



NGU

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE



SKRIFTER 83

LUSTRAFJORDEN

Berggrunnsgeologisk kart

1417 I – M 1:50 000

Beskrivelse



LUSTRAFJORDEN

Berggrunnsgeologisk kart

1417 I - M 1:50.000

Beskrivelse

OLE LUTRO

Lutro, O. 1988: Lustrafjorden. Description of the geological map M711 1417 I. Scale 1:50.000. *Norges geologiske undersøkelse Skrifter 83, 1-39.*

The different rock-types present within the map-area are described. Four different tectonostratigraphical elements are recognized: 1. Precambrian crystalline basement; 2. The autochthonous Kinnfokfjellet Formation; 3. The Fortun Nappe; and 4. The Jotun Nappe Complex. The Precambrian basement rocks consist of mafic to felsic gneisses of probable igneous origin deformed, folded and intruded by pegmatitic veins during the Sveconorwegian orogeny. The Kinnfokfjellet Formation lies unconformably upon the crystalline basement and consists of a thin quartzite partly with a basal conglomerate. Thrust above this is the Fortun Nappe which comprises the Fivlenosi Group consisting mainly of phyllite with minor quartzite, greenschist and marble. The overlying Jotun Nappe Complex is divided into two tectonic units. The Lower Nappe Unit consists of low- to medium-grade gneisses which are overlain by late Precambrian to Cambro-Silurian metasediments; meta-arkose, quartzite, schist and phyllite. Several minor thrusts occur within the Lower Nappe Unit. The Upper Nappe Unit consists of high grade, granulite facies rocks partly retrograded in the amphibolite facies. The high grade rocks include mangerite, jotunite, anorthosite and gabbro. These rocks are grouped into three minor nappes; a lower mangerite-jotunite nappe, a middle anorthosite-gabbro nappe and an upper mangerite-jotunite nappe. The Upper Nappe Unit is intruded by a 887 ± 101 Ma old granodiorite dyke complex. The thrusting within the Upper Nappe Unit is thought to be of Precambrian age. The folding and deformation in the Lower Nappe Unit is of both Precambrian and Caledonian age. The thrusting of the Fortun Nappe and the Jotun Nappe complex is probably a late Caledonian event. The nappe transport has been in a southeastward direction. A short account is given on aspects of the economic geology of the area.

O. Lutro, *Norges geologiske undersøkelse, P.O. Box 3006, N-7002 Trondheim, Norway*

INNHold

Innledning	Jotundekkekomplekset
Geologisk oversikt	Sprekker og forkastninger
Bergartsbeskrivelser	Økonomisk geologi
Grunnfjell	Ertsforekomster
Kambro-siluriske eller seinprekambriske bergarter	Anortositt
Fortundekket	Skiferdrift
Jotundekkekomplekset	Summary
Deformasjon og mineralvekst	Litteratur
Grunnfjell og Kinnfokfjellformasjon	Ekskursjonsfører
Fortundekket	Ordliste

Innledning

Kartlegginga av kartblad Lustrafjorden blei påbegynt i 1977 som en del av NGU's Vestlandsprogram (Lutro 1978). Den fortsatte i 1978 som en del av NGU's berggrunnskartlegging av kartblad Årdal 1:250.000. Kartblad Lustrafjorden var i grove trekk ferdig kartlagt i 1978 og blei utgitt som foreløpig kart. Detaljer har blitt undersøkt fram til 1983.

Den første geologiske virksomheta i området knytta seg til funnet av kobbermalm på Gruvefjellet i 1700 og den påfølgende malmleiting og gruvedrift. En beskrivelse av virksomheta rundt gruvedrifta og dens historie fins i Bygdebok for Årdal (Vee 1971).

De første geologiske iakttakelser i området blei gjort av H. Reusch under reiser i 1877 og 1899 hvor særlig landskapet ved Fortun blei undersøkt, men bergartene er og omtalt (Reusch 1901).

På kartet i målestokk 1:1 mill som følger "Udsigt over det sydlige Norges geologi" (Kjerulf 1879) vises den geologiske oppbygginga i området i grove trekk. I "Udsigten" er denne beskrevet som: "Smukt profil fra gabbrotinderne ned til havfladen, altså gjennom høifjeldsskiferne øverst, glinsende skifer derunder, haves fra Fortun".

I 1883 og 1884 foretok Th. Münster reiser i området, bl.a. langs Lustrafjorden. Profil fra hans dagbøker er publisert av Brøgger (1893) og de viser den samme oppbygging som er

nevnt av Kjerulf (1879). Underst ligger "grundfjeldsgneis" og i rekkefølge oppover ligger "Fyllit, Kvartsit-gneisafdelingen og Gabbro".

Den første meir detaljerte kartlegging av området blei utført av Rekstad rundt 1904 og er publisert i to arbeid (Rekstad 1905, 1914) med kart i målestokk ca. 1:200.000. Deler av Rekstads kart fra 1905 fins og i Reusch (1908): "Tekst til geologisk kart over fjeldstrøkene mellem Jostedalbræen og Ringerike" i målestokk 1:400.000. Disse er de eneste kart som er publisert før vår kartlegging starta, men Landmark (1949) beskrev grunnfjellet langs Lustrafjorden i sin artikkel: "Geologiske undersøkelser Luster-Bøverdalen".

Området som dekkes av kartbladet ligger i indre Sogn ved de innerste delene av Sognefjorden og dekker deler av kommunene Luster og Årdal. Det er et høyfjellsområde som ligger mellom 1 000 og 1 600 m o.h. Dette høyfjellsområdet er gjennomskåret av dype daler og av Lustrafjorden med bratte og utilgjengelige dalsider. Geologien i disse fjellsidene er lite undersøkt og kartet er usikkert her. Deler av området er lett tilgjengelig fra veien mellom Turtagrø og Årdal. Dessuten går det endel stier fra Lustrafjorden opp til fjells via nedlagte sætre både på NV og SØ sida av fjorden. De sørlige og tungt tilgjengelige delene av kartbladet blei kartlagt fra feltleir fløyet inn med helikopter.

I beskrivelsen er stedsnavn og lokaliteter gitt UTM koordinater, f.eks. Fivlenosi (140 180) på nærmeste hundre m. Tall etter bergartsnavn i overskrifter tilsvarer nummeret bergarten har i det fargetrykte kartets tegnforklaring.

Geologisk oversikt

Bergartene innenfor kartblad Lustrafjorden kan deles inn i fire tektoniske hovedgrupper (se Fig. 1 og 2 og vedlagt kart):

4. Prekambriske og kambrosiluriske? bergarter i Jotundekkekomplekset
3. Kambrosiluriske bergarter i Fortundekket
2. Kambrosilurisk (?) kvartsitt i Kinnfokfjellformasjonen
1. Prekambrisk grunnfjell

1 og 2 regnes som stedegne dvs. de fins stort sett der hvor de er blitt danna, mens 3 og 4 er danna et sted utenfor kartbladet og er skjøvet på plass.

Prekambriske grunnfjellsbergarter danner den underste delen av lagrekka innenfor kartbladet og fins hovedsaklig langs Lustrafjorden. Det er gneiser av ulike slag som kan være omvandla størkningsbergarter. Omvandlinga av bergartene skjedde under en prekambrisk fjellkjededanning for ca. 1 000 millioner år sida (den svekonorvegiske fjellkjededannelsen). Under

denne fjellkjededannelsen blei opprinnelsesbergartene omvandla til gneis, folda og gjenomsatt av granittiske pegmatitt- og aplitganger, i tillegg til basiske og trondhjemittiske ganger. Blant de prekambriske grunnfjellsbergartene fins også meta-arkose. Alderen til denne bergarten er ukjent, men den kan være seinprekambrisk, dvs. ha samme antatte alder som andre meta-arkoser innenfor kartbladet. Meta-arkose av denne typen fins i Dalsdalen.

For ca. 600 millioner år sida var denne fjellkjeda tært ned til et flatt sletteland, havet trengte inn over det og avsatte kvartsitt stedvis med konglomerat i bunnen (Kinnfokfjellformasjonen).

Under den kaledonske fjellkjededanninga for ca. 400 millioner år sida blei fleire skyvedekker skjøvet over grunnfjellet og kvartsitten i Kinnfokfjellformasjonen. Det underste av skyvedekka er Fortundekket som består hovedsakelig av fyllitt, men har og tynne kvartsitt og kalksteinslag. Bergartene i Fortundekket er samla i Fivlenosgruppa. Fyllitten var opprinnelig en finkorna avsetningsbergart som blei danna i et hav som lå over det meste av Skandinavia for ca. 600 til 550 millioner år sida. Kinnfokfjellformasjonen blei antakelig danna i dette samme havet. Fyllitt opptrer bl.a. ved Luster (185 135), Sørheim (195 108) og Fortun (299 191).

Over Fortundekket ligger et nytt skyvedekke, Jotundekkekomplekset, (Fig. 1 og 2) med prekambriske og kambrosiluriske? bergarter. Dette dekkekomplekset danner de høyestliggende bergartene i området, dvs. den SØ-lige halvparten av kartbladet. Dekkekomplekset er delt inn i to dekke-enheter som igjen kan deles inn i mindre skyvedekker.

Den undre dekke-enheten består av gneiser som er overleiret av sandstein og kvartsitt og skifer. Dette skjedde antakelig i seinprekambrisk og tidlig kambrisk tid, på tilsvarende måte som stedeget grunnfjell fikk overleiringer av kvartsitt, sandstein og fyllitt. Sandstein og kvartsitt og skifer opptrer særlig på Feigedalsfjellet (216 082) Eggjane (236 011), Nobbafjelli (269 142) og ved Grånosi (131 140). Gneisene i undre dekke-enhet er delvis omvandla størkningsbergarter som granitt og gabbro og delvis er det bergarter som er så omvandla at opprinnelsen er det vanskelig å si noe om.

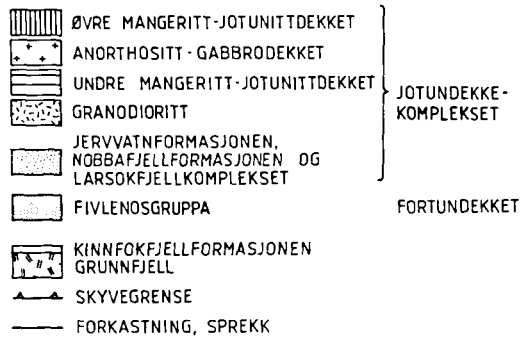
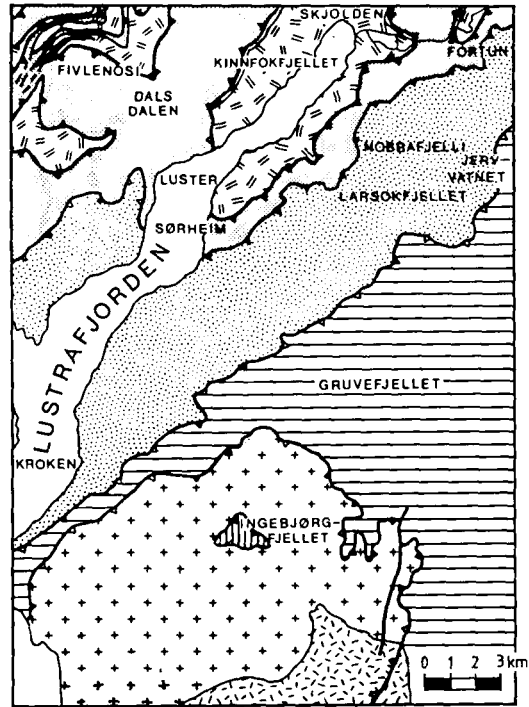


Fig. 1. Skjematisk geologisk kart, Lustrafjorden.

Schematic geological map, Lustrafjorden.

Den øvre dekke-enheten består av størkningsbergarter som er omvandla under høyt trykk og høy temperatur. Det fins her mangeritt, jotunnitt, gabbro og anortositt som nå har et gneisaktig utseende. Bergartene er dessuten omvandla nok engang. Denne omvandlinga foregikk under lavere trykk og temperatur enn den forrige. Det førte til at mangeritt og jotunnitt i deler av området blei til feltspatrik gneis og gabbro til amfibolitt.

De prekambriske bergartene i dekkekomplekset er antakelig eldre enn de stedegne grunn-

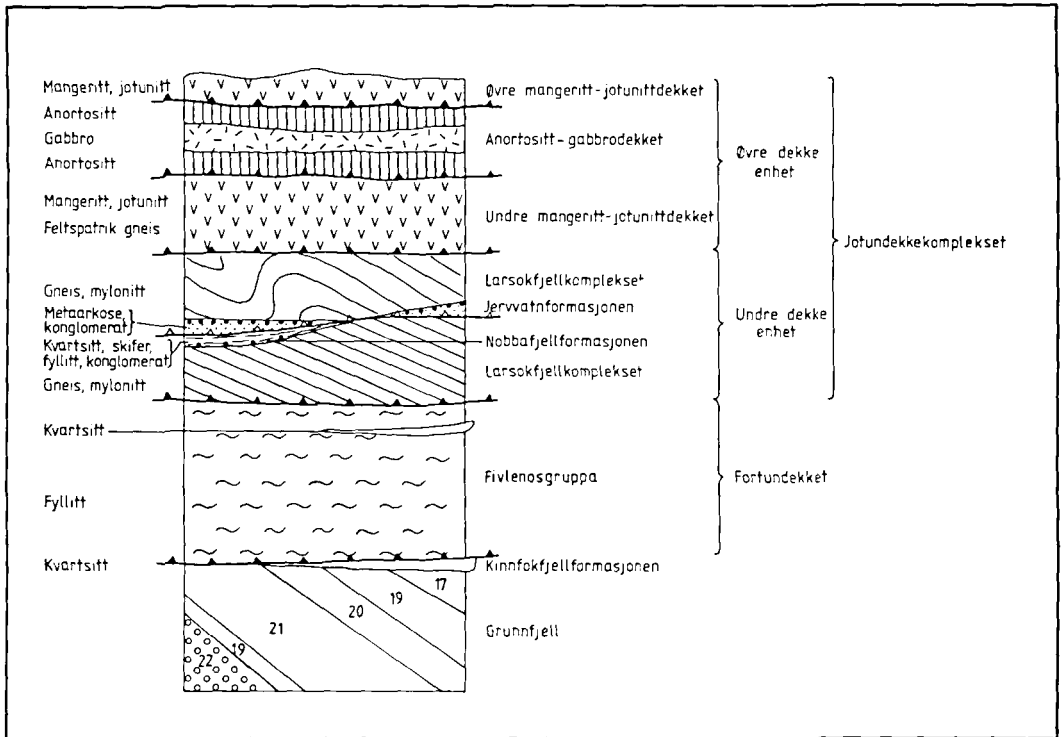


Fig. 2. Skjematisk tektonostratigrafisk søyle for kartblad Lustrafjorden. Talla i grunnfjellet tilsvarer berg- artenes nummer i tegnforklaringen til det fargetrykte kartet og i teksten.

Schematic tectonostratigraphic column. The numbers in the basement are the ones both in the legend for the coloured map and in the text.

fjellsgneisene. Ei sammenlikning med andre områder innenfor Jotundekkekomplekset hvor bergartene er datert antyder at alderen til noen av de intrusive bergartene er ca. 1 600 millioner år (Schärer 1980). Fra disse 1 600 millioner år

gamle bergartene blei det danna gneiser for ca. 900 til 1 000 millioner år siden. I den sørlige delen av området er de høymetamorfe intrusive bergartene intrudert av granodioritt som er ca. 900 millioner år gammel (Köstler 1982).

Under og etter overskyvinga blei bergartene i Fortundekket og i underste del av Jotundekkekomplekset folda. I Jotundekkekomplekset er det i bergartene også spor etter deformasjon som skjedde tidligere enn overskyvingna.

Bergartsbeskrivelser

Grunnfjell

Det stedeagne grunnfjellet innenfor kartblad-Lustrafjorden er blottlagt langs begge sidene av Lustrafjorden, fra Sørheim på SØ-sida og Ottom (200 145) på NV-sida og NØ-over til kartgrensa ved Skjolden. I Fortun er det et lite vindu med grunnfjellsgneis og det er grunnfjellsgneis i det nordvestre hjørnet av kartbladet. Dessuten opptre antatte grunnfjellsbergarter folda og forkasta inn sammen med overliggende fyllitt fra Fivlenosgruppa ved Fivla (124 192).

Grunnfjellet innenfor kartbladet er tidligere beskrevet av Rekstad (1914) og i meir detalj av Landmark (1949). Landmark karakteriserte bergartene langs nordvestsida av Lustrafjorden som migmatitter. De er grålige diorittiske og kvartsdiorittiske gneiser som veksler med hornblenderike gneiser gjennomsett av pegmatittiske årer med granittisk sammensetning.

Området faller og inn under det som Bryhni (1966) har kalt Jostedalskomplekset og som består av migmatittiske gneiser og øyegneiser.

Grunnfjellet langs Lustrafjorden er delt inn i seks ulike soner. Bergartene er ikke datert og det innbyrdes aldersforholdet er ukjent. Bergartene har ei NV-SØ orientering og faller mot NØ.

Grensene mellom de ulike gneistypene og dermed utbredelsen er usikker både på grunn av utilgjengelige fjellsider langs fjorden og den gradvise overgangen mellom typene. Beskrivelsen av bergartene er gjort på grunnlag av observasjoner langs veiene på begge sider av fjorden.

Granittisk øyegneis (23)

Denne bergarten opptrer ved Ottom på nordvestsida av fjorden og mellom Alme (218 140) og Leri (197 113) på SØ-sida. Bergartens undergrense er ikke blottlagt og mektigheta er derfor ukjent. Det er en øyegneis med granittisk sammensetning hvor øynene er feltspataggregat opptil 3 cm store. Den er stedvis båndas med mørke plagioklas og biotittlag opptil et par mm breie som veksler med tykkere og lyse kvarts og kalifeltspatrike lag. Båndinga svinger rundt enkelte feltspatøyne.

Bergarten består hovedsaklig av kvarts, plagioklas, kalifeltspat og mindre mengder biotitt, kloritt, epidot, titanitt og erts. Plagioklasen i bergarten er saussurittisert og biotitt er delvis omvandla til kloritt.

Diorittisk til granodiorittisk gneis (20)

Diorittisk til granodiorittisk gneis fins i to ulike soner langs fjorden, dessuten fins gneistypen i det nordvestre hjørnet av kartet. NØ for granittisk øyegneis opptrer ei opptil 500 m mektig sone med en båndas og slira gneis, bergarten er foliert med foliasjonen parallell båndinga. Det opptrer dessuten tildels lite folierte partier og øyegneiser med opptil 3 cm store øyne. Bergarten er gjennomsett av konkordante og diskordante pegmatittganger (Fig. 3).

Den NØ-ligste delen av grunnfjellet langs Lustrafjorden består av en grålig, fin til middelskorna kvartsdiorittisk gneis med plagioklas og varierende mengder kvarts, dessuten mindre mengder biotitt, muskovitt, granat, apatitt, kloritt, epidot, titanitt og kalifeltspat. Plagioklas er til dels saussurittisert og biotitt er delvis omvandla til kloritt. Foliasjonen er lagd av parallellorientert glimmer.



Fig. 3. Båndas gneis gjennomsett av grovkorna pegmatitt ved Havhella (213 149).

Banded gneis cut by a coarse-grained pegmatite near Havhella.

I grunnfjellsvinduet i Fortun opptre en glimmerholdig øyegneis med kvartsdiorittisk sammensetning.

Ved Fivlenosi ligger det to gneis-soner i fyllitt fra Fivlenosgruppa. De er 75 og 150 m mektige. Gneisen er en lys finkorna bergart som består av kvarts, plagioklas, kalifeltspat, epidot, muskovitt, kloritt, titanitt og erts. De to sonene har tidligere vært tolka som meta-arkose, men er antakelig granodiorittisk gneis som er brakt inn i overliggende bergart av forkastninger.

Hornblenderik gabbroid til kvartsdiorittisk gneis (22)

Ved Havhella (214 150) og NØ for Bakken (223 141) går grunnfjellsgneisen over til å bli en relativt mørk hornblenderik gabbroid til kvartsdiorittisk gneis som er gjennomført av lysere pegmatittiske ganger. Denne gneissona er opptil 2.5 km mektig. Gneisen varierer fra å være homogen til å bli en bånda og foliert bergart. Bånda varierer fra lyse plagioklas og kvartsholdige til mørke amfibol og plagioklasholdige. Båndas tykkelse varierer fra noen mm til flere dm. Foliasjonen framkommer ved parallellorientering av biotitt og amfibol. Foliasjonen og båndinga er folda.

Det er flere generasjoner pegmatitt og aplittganger i gneisen. Tidlige pegmatitter er deformert og folda og ligger som øyner og linser parallelt båndinga. Disse er kutta av grovkorna pegmatitter som og kan være folda. Pegmatittgangene består av kvarts, plagioklas og K-feltspat pluss mindre mengder glimmer, amfibol og granat. Det opptre og basiske og trondhjemske ganger som skjærer folder og pegmatittganger (se Fig. 13).

Bergarten består hovedsaklig av plagioklas, amfibol og kvarts med mindre mengder biotitt, epidot, kloritt, titanitt, granat og erts. Plagioklassen er sterkt saussurittisert og klare plagioklaskorn er sjeldne. Biotitt er delvis omvandla til kloritt.

Granittisk gneis (21)

Fra S for Fjøsne (237 176) og NØ-over til Solheim (289 182) og ved sorsida av Eidsvatnet opptre det langs veien en lys rødlig til noe grønnlig gneis med enkelte mørke glimmerrike soner. Denne sona har ei mektighet på omtrent

1 km. Denne lyse gneisen består hovedsaklig av kvarts, kalifeltspat og plagioklas med noe epidot og kloritt, dessuten en god del glimmer i de mørke bånda.

Grønnstein og gabbro (18)

Ved Hjerseggi (275 186) og Fortun ligger ei sone med finkorna grønnstein og gabbro i grunnfjellsgneis. Forholdet mellom denne sona og grunnfjellet er vanskelig å se innenfor kartblad Lustrafjorden. På nabokartet Mørkrisdalen (Lutro 1984) er kontakten mellom gneis og grønnstein og gabbro blottlagt og det viser seg at sona ligger i grunnfjellet og er overlatt med en vinkeldiskordans av kambrosilurisk(?) kvartsitt. Sona har en mektighet på omtrent 175 m ved Hjerseggi og tynner ut nordover mot Fortun hvor den er ca. 20 m mektig.

