



Norges Geologiske
Undersökelse

Nr. 189

DEN KALEDONISKE
FJELLKJEDE I NORGE

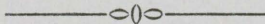
SUMMARY:

THE CALEDONIAN MOUNTAIN CHAIN
IN NORWAY

AV

CARL BUGGE

MED 17 TEKSTFIGURER



OSLO 1954

I KOMMISJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.

NORGES GEOLOGISKE UNDERSØKELSE NR. 189

DEN KALEDONISKE FJELLKJEDE I NORGE

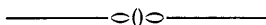
SUMMARY:

THE CALEDONIAN MOUNTAIN CHAIN
IN NORWAY

AV

CARL BUGGE

MED 17 TEKSTFIGURER



OSLO 1954

I KOMMISSJON HOS H. ASCHEHOUG & CO.

A. W. BRØGGERS BOKTRYKKERI A/S

Innhold.

Forord	5
Den kaledonske fjellkjede i Norge	8
Innledning	8
Geosynklinalperioden	10
Sparagmittformasjonen	14
Støren—Bymarkavdelingen	17
Den geantiklinale periode	20
Den generelle teori for fjellkjeder	23
Fjellkjedeteoriens anvendelse på Trondheimsfeltet	27
Flyschsynklinalene	32
Overfoldningenes og skyvedekkenes tid	34
Mjøsprøfilet i Ringsaker, Ringsakerinversjonen	35
Hundorp—Fåvangprøfilet (Bålseter) med inversjon	35
Den geantiklinale sentralzone med inversjoner	36
Atnasjø—Riksgrenseantiklinalen	39
Oversikt over fjellkjeden	39
Molasse	43
Kulminasjoner og depresjoner	44
Hardangervidda—Jotunheimen—Møre Romsdal	47
Marin og kontinental eokambrium	52
Litteratur	58
Summary	63
Correlation between the Caledonides and the Alps	72
The Pyrite Deposits in the Mountain Chain	73
Literature on the Norwegian Pyrite Deposits	78

Forord.

Den kaledonske fjellkjede i Skandinavia kan i strøkretningen NØ—SV studeres over en meget stor lengde. Det er i det vesentlige sentralsonen og den østlige til sydøstlige side av fjellkjeden som opptrer på det skandinaviske fastland. Den nordvestre side av fjellkjeden er der mindre anledning til å studere, fordi den for en stor del ligger utenfor den norske kyst. Det er særlig i Nord-Norge at det er lite å se av den vestlige side. I Syd-Norge er forholdene i denne henseende meget gunstigere.

Det fullstendigste tverrsnitt av fjellkjeden har man i et profil fra Mjøsa—Østerdalen i sydøst over Trondheimsfeltet til kysten i nord-vest og det er derfor i disse strøk jeg særlig har foretatt geologiske undersøkelser.

Det første store grunnlag for fjellkjedeforskning her i landet ble gjort av professor Kjerulf. Det har vært en stor utvikling i denne forskning siden Kjerulfs tid men ennå har man stor nytte av de geologiske karter, særlig over Trondheimsfeltet, som Kjerulf og hans medarbeidere publiserte. Den største betydning har også professor Törnebohms store verk: Centrala Skandinaviens bergbyggnad. Siden disse forskeres tid er der utarbeidet mange geologiske kart og gjort viktige studier både på norsk og svensk side. I mine første år som geolog hørte jeg i Norsk geologisk forening på diskusjon om fjellkjeden. Diskusjonen ble dengang ledet av Brøgger, J. H. L. Vogt, Reusch, Schei, Kiær, Rekstad, Bjørlykke og noen ganger var C. F. Kolderup kommet fra Bergen og deltok i diskusjonen.

Senere kom så neste generasjon av geologer, av hvilke jeg særlig nevner V. M. Goldschmidt.

Den gamle oppfatning at sentralsonen følger midten av Trondheimsfeltet har jeg alltid funnet naturlig. Den store symmetri omkring denne

midtre sone tyder på at sentralsonen må ligge her. I den første tid arbeidet jeg ut fra oppfatningen av en stor foldningsgrøft, en synklinal, i Trondheimsfeltet og i Jotunheimen. Men etter hvert fant jeg ut at dette ikke stemte helt med forholdene.

Under mitt videre arbeid fikk jeg det inntrykk at ideene om geosynklinal, geantiklinal og folding med skyving passet meget godt for Trondheimsfeltet og i det hele på vår fjellkjede. Det ser nesten ut som forholdene i Kaledonidene er noe enklere enn i Alpene, hvor man også må regne med flere føralpne folder og dekker. Jeg fant at i våre Kaledonider må der ha vært en geantiklinal periode mellom geosynklinalperioden og perioden for foldning og overskyvning. Det blir en slags overgangsperiode. Ved å ta det på denne måte kom jeg til en bestemt oppfatning, nemlig at sentralsonen i virkeligheten er en antyklinal som under de orogene prosesser til en viss grad er innsunket og derved har fått en synklinal karakter.

En annen vanskelighet har vært den eokambriske formasjon. Om denne er jeg kommet til den oppfatning at den i virkeligheten har en bredere plass i fjellkjeden enn man i almindelighet mener. Det gjelder Brøttumspargmitten, Biriavdelingen og Kwartssandstenavdelingen med Vardalspargmitten. Den røde spargmitt, Moelvspargmitten, kan derimot neppe være eokambrisk. Det er meget som taler for at den er molasse, dannet ved erosjon av de alloktone folder og dekker og jeg sidestiller den derfor med Valdresspargmitten og de devonske sedimenter. Man kan spørre, hvor man ellers skal søke erosjonsproduktene etter de store dekkene i fjellkjeden. De røde spargmitter og tillittene har utseende som en molasse og det er nettopp ved erosjon av alloktone dekker det blir betingelser for dannelse av sådanne sedimenter.

En merkelig sone i fjellkjeden er den smale underkambriske sone som strekker seg langs fjellkjedens østlige til sydlige rand. Det er den som man kaller for hyolithussonen. Det kan neppe være tvil om at denne underkambriske sone representerer kystlinjen av geosynklinalhavet ved den tid da geosynklinalen gikk over fra synkning til stigning. Denne sone (geosynklinalranden) stryker nettopp langs grensen mellom spargmittene og de jotniske bergarter (Trysilsandstenen m.v.). Ut fra dette forhold fremholder jeg at den eokambriske formasjon opptrer i 2 fasies, nemlig de marine spargmitter mot vest til nord og de kontinentale jotniske bergarter på forlandet mot øst til syd. En særlig interesse knytter seg til denne underkambriske sone, fordi man

her finner fossiler etter det første kjente liv på jorden. Det ser ut til at livet begynte å utvikle seg nettopp i denne overganstiden mellom synkning og stigning. I min avhandling er jeg ikke kommet nærmere inn på dette eiendommelige forhold. Det måtte være et interessant område for ytterligere studier.

Min avhandling ble innlevert til trykning i november 1952. Da det tok så lang tid før den kunne bli trykt har jeg tilføyd et avsnitt med en fremstilling av Kaledonidene på engelsk omfattende foruten summary en kort sammenligning mellom Kaledonidene og den Alpine fjellkjede og dessuten en redegjørelse for mine studier angående kisforekomstene i fjellkjeden.

Jeg har utarbeidet to fortegnelser over litteratur, nemlig en over Kaledonidene og en over kisforekomstene. Da det er så omfattende litteratur som foreligger har jeg måttet nøye meg med å gjøre et utvalg.

Under utarbeidelsen av foreliggende avhandling konfererte jeg angående forskjellige spørsmål med dem som var mine medarbeidere i den tid jeg var ved N. G. U. I flere saker, særlig paleontologiske, henvendte jeg meg til Dr. Trygve Strand. Tegningene er utført av frk. Dagny Engelsrud. De engelske avsnitt er gjennomgått av fru Margaret Espeland. Tynnslipene er laget av preparant Jacobsen. Forøvrig er det mange andre både ved N. G. U. og ellers rundt om i landet som har bistått meg. Jeg sender alle min beste takk.

Den kaledonske fjellkjede i Norge.

Innledning.

Siden jeg ved århundreskiftet begynte mine studier i den kaledonske fjellkjede har det vært en stor utvikling i synet på fjellkjeders tilblivelse. De den gang nye tanker om geosynklinaler, overskyvning, granittisering osv. er nå almindelig anerkjente begreper. Likeledes er man klar over at fjellkjeder vanligvis har en viss symmetrisk oppbygging, mens der imidlertid også hos nordiske geologer er en viss enighet om disse generelle hovedtanker, er der dog atskillig uklarhet om mange ting. Man er således klar over en overskyvning mot øst eller sydøst, men der er ikke noen sikkerhet om hvor sentralaksen eller sentralsonen i Kaledonidene er beliggende. Det forutsettes gjerne at sentralsonen er i den nordvestlige del av Syd-Norge (Møre—Romsdal) og at den vestlige del av fjellkjeden ligger vestenfor Norges kyst. Mangelen av peneplan i Møre—Romsdal tas gjerne som et av indisiene på at området er fjellkjedens sentral-sonen. Et problem er også hvorfor vi i Jotunheimen—Hardangervidda ikke finner de spilittiske lavaer, grønne skifre og kisleforekomster. Disse finnes kun nordøst og sydvest for dette område. Det ser ut til at vulkanismen i fjellkjeden til dels er eldre enn de sikkert fossilførende formasjoner. Også de røde sparagmitter som ansees som eokambriske er ikke påvirket av denne vulkanisme. Jeg har studert disse forskjellige problemer og skal i det følgende gi en redegjørelse for de resultater jeg er kommet til. Jeg skal dele temaet i noen avsnitt. Det første avsnitt blir *Geosynklinalperioden*. Det neste avsnitt kaller jeg *Den geantiklinale periode*. Den faller i 2 deler: først stigningen og deretter avsenkningen som foregikk ved erosjon og eventuelt også ved sammenbrudd. Den tredje periode blir *foldningenes og skyvedekkenes (de allochtone dekkers) tid*.

Geosynklinalperioden og Den geantiklinale periode griper en del over hverandre. Man regner vanligvis at i geosynklinalperioden er

geosynklinalen i synking, men der kan inntreffe mindre stigninger som veksler med synking. Den geantiklinale periode regnes fra den tid da det er tydelig at synkingen er slutt og den motsatte bevegelse, stigningen, er begynt og en fjellkjede hever seg rett opp. Som geosynklinal-sedimenter må man først og fremst regne de sedimenter som avsettes i synkingsperioden, men man må også ta med de sedimenter som avsettes i stigningsperioden før geantiklinalen har steget opp av havet. Inntil denne tid har geosynklinalen mottatt materiale utelukkende fra forlandene. Når fjellkjeden viser seg som øyer i havet begynner også antiklinalen å levere materiale til sedimentasjonen.

Under mine studier er jeg kommet til det resultat at geosynklinalperioden i synkingstiden er eokambrisk.

Geantiklinalperioden faller sammen med kambrium og ordovicium. Kambrium varte fra stigningen begynte og inntil geantiklinalen steg opp av havet. Derfor må den kambriske sedimentasjon regnes med til geosynklinalsedimentene. Kambrium blir en overgangsformasjon mellom geosynklinalperioden og geantiklinalperioden.

Ved slutten av kambrium var geosynklinalhavet delt i 2 flyschhav og havet hadde bredt seg ut over forlandene.

Under geantiklinalens fortsatte stigning ble flyschsynklinalene presset sterkt ned. Den ordoviciske sedimentasjon foregikk derfor under synking av flyschsynklinalene. Materialet kom utelukkende fra fjellkjedens antiklinaler. Sedimentasjonen ble derfor egenartet og blir å betegne som flysch.

Den tredje periode blir som nevnt overfoldningenes og skyvedekkenes (de allochtone dekkers) tid. Den faller sammen med silur og devon.

Mine grunner for denne inndeling vil fremgå av beskrivelsen. Man får tydelige avsnitt i sedimentasjonen og en naturlig inndeling.

Det kan altså stilles opp således:

Geosynklinalperioden	eokambrium og kambrium
Geantiklinalperioden	kambrium og ordovicium
Overfoldningenes og skyvedekkenes tid	silur, devon.

At der i Kaledonidene har vært en geantiklinalperiode med dannelse av en sentralsone, anser jeg for sikkert. Det er vel forsåvidt også den alminnelige oppfatning. Det har derimot som nevnt vært divergerende oppfatning om hvor en sådan sentralsone er beliggende. I det følgende

anfører jeg grunner for at den for Trondheimsfeltets vedkommende følger midten av dette felt med den vanlige strøkretning NØ—SW. Det ser ut til at der har vært en antiklinalformet hevning i fjellkjedens sentrale del, og i denne tid må kambrium og ordovicium være avsatt. Antagelig samtidig med denne hevning foregikk der flere mindre, antiklinale hevinger nærmere forlandene. Disse parallelle antiklinaler hadde antagelig en retning mot forlandene, henholdsvis mot det sydøstre og nordvestre forland. Det var de første anlegg av de kommende overfoldninger og overskyvninger (embryonale folder). Da ordovicium er overfoldet eller overskjøvet av de geosynklinale dekker har de store overfoldninger og overskyvninger først foregått etter ordovicisk tid, iallfall neppe før midtre del av ordovicium.

Geosynklinalperioden.

En nøyere beskrivelse av den kaledonske geosynklinal i Skandinavia kan man ikke si foreligger. Det tales om geosynklinalsedimenter men det er ikke klart definert hvorledes man finner ut hva begrepet omfatter.

Goldschmidt (1912) omtaler en abrasjonsflate som ble dannet før og under den eokambriske sedimentasjon. Denne grunnfjellsoverflate hadde en senkning, det såkalte sparagmittbekken, som omfatter store deler av det sentrale Skandinavia og hvori sparagmittene ble sedimentert. De yngste sedimenter transgrederte utover senkningens grenser. Ved den videre transgresjon ble det subkambriske peneplan endelig dannet og kambrosiluren sedimentert under samtidig senkning av geosynklinalen. Goldschmidt tenkte seg at dette peneplan (Urgebirgstafel), som er noenlunde flatt på Hardangervidda, i den nordlige del er deformert og bøyet ned i foldningsgrøften ved Sognefjorden. Ved denne beskrivelse tenkte man seg således at den eokambriske tid nærmest har vært en forberedelse til den egentlige geosynklinaltid som hovedsakelig skulle falle i kambrosilurisk tid. Geosynklinalens underlag eller bunn skulle dels bestå av en stor senkning (sparagmittbekket fylt med sparagmitt), dels av det subkambriske peneplan. Man regner antagelig med flere sådanne sparagmittbekkener beliggende perifert i geosynklinalen. Man vil med en gang feste seg ved det gamle, kjente forhold at eokambrium er helt knyttet til fjellkjeden, mens kambrium-ordovicium også opptrer utover forlandene. Det er derfor en naturlig

tanke at nettopp eokambrium er et utpreget geosynklinalsediment. Men hertil kommer det forhold at sparagmitten blir regnet som en fjellranddannelse, idet man antok at den kun opptrer som randsediment i geosynklinalen. Det er vanskelig å forstå hvorledes en sådan sedimentasjon i geosynklinalen i det hele kan komme i stand. Man spør seg om det ikke er noe galt i den klassiske oppfatning av »sparagmittbekkenet«. Det hele ville bli ganske anderledes klart hvis man kunne si at geosynklinalen i det vesentlige er eokambrisk, således som forholdet er med Kaledonidene på Svalbard og Østgrønland. I Skottland regner man som kjent også med eokambriske geosynklinalsedimenter (Dalradian, Moine).

Det kan forøvrig godt tenkes at forholdet i Norge og Sverige heller kan uttrykkes med at sparagmittenes stilling er uklar. I Sverige synes det som om man regner kvartssandstenskiferformasjonen som geosynklinal.

En undersøkelse av Kaledonidenes geosynklinalsedimenter må først og fremst foretas ved en undersøkelse av geosynklinalen i forhold til forlandene som hevet seg opp over geosynklinalhavets kyster.

Det er forlandene som har gitt materialet til geosynklinalsedimentene.

Forlandene har etter vanlig oppfatning ligget over havet mens sedimentasjonen under synkingsperioden foregikk i geosynklinalen og man kan derfor ikke vente å finne disse marine sedimenter på forlandene. En samtidig marin sedimentasjon i geosynklinalen og på forlandene kan kun finne sted etter at den geantiklinale periode er begynt og havet transgrederer over forlandene. De kambriske og ordoviciske lag som vi kjenner på forlandet fra Mjøsa og sydover må derfor høre til stigningsperioden (den geantiklinale tid). I geosynklinalen svarer det til den kambriske avdeling og den ordoviciske flysch. Som bekjent taler man ofte om flyschsamtidige forlandssedimenter. Det er av disse grunner jeg mener at geosynklinalen under synkingsperioden må være av eokambrisk alder.

Etter at geosynklinalen under stadig synking var fylt med sedimenter begynte den geantiklinale tid. Midten av geosynklinalen begynte å heve seg. Den alminnelige antagelse er formodentlig, at denne første orogenese i de forskjellige fjellkjeder vanligvis har foregått som en rett oppstigende sentral, geantiklinal fjellkjede. De undersøkelser som er gjort i Norge tyder på at det samme har vært tilfelle i Kaledonidene. Det viser seg dog at der nærmere forlandet i samme tidsavsnitt har

foregått antiklinale hevinger som etter hvert har fått en inversjon rettet mot forlandet.

Transgresjonen av forlandene og den samtidige avsetningen av kambrium-ordovicium kan som nevnt neppe være foregått mens geosynklinalen var i synking. Det naturlige er å anta at transgresjonen startet samtidig med stigningen. Denne kambro-ordoviciske sedimentasjon foregikk på forlandene og i geosynklinalen. I avsnittet om vulkanismen (Støren—Bymark m. v.) har jeg vist at denne basaltisk-andesittiske vulkanisme må ha foregått i kambrisk tid. Den må ha startet i subkambrisk til underkambrisk tid, da transgresjonen av havet satte inn over forlandene. (Tømten.)

Geosynklinalsedimentene, altså de eokambriske sparagmitter, er som nevnt avsatt i geosynklinalens synkingstid. Havet fra oceanene har trengt inn i den synkende geosynklinal og vil etter hvert transgredere utover mot forlandene i sydøstlig og nordvestlig retning så lenge synkingsperioden foregikk. I denne tid er så de eokambriske sedimenter avsatt. Materialet er kommet fra forlandene som hevet seg opp på begge sider av geosynklinalen. Herunder vil forlandene ha fått en viss platåkarakter. Ved slutten av synkingsperioden inntrådte en ny tid. Havet hadde trengt fram over de labile deler av jordskorpen som dannet geosynklinalen og var nådd fram til de stabile forland.

Kystlinjen ved dette tidspunktet kan vi kalle *geosynklinalranden*. Den kan studeres mange steder. Et klart inntrykk av den får man mellom Hardangervidda og Jotunheimen. Det henvises til avsnittet hvor disse områder er beskrevet. Den nye tid som nå begynte har gjort seg merkbar over store deler av jorden. Det er den subkambriske transgresjon. Kystlinjen fortsatte å stige etterat geosynklinalranden var nådd, men nå var geosynklinalen ikke lenger i synking. Det var den geantiklinale periode som startet. Ved fjellranden avsattes underkambriske lag og samtidig foregikk sedimentasjonen i geosynklinalen. Den var forbundet med undersjøisk vulkanisme (Støren—Bymark). Transgresjonen av havet over forlandene har sikkert foregått forholdsvis hurtig fordi forlandene allerede hadde en viss platåkarakter. Man har bevis på det derved at man fra Ringsaker og sydover til Oslo-distriktet på peneplanet finner de samme paradoxideslag til dels med noe kambrisk sandstein og konglomerat.

Den kambriske tid som er karakterisert ved den geantiklinale heving, forbundet med vulkanisme og transgresjon av forlandene, fortsatte i

hvert fall til det arkipelagiske stadium da geantiklinalen steg opp av havet. Fra den tid ble der også tilført materiale til sedimentasjon fra geantiklinalen og parallellantiklinalene.

Jeg antar at man helt til denne tid må regne sedimentasjonen for geosynklinal.

Det inntrådte så et stadium da geosynklinalen var delt i 2 flysch-synklinaler (Vortiefe). Forlandene var nå transgredert av havet. Materialet til sedimentasjonen kom etter den tid fra de kaledonske antiklinaler. Man kan antagelig regne at dette inntrådte omtrent ved overgangen fra kambrium til ordovicium. Den senere sedimentasjon, altså ordovicium, vil svare til flyschtiden. Geosynklinaltiden er helt forbi. Den orogene flyschtid er begynt og har formodentlig holdt ved i hele den ordoviciske tid. I den nordvestlige flyschsynklinal ble i denne tid avsatt Hovin—Hølon DAGruppen, i den sydøstlige Røros (Kjøli) gruppen. Hele denne sedimentasjon må kalles for flysch. Det kan være av interesse å minne om at kambriums sterke diskordans på forlandet ikke finnes i geosynklinalen. Diskordansen mot kvartssandsteinen ved geosynklinalranden ved Tømten er svak og er av Vogt betegnet som en diskonformitet (kfr. Gossau).

En undersøkelse av geosynklinalsedimentene vil således bli et stadium av de eokambriske sparagmitter. Man pleier å kalle sparagmittene for fjellrandsedimenter fordi visse grovkornete typer av dem særlig er å finne ved fjellranden, altså ved geosynklinalranden.

Under mine studier av den såkalte sparagmittformasjon er jeg blitt overbevist om eokambrisk alder av den gamle, mørke sparagmitt (Brøttumsparagmitt), Biriavdelingen, Vardalssparagmitt (den grå sparagmitt) og Ringsakerkvartsitten. Derimot har jeg ikke funnet beviser for at den røde sparagmitt (Moelvsparagmitt) er av denne alder. Der er atskillige momenter som taler for en yngre alder av den. Som bekjent er den ledsaget av tillitter. Det er da nokså merkelig at når man har påvist en istid i den kaledonske fjellkjedesyklus, at den da skulle opptre i det første avsnitt i fjellkjedens historie. Ved alle fjellkjeder er istiden den avsluttende periode. Istiden opptrer når fjellkjeden stivner, blir kratogen. Der er også andre momenter som taler for en yngre alder av denne sparagmitt og vi skal i det følgende komme nærmere inn på disse spørsmål.

Sparagmittformasjonen.

Det mest fullstendige profil gjennom sparagmittserien har man visstnok ved Mjøsa. Det klassiske Mjøsprofil angis av V. M. Goldschmidt (1908) således:

- Etasje 3—4 Undersiluriske (ordoviciske) skifre med ortocerkalk (3c γ).
- » 1c—2 Alunskifre.
 - » 1b β_2 Olenellusskifer (Holmia).
 - » 1b β_1 Sandsteinskifer med krypespor.
 - » 1b α_2 Kwartssandstein.
 - » 1b α_1 Rød og grønn skifer (Ekreskifer).
 - » 1a γ Den yngre sparagmitt med konglomerater.
 - » 1a β_1 Birikalk.
 - » 1a α_2 Grovt konglomerat (Birikgl.).
 - » 1a α_2 Rød skifer og kalk.
 - » 1a α_1 Den eldre sparagmitt.

Denne inndeling er i hovedtrekkene den som ble oppstilt av Th. Münster (1900).

I 1922 skrev O. Holtedahl om tillitten som han hadde funnet øverst i den røde sparagmitt. Th. Vogt har i sin publikasjon (1924) inndelt kvartssandsteinen i Ringsakerkvartsitt og den lavere liggende Vardalsparagmitt. Den yngre, røde sparagmitt kalte han Moelvparagmitt. Den eldre, mørke sparagmitt benevnes Brøttumspargmitt.

