dehls J.F.; Fjeldskaar, I. (2000): Postglacial uplift, neotectonics and seismicity in Fennoscandia. *Quaternary Science Reviews* **19**: 1413-1422.
- Flügel, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, interpretation and application. Springer Berlin: 976 p.
- Frei, M. (1997): Mittelproterozoische Magmatite und Metamorphite des Transskandinavischen Magmatit-Gürtels, SW' Västernorrland, S' Västervik, SE-Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*. 47 S.
- Friese, N. (2005): Lithologische und strukturgeologische Kartierung im Raum NW' Ankersrum, W' des Längsjön (Västervik Region, SE Schweden). *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*. 115 S.
- Friese, N.; Vollbrecht, A.; Leiss, B.; Jacke, O. (2010): Cambrian sedimentary dykes in the Proterozoic basement of the Västervik area (Southeast Sweden): cyclic formation inferred from macro- and microfabrics. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **100**: 741-752.

- Friese, N.; Vollbrecht, A.; Tanner, D.C.; Fahlbusch, W.; Weidemann, M. (2011): Multi-stage emplacement of the Götemar Pluton, SE Sweden: new evidence inferred from fieldobservations and microfabric analysis, including cathodoluminescence microscopy. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **101**: 1149-1167.
<http://dx.doi.org/10.1007/s00531-011-0739-y>
- Gaál, G.; Gorbatshev, R. (1987): An outline of the Precambrian evolution of the Baltic Shield. *Precambrian Research* **35**: 15-52.
- Gavelin, S. (1960): The Västervik area. In Gavelin, S.; Lundegårdh, P.H. (edited by SGU): Development of gneisses and granites in southern Sweden. *International Geological Congress XXI*, 1960, Norden, Dänemark, 11-36.
- Gavelin, S. (1984): The Västervik area in South-eastern Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning, Ser. Ba* **32**: 171 p.
- Gavelin, S.; Russell, R. (1967): Primary sedimentary structures from the Precambrian of Southeastern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **89**: 74-104.
- Gedda, B. (1993): Trace fossils and palaeoenvironments in the Middle Cambrian of Äleklinta. *Examensarbeten i geologi vid Lunds Universitet* **49**: 1-11.
- Gradstein, F.M.; Ogg, J.G.; Schmitz, M., Ogg, G. (eds.) (2012): The Geologic Time Scale Foundation. Elsevier 1167 p.
- Gidon, P.; Lindström, M. (1965): On the tectonic origin of folds in limestone. *Sedimentology* **4**: 315-318.
- Godin, E.; Sven Snell, S.; Jackson, S.; Sheahan, P.; Bromley-Challenor, M. (2007): Energy independence for Europe: The Cambrian alum shale of Sweden - A two fold energy resource - Oil and uranium. Poster Session with Abstracts, *27th Annual Oil Shale Symposium*, 15.-17. Oktober 2007, Colorado, USA.
- Gorbatshev, R.; Bogdanova, S.V. (1993): Frontiers in the Baltic Shield. *Precambrian Research* **64**: 3-22.
- Grahn, Y. (1986): Orthocone nautiloid orientations in Arenig Llanvirn limestones of Öland, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **108**: 321-330.
- Graversen, O. (2014): Late Cretaceous structural inversion in the Sorgenfrei-Tornquist Zone was not linked with Alpine foreland compression. Abstracts, *31st Nordic Geological Winter Meeting*. 8.-10. Januar, 2014, Lund, Schweden: 110.
- Gravesen, P. (1993): Fossiliensammeln in Südsandinavien. Goldschneck Verlag: 245 S.
- Haapala, I.; Rämö, O.T.; Frindt, S. (2004): Comparison of Proterozoic and Phanerozoic rift-related basaltic-granitic magmatism. *Lithos* **80**: 1-32.
- Hagenfeldt, S.E. (1989): Lower and Middle Cambrian acritarchs from the Baltic Depression and south-central Sweden: taxonomy, stratigraphy and palaeographic reconstruction. *Ph.D. thesis, University of Stockholm, Sweden*: 32 p.
- Hansen, B.T.; Vollbrecht, A.; Ahlberg, A.; Lindh, A. (1996): Großes Geländepraktikum '96 –Südschweden-, 15.08. - 30.08.1996, Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre, Georg-August-Universität, Göttingen, unveröffentlicht: 105 S.
- Harrison, M.T.; Célérier, J.; Aikman, A.B.; Hermann, J.; Heizler, M.T. (2009): Diffusion of ⁴⁰Ar in muscovite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **73**: 1039-1051.
- Hartz, E.H.; Torsvik, T.H. (2002): Baltica upside down: A new plate tectonic model for Rodinia and the Iapetus Ocean. *Geology* **30**(3): 225-258.
- Heck, P.R.; Ushikubo, T.; Schmitz, B.; Kita, N.T.; Spicuzza, M.J.; John W.; Valley, J.W. (2010): A single asteroidal source for extraterrestrial Ordovician chromite grains from Sweden and China: High-precision oxygen three-isotope SIMS analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **74**: 497–509.
- Heim C.; Lausmaa, J.; Sjövall, P.; Toporski J.; Dieing, T.; Simon, K.; Hansen B.T.; Kronz, A.; Arp, G.; Reitner, J.; Thiel, V. (2012): Ancient microbial activity recorded in fracture fillings from granitic rocks (Äspö Hard Rock Laboratory, Sweden). *Geobiology* **10**(4): 280-297.