Bergarten ser ut til å ha grønnskifer facies mineral sammensetning med albitt, aktinolit, biotitt og epidot. I finkorna grønnstein er det ved veien opp til Hjerseggi observert putestrukturer (Banham og Gibbs 1977).

Glimmerskifer, epidot-kloritt-aktinolit-albittskifer (19)

Øst for Fivla (128 185) opptre det glimmerskifer og epidot-kloritt-aktinolit-albittskifer. Bergartene ligger i en sørvestlig fortsettelse av ei sone som på kartblad Mørkrisdalen ligger dels folda sammen med overliggende bergarter, dels med forkastningsgrenser mot overliggende bergarter. På kartblad Mørkerisdalen består denne sona av epidot-kloritt-aktinolit-albittskifer, øyegneis, gabbro og glimmerskifer (Lutro 1987). Sona ved Fivla blir tolka som en fortsettelse av denne grunnfjellssona. Den ligger i en fold og i ombygninga er det kvartsitt. Undersida av folden er antakelig danna av en forkastning.

Glimmerskiferen består av muskovitt, biotitt, kvarts og feltspat. Den har enkelte steder retrograderte granater som er omvandla til kloritt.

Epidot-kloritt-aktinolit-albittskiferen består hovedsaklig av kloritt, epidot, aktinolit og albitt, med enkelte delvis omvandla amfibolkorn.

Meta-arkose med fiolette feltspatkorn (Valdresparagmitt type)(16), meta-arkose (17)

Det er kartlagt to soner med meta-arkose av

denne typen som ligger i Fivlenosgruppa. Den mektigste strekker seg fra Fivlenosi og NØ-over til kartbladgrensa og videre NØ-over. Den er ca. 700 m mektig i Dalsdalen. Den andre sona ligger på Grånosi og strekker seg mot NV. Her ligger den sammen med meta-arkose og muligens endel gneisbergarter.

Bergarten består av kvarts, plagioklas, kalifeltspat, muskovitt, epidot og kloritt. Bergarten er foliert og foliasjonen er danna av parallellorientert muskovitt. Ved Kolstad (170 180) er denne meta-arkosa grønnlig og det skyldes at bergarten inneholder endel epidot. Det mest karakteristiske mineralet i bergarten er kalifeltspat som opptrer i fiolette til blå opptil 0.4 cm store korn. De fiolette korna er til forveksling lik de karakteristiske klastiske korna som fins i meta-arkose (Valdres sparagmitt) fra Jotundekkekomplekset (se seinere) og bergarten er derfor gitt navnet meta-arkose av Valdres-sparagmitt typen.

Ved Fivlenosi og Kolstad spalter partier av meta-arkosa i heller og har karakter av helleskifer. I Dalsdalen ved Kolstad har det tidligere vært drevet skiferbrudd (Ryghaug 1978) i helleskifer av denne typen.

Meta-arkosesona fortsetter nordover inn på kartblad Mørkrisdalen hvor den ligger sammen med grunnfjellsgneiser under fyllitt fra Fivlenosgruppa (Lutro 1987). Denne opptreden av meta-arkose sammen med gneis er den samme som er observert i Jotundekkekomplekset, men her er ikke meta-arkose en del av den overskjøvnede delen av lagfølgen. Derimot likner det på forholdet mellom gneis og meta-arkose i Oppdalsområdet hvor meta-arkose (Åmotsdal enheten) ligger sedimentært over gneis (Lønset enheten) ifølge Krill (1980). Denne bergarten ligger nå på grunn av folder og forkastninger sammen med fyllitt. Dette er forsøkt illustrert i profil B-B'-B'' på det fargetrykte kartet.

Kambro-siluriske eller seinprekambriske bergarter

KINNFOKFJELLFORMASJONEN

Kvartsitt (15)

Ved Kinnfokfjellet (211 182) og i Fortundalen

ligger en kvartsitt over grunnfjellet. Den er her uformelt gitt navnet Kinnfokfjellformasjonen. Navnet er tatt fra Kinnfokfjellet hvor kvartsitten er opptil 3 m mektig. Den er mørk blålig til svart og inneholder spredte lyse og runde kvartsittboller. Kvartsitten ligger her med en klar vinkel-diskordans over grunnfjellet. Gneisfoliasjonen har et Ø-V strøk og faller ca. 60° mot N og kvartsitten faller ca. 30° mot VNV og har strøk NNØ-SSV.

Den øverste delen av grunnfjellet blir gradvis meir finkorna og skifrig opp mot kvartsittkontakten. Denne sona er opptil 3 m mektig. Sona kan representere en fossil forvringshorisont eller kan være danna av bevegelser langs kontakten under deformasjonen.

Bergarten er finkorna, blåsvart til lys i fargen og består hovedsaklig av kvarts med noe muskovitt, plagioklas og kalifeltspat. Kvartsitten er vanligvis mellom 1 og 5 m mektig, men når en mektighet på omtrent 100 m ved Fortun.

Ved Fortun (299 191) ligger det et grovt sandig lag langs kontakten mot underliggende gabbro. I fortsattelsen av Kinnfokfjellformasjonen inn på kartblad Mørkrisdalen ligger det kvartsittkonglomerat i bunnen av kvartsitten.

P.g.a opptreden av konglomerat og grove sandige lag langs kontakten mot underliggende bergarter regnes Kinnfokfjellformasjonen å være stedegen. De tegn på deformasjon som fins under Kinnfokfjellformasjonen kan tyde på at den er noe flytta.

Fortundekket

FIVLENOSGRUPPA

Over de stedegne bergartene ligger en stabel skyvedekker. Det underste av disse er gitt navnet Fortundekket, da Fortun ligger sentralt i dette dekket. Ved Fortun er det et snitt opp gjennom dekket langs veien opp til Sognefjellet. Fortunnavnet er også brukt av Milnes og Koestler (1984) om de samme bergarter i det de kaller det Fortunformasjonen.

Bergartene i Fortundekket innenfor kartblad Lustrafjorden er uformelt gitt navnet Fivlenos-

gruppa. Fivlenosi ligger i det NV hjørnet av kartbladet og her opptre den vanligste bergarten i gruppa, fyllitt med lag av de andre bergartene som inngår i gruppa.

Denne gruppa opptre i den nordvestre delen av kartet på begge sider av Dalsdalen og dessuten i ei opptil 1 000 m mektig sone på NØ-sida av Lustrafjorden fra Sørheim til Fortun. Undergrensa til Fivlenosgruppa er topografisk uregelmessig og veksler fra å ligge ca. 1 250 m o.h. på Kinnfokfjellet til å gå i sjøen ca. 3 km lenger S ved Ottom. På SØ-sida av Lustrafjorden stiger grensa fra under havnivå ved Sørheim til omtrent 800 m over havnivå ved Sandeshovden (215 125). I Fortundalen er grensa igjen ved havnivå. Denne sterkt undulerende framtrede av fyllittgrensa går igjen andre steder langs Jotundekket f.eks. ved Aurland og Lærdal og er beskrevet i detalj av Rekstad (1905, 1914)

I området Grånosene (142 118)-Fivlenosi (114 180) består gruppa av fyllitt, kvartsitt og noen tynne kalkspatmarmorsoner mens sona fra Sørheim til Fortun består nesten utelukkende av fyllitt.

Fyllitt (14)

Dette er den vanligste bergarten i Fivlenosgruppa og de andre bergartene i gruppa ligger som lag i fyllitt. På østsida av Lustrafjorden har den en mektighet på opptil ca. 1 000 m, mens det på vestsida ligger over 1500 m med fyllitt. Her går det fram av kartbildet at denne mektigheten skyldes folding, mens det på østsida mangler markeringshorisonter til eventuelt å vise dette.

Fyllitten er en skifrig og finkorna bergart. Innhold av grafitt gjør den stedvis helt svart, men den er vanligvis grålig med lite eller ingen grafitt. Bergarten kan inneholde en god del folda kvartsårer. Den har ei rustprega vitringsflate p.g.a. ertsinnholdet og er vanskelig å ta prøver fra unntatt i friske skjæringer.

Bergarten består av kvarts, muskovitt, biotitt, kalkspat og av og til tourmalin. Kvartsen opptre vanligvis i tynne lag, linser omgitt av glimmerrike lag. Dessuten inneholder bergarten varierende mengder med et opakt mineral som er finfordelt i bergarten, trolig både grafitt og erts.

Skifriheten i bergarten kommer av parallellorienterte glimmerflak. Denne er deformert og en yngre krusklov er utvikla.

Kvartsitt (13)

På Jagershaugen (149 152) og NØ for Jagershaugen er det to større soner med kvartsitt i fyllitten. Dette er lyse grålige til hvite kvartsitter med en båndstruktur. Båndene er opptil noen cm tykke og kan være folda. Parallelt akseplanet til foldene ligger foliasjonen i bergarten. Bergarten består hovedsaklig av kvarts, men inneholder og noe glimmer, plagioklas og kalifeltspat.

Ellers opptre i fyllitten kvartsittlag som varierer i mektighet fra noen dm til noen titalls m. Disse varierer og i farge fra svart til hvit.

Kalkspatmarmor (12)

I Engjadalen (120 120) er det to soner med kalkspatmarmor. Kalkspatmarmor opptre som linser av ulik størrelse i fyllitten og ikke i sammenhengende lag. Følgelig er det ei fyllitt sone med kalkspatlinser som er avmerka på kartet her.

Milnes og Koestler (1984) kaller denne fyllittsona på NV-sida av Jotundekkekomplekset for Fortunformasjonen og sammenlikner denne med Vangformasjonen i Tyin-Vang området. Vangformasjonen består av fyllitt og ligger i samme tektoniske posisjon som Fortundekket. Den ligger under Valdressona (Milnes og Koestler 1984) som tilsvarer undre dekkeenhet innenfor kartblad Lustrafjorden. Undre dekkeenhet ligger tektonisk over Fortundekket. Vangformasjonen er igjen korrelert med Synnfjell-dupleksen i Valdres. Denne dupleksen er skjøvet minst 100 km i SØ-lig retning (Nickelsen mfl. 1981). Hvis disse korrelasjonene er korrekte betyr det at Fivlenosgruppa må være skjøvet på plass. Skyvegrensa for Fortundekket settes over Kinnfokfjellformasjonen fordi den er antatt å være stedefen eller nært stedefen. Dette forholdet fins og i Valdresområdet hvor ei tynn sone med stedefene sediment ligger mellom grunnfjellet og overliggende skyvedekker, duplekser, bestående av fyllitt, skifer og kvartsitt (Nickelsen mfl. 1981).

Jotundekkekomplekset

Over de lavmetamorfe sedimentære bergarterne i Fortundekket ligger overskjøvne bergarter som er samla under betegnelsen Jotundekkekomplekset, et navn som er foreslått av Bryhni og Qvale (1980). Jotundekkekomplekset består innenfor kartblad Lustrafjorden av to hoveddeler som er kalt undre dekke-enhet og øvre dekke-enhet og disse består igjen av mindre dekker.

Undre dekke-enhet består av gneiser og lavmetamorfe sedimentære bergarter og utgjør det som opprinnelig blei kalt "høifjeldskvartsitt og skifer" av Kjerulf (1879) og "Kvartsit-gneisafdelingen" av Münster (i Brøgger 1893). Rekstad (1905) brukte først "Gneis-kvartsitformasjonen" og siden "Skifrig gabbrofacies-gneis" (Rekstad 1914). I Leikanger-Sogndal-sområdet i den sørvestlige fortsettelsen blei denne sona tolka som Valdres-sparagmitt av Skjerlie (1958). Den er avsatt som dette på Norgeskartet (Holtedahl og Dons 1960) og er referert til som Valdres-sparagmitt i seinere artikler (Strand og Kulling 1972, Bryhni 1966). I et arbeid av Roberts blir bergartene tolka som mylonittiske gneiser (Roberts 1978) og mylonittiseringa fant sted i kaledonsk tid.

Den øvre dekke-enheten omfatter det som opprinnelig har vært kalt Jotundekket. Den består av høymetamorfe intrusive bergarter som først blei kartlagt av Rekstad (1904, 1914) og Bjørlykke (1905), mens bergartenes sammensetning blei gjort kjent av Goldschmidt (1916).

Et av problema i norsk kaledonidegeologi har vært å forstå hvordan Jotundekkekomplekset blei skjøvet på plass og det er fremdeles forskjellige syn på dette spørsmålet. Rekstad og Bjørlykke kom til at bergartene representerte yngre størkningsbergarter som hadde trengt igjennom de underliggende bergartene. Forskifringa langs kontakten skyltes bevegelser forårsaka under framtrenginga. Bjørlykke var først tilhenger av overskyvingsteorien, men forandra syn (Bjørlykke 1901, 1905, Rekstad 1914). Goldschmidt (1912) hevda at bergartene var skjøvet på plass fra ei lokal rotsone i "foldingegrøften" som er den nedsynkinga hvor Jotundekkekomplekset og underliggende kambro-siluriske bergarter ligger. Denne strekker seg fra Sunnhordland og NØ-over gjennom

kartområdet. Holtedahl (1936) påpekte at det fins ikke spor etter denne lokale rotsone i underlaget Han mente at dekket er "rotløst" og skjøvet på plass fra ei rotsone som må ha ligget et sted NV for Mørekysten.

De to mulighetene for forklaring på Jotundekkekompleksets beliggenhet går igjen også i dagens diskusjon hvor teorien om ei lokal rotsone har sine forkjempere (Smithson og Ramberg 1970, Battey og McRitchie 1973 og Banham mfl. 1979) såvel som teorien om et langtransportert dekke har sine (Hossack 1976, 1978, Heim mfl. 1977, Bryhni 1978, Sturt og Thon 1978, Roberts 1978, Milnes og Koestler 1984, Twist 1985).

Undre dekke-enhet

Den underste delen av Jotundekkekomplekset som er kalt Undre dekke-enhet er ei opptil 4 km mektig sone som strekker seg i NØ-SV retning med fall ca. 40 til 50 mot SØ. I SV fins den på begge sider av Lustrafjorden, men ved Sørheim og NØ-over ligger den på SØ-sida av fjorden med ei undergrense som ligger opptil 1 000 m o.h. Undre dekke-enhet svarer til Turta-grøsona hos Milnes og Koestler (1974).

Rekstad som først kartla denne sona uten å skille mellom forskjellige bergarter, omtalte flere typer bergarter i sona og pekte på muligheten til å skille mellom gneis og kvartsitt med et bedre kartgrunnlag. Han antok at gneisene var bergarter som opprinnelig hadde vært lik dem som fins i den høymetamorfe delen av Jotundekkekomplekset, men var seinere blitt kraftig omvandla. Det er ikke funnet tegn hittil som tyder på det. Det viser seg at denne sona inneholder en rekke ulike bergarter som gneis, gabbro, kvartsitt, kvarts-skifer, fyllitt og metaarkose (Valdres-sparagmitt). Det meste av sona består av gneis, men de sedimentære bergartene utgjør en vesentlig del. Forholdet mellom de ulike bergartstypene ser ut til å være av varierende karakter i det både sedimentære og tektoniske grenser er observert.

Bergartene i den undre dekke-enheten er delt inn i de tre uformelle enhetene: *Nobbafjellformasjonen*, *Jervvatnformasjonen* og *Larsokfjellkomplekset*

Aldersforholdet mellom enhetene er uviss, men på litologisk grunnlag blir det antatt at

Larsokfjellkomplekset er eldst og Nobbafjellformasjonen er yngst. Grenseforholda mellom de tre enhetene er illustrert i Fig. 4. Kontakten mellom Nobbafjellformasjonen og Larsokfjellkomplekset er markert med et bunnkonglomerat og er rekna som sedimentær. Kontakten mellom Jervvatnformasjonen og Larsokfjellkomplekset er på Fig. 4B, markert både som sedimentær og tektonisk. Den sedimentære kontakten har et konglomerat i bunnen, men er invertert. Kontakten mellom Jervvatnformasjonen og Nobbafjellformasjonen er markert som tektonisk på Fig. 4A. Grunnen er at begge formasjonene har sedimentær kontakt mot Larsokfjellkomplekset. Disse forhold gjør at Larsokfjellkomplekset blir rekna som eldst. Aldersforholdet mellom Nobbafjellformasjonen og Jervvatnformasjonen er ukjent. Litologiske korrelasjoner av bergarter i de to formasjonene vil bli omtalt seinere, men på grunnlag av korrelasjoner er det mulig å anta at Jervvatnformasjonen er seinprekambrisk og Nobbafjellformasjonen er kambrosilurisk.

LARSOKFJELLKOMPLEKSET

Dette komplekset er uformelt gitt navnet Larsokfjellkomplekset. Navnet er tatt fra Larsokfjellet (265 129) hvor mylonittisert granittisk gneis opptrer og hvor det under kartlegginga først blei observert at det i undre dekke-enhet fins andre bergarter enn Valdressparagmitt. Her er og grenseforholda til den overliggende Nobbafjellformasjonen lett å observere.

Mylonittisert granittisk gneis og blastomylonitt (11)

Lengst opp mot grensa til den øvre dekke-enheten som er den høymetamorf delen av Jotundekkekomplekset opptrer tynnbånda, sterkt forskifra eller mylonittiserte bergarter som har porfyroklaster av plagioklas og langstrakte linsjer av epidot. Plagioklasporfyroklasterne er opp til et par cm store og epidotlinsene 10-20 cm lange. Ellers består bergartene av kvarts, K-feltspat, muskovitt, biotitt, epidot, granat og amfibol i varierende mengder.

Mylonittfoliasjonen i bergartene er antakelig folda i to foldefaser. Det har vært rekrystallisering og metamorf vekst av biotitt, amfibol og granat etter dannelsen av mylonittfoliasjonen. Disse mineral vokser over foliasjonen.

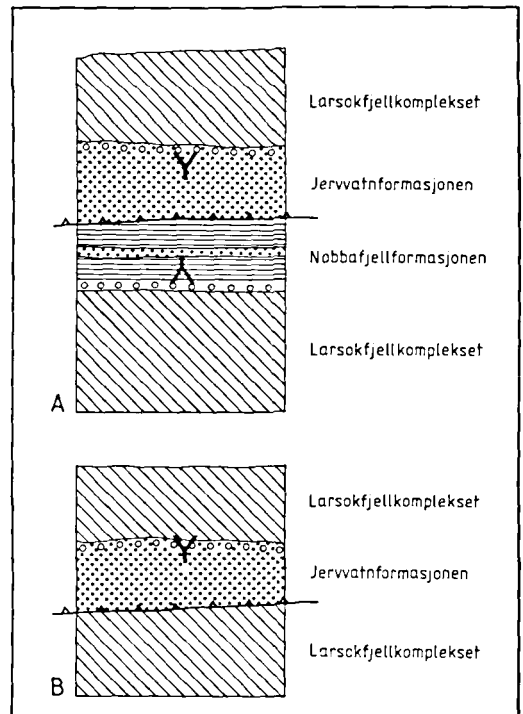


Fig. 4. Kontaktforholda mellom Nobbafjellformasjonen, Jervvatn formasjonen og Larsokfjellkomplekset.

A. viser Nobbafjellformasjonen med sedimentær kontakt på Larsokfjellkomplekset rett vei opp og Jervvatnformasjonen ligger med sedimentær kontakt mot Larsokfjellkomplekset rett vei ned. Kontakten mellom Jervvatnformasjonen og Nobbafjell formasjonen er tektonisk. Den omvendte Y-en peker mot yngre bergarter.

B. Jervvatnformasjonen har sedimentær kontakt mot overliggende Larsokfjellkomplekset og tektonisk kontakt mot det underliggende Larsokfjellkomplekset.

The contact relationships between the Nobbafjelli Formation, the Jervvatnet Formation and the Larsokfjellet Complex. The inverted Y indicates the younging direction in the sequence.

A. The Nobbafjelli Formation has a sedimentary contact with the Larsokfjellet Complex which is right way up, and the Jervvatnet Formation has a sedimentary contact with the Larsokfjellet Complex which is inverted. The contact between the Jervvatnet and Nobbafjelli Formations is tectonic. B. The Jervvatnet Formation has a sedimentary contact with the structurally overlying Larsokfjellet Complex and a tectonic contact with the underlying Larsokfjellet Complex.

Meir gneisaktige bergarter opptrer i området Snønosi (301 149) Nobbafjelli (267 142) Larsokfjellet (263 128) hvor en skifrig lys grønnlig-grå feltspatporfyroklastisk bergart opptrer. Denne har feltspatporfyroklaster opptil 4 cm store og de er fra nærmest rektangulære til langstrakte og linseforma. Dette er porfyroklastiske aggregat som består av meget finkorna

K-feltspat som omgir i enkelte tilfeller rester av større korn. Porfyrroklastene ligger i ei meget finkorna sericitt-epidot grunnmasse sammen med langstrakte kvartsassagregat og biotitt. Bergarten har opprinnelig vært en grovkorna bergart, antakelig granitt eller granittisk gneis hvor K-feltspat er omvandla til finkorna aggregat og plagioklas er deformert og omvandla til aggregat av epidot og sericitt. Foliasjonen i bergarten er danna ved en parallellstilling av de ulike mineralaggregata. Etter deformasjonen blei det danna biotitt og kvarts rekrystalliserte. En kruskløv deformerer foliasjonen i bergarten.

Denne typen bergart opptrer og sørvestover mot Holtane (206 077) og Feigedalsfjellet (216 082).

Tonalittisk til granittisk gneis (11)

Sør for Sørheim har bergartene som tilhører Larsokfjellkomplekset skifta karakter og der er det fin til middelskorna, grålig og bånda gneis som dominerer. Den samme type bergart er det og SV for Luster i fortsettelsen av bergartssona på vestsida av Lustrafjorden.

Den grålige bånda gneisen er en kvarts og feltspat gneis med tonalittisk til granittisk sammensetning. Den er fin- til middelskorna med et visst innslag av større porfyrroklastiske korn av feltspat, vanligvis plagioklas, opptil 2 cm store. Gneisen består av kvarts, plagioklas, kalifeltspat, biotitt, muskovitt, epidot og granat. Foliasjonen kommer av parallellorientert glimmer. Parallell båndinga og foliasjonen opptrer årer av kvarts og feltspat opptil 10 cm tykke som stedvis er folda i isoklinale folder.