I 1945 skrev C. Bugge om Ringsakerkvartsitten og Vardalsparagmitten. Det ble her vist at Ringsakerkvartsitten flere steder, således mellom Tømten og Moelv ikke ligger over men under Vardalsparagmitten. Dette ville føre til at enten måtte Ringsakerkvartsitten ligge lavest i sparagmittserien eller det hele måtte være invertert. Den siste forklaring er uten tvil den rette. Vogts lagfølge er sikkert riktig nok. Dette stemmer også med iakttagelser gjort av Skjeseth på Neshalvøya vest for Høsbjørkampen. At her foreligger en invertert fold stemmer med den såkalte Ringsakerinversjon ved Tømten. Denne inversjon er kjent langs store deler av fjellkjeden og må være av store dimensjoner. I Mjøsprøfilet sees ved Tømten Ringsakerkvartsitten i invertert stilling mot de kambrisk ordoviciske lag. Kvartsitten kan følges nordover til nær Moelv og den ligger på dette stykke overalt under Vardalsparagmitten. Lenger nord kjenner man ikke kvartsitt før ved Elstad—Bålseter i Fåvang og Hundorp i Gudbrandsdalen. Den har her av K. O. Bjørlykke (1905) vært oppfattet som det laveste i Sparagmitt-

serien. Jeg har foretatt studier her i de senere år og har funnet at her foreligger en lignende inversjon som ved Tømten. Ringsakerkvartsitten er invertert således at Birikalk og Vardalssparagmitt ligger over Ringsakerkvartsitt. Det er også anført av Törnebohm (1896). Det henvises til fig. 1 og 2 som viser Mjøsprofilen og Hundorpprofilen med de nevnte inversjoner.

På Gausdal rektangel (Bjørlykke 1893) vil man andre steder finne at Birikalken og konglomeratet ligger normalt under kvartssandsteinen. K. O. Bjørlykke har lenger vest, ved Sveipeseter, notert kvartssandsteinen i invertert stilling.

Brøttumspargmitten bør heller kalles Brøttumavdelingen eller Brøttumgruppen. Den ble tidligere kalt for den mørke sparagmitt. Den består ikke bare av sparagmitt, men også av mørk skifer, som nordover Gudbrandsdalen blir stadig mer fremtredende. Samtidig viser der seg i den øverste delen av den en lys grå sparagmitt som av Bjørlykke benevnes Fronspargmitt som han antar svarer til Birikonglomeratet. Dette er også utvilsomt riktig. Den kommer i lagfølgen lik som Birikonglomeratet umiddelbart under Birikalken. Over Birikalken i Gudbrandsdalen liksom også ved Mjøsa kommer Vardalssparagmitt og Ringsakerkvartsitten. Birikalken har således en lys sparagmittavdeling både under og over. Øverst i lagfølgen kommer som nevnt Ringsakerkvartsitten. Disse lyse sparagmitter og sandsteiner er i fjellkjeden vanligvis sterkt presset og opptre oftest som mektige lag av helleberg. På grunn av sin plass umiddelbart over Birikalken er Vardalssparagmitt ofte forvekslet med den røde Moelvsparagmitt. I Vardal brytes takskifer av Vardalssparagmitt. Denne sparagmitt har som de øvrige ledd av sparagmittserien geosynklinal karakter, hva Moelvsparagmitt ikke har. Asklund (1938) har gjort oppmerksom på dette at den røde sparagmitt ikke har karakter av geosynklinalsediment. De eokambriske sparagmitter har fått sitt materiale fra forlandene, mens de røde sparagmitter også har fått materiale fra nordvest. De røde sparagmitter opptre sporadisk og lokalt, ikke over hele geosynklinalen. Man får av dette inntrykk av at Asklund regner de andre sparagmittavdelinger som geosynklinale.

Av Mjøsprofilen fremgår at Ekreskiferen og den røde sparagmitt ligger diskordant på sitt underlag. Der er i profilen 2 felter av rød Moelvsparagmitt, nemlig Lundehovda og Moelv—Ekredalen. Det første felt ligger på Birikalk, det annet på Vardalssparagmitt. Lenger øst henger de sammen. Den røde og grønne Ekreskifer ligger etter

mine iakttagelser ikke over men under den røde sparagmitt (Moelvsp.). Som jeg har vist i avsnittet om foldningene og overskyvningene passer Moelvsparagmitt og Ekreskiferen ikke naturlig inn i lagrekken og de er derfor muligens yngre dannelser og jeg lar dem derfor utgå av den eokambriske lagfølge. Den røde og grønne Ekreskifer synes å veksle med den røde sparagmitt. Dette sees tydelig nord for Ring jernbanestasjon. Profilet er omtalt av K. O. Bjørlykke (1905) og V. M. Goldschmidt (1908). Der må tydeligvis ha vært en erosjon før eller under avsetningen av Ekreskiferen og Moelvsparagmitt. Jeg kommer senere tilbake til dette.

I mer moderne form og noe forenklet kan sparagmittformasjonen oppstilles således:

Ringsakerkvartsitt.

Vardalsparagmitt.

Birikalk og skifer.

Birikonglomerat og Fronsparagmitt.

Brøttumsparagmitt.

Brøttumavdelingen inntar en sentral stilling i fjellkjeden. En god oversikt over den får man av Törnebohms geologiske kart som følger hans monumentale verk om Centrala Skandinaviens bergbyggnad (1896). Avdelingen dekker flere tusen kvadratkilometer i Gudbrandsdalen og Østerdalen. Det ser ut til at de mørke skifre tiltar i mengde mot nord. Den eokambriske formasjon danner en veldig serie som opprinnelig må ha hatt en mektighet av flere tusen meter. Etter min oppfatning er det denne formasjon som sammen med den subkambriske til kambriske Støren—Bymarkgruppe har oppbygget Kaledonidenes geosynklinal. Mot fjellranden går den over i nerittisk-littorale facies, mens den blir noe mer pelittisk i fjellkjedens sentrale deler.

Jeg har foretatt en sammenligning av Gulagruppen i Trondheimsfeltet med de eokambriske lag i Gudbrandsdalen og har funnet at der er store likheter.

Gulaskiferne inntar midtre del av Trondheimsfeltet. De kan bl. a. studeres langs hovedveien i Guldalen og i Selbu. Det henvises til min beskrivelse av Gulaskiferne i beskrivelse til kartbladet Rennebu (1910). Man vil se at Gulaskiferne viser vekslende lag av skifer og sandstein i forskjellig grad av metamorfose ettersom man er i utkanten eller midt i feltet av Gulaskifre.

Man får inntrykk av at den forskjell som der muligens er mellom lagseriene i Gudbrandsdalen og Guldal—Selbu kan bero på en facies-

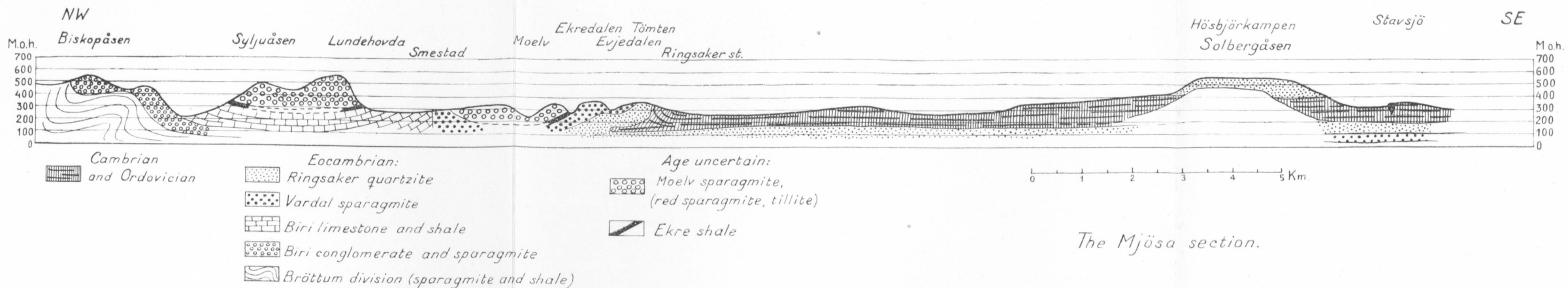


Fig. 1. Profil ved Mjøsa.

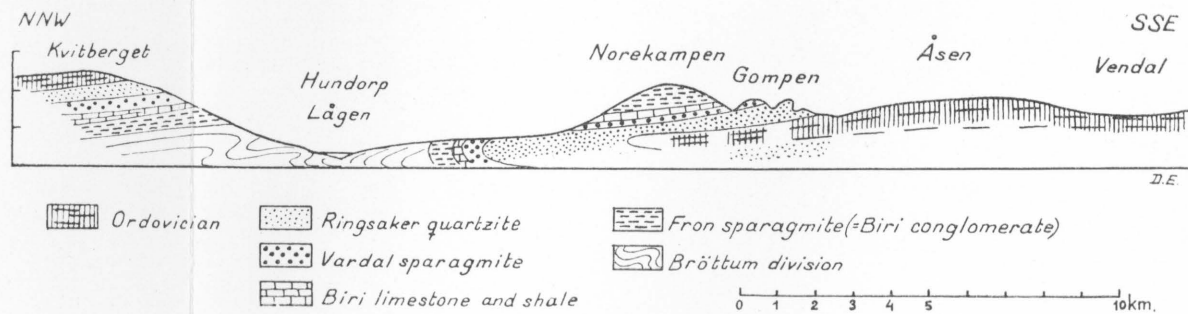


Fig. 2. Profil ved Hundorp i Gudbrandsdalen.

divergens avhengig av stillingen i geosynklinalen, men den kan også bero på en stigende skifrihet og metamorfose i nordlig eller nordvestlig retning innover i fjellkjeden. Metamorfosen av Gulaskiferne vil bli nærmere behandlet i neste avsnitt, den geantiklinale periode.

Dette at Gulaskiferne må oppfattes som eokambriske er av den største betydning for oppfatningen av fjellkjedens bygning, således som jeg oppfatter den.

Som man vil se er det i Gudbrandsdalen, Østerdalen og Trondheimsfeltet som jeg særlig har gjort disse studier av geosynklinalsedimentene. Jeg har nok foretatt undersøkelser etter hele fjellkjeden, men som tidligere anført er det i Gudbrandsdal—Trondheimsfeltet at profilet gjennom fjellkjeden er både av størst lengde og tydeligst å studere. I de to neste avsnitt skal vises hvorledes geosynklinalen er forandret i den geantiklinale periode og i de allochtone dekkers tid. Før vi forlater avsnittet om geosynklinalperioden, må vi ta med en beskrivelse av vulkanismen som foregikk i periodens siste del og ved overgangen til den orogene tid og til dels også inn i denne nye periode av fjellkjedens historie.

Støren—Bymarkavdelingen.

I den tid geosynklinalsedimentene (sparagmittserien) ble avsatt var geosynklinalen i synking. De yngste sedimenter var gruntvannsdannelser, nemlig Biriavdelingen og kvartssandsteinsgruppen. Det er grunn til å anta at der i den siste del av senkningstiden foregikk oscillasjoner før den egentlige stigning satte inn. Slutten av geosynklinaltiden (senkningstiden) og begynnelsen av den geantiklinale tid (stigningstiden) gikk nokså meget over i hverandre. Denne overgangstid danner innledningen til den store subkambriske transgresjon. I denne tid satte inn en vulkanisme som startet i slutten av senkningstiden og varte ut i stigningstiden. Den første del av vulkanismen var basaltisk. Det er de grønne skifres og grønnsteiners tid, (Støren—Bymark). Den gikk gradvis over til en andesittisk vulkanisme (Hølandavulkanismen). Vulkanismen varte antagelig i hele kambrium og fram til underste del av ordovicium. Den basaltiske vulkanisme har øyensynlig satt inn med full styrke i den subkambriske tid, altså samtidig med den store transgresjon av forlandene.

Det har vært atskillig uklarhet om alderen av denne basaltiske vulkanisme (Carstens 1920, 1922, 1928, Th. Vogt 1945). Der var momenter som talte for en ordovicisk alder av den, særlig den omstendighet at de grønne bergarter synes å ligge over Rørøsskiferen.

Mine undersøkelser viser imidlertid at denne overleiring ikke er primær men beror på inversjon og allochtone bevegelser. Vi skal komme nærmere inn på dette i avsnittet om foldninger og overskyvninger. Undersøkelsene synes å vise at Støren—Bymarkavdelingen ikke ligger over Rørosskiferne men under. Det er i denne henseende av interesse at K. O. Bjørlykke (1905) har vist at de grønne spillittiske lavaer i Vågå ligger umiddelbart over grå sparagmitt (helleberg). Det henvises til NGU Nr. 39, p. 411. Den grå sparagmitt svarer til kvartssandsteinsavdelingen ved Mjøsa. Mine egne iakttagelser bekrefter denne lagfølge. Lignende iakttagelser er i senere tid gjort av Strand i Vågå og Per Holmsen i Opdal.

Lavaenes undre del ligger således i samme nivå som underkambrium ved Mjøsa. Jeg minner her om at Holmiaskiferne har en grønnlig farge. Det kan muligens bero på et innslag av tuff. Det er samtidig av interesse å notere at der er påvist tuff i ordovicium i Sverige, svarende til den andesittiske Hølundavulkanisme.

Støren—Bymarkgruppen er begrenset til østre og vestre Trondheimsfelt og tilsvarende områder på Vestlandet og i Nord-Norge. For Trondheimsfeltets vedkommende blir det partiet mellom sentralsonen (Gulagruppen) og den nærmeste parallellantiklinal (Atnasjø—Riksgrensen). Dette forhold kan muligens forklares ved å anta at denne antiklinal har eksistert før vulkanismen startet.

Lavaene har visstnok også utbredt seg over de midtre deler av Trondheimsfeltet, men her er de antagelig i det vesentlige erodert bort under sentralsonens antiklinale hevning. I disse midtre deler finner vi noen amfibolitter, som muligens er rester av Støren—Bymark, men det er nokså usikkert.

Det må bli en egen oppgave å foreta ytterligere undersøkelser angående spørsmålet om muligheten for å finne spor av tuff i den kambriske og den ordoviciske formasjon utover forlandet, spesielt i Oslofeltet. Alunskiferne på forlandet er meget eiendommelige bergarter. De har som nevnt atskillig likhet med alunskifre i Støren—Bymark. Den til dels betydelige kisgehalt i alunskiferne sammen med grafittgehalten minner om kisforekomstene av Leksdalstypen (Vasskis) i Støren—Bymarkgruppen. Eiendommelig er også at begge typer, både de i Oslofeltet og i Trondheimsfeltet, viser en liten gehalt av vanadium, uran m.v.

I et senere avsnitt har jeg vist at geosynklinalen med sedimenter i to partier har en karakter som avviker fra det vanlige. Det gjelder

områdene Hardangervidda—Jotunheimen og Finnmarken (Nord for Kvænangen). Disse to områder er karakterisert ved at man der ikke klart kan påvise den vanlige sentralsone, og de grønne skifres avdeling (Støren—Bymark) er enten ikke eller bare meget svakt til stede. Det er særlig sparagmittavdelingene av geosynklinalsedimentene som finnes der. Eiendommelig nok er det første område beliggende nettopp der hvor Gotidenes sentralsone må antas å krysse Kaledonidene, mens det annet område nettopp ligger der hvor man kan anta at Karelidenes sentralsone krysser fjellkjeden.

Det kan ha betydning å omtale nærmere det forhold som ble nevnt ovenfor at man bare kjenner de grønne skifre (Støren—Bymarkens spilittiske lavaer) ved den sydøstre og den nordvestre side av sentralsonen, derimot ikke utover mot fjellranden. Da den sydøstre del av fjellkjeden er bedre oppbevart enn den nordvestre får man en fullstendigere oversikt ved å ta for seg denne del. Det henvises til kartene fig. 7 og fig. 16 og profil fig. 11.

Ved inversjonslinje 4 i fig. 16, altså ved sentralsonen, er der vanlig spilittisk grønn skifer. Denne sone av grønn skifer ligger mellom sparagmitten (eokambrium) og Rørosskiferne. Ved inversjon 3, altså Atna—Riksgrensen, opptrer der i dette nivå øyegneis, til dels sammen med grønn skifer. Øyegneisen har porfyroblaster av mikroklin og ofte grønn grunnmasse som har en viss likhet med den grønne skifer. Det er derfor sannsynlig at øyegneisen iallfall for en del er dannet ved granitisering av den grønne skifer. Der er også øyegneis som er dannet ved granittisering av sparagmitt. Lignende forhold sees også nærmere fjellranden, således ved Storsjøen i Rendalen. Det er derfor meget som taler for at øyegneisen for en del representerer den grønne skifer og at Støren—Bymarkavdelingen således opptrer utover fjellranden i form av øyegneis. Per Holmsen har omtalt grønn skifer sammen med øyegneis i sitt arbeide om Tynset rektangel. Ivan Rosenquist har funnet at øyegneis kan være dannet av grønn skifer. Det er også helt naturlig at så stor vulkanisme bør kunne påvises over et større område og ikke utelukkende i fjellkjedens sentrale deler.

I det store og hele antar jeg at denne vulkanisme er kambrisk. Antagelig har den fortsatt som en andesittisk vulkanisme helt ut i underordovicium. Den er antagelig startet i subkambrium, muligens allerede i siste del av eokambrium.

Den geantiklinale periode.

Etter som geosynklinalen fylles med sedimenter m. v. inntreer en tid da den nedadgående (synkende) bevegelse opphører, og den oppadgående bevegelse, den antiklinale periode, nærmer seg og setter til slutt inn. Skjemaet for geosynklinalen blir etter det anførte således:

<i>Fjellranden.</i>	<i>Sentrale fjellkjede.</i>
Kambrium	Støren—Bymarkgruppen.
Kvartssandstein	
Vardalsparagmitt	Gulagruppen, Eokambrium.
Birikalk og skifer	
Fronsparagmitt og	
Birikonglomerat	
Brøttumspargmitt	

Gulagruppen er nokså sterkt erodert og derfor er det vesentlig lagrekker som svarer til Brøttumspargmittene som er oppbevart, men ved nøyaktige undersøkelser vil man antagelig finne rester av de øvrige eokambriske lagrekker.

Rørosgruppen er liksom Hovin—Hølonda nokså sikkert av ordovicisk alder. De 2 grupper må ansees som flysch som er sedimentert i den geantiklinale periode.

I det avsnitt vi nå kommer til er det fortsatt Trondheimsfeltet som har vært det sentrale i undersøkelsen.

For orientering skal først atter fremheves at det vi har med å gjøre er de eokambriske geosynklinalsedimenter, den kambriske sedimentasjon og vulkanisme og den ordoviciske flysch. De første er vanligvis sterkt gjennomsett av eruptive bergarter, mens flyschen er noe mindre påvirket av disse. I Trondheimsfeltet er Gulaskifrene eokambriske mens Hovingruppen, Rørosskifrene, Kjøliskifrene osv. er yngre, ordovicisk flysch. Nærmere fjellranden (inversjon III) kommer de eokambriske sedimenter atter til syne i dagoverflaten (fig. 7).

I østre og vestre Trondheimsfelt blir de eokambriske sedimenter i stor utstrekning dekket av flyschen. Støren—Bymarkgruppen ligger øverst i serien av geosynklinale bergarter og er også for en stor del dekket av flyschen. Av meget stor betydning er det som ble nevnt ovenfor, at langs østsiden og vestsiden av Gulaskifrene i Trondheimsfeltet kommer der fram i dagen en sone av Støren—Bymarkgruppen.

I vestre Trondheimsfelt er sonen nokså bred. Den har lenge vært erkjent som Støren—Bymark. I østre Trondheimsfelt er sonen fulgt fra Foldal over Vingelen—Vangrøfta—Harsjø til Haltdalen og Meraker. Den ble kartlagt av meg i partiet Vingelen—Harsjø i årene 1910—12. Sonen var tidligere (1891) blitt kartlagt på blad Selbu og blad Meraker (1882). Dengang ble sonen ikke erkjent som hørende til Størengruppen. På blad Selbu ble disse bergarter beskrevet som grønne og grønnlig grå, småkornige til tette bergarter, mest skifrige, til dels tydelige hornblendeskifre, enkelte steder granulitt. Da det i 1946 ble spørsmål om å oppta malmløsing foreslo jeg til undersøkelse feltet Ålen—Selbu og etter hvert ble det utarbeidet detaljerte geologiske karter over forskjellige deler av sonen ved Bjørlykke, Færden, Skjeseth m. fl. Th. Vogt har utarbeidet detaljkart over området ved Harsjø vest for Røros i anledning av Røros verks malmløsing. På Selbuladet og Haltdalsbladet viste sonen seg å bestå av hornblendeskifer, noe glimmerskifer og til dels grafittskifer. Der er også funnet vasskis (Carstens's Leksdalskis). For øvrig kjennes forskjellige kistforekomster oftest med lite kobber, men der kjennes også forekomster med atskillig kobberkis og sinkblende. Lagstillingen er alltid steil, enten østlig eller vestlig. Skifrene er gjennomført av ganger av porfyritt og trondhemitt og der er også gabbro med ofittisk struktur.

I Haltdal—Tydal er der store masser av gabbro langs østsiden av sonen. Gangene stryker parallelt med skifriheten av bergartene (nord—sydlig) og gangene finnes i store mengder. Mektigheten av de enkelte ganger er oftest liten, bare et par meter, men der finnes også større partier som ikke alltid har gangform. Langs etter sonen kan det observeres at eruptivens karakter er noe vekslende, men nesten overalt har det vært en sterk vulkanisme, vanligvis andesittisk til basaltisk. Desuten er der i den vestlige del av sonen sterk injeksjon av trondhemitt (intermediær til sur).

Den spilittiske karakter av sonen er tydelig å se nord for Vangrøfta. Ved Foldalgruvene er det også tydelig at den der opptredende sone av hornblendeskifre tilhører Støren—Bymark.

I den vestlige del av Trondheimsfeltet, altså vest for Gulaskiferne har som nevnt Støren—Bymarkgruppen lenge vært erkjent. Det henvises til bladene Melhus, Rennebu, Rindal, Trondheim, Stjørdal og Selbu.

I de senere år er forholdene i Hovin—Hølonda beskrevet av Th. Vogt (1945). Videre henvises til C. W. Carstens (1920). Da erosjonen her

er gått dypere enn i østlige Trondheimsfelt er der avdekket mer av Støren—Bymark. Som man kan se av Vogts beskrivelse har man også i Hølonda porfyrittiske bergarter.

Den midtre del av Trondheimsfeltet som altså ligger mellom de ovenfor beskrevne soner i østre og vestre del av Trondheimsfeltet består som nevnt av skifer og sandstein i vekslende lag, som jeg mener er av eokambrisk alder. Disse Gulaskifre er sterkt gjennomsett av trondhemitt—opdalittseriens bergarter, hovedsakelig trondhemitt.

Der opptrer en mengde ganger og intrusive masser. Mengden av ganger er forskjellig på de forskjellige steder. Der kan være partier uten noen intrusiver, andre steder kan der være utallige. Det henvises til de foreliggende oversiktskarter over Syd-Norge. Man ser her i midtre Trondheimsfelt en hel del intrusiver av trondhemitt. Se også kart over Trondheimsfelt fig. 7.

Om forholdene i fjellkjeden nordøst og sydvest for Trondheimsfeltet skal jeg her bare si at undersøkelserne ennå ikke er så langt fremskredet at det kan gis noen detaljert utredning, men der er dog atskillige momenter som viser at de samme soner fortsetter der. En reservasjon må tas angående Jotunheimen—Møre—Romsdal. Jeg kommer senere tilbake til dette.

Under beskrivelsen av de 2 soner av Støren—Bymark som ligger en på hver side av Gulaskiferne skal jeg spesielt feste oppmerksomheten ved det steile fall av lagene.

Man har lenge antatt at der ved Støren—Hovin i Guldalen foreligger en inversjon. Forholdet synes i virkeligheten å være at begge sonene, både den i vestre og den i østre Trondheimsfelt betegner inversjon som antagelig kan følges gjennom hele fjellkjeden. Vi har således i det hele beskrevet 3 inversjoner i fjellkjedens sydøstre del, nemlig:

Nr. I. Ringsaker.

Nr. II. Hundorp—Fåvang (Bålseter).

Nr. IV. Foldal—Haltdal.

Jeg antar at der iallfall er enda en inversjonslinje, nemlig en langs Atnasjø—Riksgrenseantiklinalen, men der er ennå ikke undersøkt tilstrekkelig. I rekken fra syd mot nord blir den Nr. III, kfr. strukturkartet fig. 16.

I den nordvestre del av fjellkjeden har man som nevnt Støreninversjonen som må ansees for sikker. Der er antagelig det samme antall inversjoner i denne vestre del av fjellkjeden som i den sydøstre, men

det er ennå ikke klarlagt. Det er vanskelig å bestemme, fordi erosjonen her er gått dypere enn i den sydøstlige del.

