
von

Exkursion Mai 1997

Institut für Mineralogie-Kristallographie & Petrologie
Karl-Franzens-Universität Graz, Universitätsplatz 2, A-8010 Graz

Das Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie veranstaltete im Mai 1997 eine Exkursion nach Südnorwegen mit den Themenschwerpunkten: Oslo Rift und südnorwegische Kaledoniden. Die Motivation für die Erstellung dieses Berichtes war nicht nur die Dokumentation unserer Exkursion, sondern wir haben auch die Absicht verfolgt, eine praktische Hilfe für die Planung und Durchführung von weiteren Exkursionen nach Südnorwegen zu schaffen. Der Bericht besteht aus einem allgemeinen Teil, in dem die Themenschwerpunkte der Exkursion vorgestellt werden und ein Auszug aus der relevanten Literatur angeführt wird. In einem zweiten Teil werden Route und Stops der einzelnen Exkursionstage im Detail beschrieben, sodaß die Nachvollziehbarkeit unserer Exkursion für jedermann gegeben sein sollte. Die Literatur wurde nur auszugsweise aufgearbeitet und sicher nicht umfassend behandelt. Wir wollen deshalb diesen Bericht lediglich als eine Anregung und Planungshilfe verstanden wissen. Für den wissenschaftlich Interessierten kann unser Bericht keinesfalls die umfangreiche Literatur zur Geologie Südnorwegens ersetzen.

Im Namen der Autorengemeinschaft möchte ich mich an dieser Stelle bei den Kollegen bedanken, die uns in Norwegen geführt haben. Dr. O. Nilsen und Prof. Dr. B. Jamtveit (Geologisches Departement, Universität Oslo), A. O. Larsen (Norsk Hydro Research Centre, Porsgrunn), F.S. Nordrum (Norsk Bergverksmuseum Kongsberg), Dr. H. Austrheim und Mag. A. Engwik (Geologisches Museum, Universität Oslo) und Prof. Dr. A.G. Milnes (Geologisches Departement, Universität Bergen) sind uns mit einer herzlichen Gastfreundschaft begegnet und haben uns mit viel Engagement und Kompetenz in die Geologie Südnorwegens eingeführt. Unser Dank geht auch an Prof. Dr. G. Hoinkes und an Prof. Dr. C. Miller, die in fachlicher und sozialer Hinsicht stets die Garanten für das Gelingen unserer Exkursion waren.

Rainer Abart

Graz, im Juni 1998

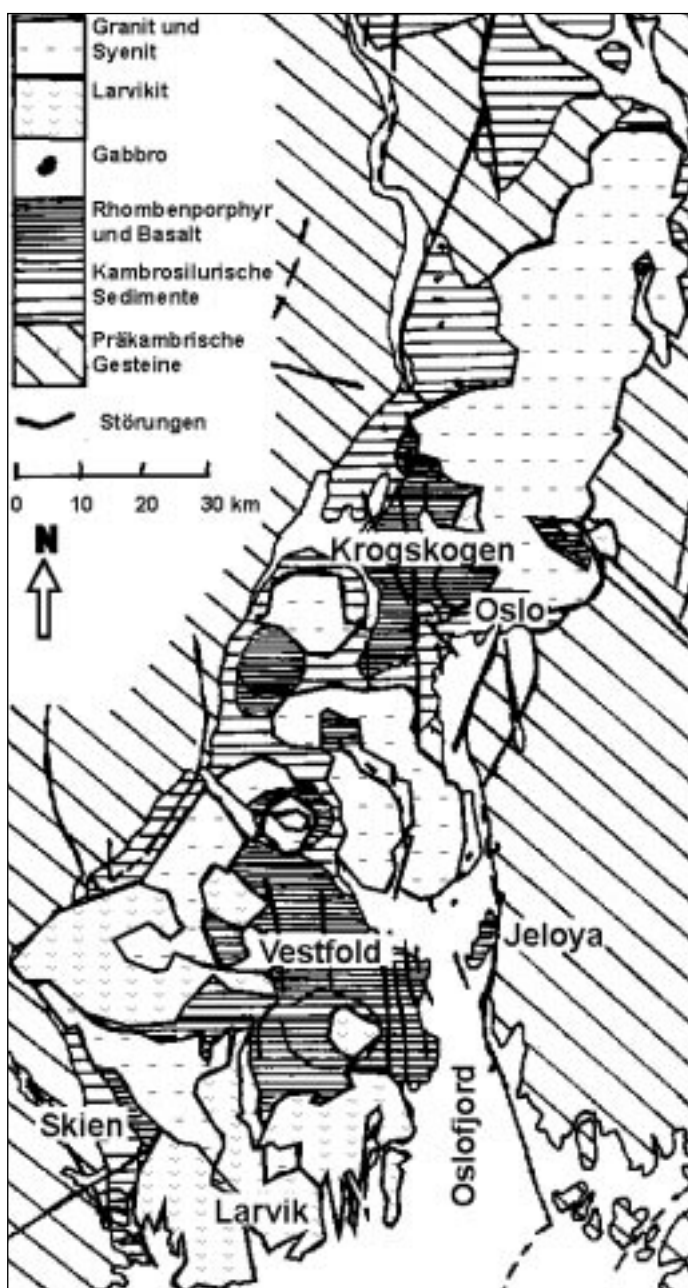
- A1 Das Oslo Rift - ein geologischer Überblick
- A2 Kontaktmetamorphose und Skarnbildung im Oslo Graben am Beispiel des Drammen Granites
- A3 Pegmatite und seltene Mineralien im südlichen Oslo Graben
- A4 Der Fen-Komplex
- A5 Vererzungen des Kongsbergdistrikts
- A6 Der Aufbau der Kaledoniden Südnorwegens
- A7 Granulit-Eklogit-Transformation in der „Western Gneis Region“ und in den „Bergen Arcs“
- A8 Exhumation und Extensionstektonik in den südnorwegischen Kaledoniden

- E1 *Erster Exkursionstag:* Oslo Graben - Tektonostratigraphie: Kristallines Basement, altpaläozoische Sedimente, permische Sedimente, Vulkanite und Kalderas des Oslo Grabens
- E2 *Zweiter Exkursionstag:* Kontaktmetamorphose und Skarnbildung in der Aureole des Drammen Granites
- E3 *Dritter Exkursionstag:* Syenitpegmatite und seltene Mineralien im südlichen Oslo Graben
- E4 *Vierter Exkursionstag:* Der Fen-Komplex
- E5 *Fünfter Exkursionstag:* Die Silberminen von Kongsberg
- E6 *Sechster Exkursionstag:* Granulit-Eklogit-Transformation in den „Bergen Arcs“
- E7 *Siebenter Exkursionstag:* Granulite in den „Bergen Arcs“
- E8 *Achter Exkursionstag:* Späte Extensionstektonik im Bereich der südnorwegischen Kaledoniden bei Askvoll
- E9 *Neunter Exkursionstag:* Die Kaledoniden - Sognefjord Traverse
- E10 *Zehnter Exkursionstag:* Die Kaledoniden - vom obersten Sognefjord quer durch Jotunheimen

Literaturverzeichnis

Verzeichnis der Kartengrundlagen

Als Oslo Graben wird eine SSW-NNE streichende Grabenstruktur in Südnorwegen bezeichnet, die sich vom Mjøsa See im Norden bis nach Langesund im Süden erstreckt. Die Grabenstruktur setzt sich submarin unter dem Skagerrak fort und hat im Süden eine Verbindung zur tektonischen Zone von Sorgenfrei-Tornquist. In ihrer Gesamtheit (der Teil am Festland und der submarine Anteil) wird die Grabenstruktur als Oslo Rift bezeichnet. Eine schematische Darstellung der regionalen Geologie des Oslo Grabens ist in Abbildung 1 gegeben.



Der Südwesten Skandinaviens besteht hauptsächlich aus dem präkambrischen Basement des Baltischen Schildes mit amphibolit- bis granulitfaziellen Metagranitoiden, Metagabbros und Migmatiten. Die Bildungsalter der Protolithe liegen zwischen 1800 und 1550 Millionen Jahren. Zwischen 1200 und 900 Millionen Jahren kam es zur Metamorphose während der svekonorwegischen Orogenese. Die ältesten im Oslo Graben erhaltenen Gesteine sind kambri-sche, ordovizische und silurische Sedimente, denen im Zuge der kaledonischen Orogenese eine regelmäßige Faltenstruktur aufgeprägt wurde. Die Bildung des Oslo Grabens durch Extensionstektonik begleitet von Subsidenz und Magmatismus erfolgte im Perm. Die permische Riftbildung war von intensivem Magmatismus begleitet. Die Extrusiva bestehen vorwiegend aus Basalten, Rhombenporphyr, Trachyt und Alkalirhyolit. An Plutoniten treten vor allem Larvikite, Nordmarkite, Syenite, Granite und Oslo Essexite auf. Das Oslo Rift wird als passives Kontinentalrift interpretiert.

Abb. 1
Schematische Darstellung der regionalen Geologie des Oslo Grabens

Die altpaläozoische Abfolge (Kambrium - Silur) besteht aus ca. 1000 Meter mächtigen, marinen, fossilreichen Sedimenten, hauptsächlich Tonschiefern und Kalken. Darüber liegt ein bis zu 1250 Meter mächtiges Sedimentpaket des Obersilurs mit kontinentalen roten und grauen Sand- und Siltsteinen, die Ringerike Gruppe. Im Devon und Karbon kam es im Zuge der kaledonischen Orogenese zu einer Verfaltung und Hebung und in der Folge zur Erosion und Einebnung der altpaläozoischen Einheiten.

Mit der Subsidenz im Bereich des entstehenden Oslo Grabens kam es im Perm erneut zur Sedimentablagerung. Zwischen der obersilurischen Ringerike Gruppe und den permischen Sedimenten und Vulkaniten besteht eine Schichtlücke. Die jungpaläozoischen Sedimente sind geringmächtig und in ihrer Ausdehnung auf die unmittelbare Grabenregion begrenzt. Eine schematische Darstellung der Sedimentabfolge im Oslo Graben wird in Abbildung 2 gegeben. Die permischen Sedimente werden als Asker Gruppe bezeichnet und in drei Formationen unterteilt: Kolsås Formation: Sie besteht aus rotem Silt- und Sandstein sowie Tonschiefer. Die Formation ist westlich von Oslo 10-16 Meter mächtig, sie fehlt jedoch östlich von Oslo. In der Kolsås Formation sind noch keine vulkanischen Fragmente zu finden.

Tanum Formation: Die Formation ist bis zu 20 Meter mächtig. Sie beinhaltet hauptsächlich Konglomerate, kalkige Sandsteine und Tonschiefer. Fossilfunde von Landpflanzen, Süßwasserfischen und Süßwasserbivalven belegen ein unterpermisches Alter. In der Tanum Formation sind bereits erste vulkanische Fragmente vorhanden, ein Indiz für die beginnende magmatische Aktivität im Zusammenhang mit der Bildung des Oslo Riftes.

Skaugum Formation: Sie besteht hauptsächlich aus Sandstein und Konglomeraten mit einer rot-braunen kalkigen Matrix. In der Skaugum Formation sind reichlich vulkanische Fragmente enthalten.

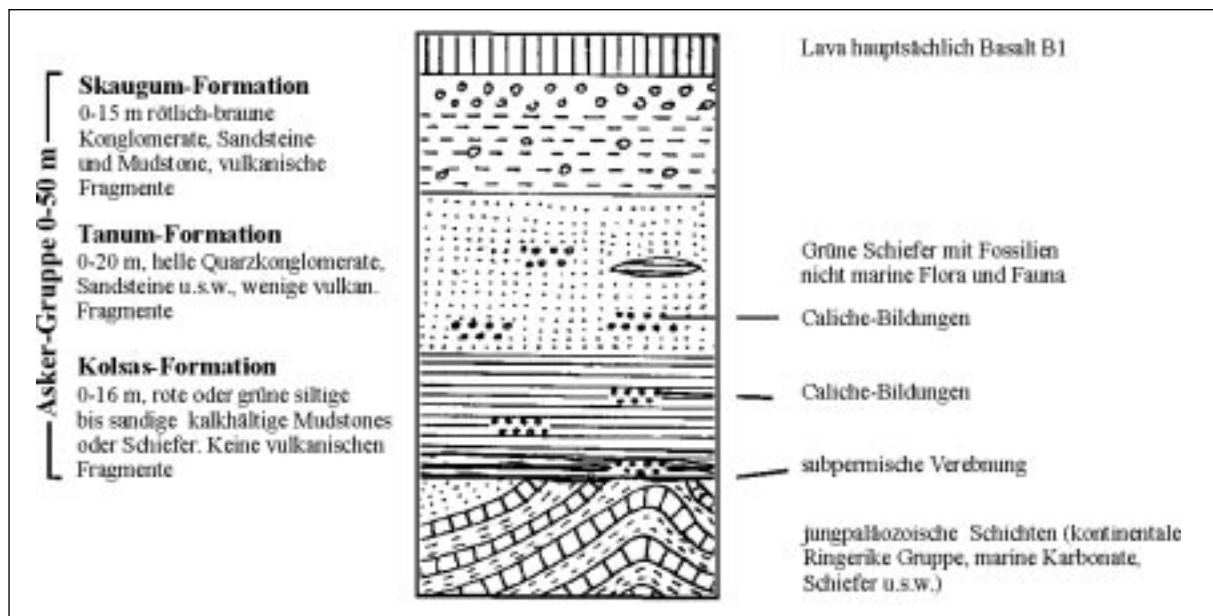


Abb. 2

Schematische Darstellung der Sedimente des Oslo Grabens
(nach HENNIGSMOEN, 1978)

Die Vulkanitvorkommen werden nach ihrer räumlichen Verbreitung und nach der Art der Ablagerung in vier Gruppen eingeteilt:

Skien Basalt: Er ist im südlichen Teil des Oslo Grabens verbreitet und ist etwa 2000 Meter mächtig.

Jeløya Vulkanite: Sie bestehen aus 1200 Meter mächtigen Basalten und Rhombenporphyren und sind im Südosten des Oslo Grabens auf der Insel Jeløya zu finden.

Krokskogen und Vestfold Lava Plateaus: Sie bestehen aus Rhombenporphyren, vereinzelt Basalten und Trachyten und liegen im Zentrum bzw. im Süden des Oslo Grabens.

Kalderas: Im Oslo Graben sind 12 Kalderas aufgeschlossen. Sie bestehen hauptsächlich aus Basalten, Trachyten und Alkalirhyoliten.

Die Plutonite lassen sich in die mafischen und in die granitoiden Intrusiva unterteilen: Die Gruppe der Granitoide nimmt 60% der Fläche des gegenwärtigen Erosionsniveaus ein. Die Granitoide werden in vier Gruppen unterteilt:

Kjelsasit/Larvikit: Das sind mittel- bis grobkörnige Tiefengesteine monzonitischer, syenitischer und monzodioritischer Zusammensetzung, die vor allem im Larvik und Skrim Massiv im Süden des Oslo Grabens vorkommen. Typisch ist ternärer Feldspat intermediärer Zusammensetzung ($An_7Ab_{61}Or_{32} - An_{15}Ab_{76}Or_9$). Der Feldspat weist perthitische Entmischung auf, wodurch ein charakteristischer Schillereffekt entsteht. Ursprünglich wurden Kjelsasit und Larvikit anhand des Anorthitgehaltes der Feldspäte unterschieden (Kjelsasit: $An > 30\%$, Larvikit: $An < 30\%$). Heute werden beide Typen zu einer Gruppe zusammengefaßt. Akzessorische Minerale sind Quarz, Ti armer Augit, Magnetit, Apatit und Zirkon.

Nordmarkit: Als Nordmarkite werden Quarz führende Syenite bis Alkalisyenite mit dem Mineralbestand Alkalifeldspat, zonierter Plagioklas, Hornblende, Biotit, Ti armer Augit und Quarz bezeichnet.

Ekerit: Ekerite sind peralkalische Gesteine (Alkaligranite) mit Quarz, Aegirin, Biotit, Apatit, Zirkon, Magnetit, Sphen und Rutil. Diese Gesteine sind in der Hurdalen Region des nördlichen Oslo Grabens zu finden

Granite: Hier lassen sich zwei Varietäten unterscheiden:

Biotit Granit ist im Drammen und Finnemarka Komplex im zentralen Oslo Graben vertreten. Es handelt sich dabei um mittel- bis grobkörnige Biotitgranite mit variablem Plagioklas - Alkalifeldspat Verhältnis und akzessorischem Sphen, Magnetit und Apatit.

Alkaligranit kommt in Form von kleinen Granitkörpern in Verbindung mit Syeniten und Ekeriten vor.

Im $NaAlSiO_4 - KAlSiO_4 - SiO_2$ Dreiecksdiagramm liegen Kjelsasit/Larvikit und der alkalische Nordmarkit im SiO_2 gesättigten Bereich. Die anderen Gesteine liegen im übersättigten Bereich. Mit Hilfe der Hauptelemente kann eine fraktionierte Kristallisation von Feldspat, Klinopyroxen

und Amphibol abgeleitet werden. Mit zunehmender Fraktionierung entwickeln sich aus dem Stammagma Kjelsasit - Larvikit - Nordmarkit - Ekerit. Die Kjelsasite/Larvikite und die Rhombenporphyre machen etwa 40 % des Volumens der Gesteine des Oslo Riftes aus. Diese beiden Gesteine weisen praktisch keine Unterschiede in der Hauptelementchemie auf (siehe Tabelle 1). Weiters ist das geringe Th/U Verhältnis und die Zusammensetzung der REE der Rhombenporphyre denen von Kjelsasiten und Larvikiten sehr ähnlich. Das deutet darauf hin, daß die Kjelsasite/Larvikite und die Rhombenporphyre aus der gleichen Quelle stammen.

Proben		
Zahl der Analysen	41	22
SiO ₂	57.27 ± 1.95	56.21 ± 2.05
TiO ₂	1.44 ± 0.34	1.69 ± 0.46
Al ₂ O ₃	17.82 ± 1.27	17.13 ± 1.64
Fe ₂ O ₃ (tot)	6.70 ± 1.50	6.71 ± 1.45
MnO	0.15 ± 0.08	0.16 ± 0.10
MgO	1.81 ± 0.74	1.74 ± 0.56
CaO	4.65 ± 0.91	4.32 ± 0.83
Na ₂ O	5.37 ± 0.76	4.91 ± 0.98
K ₂ O	3.63 ± 0.59	4.06 ± 0.62
P ₂ O ₅	0.63 ± 0.25	0.83 ± 0.60

Tab. 1
Chemischer Vergleich zwischen Rhombenporphyr und Larvikit,
aus NEUMANN (1978)

[1], [2], [3], [4], [5]

Der Oslo Graben stellt ein klassisches Gebiet für die Untersuchung von Phänomenen der Kontaktmetamorphose dar. Die Arbeit von V.M. GOLDSCHMIDT über „Die Kontaktmetamorphose im Kristianiagebiet“ aus dem Jahre 1911 ist eine der ersten umfassenden Metamorphosestudien. Das permische Riftingereignis in Südnorwegen war mit starker intrusiver Aktivität und weitverbreiteter Kontaktmetamorphose der ursprünglich unmetamorphen altpaläozoischen Sedimente verbunden. Hier wird stellvertretend für die zahllosen kontaktmetamorphen Phänomene im Oslo Graben die östliche Kontaktaureole des Drammen Granites besprochen. In der Kontaktaureole rund um den Drammen Granit lassen sich aufgrund der Paragenesenverteilung und der Systematik der Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenzusammensetzungen ein innerer und ein äußerer Kontaktbereich unterscheiden. Die paragenetischen und isotopischen Muster zeigen massive Infiltration von wasserreichen Fluids im inneren Kontaktbereich während der Kontaktmetamorphose an.

Der Drammen Granit liegt im Zentrum des Oslo Grabens und ist ein aluminiumreicher Biotitgranit. Schwereuntersuchungen ergeben eine Dicke von 3 km des tafel- bis pilzförmigen, im Durchmesser etwa 20 km großen Intrusivkörpers. Das Nebengestein besteht aus Tonschiefer-Karbonat-Sequenzen des Ordoviziums und Silurs sowie aus massigen unreinen Kalken silurischen Alters. Die Sedimente sind gefaltet mit steilstehenden NE-SW streichenden Achsenebenen. Zahlreiche N-S streichende Störungen bewirken kleinere Versätze in den altpaläozoischen Sedimentformationen. Die ordovizisch-silurische Tonschiefer-Karbonat Wechselfolge der Venstrøp und Grimsøy Formationen bildet die Rahmengesteine im Osten des Drammen Granites. Massive silurische Kalke treten vor allem in der nordöstlichen Aureole auf. Die geologische Situation ist in Abbildung 3 dargestellt.

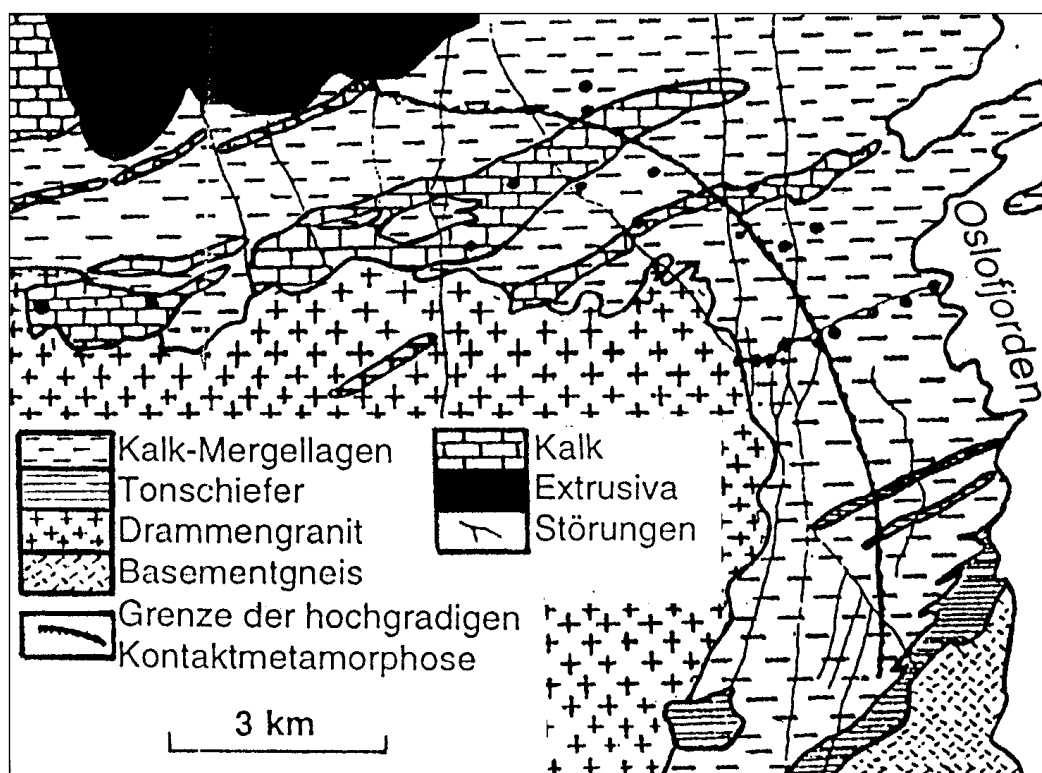


Abb. 3
Geologische Skizze der östlichen Kontaktaureole
des Drammen Granites (nach JAMTVEIT et al., 1997)

Die Intrusion des Drammen Granites erfolgte in einem sehr seichten Krustenniveau (< 2 km) und der Druck während der Kontaktmetamorphose war entsprechend gering (< 1 kbar). Am Metamorphosehöhepunkt herrschte am Intrusivkontakt eine Temperatur von ca. 400°C . Der äußere Rand der erkennbaren Kontaktaureole liegt bei 1000 bis 2000 m Kontaktentfernung. Die unveränderten Tonschiefer enthalten Illit, Chlorit, Quarz, diagenetisch gebildeten Feldspat und gelegentlich Dolomit. Die Kalke bestehen hauptsächlich aus Kalzit, ($C_{\text{org}} < 1$ Gew. %).