<http://dx.doi.org/10.1111/j.1472-4669.2012.00328.x>
- Hengsuwan, M.; Heim, C.; Hansen, B.T. (2015): Long-term investigation of Sr-isotope and Rare Earth fractionation processes within three major aquifers in the Äspö Hard Rock Laboratory (Sweden). *Geomicrobiology Journal* **32**: 243-254.
<http://dx.doi.org/10.1080/01490451.2014.962121>
- Henkel, H.; Pesonen, L. J. (1992): Impact craters and craterform structures in Fennoscandia. *Tectonophysics* **216**: 31-40.
- Hoffmann, C. (2001): Proterozoische Magmatite und Metamorphite im Grenzbereich der Transskandinavischen Magmatischen Zone und der Svecofennischen Region aus der Umgebung von Gladhammar. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 43 S.
- Hoffmann, S. (2005): Geologische Kartierung granitoider und metamorpher Gesteine der Transskandinavischen Magmatischen Zone des Gebietes N' Ankersrum, E' des Längsjön, Västervik-Region, SE Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 80 S.
- Hoffmann, W. (1999): Geologische Kartierung des NW-Teils der Insel Eknö (Transskandinavische Magmatische Zone. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 40 S.
- Högdahl, K.; Andersson, U.B.; Eklund, O. (2004): The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: a review of its character and evolution. *Geological Survey of Finland Special Paper* **37**: 123 p.

- Hölttä, P.; Balagansky, V.; Garde A.A.; Mertanen, S.; Peltonen, P.; Slabunov, A.; Sorjonen-Ward, P.; Whitehouse, M. (2008): Archean of Greenland and Fennoscandia. *Episodes* **31** (1): 13-19.
- Li, Z.X.; Bogdanova, S.V.; Collins, A.S.; Davidson, A.; De Waele, B.; Ernst, R.E.; Fitzsimons, I.C.W.; Fuck, R.A.; Gladkochub, D.P.; Jacobs, J.; Karlstrom, K.E.; Lul, S.; Natapovm, L.M.; Pease, V.; Pisarevsky, S.A.; Thrane, K.; Vernikovsky, V. (2008): Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research* **160**: 179–210.
- Jaanusson, V.; Mutvei, H. (1982): Ordovician of Öland. Guide to Excursion 3. *IV International Symposium on the Ordovician System*, August 1982, Oslo, Norwegen: 23 p.
- Jakobsson, M.; Björck, S.; O'Regan, M.; Flodén, T.; Greenwood, S.L.; Swärd, H.; Lif, A.; Ampel, L.; Koyi, H.; Skelton, A. (2004): Major earthquake at the Pleistocene-Holocene transition in Lake Vättern, southern Sweden. *Geology* **42**: 379-382. <http://dx.doi.org/10.1130/G35499.1>
- Jeppsson, L.; Laufeld, S. (1986): The Late Silurian Öved-Ramsåsa Group in Skåne, southern Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning Ca* **58**: 1-45.
- Johansson, Å.; Bogdanova, S.; Čechys, A. (2006): A revised geochronology for the Blekinge Province, southern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **128**: 287-302.
- Juhlin, C. (2004): Overview of results from deep drilling in the Siljan Ring impact structure. Abstract #T43C-1347, *American Geophysical Union, Fall Meeting*, 13.-17. Dezember 2004, San Francisco, Kalifornien, USA.
- Katzung, G.; Obst, K. (1997): The sandstone dyke swarm of Vang, Bornholm (Denmark). *Bulletin of the Geological Society of Denmark* **44**: 161-171.
- Kleinhanns, I.C.; Fischer-Gödde, M.; Hansen, B.T. (2012): Sr-Nd isotope and geochemical characterization of the Paleoproterozoic Västervik Formation (Baltic Shield, SE-Sweden): a southerly exposure of Svecofennian metasiliciclastic sediments. *International Journal of Earth Science* **101**: 39-55. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-011-0667-x>
- Kleinhanns, I.C.; Whitehouse, M.; Nolte, N.; Baero, W.; Wilsky, F.; Hansen, B.T.; Schoenberg, R. (2015): Mode and timing of granitoid magmatism in the Västervik area (SE Sweden, Baltic Shield): Sr-Nd isotope and single zircon U-Pb age constraints. *Lithos* **212-215**: 321-337. <http://dx.doi.org/10.1144/SP389.1>
- Klischies, M. (2011): Detailkartierung und Mikrogefügeanalyse von Sedimentgängen in unterkambrischen Sandsteinen Lokation Vik ("Pastors Badewanne"), Schonen. *Unveröffentlichte Bachelor-Arbeit, Georg-August-Universität Göttingen*: 49 S.
- Klischies, R. (2005): Proterozoische Magmatite und Metamorphite der Transskandinavischen Magmatischen Zone, N'Gunnebo, Västervik-Gebiet, SE-Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 94 S.
- Königsson L. (1967): Submarine geology of Kalmarsund. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **89**: 268-274.
- Koopmann, A. (2004): Magma mingling: Die hydrodynamische Genese magmatischer Dispersionen. *Dissertation Universität Würzburg*: 148 S.
- Kordilla, J. (2008): Lithologische und strukturgeologische Kartierung im Bereich der Loftahammar-Linköping-Deformationszone E' Loftahammar, SE-Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 93 S.
- Korja, A.; Lahtinen, R.; Nironen, M. (2006): The Svecofennian orogen: a collage of microcontinents and island arcs. In: Gee, D.G.; Stephenson, R.A. (eds.): *European Lithosphere Dynamics. Geological Society London, Memoirs* **32**: 561-578.
- Kornfält, K.-A.; Persson, P.-O.; Wikman, H. (1997): Granitoids from the Äspö area, southeastern Sweden - geochemical and geochronological data. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **119**: 109-114.