Denne bånda og finkorna gneisen som er blottlagt ved veien langs Lustrafjorden er tidligere blitt tolka som Valdres-sparagmitt (Holte Dahl og Dons 1960, Strand og Kulling 1972 bl.a.) og bergarten har en mineralsammensetning som minner om Valdres-sparagmitt. Gneisen er imidlertid meir deformert enn meta-arkosa med fiolette feltspat korn (Valdres-sparagmitt type) som fins innenfor kartblad Lustrafjorden. Gneisen har og høyere metamorfosegrad i det den inneholder granat og biotitt. Valdres-sparagmitt innenfor kartblad Lustrafjorden inneholder ikke disse mineral, men har muskovitt som indeks-mineral og er i en lavere metamorf facies. Gneisen inneholder heller ikke de karakteristiske

ke fiolette klastiske feltspatkorna som fins i Valdres-sparagmitt.

I fortsettelsen av denne sona, ved Herman-sverk er bergarter som tidligere blei tolka som Valdres-sparagmitt nå beskrevet som grunnfjellsbergarter (Roberts 1978).

Granittisk gneis (9)

I Larsokfjellkomplekset er det kartlagt to områder med granittisk gneis. Det ene området strekker seg fra Dyrdalen (240 070) og NØ-over til Berdalen (313 152). Bergarten varierer i mektighet og er opptil 700 m mektig. Det er en lys, hvit til noe rødlig gneis som består av kvarts, plagioklas, mikroklin, epidot, ortitt, biotitt, titanitt og amfibol. Foliasjonen i bergarten er danna av tilnærma parallellorientert muskovitt og linseforma kvartsassagregat. Foliasjonen svinger rundt porfyrroklastiske korn eller aggregat av plagioklas og kalifeltspat. Plagioklasen er til dels saussurittisert og serisittisert. Det er en bånding i gneisen som skyldes variasjon i mengda av mørke mineral. Biotitt og epidot opptrer sammen i aggregat, med biotitt i kjernen. Aggregata er hovedsaklig langstrakte 1-2 cm lange og parallellorienterte og danner en lineasjon i bergarten. I den sørlige delen av denne granittiske gneisen opptrer amfibol som det viktigste mørke mineralet.

Det andre området med granittisk gneis ligger V på Rivenosi (170 050). Her opptrer en skifrig, lys rødlig bergart med kornstørrelse opptil 2 cm. Den består av kvarts, plagioklas, kalifeltspat, biotitt, epidot og muskovitt. Foliasjonen i bergarten er definert av parallellorientert serisitt som ligger i tynne tilnærma parallellorienterte soner sammen med epidot og oppknust feltspat. Disse sonene svinger rundt porfyrroklastiske feltspat som viser tydelig tegn på deformasjon som undulerende utslukking og delvis fragmentering av korna. Bergarten har opprinnelig antakelig vært en granitt som nå er deformert og delvis mylonittisert langs tynne plan i bergarten. Utstrekninga til bergarten er meget usikker, men liknende bergart er funnet igjen i Krokadalen (151 026).

Gabbro, amfibolitt (10)

Det opptrer gabbroide bergarter langs stien på nordsida av Krokadalen fra Kroken og langs



Fig. 5. Kontakten mellom Larsokfjellkomplekset og Jervvatn formasjonen med invertert og deformert konglomerat, ved Jervvatnet.

The contact between the Larsokfjellet Complex and the Jervvatnet Formation with an inverted and deformed conglomerate, locality at Jervvatnet.

stien på sørsida av dalen fra Kroken og opp mot Sippelhaug (171 020). Utbredelsen av denne bergarten i resten av fjellsida Ø for Kroken er ukjent og grensene på kartet er usikre.

I granittisk gneis opptrer amfibolitter av ulik mektighet og lengde. Den største ligger i Hyttedalen (275 108) og er 3 km lang og opptil 100 m mektig. Amfibolittene kan være kraftig forskifra med en skifrihet definert av aktinolit og biotitt som svinger rundt plagioklasøyne, dessuten opptrer rester av klinopyroksen omgitt av aktinolit i porfyroklastiske korn. Amfibolittene representerer antakelig deformerte gabbroide intrusiver. Sør for Svartavatnet (282 145) er det en mindre gabbrokropp. Ellers opptrer det små gabbrokropper, amfibolitter og grønne epidotbiotitt-amfibolskifre i de mylonittiske gneisene på Eggjene (236 102), Nobbafjelli (267 142) og Snønosi (301 149).

JERVVATNFORMASJONEN

Meta-arkose med fiolette feltspatkorn (Valdres-sparagmitt type) (8)

Bergartene er her samla i den uformelle formasjonen Jervvatnformasjonen. Navnet er tatt fra Jervvatnet (290 125) hvor det ved nordenden er en lokalitet med bergarter som er typiske for denne formasjonen. Her innledes formasjonen med et bunnkonglomerat som ligger på gneis. Konglomeratet er invertert, snudd opp ned slik at gneisen nå ligger over konglomeratet (Fig. 5). Stratigrafisk over konglomeratet kommer meta-arkose med fiolette feltspatkorn (Valdres-sparagmitt type). Denne bergarten opptrer i soner med forskjellige mektigheter fra Stiganosi (313 179) i NØ og SV-over til Feigedalen. Det er og funnet meta-arkose på NV-sida av fjorden, på Hærishovden (162 121). Formasjonens mektighet er opptil 100 m ved Eggjane og omtrent 200 m ved Vardanosane (296 162).

Meta-arkosa er en lys båndta og skifrig bergart. Den er vanligvis finkorna med spredte opptil 5 mm store korn av rødlig, fiolett eller hvit feltspat. I bergarten opptrer det tynne konglomerathorisonter med opptil 3 cm store feltspatboller og tynne hematittrike lag.

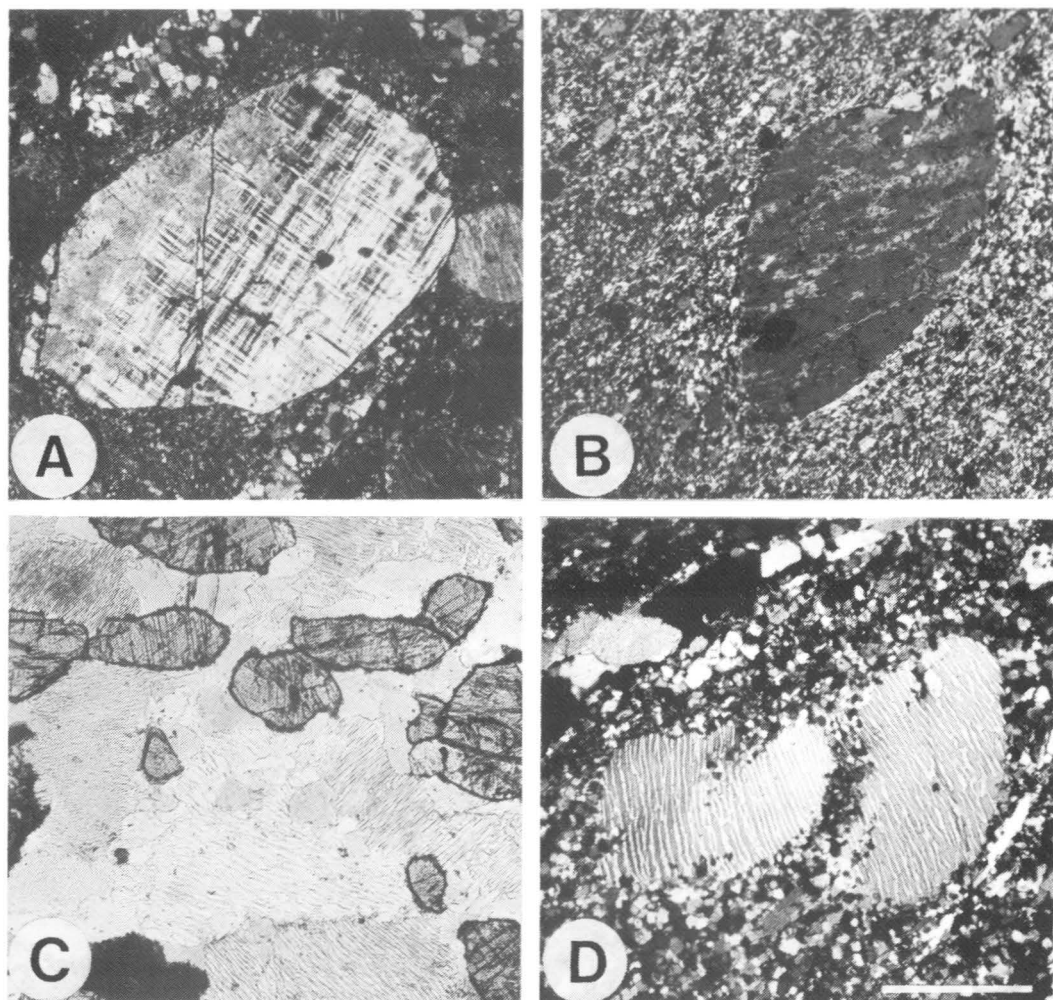


Fig. 6. Mikrofoto av tynnslip.

A. Klastisk kalifeltspatkorn i meta-arkose fra Jervvatnetformasjonen.

B. Klastisk flekkperthittkorn i meta-arkose fra Jervvatnetformasjonen.

C. Mangeritt fra jotunitt-mangerittdekket. Bergarten består av mesoperthitt, klinopyroksen, granat og noe kalifeltspat og noe kalifeltspat og plagioklas i særskilte korn.

D. Mesoperthittkorn som er bevart i en feltspatrik gneis. Gneisen består her av plagioklas, kalifeltspat og grønn amfibol. Målestokken er 0,6 mm lang.

A. Clastic K-feldspar grain in meta-arkose from the Jervvatnet Formation.

B. Clastic patch-perthite grain in meta-arkose from the Jervvatnet Formation.

C. Mangerite from the jotunitt-mangerite nappe showing here mesoperthite, clinopyroxene, garnet, plagioclase and K-feldspar.

D. Relict mesoperthite grains in feldspar-rich gneiss. The gneiss consists of K-feldspar, plagioclase, green amphibole and biotite.

The bar-scale is 0.6 mm long.

De typiske rødlig til fiolette eller hvite feltspatkorna som fins i bergarten er hovedsaklig kalifeltspat eller en flekkperthitt (Fig. 6A og 6B) som ligger i ei grunnmasse av kvarts, plagioklas, kalifeltspat, serisitt, kloritt, epidot og ertsmineral. Sammensetninga tilsvarer en arkosisk sandstein.

Det er funnet deformert skråsjiktning i bergarten, bl.a. strukturelt like under konglomeratet. Skråsjiktningen er noe deformert, men viser at lagrekka er invertert (snudd på hodet) (Fig. 7) i det området.

Foruten konglomeratet ved nordenden av Jerv-

vatnet er det og bunnkonglomerat i meta-arkosa Ø for Eggjene, SV og N for høyde 1540 (278 129) og ved Grønndalen (293 143). Konglomeratet er opptil 4 m mektig og består hovedsaklig av hvite til nesten svarte kvartsittboller med enkelte hvite til rødlig feltpatboller. Bollene er deformert (Fig. 5), enten ved flattrykking eller strekking slik at størrelsen og formen på bollene avhenger av snittet som vises. De er funnet opptil 20 cm lange. Det er og kvartsittkonglomerat ellers i meta-arkosa som er folda og deformert på samme måte som basalkonglomeratet (se Fig. 16B).

Meta-arkosa er petrografisk lik de bergartene som i Valdres og Tynområdet er kalt Valdresparagmitt (Loeschke og Nickelsen 1968, Koestler 197å) Også i disse opptrer primære strukturer som skråsjiktning (M. Heim pers. med. 1980). Horisontene med kvartsittkonglomerat som fins i Jervvatnformasjonen har en sammensetning som likner den konglomeratet ved Bygdin (Hossack 1966) har. Konglomeratet ved Bygdin ligger i meta-arkose som likner meta-arkosa i Jervvatnformasjonen.

Jervvatnformasjonen har således de samme typer sedimentære bergarter som fins i Valdresparagmitt i Tyn-Bygdin området slik at det er nærliggende å korrelere disse.

NOBBAFJELLFORMASJONEN

Bergarter fra denne formasjonen opptrer i to områder i undre dekke-enhet, ved Holtane-Bergheimsnosi (173 072) og på Nobbafjelli. Den er ufornet gitt navnet Nobbafjellformasjonen fordi bergartene er typisk utvikla på Nobbafjelli. Formasjonen ligger stort sett over Larsokfjellkomplekset, men er og folda sammen med dette. På Nobbafjelli (267 142) er det et konglomerat eller et grovt sandig lag i bunnen av kvartsitt. De ligger med en vinkeldiskordans over underlaget (Fig. 8). Konglomeratet er ca. 30 cm mektig med kvartsboller opptil 3 cm store. Konglomeratet har gradert lagning med minkende bollestørrelse fra kontakten. Over konglomeratet ligger det en lagpakke med vekslende kvartsitt kvarts-skifer og fyllitt. Vinkeldiskordansen mellom Nobbafjellformasjo-



Fig. 7. Skråsjiktning i meta-arkose i Jervvatnformasjonen ved Jervvatnet (293 131)

Cross-bedding in meta-arkose in the Jervvatnet Formation, at Jervvatnet.



Fig. 8. Vinkeldiskordans mellom Nobbfjellformasjonen og Larsokfjellkomplekset på Nobbfjelli (267 142).

The angular unconformity between the Nobbfjelli Formation and the Larsokfjelli Complex on Nobbfjelli.

nen og Larsokfjellkomplekset sees andre steder, men er der uten bunnkonglomerat, f.eks. Ø for Nobbfjelli.

Kvartsitt, kvarts-skifer og fyllitt i veksling (7)

Formasjonen består hovedsaklig av kvartsitt, kvarts-skifer og fyllitt med noen få tynne kalksteinssoner, 10-20 cm mektige i fyllitt. Formasjonens bergarter opptrer hovedsaklig på to måter. Kvartsitt som har tynne, opptil noen m mektige soner med fyllitt og kvarts-skifer dominerer i enkelte områder. I andre områder opptrer hovedsaklig kvarts-skifer og fyllitt som har enkelte 1 - 2 m mektige stedvis sterkt folda kvartsittlag.

Bergartene er jevnt over folda og folder av flere generasjoner som tildels påvirker hverandre fins. Den mest framtrepende planstrukturen i de meir glimmer-rike bergartene er en NØ-SV orientert krenulasjonskløv som deformerer ski-

frigheten i bergarten. Denne kløven er akseplankløv til seine folder i bergartene.

Fyllitten og kvarts-skiferen består av varierende mengder kvarts, muskovitt, kalkspat, biotitt og feltspat. Kvartsitten består hovedsaklig av kvarts, men med noe glimmer, plagioklas og kalifeltspat.

Bergartene i Nobbfjellformasjonen kan sammenliknes med bergartene i Tyaserien ved Tyn der det er kvartsitt, fyllittiske skifer og kalkholdige skifer (Koestler 1977a). Ved Tyn følger Tyaserien sedimentært over Valdres-sparagmitt mens det her er en tektonisk kontakt mellom tilsvarende bergarter. Tyaserien er antatt å tilsvare Melsenformasjonen (Milnes og Koestler 1984) som inneholder underordoviciske fossil (Loeschke og Nickelsen 1968).

Øvre dekke-enhet

Den øvre dekke-enheten omfatter den SØ-lige halvparten av kartbladet og består av høymetamorfe prekambriske intrusive bergarter som er intrudert av granodioritt. Grensa mot underliggende bergarter er markert med mylonittiske, eller sterkt folierte bergarter og grensa har et nokså konstant NØ-SV strøk og faller 30 til 50^g mot SØ.

Den øvre dekke-enheten kan deles inn i tre mindre skyvedekker som er gitt navn etter hovedbergartene de inneholder: Øvre mangeritt-jotunittdекket (ligger strukturelt øverst), anortositt-gabbrodekket og undre mangeritt-jotunittdекket (ligger underst i øvre dekke-enhet).

UNDRE MANGERITT-JOTUNITTDEKKET

Dette dekket er ca. 500 m mektig ved Lobergsfjellet (141 989), men øker i mektighet til flere km mot Ø og NØ. Dekket har sin største utbredelse i SØ-delen av kartet i området Gjerdenosi (297 921) - Gruvefjellet (277 043) - Langedalsfjelli (286 095). Dekket ligger i samme tektoniske nivå som Flåmenheten definert i Gudvangenområdet (Bryhni mfl. 1983).

Bergartene i undre mangeritt-jotunittdекket er hovedsaklig jotunittske og mangerittiske gneiser som delvis er omvandla til feltspatrik gneis. Dessuten opptrer granathornblendegabbro og gabbro.

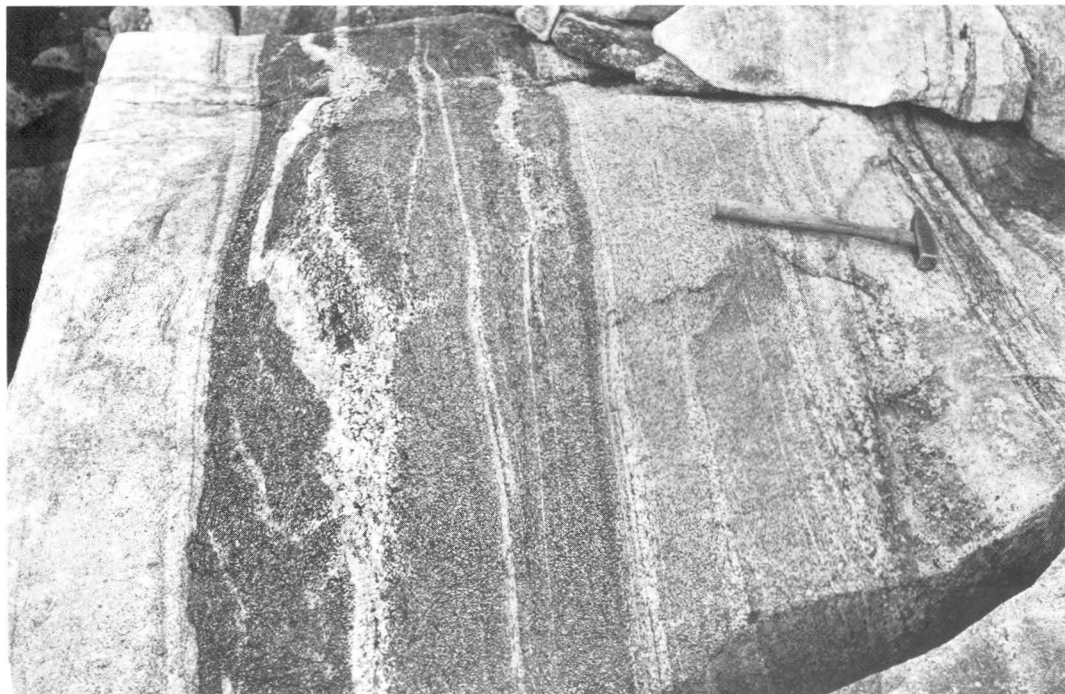


Fig. 9. Bånda mangeritt SV for Gruvefjellet (277 043).

Banded mangerite SW of Gruvefjellet.

Mangeritt er en bergart som har fått navn fra Manger N for Bergen. Navnet blei foreslått av Kolderup (1904) for en bergart som inneholder mikroperthitt (mesopertitt) (Fig. 6C), ortopyroksen, klinopyroksen og i mindre mengder ilmenitt, biotitt og leucoksen. Bergarten er en monzonitt som inneholder hypersthen (ortopyroksen) (de Ward 1968).

Jotunitt er et bergartsnavn foreslått av Hødal (1945) som en erstatning for navnet Jotun-noritt. Bergarten består hovedsaklig av plagioklas, mesopertitt, ortopyroksen, klinopyroksen, og mindre mengder andre mineral. Det er en monzodioritt som inneholder hypersthen (de Ward 1968).

Gneis, hovedsaklig av jotunittisk til mangerittisk sammensetning, delvis omdanna til feltspatrik gneis (6)

Gneisene i undre mangeritt-jotunittdekket har hovedsaklig en mangerittisk til jotunittisk sammensetning, men det er varianter som har både gabbroid og kvartsmangerittisk sammensetning. Det er ikke gjort forsøk på å kartlegge de

ulike typene fordi de er nokså like av utseende og kan variere over korte avstander.

Gneisene er hovedsaklig bånd bergarter (Fig. 9) og tykkelsen på båndene er fra rundt 1 cm og oppover. Det varierer fra mørke pyroksen- og amfibolrike lag til lyse feltspatrike lag med enkelte kvartsholdige. Dessuten opptrer pegmatittliknende årer i bergarten. Hovedmineralinnholdet er vist i Tabell 1. (Se s. 39)

I tillegg er det varierende mengder granat, hornblende, aktinolitt, aktinolitt-kvarts sammenvoksning (symplektitt), biotitt, skapolitt, apatitt, kloritt og ertsmineral.

Et typisk trekk for bergartene er at feltspatkorna er blålige eller brunlige, men kan være melkehvite langs kantene og i tynne stikk gjennom korna. Det er ikke observert sammenheng mellom farge og feltspatsammensetning. Mesoperthittkorn kan være deformert og viser bøyde perthittlameller og kileforma deformasjonstilvinger opptrer i plagioklas.

Bergartene har en jevnkornig (granoblastisk) til

ujevnkornig tekstur og har vanligvis en kornstørrelse opptil 1 cm. I enkelte bergarter opptrer opptil 3 cm store granater. Gneisene er tildels retrograderte med hel eller delvis omdanning av de opprinnelige minerala. I mangeritter og jotunitter kan mesoperthitt være rekrystallisert til en finkorna mosaikk av plagioklas og kalifeltspat og i denne mosaikken opptrer rester av større mesoperthittkorn. Pyroksenkorn er omvandla til aktinolitt-kvarts sammenvoksninger (symplektiitter). Enkelte ortopyroksenkorn kan være omvandla til biotitt.