Die sedimentäre - diagenetische Mineralogie ist bei Kontaktentfernungen von mehr als 1300 m bewahrt. Bei Kontaktentfernungen von < 1300 m gibt es gegen den Kontakt hin vor allem in den geschichteten Tonschiefer-Karbonat-Sequenzen zahlreiche mineralogische Änderungen. Bevorzugt an den Grenzen zwischen den einzelnen Horizonten bildeten sich metasomatische Kalk-Silikat-Zonen - Skarne der Skarnbildungsphase I. In durch Karbonat dominierten Gesteinen sind nur schmale Skarnbildungszonen am Kontakt Tonschiefer-Karbonat ausgebildet. In Tonschiefer-dominierten Gesteinen mit dünnen Karbonatlagen ist der Ersatz derselben durch Skarnminerale praktisch vollständig. Die massigen Kalke zeigen nur eine Umwandlung der Tonschiefereinlagerungen zu Phlogopithorizonten mit etwas grossularreichem Granat, Klinopyroxen und Kalifeldspat.

Die Mineralparagenesen in einer Kontaktentfernung > 1000 m zeigen intern gepuffertes Porenfluid an. Näher am Kontakt scheint die Zusammensetzung des Porenfluids durch Infiltration wasserreicher Fluids kontrolliert. Die 1000 m - Grenze stellt eine infiltrationsgesteuerte Reaktionsfront mit einer markanten Veränderung der Mineralparagenesen dar. Die relativ scharfe Reaktionsfront zeigt an, daß die Mineralreaktionen in erster Linie durch Veränderungen in der Zusammensetzung des Porenfluids ausgelöst wurden und die Temperatur nur eine sekundäre Rolle spielte. Die Stabilitätsfelder der Kalksilikatparagenesen liegen im Bereich von $0.05 < X_{\text{CO}_2} < 0.1$.

Die $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Kalziten aus den Karbonatlagen in den geschichteten Tonschiefer-Karbonat-Sequenzen zeigen folgende Charakteristika:

- (1) Es gibt stark erniedrigte $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bei Kontaktentfernungen < 1000 m. Die Erniedrigung der Sauerstoffisotopenwerte ist ein Hinweis auf die Infiltration von „isotopisch leichtem“ Fluid. Als Quelle für das isotopisch leichte, wasserreiche Fluid kommt der nahegelegene, auskristallisierende Drammen Granit in Betracht.
- (2) Es ist eine ausgeprägte Diskontinuität (Front) der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bei 1000 m Kontaktentfernung zu beobachten. Die Geometrie der Isotopenfront, die annähernd die Form einer „Stufenfunktion“ hat, deutet auf eine Dominanz des advektiven gegenüber dem diffusiven Fluidtransport hin.
- (3) Der Isotopenshift ist im Kohlenstoffsystem wesentlich schwächer ausgeprägt als im Sauerstoffsystem. Die Erniedrigung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ist auf Kontaktentfernungen von < 50 m beschränkt. Dieses Phänomen ist durch ein kohlenstoffarmes Fluid zu erklären, d.h. das X_{CO_2} war klein. Diese Interpretation steht im Einklang mit den Schlußfolgerungen aus den paragenetischen Beobachtungen.

Die massigen Kalke im nordöstlichen Kontaktbereich zeigen eine fast unveränderte sedimentäre Isotopensignatur auch nahe der Intrusion. Nur an den Grenzen zu dünnen Tonschieferlagen ist eine Erniedrigung der $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und ein Ersatz durch Kalksilikatminerale festzustellen. Dies ist ein Hinweis dafür, daß sich das Fluid bevorzugt an den lithologischen Grenzen bewegte.

Die Skarnbildung rund um den Drammen Granit kann in zwei zeitlich getrennte Stufen unterteilt werden (siehe Abbildung 4). Die beiden Prozesse wurden durch die Infiltration zweier unterschiedlicher, aber kogenetischer Fluidphasen verursacht. Ein erster Puls von Fluidinfiltration war gekennzeichnet durch eine niedrigdichte, niedrigsalinare, wäßrige Phase mit variablen Kohlendioxidgehalten. Dieser erste Fluidpuls bewirkte die Bildung der Skarnminerale der ersten Generation bevorzugt an lithologischen Kontakten zwischen Tonschiefern und Karbonatlagen. In dieser Phase war der Fluidfluß relativ niedrig, und die Skarnbildung erfolgte in einer Situation nahe dem thermodynamischen Gleichgewicht. Der Fluidtransport war advektiv dominiert.

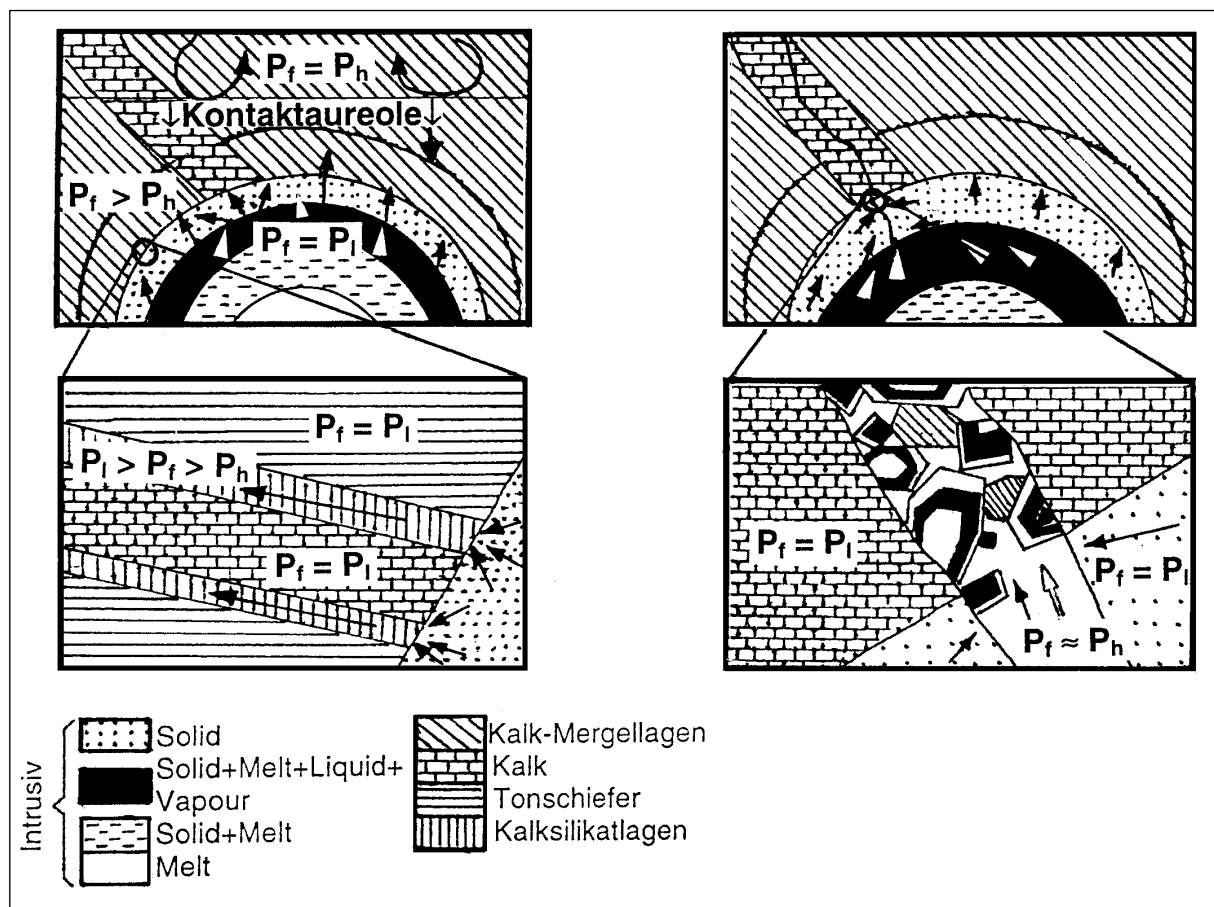


Abb. 4

Schematischer Querschnitt durch die Kontaktaureole während der Skarnbildungsphase I (links) und während der Skarnbildungsphase II (rechts).

Dargestellt sind die möglichen Fließrichtungen des Fluids in der Intrusion und in den Rahmengesteinen. Mit P_f , P_h und P_l werden der Fluiddruck, der hydrostatische Druck und der lithostatische Druck bezeichnet (nach JAMTVEIT et al., 1997)

In einem zweiten Puls von Fluidinfiltration gelangte höhersalinares Fluid in die Rahmengesteine des Drammen Granites. Dieses spätere Fluid bewegte sich bevorzugt an Bruchzonen und Störungen und bewirkte die Skarnmineralbildung zweiter Stufe.

Stufe II-Skarne sind durch eine Anzahl kleiner erzführender Skarne entlang von Störungen und Brüchen, oft mit Intrusivgängen in der Dachregion des Intrusivkörpers verknüpft, repräsentiert. Häufig gibt es in Skarn II Erzparagenesen mit Magnetit, Bismuthit und Molybdänit. Sauerstoffisotopendaten von zonierten Granaten zeigen mäßigen, aber signifikanten Einfluß meteorischer Wässer während der Skarnbildung. Durch den hohen Fluiddurchsatz wurde rasches Mineralwachstum weit weg vom thermodynamischen Gleichgewicht möglich. Bruchzonen im Nebengestein des Drammen Granits kontrollierten vor allem die Bildung der Skarnminerale der Stufe II, die vermutlich mit „boiling“-Prozessen durch Druckentlastung verbunden war. Der Fluidtransport war entlang der Störungen und Brüche fokussiert. Für den Transport quer zu diesen Strukturen in die Gesteinsmatrix hinein spielte die Diffusion eine entscheidende Rolle. Die erhöhte Salinität wird durch Cl-reiche Amphibole in Stufe II-Skarnen angezeigt. Die beiden Fluidphasen der Skarnbildungsphasen I und II wurden aufgrund ihrer unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften bereits im magmatischen System getrennt. Die wäßrige, weniger viskose und weniger dichte Phase konnte leichter in das hydrothermale System gelangen als das hochsalinare Fluid. Anfangs waren die Permeabilitäten des Nebengesteins gering, und es dominierte pervasiver Fluidfluß mit geringen Fließraten. In der Folge kam es zur Bruchbildung und damit verbunden zu hoch fokussierter Infiltration des höhersalinaren Fluids.

[6], [7]

Per Definition sind Pegmatite grobkörnige Ganggesteine aus silikatischen Restschmelzen. Als Endprodukte magmatischer Differentiation können sie entweder in Richtung des sauren Minimums (granitoide Pegmatite) oder des untersättigten phonolithischen Minimums (Nephelinsyenitpegmatite) entwickelt sein. In Pegmatiten sind inkompatible Elemente wie K, Ba, Be, Sr, B, REE, Zr und U oft so stark angereichert, daß sie durch Substitution der Hauptelemente, Platzierung auf Zwischengitterplätzen oder in Entmischungslamellen in den häufigen, gesteinsbildenden Mineralen nicht mehr eingebaut werden können. In Pegmatiten werden daher oft spezielle Mineralphasen gebildet, die diesen Ionen Platz bieten. Nach der Mineralvielfalt werden einfache und komplexe Pegmatite unterschieden. Erstere sind häufig die der granitoiden Art, während alkalische Pegmatite wie Nephelinsyenite eher komplex aufgebaut sind. Das liegt vor allem daran, daß Alkalischmelzen generell reich an inkompatiblen Elementen sind. Eine Voraussetzung für die Bildung von Pegmatiten ist eine geringe Unterkühlung der Schmelze. Das führt zu niedrigen Nukleationsraten. Pegmatitschmelzen sind in der Regel wassergesättigt, und das ermöglicht große Mineralwachstumsraten. Pegmatite weisen daher grobkörniges Gefüge mit geringer Keimanzahl auf.

Alkaligesteine

In Alkaligesteinen ist das Verhältnis von Alkalien zu SiO_2 generell hoch, sodaß diese Gesteine stets an SiO_2 untersättigt sind. Zu unterscheiden sind miaskitische und agpaitische Zusammensetzungen. Bei agpaitischen Chemismen ist der molare Al_2O_3 -Gehalt kleiner als der an Alkalien. Das führt dazu, daß nicht alle Alkalien in Form von Feldspäten abgesättigt werden können und Al-freie Phasen wie Aegirin (Na-Fe - Pyroxen) erforderlich sind, um den Alkalien Platz zu bieten.

Der Langesundsfjord befindet sich im südwestlichen Teil des Oslo Grabens westlich der Stadt Larvik. Eine schematische Darstellung der geologischen Situation ist in Abbildung 5 zu finden. Die geologische Situation wird von einer ausgedehnten permischen Alkaliintrusion (Larvikit/Kjelsåsit, Lardalit) beherrscht, die im Osten Quarz führt und gegen Westen immer untersättigter wird (Nephelin - führend). Dieser Komplex wird besonders im Bereich des Langesundsfjordes von agpaitischen Nephelinsyenitpegmatiten netzartig durchschlagen. Von Westen nach Osten sind die Pegmatite zunehmend larvikitisch entwickelt, dies legt eine Ableitung aus Restschmelzen der Alkaliintrusion nahelegt. Oft sind in den Gängen Mineralverwachsungen ähnlich einem Schriftgranit zu finden, allerdings sind hier die Feldspäte mit basischen Mineralen (Pyroxen, Amphibol) verwachsen.

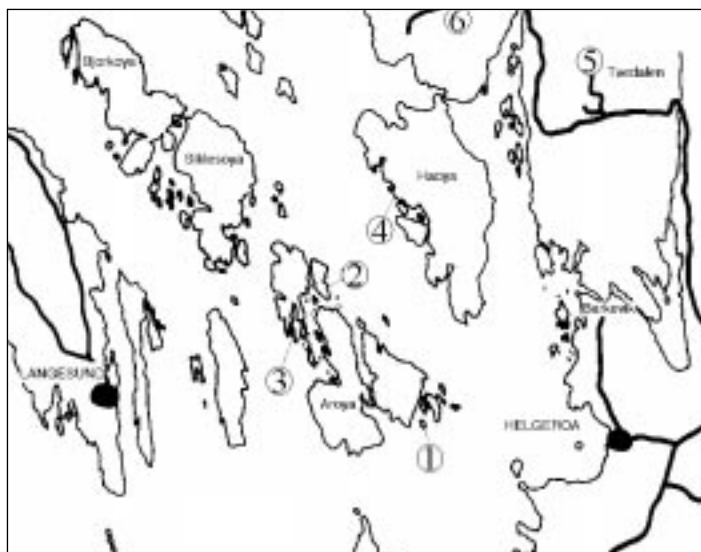
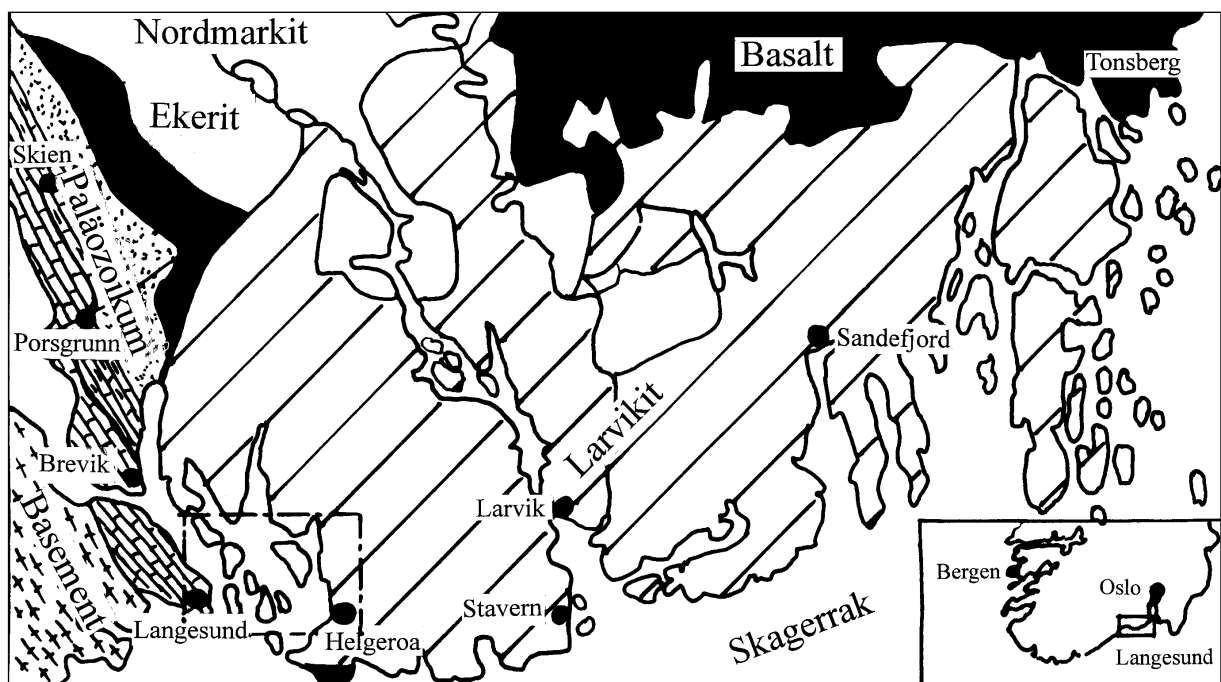


Abb. 5

a) Schematische Darstellung der regionalen Geologie des südlichen Oslo-Grabens (nach ANDERSEN et al., 1996)

b) Lage der Exkursionspunkte im Langesundsfjord und im Gebiet von Tvedalen

In diesem Gebiet sind insgesamt 171 Mineralarten bekannt. Allein auf der kleinen Insel Låven, einem der Exkursionspunkte (siehe Abbildung 5b), wurden 47 Arten festgestellt. Im Bereich Tvedalen sind 80 Spezies erfaßt worden. Es folgt ein Auszug der Lokalitäten und Mineralarten.

Pegmatit Insel Låven

Pegmatit (10 cm Körnung) in kontaktmetamorphem Basalt.

Mikroklin: $K[AlSi_3O_8]$, Niedertemperatur-Modifikation von K-Feldspat, triklin. Ausbildung vor Ort: grauweiße Farbe, in miarolithischen Hohlräumen gut ausgebildet.

Nephelin: $(Na,K)[AlSiO_4]$, hexagonales Foid (Gerüstsilikat) ohne tetraederfremde Anionen, nicht gemeinsam mit Quarz. Ausbildung: rötlichbraune Färbung, bis 50 cm lange Kristalle.

Natrolith: $Na_2[Al_2Si_3O_{10}]_2 \cdot H_2O$, rhombischer Faserzeolit, das Silikatgerüst kann Wasser aufnehmen und wieder abgeben. Ausbildung als grauer Spreustein.

Aegirin: $NaFe^{3+}[Si_2O_6]$, Klinopyroxen, monoklin, Al-freies Endglied der Aegirin-Jadeit Reihe. Ausbildung: dunkelgrün, matt und parallel zu c gestreift, bis 50 cm lang. Typuslokalität.

Biotit: $K(Mg,Fe^{2+})_3[(OH,F)_2/(Al,Fe^{3+})Si_3O_{10}]$, trioktaedrisches Schichtsilikat, monoklin. Ausbildung: als Lepidomelan (hoher Fe-Gehalt) schwarz gefärbt.

Magnetit: $(Fe^{3+},Fe^{2+})[Fe^{3+}[4]O_4]$, Inversspinell, kubisch, Fe-Endglied. Ausbildung: schwarz.

Leukophan: $(Na,Ca)_2Be[Si_2(O,OH,F)_7]$, rhombisches Be-Gruppensilikat. Ausbildung: Kristalle von weißer bis gelbgrüner Farbe. Typuslokalität.

Mosandrit: $(Na,Ca,Ce)_3Ti[(F,OH,O)_2/Si_2O_7]$, pseudorhombisches Gruppensilikat, baut seltene Erden ein. Ausbildung: braune, langprismatische Kristalle (bis 50 cm im Südteil der Insel) mit Alterationserscheinungen. Typuslokalität.

Astrophyllit: $(K,Na)(Fe^{2+},Mn)_7Ti_2[Si_8O_{24}(O,OH)_5]$, pseudomonokline Fasersilikatstruktur, die von der Biotitstruktur ableitbar ist (durch 1:4 Substitution der $[SiO_4]$ -Tetraeder durch $[TiO_6]$ -Oktaeder). Ausbildung: unregelmäßige, glimmerähnliche Kristalle von goldbrauner Farbe mit glänzenden Spaltflächen. Typuslokalität.

Rosenbuschit: $(Ca,Na)_3(Zr,Ti)[Si_2O_8F]$, triklines Gruppensilikat, Zr-führend. Ausbildung: grauweiße bis lichtbraune, fächerförmige oder kugelige Gruppen faseriger Kristalle.

Eudialyt: $(Na,Ca,Ce,Fe)_6Zr[(OH,Cl)/(Si_3O_9)_2]$, trigonales Ringsilikat (Bildung: magmatisch, nicht gemeinsam mit Zirkon). Ausbildung: in derben Massen oder selten in bis zu 4 cm großen Einkristallen (bräunlichrot bis weinrot), häufig sekundär zu Zirkon umgewandelt (verschiedene Farben).