Den regionale oversikt jeg har gitt som innledning til avsnittet om den geantiklinale periode har vært nødvendig for å klarlegge de forutsetninger vi har å gå ut fra.

Vi skal nå gå over til å prøve å forklare denne soneinndeling av fjellkjeden. Det er da nødvendig å gå inn på den generelle teori for fjellkjeders genesis, fortrinsvis den orogene periode som går forut for foldningenes og skyvedekkenes tid, således som navnlig alpegeologene har klarlagt den. Der er jo for så vidt flere teorier, men det som er av betydning for oss er de resultater i fjellkjedeforskningen som turde være alminnelig anerkjent. Det er mitt inntrykk at det i vår fjellkjedeforskning ikke er helt klare begreper om det som er foregått. Man taler meget om skyvedekkenene og på det område er der gjort utmerkt arbeid, ikke minst i Sverige. Det er den østlige eller rettere sydøstlige halvdel av fjellkjeden som har vært gjenstand for undersøkelsene. Sentralsonen og den vestlige eller nordvestlige del må være å finne vest for riksgrensen. Det har vært skrevet og talt atskillig om hvor sentralsonen er å finne. V. M. Goldschmidt (1912) skrev om en foldningsgrøft som formodentlig skulle representere fjellkjedens sentralsonen. Noen vest eller nordvestlig rettet skyvning ble dog ikke påvist den gang. Senere har som nevnt Høltedahl, Bailey og flere villet ha Møre—Romsdals gneisområde til å være sentralsonen og fjellkjedens vestre (nordvestre) del skulle i det hele ikke finnes innenfor Norges kyst.

Den generelle teori for fjellkjeder.

Allerede tidligere har jeg omtalt de spørsmål jeg skal komme inn på i det følgende:

Det forutsettes at vi har 2 forland, et nordvestlig og et sydøstlig og mellom disse en geosynklinal (geosynklinalhav) som under stadig



Geosyncline with sediments, the geosynclinal sea and the forelands.

fig. 3. Profil som skal vise, hvorledes man kan tenke seg formen av en geosynklinal i synkingsperioden med sedimenter, geosynklinalhavet og forlandene.

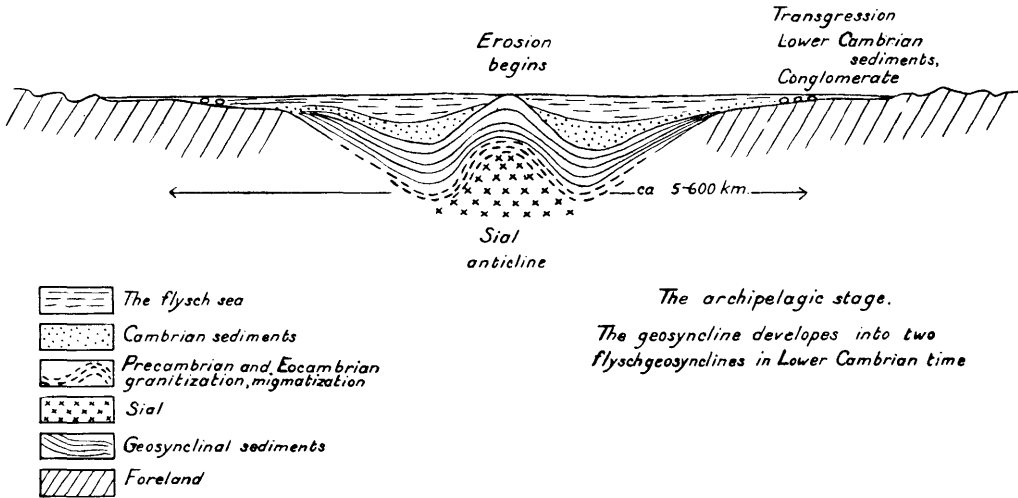


Fig. 4. Geosynklinalen i stigningsperioden. Det arkipelagiske stadium.

synking etter hvert fylles med sedimenter. Dette illustreres i fig. 3. Det videre spørsmål er nå, hva skjer når den oppgående (antiklinale) bevegelse av geosynklinalens midtsone tar fatt?

Geosynklinalens midte hever seg. Der danner seg en sentral anti-klinal, og sial følger etter.

Det hever seg i geosynklinalhavet en sentral fjellkjede langs geosynklinalens lengdeakse. Det begynner å vise seg øyer langs midten av havet, på et noe senere stadium eventuelt også øyer i parallelle rekker nærmere forlandene. Etter hvert hever den sentrale fjellkjede seg rett opp. Fjellkjeden består i dypet av sial og ennå dypere av sialsima og sima. Det vil danne seg en migmatittfront og i forbindelse med den en rekke mer eller mindre palingene bergarter, migmatitter, injeksjonsgneiser m. m. av både prekambrisk og eokambrisk opprinnelse. Det henvises til fig. 4, som viser den kaledonske geantiklinal. Man må også vente leilighetsvis å finne relikte partier av prekambriske bergarter. Disse blir insulære Zwischengebirge i fjellkjeden. Den antiklinale fjellkjede bærer på ryggen en hette (lagserie) av geosynklinal sedimenter, i forskjellig grad av metamorfose, innsmeltning, injeksjon osv.

Fra øyene begynner å vise seg i det arkipelagiske stadium begynner naturligvis erosjonen å gjøre seg gjeldende. I fig. 5 har jeg gitt en

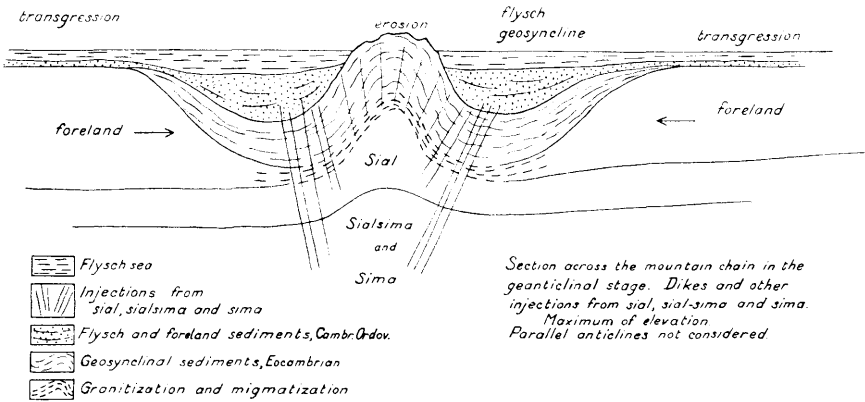


Fig. 5. Profil gjennom den kaledonske fjellkjede i det geantiklinale stadium ved maksimum av stigning.

skisse av det stadium da fjellkjeden er på det høyeste. Den gamle geosynklinal er ved en sentral fjellkjede delt i 2 flyschsynklinaler beliggende mellom fjellkjeden og forlandene, symmetrisk med en på hver side av fjellkjeden. I stedet for geosynklinalhavet har vi fått 2 flyschhav. Samtidig med at fjellkjeden hever seg må det antas at geosynklinalhavet (senere flyschhavene) transgrederer innover forlandene med avsetning av sedimenter (kfr. vorgossauische Hebung und Transgression). I flyschsynklinalenes hav vil der avsettes flysch både ved synklinalranden, midt i synklinalene og ved den sentrale fjellkjedes kyster. Mektigheten av flyschen vil være betydelig større enn de samtidige sedimenter på forlandene. Jeg skal ikke her komme inn på spørsmålet om antiklinale, mindre fjellkjeder parallelle med sentralsonen og beliggende nærmere forlandene. De antas å ha en viss grad av invertering med front mot forlandene. De er å oppfatte som de første anlegg av de kommende allochtone dekker (embryonale folder).

Om den eruptive virksomhet innbefattet metamorfosen i tiden for geantiklinalens oppstigning er først å notere at i geosynklinalsedimentene der ligger som en hette over de oppstigende sialmasser vil det som nevnt være rimelig å anta at det er foregått en sterk kontaktmetamorfose og dessuten forskjellige grader av injeksjonsmetamorfose og vel også palingene prosesser, dannelse av migmatitt m. v. Disse kontaktmetamorfe prosesser må være av helt annen art enn den dynamo-

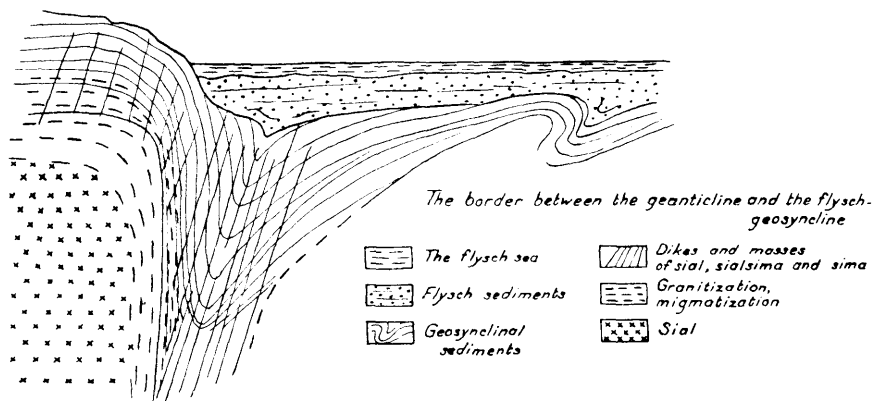


Fig. 6. Profil som skal vise hvorledes man kan tenke seg grensen mellom geantiklinalen og en flyschgeosynklinal.

metamorfose med stress som er foregått under de senere inntredende store foldninger og overskyvninger.

Den geantiklinale periode er å oppfatte som en forberedelse, en tilretteleggelse for den kommende, skyvedekkenes (overfoldningenes) tid (Kober). Perioden omfatter et langt tidsintervall, for Kaledonidene mange millioner år. I denne tid antas det at det horisontalt virkende trykk bare har foranlediget embryonale folder og mindre inverteringer. Det må dog bemerkes at en del geologer regner med glidning av lagene nedover de antiklinale fjellkjeder og videre skyving. Den store foldning og skyving må imidlertid antas å være foregått på et senere stadium, for Kaledonidenes vedkommende i silur-devontiden. Av disse betraktninger skulle således fremgå at stress må ha vært meget moderat i geantiklinalperioden. Det er de kontaktmetamorfe fenomener som har vært den herskende metamorfose i denne tid, spesielt i fjellkjedens sentrale deler. I grenseområdene vil kontaktmetamorfosen kunne være etterfulgt av dynamometamorfose med stress.

En eiendommelig vulkanisme i flyschsynklinalene omtales da den øyensynlig har meget stor betydning. Jeg har oppfattet det således at fjellkjedegeologene regner med en vulkanisme som er foregått fra sial og sial-sima opp gjennom de dypest nedtrykte deler av flyschsynklinalene. Kanalene for denne vulkanisme er antydnet i fig. 5 og 6. Denne vulkanisme er antagelig både sur, andesittisk og basaltisk. Det antas at flyschsynklinalene i den geantiklinale periode er blitt trykket meget dypere ned enn den opprinnelige geosynklinal.

Flyschsynklinalene i Trondheimsfeltet må være trykket ned mot sima, det er ellers vanskelig å forklare den store mengde av simaganger som opptrer i synklinalene, spesielt i de deler som ligger nær sentralsonen.

Jeg har gått ut fra at fjellkjeden er symmetrisk bygget. Det er ofte avvikelser fra sådan symmetri, men der er i utviklingen av en fjellkjede dog en tendens til symmetri omkring en sentralsone.

Fjellkjedeteoriens anvendelse på Trondheimsfeltet.

Som man vil ha sett av beskrivelsen av Trondheimsfeltet er der en påfallende symmetri omkring midtre Trondheimsfelt (Gulaskiferen). Det kan neppe være tvil om at Gulas skifersandsteinsfelt representerer sentralsonen og at man har en flyschsynklinal på hver side, nordvestsiden og sydøstsiden. Også vulkanismen er symmetrisk. Et flyschområde opptrer i hver sin flyschsynklinal. I foldnings- og skyveperioden har der foregått forandringer, men den nevnte struktur er dog ennå helt tydelig. Om dette henvises til neste avsnitt.

De tidligere beskrevne figurer kan uten videre anvendes på Trondheimsfeltet.

Sentralsonen er tydelig utviklet. I Trondheimsfeltet kan man ikke direkte se selve sial avdekket i større utstrekning. Taket, det vil si hetten av geosynklinalsedimenter, er ikke erodert helt bort, men er for en stor del oppbevart.

Skifrene i denne antyklinal er av Kjerulf kalt for Gulaskiferne (Gulagruppen). Denne gruppe er på mange steder meget sterkt gjennomsett av intermediære til sure eruptiver, som av Goldschmidt er kalt for trondhjemitt-opdalittstammen. (Goldschmidt 1915 og 1916). Törnebohm (1896) anfører at det er atskillig som taler for at de opptredende granittiske eruptiver utvider seg mot dypet. Det er således mer å se av disse eruptiver i dalene enn i fjellene. Alt dette synes jeg taler bestemt for at det er fjellkjedens sialrygg som vi har utløpere av her og at Gulagruppen derfor er taket over denne rygg, som således skulle representere Kaledonidenes sentralsone.

Om trondhjemitttrekkens (sials) innflytelse på skiferne kan henvises til Goldschmidts publikasjon om »die Kalksilikatgneise und Kalksilikat-Glimmerschiefer des Trondhjem-Gebiets« (1915). Det er et kildekrift av største betydning for den oppfatning jeg har fremsatt her. Goldschmidt beskriver kalksilikatgneisene og kalksilikatskifrene

i Gulagruppen og i det hele den omvandling som skifrene har vært utsatt for ved påvirkning av de oppstigende eruptivmasser. Pag. 5 sier han: »Die metamorphen Gesteine der Gulagruppe leiten sich von sehr verschiedenartigem Ursprungsmaterial ab. In ganz unmetamorphem Zustande sind Gulagesteine nicht bekannt, doch lassen sich aus der Art der metamorphen Produkte folgende Ausgangsmaterialien erkennen: Mergelschiefer und Mergelsandsteine, Tonschiefer und bituminöse Tonschiefer, Sandsteine und (seltener) Kalksteine.« Goldschmidt har undersøkt flere tusen tynnslip fra Gulaskifrene og kom til det resultat at skiferne har vært utsatt for en kontaktmetamorf regionalmetamorfose. Det opptrer i midten av Trondheimsfeltet soner av bergarter med forskjellig grad av metamorfose. De stryker i retning nordøst—sydvest og har maksimum av metamorfose langs det strøk midt i Trondheimsfeltet som Kjerulf kalte for den metamorfe sone. De minst metamorfe Gulaskifre, sier Goldschmidt, er typiske kvarts-muskovitt-klorittskifre av oftest ringe kornstørrelse og makroskopisk av fyllittisk habitus. Fargen er grønnlig-grå til grå, til dels svartfarget av kullsubstans. Klastiske kvartskorn er tydelig å se i tynnslip. Ikke sjelden sees også albitt som klastisk bestanddel. Kalkspat, dolomitt m. v. sees også. De kalkholdige skifre interesserer spesielt fordi de ved metamorfosen har gitt anledning til dannelsen av kalksilikater. Den sterkere metamorfose er av Goldschmidt på hans kartskisse angitt ved biotittsoner og en granatsonen. I almandinsonen inntreer andre kalkholdige silikater som amfibol og mineraler av klinozoisitt-epidotrekken. Granatsonen omfatter også bergarter med enda sterkere metamorfose som staurolittskifer og skifer med andalusitt, disthen og til dels sillimanitt. På mange steder kan man studere den fremadskridende plagioklasdannelsen. Innover i den sterkeste metamorfe sone kan man følge denne plagioklasdannelsen både i mengde og anortittgehalt.

Goldschmidts påvisning av kalksilikatgneisene og kalksilikatglimmerskifrene i Gulaskiferne viser at sedimentene i Gulagruppen til dels er sterkt kalkholdige. Det kan stemme med at det er den eokambriske Brøttumavdelingen som opptrer her. Den består for en stor del av sådanne bergarter som ved metamorfose kunne gi kalksilikatmineraler. Kalksteiner, mergelskifer og kalksandsteiner er vanlige i Brøttumavdelingen, særlig i den øvre del, hvor den går over i Biriavdelingen. Goldschmidt var dog aldri inne på den tanke at det var eokambrium i Gulagruppen. Han gikk som vanlig ut fra at det var kambrosilur.

Mitt personlige kjennskap til Gulagruppen stammer fra årene 1905

—12, da jeg arbeidet med geologisk kartlegging i Trondheimsfeltet. Dessuten har jeg foretatt undersøkelser senere. I den første tid oppfattet jeg Gulagruppen som yngst. Etter mer omfattende studier er jeg kommet til den oppfatning som jeg har omtalt ovenfor at Gulagruppen er eokambrisk og opptrer antiklinalt. I den anledning minner jeg om at C. W. Carstens i 1920 har fremsatt den oppfatning at Gulagruppen er en antiklinal foldning av Rørosskifrene. Det kart Goldschmidt har utarbeidet over de metamorfe mineralfacies er nokså skjematisk. Graden av metamorfose har bl. a. vært avhengig av avstanden til de sialbergarter som ligger på et større eller mindre dyp. En forholdsvis lav metamorfose sees over strøket Budalen—Kotsøyen—Rognes. Her opptrer skifre i veksel med blåkvarts. Bergartene her kan godt tenkes å være identiske med den eldre sparagmitt i Gudbrandsdalen.

Da det er oppfatningen at det her handler seg om en kontaktmetamorfose foranlediget av en oppstigende sialmasse langs fjellkjeden, henvises til de publiserte oversiktskarter over Syd-Norge (Wereniskiold 1910), hvor der er inntegnet en del kjente felter av trondhemitt-opdalittstammen. Man kan også se på kart Norden av Gavelin og Magnusson og Törnebohms kart over Centrala Skandinavien. Det henvises også til fig. 7 som viser hovedtrekkene av geologien i Trondheimsfeltet.

Opdalitt er særlig kjent fra Trondheimsfeltets vestsida mellom Oppdal og Innset. Diorittiske typer kjennes som differentiasjoner i de større massiver av trondhemitt. I de sentrale deler av Gulafeltet opptrer mest det sure ledd, trondhemitt. Et interessant moment er at ved feltets øst- og vestsida er trondhemitten protoginartet. Kjerulf kalte bergarten for protogingranitt. I midtre del av Trondheimsfeltet er trondhemitten mindre eller lite presset. Den pressete protogintypen finnes ikke der. Man kan også uttrykke det således at i midtre del av feltet er der antistressmineraler, ut mot sidene stressmineraler. Goldschmidt har beskrevet porfyrittiske trondhemitter. De fører som innsprengninger plagioklas og ofte kvarts. Det kan her bemerkes at de porfyrittiske ganger i østre og vestre Trondheimsfelt som er omtalt tidligere vanligvis ikke inneholder kvarts.

Et spørsmål er hvorledes man skal oppfatte trondhemittserien. Min oppfatning er at trondhemittene stammer fra en sialmasse i dypet. De er injisert oppover og utover i dekket eller hetten av geosynklinal-sedimenter.

Det er i tilfelle eiendommelig at man har denne utvikling med plagioklasholdige eruptiver i antiklinalens tak og spørsmålet kunne da bli om sialmasen i dypet i tilfelle er granittisk, altså med kalifeltspat som vesentlig bestanddel. Goldschmidt har funnet at det leilighetsvis er en liten gehalt av mikroklin i trondhemittene. Han har funnet at på øyene på Vestlandet (Stord, Bømmeløy m. fl.) er der granitt ved siden av trondhemitt. Granitt er her overveiende over trondhemitt. Det er sannsynlig at bygningen her er den samme som i Trondheimsfeltet, og det kan også være rimelig å anta at nivået på Vestlandet ved havet er dypere ned mot sialmassen. Det henvises til Reusch's kart (1888).

I Nord-Norge er det også store masser av kaledonske, granittiske masser som sannsynligvis svarer til den sialske sentralsonen. De finnes langs kysten i en lang rekke av granittiske eruptiver som kan følges omtrent til Kvænangen. Vi kommer her imidlertid inn på et stort og viktig spørsmål, nemlig sentralsonens fortsettelse fra det sentrale Trondheimsfelt mot sydvest og nordøst. Her gjenstår ennå meget forskning. Mot nordøst, altså fra Trondheimsfeltet over Namdalen og oppover Nord-Norge kan for tiden sies at vi lenge har vært oppmerksom på at det omkring kysteruptivene er eiendommelige kontakt-dannelser i de omliggende skifre, kalksteiner og gneiser. Vi har således i grafittforekomster funnet krystallinsk grafitt og diopsid som tyder på at det er kontaktforekomster. Jeg kan også nevne at H. Bjørlykke har funnet at Husvik sinkforekomst i Tjøtta viser kontakt-mineraler. Gneisene og skifrene nordpå ser ut til i stor utstrekning å være lignende kalksilikatbergarter som Goldschmidt har beskrevet fra Trondheimsfeltet. Det henvises også til de opplysninger Foslie har gitt om diopsid-tremolittskarn i Melkedalen i Ofoten (1946) og til Th. Vogts beskrivelse av kontaktmetamorfosen i Nord-Norge (1909 og 1916).

Mot sydvest fra Trondheimsfeltet har man først Hardangervidda—Jotunheimen—Møre—Romsdal. Dette område som geologene lenge har fundert på er noe for seg selv. Et eiendommelig trekk her er som nevnt før at Hardangervidda—Jotunheimen ikke viser noen klar utvikling av Støren—Bymarkgruppens grønne, spillittiske bergarter og heller ikke noen kisforekomster. Dette spørsmål skal bli behandlet i et senere avsnitt. Lenger vest kommer den samme bergbygning som i Trondheimsfeltet atter fram, og den strekker seg over store deler av Vestlandet.

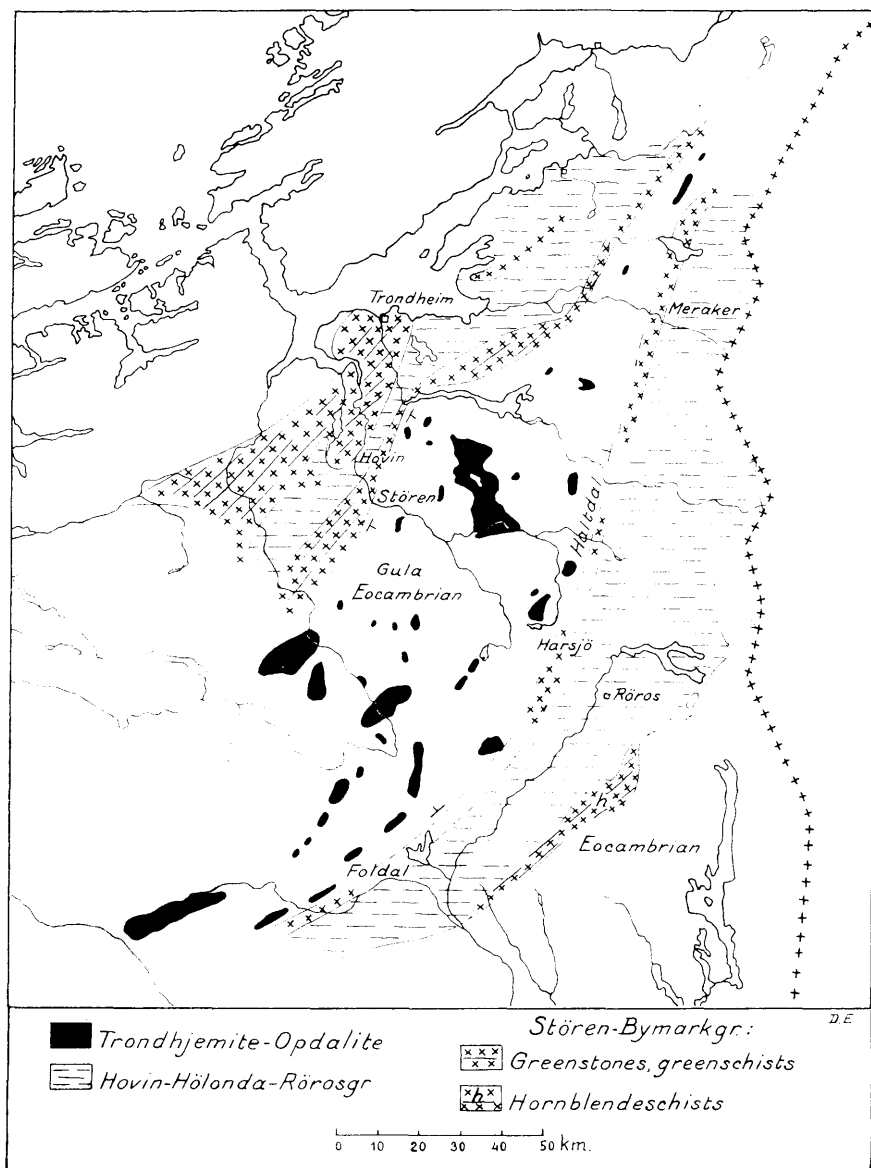


Fig. 7. Geologisk kartskisse over Trondheimsfeltet.