Den bånda typen opptrer særlig V, S og SØ for Gruvefjellet. I Langedalsfjelli (286 092) mot Falknosi (272 079) og Stokkesete (315 087) opptrer det en bergart som nesten utelukkende består av mesopertitt. Foruten mesoperthitt inneholder bergarten ortopyroksen, klinopyroksen, biotitt, kloritt og erts som utgjør tilsammen ca. 5 % av bergarten. Det er en grovkorna tildels ufoliert blålig eller brunlig mangerittisk bergart med opptil 3 cm store blå eller brune mesoperthittkorn. De store korna har tildels rekrystallisert slik at noen steder opptrer en porfyrlignende bergart med større farga feltspatkrystaller (opptil 2 cm store) i ei finkorna grunnmasse. Denne finkorna og sukkerkorna grunnmasse består enten av mesoperthittkorn eller av en mosaikk av plagioklas og kalifeltspat. Mot Stokkesete er det utvikla ei bånding i den finkorna varianten. Feltspatrik gneis opptrer særlig N og NØ for Gruvefjellet hvor deformasjon og omvandling av mangerittisk og jotunittisk gneis ser ut til å ha vært sterkest. Det er en lys foliert bergart tildels med ei gneisbånding utvikla med vekslende lyse og mørke bånd. Det kan og være danna en lineasjon i foliasjonsplanet. I en del av gneisen er lineasjonen den eneste strukturen i bergarten.

Gneisen består av plagioklas, mikroklin, kvarts, amfibol (hornblende og aktinolitt), biotitt, titanitt, epidot, granat, apatitt og erts. Hovedmineraler er plagioklas og mikroklin og de mørke mineraler utgjør en mindre del av bergarten. Kvarts opptrer sjelden, men fins i gneis ved Middagshaugen (311 134) hvor gneisen har en granittisk sammensetning.

Bergarten er middels til grovkorna og kan ha feltspatøyne opptil 2 cm store som ligger i ei meir finkorna grunnmasse. Porfyroklastene er plagioklas eller mesoperthitt (Fig. 6D) og de viser at gneisen opprinnelig var en mangerittisk

eller jotunittisk gneis.

Foliasjonen i bergarten er definert ved parallelorientering av hornblende, aktinolitt og biotitt sammen med linseforma aggregat av feltspat og noen ganger kvarts. Lineasjonen er frambrakt av langstrakte feltspat og biotittaggregat og av stenglige amfibolkorn. Over foliasjonen har det enkelte steder vokst granater enten som garngranater eller med godt utvikla kvartallflater.

Granathornblendegabbro (4)

I lys feltspatrik gneis skiller denne bergarten seg tydelig ut med sin brunlige vitringsfarge. Det er særlig på Gruvefjellet og NØ for Gruvefjellet at bergarten er kartlagt. Den opptrer vanligvis i langstrakte NV-SØ orienterte soner og ligger parallelt foliasjonen. Bergarten er forskifra langs kontakten mot omliggende bergart i ei opptil 5 m brei sone, men er vanligvis ufoliert og homogen eller svakt bånda med unntak av enkelte sterkt forskifra soner hvor den er amfibolitisk.

Bergarten er middels til grovkorna og består av plagioklas, klinopyroksen, ortopyroksen, granat, hornblende, aktinolitt, apatitt og erts. Bergarten har en metamorf sukkerkorna tekstur. Den er utenom de forskifra sonene lite retrogradert, men langs tynne stikk og granodiorittiske årer er det ei bleking av bergarten i en avstand på opptil en m på begge sider.

ANORTOSITT-GABBRODEKKET

Over undre mangeritt-jotunittdekket ligger anortositt-gabbrodekket og det danner terrenget S for Krokadalen og V for Seimsdalen. Dekket ligger i en synform med steiltstående akseplan og med omtrent sørlig fallende foldeakse. Synformstrukturen er markert av skifriheten langs skyveplanet. Dekket består av et øvre og undre anortositt-nivå skilt av ei sone med gabbroide bergarter. Grensene mellom gabbro og anortositt er forskifra, men er ikke kartlagt som skyvesoner. Anortositt-gabbrodekket tilsvarer Stiganos enheten hos Bryhni mfl. (1983).

Anortositt, leucogabbro (2)

Anortositt er en plagioklasdominert gabbrobergart med mindre enn 10% mørke mineral. Leu-

cogabbro (I.U.G.S. 1973) inneholder 10-35% mørke mineral og inkluderer Buddingtons (1939) gabbroanortositt (10-22,5% mørke mineral) og anortosittisk gabbro (22,5%-35% mørke mineral).

Anortositt og leucogabbro innenfor kartblad Lustrafjorden varierer endel i sammensetning og utseende og det ser ut til at det kan skilles mellom fire typer. De fire typene er:

Jevnkorna anortositt. Dette er en jevnkorna grålig bergart med anhedrale plagioklaskorn opptil 1 cm store (Fig. 10A). Plagioklasen har et anortitt-innhold (An-innhold) på ca. 70%, og korna kan være deformert med undulerende utslukking og bøyde tvillinglameller (Fig. 10B). Rundt de store plagioklaskorna og i tynne stikk gjennom plagioklaskorn opptrer finkorna plagioklas i 0,1-0,2 mm store korn tildels med polygonal granoblastisk tekstur utvikla. Sammen med finkorna feltspat opptrer finkorna epidot, muskovitt, kloritt, biotitt og aktinolit. Ellers opptrer det i bergarten enkelte store epidotkorn opptil 1 cm store og muskovitt inneslutta i store plagioklaskorn. Aktinolit-kvarts symplektitter forekommer tildels sammen med myrmekitter i plagioklasen. De mørke minerala utgjør i denne bergarten høyden 3-4%.

Ujevnkorna anortositt. Bergarten er ujevnkorna og har plagioklaskorn opptil 5 cm store (Fig. 10C). Disse kan være farga blå, fiolett eller rødbrun. De kan være kraftig deformert og ligger i ei melkehvitt grunnmasse som består av finkorna (0,1 til 0,3 mm store korn) plagioklas. Den grove plagioklasen har et An-innhold på ca. 50%. Bergarten inneholder små mengder epidot, muskovitt, kloritt og skapolitt. Denne bergarten har stedvis overgangsmessig grense mot leucogabbro.

Leucogabbro. Bergarten inneholder mellom 10 og 35% mørke mineral og er dermed en leucogabbro (I.U.G.S. 1973). Plagioklasen (An-innholdet ca. 50%) er opptil 3 cm stor og har grålig, blålig eller rødbrun farge. Også i denne bergarten er endel av plagioklasen melkehvitt og finkorna (0,1-0,3 mm store korn). Endel av plagioklaskorna er omvandla til skapolitt og det opptrer myrmekitt (kvarts og oligoklas).

De mørke minerala er hovedsaklig granat, klinopyroksen og amfibol, med mindre mengder muskovitt, biotitt, epidot og kloritt. Av amfibolen

er det to typer, en som i tynnslip er brunlig, antakelig en hornblende og en blågrønn, antakelig aktinolit. Retrogradering har ført til at pyroksen er omvandla til aktinolit kvarts symplektitter og brun amfibol er omvandla delvis til aktinolit og delvis biotitt. Granat er delvis omvandla til aktinolit (Fig. 10D). I denne bergarten opptrer tynne opptil 20 cm breie mørke lag av pyroksen, granat, aktinolit og noe plagioklas.

Slira leucogabbro. I denne leucogabbrotypen opptrer de mørke minerala enten spredt i bergarten eller i slireforma aggregat opptil 5 cm breie og 20 cm lange. Minerala i slirene er de samme mørke minerala som opptrer i leucogabbro: pyroksen, granat, amfibol, biotitt, kloritt og epidot.

I slira leucogabbro fins koronarlike partier. Koronaene er rundaktige til linseforma opptil 10 cm i diameter. De består av en kjerne av olivin omgitt av et lag av ortopyroksen eller en kjerne bare av ortopyroksen. Utenpå ortopyroksen ligger et klinopyroksenlag og ytterst et lag som består av granat, klinopyroksen, spinell og en sympletitt av kvarts og aktinolit eller plagioklas og aktinolit (?). En meir utførlig omtale av koronastrukturer i Jotundekkekomplekset fins hos Griffin (1971). Store områder som består bare av en av de fire anortosittypene er sjeldne i anortosittområdet på kartblad Lustrafjorden. Jevnkorna anortositt opptrer i en ca. 500 m mektig sone på Reinspellnosi (207 956), men den kiler ut mot Tisedalen (184 950) i V og på Ø-sida av Reinspellnosi. Dalsida fra Åsaholten (141 945) ned mot anortosittbruddet i Kinsedal ser ut til å være dominert av jevnkorna anortositt. Anortosittbruddet ligger ca. 450 m o.h., over gården Hamaren (136 941). Utbredelsen av denne sona med jevnkorna anortositt er ukjent på grunn av overdekking og terrengets beskaffenhet. Det opptrer noe jevnkorna anortositt på østsida av Tisedalshøgda i (168 943) og dette kan være en fortsettelse av Kinsedalsforekomsten.

Den vanligste opptreden er veksling mellom ujevnkorna anortositt, leucogabbro og slira leucogabbro i målestokk fra dm tykke lag og oppover til soner på 40-50 m.

Gabbro, amfibolit (3)

I ei sone som strekker seg fra Kinsedalen NØ-over mot Skarvedalsbandet (218 003) og SØ-

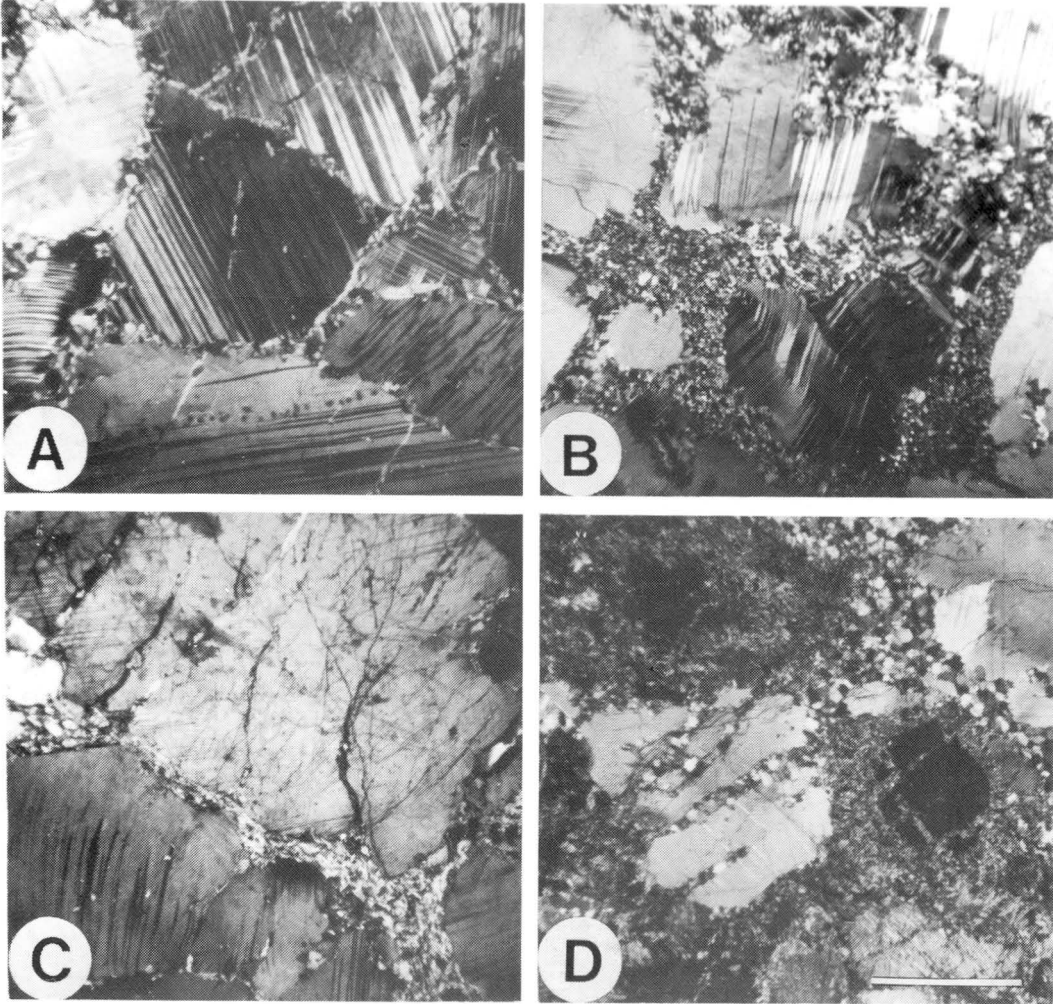


Fig. 10. A. Jevnkorna anortositt, noe deformert med deformasjonstvillinger og noe bøyde tvillinglameller. B. Jevnkorna anortositt som delvis er rekrySTALLISERT. Store korn er kraftig deformert med kinksoner eller har deformasjonstvillinger og undulerende utslukking. C. Ujevnkorna anortositt. De store korna er noe deformert. Finkorna rekrySTALLISERT plagioklas ligger imellom de store korna. D. Leucogabbro med delvis rekrySTALLISERT plagioklas og granat som er omgitt av grønn amfibol. Ellers er det klinopyroksen øverst på bilde. Alle bilder er tatt med krysspolarisert lys. Målestokken for A, B og D er 1,5 mm og for C er den 2.9 mm.

A. Equigranular anorthosite, deformed plagioclase grains with deformation- and twin-lamellae.
 B. Equigranular anorthosite, strongly deformed and recrystallized. Strongly deformed plagioclase grains with kink band, deformation- and twin lamellae lie in a fine-grained groundmass of recrystallized plagioclase.
 C. Inequigranular anorthosite. Some of the large grains are deformed and recrystallized to fine-grained plagioclase.
 D. Leucogabbro with partly recrystallized plagioclase and garnet surrounded by fine-grained amphibole. Clinopyroxene grains occur in the upper part of the photo.
 The pictures are taken in cross-polarized light. The bar-scale is for A, B and D 1.46 mm, for C it is 2.92 mm.

over derifra mot Indre Offerdalen deler ei gabbrosone de anortosittiske bergartene i to adskilte felt. Dessuten opptrer gabbro som tynnere linser og soner i anortositt.

Dette er mørke, ufolierte homogene eller bån-

da bergarter hvor båndinga skyldes variasjon i innholdet av mørke mineral.

Bergarten består av plagioklas eller antiperthitt, ortopyroksen, klinopyroksen, granat, biotitt og ertsmineral. Pyroksenene er stedvis omvandla



Fig. 11. Intrusjonsgrense mellom to mangeritter på Ingebjørgsfjellet (208 986).

Intrusive contact between two mangerites on Ingebjørgsfjellet.

til kvarts-aktinolit symplektitter. Bergarten er ujevnt korna med kornstørrelse vanligvis opptil 2 mm, men med enkelte granater opptil 2 cm store.

I forbindelse med ei gabbrosone på Reinspellnosi opptrer det ei tynn sone ultramafiske bergarter hvor dunitt ligger i en hornblendebergart. Dette er bergart nr. 5 i tegnforklaringa.

ØVRE MANGERITT-JOTUNITTDEKKET

Den øverste delen av øvre dekke-enhet ligger på Ingebjørgsfjell (205 987), der jotunittske og mangerittiske gneiser ligger med tektonisk kontakt over anortositt.

Gneis hovedsaklig med jotunittsk til mangerittisk sammensetning delvis omvandla til feltspatrik gneis (6)

Bergartene er lik dem som fins i undre mangeritt-jotunittdекket og er jotunittske til mangerittiske gneiser med en steiltstående Ø-V

orientert bånding. På Ingebjørgsfjellet (208 986) fins det bevart en intrusivkontakt mellom en lys mangeritt og en mørk båndamangeritt der den lyse intruderer den mørke (Fig. 11).

På nordsida av Ingebjørgsfjellet er det ei tynn sone med ultramafiske bergarter. Dette er pyroksemitter og olivin-ortopyroksen-spinell bergarter.

Granodioritt (1)

På Gruvefjellet opptrer spredte ganger av granodioritt. De øker i antall sørover og i Indre Offerdalen og tildels i Seimisdalen er det stort sett bare blotninger av denne bergarten, men det blir ikke et homogent granodiorittmassiv. Det er et gangkompleks som er intrudert i de høymetamorf bergartene (Fig. 12). Tykkelsen på granodiorittgangene varierer fra noen cm til titalls m.

Det er en hvit finkorna til middelskorna bergart som består av kvarts, plagioklas, K-feltspat med små mengder muskovitt, biotitt, epidot og titanitt. De mørke minerala utgjør ca. 5% av bergarten. Plagioklasen er sonert og tildels saussurittisert. Det er endel myrmekitt langs kantene av K-feltspaten.

Bergarten er vanligvis massiv, men det ligger boudinerte og forskifra granodiorittganger i skjærsoner (Fig. 16E). Fig. 12 viser at mange av gangene er folda. Det er beskrevet en lineasjon i enkelte granodiorittganger som har samme orientering som lineasjonen i feltspatrik gneis (Koestler 1977b). I Kaupangerområdet er en granodiorittisk gang datert til 448 ± 30 må ved Rb/Sr metoden på hele bergarten (Berthomier mfl. 1972). Nye data hos Koestler (1982) gir granodioritten i Kaupangerområdet en alder på 887 ± 101 må ved bruk av Rb/Sr metoden på hel bergart.

Deformasjon og mineralvekst

Deformasjonen i området har funnet sted både i kaledonsk og prekambrisk tid. Det er forsøkt å skille mellom kaledonsk og prekambrisk deformasjon og mineralvekst og å skille ut ulike foldefaser. Dette må sees på som høyst foreløpige resultat for dette kompliserte området hvor kartlegging i en større målestokk en



Fig. 12. Granodiorittganger Ø for Byttegjuvet (314 958) like Ø for kartbladet.

Granodiorite dykes east of Byttegjuvet (314 958), just east of the map-sheet area.

1:50.000 er nødvendig for en skikkelig forståelse av den strukturelle utviklinga. Det er ikke utført aldersbestemmelser av bergarter innenfor kartbladet slik at aldersangivelser vil være basert på antakelser og sammenlikninger med områder hvor dateringer er utført.

Den innbyrdes alderen til de ulike foldefaser er basert på observasjoner av refolding (dvs. en generasjon folder blir folda på nytt) og deformasjon av kløv eller skifrihet og på kløv som skjærer gjennom eldre strukturer. De ulike tektonostratigrafiske enhetene vil bli beskrevet hver for seg.

Prekambriske gneiser i grunnfjellet og Kinnfokfjellformasjonen

Prekaledonsk deformasjon i grunnfjellet har frambrakt bånding og foliasjon i gneisene. Denne har stort sett et Ø-V til ØSØ-VNV strøk med et noe varierende, men relativt steilt fall mot N til NØ. Dette er den samme retningen som fins i Hestbrepigganområdet hvor den er datert av

Priem mfl. (1973) ved hjelp av Rb/Sr metoden på hel bergart til å være 975 ± 30 millioner år i en seintektonisk granitt. Metamorfosen under denne deformasjonen har antakelig vært lavere amfibolittfacies med danning av granater, hornblende og plagioklas.

Foliasjonen og båndinga i gneisene er lagt i åpne til lukkede asymmetriske folder (Fig. 13) med foldeakser som faller $0-50^\circ$ mot mot V til NV eller mot Ø (Fig. 15E). Akseplanet faller mot NØ ($50-80^\circ$). Denne foldinga har en akse-retning som ikke faller sammen med de kaledonske folderetninger. Den er antakelig prekambrisk og danna seint under den svekonordvegiske fjellkjededannelsen.

Langs Lustrafjorden ser grunnfjellet ut til å være lite påvirket av den kaledonske deformasjonen. Langs grensa mot overliggende kvartsitt og fyllitt er det ei tynn sone med finkorna skifer. Denne skifersona kan representere en fossil forvittringshorisont som har fått en skifrihet danna under den kaledonske deformasjonen. Eller den er et resultat av bevegelser langs grensa mellom kvartsitt og grunnfjell under den kaledonske fjellkjededannelsen.



Fig. 13. Sein åpen fold i hornblenderik diorittisk gneis i grunnfjell overskåret av trondhjemitisk gang, ca. 25 cm tykk. Veiskjæring på vestsida av Lustrafjorden, 5 km SV for Skjolden (232 170).

Late open fold in banded hornblende-rich dioritic gneiss in the basement cut by a 25 cm-thick trondhjemitic dyke. Road-cut along the western side of Lustrafjorden ca. 5 km southwest of Skjolden.



Fig. 14. Ombøyningen til en større liggende F_2 -fold på Grånosene (135 141).

The hinge zone of a large recumbent F_2 -fold on Grånosene.

I grunnfjellsgneisene er det ei kraftig saussuritiserings og klorittisering av plagioklas og mafiske mineral. Denne kan ha sammenheng med kaledonsk metamorfose. Priem mfl. (1973) finner biotitt som har kaledonsk alder i Hestbrepigganområdet.

Grensa mellom stedegne bergarter og Fortundekket har ei sterkt varierende orientering og dette skyldes antakelig at grunnfjellet har deltatt i den kaledonske foldinga i større skala. Det ligger dessuten antatte prekambriske bergarter folda og forkasta inn i kambrosiluriske bergarter ved Dalsdalen. Disse foldene og forkastningene kan følges nordnordøstover inn på kartblad Mørkrisdalen hvor denne sammenfoldinga mellom grunnfjell og overliggende sediment er meget tydelig (Lutro 1984).

Fortundekket

FIVLENOSGRUPPA

I Fivlenosgruppa er det skilt ut tre ulike generasjoner med folder som her vil bli kalt F_1 , F_2 og F_3 . Skifrihet, foliasjon eller kløv danna under foldefasene vil bli kalt S_1 , S_2 eller S_3 . Denne inndelingen i ulike generasjoner betyr ikke at det nødvendigvis er store aldersforskjeller mellom de ulike generasjoner folder og tilhørende strukturer. De kan like godt være resultat av en kontinuerlig prosess som av en trinnavis.

F_1

Den tidligste fasen er representert ved isoklinale intrafolialfolder i enkelte kvartsitter. Foliasjonen S_1 i bergartene ser ut til å være parallell akseplanet til disse foldene. En tidlig skifrihet i de meir glimmer-rike bergartene er antakelig danna under denne fasen og er folda under seinere faser. Større folder av denne generasjonen er ikke påvist.

F_2

Foldene i den andre foldefasen folder de tidlige isoklinale intrafolialfoldene. De er vanligvis tette til isoklinale med flattliggende akseplan med akser i Ø-SØ eller N-NV retning (Fig. 15A). En spredning av foldeaksenes retning skyldes at foldene til en viss grad er ikkesylindriske og at foldene er folda på nytt av F_3 -folder.