Pegmatite in den Tvedalen-Steinbrüchen

Gänge mit 0,5 bis 3 m Dicke innerhalb des Larvikites.

Ferro edenitische Hornblende: $NaCa_2(Fe^{2+},Mg)_5[(OH)_2/(Si_7Al)O_{22}]$, Klinoamphibol, früher als Barkevikit bezeichnet und besonders im Westen des Gebietes zu finden. Ausbildung: grobe, prismatische Individuen (auch derb) schwarzer Farbe mit glasig glänzenden Spaltflächen.

Hastingsitische Hornblende: Mg-führend $NaCa_2(Fe^{2+},Mg)_4Fe^{3+}[(OH)_2/(Si_6Al_2)O_{22}]$, Klinoamphibol, besonders im Osten des Gebietes zu finden. Ausbildung: in Kristallen oder in derben Massen, immer glänzend schwarz gefärbt.

Aegirin: grünlichschwarz.

Aegirin-Augit: analog Aegirin mit stärkerer Substitution anderer Elemente. Ausbildung: vollständig schwarz.

Biotit: als Lepidomelan, schwarz gefärbt.

Nephelin: bräunlich bis grünlich oder grau gefärbt. Oft in Spreustein umgewandelt.

Natrolith: grauweiß oder rötlich, Spreustein.

Sodalith: $\text{Na}_8[\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}/\text{Cl}_2]$, kubisches, käfigbauendes Foid mit tetraederfremden Anionen (für Farbe verantwortlich). Ausbildung: grauweiß bis graugrün oder blau, unregelmäßige Massen, selten Kristalle.

Analcim: $\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]\cdot\text{H}_2\text{O}$, Feldspatvertreter, der Wasser ins Gerüst einbaut. Ausbildung: weiß- bis lichtgraue Kristalle (gelegentlich Fußballgröße), in Hohlräumen Deltoidikositetraeder.

Magnetit: vereinzelt oktaedrische Kristalle in derbem Pegmatit.

Eudidymit: $\text{Na}[(\text{OH})/\text{BeSi}_3\text{O}_7]$, monoklines Berylloschichtsilikat. Ausbildung: gut entwickelte, farblose, tafelige Kristalle (oft Schwalbenschwanzzwilling).

Epididymit: rhombische, polymorphe Modifikation von Eudidymit, die durch Raumgitter-Verzwilligung von Eudidymit entsteht (analog Klino- und Orthopyroxen). Ausbildung: sphärolitische, prismatische und auch grobblättrige Aggregate (weiß oder farblos).

Pyrochlor: $(\text{Ca},\text{Na})_2\text{Nb}_2\text{O}_6(\text{OH},\text{F})$, Oxid mit kubischer Struktur ähnlich der von Fluorit. Es tritt lediglich eine Anionenfehlstelle auf (Ionenverhältnis = 4:7). Ausbildung: Oktaeder in Zentimetergröße (dunkelbraun bis rötlichschwarz glänzend) mit Höfen; fast immer metamikt.

Zirkon: $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$, tetragonales Inselsilikat, isomorph mit Thorit, oft metamikt. Ausbildung: Prismen und Pyramiden, magmatisch: in Feldspat eingewachsen (rötlichbraun), hydrothermal: in Analcim eingewachsen (braun oder hellgelbbraun).

Wöhlerit: $\text{NaCa}_2(\text{Zr},\text{Nb})[(\text{O},\text{OH},\text{F})_2/\text{Si}_2\text{O}_7]$, monoklines Gruppensilikat, bis 23 % ZrO_2 Ausbildung: gelblichbraune, bis 5 cm große Kristalle von dünn- bis dicktafeligem Habitus.

Thorit: $(\text{Th},\text{U})[\text{SiO}_4]$, tetragonales Inselsilikat, isomorph mit Zirkon. Ausbildung: schwarze bis orange metamikte Massen, selten Kristalle. Im Westen des Gebietes besonders häufig.

[8], [9], [10]

1921 beschreibt BRØGGER magmatische Karbonatgesteine in der Nähe des südnorwegischen Ortes Fen, die er als „Karbonatite“ bezeichnet. Seither gilt der Fen-Komplex als Typuslokalität für Karbonatite.

Der frühkambrische, karbonatitische Fen-Komplex liegt in der Telemark-Region in der Nähe von Ulefoss. Die magmatischen Gesteinsserien intrudierten proterozoische Grundgebirgsgneise des Baltischen Schildes. Das proterozoische Grundgebirge besteht vorwiegend aus Metasedimenten, granitischen Orthogneisen und Metagabbros von amphibolitfazielltem Metamorphosegrad. Rund um den Fen-Komplex herrschen Orthogneise vor. Die Karbonatite bilden volumenmäßig nur einen geringen Anteil der Magmatite des Fen Komplexes, die Hauptmenge wird von Alkali-Silikatgesteinen gebildet.

Für die Klassifizierung der Alkali-Silikatgesteine werden die Foide (Nephelin, Kankrinit), die mafischen Gemengteile (Klinopyroxen, Ti-Granat) und die Alkalifeldspäte herangezogen (siehe Abbildung 6). Zusätzlich zu den in Abbildung 6 dargestellten Gesteinstypen sind im Fen Komplex folgende Varietäten zu finden:

Vipetoite: Grobkörnige Amphibol-Glimmer-Klinopyroxen-Apatit-Kalzit Gesteine

Tinguait: Gesteine mit phonolithischer Zusammensetzung und trachytischer Textur

Fenite: Das sind nach der Definition von BRØGGER alkali-metasomatische Gesteine syenitischer Zusammensetzung. Alkali-Metasomatose wird allgemein als Fenitisierung bezeichnet.

Karbonatit: Das sind karbonatreiche (> 50 %), mit Alkali-Magmatismus assoziierte Gesteine.

Damjtjernite: Das sind ultramafische, alkalische Lamprophyre mit Phlogopit-Makrokristallen.

Sannaite: Diese Gesteine enthalten dunkelbraune Amphibol-Makrokristalle in einer dichten, grauen Grundmasse von Klinopyroxen und K-Feldspat.

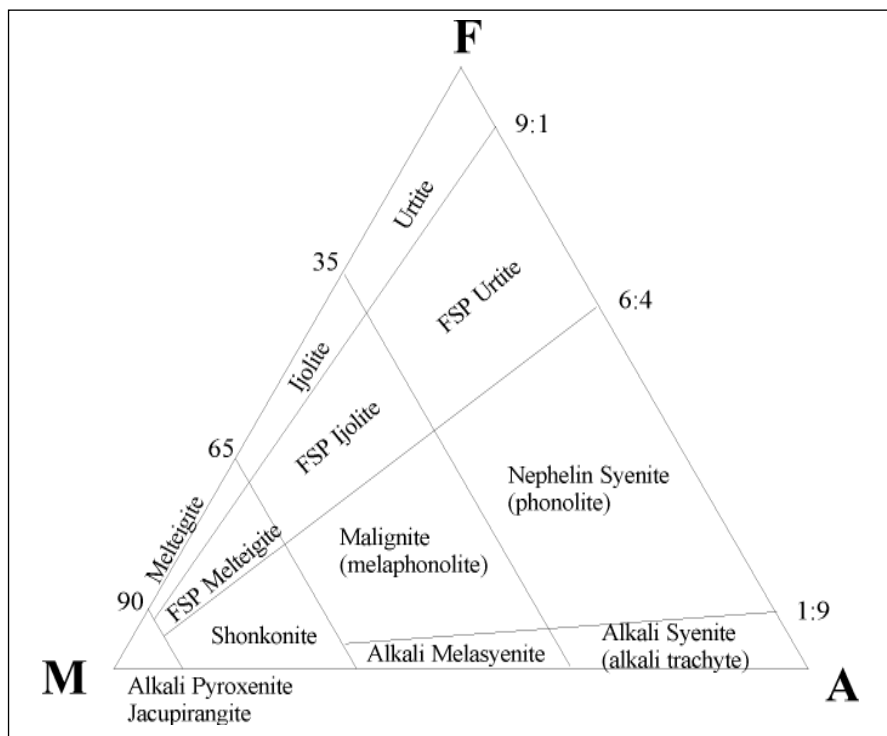


Abb. 6
Klassifizierung der Alkali-Silikatgesteine
(nach DAHLGREN, 1987), FSP - Feldspat

Der FZK ist relativ schlecht aufgeschlossen, trotzdem ist aus diesem Gebiet eine Vielfalt von Gesteinstypen beschrieben: Die Melteigite-Ijolite-Urtite - Serien sind im Gebiet des Gehöftes Melteig aufgeschlossen und bilden die südwestlichen Anteile des FZK. Hüllgesteine sind fenitisierte und teilweise brekzierte Gneise. Vipetoit kommt als isolierter Körper im Süden des FZK vor. Juvite sind nur in einigen m² großen Aufschlüssen 300 m südsüdwestlich von Vipeto zu finden.

Karbonatite kommen in allen Teilen des FZK vor. Sie werden auf der Basis ihrer Mineralogie in Na-Silikat-Søvite, Amphibol-Glimmer-Søvite und Dolomit/Ankerit Karbonatit-Serien eingeteilt. Im zentralen Teil des FZK findet man stark radioaktive Chlorit-Ankerit Karbonatite, die explosiven, subvulkanischen Aktivitäten zugeschrieben werden. Durch hydrothermale Alteration entstand der karmesinrote Rødborg im östlichen FZK. Damtjernite kommen meist als stark alterierte Schicht-Intrusionen und Diatreme in der östlichen Hälfte des FZK vor.

Die Abfolge der magmatischen Ereignisse während der Bildung des Fen Komplexes wurde aus Intersektionsbeziehungen abgeleitet:

- (1) Intrusion der Melteigite-Ijolite-Urtite - Serien und Bildung der Na-Silikat-Søvite, Vipetoite und Juvite
- (2) Hauptphase der Bildung der Søvite (Kalzit-Karbonatite)
- (3) Bildung der Dolomit-Karbonatite
- (4) Intrusion der Damtjernite
- (5) Bildung der Ankerit-Karbonatite
- (6) Hydrothermale Aktivität, Bildung der Rødborgite

In der unmittelbaren Umgebung von Fen, innerhalb 5 - 10 km Radius um den FZK, kommen noch 8 Diatreme und 300 Schichtintrusionen (Satellitenintrusionen) vor. Die beträchtlichen Volumenanteile dieser Satellitenintrusionen zeigen, daß die Karbonatite nur geringe Anteile am Gesamtvolumen der Magmatite ausmachen. Der Hauptanteil besteht aus mafischen Silikatgesteinen in der Tiefe. An der Oberfläche dominieren felsische Gesteine der Phonolith Serie. Altersdatierungen an den Damtjerniten mit der Rb-Sr-Methode geben ein mittleres Isochronenalter von 560 ± 6 Ma und zeigen, daß der Fen-Magmatismus vor der mittelmkambrischen Sedimentation stattfand.

Mantel-Xenolithe und Hochdruck Phenokristalle bzw. Xenokristalle in Olivin-Damtjerniten weisen auf deren Intrusion direkt aus dem Mantel hin. Diese Intrusiva sind angereichert an LREE und entstanden durch partielles Schmelzen eines metasomatisch angereicherten Mantels in Tiefen von mehr als 60 km (MITCHELL & BRUNFELT, 1975). Obwohl Damtjernite die primitivsten Gesteine im FZK darstellen, sind sie nicht die Stammagmen für die Fen-Serie. Die Karbonatit-Schichtintrusionen sind sehr dünn (< 30 cm, durchschnittlich 7 cm) und zeigen eine sehr geringe Viskosität dieser Magmen an. Globuläre Kalzite in den Damtjerniten und Silikat-Karbonatiten lassen sich auf Emulsionsbildungsprozesse in einem zonierten Magmareservoir zurückführen. Als Modell für die Entstehung des FZK kann ein zoniertes Phonolith - Karbonatit Magmareservoir herangezogen werden.

[11], [12], [13]

Die Stadt Kongsberg liegt ca. 80 km westsüdwestlich von Oslo. Der Kongsberger Silber-Distrikt liegt im Kongsberg-Bamble Segment des südnorwegischen präkambrischen Schildes. Die ältesten Gesteine sind Gneise, Amphibolite, Glimmerschiefer und Quarzite, die als Kongsberg-Serie bezeichnet werden.

Diese Gesteine wurden zusammen mit jüngeren Gesteinen, wie Graniten, Gabbros und Diabasgängen von der svekonorwegischen Metamorphose erfaßt, wobei sie stark tektonisiert wurden. Der ganze Komplex wurde schließlich vermutlich im Perm von jüngeren Diabasen, sulfidhaltigen brekziösen Quarzgängen und von silberhaltigen Kalzitgängen durchschlagen.

Die Kalzitgänge wurden für die Silbergewinnung abgebaut. Das Vorkommen von Silbervererzungen ist auf die sogenannten Fahlbänder und ihre unmittelbare Umgebung beschränkt. Fahlbänder sind konkordante Lagen oder linsenförmige Körper von sulfidischen Imprägnationen im präkambrischen Grundgebirge. Sie nehmen bei der Verwitterung eine charakteristische rostbraune Farbe an. Schon früh erkannten die Bergleute, daß Silber nur dort vorgefunden wird, wo die Kalzitgänge die Fahlbänder schneiden. Die Mineralvergesellschaftungen in den Kalzitgängen können in drei Paragenesen eingeteilt werden:

- (1) Quarz, Graphit, Fluorit, Pyrit
- (2) Kalzit, Baryt (BaSO_4), Fluorit, Argentit (Ag_2S), gediegen Silber, Ni-Co-Arsenide
- (3) Kalzit, Zeolite

In Kongsberg tritt gediegenes Silber in drei verschiedenen Ausbildungen auf:

Massives Silber: Es ist der bei weitem häufigste Typ in Kongsberg. Es bildet Zwickelfüllungen mit xenomorphen Formen. Massives Silber gab es in allen Größen, von winzigen Rißfüllungen bis zu großen Erzbrocken. Ein Stück soll sogar 500 kg gewogen haben.

Drahtförmiges Silber: Es kommt in Kongsberg relativ häufig vor. Die Silberdrähte bestehen aus aneinandergereihten Kristallen.

Kristallines Silber: Gut ausgebildete Kristalle sind in Kongsberg selten.

Geschichte der Silberminen von Kongsberg

Die Stadt Kongsberg wurde 1624 nach der Entdeckung des Silbervorkommens gegründet. Die Kongsberger Gruben (ca. 300) produzierten bis zu ihrer Schließung im Jahre 1957 mehr als 1350 Tonnen Silber. Da die Norweger selbst wenig Erfahrung im Bergbau hatten, waren die ersten Bergarbeiter Deutsche, die aus anderen Betrieben in Norwegen nach Kongsberg versetzt wurden. Erst nach mehr als 130 Jahren Bergbaus in Kongsberg, wurde der erste Norweger zum Bergwerksdirektor ernannt. Die ersten Werkzeuge, die in den Gruben benutzt wurden, waren Schlägel und Eisen. In den oberflächennahen Gebieten wurde für den Stollenvortrieb zunächst eine Methode angewandt, die als „Feuersetzen“ bekannt war. Durch das Aufheizen des Gesteins mit Feuer und das anschließende Abschrecken mit kaltem Wasser wurde das Gestein zermürbt. Die bei dieser Methode auftretenden Risse konnten dann mit Schlägel und Eisen weiterbearbeitet werden. Die Jahresausbeute betrug durchschnittlich ca. 1700 bis 2000 kg Silber. Mit modernerer Abbautechnik wurden im Jahre 1915 sogar 15,6 Tonnen Silber gewonnen. Die Gruben wurden ständig modernisiert, dennoch wurden sie nach wiederholten Blüte- und Krisenzeiten 1957 eingestellt.

[14], [15], [16]

Die Kaledoniden sind ein alpinotypes Orogen, welches sich in Nord-Süd-Richtung im Westteil Skandinaviens erstreckt. Die Kaledoniden sind das Produkt der silurisch-devonischen Kollision der Kontinentalmassen von Laurentia im Westen und Baltica im Osten, bei welcher der Iapetusozean unter letztere subduziert wurde. Zur Erläuterung der tektonostratigraphischen Einheiten wird ein Profil entlang des Sognefjordes herangezogen (siehe Abbildung 7), welches mit geologischen, geophysikalischen, radiometrischen und petrologischen Methoden intensiv untersucht wurde. Als Grundlage für diese Darstellung diente eine Arbeit von Prof. Milnes und Mitarbeitern (MILNES et al. 1997).

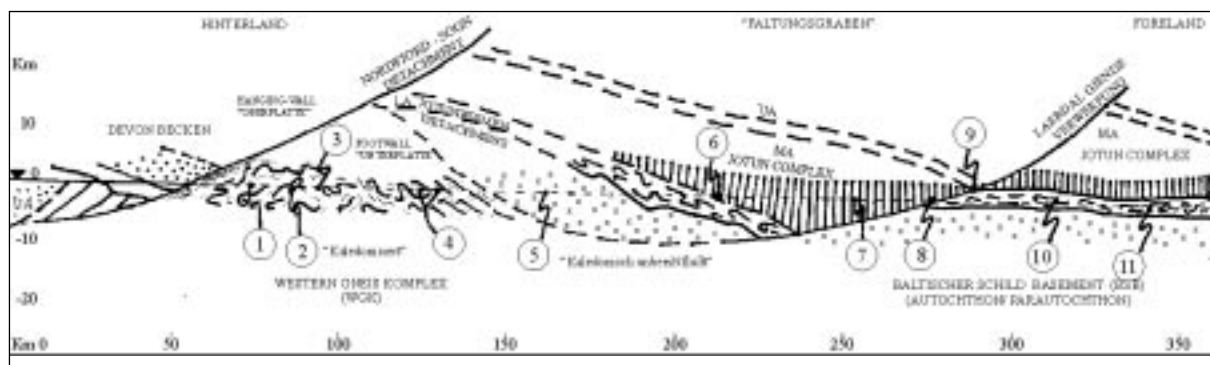


Abb. 7

Schematischer Querschnitt durch die südnorwegischen Kaledoniden - Sognefjord Traverse (nach MILNES et al., 1997).

Die Nummern geben die Punkte an, die im Exkursionsteil beschrieben werden.

Die allgemein flach einfallenden Einheiten sind entlang des Sognefjordes auf 250 km Länge gut aufgeschlossen und werden vom Liegenden zum Hangenden folgendermaßen bezeichnet:

Autochthon/Parautochthon: Der Baltische Schild im östlichen Vorland der Kaledoniden wird als Autochthon bezeichnet. Das ist jener Anteil des Deckengebirges, der nicht durch Deckenbewegung vom Ursprungsort fortbewegt wurde. Das Parautochthon wird durch die „Western Gneis Region“ repräsentiert. Als Parautochthon werden Schubmassen mit geringer Transportweite bezeichnet, die noch im unmittelbaren Zusammenhang mit ihrem Wurzelgebiet stehen.

Unteres Allochthon (UA), Mittleres Allochthon (MA) und Oberes Allochthon (OA): Allochthone Einheiten sind ortsfremde Gesteinskomplexe im Deckengebirge. Diese Einheiten wurden durch die Kollisionstektonik neben- und übereinandergeschoben und im Zuge der posttektonischen Extension von zwei großen Störungszonen durchschnitten.

Lærdal Gjende Störung: Sie markiert die Südostgrenze des sogenannten Faltungsgrabens, welcher das kaledonische Vorland im Südosten (Baltischer Schild und allochthone Decken) vom kaledonischen Hinterland im Nordwesten (Western Gneis Komplex und höhere allochthone Einheiten) trennt. Das Hinterland ist charakterisiert durch mittel- bis hochgradige kaledonische Metamorphose und duktile Deformation.

Das Nordfjord-Sogn-Detachment ist durch intensive Scherung und Mylonitisierung gekennzeichnet. Die hangenden Einheiten dieser Zone werden als „Oberplatte“ bezeichnet. Die Oberplatte besteht aus dem Mittleren und Oberen Allochthon und aus devonischen Becken, die während der postorogenen Extensionstektonik diskordant über den Stümpfen des MA und OA abgelagert wurden. Die „Unterplatte“ im Liegenden der Scherzone besteht aus stark mylonitisierten Gesteinen, hauptsächlich Gneisen und Eklogiten der „Western Gneis Region“.

Autochthon/Parautochthon

Diese tektonisch tiefste Einheit der Kaledoniden wird von präkambrischem Basement gebildet und ist im Südosten des Faltungsgrabens von mehreren präkambrischen Ereignissen (Svekonorwegische, Gothische Phase, ...) überprägt. Eine interne Gliederung erfolgt aufgrund von Störungszonen in verschiedene Sektoren (z.B. monometamorphe Telemarksuite, Bamble Sektor, ...). Im Nordwesten des Vorlandes tritt das Grundgebirge in wenigen Fenstern zutage, die durch mächtige Deckenpakete des UA imbrikationsartig überlagert sind. Die „Western Gneis Region“ im Hinterland wird als Parautochthon bezeichnet. Das Parautochthon ist gegen Westen zunehmend kaledonisiert. Unmittelbar nordwestlich des Faltungsgrabens erhebt sich eine breite Zone von präkambrischem Basement zu einem Gebirgsmassiv, dem Jostedalsbreen mit Migmatiten, granitischen Gneisen, Amphiboliten und Paragneisen. Die svekonorwegische Aufarbeitung ist hier kaum spürbar. Sie ist lediglich durch Granitintrusionen mit Assoziationen von Apliten (heller, saurer Granit, Pegmatit) manifestiert. Im Bereich des Faltungsgrabens ist die Verbindung zwischen Baltischem Schild und der „Western Gneis Region“ über mehrere Kilometer verborgen. Geophysikalische Untersuchungen ergaben aber eine einheitliche Krustencharakteristik unter dem Faltungsgraben, sodaß eine tektonische Trennung zwischen Baltischem Schild und „Western Gneis Region“ nicht nachgewiesen werden kann.

Unteres Allochthon

Die basalen Horizonte liegen direkt auf dem Grundgebirge. Der Ostrand des Sognefjords wird aus zwei Decken des UA mit Duplexstruktur aufgebaut. Die Einheiten stammen von der „Western Gneis Region“. Sie wurden von dort auf einer Decollementfläche über 50 km weit nach Südosten transportiert. Das UA geht gegen Nordwesten in eine schmale Scherzone über (Jotun Detachment), in der (graphitische) Phyllite, Serpentinite, Metagabbros und Grünschiefer als gut kartierbare Gesteine auftreten.

