

KALEDONISK DEKKE-TEKTONIKK PÅ HADELAND?

EN FORELØPIG MEDDELELSE

AV

LEIF STØRMER

Med 4 figurer

Sammen med studentene G. Henningsmoen og T. Ørvig har jeg i de siste år foretatt systematiske innsamlinger av fossiler i de mellomordoviciske lagrekker i Oslo-feltet. De stratigrafiske og paleontologiske forhold på Hadeland har vist seg å være av spesiell interesse. Da de foreløpige resultater av våre undersøkelser synes å kunne ha en viss betydning for forståelsen av fjellkjedens tektonikk, skal jeg i det følgende gi en foreløpig meddelelse om disse undersøkelser. De nøyaktige fossilbestemmelser må utstå til materialet kan bli gjenstand for en samlet paleontologisk bearbeidelse.

Kambrosiluren på Hadeland var i store trekk kjent av Kjerulf som utga enkelte oversiktskarter og profiler (Kjerulf 1862, 1879) som viser sammenfoldningen av lagrekken. En mere detaljert kartlegning av sedimentene ble utført av Th. Münster, men hans kart ble ikke offentliggjort. Det tjente som grunnlag for Kiær's (1908) kartskisse over silurens utbredelse på Hadeland. I 1923 utga Holtedahl og Schetelig en beskrivelse til kartbladet Gran. Utbredelsen av de kambrosiluriske sedimenter bygger for en vesentlig del på Münsters undersøkelser. I beskrivelsen av de ordoviciske lagrekker framholder Holtedahl det interessante forhold at lagrekken i den nordvestlige del av Hadeland er vesentlig forskjellig fra den man finner i sydøst. Mens man syd for Røykenvik i det vesentlige har en Mjøs-utvikling av ordovicium, har man ved Lunner og Roa nærmest en Oslo-utvikling. Holtedahl er tilbøyelig til å forklare fenomenet slik at vi har hatt to atskilte sedimentasjonsområder med alternerende sedimentasjon og tørrlegning.

I en avhandling om Sphæronidkalken på Hadeland behandler Kiær (1926) den nordvestlige utvikling av mellomordovicium på

Hadeland. Kiær har særlig undersøkt strandprofilene nord for Grymyr og vegskjæringene i den nyanlagte vegen langs Randsfjorden. Ved Tønnerudodden fant Kiær følgende profil:

| | |
|--|-----------------|
| Øverst Gastropdkalk 5 a | } Sphæronidkalk |
| Haploosphæroniskalk (> 25 m) | |
| Haploosphæronisskifer (7 m) | |
| Dasyporellakalk (16—17 m) | |
| Cyclocrinuskalk (25 m) | |
| Cyclocrinusskifer | |
| Undre Chasmopsskifer og kalk (4 b α - β) | |

Sphæronidkalken er en karakteristisk finknollet kalk med en mellomliggende skifer med ledefossilene *Haploosphæronis kiæri* og *Leptæna minuta*. Skiferen mangler øyensynlig innenfor Tønnerudodden, men her har man en 2 m mektig skifer lengre opp i kalken. Som nevnt nedenfor parallelliserer Kiær sphæronidkalken med Mjøskalken og med øvre chasmopskalk (4 b δ) ved Oslo og på Ringerike. Felles for sphæronidkalken og øvre chasmopskalk er flere trilobitter som *Chasmops cf. extensa*, *Stygina* sp., *Ampyx* sp. og *Tretaspis*, foruten cystideer som *Haploosphæronis* og *Echinosphærites*. Sphæronidkalken er ikke utskilt som egen avdeling på kartbladet Gran. I flere tilfelle ser det ut til at kalken er avsatt som Gastropdkalk.

De tidligere undersøkelser hadde påvist to helt forskjellige facies av mellomordovicium på Hadeland. Avstanden mellom de nærmeste forekomster var 10 km. Det var nå av interesse å studere en eventuell overgang mellom de to facies.

Sommeren 1941 dro stud. real. Henningsmoen og jeg til Hadeland for å studere lagrekken i mellomordovicium. Det var av særlig interesse å studere området mellom Mjøs-utviklingen og Oslo-utviklingen for derved å kunne konstatere om der fantes en jevn overgang mellom de to facies. Det er vanskelig å finne gode blotninger på Hadeland. Ved Tønnerudodden studerte vi Kiær's profil. Fra Søsterkirkene på Gran undersøkte vi vegprofilene sydover mot Lunner. Dr. T. Strand hadde tidligere antydnet for meg at vegskjæringene her måtte kunne gi viktige profiler. Syd for Gran ligger lagene i slake folder. Underst forekommer en mørk stenglig skifer med lite fossiler. Så følger chasmopslagene som viser seg å være ganske fossilrike på visse steder. Faunaen består vesentlig av brachiopoder, bryozoa og trilobitter. I enkelte lag forekommer en orthide og en *Chasmops*-art som synes å være identiske med former fra undre chasmopsskifer ved Bratterud

på Ringerike. Som framholdt av Holvedahl og Kiær avviker ikke disse sonene særlig fra Oslo—Ringeriks-utviklingen.

Ca. 2,5 km syd for Gran kirke finnes et interessant profil gjennom litt høyere lag. Like ved vegen, øst for Lyngstad, er det en høy skrent som består av skifer og knollelag med en massiv finknollet kalk over. På kartet er lagene avsatt som 5 a. Skiferen med knollelagene har en ganske rik fauna av brachiopoder, bryozoa og trilobitter. Av brachiopoder er *Sowerbyella* (= *Plectambonites*) mest alminnelig foruten *Platystrophia*, *Orthis* (s. l.) og andre. Av trilobitter har jeg notert slektene *Chasmops*, *Remopleurides* og *Acidaspis*. Fauna og facies minner om cyclocrinuslagene i Mjøs-utviklingen.

Over skiferen er blottet ca. 10 m tett knollekalk med lite fossiler. Vi fant flere eksemplarer av den lille cystideen *Haplosphæronis* foruten enkelte brachiopoder (*Orthis*) og bryozoa. Fauna og facies viser en typisk sphæronidkalk.

Hermed hadde vi konstatert at Mjøs-utviklingen også forekommer i den østlige del av Hadeland og bare ca. 5 km nord for Oslo—Ringeriks-utviklingen ved Lunner stasjon. En rekognosering tydet på at kalken også fortsatte videre sydover.