Såvidt jeg for tiden kan se antar jeg med nokså stor sikkerhet at den sentrale geantiklinal (sentralsonen) strekker seg i en sone med tverrsnitt fra Evanger til henimot Hardangerfjorden og i lengderetningen fra nordøst over Vik—Vossestranden over Fusa—Tysnesøya, Stordøy og Bømmeløya (Bømlo) i sydvest.

Flyschsynklinalene.

Etter de undersøkelser som er gjort kan det neppe være tvil om at der i østre og vestre Trondheimsfelt er en synklinal. I østre Trondheimsfelt strekker den seg fra sentralsonen (Gulaskifrene) til Atnasjø—Riksgrense antiklinalen og i vestre Trondheimsfelt fra sentralsonen til henimot Vestranden.

Forholdet kompliseres ved den inversjon som ble nevnt tidligere og som skal nærmere omtales i avsnittet om foldningene og overskyvningene. Øverst i disse flyschsynklinalene ligger flyschen, nemlig Hovin—Hølundagruppen i vestlige Trondheimsfelt og Rørosskifrene m. v. i østre Trondheimsfelt. Under flyschen ligger underst de eokambriske geosynklinalsedimenter og derover den kambriske Støren—Bymarkgruppes grønnsteiner og grønne skifre m. v. Sistnevnte bergarter har utgående i de tidligere omtalte inversjonssoner. Ved Riksgrense—Atnasjøantiklinalen er der som nevnt noen hornblendeskifre som kan være den mot øst utgående del av disse grønnsteiner. Det henvises herom til G. Holmsen (1915). I flyschen er der som nevnt til dels funnet fossiler, således på Kjølhougene i Meraker og i alunskifre ved Nordaunevold (Th. Vogt 1940). Vest for Kjøli gruver er av Disler funnet konglomerater og skifre som antagelig er ordoviciske. Schetelig har omtalt konglomerat ved Sætersjøen vest for Røros (Holmsen 1915). K. O. Bjørlykke (1905) omtaler konglomerat ved Høståens utløp i Folla, nordvest for Alvdal. Videre har man det kjente serpentinkonglomerat ved Otta. De fleste geologer vil kanskje stille seg skeptiske til min oppfatning at Støren—Bymark ligger under Rørosskifrene. Jeg kan hertil si at den eneste måte å gi svar herpå er at der bør settes diamantborhul gjennom Rørosskifrene f. eks. ved Djupsjøen i Hitterdalen. Til det nordvestre flyschhav må regnes de fossiler som er funnet i Hovin—Hølundalagene i Guldalen og i Åsen i Innherad. Det samme gjelder fossilene ved Kalstad i Orkedalen. Alle disse fossiler regnes for å være av ordovicisk alder. Støren—Bymarkgruppen må som nevnt regnes for å være av kambrisk alder. Den tilhører stigningsperioden. Den geantiklinale fjellkjede (sentralsonen)

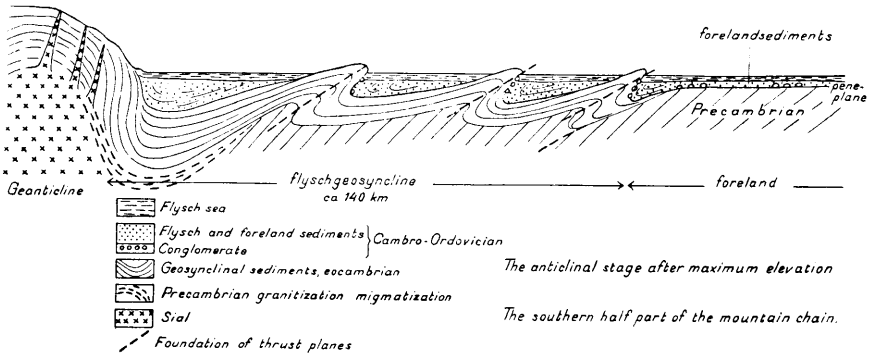


Fig. 8. Kaledonsk geantiklinal med parallellantiklinaler og forland.

begynte stigningen i subkambrisk tid og den varte antagelig gjennom hele kambrium og noe ut i ordovicium.

Som det tidligere er omtalt ble flyschsynklinalene ved parallellantiklinaler delt i flere mindre synklinaler og havene ble delt i parallelle havbassenger som muligens har strukket seg langs hele fjellkjeden. Dette er illustrert ved fig. 8 som viser et skjematisk tegnet profil av den sydøstre halvdel av den kaledonske fjellkjede.

Det henvises også til strukturkartet, fig. 16.

På kartet har jeg forsøkt å angi sydgrensen for parallellantiklinalenes rot. Det viser seg da at umiddelbart syd for de 2 sydligste inver-sjonslinjer, nemlig Ringsakerantiklinalen og Hundorpantiklinalen, er der i tidens løp påvist felter av henholdsvis kambrium-ordovicium og ordovicium. Törnebohm har ment at noen felter av skifer i Sollia er kambrosilur. I tilfelle ligger de like syd for Atnasjøantiklinalen. Alle disse felter er flysch eller flyschsamtidige sedimenter avsatt i hvert sitt basseng (synklinal).

Ennå et forhold må omtales, da det er av interesse i forbindelse med de to flyschhav. Det nordvestre flyschhav vil etter de slutninger jeg har gjort ha strukket seg mot nordvest fra en linje som omtrent går over traktene Støren—Hovin. Det sydøstre flyschhav vil ha strukket seg mot sydøst eller øst fra en linje over Meraker—Tydal—Haltdal—Harsjø—Foldal. De ordoviciske fossiler som er funnet i det nordvestre område viser amerikansk utvikling, mens de som finnes i det sydøstre område viser baltisk utvikling. Det resultat jeg er kommet til med den antiklinale fjellkjede midt i Trondheimsfeltet gir således en naturlig forklaring på dette forhold.

Overfoldningenes og skyvedekkenes tid.

Vi har fulgt Den Kaledonske fjellkjede gjennom de første stadier i dens utvikling, nemlig geosynklinaltiden, da akkumulasjonen foregikk, videre gjennom den geantiklinale tid, da den sentrale fjellkjede steg rett opp og deretter ble mer eller mindre avsenket ved erosjon og eventuelt også ved sammenbrudd. Flyschen er dannet og vi er dermed nådd til slutten av ordovicium. Allerede i denne tid vil den sentrale fjellkjede (geantiklinalen) ha fått en viss overfoldning med retning mot forlandene og de parallelle antiklinaler en overfoldning mot sitt nærmeste forland (embryonale folder). Etter hvert blir denne overfoldning mot forlandene mer utpreget. Ved slutten av ordovicium setter den kraftig inn, en ny tid begynner, foldningenes og skyvedekkenes tid. Antagelig er det foregått således at forlandene presses innover mot fjellkjedens sentrale akse. Derved presses antiklinalene som store folder utover flysken. Der følger med sial og sima og flak av prekambrium. Årsaken til at forlandene presses mot hverandre har man bl. a. søkt å forklare ved jordskorpens kontraksjon.

Det er naturligvis ikke så enkelt å bevise at det er således orogenezen er foregått. Dekkene er sterkt erodert så det er bare rester som er oppbevart. Et bevis synes dog å kunne finnes ved nærmere studium av disse rester.

Undersøker vi profilet fra Mjøsa mot nordvest over Trondheimsfeltet så har vi tidligere vist den normale lagfølge i profilet. Videre ble det påvist at der er flere inversjoner som alle følger antiklinalene etter parallelle linjer. Et viktig moment er også at de rester man har oppbevart av de allochtone dekker ser ut til å være invertert. Overensstemmende hermed er det visstnok alltid i dekkene det yngste geosynklinalsediment som ligger underst, umiddelbart over flysken (ordovicium).

I de sydlige områder, Mjøsa og Gudbrandsdalen, er det således alltid Ringsakerkvartitt som ligger underst. Over den finner man på en del steder Vardalssparagmitt og til dels Birikalk.

I Trondheimsfeltets allochtone dekker ser man flere steder grønnsteinsgruppen (Støren—Bymark), umiddelbart over flysken.

I det følgende skal vi gjennomgå profilene ved de tidligere omtalte inversjoner og søke å vise at der foreligger antiklinaler som er foldet ut over flysken.

Mjøsprofilen i Ringsaker. Ringsakerinversjonen.

Dette profil er vist i fig. 1. I fig. 9 er vist hvorledes jeg forklarer tektonikken. Man kan se Ringsakerkvartsitten ligge autochtont under kambrium-ordovicium flere steder ved Mjøsstranden og ved Solbergåsen på Neshalvøya. På Ringsaker kan man se at Ringsakerkvartsitten har lagt seg over kambrium-ordovicium og Vardalssparagmitt over Ringsakerkvartsitt. I Høsbjørkampen sees at Ringsakerkvartsitten har lagt seg over kambrium-ordovicium og det er mulig at der i toppen av Høsbjørkampen er spor av Vardalssparagmitt over Ringsakerkvartsitten. I profilet har jeg også tegnet den øverste fløy av antiklinalen, men den er helt erodert. Den gamle, kjente Ringsakerinversjon forklares således som en antiklinal som er presset sydover så den har lagt seg over kambrium-ordovicium. Den røde sparagmitt, Moelv-sparagmitt og Ekreskifrene passer ikke inn i denne oppfatning av tektonikken, hvis de forutsettes å være av eokambrisk alder. Men som jeg tidligere har fremholdt har disse bergarter ikke geosynklinal karakter. De kan muligens antas å representere yngre molasse og dannet ved erosjon av den antiklinale overfoldning. I profilet er derfor Moelv-sparagmitt satt hvit, altså uten spesiell betegnelse. Lengden av overfolden må minst bli fra Moelv til Høsbjørkampen, ca. 15 km. Inversjonen følger den på strukturkartet, fig. 16, opptrukne linje, merket I.

Hundorp—Fåvangprofilet (Bålseter) med inversjon.

Her sees Ringsakerkvartsitten autochtont under ordovicisk skifer, hvori K. O. Bjørlykke har funnet graptolitter (1905). Syd og sydvest for Bålseter sees Ringsakerkvartsitt invertert imot graptolittskiferen ved Åsen.

Vardalssparagmitt ligger invertert over kvartsitten og Birikalk over Vardalssparagmitt. Lagserien sees igjen i nordre side av Gudbrandsdalen ved Hundorp. Her ligger den atter normalt. Inversjonen sees i et høydedrag som strekker seg langs hele nordsiden av innsjøen Gampen. Høydedraget kalles Gompeberget og består av Ringsakerkvartsitt. Det er ca. 70 meter høyt og har steile sider. Ved Bjørnstull ser man at Ringsakerkvartsitten har lagt seg over graptolittskiferen. Den øvre del av folden er erodert bort og den viser seg først, som nevnt, i dalsiden nord for Hundorp. Törnebohm har vært oppmerksom

på at Birikalken ligger over kvartssandsteinen ved Bålseter. Det samme sees i Gudbrandsdalen ved Elstad. Forholdet kan sees på K. O. Bjørlykkes kart over rektangel Gausdal (1893).

Det er mulig at man ved nøyere undersøkelse kan bestemme hvor lang Hundorpfolden er. Foreløpig kan jeg ikke si noe bestemt herom. Østover vil inversjonen antagelig omtrent følge den på strukturkartet fig. 16 opptrukne linje merket II. Som holdepunkter har man feltene av flysch (ordovicium) og de allochtone dekker, nemlig Koppangdekket, som er angitt av Törnebohm, og Kvitvoladekket. Det klassiske sted for disse studier er Høgberget i Engerdal som er beskrevet av Törnebohm (1896), K. O. Bjørlykke (1905) og O. Holtedahl (1921).

Lagrekken her må være helt invertert, da Biriavdelingen ligger over kvartssandsteinen.

Om den røde Moelvspargmitt i Høgberget som ligger lavere enn de ordoviciske lag, mener jeg at den er dannet ved erosjon av det allochtone dekke. Den skulle således ikke strekke seg inn under ortocerkalken og ogygiaskiferen. Forholdet ville sikrest kunne avgjøres ved et diamantborhull gjennom hele lagserien ved Høgberget gård. Det kan naturligvis tenkes at den ordoviciske lagserie kan være skjøvet noe, men det er i tilfelle neppe særlig meget.

Hundorp—Fåvang inversjonen kan som nevnt følges i en bue mot vest og nordvest. Den sees også ved Golå. (Werenskiold.) Det er antagelig i denne inversjon Espedalsdekket har sin opprinnelse.

Det henvises til fig. 2 og fig. 10.

Den geantiklinale sentralsone med inversjoner.

Allerede i den geantiklinale periode har den sentrale geantiklinal fått en overfoldning mot forlandene og flysken (ordovicium) er avsatt i flyschsynklinallene. Lagserien er herunder blitt invertert og i den følgende sterkt orogene periode, de allochtone dekkers tid, er geosynklinallagene i sentralsonen som store folder presset utover flysken. Som tidligere beskrevet er inversjonssonene i østre og vestre Trondheimsfelt ganske godt kjent (fig. 7 og 16). Støren—Bymark og eldre lag er invertert i forhold til ordovicium, nemlig Rørosskiferne og Hovin—Hølonde. At der virkelig foreligger en overfoldning således at en stor fold har lagt seg utover flysken har man hittil ikke vært klar over. C. W. Carstens (1920) har notert grønnstein over Hovin i Forbordfjell

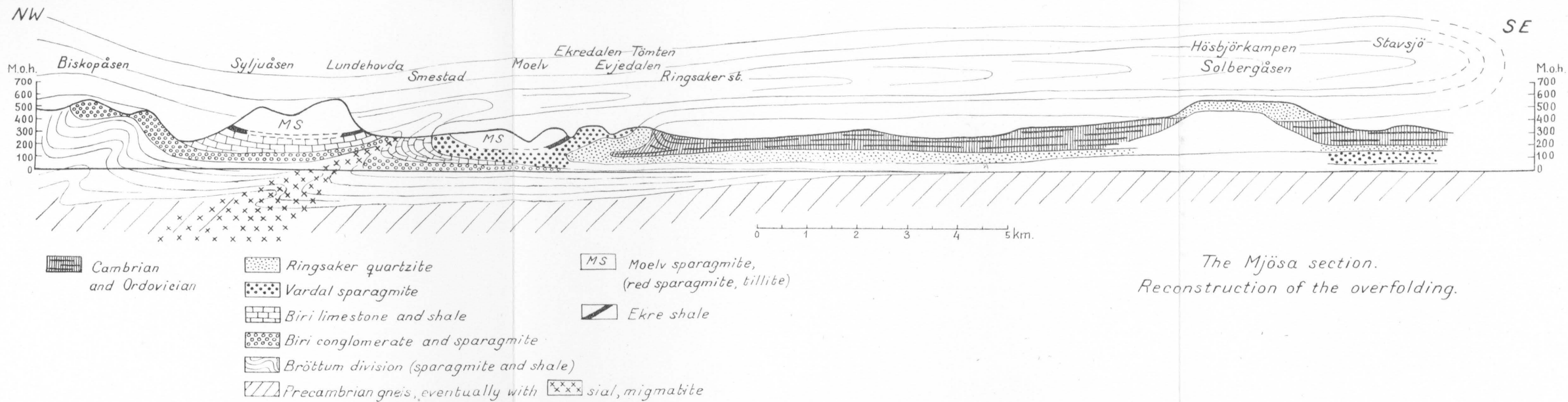


Fig. 9. Profilet ved Mjøsa (se fig. 1) med rekonstruksjon av overfoldningene.

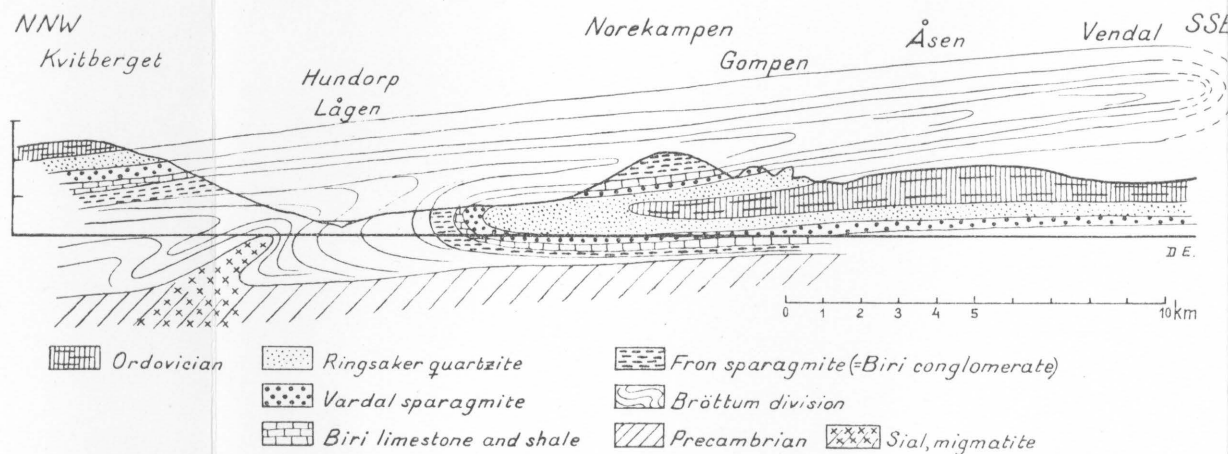


Fig. 10. Profilet ved Hundorp (se fig. 2) med rekonstruksjon av overfoldningene.

på rektangel Stjørdalen og regner den for en yngre vulkanisme. Det turde dog være sannsynlig at det er overfoldning av Støren—Bymark.

For mange år siden og også i senere år har jeg vært på Hølonda. Det er min oppfatning at Støren—Bymark grønnsteinen flere steder ligger over Hovin—Hølonda lagene.

I et foredrag i Stockholm har Th. Vogt meddelt at han har påvist Støren—Bymark overskjøvet over Hølonda.

Østre Trondheimsfelt er analogt med det vestre. Som nevnt har man langs den tidligere anførte inversjonssone, Foldal—Haltdal, en lignende grønnstein som ved Støren. Grønnsteinen ligger muldeformet under Rørosskiferne (Rørosgruppen), som svarer til Hovin—Hølondagruppen i vestlige Trondheimsfelt. Begge grupper oppfattes som flysch avsatt i en østlig og en vestlig flyschsynklinal. Rørosgruppen viser forskjelligheter fra Hovin—Hølondagruppen. Der er mer konglomerater i den vestlige gruppe og man har funnet flere fossiler enn i Rørosgruppen. Ved kartleggingen er der dog påvist konglomerater, således ved Kjøli, ved Setersjøen og også videre mot Foldal er der funnet konglomerat. Fossiler av ordovicisk alder er som bekjent funnet ved Nordaunevold og på Kjølhougene.

Den vanlige Rørosskifer som man finner den ved Røros er utviklet som en sericittisk skifer som ofte kan brukes som takskeer. I det store og hele viser Rørosgruppen antagelig noe høyere metamorfose enn Hovin—Hølondagruppen.

At grønnsteinsgruppen (Støren—Bymark) ligger under Rørosgruppen er ikke så helt enkelt å påvise. Den sikreste metode ville være å benytte diamantboring. Grønnsteinen viser seg i den østlige del av synklinalen som noen hornblendeskifer mellom Rørosskiferen og sparagmitten. Sammen med den er der som nevnt hyppig atskillig øyegneis.

Antagelig er både sparagmitten og grønnsteinsgruppen under granitiseringen i større eller mindre grad blitt til øyegneis.

Per Holmsen har i sin beskrivelse av kartblad Tynset (1950) vist at der opptrer grønnstein mellom sparagmitten og Rørosgruppens skifer. Han antar at det er Støren—Bymarkgruppen. Den opptrer sammen med øyegneis og rød skifer. Den sone han har kartlagt er nettopp den østlige del av synklinalen. Den vestlige del av synklinalen (inversjonen) kommer ikke mer enn så vidt inn på Tynsetbladet ved elven Lona.

Denne sone er kartlagt av Marlow på kartbladet Foldal (1935). Skifrene sydøst for sonen av hornblendeskifer kaller Marlow for fyllitt

og skifrene nordvest for sonen er betegnet som kvartsrik glimmerskifer. Etter min oppfatning hører førstnevnte skifer til Rørosgruppen, mens de kvartsrike glimmerskifer tilhører den eokambriske Gulagruppe.

Det er heller ikke så lett å iakttå at Støren—Bymark-gruppen ved inversjonen er foldet utover Rørosskifrene. Grunnen til det er at det meste av folden er erodert. Man har imidlertid lenge vært oppmerksom på at der øverst i Rørosgruppen er grønnstein og grønne skifer. Både Törnebohm og C. W. Carstens har observert dette. Man har antatt at disse grønne skifer representerer Støren—Bymarkvulkanismen som man antok var yngre enn Rørosgruppen og til dels allerede var begynt i Rørosgruppens tid.

Min oppfatning er at grønnsteinsgruppens overleiring over Rørosgruppen er tektonisk og at denne basaltiske vulkanisme i virkeligheten er eldre enn Røros. Vulkanismen har imidlertid tydelig fortsatt i Rørosgruppens tid (ordovicium) dels som en basaltisk dels som en andesitisk vulkanisme. Blant de eruptiver som man finner fra denne tid merkes injeksjoner av porfyritter, gabbroer og peridotitter.

Inverteringen og overfoldningen er sikkert ledsaget eller etterfulgt av overskyvninger.

Erosjonen har bare etterlatt få rester av folden eller skyvedekket så det blir bare spredte iakttagelser som man må søke å kombinere. Et viktig moment som taler for en overfoldning er inversjonen og at det alltid er det yngste geosynklinalsediment som danner dekkets underlag. Det viser at dekket selv er invertert.

Profilen fra Støren til Singsås og videre til Haltdalen viser interessante forhold. Man følger hovedveien langs elven Gula og kjører da gjennom hele sentralsonen. Bergarten er Gulaskifer som antas å være den eldre sparagmitt (Brøttumavdelingen). Der sees en vekslings av mørk skifer og mørk sandstein eller sparagmitt, til dels kvartsitt eller kvartsrik glimmerskifer. Fra Støren og sydøstover er der svak metamorfose. Videre blir metamorfosen sterkere. Etter hvert blir skiferen farget brun av biotitt. Dessuten er der en stigende mengde av kvartsinjeksjoner. Man ser ofte ganger og massiver av trondhjemit. Ved Singsås er metamorfosen sterkest. Her er der store masser av trondhjemit. Det viser seg her at grensen mellom sandstein og trondhjemit til dels er nokså flytende. Der sees meget av kalksilikatmineraler. Fra Singsås avtar metamorfosen østover mot Haltdalen og etter hvert som man passerer inversjonen går metamorfosen over fra kontakt- og injeksjonsmetamorfose til metamorfose med stress. Det er av avgjørende betydning at det erkjennes at der er forskjell mellom Rørosgruppen og

sentralsonens skifre (Gulagruppen). Det er også viktig at man er klar over at Støren—Bymarkgruppen finnes som en lavahorisont mellom Rørosgruppen og Gulagruppen. Støren—Bymark opptrer over lange strekninger men er enkelte steder utpresset eller overdekket av yngre skifre.

Atnasjø—Riksgrenseantiklinalen.

Det turde være vanlig blant de norske geologene å regne med en antiklinal etter denne linje (III fig. 16). Geosynklinalsedimentene i antiklinalen må være erodert bort over store strekninger, og antiklinalen er visstnok også forandret ved nordsydlige forkastninger. Erosjonen er til dels nådd ned i tilsynelatende arkæiske bergarter. Flere steder sees konglomerater som av Per Holmsen (1943) og Chr. Oftedahl (1943) er kalt tillitter av eokambrisk alder.