- Kresten, P. (1971): Metamorphism and migmatization in the Västervik area, SE-Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **93**: 743-764.
- Kresten, P. (1972): Der basische Magmatismus und seine Stellung in der geologischen Entwicklung des Västervik-Gebietes, Südostschweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **94**: 91-109.
- Kresten, P.; Cryssler, J. (1976): The Götömar massiv in south-eastern Sweden: A reconnaissance survey. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **98**: 155-161.
- Küstner, W. (1994). Mittelproterozoische Magmatite im „Transskandinavischen Granite-Porphyr Belt“ NE' des Götömar Sees, SE-Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung Georg-August-Universität Göttingen*: 65 S.
- Kurz, S. (1996): Proterozoische Metamorphite und Magmatite des Transskandinavischen Granit- und Porphyr-Gürtels auf der Halbinsel Skavdö und Südkälö, Västervik-Gebiet, Südostschweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 42 S.
- Lahtinen, R.; Garde, A.A.; Melezhik, V.A. (2008): Paleoproterozoic evolution of Fennoscandia and Greenland. *Episodes* **31**(1): 20-28.
- Lauridsen, B.W.; Nielsen, A.T. (2005): The Upper Cambrian Trilobite Olenus at Andrarum, Sweden: a case of iterative evolution? *Palaeontology* **48**(5): 1041-1056.

- Lehnert, O.; Calner M.; Ahlberg, P.; Harper, D.A. (2012): Multiple palaeokarst horizons in the Lower Palaeozoic of Baltoscandia challenging the dogma of a deep epicontinental sea. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 14:11362-1, *EGU General Assembly*, 22.-27. April 2012, Wien, Österreich.
- Lindh, A.; Krauss, M.; Franz, K.-M. (2001): Interpreting the Småland-Blekinge Deformation Zone from chemical and structural data. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **123**: 181-191.
- Lindmar-Bergström, K. (1997): A long-term perspective on glacial erosion. *Earth surface processes and landforms* **22**: 297-306.
- Lindström, M. (1963): Sedimentary folds and the development of limestone in an early Ordovician sea. *Sedimentology* **2**: 243-275.
- Lindström, M. (1967): "Funnel Grabens" and Early Paleozoic tectonism in South Sweden. *Geological Society of America Bulletin* **78**: 1137-1154.
- Lindström, M. (1971): Small-scale dome and piercing-structures in the lower Ordovician limestones of Oeland (S.E. Sweden); Comments on a paper by W.A. Wamel. *Proceedings Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen, Series B: Palaeontology, Geology, Physics and Chemistry* **74**: 93-95.
- Lindström, M. (1972): Cold Age sediment in Lower Cambrian of South Sweden. *Geologica et Palaeontologica* **6**: 9-23.
- Lindström, M. (1979): Diagenesis of some Lower Ordovician hardgrounds in Sweden. *Geologica et Palaeontologica* **13**: 9-30.
- Lindström, M.; Staude, H. (1971): Beitrag zur Stratigraphie der unterkambrischen Sandsteine des südlichsten Skandinaviens. *Geologica et Palaeontologica* **5**: 1-7.
- Lindström, M.; Dworatzek, M. (1979): 131. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Exkursionsführer A3-B2 Südschweden, September 1979: 24-26.
- Loberg, B. (1963): The formation of flecky gneiss and similar phenomena in relation to the migmatite and vein gneiss problem. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **85**: 3-109.
- Ludwig, A.O. (2001): Vertical movements since the beginning of the Rupelian stage (map 1). *Brandenburger Geowissenschaftliche Beiträge*, **8** (1): 5-12.
- Lundegårdh, P.H.; Wikström, A.; Bruun, Å. (1985): Provisoriska översiktliga Berggrundskartan Oskarshamn. *Sveriges Geologiska Undersökning Ba* **34**.
- Makowski, F.; Mansfeld, J. (2014): Metamorphic conditions of the Vetlanda formation, southeastern Sweden – support for a pre-TIB origin of the Oskarshamn-Jönköping Belt. Abstracts 89-90, *31st Nordic Geological Winter Meeting*, 8.-10. Januar 2014, Lund, Schweden.
- Mansfeld, J.; Sundblad, K. (1996): The Vetlanda region, Southeastern Sweden. Excursion 3, *Eurobridge – 1996 Workshop*, 8.-25. Juni 1996, Oskarshamn, Schweden: 34 S.
- Mansfeld, J.; Beunk, FF.; Barling, J. (2005): 1.83-1.82 Ga formation of a juvenile volcanic arc – implications from U-Pb and Sm-Nd analyses of the Oskarshamn-Jönköping Belt, southeastern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **127**: 9-157.
- Månsson, K. (1993): Trilobites and stratigraphy of the Middle Ordovician Killeröd Formation, Scania, Sweden. *Examensarbeten i geologi vid Lunds Universitet* **50**: 1-22.
- Martinsson, A. (1965): Aspects of a Middle Cambrian thanatotope on Öland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **87**: 181-230.
- McKerrow, W.S. (1993): The development of Early Palaeozoic global stratigraphy. *Journal of the Geological Society London* **150**: 21-28.
- Meert, J.G.; Torsvik, T.H. (2003): The making and unmaking of a supercontinent: Rodinia revisited. *Tectonophysics* **375**: 261 - 288.
- Mehlgvist, K.; Larsson, K.; Vajda, V. (2014): Linking upper Silurian terrestrial and marine successions – Palynological study from Skåne, Sweden. *Review of Palaeobotany and Palynology* **202**: 1–14.