Sommeren 1942 har jeg foretatt en mere detaljert undersøkelse av overgangsstrøkene. En foreløpig geologisk kartskisse over det undersøkte området er gjengitt i fig. 1. Vegskjæringene gir de beste profiler. For å forenkle forholdene skal vi ta vårt utgangspunkt ved Lunner stasjon og betrakte områdene syd og nord for denne.

Rett vest for Lunner stasjon ses skifer med spredte kalkknollelag. Her fantes en rik forekomst med *Chasmops* (en stor form som likner *C. extensa*) foruten trilobitt-slektene *Calymene*, *Ampyx* og *Remopleurides*. Dessuten forekommer *Rafinesquina*, *Orthis* og en gastropod. Skiferen som har en mektighet på > 50 m, svarer øyensynlig til undre chasmopsskifer, 4 b α , i Oslo—Ringeriks-utviklingen. 4 b β ser bare ut til å være representert ved ca. 3,5 m kalklag med skifer. Øvre chasmopsskifer, 4 b γ , er nesten ikke blottet, men synes å ha en mektighet på ca. 52 m. Derover kommer øvre chasmopskalk, 4 b δ , som er godt blottet i jernbaneskjæringen like syd for stasjonen. Sonen består av vekslende, til dels meget massive kalklag med en samlet mektighet av ca. 25—30 m. Overgangen til trinucleus-skiferen, 4 c, er ikke skarp. Øvre chasmopskalk er temmelig fattig på fossiler. Mest karakteristisk er kanskje *Tretaspis ceroides*. Liksom på Ringerike forekommer lag med cystoideer.

I vegsvingen syd for stasjonen ses typisk svart trinucleusskifer, 4 c, med ledefossiliet *Tretaspis seticornis*. Noen spor av trinucleuskalk har jeg ikke funnet, så overgangen til isotelusklifrene, 4 d, har jeg ikke kunnet fastsette. Isoteluslagene med *Dalmanitina* etc., overlirens i vegkrysset nord for Kalvsjø stasjon av grove, ujevne kalklag tilhørende gastropodkalken, 5 a. De mektige kalklag og den rike fauna av koraller, gastropoder og krinoideer er tydelig forskjellig fra sphæronidkalken. Kalklagene brytes i flere større steinbrudd ved Kalvsjøen. Gastropodkalken overlirens av kalksandsteinen, 5 b—6, som tildels har en karakteristisk rustgul forvitningsfarge.

Dette sammenhengende profil viser stor likhet med Oslo—Ringeriks-utviklingen av mellom- og overordovicium.

Vi skal nå følge profilene langs vegen nordover fra Lunner stasjon. Først passerer fossilfattige skifre fra chasmopsavdelingens laveste del. Ved kryssing av veg fra Lunner kirke støter vi på øvre chasmopskalk som har en stor utbredelse vestover herfra. En detaljert kartlegning viser at kalken ligger i meget markerte, til dels krappe, folder. Antiklinaler og synklinaler trer vakkert fram i terrenget, gårdene ligger oftest på kalken og til dels på toppen av antiklinalene. Som profilet (fig. 2) viser ligger Lunner kirke på steiltstående chasmopskalk.

Når vi fortsetter veien nordover fra vegkrysset møter vi først en synklinal av chasmopskalk. Så kommer et kortere overdekket stykke (ca. 50 m tvers på strøket) i form av et mindre dalsøkk i terrenget syd for Nerby. I bakken nordfor er der ved østsiden av vegen blottet et ca. 200 m langt profil med en nesten ubrutt lagrekke. Fallet er ca. 45° N, bortsett fra det sydligste parti hvor vi har en skifer som danner en antyklinal med overgang til sydlig fall. Skiferen fører en fauna med *Chasmops*, *Rafinesquina* etc. som svarer noenlunde til undre chasmopsskifer. Over skiferen følger skifer med knollelag med rikelig fossiler, særlig brachiopoder og trilobitter, men også bryozoa og cephalopoder. *Sowerbyella* forekommer til dels i store mengder sammen med *Rafinesquina*, *Leptæna* og orthider. Av trilobitter notertes *Chasmops*, *Pterygometopus*, *Illænus*, *Calymene*, *Cybele* og *Lichas*. Fauna og facies minner om skifer- og kalklagene nord ved Lyngstad og tyder derfor på at vi har cyclocrinuslagene fra Mjøs-utviklingen.

Over disse lagene kommer en utpreget knollekalk i en mektighet av vel 70 m. Kalken består av små, tettpakkete knoller og likner fullstendig sphæronidkalken ved Lyngstad. Kalken er fattig på fossiler,