Skifriheten i fyllitt er en intens kruskløv som antas å være danna under denne F_2 -fasen ved at S_1 -skifriheten er kraftig folda.

Sona med meta-arkose ved Hellesetvatnet er folda i en større fold under denne andre foldefasen (Fig. 14). Innfoldinga av grunnfjellsbergartene i Fivlenosgruppa kan ha funnet sted under den andre foldefasen. Foldeaksene til de mindre foldene er i Fivlenosgruppa NV til SØ orienterte (Fig. 15A).

Skifriheten langs kontakten mellom grunnfjellet og Kinnfokkjellformasjonen er danna tidlig under deformasjonen (F_1 eller F_2). Den er folda sammen med kontakten under F_3 .

F_3

Den tredje foldefasen er representert ved åpne folder og de påvirker større folder danna under tidligere faser. Foldeaksene faller slakt mot NØ, akseplanet har bratt fall mot SØ (Fig. 15A).

F_2 -folden i meta-arkose og kvartsitt ved Hellesetvatnet og kvartsitten på Jagershaugen er folda av en sein synform og i Stordalen er fyllitt folda i en antiformal av samme fase.

Jotundekkekomplekset

UNDRE DEKKE-ENHET

Beskrivelsen av deformasjonen i den undre dekke-enheten vil i stor grad basere seg på undersøkelser gjort i området Jervvatnet-Nobbafjelli som er bedre undersøkt enn andre deler av dekke-enheten. Det ser ut til å være noe forskjell i den strukturelle utviklinga i ulike deler av undre dekke-enhet. Andre områder kan derfor ha ei noe anna tektonisk utvikling enn den som beskrives her, f.eks. området Bygdanosi-Feigedalsfjellet. For å få fram en mulig overensstemmelse mellom kaledonske foldefaser i undre dekke-enhet og i Fortundekket blir F_1 , F_2 og F_3 for de antatte kaledonske foldefasene og F_0 for den mest framherskende prekaledonske deformasjonsfasen.

F_0

I den undre dekke-enheten er det mulig å skille mellom en tidlig deformasjon av antatt prekambrisk alder som her vil bli kalt F_0 og seinere

kaledonsk deformasjon. Den prekambriske deformasjonen har bare påvirket gneisene, mens den kaledonske deformasjonen har påvirket både gneisene og de sedimentære bergartene. Skillet mellom prekambrisk og kaledonsk deformasjon sees på Nobbafjelli hvor kvartsitt med kvartsittisk basalkonglomerat er avsatt med en vinkeldiskordans på gneis (Fig. 8). Den foliasjonen som blir kuttet av erosjonsflata er en mylonittfoliasjon som opptrer i gneis i Larsokfjellkomplekset i området Snønosi-Nobbafjelli. Mylonittfoliasjonen er dannet under grønnski-

ferfacies metamorfose med vekst av biotitt i foliasjonen. På NV-sida av Lustrafjorden har ikke gneisene denne mylonittfoliasjonen. Bergartene her er båndtonalittiske til granittiske gneiser hvor foliasjonen er dannet i øvre grønnskiferfacies med granat og biotitt vekst. Hvilken alder denne foliasjonen har er uviss, men tilsvarende bergarter, i fortsettelsen av samme sona mot SV, er antatt dannet ved kaledonsk deformasjon av prekambriske gneiser. (Roberts 1978).

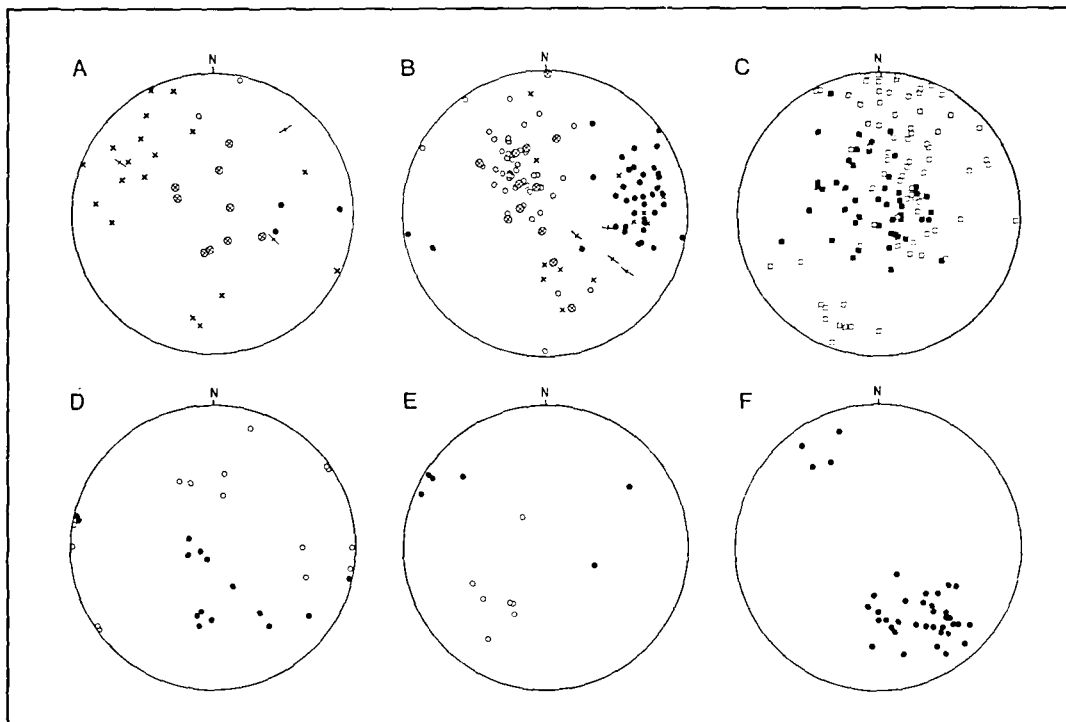


Fig. 15. Stereografisk projeksjon av strukturdata plottet i undre halvkule.

- A. Fivlenosgruppa: Kryss er foldeakser og kryss i sirkel er pol til akseplanet til tidlige folder (F_1 og F_2), åpen sirkel er pol til akseplan og fylt sirkel er foldeakser til seine folder (F_3), avlange kryss er lineasjoner.
 B. Jervvatn- og Nobbafjellformasjonen: Kryss er foldeakser og kryss i sirkel er pol til akseplan til tidlige folder (F_1 og F_2), fylt sirkel er foldeakse og åpne sirkler er pol til seine folder (F_3), avlange kryss er lineasjoner.
 C. Øvre dekke-enhet: Åpne firkanter er pol til granulitt faciesbåndingen, fylte firkanter er pol til foliasjonen i gneisene og i skjærsoner. D. Øvre dekke-enhet: Fylte sirkler er foldeakser og åpne sirkler er pol til akseplanet til folder.
 E. Grunnfjellet: Fylte sirkler er foldeakser og åpne sirkler er pol til akseplanet til folder.
 F. Øvre dekke-enhet: Minerallineasjon.

Stereographic projections of structural data (Wulff net, lower hemisphere).

- A. The Fivlenosi Group: Crosses are fold axes and crosses in circles are poles to the axial plane of early folds (F_1 and F_2). Filled circles are fold axes and open circles are poles to the axial planes of late folds (F_3). Elongated crosses are lineations.
 B. The Jervvatnet and Nobbafjelli Formations: Crosses are fold axes and crosses in circles are poles to axial planes of early folds (F_1 and F_2). Filled circles are fold axes and open circles are poles to axial planes of late folds (F_3). Elongated crosses are lineations.
 C. Upper Nappe Unit: Open squares are poles to the of the granulite facies banding and filled squares are poles to the schistosity in gneisses and shear-zones.
 D. Upper Nappe Unit: Filled circles are fold axes and open circles are poles to axial planes.
 E. The basement: Filled circles are fold axes and open circles are poles to axial planes.
 F. Upper Nappe Unit: Mineral lineation.

F_1 og F_2

På Nobbafjelli er det i kvartsitt og kvarts-skifer observert en tidlig isoklinal fold, F_1 , som er blitt folda av seinere isoklinale folder F_2 (Fig. 16A). Disse to generasjoner isoklinale folder blir overskåret av en kløv, S_3 . Denne kløven er akseplankløy til folder danna under en tredje foldefase (F_3). Dette tyder på at sedimenta i undre dekke-enhet er folda under tre foldefaser. Det vanligste forholdet som sees i Nobbafjell- og Jervvatnformasjonen er at en generasjon isoklinale folder (F_1 eller F_2) blir folda av F_3 -folder. De tidlige isoklinale foldene er relativt flattliggende med en akseplanskifrig- het utvikla i de sedimentære bergartene. Foldeaksene har hovedsaklig NV eller SØ retning. Foldene folder en lagning i sedimenta som antakelig representerer opprinnelig sedimentære lag og i meta-arkosa fins konglomeratlag og skråsjikta lag som ligger parallelt denne lagdelinga.

Kvartsittkonglomeratet i bunnen av Jervvatn- formasjonen, langs grensa mot Larsokfjellkomplekset, er deformert under en tidlig foldefase (F_1 eller F_2). Resultatet er en parallellorientering og flat-trykking av bollene (Fig. 5). Konglomeratlag ellers i meta-arkosa er folda og deformert på samme måte som konglomeratet langs kontakten (Fig. 16B). Den samme type deformasjon av konglomerataga uansett hvor de opptrer blir tatt som en indikasjon på at kvartsittkonglomeratet er avsatt primært på Larsokfjellkompleksets gneis. Folding har så invertert kontakten og deformert konglomeratet langs kontakten og konglomeratlag i meta-arkosa.

Større tidlige folder opptrer ved Jervvatnet hvor gneis og meta-arkose er folda sammen. Foldene har foldakser og akseplan som har samme orientering som den andre generasjonen folder i Fivlenosgruppa og kan være samtidig med disse. Tidlige isoklinale folder opptrer og i Kappitaledalen (213 093) og på Holtane.

Det er danna muskovitt og kloritt i akseplanskifrig- heten (S_1) som fins i meta-arkosa, i kvarts- skifer og fyllitt. Det antyder at deformasjonen fant sted under lav grønnskiferfacies metamor- fose.

 F_3

I området Larsokfjellet-Jervvatnet-Snønosi blir folder fra F_1 og F_2 fasen folda av åpne til lukka asymmetriske folder. Foldeaksene har NØ til Ø retning med fall 0 til 40°. Akseplanet faller mot S til SØ med 50 til 80°. Det er utvikla en akseplankløy under denne foldefasen. Denne kløven er en kruskløy. Kløven danner i enkelte tilfeller en liten vinkel med akseplanet til foldene og er parallell en av skjenklene til foldene. I mange tilfeller har det vært kraftigere deformasjon langs den skjenkelen som er parallell aksepla- net (Fig. 16F)

Denne typen folder opptrer og i gneisene i undre dekke-enhet på NV sida av Lustrafjorden i det båndinga i gneisene er folda i asymmetriske folder som heller mot NV. Det er ikke utvikla akseplankløy i disse bergartene. Folder som tilhører denne fasen sees godt utvikla langs riksveien i Øksnaviki (121 068) (Fig. 17).

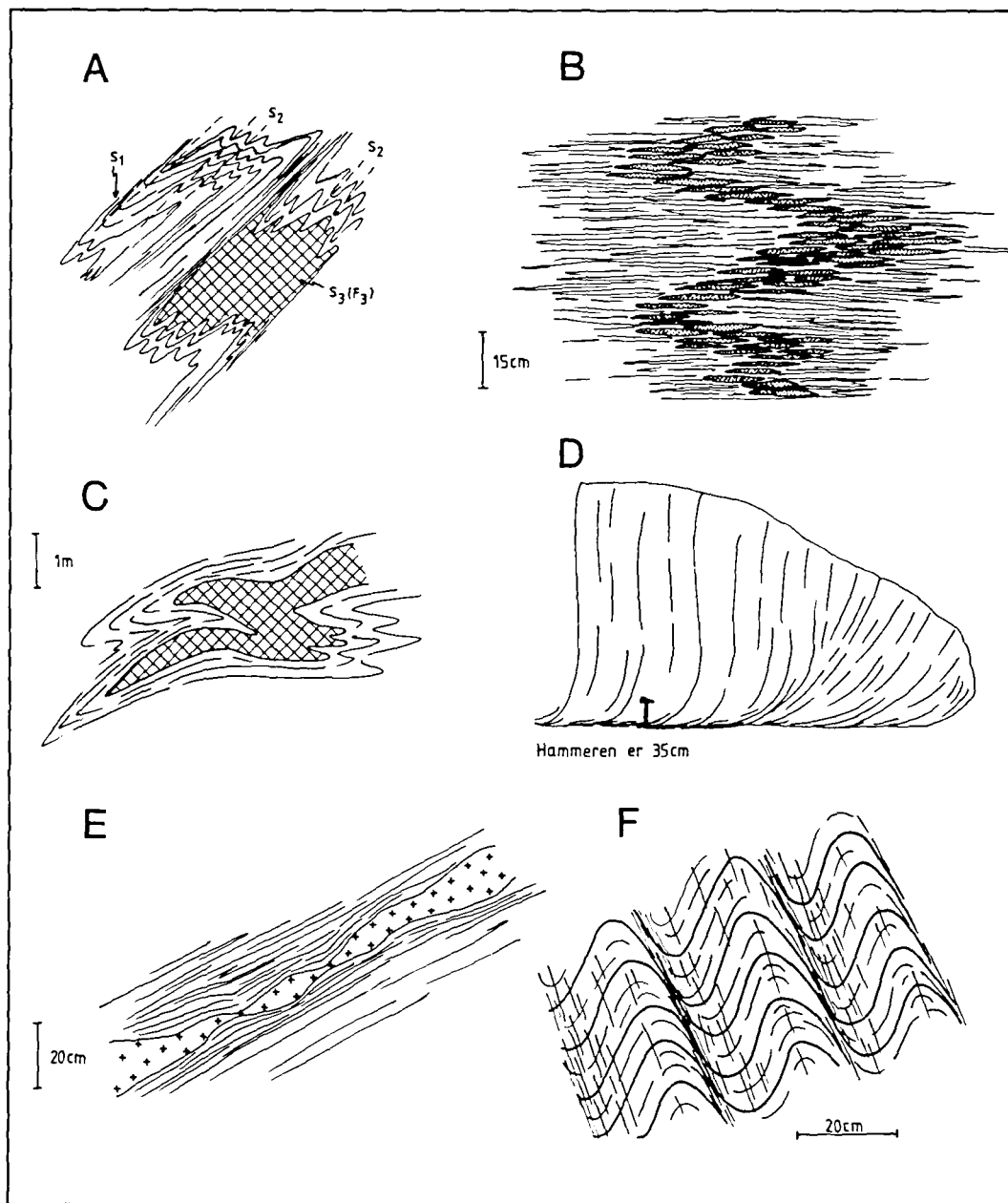
Denne seine foldefasen er årsak til at det ved Eggjene og V for Eggjene tilsynelatende er ei ganske mektig meta-arkose. Dette skyldes at F_3 -folder som folder meta-arkosa har ei omslutningsflate som faller slakt mot NV og dermed parallelt terrengets helling.

En større fold av denne generasjonen går over Nobbafjelli og Larsokfjellet hvor Larsokfjellkomplekset er folda opp i en kuppelliknende struktur.

I området Bygdanosi - Feigedalsfjellet er det ei strukturell utvikling noe forskjellig fra den i området Jervvatnet-Nobbafjelli. Her er to typer folder utvikla. Det er en tidlig fase som folder skifrigheten og bergartssonene i steiltstående folder med østlig retta foldeakser. Denne generasjonen folder er igjen folda av flattliggende folder. De har østlig orienterte foldeakser og en flattliggende akseplankløy. Ei sammenlikning med Jervvatnet-Nobbafjelli området vil gi at de steiltstående foldene kan være F_3 - folder da de folder skifrigheten i bergartene. De flattliggende foldene er antakelig F_3 -folder. Det er en kløy tilknytta disse foldene som skjærer over antatte F_2 -folder og enkelte F_2 -folder blir folda av F_3 -folder.

Fig. 16. Skisser av deformasjonsstrukturer tegna fra fotografier og dagbøker.

- A. En tidlig isoklinal (F_1) fold refolda av F_2 folder. S_2 -skiffrigheten er overskåret av S_3 -skiffrighet. Lokaliteten er på Nobbfjelli i vekslende kvartsitt og skifer.
- B. Konglomeratlag i meta-arkose som er folda i en tidlig (F_1 , ?) fold. Kvartsittbollene er flattrøkt parallelt foliasjonen og akseplanet til folden. Lokalitet ved Jervvatnet.
- C. Dobbeltfolda amfibolittlinse (amfibolitt er kryssmonstra) i granittisk gneis i undre dekke-enhet. Lokalitet på Hestdalsfjellet.
- D. Bånding i anortositt deformert og rotert inn i skyve planet til Anortositt-gabbrodekket. Lokalitet ved Krokvatnet.
- E. Deformert granodiorittgang (kryssmonster) i skjærsoner ved grensa mellom gabbro og anortositt. Lokalitet ved Reinspell.
- F. F_3 folder i meta-arkose fra Jervvatnformasjonen vist skjematisk med ei forskifring av laga i skjærsoner parallelt akseplanet. En ser mot NØ.



Sketches of deformation structures drawn from photographs or field notes.

- A. An early isoclinal fold refolded by F_2 folds. The S_2 schistosity is deformed by the S_3 crenulation cleavage. Locality on Nobbafjelli in alternating quartzite and schist.
- B. Conglomerate layer in meta-arkose deformed by an early (F_1 ?) fold. The quartzite pebbles are flattened parallel to the axial-plane foliation of the fold. Locality at Jervvatnet in the Jervvatnet Formation.
- C. Refolded isoclinally folded amphibolite in granitic gneiss in the Lower thrust unit of the Jotun Nappe Complex. Locality on Hestfjellet.
- D. Banding in anorthosite deformed and rotated into the thrust plane of the Anorthosite-gabbro Nappe. Locality near Krokvatnet.
- E. Deformed granodiorite dyke in shear zone at the contact between gabbro and anorthosite, near Reinspell.
- F. F_3 folds in meta-arkose in the Jervvatnet Formation showing the shearing along one of the limbs parallel to the axial plane; looking northeast.

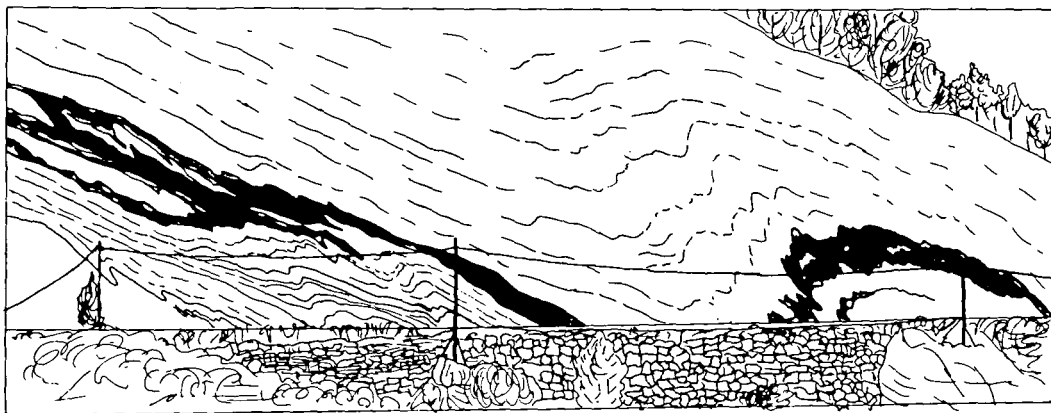


Fig. 17. F_3 -folder i undre dekke-enhet ved Øksnaviki (121 068).

F_3 -folds in the lower nappe unit in Øksnaviki.

I den SØ-lige delen av Larsokfjellkomplekset, SØ for sedimenta, er det en tidlig isoklinal fase som folder foliasjonen (Fig. 16C). Den er igjen folda av seinere steiltstående åpne folder med foldeakser som stuper i sørlig retning. Den isoklinale fasen påvirker og tynnbånda bergarter opp mot øvre dekke-enhet. Hvilken alder disse foldene har er ikke avgjort, men de har en retning som også fins i øvre dekke-enhet. I tynnskifrige bergarter opp mot øvre dekke-enhet har det vært rekrystallisering og vekst av biotitt, amfibol og granat etter dannelsen av mylonittfoliasjonen. Amfibol, granat og biotitt vokser over foliasjonen. Denne metamorfosen er det ikke spor etter i Nobbafjellformasjonen og Larsokfjellkomplekset

Overskyvinger i undre dekke-enhet

Kontakten mellom Larsokfjellkomplekset og Nobbafjellformasjonen er som tidligere beskrevet sedimentær, det samme er antakelig kontakten mellom Larsokfjellkomplekset og

Jervvatnformasjonen. Dette medfører at kontakten mellom Nobbafjellformasjonen og Jervvatnformasjonen er tektonisk og det er flere mindre dekkeflak i undre dekke-enhet. Dekkeflaka består av deler av Larsokfjellkomplekset og Nobbafjellformasjonen eller av Larsokfjellkomplekset og Jervvatnformasjonen (Fig. 4). Dekkeflaka blei antakelig danna tidlig under den kaledonske deformasjonshistorien og skyvekontaktene er folda under to av foldefasene. De kan ha blitt danne samtidig med den tidligste isoklinale foldefasen som fins på Nobbefjelli.

Både den tidlige skyvinga og seinere deformasjoner har ført til forskifring langs bergartsgrenser. På kartblad Sygnefjell (NØ for Lustrafjorden) er det i følge Banham og Gibbs (1977) utvikla ei imbrikasjonsone under den seine foldefasen. Denne typen folder med forskifring langs den ene sjenkelen opptrer innenfor kartbladet, men spor etter store skyvebevegelser er ikke funnet. Dette kan skyl-

des at den seine deformasjonen er sterkere utvikla i NØ og det der var en sterkere bevegelse langs den forskifra skjenskelen til de seine foldene. Det er en økning i antall seine folder mot NØ i følge Roberts (1978).

Ved kontakten mellom øvre og undre dekkeenhet opptrer mylonittiske, blastomylonittiske bergarter som har spor etter høyere metamorfose enn det som fins i metasedimenta i undre dekkeenhet. Disse er antakelig danna samtidig med mylonitten som ligger diskordant under konglomeratet på Nobbafjelli. Dette antyder at grensa mellom øvre og undre dekkeenhet kan være prekaledonisk.