- Mehnert, K.H. (1968): Migmatites and the origin of granitic rocks. *Developments in Petrology* **1**: 391 p.
- Milne, A.; Davis, J.L.; Mitrovica, J.X.; Scherneck, H.-G.; Johansson, J.M.; Vermeer, M.; Koivula, H. (2001): Space-geodetic constraints on glacial isostatic adjustment in Fennoscandia. *Science* **291**: 2381-2385.
<http://dx.doi.org/10.1126/science.1057022>
- Meyer, K.-D. (1991): Zur Entstehung der westlichen Ostsee. *Geologisches Jahrbuch A* **127**: 429-446.
- Mörner, N.-A. (2004): Active faults and paleoseismicity in Fennoscandia, especially Sweden. Primary structures and secondary effects. *Tectonophysics* **380**: 139–157.
- Mörner, N.-A. (2008): Paleoseismicity and uplift of Sweden. Excursion guide, *33 International Geological Congress*, 6.-14. August 2008, Oslo, Norwegen: 109 p.
- Mogensen, T.E. (1994): Palaeozoic structural development along the Tornquist Zone. Kattégat area, Denmark. *Tectonophysics* **240**: 191-214.

- Müllern, C.-F.; Pousette, J. (1981): Hydrogeologisk karta över Ölands berggrund. *Sveriges Geologiska Undersökning Ser. Ab, Specialkarta, Nr. 1*.
- Neher, S. (2010): Geologische Kartierung magmatischer und metamorpher Gesteine im südwestlichen Randbereich und Stadtgebiet von Västervik (SE-Schweden). *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*. 71 S.
- Neumann, B.E.E. (1986): Rugose corals from the Upper Ordovician erratic boulders of Öland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **108**: 349-365.
- Nielsen, A.T. (2004): Ordovician sea level changes: a Baltoscandian perspective. In: Webby, B.D.; Paris, F.; Droser, M.L.; Percival, I.G. (eds.): The great Ordovician biodiversification event. Columbia University Press, New York: 84–93.
- Nielsen, A.T.; Schovsbo, N.H. (2007): Cambrian to basal Ordovician lithostratigraphy in southern Scandinavia. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* **53**: 47–92.
- Nielsen, A.T.; Schovsbo, N.H. (2011): The Lower Cambrian of Scandinavia: Depositional environment, sequence stratigraphy and palaeogeography. *Earth Science Reviews* **107**: 207–310.
- Nielsen, A.T.; Weidner, T.; Terfelt, F.; Høyberget, M. (2014): Upper Cambrian (Furongian) biostratigraphy in Scandinavia revisited: definition of superzones. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **136**: 193–197.
- Nilsson, S. (2006): Sedimentary facies and fauna of the Late Silurian Bjärsjölagård Limestone Member (Klinta Formation), Skåne, Sweden. *Examensarbeten i geologi vid Lunds universitet* **195**, 25 p.
- Nolte, N.; Kleinhanns, I.C.; Baero, W.; Hansen, B.T. (2011): Petrography and Whole-Rock geochemical characteristics of Västervik granitoids to syenitoids (southeast Sweden): constraints on petrogenesis and tectonic setting at the southern margin of the Svecofennian domain. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **133** (3-4): 173-196.
- Nordlund, U. (1989a). Lithostratigraphy and sedimentology of a Lower Ordovician sequence at Hälludden, Öland, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **111**: 65–94.
- Nordlund, U. (1989b): Genesis of phosphatic hardgrounds in the Lower Ordovician of northern Öland, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **111**: 161-170.
- Nordlund, U. (1989c): Lateral facies changes in the Lower Ordovician of northern Öland, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **111**: 261–272.
- Norling, E. (1982): Eriksdal (and adjacent Kurremolla valley). *Sveriges Geologiska Undersökning Ser. Ca: Arhandlingar och Uppsatser* **54**: 75-81.
- Norling, E.; Bergström, J. (1987): Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of Scania, southern Sweden. *Tectonophysics* **137**: 7-19.
- Norling, E.; Ahlberg, A.; Erlström, M.; Sivhed, U. (1993): Guide to the Upper Triassic and Jurassic Geology of Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning Ca* **82**: 71 p.
- Obst, K.; Solyom, Z.; Johansson, L. (2004): Permo-Carboniferous extension-related magmatism at the SW margin of the Fennoscandian Shield. *Geological Society London, Special Publications* **223**: 259-288.
- Obst, K.; Hammer, J.; Katzung, G.; Korich, D. (2004): The Mesoproterozoic basement in the southern Baltic Sea: insights from the G 14–1 off-shore borehole. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **93**: 1-12.
<http://dx.doi.org/10.1007/s00531-003-0371-6>
- Ondrasina, J.F. (2003): Mittelproterozoische Magmatite und Metamorphite des Transskandinavischen Magmatit-Gürtels, SW Ankersrum, SE Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 44 S.
- Pan, M.; Sjöberg, L.E.; Talbot, C.J.; Asenjo, E. (1999): GPS measurements of crustal deformation in Skåne, Sweden, between 1989 and 1996. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **121**: 67-72.
- Pässe, T. (2004): The amount of glacial erosion in bedrock. *Sveriges Geologiska Undersökning, Technical Report TR-04-25*: 39 p.
- Pease, V. (2003). Rodinia's Baltica: Internal structure and margins. Abstract, *Nordic Work Group, Annual Meeting*, 2.–5. November 2003, Seattle, Oregon, USA.
- Pharaoh, T.C. (1999): Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. *Tectonophysics* **314**: 17–41.
- Pitcher, W.S. (1993): The nature and origin of granite. Blackie Academic & Professional London: 321 p.