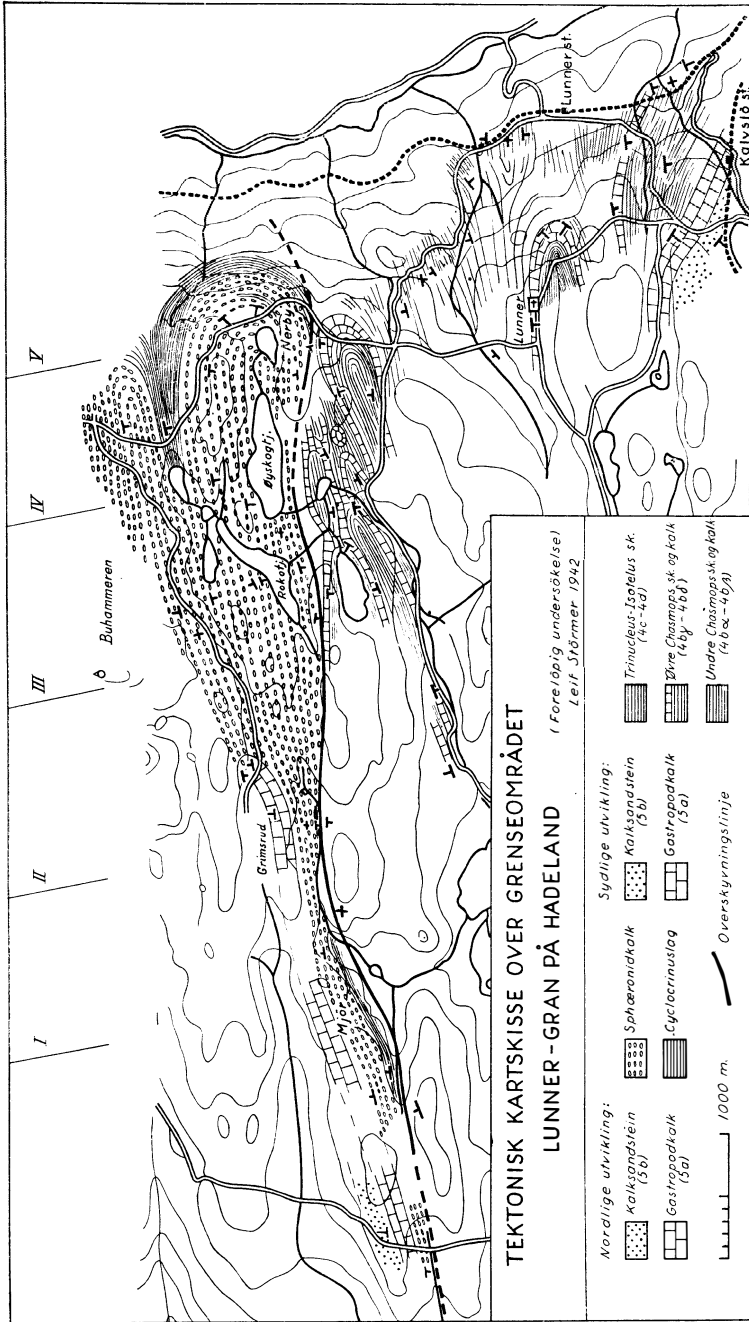


Fig. 1.

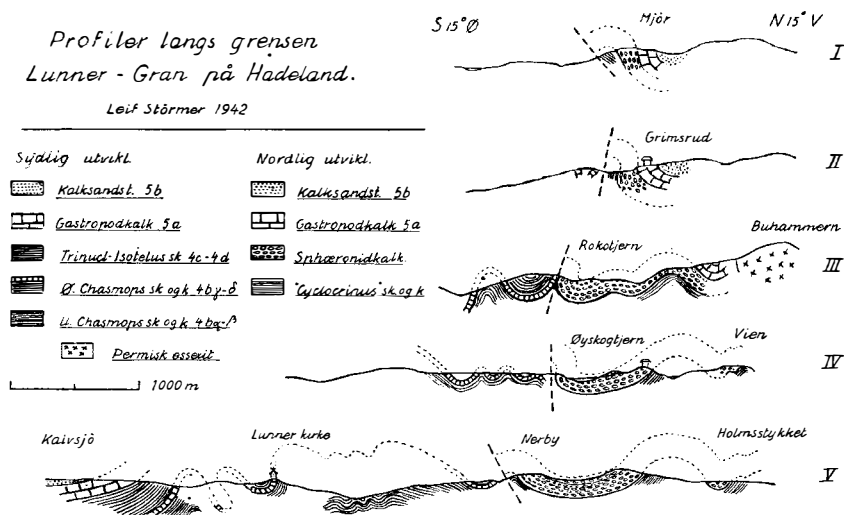


Fig. 2.

men jeg fant *Haploosphæronis* i den øvre del. Dette viser at vi her har typisk sphæronidkalk svarende til utviklingen nord på Hadeland.

Over de 70 m med sphæronidkalk er der blottet noen meter med skifer. Mektigheten av skiferen kan ikke bestemmes, men er neppe betraktelig da skiferen ikke gjør seg noe sterkt gjeldende i profilene lengre vest. Det er mulig at vi har en skifer av varierende mektighet slik som Kiær fant ved Grymyr.

Skiferen overleires igjen av knollekalk, riktignok mere lagdelt, i ca. 10 m mektighet. Disse lagene inneholder også *Sowerbyella* og *Chasmops* foruten en liten strophomenide. Det synes naturlig å regne kalken som en øvre del av sphæronidkalken.

Som det framgår av kartskissen (fig. 1) danner sphæronidkalken en vakker synklinal. Lengre nord kommer vi igjen ned i den underliggende skifer, for så atter igjen å støte på sphæronidkalken syd for Viksbergenes esseitfelt.

Det framgår av dette profil at sphæronidkalken i sin typiske utformning forekommer bare 100 m nord for typisk øvre chasmopskalk av Oslo—Ringeriks type.

Som man ser av kartskissen (fig. 1) og profilene (fig. 2) kan synklinalen følges vestover gjennom Øyskogtjern og Røkotjern. Disse tjern er utpreget kalkholdige med hvite kalkavleiringer langs stranden (Strøm 1942). Ved Røkotjern er der en mindre antyklinal i midten av synklinalen. Det er av særlig interesse å studere sydsiden av

synklinalen med grensen mot Oslo—Ringeriks-utviklingen. Syd for Øyskogtjern er grensen overdekket, til dels av myrdrag. Ved gården Holm mellom de to tjernene ses steilstående knollekalk, tilsynelatende i over 125 m mektighet. Lengre vest, syd for Rokotjern, er kalken invertert med sterkt sydlig fall. Også her er grensen overdekket. Vest for Narverud er vi meget nær kontakten. Sphæronidkalken inverteres til 70° fall. Fra gården Narverud stryker øvre chasmopskalk¹ vestover med liknende fall. Avstanden mellom de to facies synes her bare å være ca. 15 m. Den direkte kontakt er ikke blottet. Noen cyclocrinuslag er det neppe plass til i profilet.

Lengre vest har vi et godt profil ved Grimsrud. Grensen følger her bekkefaret og er som vanlig ikke blottet. Syd for bekken er det også dårlig med blotninger i skogbunnen. Noen grovere kalklag tyder på gastropodkalk (5 a). Fra bekken er det et noenlunde sammenhengende profil opp mot gården Grimsrud (fig. 2, II). Underst er det skifer med kalklag svarende til cyclocrinuslagene. Derover kommer typisk finknollet kalk, og etter profilet skulde mektigheten av sphæronidkalken her være meget betydelig. Oppe i bakken ved gården er profilet for en stor del overdekket så det er ikke lett å se overgangen til gastropodkalken, men noen grovere kalklag oppe ved gården tyder på at vi er oppe i gastropodkalken. En nøyere oppmåling av den øvre del av profilet vil kanskje kunne avgjøre lagfølgen og verifisere Kiærs oppfatning om at gastropodkalken overleirer sphæronidkalken.