Mittleres Allochthon

Die Einheiten sind gekennzeichnet durch erosive Reste des präkambrischen Grundgebirges des Jotun Komplexes und nehmen den zentralen Bereich des Faltungsgrabens ein. Der Jotun Komplex wird vom baltischen Kontinentalrand abgeleitet. Als Hauptkomponenten treten Pyroxen-Granulite und Anorthosit-Granulite neben syenitischen und gabbroiden Granuliten auf, die mit der svekonorwegischen Orogenese im Zusammenhang stehen. Trotz der Überprägung des Jotun Komplexes in der skandischen Phase sind diese steifen Decken nahezu unversehrt und nur schwach kaledonisch beeinflusst (lokale Mylonite, Kataklastite). Die Hauptverformung fand an der Basis des Komplexes statt, wo an einer überkippten Basement-Cover-Bedeckung spezielle Basiskonglomerate, typische kreuzgeschichtete Meta-Arkosen (Sparagmite) erhalten sind. Am Nordwestrand des Faltungsgrabens liegt die Jotunheimen Scherzone - jene Bewegungsbahn, auf der sich die mylonitische basale Zone des MA über die stark gescherte Zone des UA geschoben hat.

Ein Versatzvektor in südöstliche Richtung von 300 km wurde ermittelt. Das MA ist im Hinterland weiter im Nordwesten an zwei Aufschlüssen nachweisbar: In der „Unterplatte“ (Liegenden des Nordfjord-Sogn Detachment) als stark gefaltete Decke im Western Gneis Komplex, und in der „Oberplatte“ im Dalsfjordkomplex (mit Sparagmit).

Oberes Allochthon

Das OA bildet gemeinsam mit dem MA die Oberplatte über dem Nordfjord-Sogn Detachment. Ihre größte Verbreitung haben die Einheiten des OA in den „Bergen Arcs“ im Südwesten und im Trondheim Deckenkomplex im Nordwesten des Sognefjords. Mit seinen Ophiolithkomplexen (Inselbogen- und Randbeckenassoziationen) ist das OA einziger Zeuge des Iapetus Ozeans. Die OA-Einheiten sind auf den Kontinentalrand von Baltica obduziert worden. Das OA wird schließlich von grobklastischen devonischen Sedimenten in den durch die postorogene Extensionstektonik gebildeten Becken diskordant überlagert.

Die kaledonische Überprägung begann im Silur vor ca. 440 Ma und reichte bis ins obere Devon vor ca. 360 Ma.

Strukturelle Korrelation

Das etwa 250 km lange Profil entlang des Sognefjordes wird in drei Segmente unterteilt:

- (1) Jotunheimen Segment im Osten
- (2) Sognefjord Segment im Mittelteil
- (3) West Coast Segment im Westen

Die Deformationsgeschichte der einzelnen Segmente wird weiters in Abfolgen unterteilt, die in der Tabelle 2 erläutert und zeitlich korreliert sind. Generell ist in allen drei Segmenten der Wechsel zwischen Krustenkontraktion und -extension zu beobachten. Das Sognefjord Segment ist weiters in drei Abschnitte unterteilt, welche die progressive Kaledonisierung von Ost nach West, also von hangend nach liegend, repräsentieren. Diese Abschnitte sind: eine nicht kaledonisierete Ostzone, eine durch heterogene Scherzonen charakterisierte Übergangszone und eine Westzone, die stark kaledonisch überprägt wurde und polymetamorphe Hochdruckparagenesen führt.

Exhumationsphase I: Intensive Deformation der Eklogite in 60-70 km Tiefe. Teile des OA werden in den Western Gneis Komplex eingefaltet, Eklogite steigen bis auf 40 km Tiefe auf und werden bis auf kleine Linsen und Lagen amphibolitfaziell überprägt. Die Kaledonisierung des Baltischen Schildes führt zu einer koaxialen Deformation. Die metamorphen Bedingungen sind temperaturbetont, Zeichen von Anatexis oder Magmatismus lassen sich aber nicht mit diesem Ereignis korrelieren.

Exhumationsphase II: Hier findet der Übergang von Kontraktion der oberen Kruste zur Extension statt. Es kommt zur Hebung und Erosion aufgrund horizontaler Spannungsabnahme. Mit der Hebung ist eine Abkühlphase verbunden, und es kommt zum Einfrieren der Paragenesen. Die Gneise schließen die Eklogite nun vollständig ein, diese werden ein Teil der „Western Gneis Region“.

Exhumationsphase III: Gneise mit Eklogitlinsen werden Teil der oberen Kruste. Es tritt das Hauptereignis der Extension ein mit großräumigen westvergenten Abschiebungen (Nordfjord-Sogn Detachment) und mit der Bildung von tektonisch kontrollierten Becken. Zu Beginn dieser Phase wurden die Becken mit klastischen Sedimenten gefüllt. Schließlich wurde das Nordfjord-Sogn Detachment gehoben, und die Eklogite erreichten ihre heutige Position.

[16], [17], [18], [19]

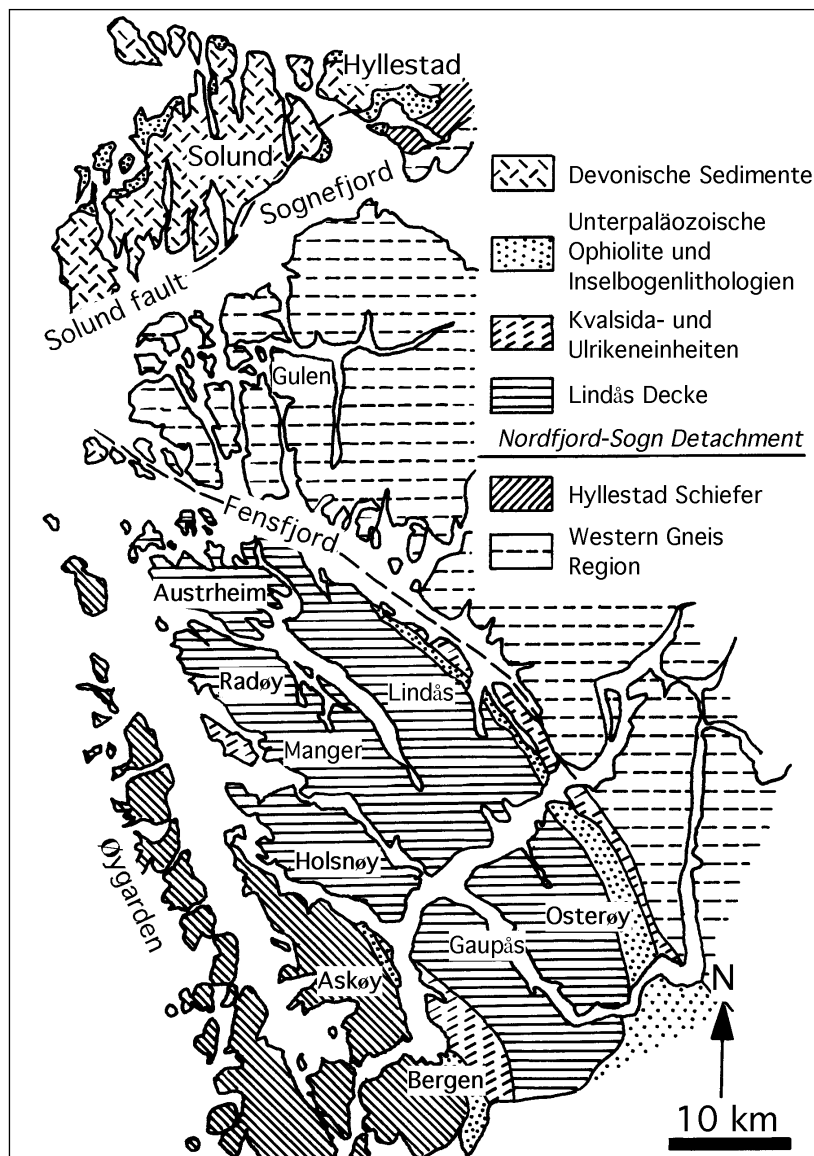
HINTERLAND		VORLAND	
OBERE PLATTE NSD	UNTERE PLATTE NSD	FALTUNGSGRABEN	
WEST COAST Deformationsphasen	SOGNEFJORD Deformationsphasen	JOTUNHEIMEN Deformationsphasen	KONTRAKTION - EXTENSION DER OBEREN KRUSTE
D5: E-W steilstehende Falten	D5: offene, steilstehende, E-W gerichtete Falten	D6: steilstehende, NW-SE vergente Falten	MODE II EXTENSION
D4: W-NW Bewegung Richtung NSD, Abspalten der Basisschichten	D4: Hauptbewegung in der NSD-Zone, Mylonite der oberen NSD-Zone	D5: Abspalten der Basisschichten und Verlagerung J. auf die Lærdal-Gjende Verwerfung	
D3: Beckenbildung, Bewegung Richtung NSD.	D3: NW vergente Foliation, amphibolitfazielle Bedingungen, Mylonite der unteren NSD-Zone	D4: NW vergente asymmetrische Faltenbildung	
(Hebung und Erosion)	D2: penetrative Deformation Richtung Westen, unter amphibolitfaziellen Bedingungen	D3: en bloc Bewegung des MA, duktile Deformation im UA (Duplexstrukturen)	SPÄTE KOLLISIONS- KONTRAKTION
D2: NW vergente Faltenbildung, Grünschiefer Fazies	D1: Verfaltung der Eklogite, Andocken des OA an WGK, im Osten erst D2	D2: duktile Deformation an der Basis des MA, SE Detachment	
D1: Obduktion und Überfaltung, SE-Bewegung, Verfaltung unter grünschieferfaz. Bedingungen.	keine Deformation	D1: J wird von OA begraben, Obduktion von Ophioliten	FRÜHE KOLLISIONS KONTRAKTION
MA und OA	A und P	OA und MA	

Tab. 2

Strukturelle Entwicklung der am Sognefjord aufgeschlossenen Einheiten, nach MILNES et al. (1997).
NSD - Nordfjord-Sogn Detachment, WGK - Western Gneis Komplex, A - Autochthon, P - Parautochthon.

Eklogite sind Gesteine, in denen das Mineralpaar Omphazit+Granat in signifikanten Mengen auftritt. In Metabasiten ist diese Paragenese ab Drucken von ca. 12 - 14 kbar stabil. Das entspricht einer minimalen Versenkungstiefe von 45 km. In Südnorwegen treten Eklogite vor allem in den „Bergen Arcs“ und in der „Western Gneis Region“ auf.

Die „Bergen Arcs“ werden von einer Serie kaledonischer Überschiebungsdecken des Oberen Allochthons gebildet, die bogenförmig um Bergen angeordnet sind (siehe Abbildung 8). Die Metamorphose dieses Komplexes wurde von zwei Hauptereignissen geprägt. Die erste metamorphe Prägung fand während der Grenvillian Orogenese statt, einem oberpräkambrischen Ereignis mit ausgedehntem Magmatismus, Deformation und granulitfazieller Metamorphose. Eine zweite Überprägung war druckbetont und erfolgte im Zuge der kaledonischen Orogenese.



Der Großteil der überarbeiteten Bereiche enthält hydrat-reiche amphibolitfazielle Minerale (hauptsächlich Amphibole und Hellglimmer). Lokal treten auch eklogitfazielle Paragenesen auf. Die granulitfaziellen Bereiche werden von anorthositischen bis gabbroiden Gesteinen dominiert. Untergeordnet treten auch mafische und ultramafische Gesteine, wie Charnockite und Mangerite auf. Abschätzungen der P-T-Bedingungen der granulitfaziellen Metamorphose ergeben $T = 800^{\circ} - 850^{\circ}\text{C}$ und $P < 10$ kbar. Aus den Eklogiten wurden für das kaledonische Ereignis Temperaturen von 670°C und $P > 15$ kbar ermittelt.

Abb. 8
Schematische Darstellung der regionalen Geologie der „Bergen Arcs“
(nach ANDERSEN & II AUSTRHEIM, 1995)

In der „Western Gneis Region“ werden der Jostedal-Komplex, ein homogener Orthogneiskomplex im Südosten, und der heterogene Fjordane Komplex im Nordwesten unterschieden. Der Fjordane Komplex besteht größtenteils aus Gneisen, Glimmerschiefern, Marmoren und Kalksilikaten. Untergeordnet treten auch mafische und ultramafische Gesteine auf. Der gesamte Komplex wurde von anorthositischen Gesteinen und (Rapakivi) Graniten intrudiert. Geochronologische Untersuchungen zeigen, daß der überwiegende Teil der Gesteine der „Western Gneis Region“ präkambrischen Alters ist und nur geringe Anteile der Kruste im Zuge der kaledonischen Orogenese gebildet wurden (hauptsächlich Pegmatite). Eklogite treten im gesamten Bereich der „Western Gneis Region“ auf. Isotopendatierungen der eklogitfaziellen Paragenesen ergeben für die Hochdruckmetamorphose ein frühkaledonisches Alter von 410 bis 440 Ma. Thermobarometrie an den Eklogiten ergibt einen Metamorphosegradienten von ca. 600°C und 12 kbar im Landesinneren zu 750° - 800°C und einem Minimumdruck von 20 kbar an der Küste. Dieser Gradient wird mitunter so interpretiert, daß die „Western Gneis Region“ im Zuge der kaledonischen Orogenese westwärts unter die Kontinentalplatte von Laurentia subduziert wurde. Die Eklogite hätten sich demnach in den unteren Teilen der verdickten Kruste gebildet.

Koronitische Eklogite: Durch statische Eklogitisierung laufen Reaktionen unvollständig ab. So wachsen z.B. in einem Dolerit der „Western Gneis Region“ Koronas von Granat auf Kosten von Plagioklas, und Omphazit beginnt Olivin und Pyroxen zu ersetzen. Diese unvollständigen Reaktionen sind sowohl in Gabbros, Doleriten und Anorthositen als auch in kaliumfeldspatführenden Systemen wie Granit und Mangerit zu beobachten. Koronitische Eklogitisierung tritt häufig an den Rändern von Scherzonen aus geschieferten Eklogiten auf.

Eklogite entlang von Rissen und Adern: In den „Bergen Arcs“ treten Eklogite auf, die sich in Adern gebildet haben (siehe Tafel 2a). Diese Adern enthalten grobkörnigen Omphazit, Granat, Kyanit und Quarz sowie wasserreiche Phasen wie Phengit, Klinozoisit und Amphibol. Die Eklogitisierung um die Adern reicht bis zu mehreren dm in das Umgebungsgestein. Außerhalb dieses Bereiches ist der granulitische Protolith praktisch unverändert. In der Nähe der Adern wachsen zwischen Granat und Feldspat Omphazitsäume, und diopsidischer Pyroxen wird durch Omphazit ersetzt. Auch im mikroskopischen Bereich ist die Eklogitisierung beobachtbar. Entlang von Rissen im Feldspat bildet sich Granat.

Eklogite in hochdeformierten Zonen: Die Eklogitisierung reicht hier von einigen Zentimetern bis zu mehreren hundert Metern beidseits von Scherzonen. In den Deformationszonen kann die Eklogitisierung praktisch vollständig sein. Es bleiben nur lokale Reste des Protolithen. Die größeren Scherzonen können über mehrere Kilometer im Streichen verfolgt werden. Die Eklogite in diesen Bereichen weisen eine starke Schieferung auf. Es wechseln Omphazit/Granat-Lagen mit Kyanit/Zoisit-Lagen. In den Eklogiten sind teilweise reliktsche Granate mit der ursprünglichen granulitfaziellen Zusammensetzung erhalten. Die reliktschen Granate werden aber von jüngeren Granatadern durchschnitten, die einen höheren Fe-Gehalt aufweisen. Die neuequilibrierten Bereiche können auch Einschlüsse von anderen eklogitfaziellen Mineralen, z.B. Omphazit, enthalten.

Eklogitfazielle Brekzien: Der Begriff „Eklogit-Brekzien“ bezieht sich auf Gesteine, in denen rotierte Blöcke von Granulit im geschieferten Eklogit eingebettet sind. Solche Eklogit/Granulit Mischungen sind in den „Bergen Arcs“ in Aufschlüssen von über 1000 m² Größe zu finden (siehe Tafel 2b). Sie bilden die dominante und charakteristische Lithologie im nördlichen Teil der Insel Holsnøy. Die Brekzien sind vor allem an den Grenzen von granulitischen Bereichen zu eklogitfaziellen Scherzonen zu finden. Die Größe der Blöcke reicht von einigen Dezimetern bis zu mehreren Metern.

Syn-eklogitfazielle Pseudotachylite: Es handelt sich dabei um dunkle glasige Adern, die Klüften und Kristalle des Umgebungsgesteins enthalten können. Sie entstehen typischerweise durch Aufschmelzung aufgrund von Reibungshitze im Zuge tektonischer Prozesse. Syn-eklogitfazielle Pseudotachylite kommen in teileklogitisierten Gebieten in den „Bergen Arcs“ vor. Sie bilden cm-dicke Adern in Granulit-Blöcken der Eklogit-Brekzien. Pseudotachylite, welche die Granulitblöcke durchschneiden, enthalten eklogitfazielle Minerale (Granat, Omphazit, Kyanit, ...), die direkt aus der Schmelze kristallisiert sind.

In den „Bergen Arcs“ und in der „Western Gneis Region“ treten häufig komplett eklogitisierte Gesteine neben ihrem granulitfaziellen Protolithen im gleichen Aufschluß auf. Aus den strukturellen Beziehungen ist ersichtlich, daß diese Gesteine denselben P-T-t-Pfad durchlaufen haben. Daraus läßt sich vermuten, daß nicht nur Druck und Temperatur sondern zusätzliche andere Faktoren für die Umwandlung von Granulit zu Eklogit verantwortlich waren. In diesem Zusammenhang spielten das Fluid und die Deformation eine entscheidende Rolle. Die Deformation schuf durch Zerschneiden der Minerale und Gesteine Wege und Kanäle für das Fluid und damit eine wichtige Grundlage für die Eklogitisierung. Auf Grund der niedrigen Diffusionsgeschwindigkeiten in Silikaten laufen Mineralreaktionen unter absolut trockenen Bedingungen äußerst langsam ab. Granulitfazielle Paragenesen können daher eklogitfazielle Bedingungen durchaus auch über geologische Zeiträume metastabil überstehen. Für die Granulit-Eklogit Transformation war neben dem Vorherrschen von eklogitfaziellen P-T Bedingungen auch die Verfügbarkeit einer fluiden Phase und eventuell auch Deformation als „Katalysator“ für die entsprechenden Mineralreaktionen ausschlaggebend.

[20], [21], [22], [23], [24], [25], [26], [27]

Die Entstehung der Eklogite in Westnorwegen fand vor 440 - 410 Ma in einem tiefen Bereich von Baltica statt. Diese Krustenregion wurde aufgrund der extremen Krustenverkürzung stark verdickt und versenkt. Bereits im finalen Stadium der Kontraktion (410 - 395 Ma) wurde dieser Bereich isostatisch gehoben. Die spröde Oberkruste reagierte darauf durch eine Ost-West gerichtete Ausgleichsbewegung.

Im Zuge der ersten Exhumationsphase wurden die Eklogite aus einer Tiefe von 60 - 70 km mit einer Hebungsrate von 2 - 3 mm pro Jahr auf ca. 40 km Tiefe gehoben. Am Ende dieser Phase änderte sich das tektonische Setting von kontraktiv zu extensional. Damit wurde der Orogenkollaps eingeleitet, in dem die verdickte kontinentale Kruste vom Mantel nach oben gedrückt wurde. Durch die Aufdomung wurde die Kruste instabil und glitt auseinander. In dieser Phase kam es zu einer weiteren Hebung der Eklogite um 10 km bis vor 385 Ma mit einer Hebungsrate von ca. 1 mm pro Jahr. In der Hauptphase der Krustenextension kam es zur Bildung von westvergenten Abschiebungen, von denen das Nordfjord-Sogn Detachment mit einem Lateralversatz von ca. 50 km die bedeutendste ist. Durch weitere Exhumation erreichten dann die Eklogite vor 365 Ma die Oberkruste. In diesen Zeitraum fällt auch die Entstehung der devonischen Becken, deren Form und Größe durch Abschiebungen kontrolliert wurden (siehe Abb. 9).