- Pruß, V. (2008): The Geology of the Västervik area in SE-Sweden - A geological field guide. VDM-Verlag Dr. Müller: 93 S.
- Ramsey, J. G.; Huber, M.I. (1987): The techniques of modern structural geology, Vol 2: Folds and fractures. Academic press, Elsevier Amsterdam: 703p.
- Rauch, S. (2008): Lithologische und strukturgeologische Kartierung im Bereich der Loftahammar-Linköping-Deformationszone E' Loftahammar zwischen Källvik und Meta, SE-Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 106 S.
- Rauch, S.; Schütz, M. (2010): Strukturgeologische Analyse der Västervik-Region in SE-Schweden. *Unveröffentlichte Diplomarbeit, Georg-August-Universität Göttingen*: 115 S.

- Ribecai, C.; Tongiorgi, M. (1997): *Lusatia dramatica*, a distinctive new species from Upper Cambrian of Öland (Sweden). *Review of Palaeobotany and Palynology* **98**: 27-32.
- Regnéll, G.; Hede, J.E. (1960): The Lower Paleozoic of Scania. The Silurian of Gotland. Guide to Excursions #A22 and #C17, 21. *International Geological Congress*, 1960, Norden, Dänemark: 1-89.
- Röshoff, K.; Cosgrove, J. (2002): Sedimentary dikes in the Oskarshamn-Västervik area – A study of the mechanisms of formation. SKB R-02-37, *Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co, Stockholm, Sweden*: 98 p.
- Rothert, E.M. (2003): Kartierung metamorpher und granitoider Gesteine im Raum NE´ Ankersrum, Västervik-Gebiet, SE-Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 69 S.
- Rudmark, L. (1980): Beskrivning till jordartskartan Kalmar NO/Runsten NV. *Geological Survey of Sweden A4* **43**.
- Rudolph, S. (1995): Mittelproterozoische Magmatite des „Transscandinavian-Granite-Porphyr-belt“ E´ Adriansnäs, Västervikgebiet, SE-Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 46 S.
- Rüdrich, J.M. (1998): Proterozoische Metamorphite und Magmatite der Transskandinavischen Magmatischen Zone auf der Insel Eknö (Västervik-Gebiet/Südostschweden). *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 55 S.
- Russell, R.V. (1967): Paleocurrent analysis in the deltaic Precambrian meta-sedimentary rocks from Västervik, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **89**: 105-115.
- Russell, R.V. (1969): Porphyroblastic differentiation in fleck gneiss from Västervik, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **91**: 217-282.
- Sawyer, E.W. (2008): Atlas of Migmatites. *The Canadian Mineralogist, Special Publications* **9**: 371 p.
- Schaefer, T.-L. (2015): Geologisches Kartierprojekt Lilla Äskö und Stora Äskö – nördlich Loftahammar. *Unveröffentlichtes Kartierprojekt, Georg-August-Universität Göttingen*: 69 S.
- Scherneck, H.G. (2001): BIFROST Project: Observing the postglacial rebound in Fennoscandia using continuous GPS, Session No89, *Journées luxembourgeoises de géodynamique*, 12.11.2001, Munsbach, Luxemburg: 4 p.
- Scherneck, H.-G.; Johansson, J. M.; Vermeer, M.; Davis, J. L.; Milne, G. A.; Mitrovica, J. X. (2001): BIFROST project: 3-D crustal deformation rates derived from GPS confirm postglacial rebound in Fennoscandia. *Earth Planets Space* **53**: 703–708.
- Schmitz, B.; Häggström, Th.; Tassinari, M. (2003): Sediment-dispersed extraterrestrial chromite traces a major asteroid disruption event. *Science* **300**: 961-964.
- Scholz, H.; Frieling, D.; Obst, K. (2009): Funnel structures and clastic dykes in Cambrian sandstones of southern Sweden – indications for tensional tectonics and seismic events in a shallow marine environment. *Neues Jahrbuch Geologie Paläontologie, Abhandlungen* **251** (3): 355–380.
- Schovsbo, N.H. (2000): Environmental fluctuations in the Olenus Zone (Upper Cambrian), southern Scandinavia: A geochemical approach. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* **47**: 53–61.
- Schovsbo, N.H.; Nielsen, A.T.; Gautier, D.L. (2014): The Lower Palaeozoic shale gas play in Denmark. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin* **31**: 19–22.
- Schütz, M. (2008): Lithologische und strukturgeologische Kartierung im Bereich der Loftahammar-Linköping-Deformationszone (LLDZ) E´ Loftahammar, zwischen Hallmare und Lerglo, Südost Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 73 S.
- Seidel, T. (2005): Kartierung granitoider und metamorpher Gesteine im Gebiet N´ Ankersrum, Västervik-Gebiet, SE-Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 118 S.
- Shomali, Z.H.; Roberts, R.G.; Laust B.; Pedersen, L.B.; the TOR Working Group (2006): Lithospheric structure of the Tornquist Zone resolved by nonlinear P and S teleseismic tomography along the TOR array. *Tectonophysics* **416**: 133–149.
- Skridlaite, G.; Willingshofer, E.; Stephenson, R. (2003): P-T-t modelling of Proterozoic terranes in Lithuania: geodynamic implications for accretion of southwestern Fennoscandia. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **125**: 201-211.
- Söderlund, P. (2008): ⁴⁰Ar-³⁹Ar, AFT and (U-Th)/He thermochronologic implications for the low temperature geological evolution in SE Sweden. *Litholund theses No 16, Doctoral Thesis*: 20 p.