Området vest for Grimsrud ble undersøkt på en studenter-ekskursjon i oktober 1942. Vi fulgte sphæronidkalken vestover helt til helningen ned mot Randsfjorden. Sydgrensen følger dalsøkket vestover. Ved Mjør er cyclocrinuslagene blottet under sphæronidkalken. Skiferen inneholder en meget interessant og variert fauna som er utmerket bevart i de små kalkbollene. Faunaen er til dels en mikrofauna med små brachiopoder, trilobitter, ostracoder etc. Av brachiopoder var *Sowerbyella* og *Platystrophia* alminnelig, av trilobitter notertes *Tretaspis ceroides* (?), *Calymene*, *Cybele*, *Stygina*, *Acidaspis*, *Proetus* etc. Dessuten fant cand. real. T. Oftedahl og stud. real. J. Dons en liten form som muligens tilhører en ny slekt beslektet med *Symphysurus*.

Til sommeren håper jeg å få kartlagt området syd for grenselinjen. De ufullstendige blotninger vi undersøkte viste kompakt kalk

¹ Kalken i synklinalen har vist seg å være gastropodkalk (juni 1943).

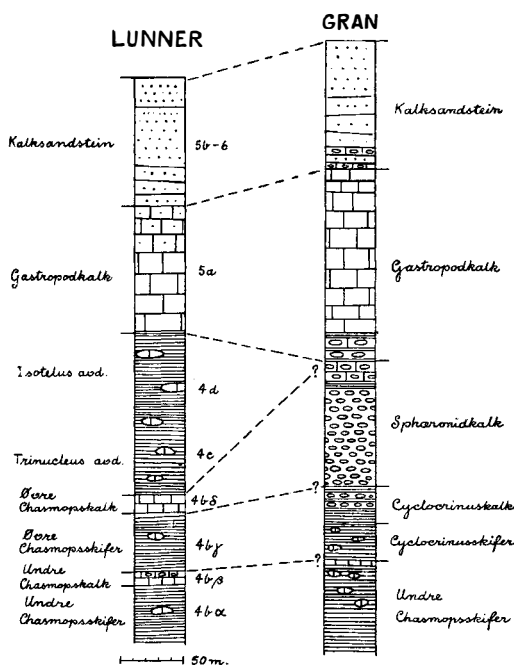


Fig. 3. Sydlig (Lunner) og nordlig (Gran) utvikling av mellom- og overordovicium på Hadeland.

eller skifer uten spor av sphæronidkalk. Det er overveiende sannsynlig at grensen mellom de to facies følger linjen som er angitt på kartskissen (fig. 1).

De foreløpige undersøkelser har vist at den såkalte Mjøs-utvikling av ordovicium på Hadeland kan følges sydover til en markert V—Ø-gående linje som stort sett følger soknegrensen mellom Gran og Lunner. Syd for denne linjen opptrer ordovicium i Oslo—Ringeriks-utvikling. De to facies er atskilt ved en skarp grense uten tegn til overgang.

Vi skal se litt nærmere på faciesforskjellen mellom ordovicium i den nordlige og sydlige utvikling på Hadeland. Fig. 3 gir en oversikt over de to facies. De prikkete linjer angir den sannsynlige parallellisering etter Kiær. Den underste del av mellomordovicium viser liten forskjell i nord og syd. Faunaen i nord tyder på undre chasmopsskifer. Skiferlagene under øvre chasmopsskalk (4 b δ) i syd

svarer vel noenlunde til cyclocrinuslagene i nord. Benevnelsen cyclocrinuslag er ikke særlig karakteristisk, for de typiske kalklagene mangler øyensynlig. Ellers er faunaen av cyclocrinuslag type.

Forskjellen i facies blir frapperende når vi kommer opp til øvre chasmopskalk. I syd har vi en ca. 25—30 m tykk kalksone med hovedsakelig planparallelle, tykke kalklag, mens vi i nord har ca. 100 m tettpakket finknollet kalk med litt skifer. Faunaen viser både likhetspunkter og avvikelser. Over chasmopskalcken i syd kommer mektige mørke skiferlag omfattende Trinucleus- og Isotelus-avdelingene. Disse mektige skiferavdelingene mangler sannsynligvis fullstendig i nord. Det kan være et spørsmål om noe av sphæronidkalken ekvivalerer trinucleusskiferen, men det er mest sannsynlig at sphæronidkalken (og mjøskalken i Mjøstrakta) har sin plass under trinucleusskiferen slik som enkrinittkalken i Langesundstrakta.

Gastropodkalken ser ut til å være noenlunde likt utviklet i nord og syd. Det samme synes å være tilfelle med de høyere silurlag etter Kiærs beskrivelser (1908).

Den betydelige faciesforskjell i mellom- og overordovicium trenger en forklaring. Med vårt tidligere kjennskap til forholdene var det naturlig, som Høltedahl gjorde, å regne med to nærliggende, men atskilte sedimentasjonsområder med hver sin type av sedimenter og med til dels alternerende sedimentasjon og tørrlegning. Trinucleus- og isoteluslagene i syd skulde således ha svart til en tørrlegning av et nærliggende område nordenfor. Sedimentasjonsområdene skulde ha ligget noenlunde der hvor sedimentene nå forekommer, bortsett fra den forskyvning som sammenfoldningen av lagene over grunnfjellet medfører.

Etter de foreliggende undersøkelser er denne forklaring ikke tilfredsstillende. De to facies grenser tett inn til hverandre uten antydning til overgang. Det er ikke plass til noen barriere mellom de to sedimentasjonsområder.

Faciesforskjellen viser at vi primært må ha hatt to atskilte sedimentasjonsområder, men den geologiske opptreden av sedimentene kan neppe forklares på annen måte enn at de to sedimentpakker sekundært er brakt opp til hinannen ved tektoniske bevegelser. Dette betyr at vi må regne med en framskyvning av sedimentmassene nord for grenselinjen.