Oversikt over fjellkjeden.

I fig. 11 ser man hvorledes jeg forestiller meg at tektonikken er i fjellkjeden. Man ser et skjematisk snitt fra Mjøsa gjennom Trondheimsfeltet til kysten ved Ørlandet. Den sydøstre halvdel av profilet er ganske godt kjent. Her er oppbevart så meget av fjellkjeden at man kan følge foldestrukturen.

Den nordvestre halvdel er som nevnt så sterkt erodert at man har ferre holdepunkter. Folden fra sentralsonen over Støren—Hovin mot Vestranden er dog tydelig og den derpå følgende fold er også til dels mulig å følge. Jeg har tegnet profilet fullstendig for å få fram min oppfatning.

Man ser hvorledes sentralsonen er blitt sterkt omformet med en fold og eventuelle skyvninger mot hvert sitt forland. De 2 liggende folder har et fall innover mot sentralsonens akse. Derved er der fremkommet en synklinal bygning av sentralsonen, mens den opprinnelig startet antiklinalt. Man får herved en forklaring på Goldschmidts foldningsgrøft (synklinal).

Th. Vogt (1922) har også oppfattet Trondheimsfeltets midte som en synklinal, mens C. W. Carstens antar at midten av Trondheimsfeltet er en antiklinal foldning av Rørosskifrene.

Den tilsynelatende synklinal karakter er fremkommet derved at flyschsynklinalene under orogenesisen er presset sterkt ned mot fjellkjedens sentrale del. Fjellkjedens rot har man kalt denne sentralsone (Kennedy 1948).

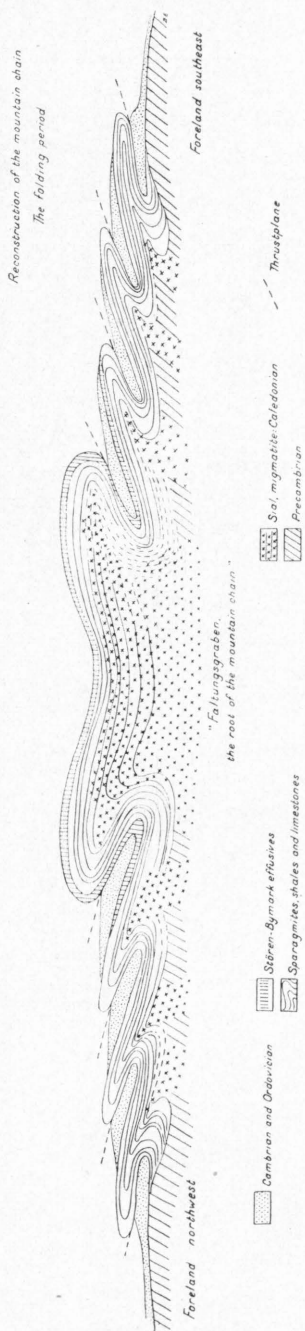


Fig. 11. Profil gjennom fjellkjeden fra sydost mot nordvest med rekonstruksjon av faldningene. Profilet skal også vise hvorledes man kan tenke seg faldningsgrøften som en til en viss grad sammensunket geantiklinal.

Et naturlig spørsmål er om der i fjellkjeden foreligger virkelige skyvedekker eller om de allochthone dekker i sin helhet kan forklares som overfoldning av store dimensjoner. Som man ser regner jeg med at der i den sydøstre halvdel av fjellkjeden foreligger 4 sådanne folder som alle har lagt seg over flysken (ordovicium). På det nærværende stadium kan man neppe gi tilfredsstillende svar. Man kan dog si med nokså stor sikkerhet at det neppe er nødvendig å anta at der i fjellkjeden foreligger meget lange overskyvninger. På den annen side er det sikkert at der finnes således Vardalssparagmitt skjøvet over alunskifer i Mjøsprøfilen (Vogt 1922) og der er også overskjøvet prekambriske flak. Kaledonske eruptiver er uten tvil fulgt med de store overfoldningene. Det riktigste turde være ikke så meget å tale om overskyvninger, men heller bruke uttrykket allochthone dekker.

Et eiendommelig trekk ved de store overfoldninger er en utpreget strekking og utvalsing. Det ser ut til at den antikinale fold strekkes mot forlandet. Samtidig som forlandet og flyschsynkinalene presses mot fjellkjedens sentrale del. Se fig. 12.

Ved denne strekking og valsing dannes der taksifer som vanligvis finnes nær eller i flyschlagene. Dette forhold er bl. a. tydelig å se ved Hundorp og Fåvang. Noen steder sees konglomerater med boller som

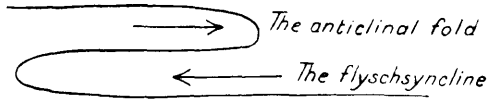


Fig. 12. Strekking under overfoldningen.

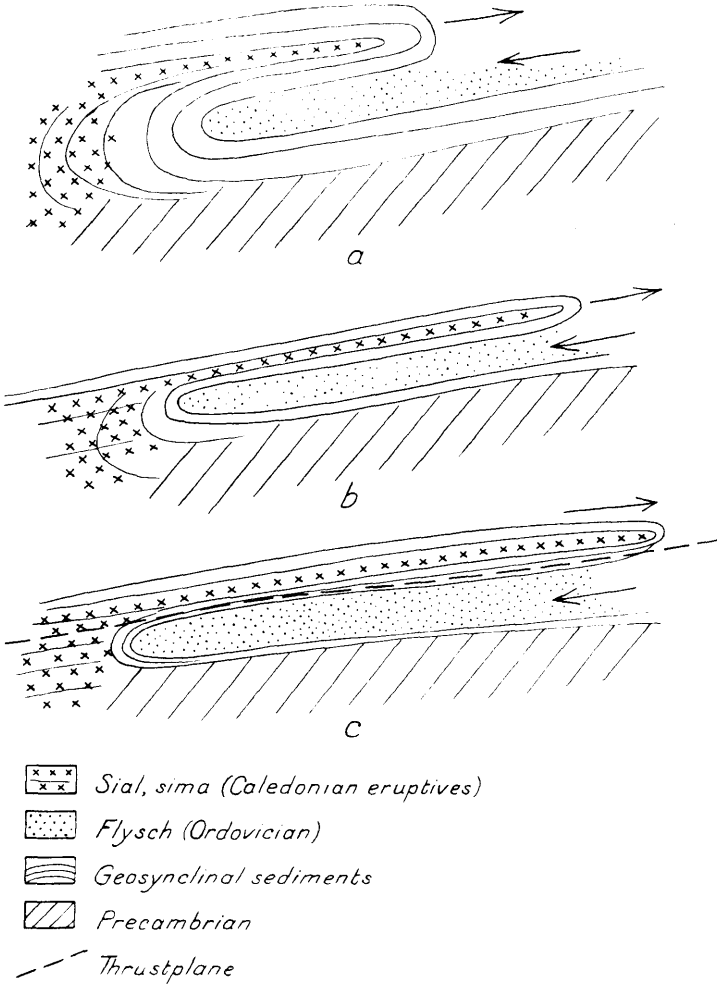


Fig. 13. Utvikling av en overfoldning til et skyvedekke.

er sterkt uttrukne i skyveretningen. Sannsynligvis har både de eokambriske geosynklinale lag og flysken deltatt i denne strekking. Dette forhold er et meget viktig trekk i fjellkjedens tektonikk. Lagene kan tydeligvis strekkes ut i stor lengde før sammenhengen brister. Samtidig med strekkingen minskes naturligvis mektigheten tilsvarende. Strekkingen kan til en viss grad betegnes som en overskyvning. Til slutt kan sammenhengen av lagene bryte og det kommer i stand et virkelig skyvedekke med et skyveplan etter midten av dobbeltfolden. Strekking (stress) kan forklares på den måte jeg her har fremstilt men den kan ikke forklares ved enkel overskyvning. Ved en sådan skyving blir der utvalsing men ikke stress, således som man i virkeligheten iakttar i fjellkjeden.

I fig. 13 er vist min oppfatning.

- a. viser overfoldning i et visst stadium.
- b. viser folden like før sammenhengen brister og
- c. er situasjonen etter bristepunktet.

Der er da oppstått et virkelig skyvedekke. Flere, f. eks. 4 etter hverandre liggende folder utviklet på nevnte måte kan således gi inntrykk av et eneste stort skyvedekke. Strand regner med et undre skyvedekke som er eldst og et øvre, yngre dekke. Mellom de 2 dekker ligger Valdressparagmitten. Ved mine undersøkelser i Hemsedal og Gol fant også jeg et øvre og et undre skyvedekke.

Ved den fremstilling som jeg gir nå og som sees av fig. 11 regner jeg med 3 eller 4 overfoldninger som alle antagelig i noen grad er utviklet til skyvedekker. Som jeg har nevnt tidligere tenker jeg meg at dekkene er startet som embryonale folder. Det er interessant at v. Gaertner også regner med embryonale folder i de norske Kaledonider (1950).

Av spesiell interesse er Törnebohms geologiske kart over det Centrala Skandinavi (1896). Man ser hvorledes hans skyvedekke (Sevedekket) har sin vestlige begrensnng etter en linje som stryker langs fjellkjeden kort øst for den sone som jeg ovenfor har anført som innersjøen i østre Trondheimsfelt. Det blir omtrent den samme rotsone som jeg er kommet til. De synspunkter vi er gått ut fra er noe forskjellig, men resultatet er til en viss grad det samme. Der er imidlertid den forskjell at Törnebohm stort sett antok at der er normal lagfølge i dekkene som blir virkelige skyvedekker, mens jeg mener at lagene er invertert. Jeg bruker helst uttrykket allochtone dekker, fordi jeg

antar der ikke foreligger ordinære skyvedekker, men rester av overfoldning til en viss grad kombinert med skyvning. Jeg må samtidig fremheve et annet likhetspunkt i oppfatningen, nemlig at også Törnebohm tydeligvis oppfattet det sentrale Trondheimsfelt som sentralsonen, hvorfra skyvedekkerne ble presset henholdsvis mot sydøst og nordvest.

Molasse.

De store folder som er beskrevet ovenfor og som er skjøvet utover flyschen mot forlandene består som nevnt av eokambriske geosynklinalsedimenter. Sammen med folden er fulgt med sial og sima og til dels flak av prekambriske bergarter. Der er foregått injeksjonsmetamorfose. En bergart som man ofte ser i dekkene er øyegneis med inntil hodestore porfyroblaster av mikroklin. I dekkene finner man granitter, monzonitter, gabbrobergarter og til dels olivinstein.

Fremskyvningen av de allochtone dekker er forbundet med dannelse av molasse ved erosjon av dekkene. Molassen er dels avleiret på ryggen av dekkene, dels foran fronten av de enkelte dekker. Det vil i stor utstrekning bli forholdsvis grovklastisk materiale som ikke har vært transportert særlig langt. Der vil også være avsatt finere materiale i sjøer og elver.

På grunn av de store høyder av fjellkjeden vil det være naturlig å tenke seg at der er dannet glasiale sedimenter, tillitter.

Det er bl. a. ut fra disse synspunkter jeg allerede tidligere har fremholdt at de røde sparagmitter neppe er eokambriske, men yngre. Samtidig med dannelsen av molassen i og ved fjellkjeden er der dannet lagserier utover forlandene.

Disse kratogene områder vil ved fremskyvningen av de store dekker (folder), hvorved der oppsto veldige randfjeller, være blitt trykket ned. Over forlandene må man regne med at der ved slutten av ordovicium var nokså grunne oseaner, men etter hvert som de ble trykket ned ble havet dypere. Dette kan stemme med at vi i overgangstiden finner littorale sedimenter som kvartssandsteiner og kalksandsteiner (etasje 5 og 6 i Oslofeltet). De forlandssedimenter som kom etter denne tid, silur og devon, vil svare til den tid da molassen ble dannet i høyfjellet.

Om molassen er det av særlig interesse, at der både makroskopisk og mikroskopisk er stor likhet mellom de røde sparagmitter med røde og grønne skifre ved Mjøsa og de devonske sandsteiner, konglomerater

og skifre mellom Smøla og Ørlandet i Trondheimsleden. De devonske sandsteiner er i virkeligheten røde sparagmitter. Røde og grønne skifre opptrer begge steder. Mineralsammensetningen av sparagmittene ved Mjøsa og på Ørlandet er mikroklin og kvarts og forholdsvis meget kalkspat. Sistnevnte mineral er tydelig å finne i tynnslip i begge felter. På Ørlandet og i Trondheimsleden er konglomeratene visstnok grovere og mer fremtredende enn ved Mjøsa og fargen på feltspaten kanskje noe mer fiolett i det nordlige område. Det er interessant at avstanden fra sentralsonen i midtre Trondheimsfelt til det nordvestre felt (Ørlandet) og i det sydøstre felt (f. eks. Engerdal) er noenlunde det samme. Det er også et av de trekk som viser fjellkjedens symmetri omkring sentralsonen. Av andre likheter mellom fjellkjedens nordvestre og sydøstre deler kan anføres at der på Fosenhalvøya er kjent helleberg som helt ligner det i Rondane, og flere steder har man skifre og kalksteiner som ligner de sydlige typene. Dessuten sees gneiser, glimmerskifre og biotittrik kvartsskifer. Det er en sådan kvartsskifer som utgjør hovedbergarten på Ørlandet. Den ligger under de devonske sedimenter. Jeg har hittil omtalt molassen i profilet Mjøsa—Ørlandet. Om forholdene ellers i fjellkjeden bemerkes at det vil være naturlig å regne devonen på Vestlandet som molasse, hvilket for øvrig turde være alminnelig oppfatning. De devonske konglomerater, sandsteiner, og skifre på Vestlandet hører til fjellkjedens nordvestre halvdel. I den sydøstre halvdel er forholdene uklare. Fossilfundene på Os, Stord og Karmøy tyder på at sedimentene der hører til overgangen fra flysken til molassetiden. Det henvises til Broch, Isachsen, Isberg, Strand: Bidrag til Skudenes Sedimentenes geologi. N. G. U. Nr. 155. Oslo 1940. Om devonen på Ørlandet henvises til Th. Vogt (1924).

Kulminasjoner og depresjoner.

I det foregående er omtalt den geantiklinale sentralsonen som følger midten av Trondheimsfeltet. Videre har jeg omtalt parallelle antiklinaler som er rettet mot forlandet. I den sydøstre halvdel av fjellkjeden kjenner man nå iallfall 3 betydelige antiklinaler (overfolder). Det er Ringsakerantiklinalen, Hundorpantiklinalen og Atnasjøantiklinalen.

Den nordvestre (vestre) halvdel av fjellkjeden er som nevnt ikke så godt kjent. Man får dog en oversikt over geologien ved å studere de geologiske rektangelkarter fra Kjerulfs tid. Feltet er også omtalt av

C. W. Carstens (1920). Th. Vogt har som nevnt beskrevet de devonske konglomerater, sandsteiner og skifre på Ørlandet. H. Ramberg (1943) har foretatt en undersøkelse av Veststrandens og Fosens regionalmeta-morfe bergarter og H. Carstens har utarbeidet et geologisk kart omkring Fosdalen, rektangel Steinkjær. Hans kart er ennå ikke publisert. Av interesse er at han har funnet ordoviciske fossiler i Hovinggruppen i dette felt. Videre henvises til publikasjoner av Wegmann (1925, 1926) og Richter (1943). Jeg har også reist en del på Fosenhalvøya. Da fjellkjeden på Fosen er sterkt nederodert er det for tiden noe usikkert med å bestemme antyklinalen her. Jeg antar der er en antyklinal Rissa —Beitstad og en langs sydsiden av Stjørnafjorden. De to siste finnes antagelig igjen på Hitra. Disse antyklinaler kan følges østover til Snåsa. De er så sterkt erodert at det meste av de overliggende geosynklinal-sedimenter (overfolder) er borte og man ser derfor granittisert arkæisk gneis og kaledonsk sial (trondhemitt, granodioritt og granulitt). Man finner dog en del hornblendeskifer, glimmerskifer og helleberg som regnes å være rester av geosynklinale sedimenter. Ved erosjonen er der dannet forskjellige sedimenter som vi nå finner som konglomerater og sparagmitter. Konglomerater finnes ved Verran og Beitstad, hvortil kommer de devonske konglomerater og sparagmittiske sandsteiner på Ørlandet og på øyene i Trondheimsleden. Disse sedimenter regnes dels som flysch, dels som molasse.

Antyklinalene har sin rot i geosynklinalens arkæiske bunn. Geosynklinalen har depresjoner og kulminasjoner. Det samme gjelder de under orogenesisen dannede flyschsynklinaler. Ved en fullstendig kulminasjon kommer synklinalenes bunn opp i dagoverflaten. Derved vil antyklinalenes røtter på begge sider av fjellkjeden løpe sammen i kulminasjonene. Flyschsynklinale har fått et utgående i dagen. De har fått form av langstrakte bassenger og fortsetter først lenger fram hvor ny depresjon begynner. En sådan kulminasjon sees i Snåsa. Jeg har kalt den for *Snåsakulminasjonen*. Den viser seg tydelig på strukturkartet (fig. 16). I Snåsa løper sammen røttene av sentralsonen og de nærmeste parallellantyklinaler.

Jeg kan om dette henvise til Törnebohms kart (1896) og til G. Holmsen (1915). Man kan også se kulminasjonen av Gavelin og Magnussons kart Norden.

Den eiendommelige Snåsakulminasjon har spesiell interesse. Dels på grunn av erosjon, dels på grunn av kulminasjon er flyschgeosynklinalenes bunn avdekket og kan studeres.

Den flyschsynklinal som begynner syd for Grong fortsetter nordover og synes etter en større depresjon å ha en kulminasjon omkring Tysfjord. En ny synklinal begynner med Håfjellsmulden (Foslie 1949) og fortsetter videre nordover. I 1922 skrev Vogt om synklinaler og antyklinaler i Nord-Norge.

Den sydøstlige flyschsynklinal kan fra Snåsa følges sydover. Den har sin største depresjon omkring Røros, hvoretter den går mot en ny kulminasjon ved Otta—Dovre. Det er denne kulminasjon som bevirker at strøket fra NØ—SW går over mot vest og i Gudbrandsdalen som tidligere omtalt til NW. Ved en fullstendig kulminasjon ville strøket bøye helt rundt og atter fortsette mot NØ. Ved Otta—Dovrekulminasjonen må man være oppmerksom på at man her er nær det romsdalske gneisområde.

På Vestlandet har man en tydelig kulminasjon i Bergensbuene. Som nevnt må man anta at sentralsonen går over Fusa og Bømmeløya (Bømlo) ut i havet. Der er en tydelig nordvestlig flyschsynklinal omkring Bergen. Foldningsaksen har tydelig vestlig fall. Denne synklinal kulminerer østover i Bergensbuene. Den sydøstlige flyschsynklinal sees omkring Ytre Hardanger og ved Stord og Karmøy, hvor der er synlig noen buer som viser en vestfallende foldingsakse. Det meste av denne synklinal er dekket av havet. Der er således også en kulminasjon av flyschsynklinalen i den sydøstre halvdel av fjellkjeden på Vestlandet.

Jeg har kalt kulminasjonen av disse flyschsynklinaler for *Vestlandskulminasjonen*.

Det vil forstås at det må foretas spesielle undersøkelser før man får full greie på forholdene men jeg finner det dog sikkert at det er kulminasjon som foreligger på Vestlandet og som er årsaken til de så meget omtalte Bergensbuer. Fjellkjeden er sterkt nederodert på Vestlandet, og da foldningsaksene er vendt vestover er der blottet så meget av geosynklinalens underlag (prekambrium), kaledonsk sial m. v. at det blir umulig å utrede forholdene hvis man ikke er oppmerksom på kulminasjonen.

Av strukturkartet fremgår det at de 2 flyschsynklinaler ligger direkte i fortsettelsen av de tilsvarende synklinaler i Trondheimsfeltet. Da den nordvestre flyschsynklinal på Vestlandet er sterkt nederodert er der ikke oppbevart så meget av de nordvestrettede dekker.

Hardangervidda—Jotunheimen—Møre—Romsdal.

Fjellkjedegeologene har lenge vært oppmerksom på det eiendommelige forhold at Trondheimsfeltets grønnsteiner, grønne skifre og kisene ikke finnes i Jotunheimen m. v. men først kommer igjen lenger vest i Vestlandsfeltet.

I korthet kan forholdet uttrykkes ved at høyfjellsformasjonene ligger på en jevn prekambrisk flate som fra en østvestlig linje trukket over et punkt noe nord for Finse er bøyet ned mot nord (Goldschmidt 1912). Man har i alminnelighet gått ut fra at denne overflate representerer det subkambriske peneplan. Ved Finse og sydover Hardangervidda er dette også sikkert. Beviset er bl. a. det subkambriske konglomerat ved Finse og alunskiferen på flere steder på Hardangervidda. Derimot har man ikke sikkerhet for at den del av prekambriums overflate som er bøyet ned mot foldningsgrøften er det subkambriske peneplan. Det må først og fremst være naturlig å anta at den betegner bunnen av geosynklinalen. Denne bunn må også være en overflate av prekambrium, men derfor er det ikke sikkert at den nettopp er det subkambriske peneplan.

Forholdet er at på Hardangervidda syd for Finse ligger alunskiferen m. v. direkte på prekambrium men lenger nord på den mot nord skrånende flate er der mellom alunskiferen og prekambrium en fyllittserie til dels med kvartssandstein, kvartsittskifer eller skifrig gneis. Meg bekjent er der på denne nordfallende flate aldri funnet sikre kambriske lag. Spørsmålet er om fyllitten representerer den underkambriske sandsteinskifer eller om den er en eokambrisk avdeling.

Et annet spørsmål er hvorledes det prekambriske underlag for geosynklinalen er beskaffent. Hvorledes er den jevne skrånende flate dannet? Dette er et av de store problemer i fjellkjedeforskningen. Jeg anser det som helt klart at man må gjøre forskjell på peneplanet og geosynklinalens bunn. Peneplanet rekker ikke lenger nord enn til den nevnte Finselinje. Denne representerer geosynklinalranden. Mot syd har man forlandet. I den geantiklinale periode ble geosynklinalen om-dannet til flyschsynklinal og flyschhavet transgrederte utover forlandet fra Finselinjen og sydover.

Geosynklinalranden kan følges østover forbi Gol og over til Ringsaker. Mellom Hallingdal og Valdres kjenner vi et subkambrisk konglomerat med sandstein syd for Høverslien. Geosynklinalranden ligger et stykke lenger nord. Følger man den oppfatning av geosynklinalens ut-

vikling som jeg har beskrevet vil det være klart at den skrånende flate som representerer geosynklinalens bunn må være meget eldre enn det subkambriske peneplan. Den har fått sin endelige utforming som en jevn flate mens havet i geosynklinalens senkingstid transgrederte fram til geosynklinalranden. Den er altså dannet i eokambrisk tid mens den siste utforming av det subkambriske peneplan foregikk umiddelbart etter denne tid. For å få materiale til studium av geosynklinalbunnens plane overflate måtte man tilbake til de dunkle tider som fulgte umiddelbart etter den gotiske (gotokarelske) fjellkjedesyklus.

Geosynklinalranden må ha ligget omkring Finselinjen og ved Mjøsa omkring Tømtten. Det er ved denne linje man har underkambriske lag. Geosynklinalhavet har således i underkambrisk tid nådd fra nordvest sydover til linjen Finse—Tømtten, sønnenfor denne linje har man yngre kambriske lag med sterk diskordans mot underlaget. Omkring denne linje, altså ved geosynklinalranden er diskordansen mellom underkambrium og underlaget (kvartssandstein) svak og betegnes som diskonform. Ennå lenger nord, altså i geosynklinalen har man ikke ved Finse og Mjøsa funnet fossiler, men man må ha grunn til å regne med at kambriske lag har vært sedimentert fullstendig konformt over den eokambriske sparagmitt.

Det er av interesse å lese Erik Ljungners (1950) beskrivelse av fjellranden i Lappland. I geosynklinalen nær fjellranden er der full konformitet mellom kambrium og sparagmitt. Syd for Finselinjen ved Tømtten ved Mjøsa må det være grunn til å regne at man har forlandet.