ØVRE DEKKE-ENHET

Bergartene i øvre dekkeenhet er intrusiver som nå har en metamorf mineralsammensetning og bånding. Metamorfofen tilsvarer granulittfacies og det blei danna bl.a. mesoperthitt, klinopyroksen, ortopyroksen, granat og noe hornblende. Ortopyroksen er danna i kontakt med kvarts. Den metamorfe båndinga har et nokså konstant Ø-V strøk og et bratt fall, hovedsaklig mot S (Fig. 15C).

De jotunittiske, mangerittiske og gabbroide gneisene likner pyroksengranulittene som Battey og McRitchie (1975) har beskrevet fra Jotunheimen. Battey og McRitchie kom til at bergartene i Jotunheimen representerer et lagdelt massiv av størkningsbergarter som har krystallisert under høyt trykk og temperatur (T 1100-1200°C og P større en 10 kb). Dette er igjen deformert og metamorfosert under granulittfacies metamorfose. Alderen til denne metamorfosen er ikke kjent.

I NØ-delen av øvre dekkeenhet er granulittfacies bergartene delvis omdanna til feltspatrike gneiser. Sammen med gneisfoliasjonen er det danna en lineasjon som er definert av stenglige amfibolkorn og tildels av langstrakte feltspatagregat. Lineasjonen har SSØ eller NNV retning og kan være det eneste strukturelement i bergarten (Fig. 15F). Omvandlinga har foregått under tilbakeskridende metamorfose og da har mesoperthitt rekrystallisert til plagioklas og kalifeltspat, pyroksen til amfibol og biotitt og det er danna epidot.

Den tilbakeskridende metamorfosen fant sted under amfibolittfacies betingelser og kan være

av samme alder som amfibolittfacies metamorfosen i Tynområdet hvor alderen er bestemt til å være 909±16 millioner år (Schärer 1980), ved U-Pb analyser av zirkon og titanitt.

Foliasjonen i gneis-sonene er folda av to generasjoner folder. En tidlig isoklinal fase som igjen er folda av en seinere tett til isoklinal fase. Denne siste fasen har en akseretning som varierer en del, men er hovedsaklig SØ til S med enkelte V til NV retta akser (Fig. 15D).

S for Gruvefjellet er omvandling (retrograde-ring) til gneis i amfibolittfacies mindre vanlig og folder i blotningsstørrelse er meget sjeldne. Det opptrer flattliggende skjærsoner hvor steiltstående bånding er deformert og rotert inn i ei meir flattliggende stilling (Fig. 15C). Skjærsonene ser enkelte steder ut til å være folda, men det skyldes at skifriheten i skjærsonene svinger rundt meir massive "blokker" av udeformert bergart. Denne typen deformasjon er det og eksempel av på Langedalsfjelli hvor kuppelstrukturer opptil 30 m i diameter med kraftig forskifret mangeritt ligger rundt en kjerne av massiv mangeritt. Skjærsonene har grønnskiferfacies mineralsammensetning og representerer antakelig en seinere deformasjon enn danninga av amfibolittfacies gneisene. Det er observert granodiorittganger som dels trenger inn i skjærsonene dels er deformert i skjærsonene (Fig. 16E).

Bergartene i øvre dekkeenhet er delt inn i tre mindre dekkeflak. Ved grensa mellom dekkka blir steiltstående granulittfacies bånding boyd inn i ei flattliggende sone (Fig. 16D) hvor bergartene er forskifra og retrogradert. I de midtre deler av dekkene er orienteringa av båndinga den samme. Den er steiltstående med Ø-V strøk. Mineral-lineasjoner i skjærsoner som kan være knyttet til skyvning, har en S til SØ orientering.

Grensa mellom anortositt og gabbro i anorthositt-gabbrodekket er også tektonisert og det er mulig at de to anortosittsonene og gabbrosone representerer tre skyveflak og ikke ett. Også her er den steiltstående båndinga i bergartene overskåret av en meir flattliggende skifrihet langs kontakten.

Anortositt-gabbrodekket og øvre mangeritt-jotunittdekket ligger i en større synform med steiltstående akseplan som strekker seg mot

S-SV, og som folder hele dette anortosittgabbro kompleks som strekker seg ned mot Gudvangen og har en lengde på ca. 60 km (Bryhni mfl. 1983).

Den nokså flattliggende grensa mellom ulike skyvedekker i øvre dekke-enhet antyder at de blei transportert langs flattliggende bevegelsessoner. Jotundekkekompleset representerer antakelig et langtransportert dekke og ikke et dekke som er skjøvet opp. Ei oppskyving av dekket i kaledonsk tid ville ha frambrakt steiltstående deformasjonssoner, ikke horisontale skjærsoner som er funnet her.

Forkastninger og sprekker

Undergrensa for grunnfjellssonene som fins i fyllitt i Fivlenosi - Dalsdalenområdet er tildels markert med forkastninger. De forkastningene kan følges NØ-over inn på kartblad Mørkrisdalen hvor de trer tydeligere fram. Forkastningene blei antakelig danna samtidig eller seinere enn F_3 -foldene i Fivlenosgruppa.

Den mest markerte sprekken innenfor kartbladet går fra Kinsedal, Børtnes (123 945) og N-NNØ over mot Sørheim. Den faller sammen med anortosittgrensa ved Haugakammen, men hvorvidt den har frambrakt store sprang er vanskelig å si. Bergartene ved Børtnes er oppknuste og omvandla i sprekkesona som er ca. 50 m brei og sona sees som et markert søkk i terrenget nordover. Sprekken deler seg i to ved Børtnes og forenes igjen N for Middagsfjellet (132 980).

På Trongenosi (269 978) blir anortosittgrensa forstyrret av en N-S gående forkastning hvor den østre delen har sunket ned noen hundre m i forhold til den vestre. De andre sprekke i området går i N-S eller NØ-SVlig retning.

Økonomisk geologi

Det er idag ingen utnytting av berggrunnsressurser innenfor kartblad Lustrafjorden. Tidligere har det vært gruvedrift etter kopper, anortositt har forsøksvis vært brutt som råstoff for aluminiumsproduksjon og det har vært drevet skiferbrudd. Seinere tids undersøkelse av

disse typene råstoff innenfor kartbladet har ikke ført til positive resultat med henblikk på fornya virksomhet.

Ertsforekomster

Det blei i år 1700 funnet kobbererts på toppen av Grøndalsfjellet av Botolv Hæreid og i 1702 blei det satt igang drift på toppen av Gruvefjellet (1500 m o.h.) som Grøndalsfjellet siden er blitt hetende. På Gruvefjellet blei det drevet to gruver, Guds Gave og Kongens gruve. Det er dessuten to andre forekomster i nærheten av Gruvefjellet, Brekke gruver som ligger ca. 1.3 km SØ for Gruvefjellet og St. Olavs skjerp som ligger 1.5 km SV for Gruvefjellet.

Gruvene gikk dårlig, men etter rykter om funn av gull kjøpte kongen (kong Fredrik 4. av Danmark-Norge) Årdal Kobberverk som eide og drev gruvene. Verket fortsatte å gå dårlig og i 1723 blei gruvene på Gruvefjellet nedlagt til fordel for drift på forekomster som lå lettere tilgjengelig og nærmere Årdal, Blåberget gruver som ligger innenfor kartblad Hurrungane.

De fire overnevnte kopperforekomstene opptrer i følge Korneliussen (1978) i deformerte jotunitiske og mangerittiske bergarter som inneholder endel hornblendittiske linser. De viktigste ertsmineraler er bornitt, kopperglans og kopperkis, dessuten mindre mengder digenitt, covellitt og idaitt. De opptrer dels finfordelt i bergarten eller i sprekkefyllinger. Denne opptreden fins både i hornblendittiske linser og i jotunitiske og mangerittiske bergarter. For meir utførlige opplysninger om ertsforekomstene rundt Årdal vises det til rapport av Korneliussen (1978).

Det fins og et skjerp ved Kroken. Løvenes skjerp ligger i fyllitt og kvartsitt. Her opptrer det ifølge Korneliussen (1978) svovelkis og magnetkis som spredte korn og aggregat i bergartene. Kobbermineralisering er ikke observert.

Resultata av undersøkelsene i 1976 og 1977 i Årdalsområdet var negative med henblikk på mulig drift av forekomstene innenfor kartblad Lustrafjorden.

Anortositt

Et annet kortvarig bergverkseventyr av nyere dato i området fant sted i Kinsedal under 2.

verdenskrigen. Anortosittene i Jotundekkekomplekset inneholder opptil ca. 32% aluminiumsoksyd og er derfor et mulig råstoff for aluminiumproduksjon. Prospektering i området blei innleda i begynnelsen av dette århundre med prof. Goldschmidt som konsulent. Han kom til at det burde være gode muligheter for å finne drivverdige forekomster på SØ-sida av Kinsedal (Goldschmidt 1917 b,c). Han undersøkte også andre anortosittfelt på kartblad Lustrafjorden, men disse blei avskrevet på grunnlag av dårlig kvalitet i prøvematerialet (Goldschmidt 1917 a,b,c).

Under 2. verdenskrig blei det fra et brudd like ved gården Hamaren i Kinsedal tatt ut ca. 15.000 tonn anortositt for prøvedrift ved et raffineringanlegg i Norsk Hydros regi (Jensen 1977). Dette raffineringanlegget blei bomba av de allierte og dermed stoppa det hele opp.

Nyere undersøkelser av anortositten i Kinsedal-Offerdalsfeltet er negative med henblikk på muligheten for drift (Qvale 1981 pers. med.).

Summary

Introduction

The Lustrafjorden map-area is a high mountain terrain, 1.000 to 1.600 m.a.s.l., deeply incised by the fjord, Lustrafjorden and several valleys. The first geological maps of the area were published by Rekstad (1905, 1914) who established a four-fold tectonostratigraphic division. This included the Precambrian basement, a fyllite formation, called the Fivlenosi Group, a gneiss-quartzite formation now called the Lower Thrust Sheet, and a unit which was then termed the 'Intrusive above the Gneiss' now called the Upper Thrust Sheet. This is, by and large, the same subdivision as is used today. The autochthonous Precambrian basement is overlain by a thin quartzite formation, the Kinnfokjellet Formation, which is considered to be autochthonous. Thrust above the autochthonous rocks are the Fortun Nappe and the Jotun Nappe Complex. The distribution of the different units is shown in Fig. 1 and a tectonostratigraphical column is shown in Fig. 2.

Skiferdrift

Det har tidligere vært tatt ut skifer, heller ved Kolstad i Dalsdalen. Det blei brutt i to brudd som nå er nedlagt. Brudda ligger i meta-arkose med fiolette feltspatkorner.

Som en del av Vestlandsprogrammet blei skiferen i Dalsdalen undersøkt av Ryghaug (1978) som konkluderte med at drift ikke ville bli regningssvarende selv om det kunne taes ut stein til bruk i lokalsamfunnet.

Det er under kartleggingen av kartblad Lustrafjorden ikke funnet partier av lovende skiferkvalitet andre steder i meta-arkosa, selv om den til tider spalter opp i grove heller.

The present description is based on the mapping of Lutro in 1977, Lutro and Tveten in 1978, and partly in 1979, 1980 and 1981, and Koestler in 1982.

Description of rocks

Precambrian basement

The basement rocks are exposed along Lustrafjorden, in a small erosional window at Fortun and in the northwest corner of the map-area. Assumed basement rocks are folded and faulted into the overlying sediments in the Fivla area. These rocks include a epidote-chlorite-actinolite-albite schist and a meta-arkose with violet feldspar clasts. This meta-arkose with violet feldspar clasts is quite similar to meta-arkose which is found in the Jotun Nappe Complex.

The basement rocks along Lustrafjorden are mainly gneisses with a composition varying from gabbroic to granitic. They are mainly banded gneisses with some augen gneisses. At Fortun and near Hjerseggi there is a unit con-

sisting of greenstone and gabbro. These rocks are unconformably overlain by Lower Palaeozoic sediments.

The basement gneisses contain numerous pegmatitic veins, both early, strongly deformed ones and late veins cutting across the tectonic banding in the rocks (Fig. 3). In addition veins of aplite and trondhjemite (Fig. 13) and mafic veins occur. The gneisses are metamorphosed in upper greenschist or lower amphibolite facies and are partly retrograded.

The banding and folding of the gneiss are most probably of Sveconorwegian age. The gneiss has the same strike trend as in the neighbouring Hestbrepiggen area where a late-tectonic granite has been dated by the Rb-Sr whole rock method to be 975 ± 35 Ma by Priem et al. (1973). The retrogression might be Caledonian as a Caledonian age has been determined for biotites in the Hestbrepiggen area.

The Kinnfokfjellet Formation

The autochthonous basement is overlain unconformably by the Kinnfokfjellet Formation which is a quartzite sometimes with a gritty layer or a conglomerate at the base. These relations suggest that the Kinnfokfjellet Formation is autochthonous. There is, however, a thin (ca. 1 m thick) zone of schist just below the quartzite. This zone shows a gradual transition from gneiss to schist. The presence of this schist may indicate that a certain amount of deformation has occurred along the contact. It is also possible to interpret the lithology as a fossil weathering zone.

The Fortun Nappe

The Fivlenosi group

The main rock-type and formation in the Fivlenosi Group is a phyllite which is partly graphitic. In addition to phyllite the group contains units of quartzite and calcite marble. Although the structural thickness of the Fivlenosi Group reaches 1 000 metres, the original stratigraphic thickness is unknown. This group is considered to be allochthonous.

The Jotun Nappe Complex

The Jotun Nappe Complex, which lies with a

thrust contact above the Fortun Nappe, has been divided into two thrust units, the Upper Thrust Sheet and the Lower Thrust Sheet. The Lower Thrust Sheet consists of low-to intermediate-grade metamorphic rocks and the Upper Thrust Sheet of high-grade metamorphic intrusive rocks. Each thrust unit probably consists of several smaller thrust slices.

The Lower Thrust Sheet is divided into three informal stratigraphic units, the Larsokfjellet Complex, the Jervvatnet Formation and the Nobbafjelli Formation.

The Larsokfjellet Complex consists of intermediate to felsic gneisses and some gabbros. In the Snønsi-Rivenosi area the complex consists of strongly deformed granitic rocks and blastomylonites in addition to gabbros, while along the road south of Sørheim and in the Nes-Flahamar area there are banded rocks of tonalitic to granitic composition. These rocks have previously been misinterpreted as Valdres sparagmite (Skjerlie 1958, Holtedahl & Dons 1960, Roberts 1978).

On Nobbafjelli, gneiss of the Larsokfjellet Complex is unconformably overlain by a quartzite of the Nobbafjelli Formation. This quartzite has a basal quartzite conglomerate, up to 30 cm thick (Fig. 8). The rest of the Nobbafjelli Formation consists of interlayered quartzite, quartz schist and phyllite.

The Jervvatnet Formation has a basal quartz conglomerate (up to 4 m thick) along some of its contacts to the Larsokfjellet Complex. This contains elongated or flattened quartz pebbles (Fig. 5) and is interpreted as a basal conglomerate deposited on an underlying gneiss. The conglomerate was later inverted during deformation as it is always structurally overlain by the gneiss. The rest of the Jervvatnet Formation is composed of meta-arkose which typically contains pink, violet or white feldspar clasts (Fig. 6 A & B) up to 3 cm across in some conglomeratic layers. Cross-bedding is observed (Fig. 7). There are also quartzite conglomerate layers within the meta-arkose and they are deformed in the same way as the basal conglomerate (Fig. 16B). This formation has the same characteristics as the Valdres sparagmite in the Tyn Bygdin area with which it is correlated. The age of the Valdres sparagmite is Late Precambrian (Loesche & Nickelsen 1968).

The Upper Thrust Unit occupies the southeastern half of the map-area and represents the highest tectonic level and the highest ground in the area. The rocks in the thrust sheet are high-grade intrusive rocks and they are divided into three minor thrust sheets named after the rock-types they contain, the lower mangerite-jotunite sheet, the anorthosite gabbro sheet and the upper mangerite-jotunite sheet.

The lower mangerite-jotunite sheet consists of granulite facies gneisses mainly of mangeritic and jotunitic composition. The granulite facies gneisses are banded (Fig. 9) to massive rocks which contain characteristic mesoperthites (Fig. 6C). The banded rocks are mainly found south of Gruvefjellet whereas a massive mangerite is present in the Langedalsfjelli area. North of Gruvefjellet the granulite facies gneisses are in places retrograded to light-coloured feldspar-rich gneisses probably in lower amphibolite facies. These feldspar-rich gneisses contain relics of mesoperthite indicating that they are derived from the mangeritic and jotunitic rocks (Fig. 6D). Within this light-coloured gneiss several zones of garnet-hornblende gabbro have been mapped.

In 1702 copper mining was started on Gruvefjellet. Partly because of its unfavourable situation on the top of a 1 600 m high mountain the mine was abandoned in 1728.

Resting with a tectonic contact on the Lower mangerite-jotunite sheet is the Anorthosite-gabbro sheet which consists of two anorthosite bodies separated by a gabbro. The anorthosite is mostly a crudely banded rock with bands alternating from pure anorthosite to leucogabbro on a scale from some decimetres, and up to several tens of metres. The banding is mainly steeply dipping and strikes E-W which is parallel to the orientation of the granulite facies banding in the Lower mangerite-jotunite sheet. Four different types of anorthosite are observed.

a. Equigranular anorthosite. This rock contains 95 to 100% plagioclase with An70. The grain-size is about 1 cm. The grains are commonly deformed (Fig. 10 A & B).

b. Inequigranular anorthosite. This contains plagioclase grains up to 5 cm across. The An-content is about 50%.

c. Leucogabbro. This rock contains 10 to 35 % of dark minerals. The plagioclases are up to 3 cm in size and are grey, bluish or brick-red (Fig. 10 C). The An-content is about 50%.

d. Veined leucogabbro (Fig. 10D). In this type the dark minerals are concentrated in veins up to 20 cm long and 5 cm thick. This rock contains abundant coronas usually with a core of olivine or orthopyroxene surrounded by outer zones of clinopyroxene and a mixture of garnet, clinopyroxene, spinel and a symplectite of plagioclase and actinolite.

The gabbro of the Anorthosite-gabbro sheet is a dark partly banded rock which contains garnets up to 2 cm in size.

The anorthosite was mined in Kinsedal as a source for aluminium production over a short period during the Second World War.

The upper mangerite-jotunite sheet occurs on the top of Ingebjørgfjellet and consists of the same rock-types as in the Lower mangerite-jotunite sheet. The rocks are mainly banded with a steep southerly dip. An intrusive contact is preserved in this sheet between a dark-coloured banded mangerite and a massive light-coloured mangerite (Fig. 11).

The Upper Thrust Unit is intruded by numerous granodioritic dykes south of Gruvefjellet (Fig. 12). In the Kaupanger area these dykes have been dated by the Rb/Sr whole rock method to 448 ± 40 m.y. (Berthomier et al. 1972). However, a new age determination of 887 ± 101 m.y. for these dykes has recently been published by Koestler (1982) using the Rb/Sr whole rock method.

Deformation and metamorphism

Basement

The main deformation and metamorphism of the autochthonous basement gneisses in the Lustrafjorden area is probably of Sveconorwegian age. This deformation produced isoclinal folds and a banding in the rocks. The banding is folded in open (Fig. 13) to close folds with axes plunging either NW or E and axial planes dipping steeply towards NE (Fig. 15E). The early deformation probably took place in lower amp-

hibolite facies. A retrogression of feldspar and dark minerals might be Caledonian. Caledonian folding of the basement rocks is probably restricted to large-scale structures, e.g. the folding of basement rocks with the overlying Fivlenosi Group.

The Fortun Nappe ; The Fivlenosi Group

The folding of the rocks of the Fivlenosi Group seems to have occurred in three different phases designated F_1 , F_2 and F_3 .

F_1

The earliest folds are found as intrafolial folds in quartzite with an axial plane schistosity. An early schistosity is also found in the surrounding phyllite. The schistosity was probably produced in lower or middle greenschist facies as it is defined by muscovite and some biotites.

F_2

Folds of the second generation refold the earlier folds and schistosity (Fig. 14). They are flat-lying, tight to isoclinal structures with foldaxes plunging towards E-SE or N-NW (Figs. 15A). The dominant schistosity in this phase is a crenulation cleavage in phyllites. The folding of basement rocks with the phyllite started probably in this phase of folding.

F_3

Third phase structures are upright open folds. The folds have a NE-SW trend and the axial planes are either vertical or have a steep dip towards SE (Fig. 15B). The folding of the basement-cover contact probably took place during this late phase.

The Jotun Nappe Complex

The lower nappe unit

The Lower Nappe Unit of the Jotun Nappe Complex contains rocks of both Precambrian and Late Precambrian to Lower Palaeozoic age. There are most probably structures formed both during Precambrian and Caledonian deformation phases within the nappe unit. The Caledonian phases are designated F_1 , F_2 and F_3 , and an earlier Precambrian phase F_0 .

F_0

In the Lower Thrust Sheet the strong deformation and mylonitization seen in some of the gneissic rocks is pre-Caledonian as the mylonite fabric is cut by the contact surface of the overlying sediments (Fig. 8).

F_1 and F_2

In the Nobbafjelli Formation folds belonging to three separate phases of deformation have been recognized; two phases of early isoclinal folds and a late phase of more open folds (Fig. 16A). In the Jervvatnet Formation isoclinal folds are deformed, refolded by later structures. The early isoclinal folds are flat-lying and the axes trend NW-SE. These structures fold the layering in the rocks and carry an axial plane schistosity which is defined by muscovite and chlorite and some sporadic biotite. The deformation of the conglomerates including the elongation and flattening of the pebbles (Fig. 16B) took place during one of these early phases.

F_3

Structures of the late phase of folding are seen as open to closed asymmetric folds with a vergence towards NW (Fig. 16F). Long limbs of folds are commonly sheared. Fold axes trend NE-SW and axial planes dip towards SE. An axial plane crenulation is associated with the folding.

Thrusting within the Lower Thrust Unit

The Jervvatnet and Nobbafjelli Formations have a sedimentary contact to the Larsokfjellet complex, but the contact between the Jervvatnet Formation and the Nobbafjelli Formation is considered to be tectonic. There are thus probably several smaller thrust sheets in the Lower Nappe Unit.

Mylonitic rocks along the contact to the Upper Nappe Unit are of uncertain age, but they may have the same age as the pre-Caledonian banding seen elsewhere in the thrust sheet. The mineralogy indicates a higher grade of metamorphism than that in the sediments.