I den forbindelse skal vi se på profilene tvers på strøket i det undersøkte området. Fig. 2 viser profilene hvis beliggenhet er av-

merket på kartskissen fig. 1. Den innbyrdes avstand mellom profilene er ca. 1200—1500 m. Profil V viser et sammenhengende profil fra Kalvsjø stasjon til Holmenstykket på Gran. I syd ses profilet gjennom Oslo—Ringeriks-utviklingen som beskrevet ovenfor. Øvre chasmopskalk danner en synklinal ved Lunner kirke. Foldningen av kalken ses best på profil III og IV. I profil V ligger kalken i en liten synklinal foran den store sphæronidkalk-synklinalen ved Nerby. I forkant av den store synklinalen danner den underliggende skifer en mindre antyklinal. Nordover ligger sphæronidkalken i brede folder. I profil IV og III ser vi hvorledes forkanten av sphæronidkalk-synklinalen blir steilere og etter hvert invertert. Ved Rokotjern er der en mindre antyklinal i synklinalen. Liknende profiler forekommer lengre vest. I profil I danner også den underliggende skifer en mindre antyklinal foran synklinalen.

Hvis vi vil forklare fenomenet med de to facies ad tektonisk veg, må vi anta at de foldete sedimenter nord for grenselinjen tilhører et større allochtont dekke som er skjøvet fram over de parautochtone sedimenter sønnenfor.

I fjellkjedetektonikken forekommer forskjellige typer av allochtone dekker. Vi har skyvedekker og foldedekker eller en blanding av begge deler. De utpregete overskyvninger er mest alminnelig i stive kompakte bergarter som eruptiver, kvartsitter og andre grove sedimenter (overskyvningene i kvartssandsteinen ved Randsfjorden er et utpreget eksempel). Ved typiske større overskyvninger får vi godt markerte skyveplan som kan være horisontale eller svakt hellende. Skyveplanene er som regel godt markert i terrenget og lar seg påvise ved mylonitiseringen av bergarten langs skyveplanet.

Foldedekker er mer karakteristisk for bløtere, plastiske sedimenter. Et foldedekke opptrer som en stor liggende (recumbant) fold. Den underliggende del av folden vil ha tendens til å slites av under foldens fremadskridende bevegelse, og vi får en liggende foldningsforkastning med overgang til et typisk skyvedekke. En liggende fold kan være av enorme dimensjoner og inneholde flere forgreininger med kompliserte interne folder. De store allochtone dekker i Alpene oppfattes som store liggende folder. Fronten av foldedekkene viser ofte en tendens til å dukke ned og kan senere opptre som allochtone restdekker (Klippen) langt fra dekkenes opprinnelige rotområde.

Forholdene langs grenselinjen på Hadeland tyder ikke på en utpreget overskyvning. Riktignok er selve kontakten ikke blottet, men

en kunde vente å finne visse knusningssoner i nærheten av det eventuelle skyveplan. Skiferen under sphæronidkalken er ikke brutt i stykker eller sterkt foldet. Som profilene viser vilde et eventuelt skyveplan måtte ha hatt svært varierende fall, til og med steilt eller muligens invertert. Noe flatt eller svakt hellende skyveplan kan ikke ha forekommet for, som det framgår av kartskissen (fig. 1), er området rett syd for grenselinjen i det midtre parti høyere og stiger bratt opp fra grenselinjen.

Observasjonene tyder mer på et foldedekke. Et foldedekke behøver ikke å ha et tydelig markert skyveplan. Profilene kan tyde på at det er selve fronten av foldedekket vi har langs grenselinjen.

De geologiske forhold langs grenselinjen mellom de to ordoviciske facies på Hadeland gjør det meget sannsynlig at vi i nord har et større allochtont dekke som er foldet eller delvis skjøvet fram over parautochtone sedimentmasser sønnenfor.

Størrelsen av overfoldningen er ikke mulig å avgjøre, men den betydelige forskjell i facies i de mellomordoviciske lagrekker tyder på at forskyvningen av de allochtone sedimenter må være betraktelig. Når en ser på det geologiske kartblad Gran skulde en ikke vente å finne en større forskyvning av sedimentene nord for grenselinjen. De store silur-synklinalene ved Randsfjorden har samme karakter syd og nord for grenselinjen. Dette forhold kan imidlertid forklares ved at synklinalens form først og fremst er avhengig av sedimentenes karakter og mektighet og derfor kan ha samme utseende selv om de primært har tilhørt forskjellige områder.

Når vi skal søke paralleller til de tektoniske strukturer på Hadeland er det naturlig å sammenlikne dem med forholdene i Jemtland hvor vi har enestående eksempler på kaledonisk dekke-tektonikk. Takket være de svenske statsgeologene dr. Bror Asklund og dr. Per Thorslunds utmerkete undersøkelser i de senere år har vi fått et inngående kjennskap til de mange overskyvninger som kan følges fra de autochtone sedimenter i øst og langt vestover i fjellkjeden. Undersøkelsene har fullt ut bekreftet Törnebohm's storstilte antagelser om de vidstrakte kaledoniske overskyvninger. Resultatene av de nye undersøkelser er sammenfattet i et arbeid av Asklund (1938) og nye stratigrafisk-tektoniske bidrag er senere gitt av Thorslund (1940). Under det siste Nordiske geologmøte hadde jeg anledning til å følge dr. Asklund på en meget instruktiv tre-ukers ekskursjon i disse interessante trakter.

I Jemtland har det vært mulig, innen et mindre område, å utskille en rekke kambrosiluriske dekker som ligger på hinannen, ofte uten særlige tegn på oppknusning langs skyveplanene. Asklund (1938 p. 95) nevner at han i et manuskriptarbeid fra 1935 har sammenliknet dekkene med de Helvetiske dekker i Alpene. Dette kan tyde på at han også regner med foldedekker i en viss utstrekning. Under utskillelsen av de forskjellige dekker har Asklund og Thorslund først og fremst benyttet seg av forandringen i facies i dekker som følger etter hverandre. De enkelte dekker atskiller seg fra hverandre ved bestemte stratigrafiske karakterer. En forskjell i utviklingen av de enkelte stratigrafiske soner og deres faunaer tyder på sedimentasjon i forskjellige sedimentasjonsområder. En markert faciesforskjell viser at det overliggende dekke må være transportert betydelig lengre enn det underliggende. Som jeg har framholdt ovenfor tillegger jeg også faciesforskjellen den avgjørende betydning for antagelsen om et større alloctont kambrosilur-dekke på Hadeland.