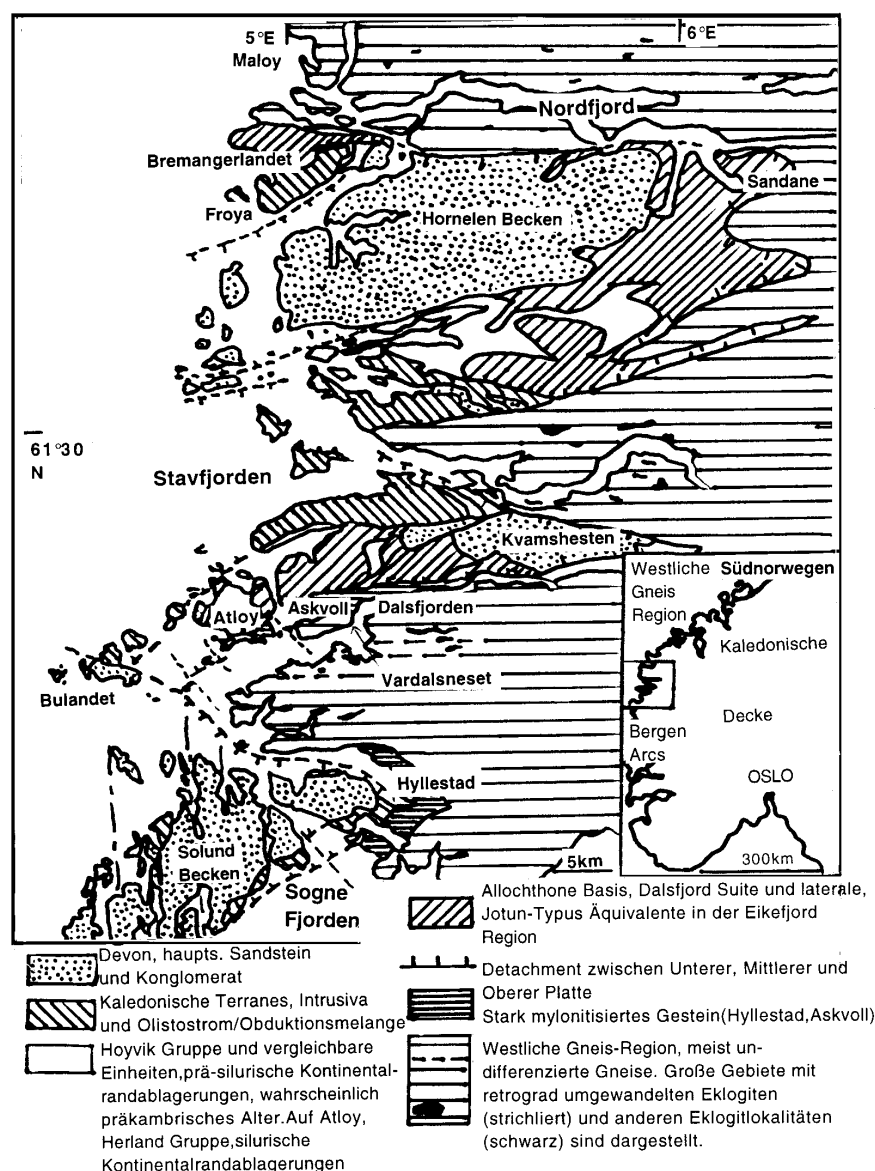


Abb. 9
Schematische Darstellung der regionalen Geologie im Bereich der Devonbecken von Hornelen, Solund und Kwamshesten (nach ANDERSEN & AUSTRHEIM, 1995)

Die „Western Gneis Region“ hat während der silurisch-devonischen Kontinent-Kontinentkollision von Baltica und Laurentia eine kaledonische Hochdruckmetamorphose erfahren. Druck- und Temperaturabschätzungen ergeben eine Versenkung bei Maximaldrucken von $P > 20$ kb und bei einer Temperatur von 600°C . Die tektonischen Strukturen der Eklogite lassen eine erste koaxiale Deformation erkennen, die durch horizontale Verkürzung und vertikale Streckung gekennzeichnet ist. Viele Eklogite, vor allem solche mit hohem Anteil an Kyanit, Quarz, Phengit und Klinozoisit haben Dehnungsstrukturen, die auf die starke vertikale Streckung zurückzuführen sind. Bei den Strukturen, die im Zuge der Extension während des Orogenkollaps entstanden sind, gibt es zwei Haupttypen: Die tiefsten aufgeschlossenen Einheiten werden von penetrativen koaxialen Strukturen dominiert, die sich durch vertikale Plättung und horizontale Ost-West gerichtete Streckung auszeichnen. Die Kollaps bezogene koaxiale vertikale Verkürzung und horizontale Dehnung fand unter granulit- bis amphibolitfaziellen Bedingungen (550°C , 10 - 12 kb) statt. Diese horizontale Verkürzung wurde in der Oberplatte durch nicht koaxiale Deformation kompensiert, die ausgeprägte Mylonitbereiche entlang der extensionalen Abschiebungsflächen entstehen ließ. Diese Abschiebungen entspringen in der koaxial deformierten tiefen Kruste und trennen die hochgradig metamorphen Gesteine der Unterplatte von den darüberliegenden Formationen der Oberplatte mit mittelgradiger bis geringer Metamorphose. Die devonischen Becken entstanden durch extensionale Brüche innerhalb der Oberplatte.

Die Eklogite sind nur an wenigen Stellen als größere Einheiten erhalten. Meist liegen sie als Relikte in einer Matrix aus migmatischen Gneisen oder durch retrograde Metamorphose umgewandelten Gesteinen vor. Die Grenzen zwischen den Eklogiten und dem Umgebungsgestein können scharf sein, es sind aber auch fließende Übergänge zu beobachten. Oft sind Eklogite als Boudins oder Linsen in das Umgebungsgestein eingelagert. Diese Linsen werden mitunter von Adern und Rissen durchzogen, die meist durch Streckung entstanden sind und senkrecht auf die Dehnungsrichtung angeordnet sind. Die frühen Adern enthalten eklogitfazielle Paragenesen.

[19], [28], [29]

E1 Erster Exkursionstag:

Kristallines Basement, alt-paläozoische Sedimente, permische Sedimente, Vulkanite und Kalderas des Oslo Grabens

Exkursionsroute:

Stop 1:	Bødalen, Slemmestad	Basiskonglomerate der altpaläozoischen Abfolge
Stop 2:	Morberg, Slemmestad	Präkambrisches Basement: Leptit-Gneis, Granit, permische Diabasgänge
Stop 3:	Närsnes	Kambrischer Alum Schiefer, perm. Mænaitgang
Stop 4:	Kalvøya, Sandvika	Ordovizische Kalk-Tonschiefer Abfolge
Stop 5:	Kolsås	Ringerike Sedimente, Asker Gruppe, darüberliegende Vulkanite (Basalte, Latite)
Stop 6:	Østerås Røa	Bærum Caldera (Perm), Ring dike mit assoziierten Skarnen

Kartengrundlagen: [A], [B], [C], [D]

Lokalität: Slemmestad liegt am Westrand des Oslofjordes ca. 18 km südsüdwestlich von Oslo und ist von Oslo auf der Autobahn (E18, Drammensveien) und dann über die Landstraße Slemmestadveien via Vollen in ca. 40 Minuten erreichbar. Die Lokalität befindet sich am Südostende des Fußballfeldes im Ortsteil Bødalen und ist von der Hauptstraße über die Aukeveien zu erreichen.

Aufschluß: Zu sehen sind kleine, bis zu einem Meter hohe Aufschlüsse von präkambrischen Gneisen in der Böschung zum Fußballfeld. Darüber sind flachliegende Schichtflächen von auflagernden Basalkonglomeraten aufgeschlossen.

Gesteinsbeschreibung: Das Basalkonglomerat ist nur wenige Meter mächtig. Die Konglomeratkomponenten sind Quarzite und Phosphorite aus der Telemarksuite. Aus dem Konglomerat sind einige wenige Fossilfunde beschrieben.

Lokalität: Vom Stop 1 ist die Slemmestadveien kurz zurück Richtung Norden zu fahren, dann zweigt rechts die Sundbyveien hinauf nach Morberg/Slemmestad ab. Knapp vor der Kuppe des Hügels gibt es rechterhand einen Straßenaufschluß (beschränkte Parkiermöglichkeit).

Aufschluß: Der Straßenaufschluß ist mehrere Meter hoch und ca. 30 m lang.

Gesteinsbeschreibung: Vorwiegend stehen hier Leptite (skandinavischer Name für Gneise mit vulkanischem Protolith rhyolitischer Zusammensetzung) des präkambrischen Basements an. Die Leptite wurden einerseits während der svekonorwegischen Orogenese (1100 Ma) von grobkörnigem Granit (Plagioklas, Hornblende) und andererseits im Rahmen der magmatischen Aktivität im Oslo Rift von basischen und sauren Magmen intrudiert. Am Nordostende des Aufschlusses dominieren die granitischen Injektionen. Dieser Granit bildet die Basis des Konglomerats von Bødalen (Stop 1). Die Basika liegen heute als bis zu fünf Meter mächtige Diabasgänge mit basaltischem Chemismus vor.

Probe:

Probe Nr. 97-N-1: Leptitgneis, Slemmestad Zentrum

Lokalität: Von Slemmestad führt die Route weiter nach Süden in die Bucht von Nærsnes (gute Parkiermöglichkeit auf dem kleinen Parkplatz zwischen dem Kindergarten und der Kapelle).

Aufschluß: Entlang der Straße gibt es mehrere kleine Aufschlüsse.

Gesteinsbeschreibung: In der Straßenböschung ist dunkelgrauer bis schwarzer leicht karbonatischer (5 - 10 % CaCO_3) Tonschiefer mit Graptolithen aufgeschlossen, der hier als „Alum Schiefer“ bezeichnet wird. An der Straße direkt unterhalb der Kapelle von Nærsnes ist ein schichtparalleler basischer Lagergang aufgeschlossen. Es handelt sich um ein Na-reiches basisches Gestein, das hier als „Mænait“ bezeichnet wird. Die Mænaiten sind meist mit Syenitintrusionen assoziiert und werden zu einer Frühphase der magmatischen Aktivität im Oslo Rift gezählt. In der Kurve etwa 50 m westlich der Kapelle von Nærsnes sind entlang der Straße die Harnischflächen von Staffelbrüchen (mit Kataklasten) der Westseite des Oslo Grabens zu sehen.

Proben:

Probe Nr. 97-N-2: Mænait; Nærsnes Kapelle

Probe Nr. 97-N-3: Alum Schiefer (mit Graptolithen); Nærsnes Kapelle

Lokalität: Die Lokalität befindet sich an der Kreuzung Slemmestadveien - Eternitveien in Nærsnes.

Aufschluß: Neben einer Lagerhalle etwa 30 m östlich der Straßenkreuzung gibt es einen ca. 15 m langen und 5 m hohen Aufschluß, in dem eine kleine Überschiebung eines Orthocerenkalkes auf einen Graptolithenschiefer zu sehen ist.

Gesteinsbeschreibung: Der Graptolithenschiefer (Elnes Formation) ist ein dunkler Tonschiefer mit Graptolithen- und Trilobitenresten. Der Orthocerenkalk (Huk Formation) ist ein hellbrauner Kalk mit bis zu 20 cm langen Orthoceras Resten.

Lokalität: Sandvika liegt etwa 7.5 km südwestlich von Oslo an der Küste des Oslofjordes. Der Stadt vorgelagert ist die kleine Insel Kalvøya. Die Insel ist über eine Fußgängerbrücke vom Parkplatz am Festland aus bequem zu erreichen.

Aufschluß: Auf Kalvøya gibt es ca. 150 m nordöstlich der Brücke schöne Uferaufschlüsse.

Gesteinsbeschreibung: Zu sehen ist eine ordovizisch - silurischen Kalk-Tonschiefer Wechselfolge. Auffallend sind diskordante Gänge, die der permischen magmatischen Aktivität im Oslo Rift zugeschrieben werden. In den regelmäßig geschichteten Sedimenten gibt es lokal Konglomeratlinsen, in denen transportierte Korallen zu finden sind (z.B. erste kleine Bucht ca. 150 m nordöstlich der Fußgängerbrücke). Die Konglomerate werden als Rinnenfüllungen interpretiert, die tektonische Aktivität schon im Ordovizium und Silur anzeigen (Frühphase der kaledonischen Orogenese).

Lokalität: Der Berg Kolsås liegt etwa 10 km westsüdwestlich von Oslo. Er ist erreichbar über die Autobahn E18, Abfahrt Sandvika Richtung Hønefoss. Ca. 2.5 km nach der Autobahnabfahrt führt die Route rechts ab in die Bærumsveien und dann links ab in die Toppåsveien. Am Ende der Toppåsveien beginnt der Wanderweg auf den Kolsås (inklusive Besichtigung der Aufschlüsse ca. 2 Stunden).

Fußmarsch auf den Kolsås:

Ringerike Formation: Am unteren Teil des Weges stehen die grünen und rötlichen Sandsteine und Arkosen der silurischen Ringerike Formation an. Die stratigraphische Einordnung beruht auf seltenen Funden von Süßwasserskorpionen. Auf einer Höhe von 212 m ü.d.M. ist eine Verbnungsfläche zu beobachten. Sie entspricht dem sub-permischen Erosionsniveau. Darüber folgen die permischen Sedimente der Asker Gruppe.

Kolsås Formation: Rötlicher Silt und Tonschiefer mit Pflanzenresten.

Tanum Formation: In dieser Formation sind vulkanische Fragmente enthalten. Die Tanum Formation ist am Kolsås nicht aufgeschlossen.

Skaugum Formation: Sie besteht aus Konglomeraten mit gut gerundeten Quarz- und Quarzitkomponenten. Die Komponenten stammen wie jene des Basalkonglomerats von Bødalen (Stop 1) aus der Telemarksuite. Es sind auch vulkanische Fragmente enthalten.

Über den Sedimenten folgen die permischen Vulkanite. Es werden etwa 20 Lavaflüsse unterschieden. Die liegendsten Vulkanite werden am Kolsås durch tholeitischen Basalt repräsentiert (am Anfang der Holztreppe). Im oberen Bereich treten im Basalt variolitische Hohlräume mit Quarz und Zeolithen auf. Darüber folgt „Rhombenporphyr“, ein porphyrisches Extrusivgestein mit trachytischem bis trachyandesitischem Chemismus. Die Porphyroblasten sind Anorthoklase mit typischerweise stark entwickelten (110) Flächen und der charakteristischen Rautenform. Der Begriff Rhombenporphyr wurde durch Leopold von Buch (1820) eingeführt. Unterschiedliche Lavaströme innerhalb des Rhombenporphyrs werden mit Hilfe der Größe, Form und „Packung“ der Porphyroblasten klassifiziert. Die einzelnen Lavaflüsse werden in der Oslo Region durchnummeriert (B1,B2,...- Basaltflüsse; RP1,RP2,...- Rhombenporphyrflüsse).

Proben:

Probe Nr. 97-N-5: Rhombenporphyr; Kolsås, untere Aussichtsplattform

Probe Nr. 97-N-6: Basalt mit Variolen; Kolsås

Lokalität: Røa liegt am westlichen Stadtrand von Oslo. Die Lokalität befindet sich an der Kreuzung von Griniveien und Østerndalen (kleine Stichstraße).

Aufschluß: Direkt an der Straßenkreuzung und entlang der Stichstraße Østerndalen gibt es mehrere kleine Aufschlüsse.

Gesteinsbeschreibung: Direkt an der Kreuzung ist der Quarzsyenit des Bærum Ringdikes aufgeschlossen. Charakteristisch für den Quarzsyenit sind Xenolithe aus Basalt und kambro-silurischen Sedimenten. Entlang der Østerndalen gibt es in den altpaläozoischen Sedimenten Kontakterscheinungen und Skarne mit Andradit, Epidot, Sulfiden und Sheeliten.

Geologischer Kontext: Die Bærum Caldera ist ca. 800 m eingesunken und im Internbereich mit Basalt (B3) gefüllt. Im Zentrum befinden sich Syenitintrusionen. Der Rand der Caldera wird durch einen maximal 100 m mächtigen, quarzsyenitischen Ringdike gebildet.

Proben:

Probe Nr. 97-N-8a: Quarzsyenit; Østerås, Røa

Probe Nr. 97-N-8b: Epidosit mit Sulfiden; Østerås, Røa

Probe Nr. 97-N-8c: Andraditfels; Østerås, Røa

Probe Nr. 97-N-8d: unveränderter Kalk; Østerås, Røa

E2 Zweiter Exkursionstag:

Exkursionsroute:

Stop 1:	Vollen	unmetamorphe Kalk-Tonschiefer Wechselfolge der Venstrop Formation
Stop 2:	Ulfsvai	Mineralneubildungen in der äußersten Kontakt-aureole des Drammen Granites
Stop 3:	Røykenveien - Bukkemyrveien	kontaktmetamorphe Kalk-Tonschiefer Wechselfolge
Stop 4:	Røykenveien / Løvhaugenveien	kontaktmetamorphe Kalk-Tonschiefer Wechselfolge
Stop 5:	Gullhellaveien	kontaktmetamorphe Kalk-Tonschiefer Wechselfolge
Stop 6:	Nordvatna	kontaktmetamorphe Kalke mit Skarn II Paragenesen
Stop 7:	Auivy	Skarn II Paragenesen und Vererzung
Stop 8:	Landfallhytta - Myrseter	Skarnminerale aus „roof pendants“

Kartengrundlagen: [A], [B], [C], [D]

Die Aufschlüsse der Stops 1 bis 5 zeigen kambrosilurische Sedimentgesteine des Oslo Grabens, die je nach ihrer Entfernung zum Intrusivkontakt mit dem Drammen Granit unterschiedlich stark kontaktmetamorph überprägt und verskarnt (Skarnbildungsphase I) wurden. Die Aufschlüsse von Stop 6 und 7 zeigen Gesteine der Skarnbildungsphase II. Die Aufschlüsse von Stop 8 zeigen stark kontaktmetamorph beeinflusste und verskarnte, aus kambrosilurischen Sedimenten hervorgegangene „roof pendants“ im Dach von Intrusionen.

Lokalität: Die Lokalität ist von Oslo über die Autobahn E18 (Drammensveien) Richtung Drammen zu erreichen. Vor Asker führt die Route links ab auf die Slemmestadveien, in Vollen gibt es einen Parkplatz direkt am Meer.

Aufschluß: Am Fjordufer gibt es großflächige Aufschlüsse.

Geologische Situation: Die Lokalität ist etwa 3 km vom Intrusivkontakt mit dem Drammen Granit entfernt. Die Gesteine sind noch unbeeinflusst von der Kontaktmetamorphose.

Gesteinsbeschreibung: Zu sehen sind unveränderte Nebengesteine des Drammen Granits. Es handelt sich um Tonschiefer-Karbonatsequenzen, deren Lagen eine durchschnittliche Mächtigkeit von 5 cm aufweisen. Die hellen, hervorwitternden Lagen stellen die Karbonate dar, die dunklen Lagen sind die Tonschiefer. Das Gestein ist sehr feinkörnig.

Lokalität: Die Route führt von Vollen über die Vollenveien auf die Røykenveien, vorbei an Gullhella und dann rechts abbiegend auf die Ulfsvai.

Aufschluß: In der Kurve der Ulfsvai gibt es einen Straßenaufschluß (10 m lang, maximal 3 m hoch).

Geologische Situation: Die Lokalität ist etwa 1200 m vom Intrusivkontakt entfernt. Sie liegt im äußersten Bereich des Kontakthofes. Hier ist makroskopisch erstmals eine Veränderung im Gestein festzustellen.

Gesteinsbeschreibung: Es handelt sich um die gleiche Kalk-Tonschiefer Wechselfolge, die schon am Strand von Vollen zu sehen ist. Zu erkennen ist hier eine leichte Änderung in der Farbe des Gesteins am Kontakt zwischen den Tonschiefer- und Karbonatlagen. Dünne Tonschieferlagen (im Bereich 1 bis 2 cm) haben bereits vollständig mit dem Karbonat unter Bildung von Skarnmineralen reagiert. In diesem Fall ist eine deutliche Aufhellung dieser Lagen im Vergleich zu den nicht alterierten Tonschieferlagen zu erkennen.

Lokalität: Die Lokalität befindet sich 50 m südlich der Kreuzung Bukkemyrveien (Røykenveien. Sie ist von der Ulfsvi über die Røykenveien, kurz Richtung Norden, zu erreichen.

Aufschluß: Der Aufschluß an der östlichen Straßenseite ist ca. 50 m lang und bis ca. 5 m hoch.

Geologische Situation: Die Lokalität ist etwa 1100 m vom Kontakt entfernt, es handelt sich wieder um die gleiche Serie wie in den Stops 1 und 2.

Gesteinsbeschreibung: Die Karbonate sind vollständig durch Skarnminerale ersetzt. Die Tonschieferlagen sind kaum alteriert. Im Skarnbildungsbereich innerhalb der ursprünglichen Karbonatlagen zeigt sich eine deutliche farbliche Zonierung vom Kontakt zu den Tonschieferlagen nach innen: Der unalterierte Tonschiefer ist dunkelbraun, anschließend folgt eine grünliche Zone (reich an Amphibol), danach folgt ein gelblicher Bereich (Pyroxen und Epidot).

Probe:

Probe Nr. 97-N-9: kontaktmetamorphe Kalk-Mergelwechsellagerung; Røykenveien

Lokalität: Die Lokalität befindet sich an der Kreuzung Løvhaugenveien (Røykenveien und ist über die Røykenveien in südlicher Richtung zu erreichen.

Aufschluß: Westlich der Røykenveien liegt ein kleiner Straßenaufschluß, der insofern gut zu besichtigen ist, als hier ein wenig befahrener Wirtschaftsweg die Røykenveien begleitet.

Geologische Situation: Die Lokalität ist etwas weniger als 1000 m vom Kontakt entfernt.

Gesteinsbeschreibung: Wiederum sind die Karbonate vollständig durch Skarnminerale ersetzt. Neben den grünen amphibolreichen und den gelblichen diopsid-epidotreichen Zonen ist hier eine hellrötliche bis rosa Zone mit Pyroxen, Kalifeldspat, Grossular und Andradit zu erkennen. Die Gesteine sind sehr feinkörnig, und der Mineralbestand ist nur im Dünnschliff zu identifizieren.

Lokalität: Die Route führt über die Røykenveien Richtung Norden nach Gullhella und dann links auf der Gullhellaveien (Schotterstraße) bis vor die Eisenbahntrasse.

Aufschluß: östlich der Straße befinden sich mehrere Aufschlüsse.

Geologische Situation: Die Lokalität ist sehr nahe am Intrusivkontakt. Unmittelbar westlich der Eisenbahntrasse steht bereits Drammen Granit an. Die Eisenbahntrasse folgt dem Intrusivkontakt, der hier allerdings nicht aufgeschlossen ist.

Gesteinsbeschreibung: In diesem Aufschluß sind die Tonschieferlagen durch Skarnminerale ersetzt worden. Die Karbonatlagen sind noch als solche erhalten (helle Lagen). Die Mineralparagenese ist dieselbe wie in Stop 4.

Lokalität: Die Lokalität befindet sich am kleinen See Nordvatna, der von Asker über die Solvangveien Richtung Drammen zu erreichen ist.

Aufschluß: An der nördlichen Straßenseite gibt es einen Straßenaufschluß (Vorsicht stark befahrene Straße!).

Gesteinsbeschreibung: Zu sehen sind massive Kalke mit dünnen Lagen aus Skarnmineralen (ursprünglich Tonschieferlagen). Die Skarnminerale sind hier vermutlich der Skarnbildungsphase II zuzuordnen.

Lokalität: Auf der Solveigveien geht es weiter Richtung Drammen, am „Eierskogen Pugverk“ ist rechts abzubiegen und kurz nach einer Unterführung zu parken. Der Aufschluß ist mit einem kurzen Fußmarsch in den Wald rechts der Straße einem Zaun entlang zu erreichen (3 Minuten).

Aufschluß: Im Wald gibt es eine kleine Halde vom alten Bergbau.

Gesteinsbeschreibung: Auf der Halde sind teils stark vererzte Handstücke mit Paragenesen der Skarnbildungsphase II zu finden. Besonders verbreitet ist gelblich brauner Granat in Aggregaten (Andradit-Grossular). Im Polarisationsmikroskop zeigen diese Granate spektakuläre Zonierung.

Probe:

Probe Nr. 97-N-10: Andraditfels; alter Bergbau von Auvy

Lokalität: Die Route führt nach Drammen zum Parkpatz von Landfallhytta nördlich oberhalb von Drammen. Von hier geht es zu Fuß weiter. Die Wanderung dauert inklusive Besichtigung der Aufschlüsse ca. 3 Stunden.