The upper nappe unit

The oldest structure observed in the Upper Nappe Unit is a steeply dipping E-W oriented banding, which has a mineralogy typical of granulite facies metamorphism. The strike of the banding is similar in the three minor thrust sheets. The banding is deformed at the base of the thrust sheets (Fig. 16D).

In the area north of the Gruvefjellet the granulite facies rocks have been retrograded and transformed into light coloured amphibolite facies gneisses. Similar rocks have been dated to 909 ± 16 Ma in the Tyin area (Schärer 1980) using U-Pb analyses of zircon and sphene. The schistosity produced by this deformation is more flat-lying than the granulite facies banding (Fig. 15C).

A late feature is that of several flat-lying shear zones. In some places they are seen as dome-like structures on the surface. The shearing seems to have taken place in greenschist facies. The shear zones may be synchronous with the emplacement of the three minor thrust sheets in the Upper Nappe Unit. The age of the thrusting is unknown but it might be Precambrian as some granodiorites are deformed in some of these shear zones (Fig. 16E) while others cut the shear zones.

ETTERORD

Forfatteren takker Einar Tveten for godt samarbeid under kartlegginga og for kritisk gjennomlesing av beskrivelsen. Videre vil jeg takke Fredrik Wolff, Helge Henriksen og Andreas Koestler for deres kartleggingsbidrag. Inge Bryhni og Andreas Koestler gjennomgikk en tidligere versjon av beskrivelsen og kom med verdifulle kommentarer og gode råd. Disse takkes. Til slutt en takk rettet til medarbeiderne ved NGU som har stått for maskinskriving, tegning og annet teknisk arbeid.

Litteratur

- Banham, P.H. & Gibbs, A.D. 1977: Preliminary report 1977, Fieldwork in Sygnefjell area, Jotunheimen. NGU feltrapport.
- Banham, P.H., Gibbs, A.D. & Hopper, F.W.M. 1979: Geological evidence in favour of a Jotunheimen Caledonian Suture. *Nature* 277, 289-291.
- Bathey, M.H. & Ritchie, W.D. 1973: A geological traverse across the pyroxene-granulites of Jotunheimen in the Norwegian Caledonides. *Nor. Geol. Tidsskr.* 53, 237-266.
- Bathey, M.H. & McRitchie, W.D. 1975: The petrology of the pyroxene-granulite facies rocks of Jotunheimen, Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 55, 1-49.
- Berthomier, C., Lacour, A., Leutwein, F., Maillot, J. & Sonet, J. 1972: Sur quelques trondhjemites de Norvège: étude géochronologique et géochimique. *Sciences de la Terre* 18, 341-351.
- Bjørlykke, K.O. 1901: Overskyvninger i den norske fjellkjæde. *Naturen*
- Bjørlykke, K.O. 1905: Det centrale Norges fjeldbygning. *Nor. geol. unders.* 39, 595s.
- Bryhni, I. 1966: Reconnaissance Studies of Gneisses, Ultrabasites, Eclogites and Anorthosites in Outer Nordfjord, Western Norway. *Nor. geol. unders.* 241, 1-68.
- Bryhni, I. 1978: En travers gjennom Jotundekket i Sogn. *Abstr.* 13 *Nord. Geol. Vinterm., Jan 1978*, Copenhagen.

A major controversy in the Caledonian geology of southern Norway concerns the rooting of the Jotun Nappe Complex. Is it a far-travelled thrust sheet or is it rooted locally? The southeasterly direction of thrusting is well demonstrated in the southeastern part of the thrust area (Hossack 1978) whereas in this northwestern part of the thrust sheet both a northwesterly thrusting (Banham et al. 1979) and a southeasterly thrusting (Roberts 1977) have been suggested. The rather flat-lying thrust zones found in the present area favour a far-travelled sheet, derived from the northeast. The significant northwesterly directed movement associated with the late phase of folding in the Sygnefjell area (Banham et al. 1979) seems to have no counterpart in this neighbouring area. However, a certain amount of northwesterly directed movement appears to have taken place at late stage during the deformation (Milnes & Koestler 1984). The main thrusting probably took place early in the Caledonian deformation history in this particular area as the basal thrust is folded by late folds. The earliest folds in the sediments of the Fortun Nappe and the Jervvatnet and Nobbafjelli Formations may be related in time to the main thrusting.

- Bryhni, I. & Qvale, H. 1980: High-grade anorthositic rocks of the inner Sognefjorden area, Norway. *Abstr. International col loquium high-grade metamorphic Precambrian and its intrusive masses*. Utrecht 1980.
- Bryhni, I., Brastad, K. & Jacobsen, V.W. 1983: Subdivision of the Jotun Nappe Complex between Aurlandsfjorden and Nærøyfjorden, South Norway. *Nor. geol. unders.* 380, 23-33.
- Brøgger, W.C. 1893: Lagfølgen på Hardangerviddan og den såkaldte "høifjeldskvarts". *Nor. geol. unders.* 11, 142s.
- Buddington, A.F. 1939: Adirondack igneous rocks and their meta morphism. *Geol. Soc. Am. Memoir* 7, 354 p.
- de Ward, D. 1968: The anorthosite problem: The problem of the anorthosite-charnockite suite of rocks. In: *Origin of anorthosite and related rocks* (Ed.: Y. Isachsen). *Mem. 18 New York State Museum and Science service*. s71-92.
- Goldschmidt, V.M. 1912: Die kaledonische Deformation der sudnor wegischen Urgebirgstafel. *Vid. Selsk. 1912*, no. 19.
- Goldschmidt, V.M. 1916: Übersicht der Eruptiv gesteine in kale donischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. *Vid. Selsk. 1916*, no 2, 140 p.
- Goldschmidt, V.W. 1917a: Memorandum om labradorsten etter det hittil foreliggende materiale (Memorandum nr. 2). Rapport, 2 s.
- Goldschmidt, V.M. 1917b: Til Det Norske Aktieselskap for Elektro kjemisk Industri, Kristiania. Rapport, 1 s.
- Goldschmidt, V.M. 1917c: Beretning om labradorstensfelter i Sogn. Rapport, 31 s med kart.
- Griffin, W.L. 1971: Genesis of coronas in anorthosites of Upper Jotun Nappe, indre Sogn, Norway. *J. Petrol.* 12, 219-243.
- Heim, M., Schärer, U. & Milnes, A.G. 1977: The Nappe Complex in the Tyin-Bygdin-Vang region, central Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 57, 171-178.
- Holtedah, O. 1936: Trekk av det skandinaviske fjellkjedestråks historie. Nordiska Naturaforskermøtet i Helsingfors, 129-145.
- Holtedah, O. & Dons, J.A. 1960: Geologisk kart over Norge, Berggrunnskart. *Nor. geol. unders.* 208.
- Hossack, J.R. 1966: Structural history of the Bygdin area, Oppland. *Nor. geol. unders.* 247, 78-107.
- Hossack, J.R. 1976: Geology and structure of the Beito Window, Valdres. *Nor. geol. unders.* 327, 1-34.
- Hossack, J.R. 1978: The correction of stratigraphic sections for tectonic finite strain in the Bygdin area, Norway. *J. Geol. Soc. Lond.* 135, 229-241.
- Hossack, J.A., Koestler, A.G., Lutro, O., Milnes A.G. & Nickelsen R.P. 1981: A travers from the foreland through the thrust sheet complex Jotunheimen. Uppsala Caledonide Symposium : Excursion B-3, excursion guide.
- Hødal, J. 1945: Rocks of the anorthosite kindred in Vossestrand, Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 24, 129-243.
- I.U.G.S. 1973: Plutonic rocks. Classification and nomenclature recommended by the I.U.G.S., Subcommittee on the systematics of igneous rocks. *Geotimes* 18, 26-30.
- Jensen, R. 1977: Rapport over Råstoffundersøkelser - 1976. Anortho sittforekomster i Sogn. Grubedivisjonen, Elkem-Spikerverket A/S. 85 s.
- Kjerulf, Th. 1879: Udsigt over det sydlige Norges geologi. *P.F. Stensballes Boghandel Christiania*, 262s.
- Koestler, A.G. 1977a: Ein geologische Beitrage zu einem Gebiet mitten der caledonischen Jotundecke, Breidkvam in der NW-Ecke der Tyinsjø, Jotunheimen, Sudnorge. Unpubl. hovedoppgave, Univ. i Zurich,
- Koestler, A.G. 1977b: Beretning om kartlegging i området Åsete Botnanos og Bærdalsbandet-Turtagre. Unpub. NGU feltrapport.
- Koestler, A.G. 1982: A Precambrian age for the Ofredalen granodiorite intrusion, Central Jotun Nappe, Sogn, Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 62, 225-228.
- Koestler, A.G. 1983: HURRUNGANE. Berggrunnsgeologisk kart 1518 II 1:50.000. Foreløpig utgave. *Nor. geol. unders.*
- Kolderup, C.F. 1904: Die Labradorfelse des westlichen Norwegens II. Die Labradorfelse und die mit denselben verwanten Gesteine in dem Bergensgebiete. *Bergens Mus. Aarbog 1903*, 12 129s.
- Korneliussen, A. 1978: Årdalsområdets kopperforekomster. NGU rapport 1560/9D.
- Krill, A. 1980: Tectonics of the Oppdal area, central Norway. *Geol. Fær. Stoch. Færh.*, Vol. 102, Pt. 4, 523-530.
- Landmark, K. 1949: Geologiske undersøkelser Luster - Bøverdalen. *Årbok. Univ. i Bergen 1948 no.1*, 1-57.
- Loeschke, J. & Nickelsen, R.P. 1968: On the age and tectonic position of the Valdres Sparagmite in Slidre, Southern Norway. *Neues Jahrb. Geol. u. Palaeont. Abh.* 131, 337-367.
- Lutro, O. 1978: Vestlandsprogrammet 1977: Malmundersøkelser i Årdal, Sogn og Fjordane. Beskrivelse til geologiske kart, Årdalsområdet 1:50 000. NGU rapport 1560/9A.
- Lutro, O. 1987: MØRKRISDALEN. Berggrunnsgeologisk kart 1418 III 1: 50.000. *Nor. geol. unders.*
- Milnes, A.G. & Koestler, A.G. 1984: Geological structure of Jotunheimen, southern Norway (Sognefjell - Valdres cross section). In: *The Caledonian Orogen - Scandinavia and Related Areas*. Wiley, Chichester.
- Nickelsen, R.P., Garton, M., & Hossack, J.R. 1981: Late Precambrian to Ordovician sedimentology and stratigraphic correlation of the Valdres area, central southern Norway (Abstract). *Terra Cognita* 1,
- Oxaal, J. 1914: Den hvite granit i Sogn, geologisk optræden og tekniske egenskaper. *Nor. geol. unders.* 68.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Habeda, E.H., Verdurmen, E.A.Th. & Vershuren, R.H. 1973: A note on the geochronology of the Hestbrepiggan Granite in West Jotunheimen. *Nor. geol. unders.* 289, 31-35.
- Rekstad, J.B. 1905: Fra indre Sogn. *Nor. geol. unders.* 43.
- Rekstad, J.B. 1914: Fjeldstrøket mellom Lyster og Bøverdalen. *Nor. geol. unders.* 69.
- Reusch, H.H. 1901. Nogle bidrag til forstaaelsen af hvorledes Norges dale og fjelde er blevene til. *Nor. geol. unders.* 32.
- Reusch, H.H. 1908: Tekst til geologisk kart over fjeldstrøkene mellom Jostedalbræen og Ringerike. *Nor. geol. unders.* 47, 40s.
- Roberts, J.L. 1977: Allochthonous origin of the Jotunheim Massif in southern Norway: a reconnaissance study along its northwestern margin. *J. Geol. Soc. Lond.* 134, 351-362.
- Roberts, J.L. 1978: Basement gneisses mapped as Valdres Spragmite near Hermannsverk in Sogn, West Norway. *Nor. Geol. Tidsskr.* 58, 267-273.
- Ryghaug, P. 1978: Vestlandsprogrammet. Undersøkelse av bygningsstein. Sogn og Fjordane fylke. NGU-rapport nr. 1560/1A.
- Schärer, U. 1980: U-Pb and Rb-Sr dating of a polymetamorphic nappe terrain. The Caledonian Jotun Nappe, southern Norway. *Earth Planet. Sci. Lett.* 49, 205-218.
- Skjerlie, F.J. 1958: Investigations between Fjærlandsfjord and Sogndalsdalen, Western Norway. *Univ. Bergen Årbok 1957, Naturv. rekke nr. 5*, 67 s.

- Smithson, S. B. & Ramberg, I.B. 1970: Geophysical profile bearing on the origin of the Jotun Nappe in the Norwegian Caledonides. *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, 1571-1576.
- Strand, T. & Kulling, O. 1972: Norwegian Caledonides. In: Scandinavian Caledonides. John Wiley.
- Sturt, B.A. & Thon, A. 1978: Caledonides of southern Norway. In: IGCP Project 27, Caledonian-Appalachian orogen of the North Atlantic Region. *Geol. Surv. Canada Paper* 78-13, 39-47.

- Twist, D. 1985: The structural history of the northwestern margin of the Jotunheimen Massif. *Nor. Geol. Tidsskr.* 65, 151-165.
- Vee, S. 1971: Koperverket. I: *Bygdebok for Årdal, Bind 1*, 384-476.

Ekskursjonsfører

Av de ekskursjonslokalitetene som blir beskrevet i denne føreren ligger fem ved vei, resten nås bare til fots (Fig. 18). Det er ikke mulig å lage en ekskursjonsfører for kartbladet uten å vise til lokaliteter som ligger langt fra nærmeste bilvei. Det er relativt lett å nå flere av de veiløse lokalitetene fra høyfjellsveien mellom Årdal og Turtagrø. De første fem lokalitetene er lokaliteter som blei brukt under en ekskursjon arrangert i forbindelse med Uppsala Caledonide Symposium: ekskursjon B-3, i 1981 (Hossack mfl. 1981). Beskrivelsen til de fem første lokalitetene er en omarbeiding av beskrivelsene i føreren til den ekskursjonen.

1. *Nordenden av Jervvatnet (294 130)*. Ca. 1 times gange fra veien over Berdalsbandet (Kartblad Hurrungane 1517 IV). På veien til Jervvatnet passerer grensa mellom øvre og undre dekke-enhet ved Hestdalsvatnet markert med ei skifrig sone. V for denne sona ligger en lys granittisk gneis ca. 1 km mektig som tilhører Larsokfjellkomplekset. Like ved østbreidda av Jervvatnet blir bergarten skifrig. Under denne skifrige bergarten ligger et kraftig deformert konglomerat som først er blottlagt ca. 100 m opp fra NØ-enden av Jervvatnet. Det er ca. 10 cm mektig og minner mest om en glassaktig kvartsitt eller mylonitt. Laget blir mektigere mot NØ og deformasjonsgraden avtar slik at det blir tydelig at dette er et konglomerat som består av kvartsboller. Bollene er deformerte og flatttrykte og langstrakte. Konglomeratet er bunnkonglomerat for Jervvatnformasjonen og ligger invertert (snudd på hodet). Under konglomeratet ligger meta-arkose som karakteristisk har fiolette feltspatkorn. Det ligger konglomeratlag i meta-arkosen under bunnkonglomeratet og lenger ned i laga fins skråsiktning som er noe deformert.

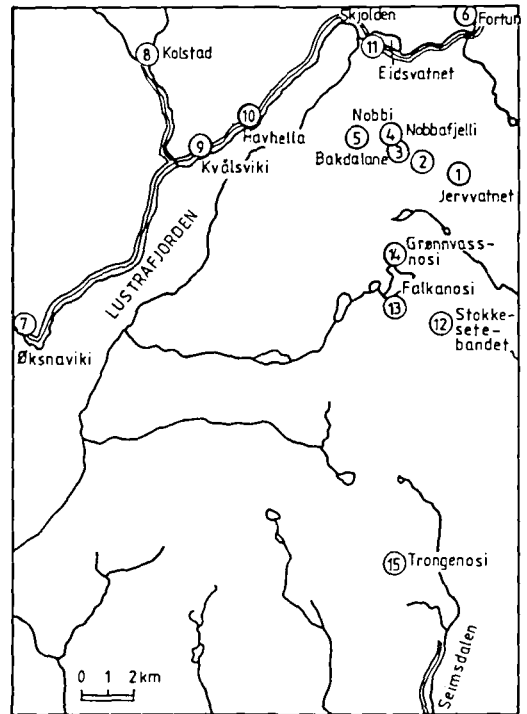


Fig. 18. Ekskursjonslokaliteter innenfor kartblad Lustrafjorden.

Excursion localities on the map sheet Lustrafjorden.

2. *En rygg (281 137) ca. 1.5 km NV for Jervvatnet*. Her veksler det mellom tynne lag av meta-arkose fra Jervvatn formasjonen og gneis fra Larsokfjellkomplekset. Det ligger her tre lag med meta-arkose som er noen m mektige. Et av meta-arkoselaga har konglomerat langs den ene kontakten mot gneis. Det vestligste meta-arkoselaget har undergrense mot bergarter fra Nobbafjellformasjonen. Her er den representert med skifer som har enkelte kraftig folda kvartsittlag.
3. *Øverst i Bakdalane (272 139)*. Her ligger en øyegneis fra Larsokfjellformasjonen. Den har lyse feltspatøyne som ligger i ei noe

- grønnlig grunnmasse. Båndinga i denne gneisen danner en vinkel mot undergrensa til overliggende kvartsitt som tilhører Nobbafjellformasjonen. Denne diskordansen sees tydelig på avstand.
4. *Nobbafjelli (271 145)*. Båndinga i gneis som tilhører Larsokfjellkomplekset blir her kutta av en erosjonsflate. Over den ligger det enten et ca. 30 cm mektig konglomerat med kvartsboller (Fig. 8) eller et grovt sandig lag opptil 10 cm mektig. Kontakten mellom Larsokfjell og Nobbafjellformasjonen er her folda i isoklinale folder. I vekslingen mellom kvartsitt og ulike skifere som finnes i dette området sees mange eksempler på folder som på nytt er folda.
 5. *Under fjellet Nobbi (254 145)*. Her ligger kontakten mellom Jotundekkekomplekset og underliggende Fortundekket. Grensa sees under bratthenget opp mot Nobbi. Foliasjonen i gneisen over skyvegrensa og skifrigheten i fyllitten under skyvegrensa er folda.
 6. *Fortun (299 191)*. Lokaliteten ligger ved stien til Ruskesete. Grunnfjellet består her av en grønn saussurittgabbro som ligger i den første delen av stien. Like under kraftlinja ligger det spredte blotninger av kvartsitt. Kontakten mellom kvartsitten og underliggende skifrig gabbro er blottlagt under en liten knaus til høyre for stien og her er det et grovt sandig lag som markerer begynnelse av kvartsitten i Kinnfokfjellformasjonen.
 7. *Øksnaviki (121 068)*. En veiskjæring ved veien til Gaupne. Veiskjæringen kutter en lys bånda gneis som tilhører undre dekkeenhet. I gneisen opptrer et mørkt glimmerrikt lag, dette laget viser tydelig de seine foldene som opptrer i gneisen her. I veiskjæringen er det mulig å observere at tidlige folder blir påvirket av de seinere foldene.
 8. *Kolstad (170 180)*. Ved gården Kolstad og på nordvestsida av Kolstadelva ligger meta-arkose med fiolette feltspatkorn. Denne bergarten spalter opp i grove heller. Dette sees tydelig i gjuvet som elva har gravd.
 9. *Ved Kvålsviki (192 138)*. Riksvei 55 går gjennom fyllitt som tilhører Fortundekket. Her er det en finkornet svart fyllitt som er sterkt forvittra.
 10. *Ved Havhella (214 148)*. Her er en veiskjæring gjennom hornblenderik gabbroid til granittisk gneis. Gneisen er her bånda og det veksler mellom lyse og mørke bånd. Bergarten er gjennomsett av pegmatittganger. Det ligger og linser av deformerte pegmatittganger langs foliasjonen i bergarten.
 11. *Ved Eidsvatnet*. Veiskjæring gjennom en lys granittisk gneis som har enkelte mørkere glimmerrike soner. Bergarten er folda. Bergarten har en sein kløv som skjærer foldinga. Denne kløven ser ut til å ligge parallelt undergrensa for Fortundekket.
 12. *Stokkesetbandet (284 070)*. Bergarten er her grovkorna mangeritt med mesoperittkorn som er flere cm store. Mangeritten, som nesten utelukkende består av mesoperthitt, kan observeres nordover mot Langedalsfjelli. Den er i enkelte områder omvandla til en bånda meir finkorna bergart.
 13. *Falkanosi (270 077)*. Den vestre sida av Falkanosi består av granat-hornblendegabbro. Den er omgitt av mangeritt som delvis er omdanna til en lys feltspatrik gneis.
 14. *Grønnvassnosi (270 110)*. Grønnvassnosi består av granat-hornblendegabbro og under denne ligger undergrensa for øvre dekkeenhet. Langs kontakten er granat-hornblendegabbro omvandla til en skifrig amfibolitt og underliggende bergart er en finkorna og bånda gneis.
 15. *Trongenosi (265 973)*. Dette er det lettest tilgjengelige anortositområdet innenfor kartblad Lustrafjorden. Det går bilvei via Årdaltangen opp i Seimsdalen og sti derifra. Trongenosi består av vekslende anortositt og leucogabbro. Like N for trig. pkt. 1288 er det ei markert bånding i anortositten hvor nesten rein anortositt veksler med mørke hornblenderike soner. Bredden kan variere fra noen cm til flere m. Anortosittlagene er vanligvis breiest. Det opptrer ganger av granodioritt i anortositten på Trongenosi.