Vi skal nå vende tilbake til Oslo-feltet og se om de tektoniske forhold på Hadeland kan ha en videre betydning for oppfatningen av tektonikken i Oslo-feltet og videre nordover i fjellkjeden. Etter tidligere oppfatninger regnet man med at den kaledoniske sammenstuvning av kambrosilur-sedimentene syd for Gjøvik bare hadde resultert i en sammenfoldning, eventuelt med små lokale skyvninger oppe i lagrekken. (En relativ forskyvning i forhold til det stabile grunnfjellsunderlaget må selvsagt ha vært til stede.) I et tidligere arbeid (1933) kunde jeg imidlertid vise, at vi ved Stubdal på vestsiden av Nordmarka må ha hatt en kaledonisk overskyvning på minst 5 km. Ordoviciske skifre (4a α) er skjøvet eller foldet over mektig downtonsk sandstein i Ringeriks-mulden. Selve Ringeriks-mulden må også være transportert sydover. Som et tegn på det kan nevnes at jeg for flere år siden, sammen med professor Holtedahl, ble oppmerksom på eiendommelige tektoniske glidningsfenomener i den flattliggende siluriske sandsteinen (6a—b) ved Sælabonn på Ringerike. Sandsteinen ligger i den undre del av Ringeriks-mulden og strukturene tyder på horisontalbevegelser i denne. Som jeg tidligere har framholdt (1938) har vi sikkert i stor utstrekning hatt horisontalglidninger i lagrekken, større og mindre maskerte skyvninger langs lagflatene.

Overskyvningen eller overfoldningen ved Stubdal viser at vi har hatt større horisontalbevegelser også syd for Hadelands-linjen. Men det er sannsynlig at horisontalforskyvningen på Hadeland er av større

dimensjoner, at vi som ventelig får en tiltagende overskyvningstendens fra Oslo-trakta nordover mot fjellkjeden.

Betydningen av skyvedekkenene ved Stubdal og på Hadeland(?) ligger først og fremst deri at vi i en større grad enn tidligere må regne med betraktelige allochtone dekker i strøkene nærmere fjellkjeden. Schiøtz (1902) og Holtedahl (1921) har påvist større overskyvninger i kvartssandsteinsdekkene i Nordre Land og på Hedmark. I sin beskrivelse til kartbladet Nordre Etnedal framholder Strand (1938) at Synfjell-sandsteinen, som øyensynlig er identisk med kvartssandsteinen, tilhører et allochtont dekke som må ha hatt sine røtter langt inn i fjellkjeden. Dette tyder på at skyvningene i kvartssandstein ikke bare er mindre skjellstrukturer framkommet ved sammenstuvning av stive sedimenter, men tilhører et større skyvedekke av mer alpin karakter.

De mektige sparagmittavleiringer nord for Ringsaker har vært ansett for å være mer eller mindre autochtone (parautochtone) dannelser avsatt i et bekken skarpt avgrenset fra sedimentasjonsområdet sønnenfor. Som nevnt i det følgende er det vektige grunner som taler for at også sparagmittmassene tilhører et større allochtont dekke.

Undersøkelsene i Oslo-feltet gjør det sannsynlig at vi ved Stubdal og på Hadeland, og likeledes ved Gjøvik—Høsbjør, har hatt betraktelige allochtone dekker som altså ligger foran sparagmittmassene, i le i forhold til fjellkjedetrykket. Det er vanskelig å tenke seg at sparagmittlagene skulde ha ligget relativt i ro under de sterke tektoniske bevegelser. I så fall har sedimentene oppført seg mer som basal-dannelser som tektonisk lå relativt i ro i likhet med det stabile grunnfjellsunderlaget. Tydelige foldninger, til dels med inversjoner, viser imidlertid at sparagmittlagene fra Rondane til Ringsaker har vært utsatt for et sterkt tangentialt trykk.

Den plutselige opptreden av de mektige eokambriske lagserier ved Ringsaker tyder på at de tilhører allochtone dekker med en ny, mer vestlig facies. Wegmann (1935) og Holtedahl (1936) har framholdt at de mektige eokambriske lagrekker øyensynlig må oppfattes som utpregete geosynklinalsedimenter for den Kaledoniske fjellkjede. De karakteristiske sedimentene opptrer langs fjellkjeden i Skandinavia, på Fiskerhalvøya, Spitsbergen, Grønland og sannsynligvis i Skottland (Dalradian). Dette taler for at sparagmittmassene ved Mjøsa er kommet nordvestfra, fra strøk nærmere fjellkjeden.

I sitt utmerkete oversiktsarbeid over Kaledonidene i Norge, avbilder Holtedahl (Baily og Holtedahl 1938) et profil gjennom

fjellkjeden fra Hitra i NV til Mjøstrakta i SØ. Profilet gir et godt inntrykk av sparagmittlagenes utbredelse. Selve profilet i fig. 4 er tegnet på grunnlag av Holtedahls avbildning. De eokambriske sedimenter opptrer med sikkerhet i Drivdalsstrøket, dukker under Trondheims-feltet, og kan følges sammenhengende gjennom Rondane ned til Ringsaker. Inversjonen av Birikalken og kvartssandsteinen sydover mot Ringsaker kan tyde på at vi befinner oss i nærheten av fronten av et foldedekke. Hvis vi betrakter profilet ut fra de synspunkter som jeg har framholdt for de andre dekker, er det naturlig å tenke seg at sparagmittmassene tilhører et eller flere større allochtone dekker.

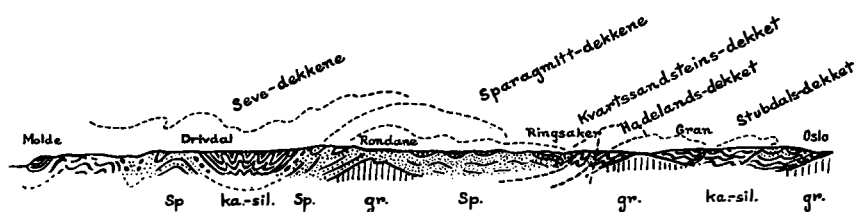


Fig. 4. Kaledonisk dekke-tektonikk i Sør-Norge. Et profil gjennom fjellkjeden.
gr. = grunnfjell, sp. = sparagmitt, ka.-sil. = kambrosilur.
(Selve profilet omtegnet etter Holtedahl.)