- Söderlund, P.; Page L.; Söderlund, U. (2008): ⁴⁰Ar/³⁹Ar biotite and hornblende geochronology from the Oskarshamn area, SW Sweden: discerning multiple Proterozoic tectonothermal events. *Geological Magazine* **145**: 790-799.
<http://dx.doi.org/10.1017/S0016756808005001>
- Stanfors, R.; Rhén, I.; Tullborg, E.-L.; Wikberg, P. (1999): Overview of geological and hydrogeological conditions of the Äspö hard rock laboratory site. *Applied Geochemistry* **14**: 819 – 834.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0883-2927\(99\)00022-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0883-2927(99)00022-0).
- Stephansson, O. (1971): Gravity tectonics on Oeland. *Bulletin Geological Institute University of Uppsala, New Series* **3** (4): 37-78.
- Stephansson, O. (1972): Theoretical and experimental studies of diapiric structures on Oeland. *Bulletin Geological Institute University of Uppsala, New Series* **3** (1-9): 163-200.
- Stouge, S. (2004): Ordovician siliciclastics and carbonates of Öland, Sweden. *Erlanger geologische Abhandlungen, Sonderband* **5**: 91-111.

- Stouge, S.; Bagnoli, G. (1990): Lower Ordovician (Volkhovian-Kundán) conodonts from Hagudden, northern Öland, Sweden. *Palaeontographia Italica* **77**: 1–54.
- Sturesson, U. (1986): Lower Ordovician ooids from northern Öland, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **198**: 331–348.
- Sturesson, U. (1988): Chemical composition of Lower Ordovician ooids from northern Öland, Sweden, and their sedimentary host matrix. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **110**: 29–38.
- Sturesson, U. (1992): Volcanic Ash: the Source Material for Ordovician Chamosite Ooids in Sweden. *Journal of Sedimentary Petrology* **62**: 1084–1094.
- Sultan, L.; Plink-Björklund, P. (2006): Depositional environments at a Palaeoproterozoic continental margin, Västervik Basin, SE Sweden. *Precambrian Research* **145**: 243–271.
- Terfelt, F.; Eriksson, M.E.; Ahlberg, P.; Babcock, L.E. (2008): Furongian Series (Cambrian) biostratigraphy of Scandinavia – a revision. *Norwegian Journal of Geology* **88**: 73–87.
- Thäter, D. (2007): Geologische Kartierung metamorpher und granitoider Gesteine E´ Hjortkullen, Västervik-Region, SE-Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung Georg-August-Universität Göttingen*. 91 S.
- Thickpenny, A. (1984): The sedimentology of the Swedish Alum Shales. *Geological Society of London, Special Publications* **15**: 511–525.
<http://dx.doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.015.01.33>
- Thorpe, R.; Brown, G. (1985): The field description of igneous rocks. Geological Society of London Handbook, John Wiley & Sons Chichester: 154 p.
- Thust, A. (2006): Geologische Kartierung frühproterozoischer Metamorphite und Magmatite im Gebiet von Almvik, Västervik-Region, SE-Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung Georg-August-Universität Göttingen*. 82 S.
- Thust, A. (2007): Gefügeentwicklung in komplex verformten Quarziten der Paläoproterozoischen Västervik-Formation (SE-Schweden). *Unveröffentlichte Diplomarbeit Georg-August-Universität Göttingen*. 141 S.
- Tirén, S.A.; Beckholmen, M. (1992): Rock block map analysis of southern Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **114**: 253–269.
- Thybo, H. (1997): Geophysical characteristics of the Tornquist Fan area, northwest Trans-European Suture Zone: indication of late Carboniferous to early Permian dextral transtension. *Geological Magazine* **134**: 597–606.
- Tjernvik, T. (1956): On the Early Ordovician of Sweden. Stratigraphy and fauna. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala* **36**: 107–284.
- Tynni, R. (1982): On Paleozoic microfossils in clastic dykes in the Åland Islands and in the core samples of Lumparn. In: Bergman, L.; Tynni, R.; Winterhalter, B. (eds.): Paleozoic sediments in the Rapakivi area of the Åland Islands. *Bulletin Geological Society of Finland* **317**: 35–114.
- Vajda, V.; Gravesen, P. (2008): Mesozoic of Southern Scandinavia. Excursion No 9, 33 *International Geological Congress*, 6.–14. August 2008, Oslo, Norwegen, 8 p.
- Vajda, V.; Wigforss-Lange, J. (2009): Onshore Jurassic of Scandinavia and related areas. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **131**: 5–23.
- Vaughan, A.P.M.; Thistlewood, L. (1995): Small-scale convection at the interface between stratified layers of mafic and silicic magma, Campbell Ridges, NW Palmer Land, Antarctic Peninsula: syn-magmatic way-up criteria. *Journal of Structural Geology* **17** (7): 1071–1075.
- Vecoli M.; Samuelsson, J. (2001): Quantitative evaluation of microplankton palaeobiogeography in the Ordovician–Early Silurian of the northern Trans European Suture Zone: implications for the timing of the Avalonia–Baltica collision. *Review of Palaeobotany and Palynology* **115**: 43–68.
- Vernon, R.H. (1990): K-feldspar augen in felsic gneisses and mylonites – deformed phenocrysts or porphyroblasts? *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **112**: 157–167.
- Viola, G.; Ganerød, G.V. (2007): Structural analysis of brittle deformation zones in the Simpevarp–Laxemar area, Oskarshamn, southeast Sweden. *Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co*, Stockholm, Sweden SKB-P-07-41: 77 p.
- Vollbrecht, A.; Leiss, B. (2008): Complex fabric development in Paleoproterozoic meta-quartzites of the Västervik Basin, SE Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **130**: 41–45.