Aufschluß 1: Ein erster Aufschluß von verskarnten Metasedimenten befindet sich direkt neben dem Wanderweg vom Parkplatz Landfallhytta nach Myrseter etwa 500 m vom Parkplatz entfernt. Hier sind vor allem kleine, aber sehr schön idiomorphe Andradite zu finden.

Aufschluß 2: Unmittelbar NW von Myrseter gibt es in einem kleinen Graben eine Fundstelle von gelblichbraunen bis satt grünen, teilweise idiomorph ausgebildeten Vesuvianen.

Aufschluß 3: Nördlich von Myrseter gibt es eine ungefähr west-ost verlaufende Forststraße. Entlang dieser Straße gibt es gegen Osten mehrere Aufschlüsse von karbonatischen „roof pendants“ mit sehr schönem Vesuvian.

Proben:

Probe Nr. 97-N-11: gelbbraune Vesuviane; unmittelbar nordwestlich von Myrseter

Probe Nr. 97-N-12: grüne Vesuviane; entlang der Forstraße nördlich von Myrseter

E3 Dritter Exkursionstag:

Exkursionsroute:

Stop 1:	Låven	Typuslokalität von Aegirin, Mosandrit, Katapleit, Lavenit, Astrophyllit, Leukophan ...
Stop 2:	Vesle Arøya	hydrathaltige Alkali-Beryllsilikate und seltene Li-Glimmerminerale
Stop 3:	Lille Arøya, Arøyskjærene	Pegmatit mit seltenen Zr- und Th-Mineralien
Stop 4:	Håøya	Pegmatit mit kogenetischer Na-Minette
Stop 5:	Tvedalen Brüche, Tuften (Svensken)	Larvikitbruch, seltene Oxide und Hydroxide
Stop 6:	Saga bei Strandåsen	Larvikit-Steinbruch, tafelige Wöhlerite und Cancrinite

Kartengrundlagen: [A], [C], [E], [F], [G]

Lokalität: Die Insel Låven ist vom Hafen des Ortes Helgeroa per Boot in ca. 20 Minuten erreichbar. Das Eiland ist 60 m lang und weist eine Breite von 30 m auf. Die höchste Erhebung liegt 8.5 m über dem Meer. Das Anlegen erfolgt am besten an der Nordseite der Insel. Der obere, sichtbare Teil der Insel besteht aus Ne-Syenitpegmatit, der in geklüfteten Basalt intrudiert. Auf der benachbarten Insel Stokkøya befindet sich die Fortsetzung des Syenitganges. Låven ist die Typuslokalität für insgesamt 47 Mineralarten. Die Insel ist eine gesetzlich geschützte Fundstelle, Sammeln ist nicht erlaubt. Die Größe der Mineralien beträgt im Mittel 5 cm; diese kann aber erheblich überschritten werden.

Beschreibung der Mineralfundstellen:

(a) Die erste Fundstelle befindet sich wenige Meter von der Anlegestelle entfernt, am Nordteil der Insel. Der Pegmatit, der hier nahe am Kontakt aufgeschlossen ist, besteht aus hellrosa Spreustein (Natrolith) nach Nephelin (Säume um rötlichen Ne) und nach Sodalith (homogen rot), schwarzem Magnetit (derb), Aegirin-Augit und Basaltxenolithen.

b) Die zweite Fundstelle liegt an der NW-Kante der höchsten Erhebung. Neben Nephelin (rot) und Aegirin ist Lavenit honiggelber Farbe zu finden. Die langprismatischen Kristalle erscheinen durch Schnittlageneffekte als runde Körner und messen 5 - 10 mm im Querschnitt.

c) Im Zentrum der höchsten Erhebung befindet sich eine durch Sprengung erzeugte Kaverne. Anstelle von Lavenit tritt brauner Mosandrit (verwittert) in Stengeln auf, weiters ist Nephelin (bis 30 cm große, rosa Massen), Biotit (grün-schwarz) und Aegirin-Augit (schwarz) zu sehen. Zwei Meter südlich zeigt sich folgende Mineralvergesellschaftung: Katapleit (rosabraun), Sodalith (grau), Apophyllit (porzellanweiß), Aegirin-Augit (schwarz).

d) Am SE-Ende der Insel liegt die Typuslokalität von Aegirin. Die Kristalle weisen eine Länge von 10 - 30 cm auf und sind in grauem Mikroklin eingebettet (siehe Tafel 1a). Die starke Akkumulation von Aegirin wird durch Assimilation des umgebenden Basaltes erklärt.

e) Am E-Ende der Insel befindet sich eine Fundstelle von Aegirin-Augit, Magnetit (bleigrau), Fluorit (violett) und Nephelin (rosa Matrix). Mikroklin (grauweiß) tritt typischerweise in tafeligen Kristallen auf.

Lokalität: Die Insel Vesle Arøya ist per Boot in ca. 5 Minuten von Låven aus erreichbar. Am Südtteil der Insel ist eine Kaianlage eingerichtet. Die Lokalität befindet sich 150 m nördlich am Ostufer, Beprobung ist erlaubt.

Aufschluß: Ein Syenitpegmatit (Korngröße 5 cm) ist hier in Larvikit intrudiert. Gefundene Mineralarten: Mikroklin (grauweiß), Aegirin (schwarzgrün), Biotit (schwarz), Eudialyt (rotbraun), Wöhlerit (gelb, derb), Astrophyllit (goldbraun), Katapleit (grau), Eudidymit (farblos, 3 mm) mit epitaktisch aufgewachsenen Epididymit und Polyolithionit (farblos, blättrig).

Probe:

Probe Nr. 97-N-14: Syenitpegmatit mit Astrophyllit, Wöhlerit, Ägirin, Audealit; Vesle Arøya

Lokalität: Die Insel Lille Arøya gehört zum Scherengürtel an der Ostseite des Langesundfjordes. Ein Anlegen ist an der S-Spitze von Lille Arøya möglich, Beprobung ist erlaubt.

Aufschluß: Hier ist ein Syenitpegmatit in Larvikit intrudiert. Der Pegmatit (Körnung 5 cm) unterscheidet sich chemisch und mineralogisch sehr stark von den bisherigen. Bei der Platznahme vermischte sich die Pegmatitschmelze mit Magmen anderer Herkunft (Ditroit- und foyaitische Magmen). Die Fundstelle liegt 30 m südlich einer ersten Erhöhung. Gefundene Minerale: Mikroklin (grauweiß), Nephelin (rosa), grüner Aegirin und Hydro-Aegirin (Aegirin mit OH-Komponente) als späte Bildung, Mosandrit (frisch, dunkelbraun), Astrophyllit (goldbraun), Eudialyt (rotbraun), Rosenbuschit (feine, graubraune, parallele Faserung), Leukophan (apfelgrün) und Thorit (orange, derb, 5 mm groß). Vor 100 Jahren wurde hier nach Thorium prospektiert.

Probe:

Probe Nr. 97-N-15: Syenitpegmatit mit zwei Generationen von Ägirin, Lille Arøya

Lokalität: Die Insel Håøya liegt an der Ostseite des Langangsfjordes. Die Landungsstelle befindet sich auf mittlerer Höhe an der Westküste der Insel, Beprobung ist erlaubt.

Aufschluß: Das Larvikitgebiet wird auch hier von Pegmatiten durchschlagen. Während der Kristallisation der Pegmatite drangen Na-Minette, das sind feinkörnige basische Gänge in das Areal ein. Dabei wurden vor allem an den Randzonen der basischen Gänge große Pegmatitminerale als Xenokristalle (z.B. Mikroklin und Spreustein) eingebettet. Pegmatitminerale: Mikroklin (grauweiß), Hornblende (schwarz, verdrängt in diesem Gebiet Aegirin), Nephelin (rosa) sowie Spreustein (hellrosa, aus Natrolith und Gonnardit) nach Nephelin (siehe Tafel 1b).

Lokalität: Der Steinbruch liegt an der Strafe von Helgeroa nach Tveidalen, etwa 2 km nach Tveidalen und ist von dort gut einsehbar, Beprobung ist erlaubt.

Aufschluß: Hier dient Larvikit als Wirtsgestein netzartig verbreiteter Pegmatitgänge. Stellenweise werden die Pegmatite von späten Diabasgängen gekreuzt. Generell enthält der Pegmatit grauen Mikroklin (stellenweise bis zu 30 cm Länge), schwarze Ferro-edenitische Hornblende, grauen Nephelin und etwas Aegirin (grün, späte Bildung). Der Larvikit selbst wird hier und in den vielen anderen Brüchen des Gebietes intensiv abgebaut, zu Blöcken geschnitten und als Dekorstein exportiert.

Mineralfundstellen:

a) Im Zentrum des Steinbruches befindet sich ein Parkplatz. Von dort ist nach ca. 150 m entlang der Straße nach oben eine Kehre mit einem Felsvorsprung zu erreichen. Typisch für diese Stelle: Zirkon (braun, 2 mm), Pyrochlor (rotschwarz glänzend, Höfe; 3 mm), Magnetit (schwarze Oktaeder, 3mm) und Molybdänit (metallisch glänzend).

b) Die nächste Lokalität liegt ebenfalls an dieser Straße (30 m weiter). Gefunden wird: Spreu-stein aus hellviolettem Diaspor (derb) und honiggelbem Böhmit (in 5 mm großen Drusen) als Begleitminerale von Natrolith (weiß, faserig-stengelig).

Probe:

Probe Nr. 97-N-16: Syenitpegmatit mit Zirkon, Larvikit; Steinbruch Tuften

Lokalität: Der Steinbruch befindet sich westlich abseits der Hauptstraße bei Mørje (5 km nördlich von Helgeroa), Beprobung ist möglich.

Aufschluß: Hier wurde der Larvikit von einer drei Meter mächtigen, horizontalen Pegmatitlinse durchdrungen. Vom Parkplatz führt eine steile Straße zu einem Plateau. Die Gesteinsblöcke am Straßenrand und auf der Halde enthalten generell grauen Mikroklin, schwarze Ferro-edenitische Hornblende und Biotit. Am Beginn des Plateaus kann zusätzlich gefunden werden: Wöhlerit (5 cm große, gelbbraune, tafelige Individuen) und Cancrinit (5 cm große, zitronengelbe Massen). Ein Haldenfeld, das sich am linken Teil des Plateaus befindet, liefert: Zirkon (bis cm große, braune Einkristalle), Albit (feinkörnig, zuckerweiß), Molybdänit (metallisch glänzende Flocken), Sodalith (grau) und Analcim (weiß).

Probe:

Probe Nr. 97-N-17: Syenitpegmatit mit Biotit, Nephelin und Ägirin

E4 Vierter Exkursionstag:

Exkursionsroute:

Stop 1:	Holla bei Ulefoss	Karbonatitsteinbruch
Stop 2:	Torsnes bei Ulefoss	Erzaufbereitung, Halde

Kartengrundlagen: [A], [C], [G], [H]

Lokalität: Ulefoss ist von Porsgrun über Skien erreichbar. Im Ortsteil Holla kurz vor Ulefoss zweigt rechts eine kleine Straße ab, die entlang des Ufers des Nordsjø in Richtung Febakken führt. Nach ca. 400 m im Bereich der Bucht von Ringsevja liegt rechts der in Betrieb stehende Steinbruch.

Aufschluß: Die Abbaubreite des Bruches beträgt etwa 100 m, die maximale Höhe ungefähr 30 m. Im zentralen Bereich ist schlotartig Fenit-Brekzie aufgeschlossen, ebenso am östlichen Rand. Randlich zu den Intrusionen werden die Nebengesteine (Gneise) alkali-metasomatisch verändert („fenitisiert“).

Gesteinsbeschreibung: An Gesteinen finden sich sowohl anstehend als auch in Rollstücken: Damtjernit: Pyroxen-, Amphibol- und gerundete Karbonatporphyroblasten in einer sehr dunklen, feinkörnigen Matrix

Søvit: grobkörnige, helle Dolomit-Kalzit- oder dunkle Siderit-führende Karbonatite

Fenite: metasomatisch veränderte Gneise aus dem Nebengestein mit feinkörnigen, neugewachsenen Amphibolen und Glimmern

Rødbergit: dunkelbraune, massive, feinkörnige dichte Gesteinsmassen, sehr karbonat- und hämatitreich.

Proben:

Probe Nr. 97-N-18a: Damtjernit; Steinbruch Holla

Probe Nr. 97-N-18b: Søvit; Steinbruch Holla

Probe Nr. 97-N-18c: Rødbergit; Steinbruch Holla

Probe Nr. 97-N-18d: Fenit; Steinbruch Holla

Lokalität: Vom Karbonatitsteinbruch führt die Route weiter auf der Uferstraße nach Südosten. Ca. 300 m südöstlich von Torsnes biegt ein kleiner, steil abfallender Hohlweg (schlecht zu sehen) hinunter zum Ufer und zur alten Erzaufbereitung ab.

Aufschluß: Rund um die alte Erzaufbereitung gibt es eine ausgedehnte Halde.

Gesteinsbeschreibung: Es finden sich hauptsächlich dunkelbraune Karbonatite (wahrscheinlich Siderit-Ankerit), die teilweise sehr stark mit Pyrit- bzw. Pyrrhotin angereichert sind.

Probe:

Probe Nr. 97-N-19: Fe-Karbonatit mit Sulfiden; Ehemalige Erzaufbereitung südöstlich Torsnes

E5 Fünfter Exkursionstag:

Exkursionsroute:

Stop 1:	Bergwerksmuseum Kongsberg	Silbererzstufen, mineralogische Sammlung
Stop 2:	Kongsberg Silbermine	Silbervererzungen unter Tage

Lokalität: Das Museum befindet sich in der Stadt Kongsberg am orographisch rechten Ufer des Lagen etwa 100 m flußabwärts der Straßenbrücke.

Ausstellung: Es werden ca. 330 Stufen aus gediegenem Silber und Begleitminerale aus den Gruben von Kongsberg gezeigt. Gediegenes Silber kommt in Kongsberg in drei charakteristischen Ausbildungsformen vor: massiv, drahtförmig oder in Kristallen. Einer der größten Silberkristalle und spektakuläre Verzwilligungen von Silberkristallen sind hier ausgestellt. Einen weiteren Schwerpunkt der permanenten Ausstellung bildet die Entwicklung der Abbautechniken im Silberbergbau von Kongsberg. Schließlich ist noch eine sehr umfangreiche und gut sortierte mineralogische Sammlung mit Stücken aus ganz Norwegen sehenswert.

Lokalität: Der für Touristen zugängliche Teil der Silbergruben befindet sich ca. 7 km außerhalb der Stadt an der E 76 Richtung Notodden. In Saggrenda zeigt rechts ein Wegweiser Richtung „Solvgruvene“. Ein etwa 2.6 km langer Förderstollen, der mit einer Grubenbahn befahren wird, erschließt die Grube. Die Grube ist gut begehbar, außer warmer Kleidung ist keine besondere Ausrüstung notwendig.

Vererzung: Die Silbergruben von Kongsberg liegen im präkambrischen Basement wenige Kilometer westlich des Westrandes des Oslo Grabens. Die Vererzung wird mit dem permischen Magmatismus im Oslo Graben in Zusammenhang gebracht. Die Vererzung tritt ausschließlich in Bereichen auf, in denen diskordante Quarz-Kalzitadern die sogenannten „Fahlbänder“ schneiden. Als Fahlbänder werden hier schieferungskonkordante, mit Sulfiden imprägnierte Lagen bezeichnet. Gediegenes Silber ist schwer zu sehen, es bildet aber immer scharfe Spitzen und Kanten innerhalb der vererzten Adern und läßt sich gut ertasten.

E6 Sechster Exkursionstag:

Exkursionsroute:

Stop 1:	Gaupås	präkambrische Anorthositgranulite mit spektakulären Koronatexturen
Stop 2:	Hylkje	deformierter anorthositischer Granulit mit amphibolitfazieller Überprägung
Stop 3:	Adnefjell	Granulite mit Eklogitadern und eklogitfazielle Pseudotachylite
Stop 4:	Sætrevik	Granulitschollen in Eklogitmatrix, Eklogit-Granulit Megabreckzie

Kartengrundlagen: [I], [J], [K], [L], [M], [N]

Lokalität: Von Espeland (ca. 10 km östlich von Bergen) führt die Route nach Indre Arna und weiter nach Gaupås. Über eine Tunnelzufahrt ist der Abbaubereich des in Betrieb stehenden Steinbruches erreichbar.

Aufschluß: Es gibt zahlreiche Aufschlüsse von anorthositischen Granuliten mit spektakulären Koronatexturen von bis zu 10 cm Größe.

Gesteinsbeschreibung: Die hellgraue bis weiße Matrix besteht hauptsächlich aus Plagioklas und Quarz. Stellenweise finden sich auch dunklere, grau bis violett gefärbte, leicht fettglänzende Bereiche. Dabei handelt es sich um frischen, unalterierten Anorthositgranulit. Die Färbung entsteht wahrscheinlich durch Mikroeinschlüsse im Plagioklas. Die Koronas zeigen eine makroskopisch gut erkennbare Mineralzonierung mit Olivin im Kern (braun), gefolgt von einem Saum aus Orthopyroxen (bronzefarben). Dieser wird umgeben von einer Schicht aus Clinopyroxen (dunkelgrün, schwarz). Den Abschluß zur Matrix bildet eine Granatzone. Mitunter ist der Granat durch Hydratisierungsreaktionen randlich durch Amphibol ersetzt. Die granulitfazielle Überprägung erfolgte wahrscheinlich in der oberpräkambrischen Grenvillian Orogenese. Der Mineralbestand des Ausgangsgesteins war vermutlich Plagioklas und Olivin.

Probe:

Probe Nr. 97-N-20: Granulit mit Koronatexturen

Lokalität: Die Ortschaft Hylkje ist von Gaupås über die Straße Richtung Åsane und über die Abzweigung in Richtung Knarvik erreichbar. Die Lokalität befindet sich ungefähr 50 m nach der Ortschaft Hylkje auf der rechten Straßenseite.

Aufschluß: Der Straßenaufschluß ist ca. 20 m lang und bis zu 2 m hoch.

Gesteinsbeschreibung: Zu sehen ist ein teils stark deformierter, folierter amphibolitfazieller Gneis bis Mylonit. Daneben ist in undeformierten Bereichen der granulitfazielle Protolith zu beobachten. Der Mineralbestand der retrograd umgewandelten, kaledonisch deformierten Gesteine ist neben Plagioklas und Quarz geprägt von wasserreichen Phasen wie Glimmer, Chlorit und Amphibol. Die Umwandlung der präkambrischen Gesteine und ihre starke Deformation wird auf Fluideinfluß im Zuge der kaledonischen Orogenese zurückgeführt.

Lokalität: Die Lokalität befindet sich auf der Insel Holsnøy. Sie ist von Hylkje über die Straße Richtung Knarvik und dann über die Straße Nr. 564 erreichbar. Ca. 1.5 km nach der Ortschaft Rossland gibt es bei einem Straßeneinschnitt auf einer Kuppe eine Parkiermöglichkeit.

Aufschluß: Der Aufschluß Ådnefjell liegt etwa 200 m in östlicher Richtung (hügelaufwärts).

Gesteinsbeschreibung: Es stehen hier stark geschieferte, granulitfazielle anorthositische Gabbros an. In einem der Aufschlüsse sind zwei etwa einen Meter voneinander entfernte, subvertikale Adern erkennbar. Im Bereich von ca. 10 cm um diese Adern ist das granulitfazielle Ausgangsgestein in eine eklogitfazielle Paragenese umgewandelt (siehe Tafel 2a). Der Mineralwechsel ist durch die starke Grünfärbung (Omphazit) erkennbar. Die Grenze zum unveränderten Protolithen ist relativ scharf. Die ursprüngliche Foliation bleibt auch in den umgewandelten Bereichen erhalten. Zusätzlich zu Omphazit, Granat, Kyanit, Plagioklas und Quarz enthalten die Adern auch wasserreiche Phasen wie Hellglimmer (Phengit), Klinozoisit und Amphibol. Vermutlich befanden sich die granulitfazillen Protolithen bereits metastabil unter P-T Bedingungen der Eklogitfazies. Die Eklogitisierung wurde aber erst durch die Zufuhr eines wäßrigen Fluids entlang der Adern ermöglicht.

Pseudotachylite: Mitunter sind im anorthositischen Gabbro schwarze, glasige bis zu mehrere Zentimeter dicke Adern zu sehen. Es sind Pseudotachylite mit eklogitfazieller Paragenese, die im Zuge von seismischen Aktivitäten unter eklogitfaziellen Bedingungen durch Reibungsaufschmelzung entstanden sind.

Lokalität: Vom Aufschluß Ådnefjell führt die Straße weiter nach Westen bis zur Bucht von Sætre (Sætrevik), Fußmarsch zum östlichen Ufer der Bucht (5 Minuten).

Aufschluß: Die Lokalität stellt ein großflächig aufgeschlossenes Gelände mit vielen Einzelaufschlüssen dar.

Gesteinsbeschreibung: Die Hauptmasse der Gesteine wird gebildet von einer grobkörnigen, hellen eklogitfaziellen Matrix mit Hellglimmern (Paragonit, Phengit), Omphazit, Granat, Kyanit, Zoisit und Quarz. Lokal gibt es scharf abgegrenzte Schollen des hellen granulitischen Protolithen. Die Aufschlüsse von Sætrevik liegen im Bereich einer etwa 50-100 m mächtigen Scherzone, entlang derer die Eklogitisierung über mehrere Kilometer verfolgt werden kann. Lokal finden sich auch Eklogite aus mafischen Ausgangsgesteinen. Die Eklogite aus gabbroiden Protolithen sind dunkler und enthalten im Gegensatz zu den oben erwähnten Eklogiten mehr Granat, weiters Hellglimmer (Phengit), Omphazit und Amphibol. In den gabbroiden Gesteinen sind auch ultramafische Schollen (Peridotite, Pyroxenite) zu finden. In den Peridotitschollen ist analog zur Granulit-Eklogit-Transformation ein Übergang von Spinell-Lherzoliten zu Granat-Lherzoliten erkennbar. Etwa 500 m von der Küste entfernt ist in einer felsigen Steilstufe von ca. 30 m Höhe über mehrere 100 m Länge eine „Eklogit-Granulit Megabrekzie“ aufgeschlossen. Dieses Gestein besteht aus einer Eklogitmatrix und mehrere Meter großen Granulitschollen (siehe Tafel 2b). Diese Gesteine treten typischerweise am Rand von Scherzonen auf.