Når en ser på profilet (fig. 4) kunde en være fristet til å tenke seg at sparagmittmassene tilhørte et sammenhengende stort alpint dekke hvis røtter måtte søkes helt inn i fjellkjedens sentrale strøk vest for Trondheims-feltet. Nå er det imidlertid så at sparagmitt-sedimentene i Mjøstrakta er lite metamorfe så vi av den grunn neppe kan tro at disse masser er kommet fra de sentrale strøk. Vi må heller tenke oss at vi har flere dekker som følger over hinannen.¹

Holtedahl (1936) har framkastet den interessante tanke at „foldningsgrøften“, i strøket Stavanger—Jotunheimen, representerer en sekundær nedfoldning av et kaledonisk skyvedekke som har hatt sine røtter langt vest. Asklund (1937) regner Trondheimsfeltets kambrosilurmasser som tilhørende et allochtont „Sevedekke“. Nå er det alminnelig å anse Trondheimsfeltet som en bredere og grunnere fortsettelse av „foldningsgrøften“ i syd og de to oppfatninger synes da å følge logisk av hverandre. Det synes rimelig å anta at Trondheims-

¹ I et foredrag i Norsk Geologisk Forening 4. oktober 1940 omtaler Holtedahl tilstedeværelsen av dekke-struktur i sparagmitt-sedimentene under Trondheimsfeltet. N. G. T. 20, 1941, p. 275.

feltets sterkt foldete metamorfe kambro-silurmasser, sammen med de underliggende metamorfe sparagmittsedimenter, tilhører et større allochtont dekke med røtter i de sentrale fjellkjedestrøk i Nordvest-tavlen eller helst ennå lengre vest. Studier av metamorfosegraden i sparagmittmassene i Rondane og videre østover vil muligens kunde antyde hvor langt dette „Sevedekke“ strekker seg østover, henover de underliggende, kortere transporterte sparagmittdekker.

Sammenfatter vi disse betraktninger får vi et bilde av forholdene som i store trekk svarer til det vi kjenner fra andre typiske fjellkjedestrøk som f. eks. Alpene. Ytterst i SØ i Langesundstrakta har vi authochtone sedimenter, ved Oslo parauthochtone foldete lagrekker, lengre N de mindre, mer lokale allochtone dekker, senere større og større, og etter hvert de metamorfe „alpine“ dekker hvis røtter forsvinner i de høymetamorfe, migmatiserte sentrale strøk av fjellkjeden.

Dekkene har sannsynligvis hatt en mer eller mindre tungeformet utbredelse. På Hardangervidda er det eruptivmasser som er skjøvet langt fram mens sparagmittdekkene mangler. Lengre NØ har sparagmittdekkene til gjengjeld en stor utbredelse. Utbredelsen av dekkene, særlig de mer perifere deler, kan vel være avhengig av grunnfjellsplatens reliefforhold. I den forbindelse kan nevnes at dr. T. Strand har framholdt at mangelen av foldning i Langesund—Sandsvær-strøkene muligens kan skyldes at de lå i le av oppragende grunnfjellsmasser i Telemark.

En nøyere utskillelse av de forskjellige tektoniske dekker må først og fremst bygge på et detaljert stratigrafisk kjennskap til de forskjellige sedimenter. I de lite metamorfe dekker er det fossilene og de enkelte soners opptreden som karakteriserer lagrekken. I de metamorfe dekker er stratigrafien som regel vanskelig å bestemme på grunn av den innviklede interne tektonikk. Her spiller metamorfosegraden en viss rolle.

Når vi følger dekkene oppover fra Oslo-trakta finner vi stadig eldre basallag i de allochtone dekker. Her er å bemerke at basallag som finnes direkte på grunnfjellet, alltid er autochtone. De oppfører seg tektonisk som de skulde tilhøre grunnfjellet.

I syd ved Oslo opptrer kambrosiluren i Oslo-utvikling med et basalkonglomerat svarende til tessinisonen (paradoxissimussonen) i mellomkabrium (1 c γ). Ringeriks-utviklingen er ikke særlig forskjellig, men Handelands-utviklingen danner en avvikelse som her tolkes som tektonisk betinget. Ordovicium opptrer i Mjøs-utvikling, men det er

ikke å forstå bokstavelig for ved Mjøsa synes overordovicium å mangle. De allochtone basallag i Hadelandsdekket er ikke kjent, men de authohtone basallag forekommer ved Bleiken og i Hennungbygda (Holtedahl 1923). Her tilhører basalkonglomeratet øverste underkambrium (1 b β). Det samme er tilfelle lengre nord ved Risbekken på søndre Toten (Strand 1929). Litt lengre nord ved Mjøsa kommer kvartssandsteinsdekkene. Etter Bråstads (1915) og Vogts (1924) undersøkelser har vi her øverste eokambrium og en fullstendig utvikling av underkambrium. Nord for Ringsaker er hele eokambrium representert i de allochtone dekker. Det er mulig at denne opptreden av stadig eldre lag i basallagene i de allochtone dekker kan hjelpe oss til å utskille de forskjellige dekker av kvartssandstein og sparagmitt. Man kunde kanskje vente å finne et undre dekke hvor bare den øvre del av sparagmitt-serien, fra moelvsparagmitt og oppover, var representert. På den annen side må en vente at de grove sedimenter kan ha hatt en ujevn utbredelse med en skiftende representasjon av de forskjellige stratigrafiske avdelinger.

For kambrosilurens vedkommende har vi en helt ny facies i Trondheims-feltet. Som Kiær (1932) har påvist viser stratigrafien tydelig tilknytning til skotske forhold (mens Oslo-utviklingen viser tilknytning til Jemtlands-utviklingen). Sedimentene viser et visst geosynklinalt preg ved tilstedeværelsen av underordoviciske effusiver og radiolaritter (?) (Carstens 1924). (En kunde tenke på forholdene i det Malayiske arkipel i nåtiden.) Ennå lengre vest kommer vi over i en Durness-facies av ordovicium på Smøla. Disse lag kan henge sammen med de mektige marmorlagrekker i Nordland og på Bjørnøya, og må vel betraktes som typiske ordoviciske geosynklinal-sedimenter.

English Summary.