- Vollbrecht, A.; Leiss, B.; Thust, A. (2006): Komplexe Verformung von Metaquarziten im Umfeld kleinräumiger Granitintrusionen – Ergebnisse einer Vorstudie im Paläoproterozoikum der Västervik Region (SE-Schweden). In: Phillip, S.; Leiss, B.; Vollbrecht, A.; Tanner, D.; Gudmundsson, A. (eds): 11. Symposium Tektonik, Struktur- und Kristallingeologie, Zusammenfassungen der Tagungsbeiträge, Universitätsdrucke Göttingen: 240–243.
- Vollbrecht, A.; Leiss, B.; Banaszak, K.; Ullemeyer, K. (2007a): Blastomylonites of the Paleoproterozoic Loftahammar–Linköping Deformation Zone (LJDZ) in southern Sweden, evidence for syndeformational alkali-metasomatism. Geophysical Research Abstracts, Vol. 9, 03763, *European Geosciences Union*, 2.-9. April 2007, Wien, Österreich.

- Vollbrecht, A.; Leiss, B.; Tanner, D.; Wemmer, K. (2007b): Syn-deformational metablastesis of K-feldspar in mafic mylonites of the Loftahammar-Linköping-Deformation Zone (SE-Sweden). *Rend. Soc. Geol. It., Nuova Serie* **5**: 218.
- Vortisch, W. (1973): Kaltzeit-Indikatoren im Unterkambrium SO-Schonens (Schweden). *Geologische Rundschau* **62**: 491-506.
- Wahlgrén, C.H. (2010): Oskarshamn site investigation: Bedrock geology – overview and excursion guide. *Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co*, Stockholm, Sweden SKB R-10-05: 47 p.
- Wahlgrén, C.-H.; Hermanson, J.; Forssberg, O.; Curtis, P.; Triumf, C.-A.; Drake, H.; Tullborg, E.-L. (2006): Geological description of rock domains and deformation zones in the Simpevarp and Laxemar subareas. Preliminary site description Laxemar subarea-version 1.2. *Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co*, Stockholm, Sweden SKB-R-05-69: 271 p.
- Waloszek, D. (1993): The Upper Cambrian *Rebachiella kinnekullensis* and the phylogeny of Brachiopoda and Crustacea. *Fossils and Strata* **32**: 1-202.
- Waloszek, D. (2003): The 'Orsten' Window – A three-dimensionally preserved Upper Cambrian Meiofauna and its Contribution to our Understanding of the Evolution of Arthropoda. *Paleontological Research* **7**: 71-88.
- Wamel, W.A. v. (1974): Conodont biostratigraphy of the Upper Cambrian and Lower Ordovician of northwestern Öland, south-eastern Sweden. *Utrecht Micropaleontological Bulletins* **10**: 1-126.
- Weidemann, M. (2008): Strukturgeologische Analyse von Magmatit- und Sedimentgängen im Göttemar-Granit und seinen Rahmengesteinen. *Unveröffentlichte Bachelorarbeit, Georg-August-Universität Göttingen*: 43 S.
- Weidner, T.; Nielsen, A.T. (2009): The Middle Cambrian Paradoxides paradoxissimus Superzone on Öland, Sweden. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **131**: 253-268.
- Weiss, T. (1994): Mittelproterozoische Magmatite im Transscandinavian Fold-Belt S' Blankaholm, SE-Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 51 S.
- Westergård, A.H. (1944): Borrningar genom alunskifferlagret på Öland och i Östergötland 1943. *Sveriges Geologiska Undersökning* **463**: 1- 22.
- Westra, L.; Elbers, F.J.; Sijperda, W.S. (1969): Investigations in the Västervik area, southeastern Sweden. *Geologie en Mijnbouw* **48**: 529-544.
- Wikman, H.; Kornfält, K.-A. (1995): Updating of a lithological model of the bedrock of the Äspö area. *Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co*, Stockholm, Sweden SKB-PR 25-95-04.
- Wimmenauer, W.; Bryhni, I. (2002): Towards a unified nomenclature of metamorphic petrology. – 6. Migmatites and related rocks. – A proposal on behalf of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks. Web version of 31.07.2002: 7 p.
- Wolffersdorff, W.-N. v. (1999): Mittelproterozoische Magmatite und Metamorphite des Transskandinavischen Magmatit-Gürtels, S' Gunnebo, S' Västervik, SE-Schweden. *Unveröffentlichte Diplomkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 37 S.
- Zeck, H.P.; Andriessen, P.A.M.; Hansen, K.; Jensen, P.K.; Rasmussen, B.L. (1988): Paleozoic paleo-cover of the southern part of the Fennoscandian - Shield-fission track constraints. *Tectonophysics* **149**: 61-66.

Liste weiterer Exkursionsführer

- Ahlberg, P. (ed.) (1998): Guide to excursions in Scania and Västergötland, southern Sweden. IV. Field Conference of the Cambrian Stage Subdivision WorkingGroup. International Subcommittee on Cambrian Stratigraphy. Sweden, 24.–31. August 1998. *Lund Publications in Geology* **141**: 1–47.
- Alberti, H.; Walliser, O.H. (1983): S-Skandinavien. – Skandinavien-Exkursion, 10.-30.07.1983, Teil I: Bericht. *Institut und Museum für Geologie und Paläontologie Göttingen, unveröffentlicht*: 51 S.
- Altenburg, H.J. (2011): Die Blekinge-Region – Gesteine im Anstehenden und als Geschiebe. *Neubrandenburger Geologische Beiträge* **11**: 19–28.