Probe:

Probe Nr. 97-N-21: Eklogit und Peridotit; Sætrevik

E7 Siebenter Exkursionstag:

Exkursionsroute:

Stop 1:	Taulsvågen	frische Granulite
Stop 2:	Solen Fjell	Typlokalität des Mangerites
Stop 3:	Manger	retrograd überprägte Mangerite

Kartengrundlagen: [I], [J], [M], [N], [O]

Lokalität: Die Lokalität liegt auf der Insel Radøy ca. 3 km östlich von Manger und ist von Bergen über Indre Arna und Knarvik erreichbar.

Aufschluß: Der 10 m lange und bis 4 m hohe Straßenaufschluß liegt knapp nordöstlich des tiefsten Punktes der Straße in der Bucht von Taulsvågen.

Gesteinsbeschreibung: Zu sehen sind frische Granulite aus anorthositischen Protolithen. Der Mineralbestand ist Granat, Klinopyroxen, Orthopyroxen, Skapolit, Plagioklas und mitunter Hornblende. Die ausgeprägte Bänderung ist ein rein metamorphes Gefüge, es gibt hier keine magmatischen Gefügerelikte.

Probe:

Probe Nr. 97-N-22: basischer Granulit; Taulsvågen

Lokalität: Die Lokalität befindet sich auf der Hügelkette östlich von Manger an der Straße Richtung Taulsvågen.

Aufschluß: Die Typlokalität von Mangerit (erstmalig beschrieben von KOLDERUP, 1903) besteht aus mehreren Straßenaufschlüssen.

Gesteinsbeschreibung: Die Mangerite sind dunkle, massige Gesteine mit dem typischen polygonalen Gefüge der Granulite. Der Mineralbestand ist Orthopyroxen (Hypersten), Klinopyroxen und Mesoperit. Akzessorisch treten auf: Apatit, Ilmenit, Hematit und Hornblende. Das Ausgangsgestein war ein basischer Monzonit. U-Pb Analysen ergeben ein konkordantes Alter von 945 Ma.

Probe:

Probe Nr. 97-N-23: Mangerit; Solenfjelle

Routenbeschreibung: Die Lokalität liegt an einem Parkplatz östlich der Autobusgarage in Manger (südlicher Ortsteil).

Aufschluß: Der Aufschluß ist etwa 15 m lang und bis zu 3 m hoch.

Gesteinsbeschreibung: Zu sehen sind stark foliierte, glimmerreiche Gneise, die aus Mangeriten hervorgegangen sind. Die retrograden Mineralneubildungen sind Biotit, Plagioklas, Amphibol, Titanit, Epidot und Apatit.

Probe:

Probe Nr. 97-N-24: retrograd überprägter Mangerit; Manger

Exkursionsroute:

Stop 1:	Vårdalsneset	Eklogite, Strukturen in den Eklogiten, amphibolitfazielle Überprägung der Eklogite, Mylonite des „Nordfjord-Sogn Detachment“
Stop 2:	Atløy	amphibolitfazielle Mylonite des „Nordfjord-Sogn Detachment“, Sprödbbruch der „Dalsfjord fault“
Stop 3:	Oslandsbotn	westvergente Extensionstektonik, devonische Sedimente in tektonisch kontrollierten Becken

Kartengrundlagen: [I], [M], [P], [Q], [R]

Lokalität: Vårdal ist von Askvoll in Richtung Osten über Straumen und Ytre erreichbar. Der Aufschluß befindet sich etwa 100 m westlich eines aufgelassenen Ziegelwerkes am Fjordufer bei Vårdalsneset.

Geologische Situation: Der Aufschluß befindet sich in der höchsten Einheit der „Western Gneis Region“. Wenige hundert Meter hangend und topographisch gesehen 3 km entfernt befindet sich das Nordfjord-Sogn Detachment. Diese Abschiebung wurde während der spätkaledonischen Extension angelegt und trennt die Hochdruckgesteine der „Western Gneis Region“ von den schwach metamorphen höheren Einheiten mit den „Old Red“ Sedimentbecken des Devon. Das Nordfjord-Sogn Detachment wird im Liegenden von mächtigen Myloniten begleitet.

Aufschluß: Längs des Fjordufers bei Vårdalsneset sind über ca. 150 m eine Reihe von Eklogit-typen mit unterschiedlich stark mylonitisierten Bereichen aufgeschlossen.

Gesteinsbeschreibung: Am Ostende des Aufschlusses dominieren Eklogite. Der Mineralbestand ist Kyanit, Klinozoisit, Hellglimmer (Phengit), Quarz, Omphazit, Granat und Amphibol. Die P-T Bedingungen werden mit 680°C und 16 kbar angegeben. Eine steilstehende Lineation (stark eingeregelter Eklogitminerale) wird als Produkt eines frühen, kompressionstektonischen Ereignisses interpretiert. Am besten zu sehen ist diese Struktur in bis zu Dezimeter mächtigen, eklogitfaziellen Kyanit-Quarz-Amphiboladern, die den Eklogit durchziehen. Spätere Adern, die den Eklogit durchschlagen, sind quarzgefüllt und verändern den Eklogit am Kontakt retrograd zu Amphiboliten.

Gegen Westen treten stärker deformierte Bereiche auf, die teilweise in amphibolitfazielles Gestein umgewandelt wurden. In der Schieferung sind lokal noch Eklogitlinsen mit der ursprünglichen Deformationsstruktur erhalten. Es gibt auch feinkörnige, teils verfaltete Eklogitlagen. Dieser Bereich spiegelt den Zeitpunkt der ersten Exhumierung durch Extension wider. In den Amphibolitbereichen sind kleine Scherzonen zu sehen.

Am Westende des Aufschlusses steht eine amphibolitfazielle Mylonitzone aus granodioritischen Protolithen an. Der Mineralbestand ist: Quarz, Biotit, K-Feldspat, Plagioklas, Epidot, Amphibol und Titanit. Es ist hier deutlich „simple shear“- Deformation zu sehen, im Unterschied zum Eklogit, in dem „pure shear“ dominiert.

Lokalität: Die Insel Atløy ist per Fähre von Askvoll oder Fure aus erreichbar. Von Gjervik, der Anlegestelle auf Atløy, führt die Küstenstraße Richtung Nordosten ca. 1 km weit bis zu einem Tunnel.

Aufschluß: Vor dem Tunnel ist an der Straße links der spröde Dalsfjord Bruch aufgeschlossen, und rechts unten am Ufer gibt es amphibolitfazielle Mylonite, die noch zur „Western Gneis Region“ zu zählen sind.

Geologische Situation: Der Dalsfjord Bruch gehört zum „Nordfjord-Sogn Detachment“, das während des spätkaledonischen Orogenkollaps im Devon entstand. Der Dalsfjord Bruch wurde später im Perm und auch in der Trias und im Jura reaktiviert, möglicherweise im Zusammenhang mit der Öffnung des Oslo Grabens und der Nordsee. Ihre heutige Form erhielt die Störung während der spätesten spröden Reaktivierung.

Gesteinsbeschreibung: Die Mylonite im Liegenden (am besten aufgeschlossen am Ufer etwa 100 m südlich des Tunnels) gehören zur „Western Gneis Region“. Strukturen wie SC - Gefüge, Scherbänder, asymmetrische Linsen, Boudins, Lineation zeigen westvergente Scherung während der Extensionstektonik an.

Nördlich des ca. 100 m langen Tunnels ist im Hangenden des Dalsfjord Bruches eine Brekzie (Kataklastit), die zum Mittleren Allochthon gehört, aufgeschlossen. Diese Brekzie entstand zur gleichen Zeit wie die Mylonite der „Western Gneis Region“ im Liegenden, als zwischen diesen beiden Bereichen noch eine große Tiefendistanz war. Die Brekzie verdeutlicht die spröde Deformation in den oberflächennahen Bereichen, der Mylonit die duktile Deformation in größerer Tiefe. Erst durch den Versatz und die Reduktion des Profiles im Zuge der Abschiebung am Nordfjord-Sogn Detachment sind diese Bereiche in unmittelbare Nachbarschaft gelangt.

Lokalität: Das Oslandsbotngebiet kann von Askvoll aus über Straumen, Ringstad, Stördal, Stafnes und Stongfjord erreicht werden. Von der Straße Nr. 609 zweigt östlich von Stongfjord oberhalb eines Stausees eine Schotterstraße Richtung Osten in ein Trogtal ab.

Geologische Situation: Die Lokalität liegt in den Einheiten der Oberen Platte am Westrand des devonischen Kvamshesten Beckens. Die Obere Platte besteht vor allem aus Kontinentalrandsedimenten, Ophioliten und Melange. Dieser Bereich ist durch Scherzonen, Störungen und Kleinstrukturen, die von der Extension herrühren, gekennzeichnet.

Aufschluß 1: Von dem alleinstehenden Haus an der Schotterstraße den Bach hinauf (etwa 150 m) Richtung Osten sind die Einheiten der Oberen Platte: Sunnfjord Melange, Hoyvikgruppe, Dalsfjordsuite aufgeschlossen. Der Bach verläuft genau an der Grenze zwischen Dalsfjordsuite zu Hoyvikgruppe und Sunnfjord Melange. Die Dalsfjordsuite besteht aus präkambrischen amphibolit- bis grünschieferfaziellen syenitischen bis granitoiden Orthogneisen, Gabbros und Anorthositen mit granulitfaziellen Relikten. Die Hoyvikgruppe wird als spätpräkambrische Serie aus Kontinentalabhangsedimenten angesehen. Die Sunnfjordmelange besteht aus Vorlandbeckensedimenten und wird in eine obere und untere Einheit unterteilt. Die untere Einheit besteht aus polymikten Konglomeraten und Chlorit-Quarzschiefer, die obere Einheit ist eine Metagrauwacke. Die Extension in der Oberen Platte erfolgte semi-duktil, und durch die Extension kam es zu einer Ausdünnung der Einheiten. Die Hoyvikgruppe ist hier nur in Linsen erhalten geblieben.

Aufschluß 2: Weiter hangaufwärts wird nach ca. 30 Minuten eine markante Wand aus Devonkonglomeraten erreicht. Während der Extension kam es zur Bildung von tektonisch kontrollierten Becken, die mit devonischen Konglomeraten kontinentaler Provenienz gefüllt wurden. Der Sedimentstapel des Kwamshestenbeckens erreicht eine Mächtigkeit von ca. 5 km (bei den größten Becken bis zu 17 km). Die Gesteine haben einen Metamorphosegrad der unteren Grünschieferfazies. Mitunter sind in den Sedimenten auch vulkanische Lagen zu finden, die einen Vulkanismus während der Extension anzeigen.

E9 Neunter Exkursionstag:

Exkursionsroute:

Stop 1:	Ausgang Sognefjord	Aussichtspunkt
Stop 2:	Hellebø	kaledonisierter Bereich der „Western Gneis Region“, Strukturen der frühen Dekompression
Stop 3:	Vadheim	Einregelung der kaledonischen Strukturen gegen Osten
Stop 4:	Kyrkjebø	Heterogene Übergangszone von kaledonisierter „Western Gneis Region“ zu kaledonisch unbeeinflusstem, präkambrischem Basement
Stop 5:	Sæle	Kaledonisch unbeeinflusstes präkambrisches Basement des Baltischen Schildes
Stop 6:	Slinde	Basale Mylonitzone des Jotun Detachment

Kartengrundlagen: [I], [M], [R], [S], [T], [U], [V], [W], [X]

Die Route führt entlang des Nordufers des Sognefjordes auf der Straße Nr. 55 nach Osten. Die einzelnen Stops sind auf dem Übersichtsprofil in Abbildung 7 eingezeichnet und mittels der Kilometerangaben ab Stop Nr. 2 leicht wiederauffindbar. Vom tiefsten, stark kaledonisierten Krustenniveau im Westen werden über eine heterogene Übergangszone die kaledonisch unbeeinflussten hangenden Einheiten der „Western Gneis Region“ erreicht. Als Gesteine treten verschiedentlich duktil deformierte Gneise mit eingelagerten Eklogiten, Migmatite und granitoide Intrusiva auf.

Lokalität und Aufschluß: Von Hellvik führt die Straße Nr. 607 nach Hyllestad und weiter in Richtung Lavik. Ca. 3 km westlich von Hellebø gibt es an einer markanten Umbiegung der Küstenlinie nach Osten in den Sognefjord einen schönen Aussichtspunkt mit Straßenaufschluß.

Aussichtspunkt: Besonders lohnend ist der Stop am Morgen, wenn die Sonne beim Blick gegen die Inseln von Solund im Rücken steht. Zu sehen sind die schroffen Felsformationen auf Solund, die den devonischen Beckenfüllungen des Solund Beckens entsprechen. Unmittelbar unterhalb der Devon Konglomerate folgt das Nordfjord-Sogn Detachment, das die allochthonen Decken von der „Western Gneis Region“ trennt.

Gesteinsbeschreibung: Die Lokalität befindet sich bereits im westlichsten Teil der „Western Gneis Region“, der kaledonisch stark überprägt wurde. An der Straße sind Faltenstrukturen im Zehnermeterbereich aufgeschlossen. Sie zeigen duktile Verformung unter hochgradiger Metamorphose an.

Lokalität und Aufschluß: Vom Stop 1 führt die Küstenstraße nach Osten hinein in den Sognefjord. Etwa 1 km nach der markanten Umbiegung der Küstenlinie gibt es direkt am Fjord einen Aufschluß mit mehrfach deformierten Gneisen.

Gesteinsbeschreibung: Auffallend ist eine gefaltete Lineation, die als L2 bezeichnet und dem Deformationsereignis D2 zugeordnet wird. Das D2-Ereignis wird als isotherme Dekompression von 15 kbar auf 7 kbar bei jeweils 600°C interpretiert.

Das ist auch die in den Eklogiten erfaßbare Hauptdekompression. Die Hebung wird als rein gravitativer Effekt gesehen, bei dem leichtes Material aus der tiefen Wurzelzone im oberen Mantel aufgestiegen ist. Die zugehörigen Faltenstrukturen sind sehr kompliziert mit Internstrukturen, die jenen von Diapiren ähnlich sind. Neben retrogradem Amphibolit treten auch mehrere Meter große Eklogitlinsen auf. Ob die Eklogitbildung auf Subduktion oder nur auf die Krustenverdickung während der kaledonischen Orogenese zurückzuführen ist, bleibt ungelöst.

Lokalität und Aufschluß Der Küstenstraße nach Osten folgend gibt es bei etwa 11,2 km einen Aufschluß am Fjord.

Gesteinsbeschreibung: Der Aufschluß zeigt bereits die charakteristische Veränderung des Deformationsstiles gegen Osten an: Die unregelmäßigen Falten und unklaren Geometrien der D2 Strukturen werden sukzessive von regelmäßigeren Strukturen in den Gneisen und Migmatiten abgelöst: Die Hauptschieferung nimmt ein konstantes Ostfallen ein. Sie wurde unter amphibolitfaziellen Bedingungen angelegt. Strain Marker zeigen eine starke Plättungskomponente (pure shear) und eine leichte sinistrale Scherkomponente, d.h. „top to the west“. Die Migmatitisierung wurde auf 1650 Ma datiert.

Lokalität und Aufschluß: Bei Kilometer 44.9 der Küstenstraße liegt der Ort Kyrkjebö. Die Lokalität befindet sich auf der Halbinsel südlich des Ortes.

Gesteinsbeschreibung: Der Aufschluß liegt in einem heterogenen Übergangsbereich mit unvollständiger Kaledonisierung neben Relikten des unbeeinflussten Baltischen Basements. Die nicht kaledonisierten Relikte des Baltischen Schildes sind gekennzeichnet durch migmatische Bereiche sowie multiple Injektionen und Intrusionen mit scharfen Intrusivkontakten. Die „destruktive“ Kaledonisierung ist hier vor allem durch die Ausbildung lokaler Scherzonen manifestiert (siehe Tafel 3a). Ein breites Pegmatitband, das auf 900 - 1000 Ma datiert wurde, umgibt die Halbinsel.

Lokalität und Aufschluß: Sæle liegt an der Küstenstraße bei Kilometer 81,2. Hier gibt es zahlreiche Straßenaufschlüsse.

Gesteinsbeschreibung: Der Aufschluß befindet sich bereits im kaledonisch unbeeinflussten Teil des baltischen Basements. Als Gestein tritt an der Straße ein 900 Ma alter, feinkörniger, grauer Granit auf, der als Protolith für die westlich auftretenden Gneise angesehen wird.

Lokalität und Aufschluß: Die Route führt über die Küstenstraße weiter nach Osten, per Fähre über den Fjærlandfjorden und weiter nach Slinde. Die Lokalität befindet sich am Ufer eines kleinen Landvorsprungs etwa 300 m westlich von Slinde.

Geologische Situation: Der Aufschluß repräsentiert die Basis der Jotundecke, die hier als starke Mylonitzone ausgeprägt ist (siehe Tafel 3b). Das „Jotun Detachment“ gilt als die kaledonische Hauptüberschiebung. Die basale Mylonitzone besitzt eine Mächtigkeit von 5 km. Auf ihr wurde das Mittlere Allochthon als rotierter Block über 300 km weit nach Südosten transportiert. Der Bewegungssinn wird im Aufschluß durch zahlreiche Strainmarker dokumentiert.

E10 Zehnter Exkursionstag:

Exkursionsroute:

Stop 7:	Barsnes Fjord	Quarzite und Mylonite des Unteren Allochthons
Stop 8:	Årdalsfjord	Ofredal-Granit
Stop 9:	Lærdalsøyri	Lærdal-Gjende Fault
Stop 10:	Holsbru Vatn	Lærdal-Gjende Fault
Stop 11:	Sletterust	Valdres Thrust
Stop 12:	Leine am Vangsmjøsa	Phyllite des Unteren Allochthons

Kartengrundlagen: [I], [M], [Y], [Z], [ZZ]

Lokalität: Die Lokalität liegt am Nordwestufer des Barsnes Fjordes, nördlich von Sogndal, etwa 1 km nach der Abzweigung Richtung Kaupanger.

Aufschluß: Es gibt zahlreiche Straßenaufschlüsse längs der Straße Nr. 55 an der vom Ufer abgewandten Seite. Die Aufschlüsse sind maximal 2 m hoch, erreichen eine Länge von 2 - 5 m und sind über eine Strecke von 1 km gut zu begehen.

Gesteinsbeschreibung: Aufgeschlossen ist schwarzer bis dunkelgrauer, mylonitisierter Quarzsandstein. Die basalen Mylonite des Jotun Detachment treten im Liegenden dazu auf. Im Hangenden folgt undeformiertes Präkambrium in Form von grobkörnigen Graniten (Haslo-Granit), beide Lithologien sind hier aber nicht aufgeschlossen.

Geologischer Kontext: Die mylonitisierten Quarzite werden zum Unteren Allochthon gezählt. Das Untere Allochthon besteht aus paläozoischen Sedimenten, vorwiegend aus schwarzen Phylliten. Das Untere und das Mittlere Allochthon zählen zum Jotun Detachment. Die Einheiten zeigen aber unterschiedliche Entwicklungen. Die Gesteine des Mittleren Allochthon werden als mylonitisierte Relikte der Jotundecke betrachtet, das Untere Allochthon stellt die Sedimentbedeckung des Western Gneis Komplexes dar. Das Mittlere Allochthon wurde kaledonisch auf das Untere Allochthon überschoben, und schließlich wurden beide Allochthon Einheiten und der darüber liegende Jotun Komplex von der Lærdal-Gjende Verwerfung abgeschnitten.

Lokalität: Von Sogndal führt die Route über Kaupanger und Manhella und per Fähre über den Årdalsfjord nach Fodnes, von dort folgt sie der Küstenstraße nach Nordosten. Der Aufschluß liegt am Årdalsfjord an einem Rastplatz auf der Straße Nr. 53 bei einem kleinen Wasserfall etwa 1 km nordöstlich von Naddvik.

Aufschluß: Die Jotungneise mit den gangförmigen Intrusionen des Ofredal Granites sind in den Aufschlüssen südwestlich des Wasserfalls gut erreichbar.

Gesteinsbeschreibung: Die grauen, massigen Granulite des Jotun Komplexes sind hier von einem Netzwerk aus leukokrater, tonalitischen Granit durchzogen. Das charakteristische Erscheinungsbild der Intrusion führte zur Bezeichnung „Spaghetti-Granit“.

Geologischer Kontext: Der Ofredal Granit ist im Jotunkristallin an mehreren Stellen aufgeschlossen. Er ist mit 900 Ma (Rb/Sr) datiert und bildet typischerweise ein Gangnetzwerk xenolithreicher Intrusionen. Der Ofredal Granit ist meist undeformiert, nur lokal ist eine Linearstruktur aus tektonischer Aktivität nach 900 Ma zu erkennen.

Proben:

Probe Nr. 97-N-30a: Ofredal-Granit, trondheimitischer Gang; Årdalsfjord

Probe Nr. 97-N-30b: Jotungranulit; Årdalsfjord

Lokalität: Lærdalsøyri ist von Fodnes aus durch einen Tunnel erreichbar. Die Route führt von Lærdalsøyri weiter entlang der Küstenstraße Richtung Revsnes. Der Aufschluß befindet sich am Eingang des ersten Tunnels etwa 500 m westlich Lærdalsøyri.

Aufschluß: Die Wand um das östliche Tunnelportal stellt den Aufschluß dar. Den oberen Teil der Felswand bildet ein Kataklasit. Eine herausgewitterte Nische an der Basis der Wand repräsentiert eine spröde Struktur, liegend dazu sind Mylonite aus der Lærdal Gjende Fault aufgeschlossen.

Gesteinsbeschreibung: Der Kataklasit ist braun bis graugrün, führt cm bis dm große Fragmente aus dem Jotunkristallin in einer feinkörnigen Matrix. Die Matrix ist reich an Epidot. Serizitisierung und Saussuritisation weisen auf Alteration hin. Aus den Mineralparagenesen in den Kristallinklasten konnte eine Versenkung von 10 - 15 km Tiefe errechnet werden. Die Kataklasite in diesem Aufschluß sind typisch für die Lærdal Gjende Fault. Sie sind sehr verwitterungsresistent und bilden ein morphologisches „Hoch“ in der Landschaft. Die Mylonite an der Basis der Wand sind dunkelgrau bis schwarz und stark geschiefert. Mit geübtem Auge läßt sich ein Übergang zwischen Myloniten aus Kristallin und phyllitischen Myloniten aus Sedimenten erkennen.

Geologischer Kontext: Die Lærdal Gjende Fault verläuft parallel zum Nordfjord-Sogn-Detachment, ist aber mit 8 - 10 km Versatz als wesentlich kleinere, aber ältere Verwerfungszone zu betrachten. Beide Zonen sind Extensionsbrüche. An der Lærdal Gjende Verwerfung wurde das Jotunkristallin westlich der Verwerfung nach unten versetzt. Dabei wurde die gesamte Deckenstruktur durchtrennt, die Deckengrenzen werden eingeschleppt.