På den nord fallende flate av geosynklinalen i dette avsnitt, Hardangervidda—Jotunheimen, ligger der lavest fyllitt, hvori også sees lag av kvartssandstein. Sjeldnere sees kalkstein og konglomerat. Over fyllitten finner man til dels lag av svarte skifre (alunskifer) som antagelig er av kambrisk eller ordovicisk alder. Høyere opp opptrer allochton kvartssandstein som lengst i syd er forholdsvis litet metamorf, lenger nord derimot utpreget skifrig og med gneis karakter. På mange steder brytes der heller og takskifer. Gneiskarakteren er fremkommet ved en granittisering. Til dels er der også foregått innvandring av eruptiver som stammer fra sial og sima.

På skråningen mot Gudbrandsdalen finner man til dels Støren—Bymarks grønnsteinsavdeling. Den ligger umiddelbart over kvartssandsteinen. Denne avdeling har til dels også vært påvirket av granit-

tiseringen. Samtidig med denne eruptive virksomhet er der foregått overfoldning.

Vergensen i Espedal og Heidal er vestlig, hvilket har sin årsak deri at området ligger nær en kulminasjon (Dovrekulminasjonen), således som det er beskrevet tidligere.

Det henvises herom til fig. 11, hvor man ser hvorledes foldene er skjøvet over hverandre med mellomliggende flysch.

Det store Jotunheimens skyvedekke (Jotundekket) har visstnok også opprinnelig startet som en veldig overfoldning. Vergensen er sydøstlig.

I forbindelse med dekkene er det dannet molasse, nemlig den såkalte Valdressparagmitt (Goldschmidt 1916). Den opptre foran fronten av eruptivdekkene. Under Valdressparagmitt og Jotunheimdekket ligger en avdeling som Strand har kalt for Melsenavdelingen. Det er grønne og rødlig til fiolette takskifre som opptre i veksel med lyse kvartssandsteiner. Det er eiendommelig at denne avdeling ligger under den røde Valdressparagmitt. Forholdet minner om de røde og grønne Ekreskifre ved Mjøsa som der ligger under den røde Moelvparagmitt.

Jotundekket består av bergarter tilhørende Bergen—Jotunstammen. Det ligger like over kvartssandsteinlagene. På grensen finnes flere steder konglomerater og merkelig er det at man noen steder ved grensen finner lag av rød skifer. Det er således tilfelle ved grensen over Gjendesheim.

De konglomerater som enkelte steder forekommer over kvartssandsteinen kan være Valdressparagmitt, men det er også mulig at de kan tilhøre Biriavdelingen.

Nord for Jotunheimen og Bøverdalen har man det nordvestre gneisområde (Møre—Romsdal). Man har antatt dette å være Kaledonidenes sentralsone som fortsettelse av kystgranitten i Nord-Norge.

En stor del av området rager høyt opp. Det har ikke vært påvist noe peneplan. Enkelte steder ute ved kysten, således på Smøla og Ørlandet er der nokså store strekninger av flatt, lavt land som kunne representere det subkambriske peneplan, men noe bevis for dette har man for tiden ikke.

Man har antatt at skyveretningen fra foldningsgrøften Bøverdalen—Sognefjorden går mot sydøst. Dette er også sikkert nok, men langs hele foldningsgrøften er der tydelige tegn på at der også er nordvestlig skyveretning.

Det nordvestre gneisområde består av forskjellige slags gneiser, grovkornige og finkornige gneiser, øyegneiser og båndgneiser. Der

forekommer også forskjellige slags granitter, gabbroer, monzonitter og anortositter. Over dette gneisgranittkompleks ligger der, særlig som synklinaler, skifrige eller lagdelte bergarter: helleberg, kalksteiner, hornblendeskifer, grønne skifer, glimmerskifer og små masser av olivinstein, eklogitt m. v. Det er helst i utkantene av kystområdene man finner disse bergarter. Det er sannsynlig at disse lagdelte bergarter er kaledonske geosynklinalsedimenter.

De underliggende gneiser m. v. er sikkert migmatisert og metamorfosert i kaledonsk tid. De må antas å være av prekambrisk opprinnelse men det er neppe riktig at det er sentralsonen for kaledonidene.

I Oppdal er der gjort undersøkelser av Olaf Høltedahl (1928), Rosenquist (1941, 1943), Per Holmsen og Hans Høltedahl (1949). På Nordmøre er der i senere tid foretatt undersøkelser av Strand, på Sunnmøre og Romsdal av Gjelsvik (1951) og Gleditsch. Ved Molde er der foretatt geologisk kartlegging av Hernes. For øvrig henvises til publikasjoner av Reusch, Schetelig og C. Bugge.

Som tidligere omtalt har Kaledonidene en kulminasjon ved Dovre. Synklinalen kulminerer mot det høyereliggende grunnfjell i Hardangervidda—Jotunheimen—Møre—Romsdal. På Hardangervidda ligger det subkambriske peneplan 1200—1300 meter o. h., mens det både på Østlandet og ved Vestlandskysten ligger over 1000 meter lavere.

Det er rimelig å anta at hele området i eokambrisk tid har ligget noe høyere enn det østlige og vestlige land. Det eokambriske hav har transgredert innover dette høyere land. Man finner bare de yngste eokambriske lag avsatt i dette område. I subkambrisk til underkambrisk tid har havet transgredert over Hardangervidda. Området må da ha ligget lavere. Oslofeltets innsynking foregikk i permisk tid. Hardangerviddas grunnfjell ble hevet til nåværende høyde ennå senere etter alminnelig antagelse i tertiær tid.

Gneisen og gneisgranitten i Møre—Romsdal ligner atskillig på den vestsvenske gneis, jerngneisen, og de ligger også direkte i strøkretningen for denne. Det har vært fremsatt den antagelse at den vestsvenske gneisen representerer Gotidenes sentralzone, en tanke som er meget sannsynlig. I så fall kan man si at den nordvestre gneis i Norge ligger ved Kaledonidenes kryss med Gotidene. Det har også vist seg at der er likhet mellom bergartene i Møre—Romsdal og i Kongsberg—Bamleformasjonen. Det henvises til beskrivelsene av A. Bugge (1936), Jens Bugge (1943) og Strand (1943 og 1949). Av interesse

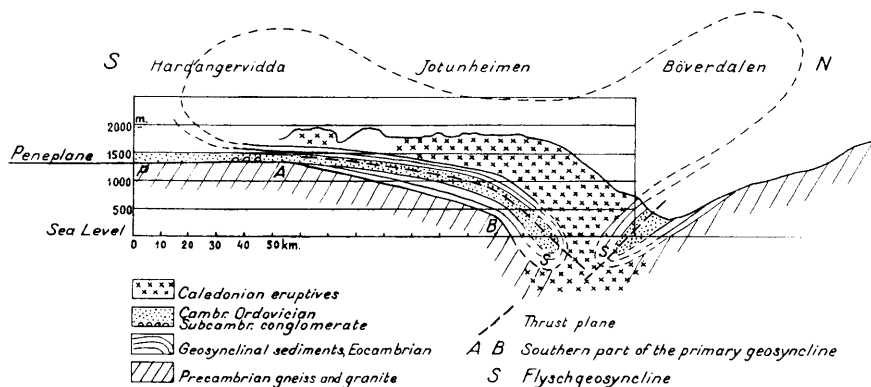


Fig. 14. Profil Hardangervidda—Jotunheimen—Bøverdalen. Tegningen skal vise hvorledes man kan tenke seg tektonikken og strukturen i denne del av fjellkjeden.

i denne forbindelse er også Quensels beskrivelse fra Varberg i sydvestre Sverige (1951).

Det problem jeg her anfører er en sak for seg som må bearbejdes som en egen oppgave. Jeg har samlet atskillig materiale som taler for at det virkelig er Gotidenes sentralsone som stryker i nordvestlig retning og krysses av Kaledonidene.

For øvrig henvises til Goldschmidts publikasjon om overflaten av prekambrium (1912).

Fig. 14 viser et profil jeg har forsøkt å tegne over strukturen av fjellkjeden i partiet Hardangervidda—Jotunheimen—Bøverdal. Flaten PAB kan man delvis iaktta i marken. PA er peneplanet, AB antas å representere den nordfallende bunn av geosynklinalen. Den sees i dal-sidene i Hemsedal og Valdres. A representerer geosynklinalranden (Finse—Ringsakerlinjen). Ved B stuper flaten steilt ned mot dypet av Sognefjorden. Jeg antar at dette representerer den sterkt nedpresede flyschsynklinal. (S.)

Det ser ut som om sial og sialsima i tiden for foldning og skyving har brutt opp gjennom geantiklinalen og at flyschsynklinalene samtidig er bøyet helt over, henholdsvis sydover og nordover. Herved er det fremkommet isoklinal lagstilling. Den øvre fløy av synklinalene er invertert og skjøvet mot forlandene sammen med eruptivene. Törnebohm har tegnet et profil øst for Bøverdalen fra Lomskollen til Kop-fjell. Han antok at det foreligger en isoklinal fold. Den skulle svare

til den nordre flyschsynklinal i mitt profil over Bøverdalen. Brøgger (1893 p. 75) har gjennomgått profilet uten at han tør si sikkert om der foreligger en synklinal eller antyklinal. Rekstad skriver også om en invertert fold i Bøverdalen—Våge (1914 p. 19).

I profilet er tegnet inn linjer som viser skyveplaner. Ved skyvingen og granittiseringen m. v. kan lagene være utpresset og forandret så det bare delvis vil være mulig å erkjenne tektonikken. Ved ytterligere studier vil man forhåpentlig kunne oppklare forholdene.

Marin og kontinental eokambrium.

I denne avhandling har jeg samlet mitt syn på den kaledonske fjellkjedes utvikling gjennom de forskjellige stadier. Jeg har vist at geosynklinalen er eokambrisk. Den har mottatt materialet til geosynklinalsedimentene fra de 2 forland, nemlig et nordvestlig og et sydøstlig kontinent. Disse sedimenter er de gamle, kjente sparagmittavdelinger: Brøttumavdelingen, Biriavdelingen og kvartssandsteinavdelingen. Et labilt område mellom de 2 forland har vært i gradvis synking, dog med en viss oscillasjon. Havet fra oseanene er trengt inn og har under synkingsperioden etter hvert nådd opp til den såkalte geosynklinalrand. Denne sedimentasjonsperiode må ha varet i mange millioner år.

Det store vendepunkt kom i subkambrisk til underkambrisk tid. Den oppadgående bevegelse, stigningen av geantiklinalen og parallellantyklinalene begynte. Havet fortsatte å stige og der foregikk en veldig transgresjon av havet ut over forlandene med dannelse av det subkambriske peneplan og sedimentasjon av kambrium. Denne sedimentasjon foregikk således både i geosynklinalen og på forlandene. Samtidig var der en undersjøisk vulkanisme av basaltisk lava (de grønne bergarter, Støren—Bymarkavdelingen). Lavabenkene veksler med tuffer og forskjellige sedimenter. Man finner således ofte alunskifer mellom lavabenkene helt lik den som er kjent fra forlandet i Oslofeltet. Den fører ofte meget kis og er mørk på grunn av en kullgehalt. Vulkanismen ble etter hånden mer andesittisk. Den kan som nevnt spores helt til undre del av ordovicium som tufflag og injeksjoner av porfyritt.

Ved begynnelsen av ordovicium var geantiklinalen steget opp av havet og geosynklinalhavet var blitt delt i et nordvestlig og et sydøstlig flyschhav. I denne ordoviciske tid ble flyschen sedimentert under fortsatt stigning av den sentrale geantiklinal og samtidig sterk senking av flyschsynklinalene. I virkeligheten var flyschsynklinalene delt i

parallellsynklinaler, antagelig 3 på hver side av sentralsonen. Den mest typiske flysch finner man i de 2 synklinaler som ligger inntil sentralsonen, en på hver side. Det er Hovin—Hølanda og Røros-avdelingene. Antiklinalene ble anlagt som embryonale folder som utviklet seg videre til de store overfoldninger og skyvedekker i silurisk og devonisk tid. I denne tid ble molassen dannet.

Denne korte oversikt gir et bilde av hvorledes jeg tenker meg fjellkjedens anlegg og utvikling. Der er imidlertid noe jeg synes mangler i bildet.

Jeg nevnte tidligere at man kan i senkingstiden neppe ha hatt noen marin sedimentasjon på forlandene. Det er bare i geosynklinalen dette har foregått. Det er iallfall meget sannsynlig at der på forlandene i senkingstiden bare har vært meget ubetydelig marin sedimentasjon. Det er imidlertid et naturlig spørsmål om der på forlandene i eokambrisk tid har vært avsetning av kontinentale sedimenter, som altså ville bli samtidige med de marine eokambriske geosynklinalsedimenter (sparagmittene). Det skulle bli et lignende forhold som i Alpene med marin sedimentasjon av trias i geosynklinalen og kontinental trias i Tyskland nord for Alpene (germansk trias).

Når først dette spørsmål er stillet gir svaret seg av seg selv. Den eneste formasjon det kan bli tale om er Jotnium. Denne formasjon ansees vanligvis for en kontinental dannelse. De opptredende sandsteiner har noen likhet med de eldre sparagmittavdelinger, men der er den vesentlige forskjell at de vanligvis antas å være kontinentale: ørkendannelser, æoliske og innsjøavsetninger (lakustrine). Jotnium har alltid inntatt en uklar stilling. Geologene er ennå ikke sikker på alderen.

Det er særlig svenske og finske geologer som har studert formasjonen. Særlig har Eckermann studert bergartene og publisert mange nye opplysninger om Jotnium og de subjotniske bergartene. I Norge har Høltedahl skrevet om Trysilsandsteinen (1920 og 1921). Det er et eiendommelig trekk at ved studium av jotnium må man ta med også de underliggende bergartene, de subjotniske eruptiver: porfyrer, granitter og forskjellige gabbroide bergarter fordi der er en nær forbindelse mellom dem. Eckermann gjør oppmerksom på at de subjotniske bergartene også finnes i de vinduer av prekambriske bergarter som man har i den kaledonske fjellkjede, et forhold som jeg synes er av stor viktighet.

Man kommer herved inn på spørsmålet om beskaffenheten av den grunnfjellsflate som danner bunnen av den kaledonske geosynklinal. Der kan være meget som taler for at denne bunn for en stor del består av subjotniske bergarter. Eiendommelig er det f. eks. at man ved Nordingrå blant de subjotniske eruptive bergarter finner anortosit og monzonitt, bergarter som minner om Bergen—Jotunstammen i Kaledonidene. Den vanlige oppfatning er at de jotniske sandsteiner er eldre enn de eokambriske sparagmitter. Noe avgjørende bevis for dette kan man ikke si at der foreligger. Etter det som jeg har anført i denne avhandling vil det neppe være mulig å avgjøre saken ved å studere lagfølgen. Mitt standpunkt er at sparagmittene og jotnium er 2 forskjellige facies av den eokambriske formasjon. Sparagmittene er marine mens jotnium består av kontinentale dannelser.

Som et av bevisene på at jotnium ikke er av samme alder som sparagmittene har man henvist til at de jotniske sandsteiner inneholder lag av effusiver, sparagmittene derimot ikke. Dette stemmer imidlertid ikke. I denne avhandling har jeg antatt at vulkanismen i geosynklinalen startet i subkambrisk tid og fortsatte i kambrium og ebbet ut i underordovicium. Jeg har da gått ut fra at Støren—Bymarks grønne skifre ligger umiddelbart over kvartssandsteinsgruppen. Det er dog meget mulig at vulkanismen er startet allerede i kvartssandsteinens tid. Man finner nemlig lag av kvartssandsteinen (bl.a. de såkalte jernkvarstitter) i veksel med de grønne skifre. Det er derfor sannsynlig at der var vulkanisme allerede i sparagmittenes tid.

Som det er vist tidligere finner man en mengde intrusiver i Trondheimsfeltets sparagmitter. Man kan således gå ut fra at eruptivene ikke bare forekommer i de jotniske sandsteiner men også i sparagmittene.

Eruptivene vil selvfølgelig ha en forskjellig karakter, fordi den ene facies er orogen, den annen kratogen.

Av de rester som er oppbevart av Jotnium har det største felt, nemlig Dalarne—Trysil, en spesiell interesse fordi det rekker helt fram til geosynklinalranden, hvor de marine sparagmitter begynner. Lenger mot nord kan de jotniske sandsteiner ikke forekomme, sedimentasjonen har forandret karakter, den er blitt marin. Det er av den grunn man ikke finner sparagmitt i typisk utvikling over jotnisk sandstein. Det eneste som kan tenkes å forekomme er at noen randdannelser kan danne overgripende typer. Allerede Törnebohm viste således at Biri-

*The region along the coast of the synclinal ocean in the Cambrian Times.
Reconstructed section of the continental and marine sedimentation.*

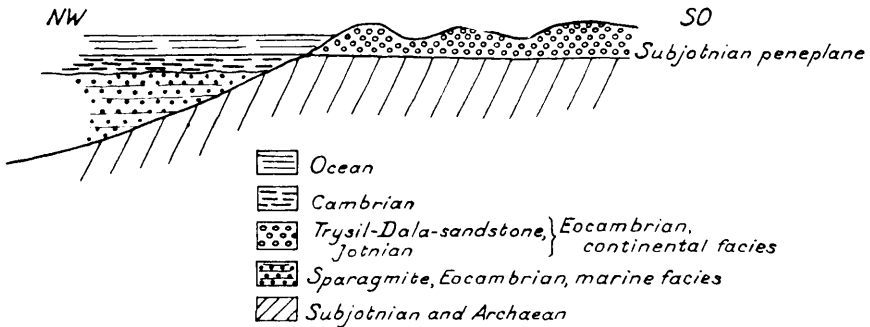


Fig. 15. Skissemessig profil som skal vise, hvorledes man kan tenke seg sonen mellom marin sparagmitt og kontinental jotnium.

kalk ligger over jotnisk sandstein. Man må her ta i betraktning at sparagmittene har deltatt i de store foldningene mens den jotniske sandstein har ligget nokså stille. Jeg har forsøkt å gi en tegning (fig. 15) av situasjonen før de store foldninger satte inn men etter at den geantiklinale hevning var begynt og kambrium delvis sedimentert. Havet er begynt å transgredere inn over forlandet i subkambrisk til kambrisk tid. Herunder er også den jotniske sandstein blitt peneplanert, til dels muligens først i underordovicisk tid. Som man ser blir det ikke det subkambriske peneplan som faller sammen med geosynklinalbunnen. Det blir det subjotniske peneplan som danner fortsettelsen av dette bunnplan. Om det subjotniske peneplan kan man måskje si at det er deformert (Goldschmidt 1912). Dette er foregått under geosynklinalens synking og geantiklinalens stigning. Der hvor jotnium var forsvunnet under denudasjonen vil begge peneplan falle sammen. Geosynklinalranden kan ikke trekkes opp helt nøyaktig, men man kan dog så noenlunde iakta hvor grunnfjellsflaten begynner å få et desidert nordlig fall.

Det blir et eiendommelig bilde man får av den eokambriske formasjon ved å oppfatte den således som jeg har beskrevet den her. Det forekommer meg at resonnementet er helt logisk. Formasjonen sett i forhold til geosynklinalen og forlandene blir stor og imponerende. Den finnes i alle 3 skandinaviske land: Norge, Sverige og Finland.

Det er nå av særlig stor interesse at det ser ut til at man har de samme forhold i Skottland med marin og kontinental eokambrium. Den marine facies kalles Moine. Den svarer tydeligvis til vår Brøttum-sparagmitt. Moine ligger sentralt i fjellkjeden, den vil svare til den sentrale del av Brøttumsparagmitten. For Trondheimsfeltets vedkommende blir det Gulagruppen.

Dalradian vil svare til de av våre sparagmitter som ligger like ved fjellranden.

Den kontinentale facies av eokambrium blir Torridonian. Den svarer til vår Jotnium (Trysilsandsteinen). Forskjellen blir at Torridonian ligger ved Kaledonidenes nordvestre fjellrand mens vår Jotnium ligger ved den sydøstlige. Dette forhold, at Jotnium—Torridonian har sin plass fra fjellranden og utover forlandet er i virkeligheten det viktigste trekk ved formasjonen. Det kan neppe gis noen annen forklaring på forholdet enn den som ble nevnt ovenfor at det er den eokambriske formasjon som har en marin og en kontinental facies. En nødvendig forutsetning for denne forklaring er at det marine eokambrium, altså sparagmittformasjonen, er det kaledonske geosynklinalsediment som har fylt geosynklinalen under synkingsperioden. Det er nettopp det jeg mener å ha påvist i denne avhandling.

Ut fra dette resultat kan man også trekke den omvendte slutning og si at Jotnium—Torridonian er bevis for at den kaledonske geosynklinals hovedfylling er eokambrisk.

Etter at jeg er kommet til det resultat at Jotnium er eokambrisk, kunne det være en mulighet for at man bør ta opp igjen spørsmålet om den røde sparagmitt, Moelv-sparagmitten, som jeg har vært i tvil om, enten den er eokambrisk eller om den svarer til den devonske sandstein med konglomeratet på Ørlandet m. v., at den kan være en jotnisk type som særlig opptrer ved fjellranden, i områdene mellom kontinental og marin sedimentasjon. Den røde sparagmitt er i det hele noe av et problem. Mest tilbøyelig er jeg til å regne den for en yngre dannelselse. I virkeligheten er det nokså begrensede områder av den røde sparagmitt. Meget av det som kalles lys sparagmitt tilhører den eokambriske kvartssandsteins eldre avdeling (Vardalssparagmitten).


Et spørsmål av stor betydning er om formasjoner som svarer til Jotnium—Torridonian opptrer i andre land.

Eckermann mener at Keweenawan i Nordamerika svarer til Jotnium (1937). Hans utredning herom er meget interessant og vel verd opp-

The main structures between
Vestlandet and Helgeland.

Centralzone, flyschgeosynclines (Fg), anticlines (A)

 Sandstone
 Sparagmite
 Conglomerate

 Cambro-Ordovician

0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 km

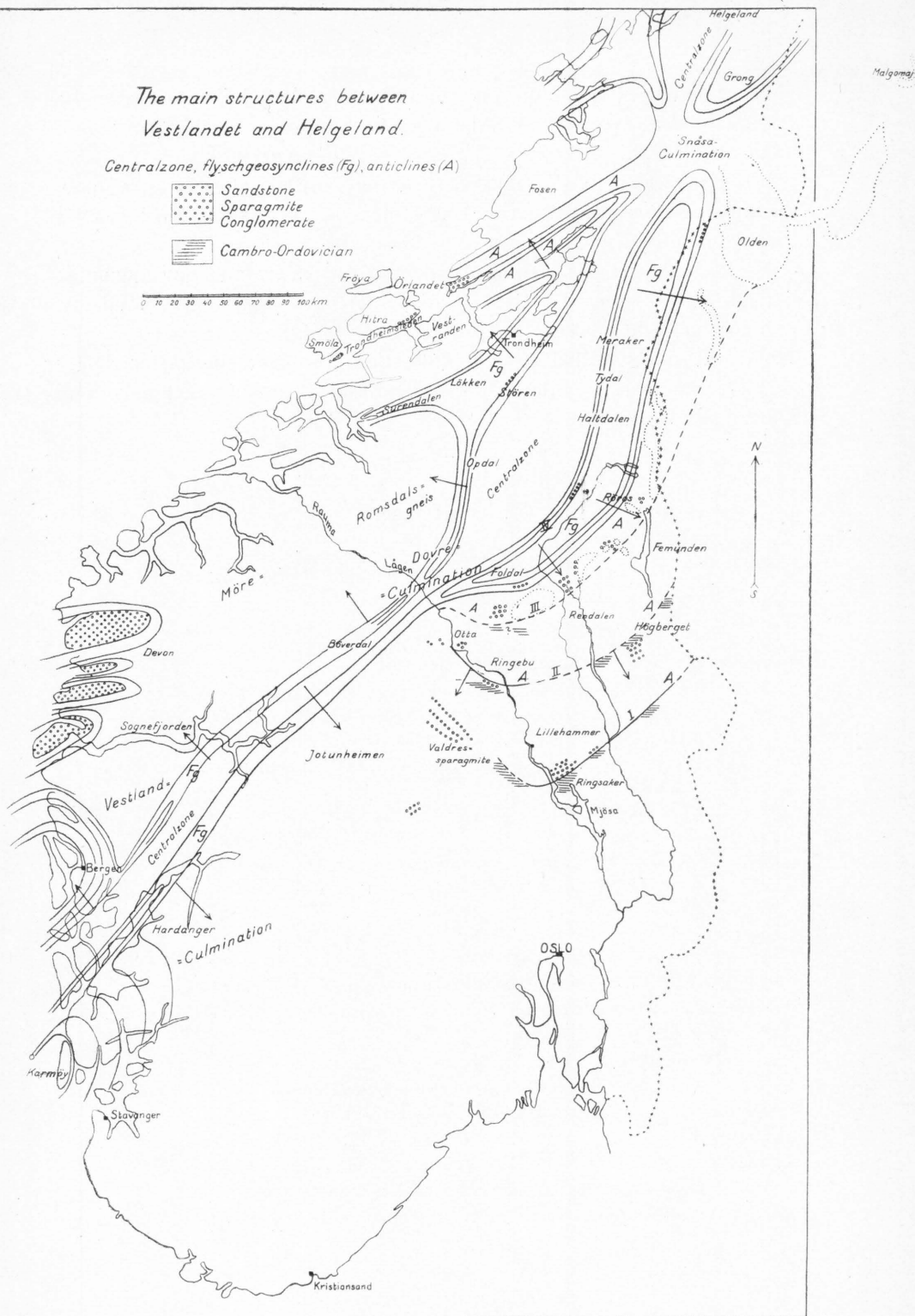


Fig. 16. Strukturkart over fjellkjeden mellom Vestlandet og Helgeland. Det fremstiller visse hovedtrekk av fjellkjedens tektonikk.

merksomhet. Spørsmålet ville få ennå større betydning, når man kan regne med at formasjonen ikke alene er Jotnium—Torridonian men av eokambrisk alder.