<http://dx.doi.org/10.3285/ngb.11.04>.
- Bengtson, P. (2001): Arbeitsexkursion Ostseebecken (Småland-Öland-Gotland), 28. Juli - 09. August 2001, *Geologisch-Paläontologisches Institut Universität Heidelberg*: 51 S.
- Bergström, J.; Laufeld, S.; Christensen, W. K. (1972): Ekskursion til Skåne. *Dansk Geologisk Forening, Årsskrift for 1971*: 111-118.
- Bergström, J.; Holland, B.; Larsson, K.; Norling, E.; Shivhed, U. (1982): Guide to excursions in Scania. – *Sveriges Geologiska Undersökning Ca* **54**: 95 p.
- Bergström, S. M.; Ahlberg, P. (2004): Guide to some classical Ordovician and Cambrian localities in the Fågelsång area, Scania, southern Sweden. *Erlanger geologische Abhandlungen, Sonderband* **5**: 81-90.

- Beunk, F.F. (1996): Geology of the Loftahammar area. - Introduction and Excursion Guide. Eigenverlag Vrije Universiteit Amsterdam: 44 p.
- Björck, S.; Hammarlund, D.; Gaillard, M.J.; Lemdahl, G.; Pappmehl-Dufay, L.; Åström, M. (2010): Postglacial climatic and human impacts on Baltic Sea environments in southern Sweden. - Excursion guide, SWEDQUA, excursion 7-11 June 2010, Lund University and Linnaeus University: 48 p.
- Bromley, R.G. (1979): Field meeting in southern Scandinavia 18.–28. September 1975. *Proceedings of the Geologists' Association* **90**: 181–191.
- Bruton, D.L.; Williams, S.H (eds.) (1982): Field Excursion Guide. IV International Symposium on the Ordovician System, Oslo (Norway). *Paleontological Contributions of the University Oslo* **279**: 1-10.
- Calner, M.; Jeppsson, L.; Munnecke, A. (2004): The Silurian of Gotland. - Part II: Guide to the IGCP 503 field meeting 2004. *Erlanger geologische Abhandlungen, Sonderband* **5**: 133-151.
- Erdmann, B.D.; Huttel, P.H. (1988): Paläozoikum des Baltischen Schildes. Große Exkursion des Instituts für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Berlin, 09.-31.07.1988, unveröffentlicht: 62 S.
- Gavelin, S. (1960): The Västervik area. In: Gavelin, S.; Lundegårdh, P.H. (edited by SGU): Development of gneisses and granites in southern Sweden. Session, *International Geological Congress XXI*, 1960, Norden, Dänemark: 11-36.
- Gry, H. (1960): Geology of Bornholm. Guide to Excursions A45 and C40. Session, *International Geological Congress XXI*, 1960, Norden, Dänemark: 16 p.
- Hansen, B.T.; Vollbrecht, A.; Ahlberg, A.; Lindh, A. (1996): Großes Geländepraktikum 1996 –Südschweden, 15.-30.08.1996. Institut für Geologie und Dynamik der Lithosphäre, unveröffentlicht: 105 S.
- Jaanusson, V.; Mutvei, H. (1982). Ordovician of Öland. Guide to Excursion 3, *IV International Symposium on the Ordovician System*, August 1982, Oslo, Norwegen: 23 p.
- Lindström, M.; Dworatzek, M. (1979): 131. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Exkursionsführer A3-B2 Südschweden, September 1979: 60 S.
- Mansfeld, J.; Sundblad, K. (1996): The Vetlanda region, Southeastern Sweden. Excursion 3, *Eurobridge-Workshop*, 8.-25. Juni 1996, Oskarshamn, Schweden: 34 p.
- Norling, E.; Ahlberg, A.; Erlström, M.; Sivhed, U. (1993). Guide to the Upper Triassic and Jurassic Geology of Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning Ca* **82**: 71 p.
- Pruß, V. (2008): The Geology of the Västervik area in SE-Sweden - A geological field guide. VDM-Verlag Dr. Müller: 93 p.
- Regnéll, G. (1960): The Lower Palaeozoic of Scania. Guide to excursion A22. Session, *International Geological Congress XXI*, 1960, Norden, Dänemark: 1-43.
- Regnéll, G.; Hede, J.E. (1960): The Lower Paleozoic of Scania. The Silurian of Gotland. Guide to Excursions #A22 and #C17, *International Geological Congress XXI*, 1960, Norden, Dänemark: 1-89.
- Stouge, S. (2004): Ordovician siliciclastics and carbonates of Öland, Sweden. *Erlanger geologische Abhandlungen, Sonderband* **5**: 91-111.
- Vajda, V.; Gravesen, P. (2008): Mesozoic of Southern Scandinavia. Excursion No 9, *33 International Geological Congress*, 6.-14. August 2008, Oslo, Norwegen: 8 p.
- Wahlgren, C.H. (2010): Oskarshamn site investigation: Bedrock geology – overview and excursion guide. *Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Co*, Stockholm, Schweden SKB R-10-05: 47 p.



Göttingen Contributions to Geosciences 79

Das breite inhaltliche Spektrum der vorgestellten Region auf dem Kraton Baltica (Präkambrisches Grundgebirge, Deckgebirge, Deformationszonen, Quartärgeologie) eignet sich sehr gut für eine allgemeingeologische Exkursion für Studierende und Hobby-Geologinnen und -Geologen. Ergänzt wird das Programm durch angewandte/geotechnische Aspekte, hier als Schwerpunkt die Endlagerung radioaktiver Abfälle in den proterozoischen Graniten des Kratons.