Lokalität: Von Övre Årdal führt die Route über die Straße Nr. 53 Richtung Tyinosen. Der Haltepunkt liegt im Bereich von Holsbru Vatn noch deutlich vor Sletterust.

Aufschluß: Hier gibt es einerseits ausgedehnte Straßenaufschlüsse und andererseits sind in der Felsstufe südlich von Holsbru Vatn die Einheiten aus der Ferne gut identifizierbar.

Gesteinsbeschreibung: Die tiefsten aufgeschlossenen Einheiten repräsentieren die Basis des Jotunkristallins. Hangend dazu sind Kataklasite der „hanging wall“ der Lærdal Gjende Verwerfung in einem 3 - 4 m hohen 100 - 200 m langen Straßenaufschluß zu finden. Die Kataklasite sind massig und grün, mit dm großen Klasten aus Relikten der Jotundecke. Etwa 2 bis 3 km weiter östlich gibt es in einem Bachbett südlich unterhalb der Straße Blöcke von Sparagmiten des Jotun Komplexes. Sparagmite sind massige Meta-Arkosen, die blauviolette Mesoperthite und blauen Quarz aus einem granulitfaziellen Liefergebiet enthalten.

Geologische Kontext: Der obere Teil der Detachment Zone ist stratigraphisch invertiert. Valdres Sparagmite mit Mesoperthitklasten und Quarz-Konglomerate stellen eine typische Lithologie im Jotun Komplex dar. Darunter liegen Mylonite aus diesen Arkosen und Quarz-Konglomeraten.

Probe:

Probe Nr. 97-N-31: Sparagmit; 2 km östlich Holsbru Vatn

Lokalität: Ausgehend von Stop 11 der Strafle Richtung Tyinosen folgend sind vor dem höchsten Punkt des Überganges (ca. 1 km westlich von Sletterust) linkerhand Schiefer und Phyllite aufgeschlossen.

Aufschluß: Der Straßenaufschluß ist ca. 50 m lang und 1 - 4 m hoch.

Gesteinsbeschreibung: Aufgeschlossen ist eine Wechsellagerung von weißen bis gelblichbraunen Quarziten und stark ausgewalzten Lagen oder Linsen von Phylliten. Daneben gibt es auch mm bis cm dicke Quarzadern. Die Phyllite bildeten das Schmiermittel der Valdres Überschiebung, an der der Jotun Komplex mit seiner Sedimentbedeckung (Sparagmite und paläozoische Sedimente der Tyin Serie) über das Untere Allochthon (hier Vang Formation) geschoben wurde. Die paläozoischen Sedimente der Tyin Serie sind im westlichen Teil des Aufschlusses zu sehen.

Lokalität und Aufschluß: Vom hochgelegenen See Tyin führt die Route hinunter nach Osten in Richtung Vangsmjøsa. Vor der Ortschaft Eidsbru zweigt eine Schotterstraße ab, die am Nordufer des Vangsmjøsa entlang nach Leine führt. Vor einem engen Straßeneinschnitt durch Phyllite liegen m-große Sparagmit-Blöcke am linken Straßenrand.

Gesteinsbeschreibung: Die Sparagmit-Blöcke können eine Größe von 2 - 3 m erreichen. Sie stammen aus dem Bereich des Valdres Thrust, der hier mehrere hundert Meter weiter hangaufwärts aufgeschlossen ist und stellen die Sedimentbedeckung des Jotun Komplexes dar. Auf den Blöcken lassen sich deutlich Sedimentstrukturen (Kreuzschichtung) erkennen. Die hier anstehenden Phyllite gehören zur Vang Formation des Unteren Allochthon, die im Zuge der kaledonischen Orogenese auf die Sparagmite des Baltischen Schildes überschoben wurde.

- [1] DONS, J.A. (1978): Terminology and history of investigations. - in: J.A. DONS & B.T. LARSEN, editors, The Oslo Paleorift, p. 9-16.
- [2] HENNINGSMOEN, G. (1978): Sedimentary rocks associated with the Oslo region lavas. - in: J.A. DONS & B.T. LARSEN, editors, The Oslo Paleorift, p. 17-24.
- [3] NEUMANN, E.R. (1978): Petrology of the plutonic rocks. - in: J.A. DONS & B.T. LARSEN, editors, The Oslo Paleorift, p. 25-34.
- [4] NEUMANN, E.R., OLSEN, K.H., BALDRIDGE, W.S., & SUNDFOLL, B. (1992): The Oslo Rift: a review. - Tectonophysics, v. 208, p. 1-18.
- [5] RAMBERG, I.B. & LARSEN, B.T. (1978): Tectonomagmatic evolution. - in: J.A. DONS & B.T. LARSEN, editors, The Oslo Paleorift, p. 55-73.
- [6] JAMTVEIT, B., GRORUD, H.F. & BUCHER-NURMINEN, K. (1992): Contact metamorphism of layered carbonate-shale sequences in the Oslo Rift. II: Migration of isotopic and reaction fronts around cooling plutons. Earth and Planetary Science Letters, v. 114, p. 131-148.
- [7] JAMTVEIT, B., GRORUD, H.F. & RAGNARSDOTTIR, V. (1997): Flow and transport during contact metamorphism and hydrothermal activity: examples from the Oslo Rift. - in JAMTVEIT, B. & JARDLY B.W.D., editors, Fluid flow and transport in rocks, mechanics and effects. Chapman & Hall, London, 57-82.
- [8] ANDERSEN, F., BERGE, S.A. & BURVALD, I. (1996): Die Mineralien des Langesundsfjords und des umgebenden Larvikit Gebietes, Oslo Region, Norwegen. Mineralien Welt. - Nr. 4, Vol. 96, S. 21- 100.
- [9A] BEST, M.G. (1982): Igneous and metamorphic petrology. - Freeman Verlag, New York, 630 S.
- [9] SCHRÖCKE, H. & WEINER, K.L. (1981): Mineralogie. - W. de Gruyter Verlag, Berlin, New York, 952 S.
- [10] WIMMENAUER, W. (1985): Petrographie der magmatischen und metamorphen Gesteine. - Enke Verlag, Stuttgart, 382 S.
- [11] ANDERSEN T. & AUSTRHEIM H. (1991): Temperature-HF fugacity trends during crystallization of calcite carbonatite magma in the Fen complex, Norway. - Mineralogical Magazine, v. 55, p. 81-94.
- [12] DAHLGREN S. (1987): The satellitic intrusions in the Fen Carbonatite - Alkaline Rock Province, Telemark, southeastern Norway. - Masters Thesis, pp. 298, University of Oslo.
- [13] MITCHELL R.H. & BRUNFELT A.O. (1975): Rare earth element chemistry of the Fen alkaline complex, Norway. - Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 52: p. 247-259.
- [14] IHLEN, P.M. & FRANK, F.M. (1978): Metallogeny. - in: J.A. DONS & B.T. LARSEN, editors, The Oslo Paleorift, p. 75-92.
- [15] JOHNSEN, O. (1987): Silber aus Kongsberg. - Bode Verlag, Dürnberg, 48 Seiten.
- [16] BOCKELIE, J. F. & NYSTUEN, J. P. (1985): The southeastern part of the Scandinavian Caledonides. - in D.G. GEE & B.A. STURT, editors, The Caledonide orogen - Scandinavia and related areas, John Wiley & Sons Ltd., p. 69-88.
- [17] BRYHNI, I. & STURT, B. A. (1985): Caledoniden of southwestern Norway. - in D.G. GEE & B.A. STURT, editors, The Caledonide orogen - Scandinavia and related areas, John Wiley & Sons Ltd., p. 89-108.
- [18] MILNES, A.G., WENNERBERG, O. P., SKÅR, Ø., & KOESTLER, A. G. (1997): Contraction, extension and timing in the South Norwegian Caledonides: the Sognefjord transect.- in J.P. BURG & M. FORD, editors: Orogeny Through Time, Geological Society Special Publication No. 121, p. 123-148.
- [19] ROBERTS, D. & GEE, D.G. (1985): An introduction to the structures of the Scandinavian Caledonides. - in D.G. GEE & B.A. STURT, editors, The Caledonide orogen - Scandinavia and related areas, John Wiley & Sons Ltd., p. 55-68.

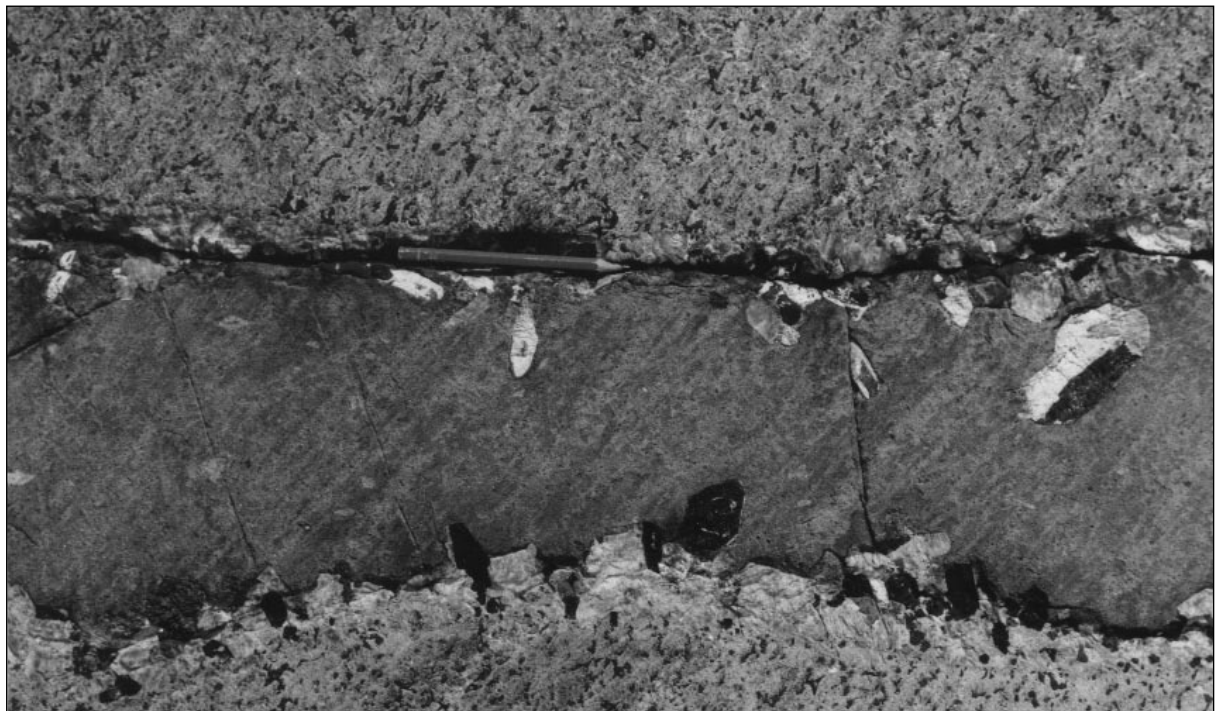
- [20] AUSTRHEIM, H., ERAMBERT, M. & ENGVIK, A.K. (1996): Processing of crust in the root of the Caledonian continental collision zone. - *Tectonophysics*, v. 100, p. 1-25.
- [21] AUSTRHEIM, H. (1987): Eclogitization of the lower crustal granulites by fluid migration through shear zones. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 81, p. 221-232.
- [22] AUSTRHEIM, H. & MORK, M.B.E. (1988): The lower continental crust of the Caledonian mountain chain: evidence from former deep crustal sections in western Norway. - *Nor. Geol. Unders., Spec. Publ.*, v. 3, p. 102-113.
- [23] AUSTRHEIM, H. (1991): Eclogite formation and dynamics of crustal roots under continental collision zones. - *Terra Nova*, v. 3, p. 492-499.
- [24] AUSTRHEIM, H. & BOUNDY, T.M. (1994): Pseudotachylites generated during seismic faulting and eclogitization of deep crust. - *Science*, v. 265, p. 82-83.
- [25] AUSTRHEIM, H., ERAMBERT, M. & BOUNDY, T.M. (1996): Garnet recording deep crustal earthquakes. - *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 139, p. 223-238.
- [26] AUSTRHEIM, H. (1990): The granulite-eclogite facies transition: a comparison of experimental work and a natural occurrence in the „Bergen Arcs“, western Norway. - *Lithos*, v. 25, p. 163-169.
- [27] AUSTRHEIM, H. (1994): Eclogitization of the deep crust in continent collision zones. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, v. 319, p. 761-774.
- [28] ANDERSEN, T.B. & JAMTVEIT, B. (1990): Uplift of deep crust during extensional orogenic collapse: A model based on field studies in the Sogn- Sunnfjord region, W. Norway. - *Tectonics*, v. 9, p. 1097-1111.
- [24] ANDERSEN, T.B., OSMUNDSEN, P.T. & JOLIVET, L. (1994): Deep crustal fabrics and a model of the extensional collapse of the southwest Norwegian Caledonides. - *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 1191-1203.

- [A] Straßenkarte Südnorwegen
- [B] Straßenkarte Oslo Umgebung (Stor Oslo), Cappelens kart 60
- [C] Geologische Karte: Geologisk Oversiktskart over Kristianiafeltet, 1:250.000, von BRÖGGER, W.C. und SCHETELIG, J., 1923, NGU
- [D] Geologische Karte: Bergrunnskart 1:50.000, Blatt 1814, Asker, NGU
- [E] Topographische Karte 1:50.000 Blatt 1713 II, Porsgrunn
- [F] Topographische Karte 1:50.000 Blatt 1712 I, Langesund
- [G] Geologische Karte: Bergrunnskart 1:250.000, Skien, 1978, NGU
- [H] Topographische Karte 1:50 000, Blatt 1713 IV, Nordagutu
- [I] Straßenkarte Zentralnorwegen
- [J] Topographische Karte 1:50.000 Blatt 1116 III, Herdla
- [K] Topographische Karte 1:50.000 Blatt 1116 II, Saebo
- [L] Topographische Karte 1:50.000 Blatt 1115 I, Bergen
- [M] Geologische Karte: Bergrunnskart over Norge (Bedrock Map of Norway), 1:1 mill, von SIGMOND, E.M.O., GUSTAVSON, M. & ROBERTS, R., 1984, NGU
- [N] KOLDERUP, C.F. & KOLDERUP, N.H., 1940: Geology of the Bergen Arc System. Bergens Museum Skrifter, 20, p.1-177
- [O] Topographische Karte 1:50.000 Blatt 1116 II, Saebo
- [P] Topographische Karte 1:50.000 Blatt 1117 I, Dale
- [Q] Topographische Karte 1:50.000 Blatt 1117 IV Askvoll
- [R] Geologische Karte: Bergrunnsgeologiske kart, M 1:250 000 Florø, NGU
- [S] Topographische Karte 1:50.000 Blatt 1117 II, Risnesøyna
- [T] Topographische Karte 1:50.000 Blatt 1217 III, Vadheim
- [U] Topographische Karte 1:50.000 Blatt 1217 II, Høyanger
- [V] Topographische Karte 1:50.000 Blatt 1317 III, Balestrand
- [W] Topographische Karte 1:50.000 Blatt 1317 II, Leikanger
- [X] Topographische Karte 1:50.000 Blatt 1417 III, Sogndal
- [Y] Topographische Karte 1:50.000 Blatt 1417 II, Lærdalsøyri
- [Z] Topographische Karte 1:50.000 Blatt 1417 IV, Solvorn
- [ZZ] Topographische Karte 1:50.000 Blatt 1517 IV, Hurrungane



Tafel 1a

Aegirinkristalle in einer Mikroklin Matrix eines Syenitpegmatites, Aegirin Typlokalität auf der Insel Låven im Langesundfjord, südlicher Oslo Graben.



Tafel 1b

Na Minett mit Xenokristallen von Mikroklin (hellgrau), Amphibol (schwarz) und Nephelin (mittelgrau) in einer Larvikitmatrix, Håøya, Langesundfjord, südlicher Oslo Graben.

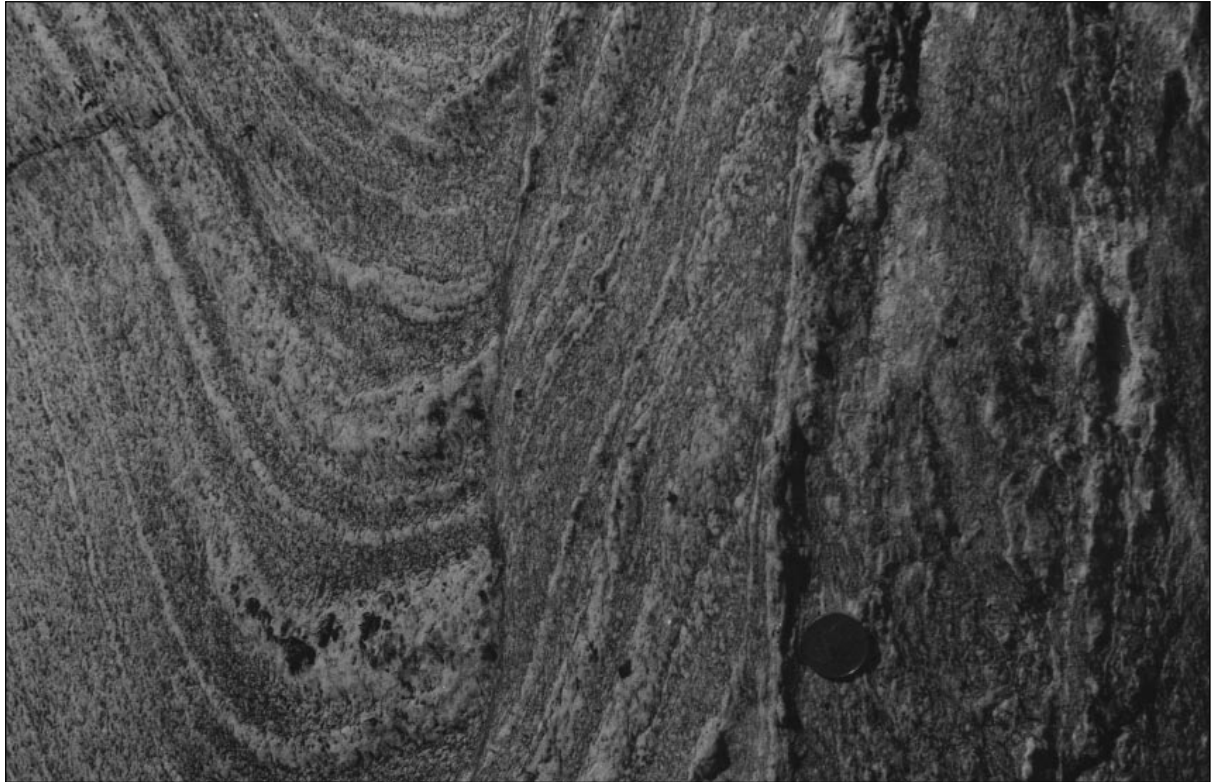


Tafel 2a
 Eklogitisierung eines granulitischen Protolithen längs einer Ader,
 Adnefjell, Holsnøy, "Bergen Arcs".

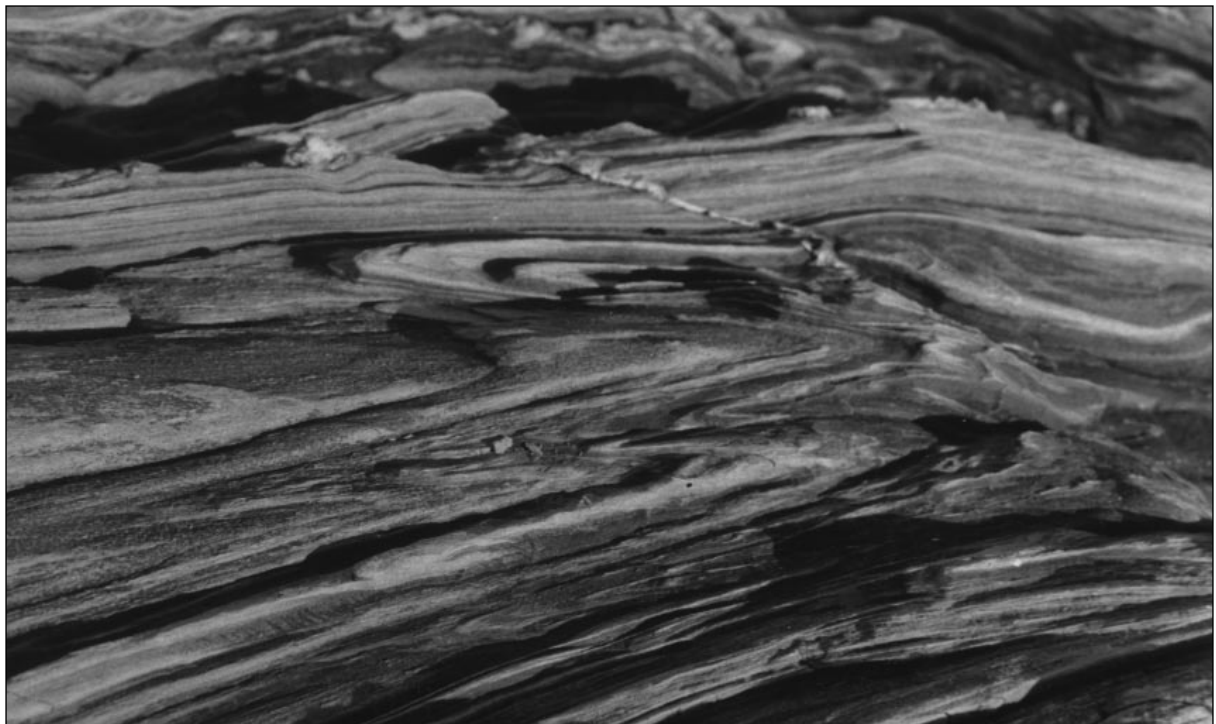


Tafel 2b

Granulitschollen (hellgrau) in Eklogitmatrix (dunkelgrau) in der eklogitfazialen Scherzone von Saetrevik, Holsnøy (in der Bildmitte ein Kollege mit der Körpergröße 176 cm zum Größenvergleich).



Tafel 3a
Kaledonische Scherzone (in der rechten Bildhälfte) im migmatischen Gneis mit präkaledonischer Strukturprägung, Kirkjebø, Sognefjord, „Western Gneis Region“



Tafel 3b
Mylonite des Jotun Detachments bei Slinde, Sognefjord, „Western Gneis Region“