Ordliste

- Antiform:** Fold som vender den konvekse sida (ryggen) opp og der aldersforholda i lagrekka er ukjent eller varierer mye p.g.a. tidligere folding.
- Aplitt:** Finkorna granittisk gangbergart.
- Blastomylonitt:** En variant av mylonitt som er danna ved at den opprinnelige bergarten blei sterkt oppknust, men hvor det fins spredte avrunda mineralrester i en meir finkorna mylonittisk foliasjon.
- Dekkekompleks:** Blir brukt om en enhet som består av flere skyvedekker.
- Diskordans:** Brudd i lagrekken.
- Dupleks:** Skyvedekke som er avgrensa av et øvre og undre skyveplan og med en indre imbrikert (s.d.) struktur.
- Foldeakse:** Tenkt linje som følger ryggen av en antiform eller bunnen av en synform.
- Foliasjon:** Planstruktur danna ved parallellorientering av mineraler eller mineralbruddstykker i en bergart. Foliasjon forekommer helst i omdannede bergarter.
- Formasjon:** Grunnbenevnelsen i stratigrafisk inndeling. Inneholder kartleggbare lag og horisonter. Forbundet med et geografisk navn hvorfra formasjonen er definert.
- Gruppe:** Stratigrafisk betegnelse. Ei gruppe inneholder to eller flere formasjoner.
- Imbrikasjon:** Tektonisk struktur hvor bergartsskiver ligger som takstein oppå hverandre p.g.a. overskyvning langs hellende skyveplan.
- Intrafolial fold:** En fold som ligger parallellt foliasjonen.
- Inversjon:** Lagrekka er snudd på hode, f.eks. under folding.
- Isoklinal fold:** Fold med parallelle lag på begge sider av ombøyningen (ryggen).
- Kambrium:** Geologisk tidsperiode som dekker tidsrommet for 590 til 510 millioner år sida.
- Kambrosilurisk:** Blir i Norge bruk om bergarter fra kambrium, ordvium eller silur, men innebærer ikke at alle tre periodene er representert.
- Klastisk korn:** Mineral eller bergartskorn som er dannet ved nedbrytning av en bergart.
- Kompleks:** Blir brukt som inndeling for bergarter, særlig gneiser som vanskelig lar seg dele inn i formasjoner og grupper p.g.a. folding og omvandling.
- Korrelasjon:** Ei sammenlikning mellom bergarter fra forskjellige områder for å fastsette alder, likhet i sammensetning og plass i den geologiske lagrekken.
- Kruskløv:** En planstruktur som gjør at en skifer lar seg kløve i lameller på tvers av tidligere skifrihet. Den gamle skifriheten viser seg som fine, bølgende (krusende) tverrstriper.
- Lineasjon:** Linjestruktur i bergart danna f.eks. av parallellorienterte stenglige mineral.
- Litologi:** Beskrivelse av bergarter på grunnlag av karakteristiske egenskaper som blant annet farge, mineralinnhold og kornstørrelse.
- Mesoperthitt:** En feldspat som består av en blanding av like deler plagioklas og kalifeltspat og hvor de to feldspattypene kan ligge vekselvis i tynne soner.
- Meta-:** Forstavelse som angir at bergarten er omdannet (metamorfoisert), f.eks. *metasandstein*, *metagabbro*.
- Metamorf facies:** En serie metamorfe mineralselskap beslektet i tid og rom, med et bestemt forhold mellom mineralsammensetning og kjemisk sammensetning. Slike facies er danna under bestemte temperatur- og trykkforhold. De tre viktigste regional-metamorfe facies er (fra lave til høye temperaturforhold): grønnskiferfacies, amfibolittfacies og granulittfacies.
- Metamorfose:** Omdanning av en bergart som forårsakes av endra vanligvis forhøya trykk- og temperaturforhold. Det skjer ei omkrystallisering og i mange tilfeller nydanning av mineral på bekostning av de opprinnelige. Bergarten får og i de fleste tilfeller en ny struktur.
- Migmatitt:** En blandingsbergart hvor deler av bergarten ser ut til å være danna ved smelting og har granittisk sammensetning mens resten av bergarten representerer den usmelte resten. Begge deler kan ha en metamorf tekstur.
- Mylonitt:** En metamorf bergart danna ved at den opprinnelige bergarten blei sterkt oppknust under bevegelser i berggrunnen og deretter kitta sammen igjen (herda) og/eller omkrystallisert til en fast bergart. Dannes i forbindelse med skyvedekker og forkastninger.
- Myrmekitt:** En sammenvoksning mellom plagioklas og kvarts som ligger i buktende soner.
- Ordovium:** Geologisk tidsepoke som dekker tidsrommet for 510 til ca. 435 millioner år sida.
- Pegmatitt:** En grovkorna bergart som vanligvis opptrer i ganger eller linser. Granittisk sammensetning er vanligst, men kan ha andre sammensetninger.
- Perthitt:** En kalifeltspat som har utsvetninger av plagioklas.
- Porfyroklast:** Et stort mineralkorn som ligger bevart i en finkorna grunnmasse i en mylonittisk bergart.
- Putestruktur:** En putelikkende struktur som fins i lava som er avsatt undersjøisk.
- Retrogradering:** Den forandring som skjer i metamorfe bergarter når de blir omvandla under lavere trykk og temperatur enn dem som rådde under deres opprinnelige omvandling.
- Silur:** Den geologiske tidsepoke som omfatter tidsrommet for ca. 435 til 410 millioner år sida.
- Skifrihet:** En type foliasjon som opptrer i fin-til middelskorna metamorfe bergarter, f.eks. skifre og fyltitter.
- Skråsjiktning:** En sedimentær struktur som viser lag som er avsatt på skrå i forhold til hovedlagdelingen. Skråsjiktning dannes ved sedimentavsetning i strømmende vatn, f.eks. i elver og der elver danner delta i sjøen.
- Skyvedekke:** Fjellparti som er blitt flytta langs relativt flate-liggende plan, skyveplan, under fjellkjededannelsen.
- Skyvegrense:** Undergrensa for et skyvedekke.
- Stratigrafi:** Lagrekke, eller egentlig en lagrekkebeskrivelse.
- Stratigrafisk:** Som angår ei lagrekke, f.eks. betyr stratigrafisk nivå lagets plass over lagrekkas basis.
- Symplektitt:** En tett sammenvoksning av to mineral, vanligvis danna under omvandling.
- Synform:** Fold som vender den konkave siden (åpninga) oppover og der aldersforholda i lagrekka enten er ukjent eller varierer mye p.g.a. tidligere folding.
- Tektonikk:** Ei grein av geologien som omhandler strukturer som skyldes bevegelser i jordskorpen. Syn. strukturgeologi.
- Tektonostratigrafi:** Ei lagrekke som som viser bergartene i sin nåværende rekkefølge og som nødvendigvis ikke tilsvarer ei opprinnelig lagrekke på grunn av overskyvninger og folding.
- Vindu:** Et område der bergartene under et skyvedekke vises p.g.a. erosjon.
- Øyegneis:** En gneis som inneholder store, godt synlige korn eller aggregat av et eller flere mineral som har en noe rundaktig form slik at de likner øyner.

Tab. 1. Hovedmineral i gneiser i undre mangeritt-jotunittdekket.

The main minerals in the gneisses in the lower mangerite-jotunite nappe.

	Anti-perthitt	Meso-perthitt	Kvarts	Ortopyrosen	Klinopyrosen
Gabbroid	x			x	x
Jotunittisk	x	x		x	x
Mangerittisk		x		x	x
Kvartsmangerittisk		x	x	x	x

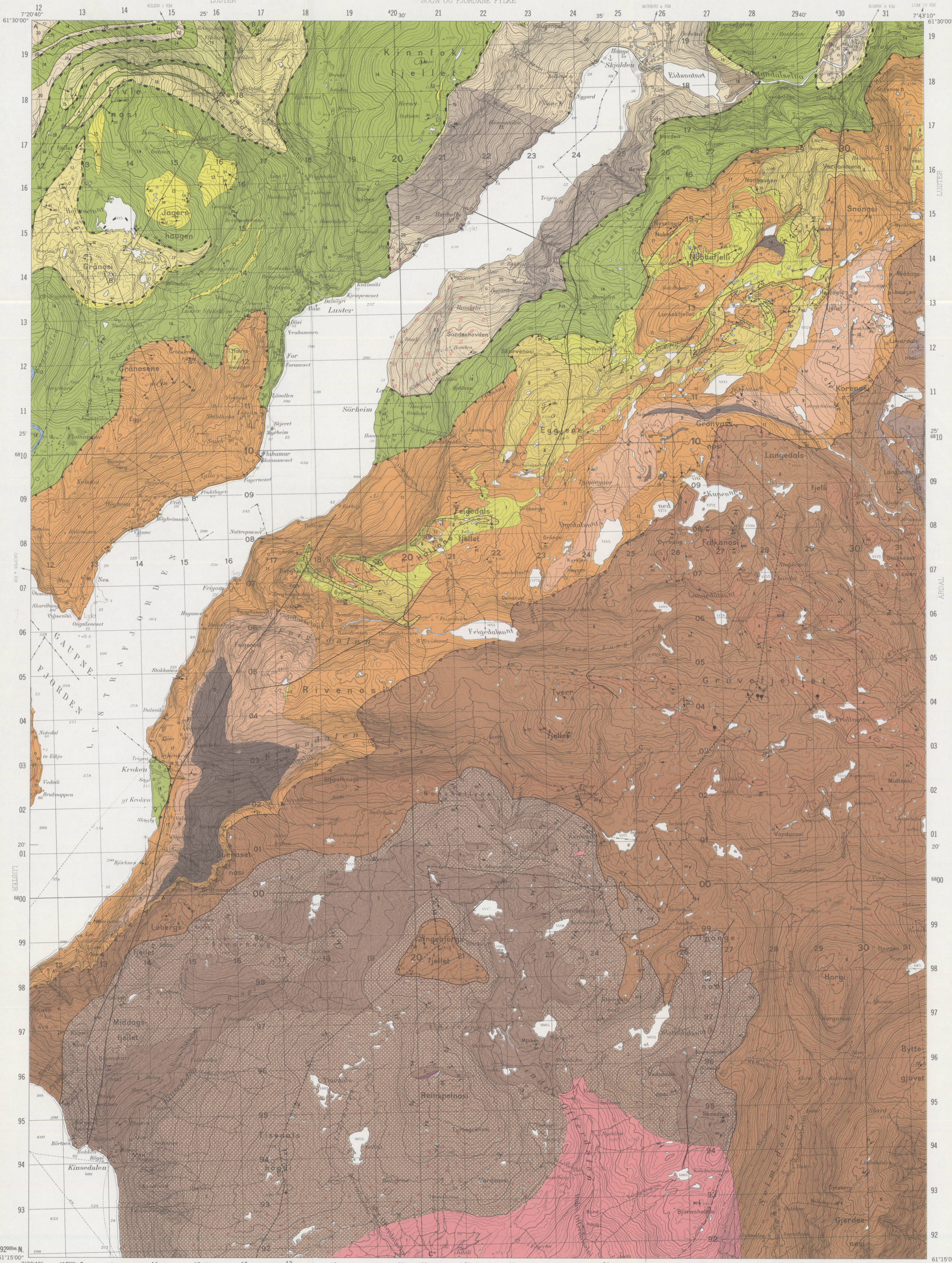
LUSTRAFJORDEN

1417 I

BERGGRUNNSKART 1:50.000

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE

SOGN OG FJORDANE FYLKE



TEGNFORKLARING

Legend

OVERSKYJØVNE BERGARTER

Allochthonous rocks

JOTUNDEKKEKOMPLEKSET (PREKAMBRISKE OG KAMBROSILURISKE ? BERGARTER SKJØVET I KALEDONISK TID)
Jotun Nappe Complex (Precambrian and Cambro-Silurian ? rocks thrust in Caledonian time)

ØVRE DEKKE-EHNET (HØYMETAMORFE BERGARTER OG DYPERGARTER AV PREKAMBRISK ALDER)
Upper nappe unit (High-grade metamorphic rocks and intrusive rocks of Precambrian age)

- 1 GRANODIORITT I GANGKOMPLEKS/GRANODIORITT I MINDRE GANGER
Granodiorite in dyke-complex/granodiorite as smaller dykes
- 2 ANORTOSITT, LEUCOGABBRO
Anorthosite, leucogabbro
- 3 GABBRO, AMFIBOLITT
Gabbro, amphibolite
- 4 GRANAT-HORNBLENDEGABBRO
Garnet-hornblende gabbro
- 5 DUNITT, HORNBLENDITT OG ANDRE ULTRAMAFISKE BERGARTER
Dunite, hornblende and other ultramafic rocks
- 6 GNEIS HOVEDSAKLAG AV JOTUNITTSK TIL MANGERTITTSK SAMMENSETNING, DELVIS OMDANNA TIL FELTSPATRIK GNEIS
Gneiss mainly of jotunite to mangertite composition, partly altered to feldspar-rich gneiss
- 7 UNDRER DEKKE-EHNET (PREKAMBRISKE GNEISER, SEINPREKAMBRISKE OG KAMBROSILURISKE SEDIMENT)
Lower nappe unit (Precambrian gneisses, late Precambrian to Cambro-Silurian sediments)
- 8 NOBBFJELLFORMASJONEN (SEINPREKAMBRISKE, KAMBROSILURISKE ALDER?)
Nobbefjell Formation (Late Precambrian or Cambro-Silurian age?)
- 9 KVARTSITT, KVARTS-SKIFER OG FYLLITT I VEKSLING
Alternating quartzite, quartz schist and phyllite
- 10 JERVVATNFORMASJONEN (SEINPREKAMBRISK ALDER?)
Jervvatnf Formation (Late Precambrian age?)
- 11 META-AROSE MED FIOLETTE FELTSPATKORNER (VALDRES-SPARAGMITT TYPE) MED BASALKONGLOMERAT MED ROLLER AV KVARTSITT
Meta-arkose with violet feldspar clasts (Valdres sparagmite type) with a basal conglomerate with quartz pebbles
- 12 LARSKOVELLKOMPLEKSET (PREKAMBRISK ALDER)
Larsokvell Complex (Precambrian age)
- 13 GRANITISK GNEISS, ANTATT OMDANNA GRANITT
Granitic gneiss, assumed deformed granite
- 14 GABBRO, AMFIBOLITT
Gabbro, amphibolite
- 15 TONALITISK TIL GRANITISK GNEISS/MYONITISERT GRANITISK GNEISS, BLASTOMYONIT
Tonalitic to granitic gneiss/mylonitic granitic gneiss, blastomylonite
- 16 FORTUNDEKKE (SEINPREKAMBRISKE TIL KAMBROSILURISKE ? BERGARTER SKJØVET I KALEDONISK TID)
Fortun Nappe (Late Precambrian to Cambro-Silurian ? rocks thrust in Caledonian time)
- 17 FIVENOSGRUPPA
Fivenosi Group
- 18 KALKSPATMARMOR
Calcite marble
- 19 KVARTSITT
Quartzite
- 20 FYLLITT
Phyllite

STEDEGNE BERGARTER

Autochthonous rocks

KINNFOKJELLFORMASJONEN (SEINPREKAMBRISKE ELLER KAMBROSILURISKE ALDER?)
Kinnfokjell Formation (Late Precambrian or Cambro-Silurian age?)

- 21 KVARTSITT
Quartzite
- 22 GRUNNFJELL (OMDANNA BERGARTER AV PREKAMBRISK ALDER)
Basement (Metamorphic rocks of Precambrian age)
- 23 META-AROSE MED FIOLETTE FELTSPATKORNER (VALDRES-SPARAGMITT TYPE)/META-AROSE
Meta-arkose with violet feldspar clasts (Valdres sparagmite type)/meta-arkose
- 24 GRØNSTEIN OG GABBRO
Grenstone and gabbro
- 25 GLIMMERSKIFER, AKTINOLITTSKIFER
Mica schist, actinolite schist
- 26 DIORITISK TIL GRANODIORITISK GNEISS
Dioritic to granodioritic gneiss
- 27 GRANITISK GNEISS
Granitic gneiss
- 28 HORNBLENDERIK GABBROID TIL KVARTSDIORITISK GNEISS
Hornblende-rich gabbroic to quartz-dioritic gneiss
- 29 GRANITISK ØYEGNEISS
Granitic eyegneiss

GEOLOGISKE SYMBOL

Geological symbols

- BERGARTSGRENSE
Lithological boundary
- USIKKER BERGARTSGRENSE
Uncertain lithological boundary
- SKYVEGRENSE INNEN JOTUNDEKKEKOMPLEKSET
Thrust boundary within the Jotun Nappe Complex
- SKYVEGRENSE FOR ØVRE DEKKE-EHNET
Thrust boundary of the upper nappe unit
- SKYVEGRENSE FOR JOTUNDEKKEKOMPLEKSET
Thrust boundary of the Jotun Nappe Complex
- SKYVEGRENSE FOR FORTUNDEKKE
Thrust boundary of the Fortun Nappe
- FORKASTNING, SPREKK
Fault, joint
- SKIFRIGHET, FOLIASJON, PLANSTRUKTURENS FALL ANGIT (25° MOT N, VERTIKAL = 100°)
Schistosity, foliation with dip value (25° towards north, vertical = 100°)
- GNEISSBÅNDING, PLANSTRUKTURENS FALL ANGIT (30° MOT N, VERTIKAL = 100°)
Gneiss banding with dip value (30° towards north, vertical = 100°)
- FOLDEKSE MED STUPNING ANGIT (30° MOT Ø, HORIZONTAL)
Fold axis with plunge value (30° towards E, horizontal)
- LINEASJON MED STUPNING ANGIT (10° MOT Ø)
Lineation with plunge value (10° towards E)
- PROFILLINE (MED KNEKTPUNKT)
Section line (with kink point)

ERTSFOREKOMSTER

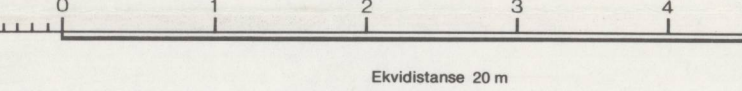
Ore occurrences

- BORINIT, KOPPERGLANS OG KOPPERKIS
Bornite, chalcocite and chalcocite
- SVOVELKIS OG MAGNETIS
Pyrite and pyrrhotite

STEINBRUDD

Quarry

- SK-SKIFER
SK=flagstone
- AN-ANORTOSITT
AN=Anorthosite



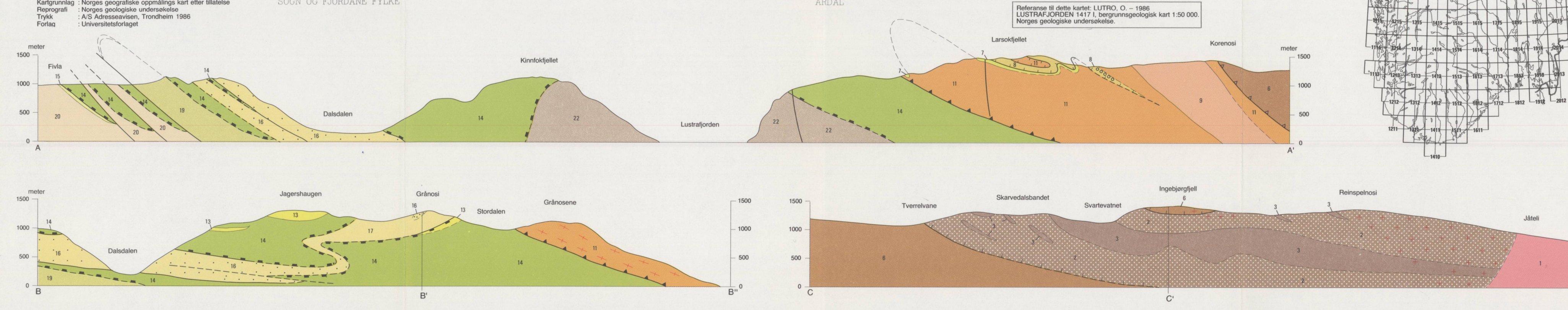
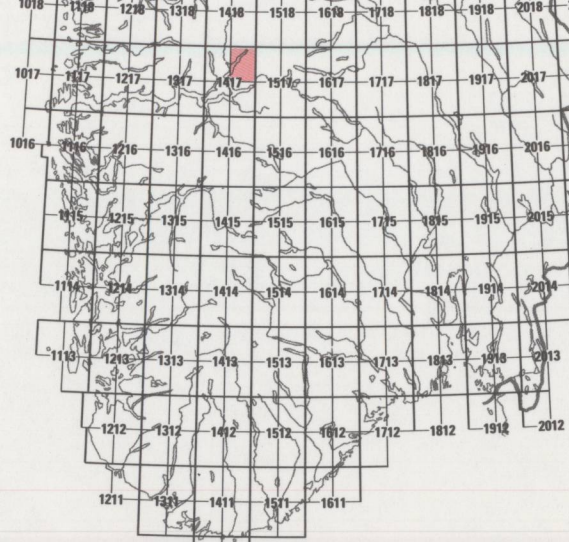
BRUK AV UTM RUTENETT FOR REFERANSEPUNKTER

Instruction in using UTM grid for reference points

SONEBLETT GRID ZONE DESIGNATION	KARTREFERANSE 100 M RUTE (Jfr. fig. 10 venstre)	EKSEMPEL SAMPLE POINT	SKOLE SCHOOL	TO GIVE A STANDARD REFERENCE ON THIS SHEET A STANDARD REFERENCE ON THIS SHEET
32V	100 M RUTE (Jfr. fig. 10 venstre)	MP		Read letters identifying 100,000 meter square in which the point lies
	Første rute til venstre for punktet. Anslått desimal i lodret av ruta	17	8	Locate first VERTICAL grid line to LEFT of point and read LARGE figures labelling the line either in the top or bottom margin, or on the line itself. Estimate tenths from grid line to point
	Første rute under punktet. Anslått desimal i lodret av ruta		13	Locate first HORIZONTAL grid line BELOW point and read LARGE figures labelling the line either in the left or right margin, or on the line itself. Estimate tenths from grid line to point
	UTTILSVARE:	MP178133		SAMPLE REFERENCE
	Det er 17° til venstre med lik tilsvare. Referanse til SONEBLETT gir tilsvarende kolonne.	32VMP178133		If reporting beyond 25° in any direction, prefix Grid Zone Designation
	25M rutedig for full koordinat. Bruk hele STORE tal i tilsvarende	6192000		IGNORE THE SMALLER figures of any grid number; these are for finding the full coordinates. USE ONLY THE LARGER figures of the grid number

KARTBLADINDELING

Location diagram



Kartgrunnlag: Norges geografiske oppmålings kart etter tillatelse
 Perspektiv: Norges geologiske undersøkelse
 Trykk: A/S Adresseavisen, Trondheim 1986
 Forlag: Universitetsforlaget

Referanse til dette kartet: LUTRO, O. - 1986
 LUSTRAFJORDEN 1417 I, berggrunnsgeologisk kart 1:50.000
 Norges geologiske undersøkelse.