For Sydafrikas vedkommende ville det være av interesse å få undersøkt hvorledes Witwatersrand systemet stratigrafisk forholder seg til vår eokambriske formasjon.

I det hele må det fremheves at man bør få i stand en sammenlignende utforskning av disse formasjoner i de forskjellige land. Det kunne ha både teoretisk og praktisk betydning.

Undersøkelsene må også omfatte de subjotniske bergarter. Det er av stor interesse å undersøke deres forhold til de subkaledonske bergarter, særlig de kaledonske eruptiver.

Litteratur.

- B. M. Å. = Bergens Museums Årbok.
 G. F. F. = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.
 N. G. T. = Norsk Geologisk Tidsskrift.
 N. G. U. = Norges Geologiske Undersøkelse.
 S. G. U. = Sveriges Geologiska Undersökning.
- Asklund, B.: Hauptzüge der Tektonik und Stratigraphie der mittleren Kaledoniden in Schweden. S. G. U. ser. C, nr. 417, 1938.
2. Återblikk på den Svenska fjällkedjeforskningen. G. F. F. bd. 68, 1946.
- Backlund och Quensel: Karta över berggrunden inom Västerbottens fjällområden. S. G. U. Ser. Ca. nr. 21, 1929.
- Bailey and Hortedahl: Northwestern Europe, Caledonides — Regionale Geologie der Erde, 2, II, 1938.
- Barth, T. F. W.: Progressive metamorphism of sparagmite rocks of Southern Norway. N. G. T. b. 18, 1938.
- Brøgger, W. C.: Lagfølgen på Hardangervidda. N. G. U. nr. 11, 1893.
- Bjørlykke, K. O.: 1. Gausdal. N. G. U. nr. 13, 1893.
2. Det centrale Norges fjellbygning. N. G. U. nr. 39, 1905.
- Bugge, Arne: Kongsberg—Bamble formasjonen. N. G. U. nr. 146, 1936.
- Bugge, Carl: 1. Kalksten og marmor i Romsdals amt. N. G. U. nr. 43, årbok 1905.
2. Rennebu. N. G. U. nr. 56, 1910.
3. Grønne trondhjemsiskifre på øyene ved Molde. N. G. T. nr. 14, 1935.
4. Ringsakerkvartsitten og Vardalsparagmitten ved Mjøsa. N. G. T. bd. 25, 1945.
- Bugge, J. A. W.: 1. Geological and petrographical investigations in the Kongsberg—Bamble formation. N. G. U. nr. 160, 1943.
2. Rana Gruber. N. G. U. nr. 171, 1948.

- Carstens, C. W.: 1. Oversikt over Trondhjemsfeltets bergbygning. Det kgl. norske Vidensk. selsk. skr. 1919, nr. 1. Trondhjem 1920.
2. Der unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondhjemsgebiet. N.G.T. b. 7, 1922.
3. Petrologische Studien im Trondhjemsgebiet. Det kgl. norske Vidensk. selsk. skr. 1928, nr. 1.
- Dietrichson, B.: 1. Geologiske undersøkelser i Espedalen. N. G. U. nr. 163, 1945.
2. Det kaledonske knuteområde i Gudbrandsdalen. N. G. T. b. 28, 1950.
- Eckermann, H. von: 1. The Loos-Hamra region. G. F. F. 1936.
2. The Jotnian formation and the Subjotnian unconformity. G. F. F. januar—februar 1937.
3. The genesis of the Jotnian formation. G. F. F. nov.—dec. 1937.
- Foslie, S. Se litteratur etter avsnittet om pyrite deposits.
- Frödin, G.: 1. Översikt av geologien inom den nordjämtska, sydlappska sparagmitzonens södra del. G. F. F. b. 44, 1922.
2. Om de s. k. prekambriiska kvartsit-sparagmitformationerna i Sveriges östliga fjälltrakter. S. G. U. Ser. C, nr. 299, 1920.
- Føyn, Sven: The eocambrian series of the Tana district, Northern Norway. N. G. T. 17, 1937.
- Gjelsvik, Tore: 1. Anorthositkomplekset i Heidal. N. G. T. b. 26, 1946.
2. Oversikt over bergartene i Sunnmøre og tilgrensende deler av Nordfjord. N. G. U. nr. 179, 1951.
- Goldschmidt, V. M.: 1. Profilet Ringsaker—Brøttum ved Mjøsa. N. G. U. arbok 1908.
2. Das Devongebiet am Røragen bei Røros. Vid. selsk. skr. Kristiania 1913.
3. Konglomeratene innen høifjellskvartsen. N. G. U. nr. 77, 1916.
Geologisch-Petrographische Studien im Hochgebirge des südlichen Norwegens:
4. Ein kambrisches Konglomerat von Finse und dessen Metamorphose. Vid. selsk. skr. Oslo 1912.
5. Die kaledonische Deformation der südnorwegischen Urgebirgstafel. Ibidem 1912.
6. Die Kalksilikatgneise und Kalkglimmerschiefer des Trondhjemsgebiets. Ibidem 1915.
7. Übersicht der Eruptivgesteine im kaledonischen Gebirge zwischen Stavanger und Trondhjem. Ibidem 1916.
8. Die Injektionsmetamorphose im Stavangergebiete. Ibidem 1920.
- Holmquist, P. J.: En geologisk profil. G. F. F. b. 22, 1900.
- Holmsen, G.: Geologisk oversiktskart over Osterdalen—Fæmundstrøket. N.G.U. nr. 74, 1915.
- Holmsen, P.: Geologiske og petrografiske undersøkelser i området Tynset—Femunden. N. G. U. nr. 158, 1943.
- Holmsen, Per og Gunnar: Tynset. N. G. U. nr. 175, 1950.

- Holtedahl, H.: Geological and petrographical investigations in the north-western part of the Opdal quadrangle, Southwestern Norway. Universitetet i Bergen. Årbok 1949. Nat. vid. rekke nr. 7.
- Holtedahl, O.: 1. Bidrag til Finmarkens geologi. N. G. U. nr. 84, 1918.
 2. Notes on the ordovician fossils from Bear Island collected during the swedish exp. of 1898 and 1899. N. G. T. b. 5, h. 1, 1918.
 3. Om Trysilsandstenen og sparagmitavdelingen. N. G. T. 6, 1920.
 4. Paleography and diastrophism in the Atlantic—Arctic region during Paleozoic time. Amer. Jour. Sci. 49, 1920.
 5. Kartbladet Engerdalen. N. G. U. nr. 89, 1921.
 6. A tillite like conglomerate in the Eocambrian sparagmite of southern Norway. Americ. Journ. Science 4. aug. 1922.
 7. Trekk av det skandinaviske fjellkjedestrøks historie. Foredrag 19. skand. nat.forsk.møte. Helsingfors 1936.
 8. Geological observations in the Opdal—Sunndal—Trollheimen district. N. G. T. b. 18, 1938.
 9. On the Caledonides of Norway. Det norske Vid.-akad., Oslo, I, 4, 1944.
- Kulling, O.: 1. Bergbyggnaden inom Björkvattnet—Virisen-området i Västerbottensfjällens centrala del. G. F. F. 55, 1933.
 2. Grunddragen av fjällkedjerandens bergbyggnad inom Västerbottens län. S. G. U. ser. C, 445, 1942.
- Kautsky, G.: 1. Giebt es in den skandinavischen Kaledoniden Flysch? G. F. F. b. 70, h. 2, 1948.
 2. Stratigraphische Grundzüge im westlichen Kambrosilur der Skandinavischen Kaledoniden. G. F. F. b. 71, h. 2, 1949.
- Kennedy, W. Q.: 1. On the significance of the thermal structure in the thermal structure in the Scottish Highlands. Geol. mag. Vol. LXXXV, nr. 4, 1948.
 2. Zones of progressive regional metamorphism in the Moine schists of the Western Highlands of Scotland. Geol. Mag. Vol. LXXXVI, nr. 1, 1949.
- Kober, L.: Tektonische Geologie. Berlin 1942.
- Kolderup, N. H.: 1. Oversikt over den kaledonske fjellkjede på Vestlandet. B. M. Å., 1931.
 2. Zur Kenntnis der Injektionsmetamorphose im westlichen Norwegen. B. M. Å., 1935.
- Kraus, E.: Ergebnisse der nordalpinen Flyschforschung. Geol. Rdsch. b. 32, 1941.
- Kvale, A.: 1. Et kaledonsk intrusiv- og effusivfelt på Stord. B. M. Å., 1937.
 2. Petrologic and structural studies in the Bergsdalen quadrangel. B. M. Å., 1945.
- Landmark, K.: Geologiske undersøkelser Luster—Bøverdalen. Universitetet i Bergen, årbok 1948, nat.vid. rekke, nr. 1.
- Ljungner, E.: Urbergytans form vid fjällranden. G. F. F. b. 72, h. 3, 1950.
- Marlow, W.: Foldal. N. G. U. nr. 145, 1935.

- Oftedahl, Chr.: Om sparagmitten og dens skyvning innen kartbladet Øvre Rendal. N. G. U. nr. 161, 1943.
- Quensel, Percy: 1. Nya data till k annedomen om Seve- och K olibergarternas kemiska karakt r. G. F. F. b. 41, 1919.
2. The charnockite series of the Varberg district on the southwestern coast of Sweden. Arkiv f r Mineralogi och Geologi. Kgl. svenska Vetenskapsakademien. b. 1, nr. 10, 1951.
- Ramberg, H.: En unders kelse av Vestrandens regionalmetamorfe bergarter. N. G. T. b. 23, 1943.
- Rekstad, J.: Fjeldstr ket mellem Lyster og B verdalen. N. G. U. nr. 69,  rbok 1914.
- Reusch, H.: Nogen bidrag til Hitterens og Sm lens geologi. N. G. U. nr. 69, 1914.
- Richter, Max: Das Alter des westnorwegischen Grundgebirges. Geol. Rundschau b. 34, 1943.
- Rosenquist, I. Th.: 1. The L nset anticline in the Opdal area. N. G. T. b. 21, 1941.
2. Om  iegneisdannelse i fjellkjeder. N. G. T. b. 21, 1941.
3. Metamorphism and metasomatism in the Opdal area. N. G. T. b. 22, 1942.
- Schetelig, J.: Hitteren og Sm len. N. G. T. b. 2, 1913.
- Strand, T.: 1. Nedre Etnedal. N. G. U. nr. 152, 1938.
2. Oversikt over fjellbygningen i nordre Gudbrandsdalen. N. G. T. b. 20, 1941.
3. Et gneis-amfibolitkompleks i grunnfjellet i Valdres. N. G. U. nr. 159, 1943.
4. On the gneisses from a part of the Northwestern gneiss-area of Southern Norway. N. G. U. nr. 173, 1949.
5. The Sel and V g  Map areas. N. G. U. nr. 178, 1951.
6. Slidre. N. G. U. nr. 180, 1951.
- Svenonius, F.: N gra svenska fj lltyper. Svenska turistf r.  rskrift 1894.
- Thorslund: Om bentonitlager i Sveriges kambrosilur. G. F. F. b. 67, h. 2, 1945.
- T rnebohm, A. E.: Grunddragen av det Centrala Skandnaviens bergbyggnad. Kungl. Svenska Vetensk. Akad. handlingar, b. 28, nr. 5, 1896.
- Vogt, Th.: 1. Om eruptivbergartene p  Lang en i Vester len. N. G. U. nr. 53,  rbok 1909.
2. Geologiske studier langs en  stliged el av fjellkjeden i Troms  amt. N. G. T. b. 4, 1915.
3. Petrographisch-Chemische Studien im einigen assimilations-Gesteinen der Nordn rwegischen Gebirgskette. Vid.-selsk. skr. 1915, trykt 1916.
4. Bidrag til fjellkjedens stratigrafi og tektonik. G. F. F. 1922.
5. Beretning om geologiske unders kelser sommeren 1923. N. G. U. nr. 122,  rbok 1923, trykt 1924.
6. Forholdet mellem sparagmitsystemet og det marine underkambrium ved Mj sen. N. G. T. b. 7, 1924.
7. Sulitjelmafeltets geologi og petrografi. N. G. U. nr. 121, 1927.
8. Den norske fjellkjedes revolusjonshistorie. N. G. T. b. 10, 1928.

9. Geological notes on the Diclyonema locality and the upper Guldal district in the Trondheim area. N. G. T. b. 20, 1940.
 10. The geology of the Hølonda--Horg district, a type area in the Trondheim region. N. G. T. b. 25, 1945.
 11. Vulkanismens faser i Trondheimsfeltet. Det kgl. N. Vid. selsk. forh. b. 19, 1946.
- Wegmann, C. E.: Sur les phases orogeniques de la chaine caledonienne Scandinave. Comptes rendus des seances de l'Acad. d. Sciences, t. 180, 1925.
2. Sur le role tectonique de quelques gneiss oellés de la chaine calédonienne scandinave. *Eclogæ geologiæ Helvetiæ*. Vol. XIX, nr. 3, 1926.
- Werenskiold, W.: Kartbladet Søndre Fron. N. G. U. nr. 60, 1911.

Summary.

The Caledonian Mountain Chain in Norway.

One of the most important and interesting problems in Scandinavian geology is the structure of the Caledonian Mountain chain, which runs through the country from Hardanger to the North Cape. A great part of the mountain chain lies on both sides of the border between Norway and Sweden.

The chain extends southwest to the British isles, from whence its name is derived.

The geology of mountain chains has developed enormously since the turn of the century when I started my geological studies. Scandinavian geologists have rendered many contributions to the descriptions of the Caledonides of Norway and Sweden, but many problems still remain. As our mountain chain is highly eroded it is important to make comparative studies of other mountain chains, especially of the Alpine chain, which belongs to the Mesozoic and Tertiary periods, while the Caledonian chain rose in the first part of Paleozoicum and the Varizian chain in the younger part of Paleozoicum.

The ideas of geosynclines, overthrusts, granitization etc. are now generally accepted. It has also become clear that mountain chains commonly have a symmetric structure. The beginning of a mountain chain seems to be that a long and narrow labile part of the earth's crust starts sinking. The water from the oceans advances into the so called geosyncline and a new seabasin, the geosynclinal sea or ocean, is gradually formed. The stabile continents on both sides are called the forelands. From these continents material from the denudation is transported into the seabasin, and gradually large masses of sediments accumulate in the geosynclinal ocean. The sinking of the geosyncline may be interrupted by rising and afterwards further sinking. This downward movement of the geosyncline is of long duration, many

million years, but at a certain phase it ends and the geosyncline now tends to move in the opposite direction. The central part of the geosyncline rises gradually in the form of a large anticline (the central zone). Towards the forelands several parallel anticlines rise, probably in the same period as the rising of the central zone. From the start they are somewhat tilted towards the nearest foreland and thus combined with inversions (embryonale Falten of the Alpes). These inversions are the initial foundation of the large overfolds and overthrusts to come. The Alpine geologists have found a basaltic volcanism about the beginning of the geanticlinal period. The lavas and tuffs from this mainly submarine volcanism occur now as spilitic greenstones and green schists. They gained this characteristic appearance during the period of folding and thrusting which followed geanticlinal times. Gradually as the anticlines were rising the geosyncline and the geosynclinal ocean were divided into two or more parallel synclines with seabasins. At first the anticlines appeared as parallel garlands of isles, the so-called archipelagic phase.

In the geanticlinal period a large transgression of the geosynclinal ocean over the forelands took place. It has been proved that the parallel synclines which were formed (Vortiefe) were sinking at the same time as the geanticline (the central zone) was rising.

The material which accumulated in the primary geosyncline originated from the forelands. As the forelands gradually were inundated by the transgression of the ocean this supply ceased. The rising anticlines were usually so high that they emerged over the water-surface and then erosion started at once. The material which accumulated in the parallel synclinal seabasins mainly originated from these anticlines.

This sedimentation which took place in the geanticlinal period under contemporary sinking of the synclines was of a peculiar type and the sediments which have such an origin are, in the Alps called flysch. In a later period which may be called the period of overfolding and overthrusting the folded and thrust rocks were pushed far over the flysch and contemporary schists. The material originating from these folds and nappes through erosion is called molasse. The orogenic phenomena gradually cease, the mountain chain stiffens and the whole cycle ends.

Regarding the Alps I especially want to attract attention to the different phases in the cycle.

The sinking period of the geosyncline started around the transition from Paleozoicum to Mesozoicum, probably in the latest time of Perm and lasted through Trias, Jura and until about the time of the Middle Cretaceous (Mittel Kreide).

The geanticlinal phase started gradually around this time, Middle Cretaceous. There had been several oscillations in the geosynclinal phase. The Kimmerides are anticlinal rising in Trias—Jura. But the large anticlinal rising started around the transition Neocom with Gault (Lower Cretaceous) to Cenoman (Upper Cretaceous). At about the same time came the *basaltic volcanism* (the green rocks). There was some volcanism in Neocom, but the greatest volcanism took place in Gault at the transition to Cenoman. The volcanism continued in the flysch period but gradually changed in character from basaltic to pacific. Near the transition to Cenoman came the large *transgression* of the geosynclinal ocean over the forelands. This period is the time of sedimentation of the flysch and the sediments contemporary with the flysch. This time lasted through Cenoman and into the Eocene of the Tertiary period. In the Ostalps the Upper Cretaceous is called Gossau after the small Austrian town and geologists speak of "Die Vorgossauische Hebung und Transgression".

The period of overfolding and overthrusting lasted through the whole Tertiary period. Thus we see that the Middle Cretaceous marks quite a new time in the cycle of the Alpine mountain chain. This time is characterised by volcanism, rising of the geanticlines and transgression of the sea.

I have called attention to these phenomena rather distinctly because it is important when we are now going to see if it is possible to find a period in the cycle of the Scandinavian Caledonides characterised by the same remarkable phenomena.

The Caledonides.

My studies in the Norwegian Caledonides have given me the opinion that the Caledonian geosyncline in the sinking period is of Eocambrian age. This is described more in detail in the Norwegian part of this paper. The figures are given an English legend and I hope they shall thus be easily understood. The sediments deposited in the sinking period are the Eocambrian sparagmites. Near the coasts of the geosynclinal sea there has been littoral sedimentation, viz. quartz sandstones, Vardal sparagmites, and the Biri division, consisting of shales,

limestones and conglomerates. In the more remote areas there has been more pelittic sedimentation but even in the central parts of the geosyncline we may find alternating beds of sandstone, shales and more seldom also limestone. The largest division of the Eocambrian formation is the Brøttum Sparagmite which occurs in Gudbrandsdal and Østerdal over wide areas. The red sparagmite, the Moelv Sparagmite, has a rather uncertain position in the strata sequence and may be younger than the other sparagmites. Further investigations are desirable.

The youngest division in the sparagmite series is the Quartzsandstone, viz. the Ringsaker Quartzite. At the border of the geosyncline, on Ringsaker in the Mjøsen district, above the quartz sandstone follows the Cambrian formation. The Lower Cambrian shales with fossils are only known in areas along this borderline in a southwestern and northeastern direction from the Mjøsen district.

This border represents the coastline between the geosyncline to the northwest and the foreland to the southeast. The transgression of the geosynclinal sea over the foreland took place from Lower Cambrian to Middle Cambrian time under the formation of the subcambrian peneplain. On the foreland there is a pronounced discordance between the Middle Cambrian and the Archæan gneiss. At the border of the geosyncline (Tømten in the Mjøsen area) the discordance between the Lower Cambrian shale and the quartz sandstone is not so pronounced. Th. Vogt says there is an unconformity. Further to the northwest we come to the geosyncline with the sparagmites. Above these sediments there has never been found beds with cambrian fossils. If Cambrian shales were found here there is reason to believe that they would be in full conformity with the underlying Eocambrian schists. It is a rather peculiar fact that cambrian fossils have never been found in the more central parts of the mountain chain. Ordovician fossils are found in many places (Hovin gr.). In the Trondheim field such fossils are found in the eastern and the western regions, but not in the central part, which is called the Gula division.

The sequence in the Trondheim field usually is set up as follows:

Hovin division	—	Ordovician
Støren—Bymark	—	Lower Ordovician
Røros gr. with the		
Gula schists	—	Cambrian
Sparagmite	—	Eocambrian (in the peripheral region).

The Støren—Bymark division consists of greenstones, pillowlavas, green schists together with several common sediments such as sandstones, alumshale etc. Usually the division is described as Lower Ordovician in age. The basaltic green rocks of the Støren—Bymark division occur in the western and eastern part of the Trondheim field but are not found in the central zone (the Gula schists). In the eastern part these greenstones lie above the schists of the Røros division, but my investigations have given me the opinion that this sequence is not stratigraphical but allochthonous, caused by overfolding and overthrusting. In reality the Støren—Bymark division is situated below the Røros schists and just above the quartz-sandstone of the sparagmite formation. This sequence corresponds to observations made in other places, where the green rocks are also found just above the quartz-sandstone. The green rocks of the Støren—Bymark division are only found near the central regions of the mountain chain (the geosyncline). Lower Cambrian occurs in peripheral regions on the same stratigraphical level as I have mentioned above. This leads to the conclusion that the Støren—Bymark division is of cambrian age. The basaltic volcanism may have started in the late Eocambrian and has probably lasted through the whole cambrian period.

The Hovin division occurs in western regions of the Trondheim field and it has been clear for a long time that this division has its stratigraphical place above the Støren—Bymark division. The result of this is that the Røros division and the Hovin division are identical.

The Gula schists occur in the central region of the Trondheim field. This region has anticlinal structure and it is my opinion that the Gula schists belong to the Eocambrian formation. There are a lot of injections of trondhjemite, probably caused by sial ascending upwards in the anticline. V. M. Goldschmidt has shown that the metamorphosis of the Gula schists is of a contactmetamorphic nature. The anticlinal structure of the central zone (the Gula schists) is not easy to see. The reason is that the geanticline has subsided in the central parts. This causes an apparently synclinal structure. Another interesting circumstance is that the Trondheim field has a symmetric structure, when we take the Gula region as the central zone. My conclusion thus is that the centralzone of the mountain chain strikes just along the anticlinal Gula schists in the middle of the Trondheim field.

To the north or northeast the centralzone follows the coast in Northern Norway and in the southwestern direction the centralzone passes

through Jotunheimen and Sognefjord and further west over Bømlo (Bømmeløy) in Western Norway to the British Isles.

The sequence of stratas in the section from Mjøsa in the north-western direction, through the Trondheim field is thus set up as shown on page 69.