The present preliminary report deals with the find of a probable Caledonian nappe in the Hadeland region about 45 km north of Oslo. The Cambro-Silurian sequence of Hadeland has been studied by Holtedahl (1923) and Kiær (1926). Particularly the Middle Ordovician deserve special interest in showing a different development in the southern and northern parts of the region. The mentioned authors found that the sections in the NW bear considerable resemblance to Mjøsa development, while the SE sections correspond to the Oslo sequence. In the NW sequence the Middle Ordovician (fig. 3 on p. 81) has a lower portion resembling the Lower Chasmops Shale of the Oslo—Ringerike development. These shales are succeeded by Cyclocrinus-beds of the Mjøsa type (though lacking

the calcareous algæ). A characteristic fine noded limestone forms the Upper part of the Middle Ordovician section. The limestone, with a less significant intermediate shale, is called the Sphæronid Limestone after the guide fossil *Haplosphæronis kiæri*. Certain trilobites and cystids indicate, according to Kiær, an Upper Chasmops Limestone (4 b δ) age of the Sphæronid Limestone. The Limestone is overlain by the Gastropod Limestone (5 a) indicating a hiatus corresponding to the Trinucleus- and Isotelus Shales (4 c, 4 d) of the SE facies (fig. 3). The SE facies chiefly comprise darker shales with an exception of the Upper Chasmops Limestone (4 b δ) forming a compact limestone zone with a thickness of 25—30 m. With its thick parallel-bedded limestone layers it is easily separable from the fine-noded Sphæronid Limestone with a thickness of about 100 m.

The nearest exposures of the two different sections were found by Kiær to amount to about 10 km. Holtedahl explains the difference in facies as due to the sedimentation in two separate troughs (cuvettes).

In the summers 1941 and 1942 I have studied the intermediate districts in order to find a possible transition between the two facies. The present research has shown that the NV facies, the Mjøsa development, might be traced southwards to a marked W—E line across the Cambro-silurian region of Hadeland. South of this line the Ordovician occurs in the Oslo—Ringerike development. The preliminary geological map and sections (figs. 1 and 2) show the distribution of the two facies. The actual contact is not exposed, but the two facies are found down to a distance of apparently 15 m without any trace of transition.

The peculiar occurrence of the two Ordovician facies can hardly be explained by the previous conception of parautochthon sediments of two separate troughs. It seems necessary to assume that the sediments north of the line belongs to an allochthon nappe which has been thrust southwards by Caledonian orogenetic movements. As shown in fig. 2 the sections are not indicative of a typical overthrust. The thrustplane would have been very steep and partly overturned. The shale exposed in front of the syncline in some of the sections is neither crushed nor particularly deformed. The tectonic features are more indicative of a recumbant fold, a smaller nappe of the Alpine type.

The presents results might prove to be of some importance to the general conception of the tectonic structures of the Caledonides of Southern Norway. A nappe of at least 5 km has been found at Stubdal about 17 km south of the Hadeland line (Størmer 1933). The two nappes indicate that the peripheric Caledonian tectonics were more intense than previously assumed. The Cambro-Silurian sediments of the Hadeland—Mjøsa districts have not only been strongly folded, but have evidently also been subject to considerable horizontal displacement. The structures have much in common with the Caledonian nappes recently described by Asklund (1938) in the Jemtland—Lapland regions of Sweden.

The present studies makes it probable that larger nappes might be expected to occur further N and NW towards the Central Belt of the

mountain range. It seems reasonable to assume that the thick Sparagmite series north of Ringsaker are allochton on account of the strong displacement of the Cambro-Silurian and "Quartz-Sandstone" in front of them, and on account of the sudden appearance of the complete Eocambrian section. As indicated in fig. 4 we might have had several nappes, one of them carrying the Cambro-Silurian of the Trondheim Region which according to Asklund, belongs to an allochton Seve-nappe. These proximal metamorphic nappes probably had their roots in the Central Belt of the mountain range, a Central Belt situated either in the "Precambrian" area NW of the Trondheim Region, or further NW.

Litteratur.

- Asklund, B. 1938. Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden. Sveriges Geol. Unders. Ser. C. No. 417.
- Baily, E. B., and Høltedahl, O. 1938. Northwestern Europe Caledonides. Regionale Geologie der Erde. 2, 2, Leipzig.
- Carstens, C. W. 1924. Der unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondhjem-gebiet, mit besonderer Berücksichtigung der in ihm auftretender Kiesvorkommen. Norsk Geol. Tidsskr. 7.
- Høltedahl, O. 1921. The Scandinavian "Mountain Problem". Quart. Journ. Geol. Soc. 76, 4.
- 1936. Trekk av det skandinaviske fjellkjedestrøks historie. Skandinaviske Naturforskarmøtet i Helsingfors 1936.
- Høltedahl, O., og Schetelig, J. 1923. Kartbladet Gran. Norges Geol. Unders. Nr. 97.
- Kiær, J. 1908. Das Obersilur im Kristianiagebiete. Vid.-Selsk. Skr. I. M.-N. Kl. 1906, 2.
- 1926. Sphæronidkalken paa Hadeland. Norsk Geol. Tidsskr. 9.
- 1932. The Hovin Group in the Trondheim Area. Vid.-Akad. Oslo Skr. I. M.-N. Kl. 1932, nr. 4.
- Kjerulf, Th. 1862. Beskrivelse over jordbunden paa Hadeland. Polytekn. Tidsskr. Aarg. 9, h. 2.
- 1879. Udsigt over det sydlige Norges geologi. Christiania.
- Schiøtz, O. E. 1902. Den sydøstlige Del av Sparagmit-Kvarts-Fjeldet i Norge. Norges Geol. Unders. nr. 35.
- Strand, T. 1929. The Cambrian Beds of the Mjøsen District. Norsk Geol. Tidsskr. 10.
- 1938. Nordre Etnedal. Beskrivelse til det geologiske gradteigkart. Norges Geol. Unders. nr. 152.
- Strøm, K. M. 1942. Hadeland Lakes. A Limnological Outline. Vid.-Akad. Oslo. Skr. I. M.-N. Kl. 1941, nr. 7.
- Størmer, L. 1933. Spor av kaledonisk overskyvning i Nordmarka. Norsk Geol. Tidsskr. 13.
- 1938. Tektoniske iakttagelser på Bygdøy. Norsk Geol. Tidsskr. 18.
- Thorslund, P. 1940. On the Chasmops Series of Jemtland and Södermanland (Tvären). Sveriges Geol. Unders. Ser. C. No. 436.
- Vogt, Th. 1924. Forholdet mellem sparagmitsystemet og det marine underkambrium ved Mjøsen. Norsk Geol. Tidsskr. 7.
- Wegmann, C. E. Preliminary Report on the Caledonian Orogeny in Christian X's Land. Meddel. Grønland. 103, 2.