The Centralzone (Gula division) probably started rising as an anticline about the end of Eocambrian times and the elevation has continued through the whole Cambrian period until the archipelagic stage was reached, and the geanticline emerged over the surface of the synclinal sea. Parallel with the central geanticline several other anticlines have arisen. In the southern half of the geosyncline I have noted 3 parallel anticlines. All these anticlines are somewhat inverted towards the nearest foreland. Such an inversion is also found on both sides of the central geanticline. These inversions are the first foundation of large overfolds. They resemble the so-called "Embryonale Falten" of the Alps, to which I have referred above. In the archipelagic phase all these anticlines emerged over the sea as garlands of islands.

At this time the forelands were inundated by the transgression of the sea. After that time the material deposited in the sea came mainly from erosion of the anticlines. The primary geosynclinal sea was divided into several parallel seabasins. There is reason to believe that the parallel geosynclines were sinking during the rising of the anticlines.

The *Ordovician* period lasted from the archipelagic stage until about the time of maximum elevation. The material in this period was deposited both in the parallel geosynclinal sea basin and the shallow sea of the forelands. The sediments deposited in the synclines and on the forelands (shelfsea) were flysch and sediments contemporary with flysch. These sediments are of Ordovician age, which corresponds with the fossils found in the flysch of the Røros—Hovin division. The Ordovician sediments in the parallel synclines seem to be of the same character as the alpine flysch. The sediments may be studied in the section Mjøsa—Trondheimsfield. Limestones are typically found together with shales near the border of the mountain chain and on the foreland. Shales, sandstones and conglomerates occur mainly in the synclines. Slate is a very characteristic rock in the flysch regions. I suppose that my parallel anticlines correspond to the Alpine Schwellen (Vindelizische Schwellen). In this connection I shall mention that the Ordovician sediments are transgressive towards the anti-

The Mountain chain and the Forelands in Presilurian time.

The Forelands	The Mountain chain		
	The Border	Middle and Peripheral regions	Central regions
Ordovician Upper Cambrian Middle Cambrian	Ordovician Upper Cambrian Middle Cambrian Lower Cambrian	Ordovician Cambrian in the parallel synclines, fossils not found	Hovin—Røros division Støren—Bymark division, fossils not found
Subcambrian Peneplain	Disconformity Eocambrian Quartz-sandstone	Eocambrian: Quartz-sandstone Vardal sparagmite Biri division Brøttum sparagmite	Eocambrian: The Gula division

clines, viz. the parallel anticlines as well as the central geanticline (the Central zone).

At the base of the ordovician shales on the contact to the anticlines a basal conglomerate occurs in several places.

The geanticlinal period is followed by the period of *overfolds and overthrusts*. The anticlines developed into large, gliding folds, which were pushed far over the Ordovician sediments. The direction of the movement, the vergens, has usually been determined in accordance with the Raman principle (Holmquist, Svenonius).

The movement has usually progressed perpendicular to the direction of the strike and opposite the dip of the stratas. It is important to notice the dip of the folding axis (the pitch). When the synclines have their greatest depression the axis lies horizontal. The angle increases towards the culmination and gradually the syncline closes and develops into a basin. After the culmination the synclines may go towards another depression.

The strike of the stratas turns gradually towards the point of culmination from the common direction NE—SW to NW—SE and further round the basin. The vergens of the thrusts and folds naturally makes the same turning from southeast to south and further to southwest and west.

The so called cross-folding in the mountain chain depends on these culminations. In Western Norway we have a culmination (The Vestland culmination) represented by a cross folding commonly called the Bergen arcs. There is another culmination in Gudbrandsdal—Dovre. A third culmination occurs in the northern region of the Trondheimfjeld (Snåsa). A fourth one occurs in the region of Tysfjord in northern Norway.

The culminations have been caused by the elevation of the substratum (precambrian foundation) of the mountain chain, resulting in depressions and culminations along the mountain chain.

Regarding the theory of thrustmasses it is my opinion that they have not been transported a very long way. My opinion is that the inversions mentioned above have developed into large folds which have been pressed towards the forelands. They may have developed into thrustmasses but the overfolds and thrustmasses have hardly been transported more than ten to twenty km forward. Some of the overfolds may have been pushed over other folds, situated below. The allochthonous movements have taken place in Silurian and Devonian times.

The erosion of the folds and nappes has provided material for deposits called molasse, which naturally must be of the same age, Silurian and Devonian. The red sparagmites may possibly represent such younger molasse.

My investigations have especially concerned the Trondheim field and the region around this field, but I have travelled all over the mountain chain in Norway and have found a similar structure both in the southwestern and the northeastern direction. There are however two regions of somewhat different character, viz.:

1. Møre—Romsdal—Jotunheimen—Hardangervidda.
2. Finnmark (north of Kvenangen).

In these two fields we do not find the green rocks of the Støren—Bymark division, at any rate not of the common type. Nor do we find the deposits of pyrites and chalcopyrites which are so common in other districts of the mountain chain. The reason may be that these two regions in Eocambrian time were highlands and the synclines of the mountain chain have culminated towards the higher land. A rather peculiar point is that the first region is situated just in the continuation of “the southwestern gneiss” in southern Sweden and Norway. It has been suggested that this region is the central zone of the Gothides. The other region mentioned (Finnmarken) is situated where we believe the central zone of the Carelides crosses in a northwestern direction, through Finnmark.

Marine and Continental Eocambrian.

In my paper I have shown that the Eocambrian formation (the sparagmites) is not limited to some basins in the peripheral region of the mountain chain. On the contrary, the formation extends all over the mountain chain. The Eocambrian formation has built up the caledonian geosyncline. Thus the sediments of this formation in the geosyncline must be marine sediments. The coast line of the southeastern half of the geosynclinal sea, at the end of the Eocambrian times stretched along a line through Trysil—Ringsaker (Tømten)—Finse. The forelands extended from this coastline in southeastern direction. These wide areas consist of precambrian rocks in some places overlain by the Jotnian formation (Trysil-sandstone, Dala-sandstone). This last formation occurs in the northwestern direction just up to this

coastline but not further. The Jotnian formation usually is considered to be of continental origin. In geological literature the Jotnian sediments are described as older than the Eocambrian sparagmites because they are denudated by the subcambrian transgression while the Eocambrian sparagmites usually show concordance towards the Cambrian sediments. The explanation of this evidence seems to be that the Jotnian formation also belongs to the Eocambrian period.

The Eocambrian formation occurs in two facies, a marine one in the geosyncline and a continental facies on the forelands. The Jotnian formation occurs in Trysil in Norway and in many places in Sweden and Finland. Torridonian in Scotland is a corresponding formation also of continental origin belonging to the northwestern side of the mountain chain. In this connection it is interesting to be reminded of the triassic sedimentation in the Alps, where the geologists distinguish between "Alpiner (mariner) Trias and Germanischer (continental) Trias". Trias thus seems to be a true parallel to the Caledonian Eocambrium, which, as described, occurs in two facies: A marine formation (The Sparagmite formation) and a continental one (Jotnian—Torridonian). A rather strange thing regarding the Jotnian formation are the subjotnian rocks, which have a peculiar character. The most frequent of these rocks is the subjotnian porphyry. Eckermann has mentioned an interesting point, viz. that the subjotnian rocks resemble the subcaledonian rocks. Especially the rocks in the Riksgrense anticline have subjotnian character and I have found such rocks also in other caledonian anticlines.

Correlation between the Caledonides and the Alps.

In my description of the Caledonides in Norway I have tried to find similarities with the Alpine mountain chain. I find it quite evident that the large transgression of the geosynclinal sea in the Alps around Middle Cretaceous (Vorgossauische Hebung und Transgression) corresponds to the Subcambrian transgression in the Caledonides. Both these periods in the two mountain chains are characterized by geanticlinal movements, basaltic volcanism (the green, spilitic rocks) and transgression of the geanticlinal sea over the forelands. The geosynclinal period in the Alps lasted from the end of Perm til Middle Cretaceous. The corresponding period in the Caledonides must be Eocambrian and partly Cambrian. The Flysch period of the Alps lasted through Upper Cretaceous and the Lower part of the Tertiary forma-

tion. The corresponding time in the Caledonides must be Ordovician (The Hovin—Røros formation).

The foundation for this view is that the Caledonian geosyncline in the sinking period was of Eocambrian age. I presume further investigations will confirm this view.

According to my explanation the coastline of the geosynclinal sea at the end of the sinking period of the geosyncline is fixed to lie at Mjøsa (Tømten—Ringsaker). Further to the south was the foreland, clearly indicated by the transgression in Lower Cambrian time.

According to the description of the Caledonides commonly in use, the sediments of the geosyncline belong to the Cambrian—Ordovician formation. But these formations also occur on the Precambrian (the archæan rocks) south of Mjøsa. As mentioned above, in all probability this precambrian region represents the foreland and under this supposition one comes to the quite improbable conclusion that there was marine sedimentation on the foreland contemporary with the sedimentation in the sinking geosyncline. It may be possible that the geosynclinal ocean in the geosynclinal period partly extended over the foreland, but it is improbable that the ocean in that period extended over the entire foreland.

Mountain geologists often mention sediments contemporary with flysch but usually one only rarely hears of marine sediments on the forelands contemporaneous with the geosynclinal sediments. We have some examples of forelands inundated in the geosynclinal period, but the common rule is that marine sediments on the forelands are younger than the geosynclinal period and contemporary with the flysch.

As I have come to the result that the geosyncline is of Eocambrian age I avoid this difficulty.

I hope it shall soon be evident that the Eocambrian formation and the Subcambrian transgression are main points in the development of the Caledonian mountain chain.

The Pyrite Deposits in the Mountain Chain.

In the Caledonian mountain chain in Norway there are several kinds of ore. The most important are the deposits of iron ores and of pyrites, but also there occur deposits of sphalerite, galena, and several other ores.

Here I shall give a report of my studies on the pyrite deposits, with special reference to the Trondheim field. Many descriptions of

the Norwegian pyrite deposits have been given. I may here mention those of J. H. L. Vogt, Th. Vogt, C. W. Carstens and Foslie and refer further to the bibliography.

When speaking of the deposits of pyrites in our mountain chain we mean all the deposits of pyrites with varying contents of copper, zink etc. and deposits of pyrrhotite with chalcopyrite.

J. H. L. Vogt described the intrusive pyrite deposits, while Th. Vogt has shown that the axes of these deposits have the same direction as the stretching of the schists in the field. Carstens has classified the pyrites into the following types:

Leksdal, Røros, Rødhammer and Fløttum.

Genetically interesting is *the sedimentary Leksdaltype* in the Støren—Bymark division. The deposits of this type are syngenetic, while all the other types are epigenetic, *i. e.* of magmatic or hydrothermal origin. The Leksdal type is only mined in Stordøy in western Norway, but the same type is found in many other places. It occurs in the Løkken field, but the pyrite which is mined at Løkken is a finegrained, crystalline type. This pyrite, the Løkken type, has commonly been reckoned to be of intrusive origin. It occurs in veins and is clearly younger than the Leksdal series, but in some way the Løkken type seems to bear a genetic relationship to the Leksdal type. The Løkken type thus seems to have something of an intermediary position between those of syngenetic and epigenetic origin. The Leksdal zone is a pronounced stratigraphical pyritic level in the Støren—Bymark division.

In a paper (Bugge 1948) I have emphasized that the different pyrite deposits in the mountain chain have crystallized out of solutions which originated from the sedimentary Leksdal pyrite by metamorphic processes in the folding period. We could say that the crystalline pyrite is paligenic Leksdal pyrite. Probably there has been added to the original solution other solutions ascending from magmatic sources, which may explain the relatively high contents of copper, zink etc. found in some of the deposits.

When the zones of Leksdal pyrite occur in typical form, they seem to have been exposed to a low degree of metamorphism. Such seems to be the case with the crystalline pyrite types at Løkken and probably also at Grong. During the folding processes these zones had a relatively autochthonous, one might say paraautochthonous, position. It is interesting to note that these paraautochthonous types (Leksdal, Løkken—Grong) have not been found at such high levels *o. s.* as the

typical, intrusive types of Røros, Foldal etc. It is remarkable too that there are much greater quantities of ore of the Løkken—Grong type than of the typical intrusive types of Røros—Folldal etc.

The intrusive types of pyrite occur in the Røros field, at Killingdal, Folldal, Sulitjelma and many other places. The deposits of the *Røros type* have been described as massives of pyrite, shaped like a ruler. They have a flat or gentle dip usually in a westerly direction. The thickness and the dimension along the strike are relatively small, but along the axis mining operations have exposed them, in some cases for as much as several kilometers. The deposits are markedly stretched. Such deposits usually occur in mica schists or chlorite schists. Saussuritegabbro is often found, and then, always in a level above the pyrite. In the eastern part of the Trondheim field the outcrops of this type of deposits are found about 900 metres above sea level. The mines have usually been started at this height and are now slowly sinking westwards. Killingdal mine has now penetrated to below sea level.

The deposits of Folldal, Vingelen, Harsjø, Rødhammeren, Meraker etc. occur in a zone of hornblende-schists and green schists belonging to the Støren—Bymark division, cfr. the geological map, fig. 7.

These deposits are usually dipping steeply in a westerly direction. Mining operations have shown that the ore-bodies are divided into lenses, probably on account of stretching which took place during the folding process. The outcrops again usually occur at about 900 m above sea level.

The intrusive types of pyrite deposits seem clearly to have been strongly stretched during the folding period, they have an allochthonous position.

To explain the differences between the various types of pyrite deposits may I refer the reader to the description of the Caledonides I have given earlier in this paper. I have shown that the Caledonides have a certain folding structure, partly combined with overthrusting. The folds are characterized as overfolds with Ordovician stratas (flysch) squeezed between the underlying paraautochthonous limb and the overlying allochthonous limb of the fold (cfr. fig. 11). There are overfolds with southeastern and with northwestern vergens. In the middle is the central zone.

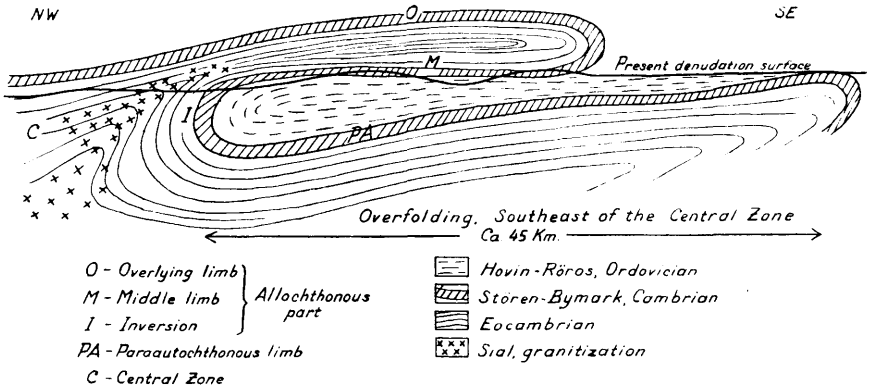


Fig. 17. Profil av overfolding ved østlige til sydlige side av sentralsonen. Man ser beliggenheten av de forskjellige typer av kiskeforekomster.

Fig. 17 demonstrates overfolding in an easterly direction from the central zone. Pyrite deposits of the Leksdal type and of the Løkken—Grong type are situated in the parautochthonous limb PA. Deposits of the Følldal—Harsjø—Rødhammer type lie in the inversion zone I and deposits of the type Røros—Killingdal belong to the middle limb M.

In the overfold which lies west of the Central zone (with Løkken) the whole upper fold (the upper and middle limb), a great part of the underlying fold, and much of the ordovician stratas have been obliterated through denudation. In the Løkken field the erosion has reached downward into the Støren—Bymark division, limb PA of the lower fold. In the Røros field the erosion has reached the middle limb, and at some points it penetrates some distance down into the ordovician stratas, but in the Røros field as the whole a relatively great part of the middle limb M is preserved. The pyrite deposits are here found in several schists which lie directly below the borders of small massives (hills) of saussurite-gabbro and greenstone. Under metamorphosis, the greenstones of the Støren—Bymark division were often altered to saussuritegabbro. But in some places one can still see greenstones. The green schists however, under metamorphosis, have to a great extent been altered to chlorite schists, which is an important proof of stress in the middle limb.

As mentioned earlier the common view has been that the Røros division is older than the Støren—Bymark division, but my opinion is that the Rørosdivision is identical with the Ordovician Hovin division.

Thus there is every reason to believe that in the eastern part of the Trondheim field, the Støren—Bymark division is still preserved below the Hovin—Røros division. This could be proved by diamond drilling.

It should further be possible in this division to locate the Leksdal, and with good luck, also the Løkken—Grøng type of pyrite deposits.

The conclusion should be that in the Caledonides we have a stratigraphical pyritic level (the Leksdal type), which has been exposed to palingenic processes combined with folding and thrusting processes. There has also been added solutions of magmatic origin. From these different sources during the folding period there have been formed allochthonous pyrite deposits in an inversion zone and in overfolds.

The deposits of the allochthonous pyrites are relatively easy to locate. It is more difficult to find the more paraautochthonous deposits of the Løkken type. There should be possibilities of finding such deposits in the eastern part of the Trondheim field, but here they are covered by the Røros schists.

The pyrite deposits I have described here, occur in the folded schists on both sides of the Central zone. These two sides are characterized by metamorphism with stress while in the Central zone there has been more contact-metamorphism. Several ore deposits occur in the Central zone, but in the Trondheim field none of the resultive mines are in operation now.

In the Central zone of the Trondheim field there occur stocks, veins and impregnations of pyrite, chalcopyrite and pyrrhotite in such deposits as Røstvangen and Kvikne. At Fløttum besides pyrites, there has been found some galena, fahlerts etc. In northern Norway sphalerite is mined in Husvik. Pyrrhotite with nickel occurs in several deposits in western Norway, in the Trondheim field, and in northern Norway.

At present I shall not give a more detailed description of the deposits in the Central zone. They are rather interesting, especially these of the geanticlinal Central zone. The same is the case with the parallel anticlines I have mentioned earlier in this paper. There seems to occur some ore, especially galena in connection with these anticlines. We have here an interesting field for further study in the future.

Literature on the Norwegian Pyrite Deposits.

B. M. Å. = Bergens Museums Årbok.

G. F. F. = Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar.

N. G. U. = Norges Geologiske Undersøkelse.

V. S. F. = Det kgl. norske Vid. selsk. Forh.

Bateman, A. M.: Ore deposits of the Rio Tinto (Huelva) district, Spain, *Econ. Geol.* 22, 1927.

Behrend, Fritz: Die "Intrusive Kiesgruppe" und ihre wahre genetische Stellung. *Zt. f. prakt. Geologie*, 1935.

Bugge, C.: Kisene i fjellkjeden. *N. G. T. b.* 27, 1948.

Carstens, C. W.: 1. Zur Frage der Genesis der Norwegischen Kiesvorkommen. *Zeitschr. f. prakt. Geologie* 1932, h. 7.

2. Zur Genesis der Kiesvorkommen des Trondhjemsgebiets. *Norges Tekn. Høiskole. Avh. til 25 års jubil. 1935* (jfr. V. S. F. 1935, nr. 11).

3. Zur Genesis der Norwegischen Schwefelkiesvorkommen. *Zeitschrift d. Deutschen Geol. Gesellsch. B.* 88, H. 4, 1936.

4. Om antimonforekomster. *V. S. F. b.* IX, nr. 23, 1936.

5. Berthierit (Eisenantimonglanz) von Ringvassøy, Norwegen. *V. S. F. b.* X, nr. 23, 1937.

6. Plumosit von Forvik, Helgeland, Norwegen. *V. S. F. b.* X, nr. 22, 1937.

7. Zur Frage der Metamorphose des Schwefelkieserze. *V. S. F. b.* XIV, nr. 3, 1941.

8. Zur Geochemie einiger norw. Kiesvorkommen. *V. S. F. b.* XIV, nr. 10, 1941.

9. Über sedimentäre Schwefelkiesvorkommen. *V. S. F. b.* XIV, nr. 32, 1941.

10. Ein neuer Beitrag zur geochemischen Charakteristik norwegischer Schwefelkieserze. *V. S. F. b.* XV, nr. 1, 1942.

11. Turmalin und Flußspat als Bestandteile von Schwefelkieserz. *V. S. F. b.* XV, nr. 4, 1942.

12. Über kupferhaltige Kiesvorkommen des Leksdalstypus. *V. S. F. b.* XV, nr. 42, 1942.

13. Über den Co-Ni-Gehalt norwegischer Schwefelkiesvorkommen. *V. S. F. b.* XV, nr. 43, 1942.

14. Über den Vanadiumgehalt norwegischer sedimentärer Eisenoxyd- und Eisensulfiderze. *V. S. F. b.* XVI, nr. 1, 1943.

15. Om dannelsen av de norske Svovelkisforekomster. *V. S. F. b.* XVII, 1944.

Collins, H. F.: The Igneous Rocks of the province of Huelva and the Genesis of the Pyritic Ore-Bodies, *Trans. Inst. Min. and Met.* 31, 1922.

Edge, A. Broughton: Observations on the pyritic orebodies of southern Spain and Portugal. *Congrés geol. internat.-Comtes Rendus.* 3, 1926,

Falkenberg, O.: Geologische-petrografische Beschreibung einiger südnorwegischer Schwefelkiesvorkommen mit besonderer Berücksichtigung ihrer Genesis. *Zt. f. prakt. Geol.* 1914.

- Finlayson, A. H.: The pyritic deposits of Huelva, Spain. *Econ. Geol.* 5, 1910.
- Foslie, Steinar: 1. Syd-Norges gruber og malmforekomster. N. G. U. nr. 126, 1925.
2. Norges Svovelkisforekomster. N. G. U. nr. 127, 1926.
 3. Skorovass kisfelt i Grong, foredrag. N. G. T. nr. 19, 1939.
 4. Tysfjords geologi. N. G. U. nr. 149, 1941.
 5. Hellemobotn og Linnajavre. N. G. U. nr. 150, 1942.
 6. Melkedalen grube i Ofoten. N. G. U. nr. 169, 1946.
 7. Håfjeldsmulden i Ofoten og dens sedimentære jern-mangan-malmer. N. G. U. nr. 174, 1949.
- Grip, E.: Lead and Zink deposits in Northern Sweden. *International Geol. Congress. Report of the Eighteenth Session, Great Britain 1948, Part VII.*
- Helland, A.: 1. Ertsforekomster i Søndhordland og på Karmøen. *Christiania* 1871.
2. Forekomster av kis i visse skifre i Norge. *Universitetsprogram. Christiania* 1873.
- Kautsky, G.: Die kaledonischen Sulfiderze und die palingenen Prozesse. *G. F. F. b. 70, h. 2, 1948.*
- Kolderup, N. H.: En vestnorsk kisførende kvartskeratofyr. *B. M. Å. 1929. I, nr. 4.*
- Magnusson, N. H.: De svenska sulfidmalmerna och de palingena processerna. En översikt. *Föredrag. G. F. F. b. 70, h. 2, 1948.*
- Skordal, A. J.: Vulkanitter og sedimenter på den sørøstre del av Stord, *Univ. Bergen, Årbok* 1948.
- Smith, H. H.: Fund av turmalin fra en norsk kisforekomst. *N. G. T. b. 9, 1926.*
- Discovery of Tourmaline in a Norwegian Pyrite deposit. *Trans. Inst. M. M. Vol. 36.*
- Torgersen, J. C.: 1. Sink og blyforekomster på Helgeland. N. G. U. nr. 131, 1928.
2. Sink og blyforekomster i det nordlige Norge. N. G. U. nr. 142, 1935.
- Vogt, J. H. L.: 1. Salten og Ranen. N. G. U. nr. 3, 1890.
2. Vogt om Intrusive Kieslagerstätten i Reyschlag, Krusch, Vogt: *Die Lagerstätten der nutzbaren Mineralien und Gesteine. Stuttgart* 1910—1913.
- Vogt, Th.: 1. Origin of the injected pyrite deposits. *Norges Tekniske Høiskole avh. til 25 års jubileet* 1935.
2. Bemerkninger til et diskusjonsinnlegg av C. W. Carstens. *V. S. F. b. XVII, nr. 42.*
 3. Fjellkjedens flytestruktur og malmforekomster. I. Nord-Rana grubefelt. *V. S. F. b. XVII, nr. 30, 1944.*
- Aasgaard, G.: Gruber og skjerp i kistraget Øvre Guldal-Tydal. N. G. U. nr. 129, 1927.

Trykt januar 1955.

A. W. BRØGGERS BOKTRYKKERI A/S